



UNIVERSIDAD DE CHILE  
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS  
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

REMOCIONES EN MASA ASOCIADAS A SISMICIDAD EN EL NORTE DE CHILE: ANÁLISIS  
MULTIESCALA EN DISTINTOS AMBIENTES MORFOTECTÓNICOS.

TESIS PARA OPTAR AL GRADO DE MAGÍSTER EN CIENCIAS, MENCIÓN GEOLOGÍA

VALESKA FRANCISCA FARÍAS SARMIENTO

PROFESOR GUÍA:  
SERGIO SEPÚLVEDA VALENZUELA

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:  
SOFÍA REBOLLEDO LEMUS  
KATJA DECKART

SANTIAGO DE CHILE

2017

## REMOCIONES EN MASA ASOCIADAS A SISMICIDAD EN EL NORTE DE CHILE: ANÁLISIS MULTIESCALA EN DISTINTOS AMBIENTES MORFOTECTÓNICOS.

La historia geológica del Norte Grande de Chile presenta dos escenarios geomorfológicos, estructurales y sísmicos, que han mostrado ser propicios para la formación de remociones en masa a distintas escalas: el primero corresponde a una extensa región caracterizada por la morfología del acantilado costero, bajo cuyo contexto se generan remociones en masa asociadas, principalmente, a terremotos de subducción; el segundo, está dominado por profundos cañones de orientación E-W, cuya incisión en la Precordillera y Depresión Central permitió la formación de mega-remociones en masa desde el Pleistoceno tardío al Holoceno.

Se realizó un mapa cualitativo de susceptibilidad a remociones en masa gatilladas por sismicidad, asociadas a la morfología del Acantilado Costero entre las ciudades de Iquique y Antofagasta. El Índice de Susceptibilidad (IS) fue estimado por medio de una metodología cualitativa de ponderación de factores, considerando cuatro factores relevantes: pendiente promedio, cercanía a estructuras geológicas, litología y evidencia de inestabilidad. El IS fue separado en 4 categorías relativas entre sí: muy alta, alta, media y baja. La zona desde Iquique a Tocopilla resultó ser la más susceptible, y además justamente contiene un segmento sísmico que aún no se ha activado, donde se espera que ocurra un sismo de  $M_w > 8$ .

A lo largo de la Depresión Central y la parte más occidental de la Precordillera, entre las quebradas de Camarones y Tarapacá se preservan al menos 407 mega remociones en masa con área superior a  $2,4 \cdot 10^{-3} \text{ km}^2$ , de los cuales 351 tienen volumen superior a  $10^6 \text{ m}^3$  y son de falla profunda. Estas se distribuyen tanto en el bloque occidental como oriental del pliegue monoclin alzado por las fallas ciegas asociadas a las Flexuras Humayani, Moquella, Calacala, Soga y Aroma. La mayoría de estas remociones en masa fueron clasificadas como deslizamientos rotacionales coherentes de roca, que pueden ser secuenciales o múltiples, señalando multiplicidad de eventos de remoción en masa. Se caracterizaron por encontrarse en rocas volcánicas y sedimentarias del Cenozoico, que a nivel mundial es reconocida su alta susceptibilidad a los deslizamientos. Si se acepta un gatillante sísmico, se favorece la opción de que estas remociones en masa fueron detonadas por  $\sim 1000$  terremotos corticales de  $M_w \sim 7$ , cuyas aceleraciones fueron amplificadas por efectos de sitio por sobre los valores teóricos de PGA hasta alcanzar  $\sim 1g$ . Versus que hayan sido todas generadas de una sola vez por al menos un terremoto (uno sería suficiente) de interplaca de magnitud  $M_w > 9$ . Por otro lado, si se estima el comienzo de la generación de remociones en masa junto al inicio de la erosión ( $\sim 5,5 \text{ Ma}$ ), es posible calcular la recurrencia sísmica de 1 terremoto de  $M_w \sim 7$  cada 5.500 años para el conjunto de fallas sismogénicas de la Depresión Central y límite occidental de la Precordillera.



# Agradecimientos

Mis formales agradecimientos al Proyecto FONDEF D10|1027 por financiar parte de las campañas de terreno realizadas para tomar los datos y observaciones muy necesarios en esta tesis.

Agradezco a mis profesores de la comisión, en especial a mi profesor guía Sergio Sepúlveda por su comprensión y paciencia, y sobre todo por las observaciones realizadas a lo largo de este trabajo. A Sofía Rebolledo por sus consejos, y principalmente por sus preguntas esenciales en momentos decisivos. Y a Katja Deckart por sus correcciones y por incentivarme a ver todo de una manera más global.

Agradezco a mis compañeras BdR por la buena onda, amistad y cariño entregado a este mini proyecto, y por supuesto al DT y a los amigos BdR. A las niñas de la sala, por cada una de las oncecitas, por su apoyo y amistad. A mis amigos y compañeritos de posgrado, por generar un ambiente tan grato siempre y hacer más ameno el camino durante el paso por magíster. En fin, a todos quienes sin querer ayudaron a que este proceso pueda ser recordado como una hermosa etapa.

Finalmente agradezco a Tomás, por su complicidad en las discusiones geológicas, por ser mi compañero, por su gran paciencia, amor y comprensión; gracias por estar siempre ahí.

# Tabla de contenido

<b>Introducción</b>	<b>1</b>
<b>I Marco Teórico y Antecedentes geológicos de la zona de estudio</b>	<b>8</b>
<b>1. Las Remociones en Masa</b>	<b>9</b>
1.1. Clasificación de las Remociones en masa . . . . .	9
1.2. Formación de una remoción en masa de gran volumen y mecanismos de ruptura .	11
1.3. Actividad de las remociones en masa . . . . .	14
1.3.1. Estado de la actividad . . . . .	14
1.3.2. Distribución de la actividad . . . . .	15
1.3.3. Estilo de la actividad . . . . .	15
1.4. Remociones en masa como consecuencia de la sismicidad . . . . .	16
1.4.1. Remociones en masa de gran tamaño como consecuencia de la sismicidad	19
1.4.2. Mecanismos de ruptura de remociones en masa de gran tamaño . . . . .	20
1.5. Respuesta de las laderas a las ondas sísmicas . . . . .	22
1.5.1. Efectos de sitio . . . . .	23
<b>2. Antecedentes de la zona de estudio</b>	<b>27</b>
2.1. Marco Geomorfológico . . . . .	27
2.2. Clima . . . . .	33
2.3. Marco Geológico Regional . . . . .	34
2.4. Marco Estructural . . . . .	38
2.4.1. Sistemas estructurales del área de estudio . . . . .	39
2.5. Sismicidad en los Andes Centrales del Norte de Chile . . . . .	44
2.5.1. Tipos de sismicidad . . . . .	44
2.5.2. Ciclos sísmicos a lo largo del oroclino . . . . .	46
2.5.3. Sismicidad en la zona de la Cordillera de la Costa . . . . .	47
2.5.4. Sismicidad en la zona de la Precordillera y Depresión Central . . . . .	50

<b>II Susceptibilidad a remociones en masa en el escarpe costero entre Iquique y Antofagasta</b>	<b>55</b>
<b>3. Introducción</b>	<b>56</b>
3.1. Antiguas mega-remociones de la zona costera . . . . .	57
<b>4. Metodología de Análisis de susceptibilidad</b>	<b>61</b>
4.1. Inventario de remociones en masa . . . . .	61
4.1.1. Trabajo de terreno . . . . .	62
4.1.2. Trabajo de gabinete . . . . .	63
4.2. Elaboración del mapa de Susceptibilidad a Remociones en Masa . . . . .	63
4.2.1. Definición de unidades geomorfológicas e Identificación de Factores Con-	
dicionantes . . . . .	63
4.2.2. Asignación de puntaje a los factores condicionantes . . . . .	64
4.3. Validación del mapa de susceptibilidad . . . . .	69
<b>5. Resultados</b>	<b>70</b>
5.1. Inventario de remociones en masa presentes . . . . .	70
5.1.1. Pabellón de Pica . . . . .	72
5.1.2. Punta Guanillos del Norte . . . . .	73
5.1.3. Punta Chipana . . . . .	74
5.1.4. Punta Arenas . . . . .	75
5.1.5. Túnel Pedro Galleguillos . . . . .	75
5.1.6. Punta Mal Paso . . . . .	76
5.1.7. Punta Ana . . . . .	76
5.1.8. Punta Paragua . . . . .	77
5.1.9. Punta Alala . . . . .	78
5.1.10. Sector de Gatico . . . . .	78
5.2. Mapa de Susceptibilidad a Remociones en Masa . . . . .	79
5.2.1. Definición de unidades geomorfológicas e Identificación de Factores Con-	
dicionantes . . . . .	79
5.2.2. Asignación de puntaje a los factores condicionantes . . . . .	79
5.3. Validación del mapa de susceptibilidad . . . . .	86
<b>6. Discusiones</b>	<b>88</b>
6.1. Discusiones . . . . .	88
6.2. Conclusiones . . . . .	92
6.3. Recomendaciones . . . . .	93

<b>III Estudio de Mega-Remociones en Masa de las quebradas profundamente incididas de la Precordillera y Depresión Central</b>	<b>94</b>
<b>7. Introducción</b>	<b>95</b>
7.1. Motivación del estudio . . . . .	95
7.2. Desarrollo del trabajo . . . . .	98
<b>8. Antecedentes de la zona de estudio</b>	<b>100</b>
8.1. Incisión . . . . .	100
8.2. Remociones en masa . . . . .	103
8.3. Caracterización de las fuentes sísmicas. Planteamiento de supuestos geológicos .	104
8.3.1. Estructuras mayores de la zona de estudio, y su manifestación: las flexuras .	104
<b>9. Metodología</b>	<b>110</b>
9.1. Identificación de las remociones en masa y caracterización morfométrica . . . . .	110
9.2. Caracterización de la sismicidad . . . . .	112
9.2.1. Escalas de magnitud sísmica . . . . .	112
9.2.2. Relaciones empíricas para la Magnitud de Momento máxima ( $M_{max}$ ) y el Ancho de Ruptura asociados a cada falla . . . . .	114
9.2.3. Leyes de atenuación de fuente cortical . . . . .	115
9.2.4. Ley de atenuación de fuentes de Interplaca e Interplaca Oceánica; Ruiz y Saragoni (2005) . . . . .	121
9.3. Determinación de la edad de las mega remociones en masa . . . . .	122
<b>10. Remociones en masa del piedemonte andino de la Región de Tarapacá</b>	<b>124</b>
10.1. Inventario de remociones en masa . . . . .	124
10.2. Distribución y geomorfología de las remociones en masa . . . . .	126
10.3. Clasificación de remociones en masa . . . . .	138
10.4. Datación en sedimentos carbonosos de Camiña . . . . .	140
<b>11. Análisis de Sismicidad en áreas de Remoción en Masa</b>	<b>143</b>
11.1. Estimación de Magnitud máxima y de las dimensiones asociadas a cada estructura geológica presente . . . . .	143
11.1.1. Largo de falla asociada a cada flexura . . . . .	143
11.1.2. Magnitud sísmica máxima asociada a cada flexura . . . . .	144
11.1.3. Ancho de falla asociada a cada flexura . . . . .	145
11.1.4. Profundidad del <i>tip point</i> y manto de falla . . . . .	145
11.2. Atenuación de la aceleración sísmica . . . . .	147

11.2.1. Sismicidad de fuente cortical . . . . .	147
11.2.2. Atenuación sismicidad de subducción . . . . .	154
<b>12. Discusiones</b>	<b>158</b>
12.1. Acerca de la razonabilidad de la hipótesis . . . . .	158
12.2. Forma y distribución de las mega remociones en masa . . . . .	160
12.2.1. Movilidad de los distintos tipos de remoción en masa . . . . .	160
12.2.2. Distribución de las remociones en masa como una función de la geomor- fología y geología . . . . .	162
12.2.3. Distribución con respecto a la clasificación de las remociones en masa . . .	165
12.3. Relación de las mega-remociones en masa con la sismicidad . . . . .	166
12.3.1. Distribución de las remociones en masa en función de la distancia a las fuentes corticales . . . . .	167
12.3.2. Aplicabilidad de las leyes de atenuación de PGA . . . . .	171
12.3.3. Distribución de las remociones en masa en función del PGA . . . . .	172
12.3.4. Resumen acerca de la distribución . . . . .	179
12.4. Frecuencia de distribución en el área . . . . .	181
12.4.1. Edad y clima . . . . .	187
12.4.2. Con respecto a la datación . . . . .	189
12.5. Conclusiones particulares . . . . .	190
12.6. Recomendaciones . . . . .	192
<b>IV Conclusiones generales</b>	<b>194</b>
<b>13. Conclusiones</b>	<b>195</b>
<b>Bibliografía</b>	<b>198</b>
<b>Anexos</b>	<b>229</b>
<b>A. Fallas corticales del SCVO entre Arica y Mamiña</b>	<b>229</b>
<b>B. Sismicidad en el Antearco del Norte de Chile</b>	<b>235</b>
<b>C. Definiciones acerca de la morfología de los deslizamientos</b>	<b>237</b>
C.1. Características de los deslizamientos y geometría . . . . .	237
C.2. Dimensiones de los Deslizamientos . . . . .	237
<b>D. Tipos de Remociones en Masa</b>	<b>242</b>



D.1. Caídas y <i>topples</i> . . . . .	242
D.2. Deslizamientos de roca . . . . .	243
D.3. Deslizamientos en suelo . . . . .	245
D.3.1. Deslizamientos tipo flujo . . . . .	245
<b>E. Ráster utilizados para la asignación de puntaje</b>	<b>248</b>
<b>F. Catastro Mather</b>	<b>253</b>
<b>G. Catastro</b>	<b>255</b>
<b>H. Tablas de Asignación de Puntaje para cálculo de IS</b>	<b>263</b>
<b>I. Nombres de Remociones en masa organizadas por quebrada principal</b>	<b>270</b>
<b>J. Tablas resumen de análisis morfométrico organizadas por quebrada</b>	<b>278</b>
<b>K. Cálculo Rrup según sector en bloque colgante</b>	<b>285</b>
<b>L. Clasificación de remociones en masa de reactivaciones</b>	<b>287</b>
<b>M. Funciones desarrolladas en R program</b>	<b>290</b>
M.1. Definición de funciones . . . . .	290
M.2. Generación de ráster de salida con valores de PGA para cada ecuación . . . . .	295
<b>N. Curvas PGA para cada remoción estructura</b>	<b>297</b>
<b>O. Comportamiento Leyes de atenuación</b>	<b>300</b>
O.1. Análisis de sensibilidad de las leyes de atenuación . . . . .	300
O.1.1. Con respecto a $r_{rup}$ : . . . . .	300
O.1.2. Con respecto a las leyes de atenuación . . . . .	302
<b>P. Descripción estratigráfica sondajes Camiña, realizadas por el Idiem</b>	<b>312</b>
P.1. Datación . . . . .	312
P.2. Metodología utilizada por el laboratorio para datación de carbono (Beta Analytic Inc) . . . . .	314
<b>Q. Parámetros H, L, Ang de las remociones en masa de la zona de estudio</b>	<b>316</b>
<b>R. Regresiones lineales para dispersión de H/L vs V, por tipo de remoción en masa</b>	<b>320</b>
<b>S. Distribución de remociones en masa con con la distancia a fuentes corticales</b>	<b>322</b>

<b>T. Cálculos realizados para calcular la Frecuencia de Densidad</b>	<b>326</b>
T.1. Definición de densidad de probabilidad en función del área . . . . .	326
T.2. Definición de densidad de frecuencia en función del área . . . . .	327
T.3. Análisis del resultado . . . . .	327
T.4. Definición de clases . . . . .	328
T.5. Área teórica vs área real . . . . .	328
T.6. Área promedio en tramo faltante y área promedio total . . . . .	329
T.7. Determinación de $m_L$ y número de intervalos . . . . .	330
T.8. Área mayor o menor al punto de inflexión . . . . .	331
<b>U. Concentración de remociones en masa a ambos lados del eje de las flexuras para cada ley de atenuación</b>	<b>333</b>
<b>V. Resumen Extendido, XIV Congreso Geológico Chileno</b>	<b>354</b>
<b>W. Poster, XIV Congreso Geológico Chileno</b>	<b>359</b>

# Índice de tablas

1.1. Abundancia Relativa de remociones en masa inducidas por sismicidad. . . . .	17
4.1. Ponderación máxima para cada factor condicionante . . . . .	65
4.2. Asignación de puntaje para Pendiente Promedio . . . . .	66
4.3. Asignación de puntaje para cada rango de DL . . . . .	67
4.4. Asignación de puntaje según evidencia de inestabilidad . . . . .	67
4.5. Asignación de puntajes según cercanía a estructuras geológicas mayores . . . . .	68
4.6. Clases de IS y su código de color para la cartografía . . . . .	69
5.1. Asignación de puntajes para las diferentes litologías . . . . .	81
5.2. Clasificación Susceptibilidad a remociones en masa . . . . .	82
6.1. Porcentaje de unidades geomorfológicas con EI=10, para cada rango de índice de susceptibilidad . . . . .	89
10.1. Distribución remociones en masa por tamaño, según su tipo. Se muestra el total de remociones por tramo. . . . .	126
10.2. Resumen parámetros Morfométricos de toda el área de estudio. Se muestra el área y volumen total dispuesto en cada quebrada principal y sus afluentes. Se separan las cantidades dispuestas en la parte oriental (Retamilla) y occidental (Tiliviche) de la quebrada de Pisagua. . . . .	126
11.1. Características conocidas de las estructuras de interés. Largo medido en superficie sobre los lineamientos de los pliegues que generan las fallas ciegas. En la quinta columna se muestra el largo máximo (km) que se estima que tendrían en subsuperficie. . . . .	144
11.2. Magnitud máxima estimada mediante la regresión lineal (Ecuación 9.4) propuesta por Wells y Coppersmith (1994). En este trabajo se ocupan los valores de la columna gris. . . . .	144

11.3. Ancho del plano de falla en la dirección del manto (RW, [km]) estimado de acuerdo a $M_{max}$ para cada una de las flexuras. Mediante el uso de la regresión lineal (Ecuación 9.5) propuesta por Wells y Coppersmith (1994). En este trabajo se ocupan los valores de la columna gris. . . . .	145
11.4. Geometría estimada de cada falla ciega. Los valores de $M$ y $RW$ máximos (Tablas 11.2 y 11.3, respectivamente) fueron calculados en este trabajo. Los valores de tip point y dip de la falla asociada a la Flexura de Humayani son conocidos (García et al., 2011); mientras que para las fallas ciegas se decidió utilizar los valores propuestos para la Falla de Moquella (Riquelme, 2015). Ver metodología e información en texto. . . . .	147
11.5. Valores Extremos Aceleraciones (g) medidas durante el terremoto de Pisagua ( $M_w$ 8.2), 2014. . . . .	154
11.6. Comparación de PGA . . . . .	157
C.1. Definición de las características de los deslizamientos mostradas en la Figura C.1, extraído de Cruden y Varnes (1996). . . . .	239
C.2. Definiciones de las Dimensiones de los Deslizamientos mostradas en la Figura C.2. Extraído de Cruden y Varnes (1996). . . . .	241
G.1. Catastro de evidencia de remociones en masa realizado en el área costera entre Iquique y Antofagasta ( $EI=1$ ) . . . . .	256
G.2. Otros antecedentes de interés recopilados en terreno . . . . .	259
H.1. Resumen de valores de factores condicionantes para cada unidad geomorfológica de SUELO. Para correlacionar con unidad use FID de shape adjunto en CD . . . . .	263
H.2. Resumen de valores de factores condicionantes para cada unidad geomorfológica de ROCA. Para correlacionar con unidad use FID de shape adjunto en CD . . . . .	266
J.1. Aroma . . . . .	278
J.2. Camiña . . . . .	279
J.3. Coscaya . . . . .	279
J.4. Camarones . . . . .	280
J.5. Miñimiñi . . . . .	281
J.6. Ocharaza . . . . .	282
J.7. Retamilla . . . . .	282
J.8. Suca . . . . .	283
J.9. Tarapacá . . . . .	284
J.10. Tiliviche . . . . .	284

L.1. Clasificación de todas las remociones en masa que componen las remociones compuestas que se presentan en el texto principal, corresponde a la misma distribución de remociones en masa de la Figura L.1. . . . .	288
M.1. Asignación de parámetros y dimensiones a cada una de las fallas ciegas asociadas a las flexuras . . . . .	295
T.1. Resumen valores RM . . . . .	329

# Índice de figuras

1. Área de estudio . . . . .	7
1.1. Tipos de deslizamientos controlados por efecto de una sección acoplada . . . . .	12
1.2. Falla en talud bajo condiciones estáticas y sísmicas. . . . .	20
1.3. Mecanismo de fallamiento gatillado por sismicidad . . . . .	22
1.4. Modelo análogo amplificación PGA en laderas. Extraído de Huang, 2015. . . . .	24
2.1. Unidades morfoestructurales del Norte de Chile . . . . .	28
2.2. Acantilado Costero . . . . .	30
2.3. Ubicación mapas geológicos del área de estudio . . . . .	35
2.4. Mapa geológico a escala 1:1.000.000 . . . . .	36
2.5. SFA, Modificado de Gonzáles et. al, 2003. . . . .	42
2.6. Perfil esquemático unidades geomorfológicas. Extraído de Charrier et al., 2005. . .	43
2.7. Tipos de sismos en el margen convergente chileno . . . . .	45
2.8. Inter y Co sísmico. Extraído de Quezada et al, 2012. . . . .	47
2.9. Grandes sismos históricos en el norte de Chile. . . . .	48
2.10. Sismicidad cortical en la Región de Tarapacá. . . . .	52
2.11. Sismicidad intraplaca . . . . .	54
3.1. Ubicación mega avalanchas registradas en Mather et al. (2014) . . . . .	59
3.2. Avalanchas, Yugsy et al. (2012) . . . . .	60
5.1. Ciudades y poblados de la zona costera entre Iquique y Antofagasta. . . . .	71
5.2. Pabellón de Pica 2014. . . . .	72
5.3. Malla Pabellón de Pica 2005, 2007. . . . .	73
5.4. Malla Pabellón de Pica 2005, 2007. . . . .	74
5.5. Avalancha de punta Chipana. . . . .	74
5.6. Tunel Pedro Galleguillos . . . . .	75
5.7. Punta Ana . . . . .	76

5.8. Punta Paragua . . . . .	77
5.9. Punta Paragua . . . . .	77
5.10. Afloramiento intrusivo Gatico . . . . .	78
5.11. Mapa susceptibilidad tramo Iquique - Tocopilla . . . . .	83
5.12. Mapa susceptibilidad tramo Iquique - Mejillones . . . . .	84
5.13. Mapa susceptibilidad tramo Mejillones - Antofagasta . . . . .	85
5.14. Validación mapa de susceptibilidad . . . . .	87
6.1. Correlación con mega-remociones en la zona . . . . .	91
7.1. Zona de estudio, con ubicación de trabajos anteriores mega remociones en masa . . . . .	99
8.1. Estructuras Precordillera y margen oeste Cordillera Occidental . . . . .	109
9.1. Comparación entre distintas escalas de magnitud, Zangeneh et al. (2013). . . . .	114
9.2. Distancia a la proyección de la zona de ruptura d. Distancia más corta a la superficie de ruptura $r_{rup}$ . . . . .	119
10.1. Tipos de remoción en masa . . . . .	125
10.2. Mega Remociones en Masa Farías (2012) . . . . .	128
10.3. Remociones en masa del sector oeste de la quebrada Camarones . . . . .	128
10.4. Perfil de evolución deslizamiento Latagualla (Pinto et al., 2008) . . . . .	130
10.5. Fotografía N-S a deslizamiento en Miñimiñi tomada hacia el este desde la ruta A-375131 . . . . .	131
10.6. Deslizamientos disgregados del sector occidental de la quebrada Suca. . . . .	133
10.7. Remociones en masa quebrada Camiña . . . . .	133
10.8. Remociones en masa quebrada Tiliviche . . . . .	133
10.9. Mega Remociones en Masa Letelier (2013) y este trabajo. . . . .	134
10.10. Remociones en masa de la quebrada Aroma . . . . .	135
10.11. Remociones en masa de la quebrada de Coscaya. . . . .	137
10.12. Remociones en masa quebrada de Ocharaza . . . . .	138
10.13. Cantidad de cada tipo de remoción en masa . . . . .	139
10.14. Fotografía al pie de una avalancha en Camiña . . . . .	141
10.15. Pozo de datación. . . . .	142
11.1. Mapa de aceleraciones para máximos sismos esperados, utilizando la Ley de Atenuación de Sadigh et al. (1997) . . . . .	150
11.2. Mapa de aceleraciones para máximos sismos esperados, utilizando la Ley de Atenuación de Idriss (2008) . . . . .	151

11.3. Mapa de aceleraciones para máximos sismos esperados, utilizando la Ley de Atenuación de Ambraseys y Douglas (2003) . . . . .	152
11.4. Ley de atenuación del PGA vertical, utilizando la Ley de Atenuación de Ambraseys y Douglas (2003) . . . . .	153
11.5. Ley de atenuación para sismicidad interplaca (Ruiz y Saragoni, 2005) . . . . .	155
11.6. Atenuación PGA teórico del Terremoto Pisagua 2014. . . . .	156
11.7. Figura para comparación de PGA . . . . .	157
12.1. Movilidad de las remociones en masa. . . . .	161
12.2. Lineamientos más importantes inferidos o recuperados de cartas anteriores. . . . .	164
12.3. Esquema de apertura de la quebrada en zona de intersección con flexura. . . . .	165
12.4. Densidad de remociones en masa con la distancia a las fuentes de sismicidad cortical. . . . .	168
12.5. Frecuencia de remociones en masa en relación al PGA, agrupado por tipo de remoción. . . . .	174
12.6. Distribución de PGA teórico en remociones en masa tipo Pisagua (Mw 8.2), apilados por tamaño de remociones en masa. . . . .	175
12.7. Función Densidad de Frecuencia . . . . .	183
12.8. Puntos datación Aroma (Evenstar et al., 2014) . . . . .	188
B.1. Sismos en el norte de Chile . . . . .	236
C.1. Características de los Deslizamientos (Cruden y Varnes, 1996) . . . . .	238
C.2. Dimensiones de los deslizamientos en dibujo esquemático (Cruden y Varnes, 1996)	240
E.1. Mapa de pendientes . . . . .	249
E.2. Mapas litológicos usados. . . . .	250
E.3. Estructuras del área de estudio. . . . .	251
E.4. Unidades de roca y suelo . . . . .	252
F.1. Mega Avalanchas registradas en Mather et al., 2014. . . . .	254
G.1. Catastro de remociones en masa Ruta-1 . . . . .	262
I.1. Remociones en masa de la quebrada Camarones . . . . .	271
I.2. Remociones en masa de la quebrada Miñimiñi . . . . .	272
I.3. Remociones en masa de la quebrada Suca . . . . .	273
I.4. Remociones en masa de la quebrada Camiña y Retamilla . . . . .	274
I.5. Remociones en masa de la quebrada Tiliviche . . . . .	275



I.6. Remociones en masa de la quebrada Aroma . . . . .	276
I.7. Remociones en masa de la quebrada Tarapacá . . . . .	277
K.1. Estimación tramos $R_{RUP}$ . . . . .	285
L.1. Clasificación de todas las remociones en masa que componen las 284 remociones compuestas que se presentan en el texto principal. . . . .	288
L.2. Frecuencia de remociones en masa por área para 284 unidades. . . . .	289
L.3. Frecuencia de remociones en masa por área para 407 unidades. . . . .	289
N.1. Valores de atenuación del PGA para la Falla ciega asociada a la Flexura Humayani .	297
N.2. Valores de atenuación del PGA para la Falla ciega asociada a la Flexura Moquella .	298
N.3. Valores de atenuación del PGA para la Falla ciega asociada a la Flexura Soga . . . .	298
N.4. Valores de atenuación del PGA para la Falla ciega asociada a la Flexura Aroma . . .	299
N.5. Valores de atenuación del PGA para la Falla ciega asociada a la Flexura Calacala . .	299
O.1. $r_{rup}$ en relación a la distancia medida en superficie ( $D_{sup}$ ) desde la proyección superficial del <i>tip point</i> de la falla. . . . .	301
O.2. Variación en el comportamiento de ley de atenuación del PGA horizontal de Sa- digh et al. (1997) con cambios en la geometría de la falla y magnitud sísmica. . . .	304
O.3. Variación en el comportamiento de ley de atenuación del PGA horizontal de Idriss (2008) con cambios en la geometría de la falla y magnitud sísmica. . . . .	305
O.4. Comparación entre leyes de atenuación del PGA de Idriss (2008) en azul y sadigh et al. (1997) en rojo. . . . .	306
O.5. Variación en el comportamiento de ley de atenuación del PGA horizontal de Am- braseys y Douglas (2003) con cambios en la geometría de la falla y magnitud sísmica.	307
O.6. Variación en el comportamiento de ley de atenuación del PGA vertical de Ambra- seys y Douglas (2003) con cambios en la geometría de la falla y magnitud sísmica.	308
O.7. Comparación entre atenuación de PGA horizontal y vertical según leyes de Am- braseys y Douglas (2003). . . . .	309
O.8. Comparación de las leyes de atenuación para fallas superficiales . . . . .	310
O.9. Comparación de las leyes de atenuación para una falla ciega . . . . .	311
P.1. Descripción estratigráfica sondaje S-1. . . . .	313
P.2. Descripción estratigráfica sondaje S-2. . . . .	313
P.3. Reporte de datación de radiocarbono por AMS (Beta Analytic Inc. . . . .	313
P.4. Pozo de datación. . . . .	314
Q.1. Distribución H/L versus runout de las remociones en masa. . . . .	317

Q.2. Relación H vs Runout, para todas las remociones en masa de la zona de estudio. . . . .	317
Q.3. Relación H vs Ángulo de viaje, para todas las remociones en masa de la zona de estudio. . . . .	318
Q.4. Distribución de H/L vs Volumen . . . . .	318
Q.5. Área vs Distancia . . . . .	319
Q.6. Área (log) vs Distancia . . . . .	319
R.1. Movilidad de remociones en masa por tipo . . . . .	321
S.1. Distribución de las remociones en masa en el espacio. . . . .	325
T.1. power-law . . . . .	327
T.2. Predicción de área y volumen para distintas magnitudes de eventos. . . . .	330
T.3. Densidad de frecuencia para 11 y 22 intervalos. . . . .	331
T.4. Remociones en masa de área mayor y menor a $1 \text{ km}^2$ . . . . .	332
U.1. Parentesco (arbitrario) entre remociones en masa y flexuras de carácter regional. . . . .	334
U.2. Frecuencia de remociones en masa según la distancia a la fuente cortical, agrupadas por área. . . . .	335
U.3. Frecuencia de remociones en masa según la distancia a la fuente cortical, agrupadas por tipo de remoción en masa. . . . .	336
U.4. Frecuencia de remociones en masa en relación al PGA, agrupado por tipo de remoción. . . . .	337
U.5. Frecuencia de remociones en masa en relación al PGA, agrupado por área de remoción. . . . .	338
U.6. Frecuencia de remociones en masa en relación al PGA, agrupado según su clasificación de origen (Farías, 2012). . . . .	339
U.7. Distribución de PGA para RM cercanas. . . . .	340
U.8. Histograma PGA Humayani, apilado por tipo de remoción en masa. . . . .	341
U.9. Histograma PGA Humayani, apilado por orden de magnitud de área. . . . .	342
U.10. Histograma PGA Moquilla, apilado por tipo de remoción en masa. . . . .	343
U.11. Histograma PGA Moquilla, apilado por orden de magnitud de área. . . . .	344
U.12. Histograma PGA Soga, apilado por tipo de remoción en masa. . . . .	345
U.13. Histograma PGA Soga, apilado por orden de magnitud de área. . . . .	346
U.14. Histograma PGA Aroma, apilado por tipo de remoción en masa. . . . .	347
U.15. Histograma PGA Aroma, apilado por orden de magnitud de área. . . . .	348
U.16. Histograma PGA Calacala, apilado por tipo de remoción en masa. . . . .	349
U.17. Histograma PGA Calacala, apilado por orden de magnitud de área. . . . .	350

U.18.Distribución de PGA teórico en remociones en masa tipo Pisagua (Mw 8.2), apilado por tipo de remoción en masa. . . . .	351
U.19.Distribución de PGA teórico en remociones en masa tipo Pisagua (Mw 8.2), apilados por tamaño de remociones en masa. . . . .	352
U.20.Área RM vs Distancia a la traza . . . . .	353

# Introducción

## Formulación

Entre el margen costero del Norte de Chile y la Precordillera, entre los 19 y 24°S se ha observado una importante cantidad de remociones en masa generadas por procesos de gravedad, probablemente asociadas a sismo; las cuales se distribuyen en dos ambientes sismo-morfotectónicos diferentes.

Por un lado se tiene un extenso y empinado Acantilado Costero que debido a su morfología actualmente presenta una predisposición a generar remociones en masa asociadas a sismo. Es frecuente que durante los eventos sísmicos de subducción se activen remociones en masa en diversos sectores del Acantilado Costero, las cuales podrían también activarse ante eventuales sismos asociados al SFA. Por otro lado, se cuenta con una amplia zona de distribución de mega-remociones en masa, ubicadas en las quebradas profundamente incididas de la Depresión Central entre las regiones de Arica y Tarapacá, que han sido asociadas a un origen sísmico (e.g. Pinto et al., 2008; Sepúlveda et al., 2008). A pesar de que actualmente hay pocas manifestaciones de actividad sísmica en la zona precordillerana, la historia tectónica del área de estudio muestra que ésta ha estado sísmicamente activa desde el Mioceno temprano (Pinto et al., 2008).

Por lo tanto ambos escenarios presentan remociones en masa pero poseen características geológicas, geomorfológicas y sísmicas diferentes, además las remociones en masa (de interés) asociadas a cada uno de ellos pertenece a un periodo de tiempo diferente, por lo cual se estudiarán por separado.

Los últimos terremotos más importantes ocurridos en la región de estudio corresponden a los de Tarapacá 2005 (intraplaca de profundidad intermedia, M 7.7; Peyrat et al., 2006), Aroma-Chusmiza 2001 (cortical somero, M 6.3; Legrand et al., 2007) e Iquique 2014 (interplaca Mw 8.1; Hayes et al., 2014). De este modo, un terreno escarpado y abrupto, en un entorno geológico

frágil y expuesto, junto a la actividad sísmica de distintas fuentes se han conjugado a lo largo del tiempo para generar una serie de remociones en masa tanto en el acantilado costero como en las quebradas interiores del norte de Chile.

La ocurrencia de terremotos trae consigo la amenaza de remociones en masa y por lo tanto de pérdidas económicas y humanas asociadas a ello. El impacto de un terremoto en una región montañosa puede ser muy grande, ya que puede gatillar cientos a miles de remociones en masa en pocos minutos, cuyo impacto sobre la vida humana y la infraestructura es mucho mayor que el de cualquier deslizamiento que ocurra de manera individual (eg. Keefer, 1984). Los lugares cuyos relieves presentan pendientes escarpadas son más proclives a sufrir efectos de amplificación topográfica, y su morfología influye además sobre la distribución y cantidad de remociones que pudieran desencadenarse. Mientras que el efecto de un sismo se debe a que las aceleraciones sísmicas generan un cambio temporal en el campo de esfuerzos de las laderas, afectando esfuerzos normales y de corte, disminuyendo así la estabilidad de éstas.

A pesar del importante rol que juegan las remociones en masa tanto como agentes en la evolución del relieve como de generadores de peligro, hasta la actualidad a nivel mundial, sólo se ha generado un 1% de los inventarios de remociones en masa que indican abundancia y distribución (Guzzetti *et al.*, 2012). Por lo tanto, se precisa preparar mapas inventarios de remociones en masa para documentar el alcance que dichos fenómenos podrían tener en una región, conocer su distribución, tipo, patrones, recurrencia, y así poder determinar la susceptibilidad, peligro, vulnerabilidad y riesgo, en las zonas donde ocurren dichos eventos de remociones en masa. También son útiles para comprender la evolución de paisajes dominados por estos procesos, como influyen en la morfología de los cauces hídricos y modifican el tipo y aporte de sedimentos.

En el marco de lo anterior, a continuación se plantean los objetivos afines a ambos escenarios morfo-sismotectónicos asociados a remociones en masa que serán abordados en esta investigación.

El primer grupo de remociones se distribuye a lo largo de todo el acantilado costero. Para este estudio se ha elegido la zona de terrazas emergidas al sur de Iquique, puesto que en esta zona el talud costero representa una amenaza a la infraestructura asociada a la Ruta 1 y para la población ahí asentada. El objetivo de esta investigación radica en la identificación de primer orden de susceptibilidad del acantilado a sufrir remociones en masa, las cuales eventualmente podrían gatillarse comúnmente ante terremotos de subducción ( $M_w \sim 8,1$  Hayes et al., 2014) y menos recurrentemente con terremotos corticales asociados al Sistema de Fallas de Atacama ( $M_w \sim 7$ , Gonzáles, 2011). En cualquiera de los dos casos, esto generaría grandes daños en las

zonas urbanas y caminos. De este modo el área de estudio queda acotado al tramo del escarpe costero entre Iquique y Antofagasta.

El segundo grupo objetivo de este estudio corresponde a mega-remociones en masa, definidas como las de volumen de material superior a  $10^6 \text{ m}^3$  (Abele, 1974), que se encuentran entre la zona precordillerana y de depresión central, de las quebradas profundamente incididas desde Lluta hasta incluso Guatacondo (Pinto *et al.*, 2004; Darrozes *et al.*, 2007; Farías, 2012; Letelier, 2013, entre otros). La ubicación de éstas en una zona de margen activo es coincidente con el hecho descrito por Korup *et al.* (2007), quien muestra que a nivel mundial las remociones en masa de mayor tamaño se encuentran principalmente en las regiones de orógenos activos y arcos volcánicos. Estudios recientes (Pinto *et al.*, 2007a; Farías, 2012; Letelier, 2013) han apoyado la hipótesis de la sismicidad cortical como un importante gatillante de este tipo de remociones en masa (Keefer, 1984, 2002, e.g.), la cual estaría asociada a la actividad del Sistema de Vergencia Oeste (WTS, por sus siglas en inglés, West-Vergent Thrust System). En este trabajo se selecciona el área comprendida entre las quebradas de Camarones y Tarapacá.

## Objetivos

### Objetivo General

Estudiar la relación entre sismicidad y remociones en masa a distintas escalas espaciales y temporales en el norte de Chile, tomando como casos de estudio las mega-remociones en masa prehistóricas presentes en las profundas quebradas de la región de Tarapacá, y las remociones en masa que ocurren en el talud costero entre Iquique y Antofagasta.

### Objetivos específicos

**Contexto I, remociones en masa en el Acantilado Costero entre Iquique y Antofagasta:** Identificar las zonas más susceptibles de ser afectadas por remociones en masa durante un eventual terremoto de gran magnitud en la zona costera entre Iquique y Antofagasta, con énfasis en potenciales daños en el talud costero, cercano a la Ruta 1.

Reflejar estos resultados en un mapa de susceptibilidad a remociones en masa, indicando el grado cualitativo de susceptibilidad a remociones en masa.

## **Contexto II, mega-remociones en masa en las profundas quebradas de la región de Tarapacá:**

Realizar un inventario de remociones en masa en la Región de Tarapacá, mediante la interpretación de imágenes satelitales.

Clasificar estas remociones en masa de acuerdo a la tipología modificada de Varnes (Hungry et al., 2014).

Establecer relaciones entre la distribución espacial y características morfométricas de las remociones en masa con las posibles fuentes sísmicas que pudieron estar activas.

Determinar la relación entre las mega remociones en masa con la sismicidad cortical local y regional.

Identificar posibles relaciones entre ellas y la geomorfología, hidrogeología, geología local, y procesos tectónicos que se hayan dado durante su formación.

## **Metodología general**

### **Contexto I, remociones en masa en el Aantilado Costero entre Iquique y Antofagasta**

Como primer paso se realizó un mapa inventario de las remociones en masa presentes en el talud costero entre Iquique y Antofagasta. Incluyendo las remociones en masa que ocurrieron durante los eventos sísmicos previos del 2005 en Tarapacá y del 2007 en Tocopilla.

Se construyó un mapa de susceptibilidad a remociones en masa gatilladas por sismicidad, mediante la sobreposición de factores ponderados, tomando en cuenta las características específicas del talud costero en el norte de Chile. Se identificaron los principales factores condicionantes de remociones en masa, y se les asignó a cada factor una ponderación que en conjunto permitió estimar el grado de susceptibilidad de ocurrencia de remociones en masa, considerando la sismicidad como factor desencadenante.

Considerando que se pretende generar un una mapa de susceptibilidad de primer orden de identificación, en una área de gran extensión (superior a 400 km), y la escala de los mapas geológicos disponibles (1:250.000 a 1:100.000); se optó por confeccionar el mapa de susceptibilidad a escala 1:100.000.

Por último, dada la ocurrencia de los sismos de Iquique del 1 y 2 de abril del 2014, fue posible corroborar la validez del mapa obtenido en la zona afectada.

## **Contexto II, mega-remociones en masa en las profundas quebradas de la región de Tarapacá**

Para esta parte del trabajo, se utilizaron como mapas base los realizados por (Farías, 2012) y (Letelier, 2013) a escala 1:250.000, entre las Quebradas Camarones y Aroma, los cuales fueron revisados y corregidos con el fin de homogeneizar los criterios de la cartografía. Luego, se continuó con la ejecución del mapa de remociones en masa a la misma escala en la Quebrada de Tarapacá, llevado a cabo mediante el análisis remoto de imágenes satelitales y observaciones de terreno.

Se realizó el análisis morfométrico de las nuevas mega remociones en masa siguiendo la misma metodología utilizada en (Farías, 2012). El conjunto total de remociones en masa fue clasificado de acuerdo a la tipología de Varnes actualizada por Hungr *et al.* (2013) (Sección 1.1).

Para cada una de las fallas ciegas asociadas a las flexuras que caracterizan este segmento del límite de la Depresión Central y la Precordillera, se utilizaron las ecuaciones propuestas por Idriss (2008), Sadigh *et al.* (1997) y Ambraseys y Douglas (2003) para caracterizar la atenuación de la aceleración máxima (PGA) con la distancia, de acuerdo a la magnitud máxima y ancho del plano de fallas calculados mediante relaciones de escala empíricas Wells y Coppersmith (1994).

Mediante el uso de dichas relaciones empíricas, se propone la aceleración máxima asociada a cada punto alrededor de la zona de flexuras. Este dato permite establecer si hay o no una relación entre la sismicidad cortical asociada a estas fallas inversas ciegas y la distribución y generación de las mega-remociones en masa.

Finalmente se hizo una breve revisión de algunos de los factores no sísmicos que pudieron haber participado en la interacción o en el condicionamiento del terreno a remociones en masa.

## **Presentación**

El siguiente trabajo ha sido dividido en 4 partes principales (sin considerar esta introducción). La Parte I contiene dos capítulos referentes a antecedentes y recopilación teórica. El Capítulo 1



uno marco teórico sobre Remociones en masa. El Capítulo 2 es de antecedentes geológicos, e incluye los marcos geomorfológico, geológico y de sismotectónica de las zonas estudiadas. La Parte II abarca lo relacionado con el análisis de susceptibilidad realizado en la zona costera entre Iquique y Antofagasta; este contiene seis capítulos: Introducción, Antecedentes de la zona de estudio, Metodología, Resultados, y Discusiones. La Parte III incorpora el estudio de mega-remociones en masa realizado en la Depresión Central y Precordillera de la Región de Tarapacá. Esta sección comprende cinco capítulos: Introducción, Metodología, Estudios anteriores, Inventario de remociones, y Análisis y Discusiones. Finalmente la Parte IV posee el capítulo de discusiones y conclusiones generales.

## **Ubicación y accesos**

El área de estudio comprende a las Regiones de Tarapacá y Antofagasta; en la Figura 1 se presentan las dos zonas de interés de esta tesis.

El recuadro 1 (Figura 1) muestra la zona costera entre Iquique y Antofagasta (Parte II de esta tesis). A la cual se accede directamente por la Ruta 1 desde cualquiera de las dos ciudades (Iquique o Antofagasta), y se puede recorrer por completo entre ambas. En algunas zonas hay huellas y el camino es parejo, por lo que es posible acercarse a observar los depósitos del talud costero.

El recuadro 2 (Figura 1) muestra la zona en donde fue realizado el estudio de mega-remociones en masa (Parte III de este estudio). Esta área está comprendida entre la Depresión Central y Precordillera de la Región de Tarapacá, entre las Quebradas de Camarones y Tarapacá. En este trabajo los terrenos se efectuaron en la Quebrada de Tarapacá y sus afluentes. A este sector es posible llegar a través de la Ruta A-16 desde Iquique, hasta el cruce con la Ruta 5, en donde se debe seguir hacia el norte hasta la comuna de Huara. Desde acá se accede hacia el interior de la Quebrada de Tarapacá por la Ruta CH-15, y posteriormente por caminos ripiados y huellas. Los caminos que dirigen hacia los poblados en el interior de las quebradas son: A-515 hacia Sibaya, A-525 hacia Guaviña, la A-545 hasta Laonzana; la ruta A-555 que va por la pampa hacia Argentina, hasta el cruce con el camino hacia Poroma A-563.

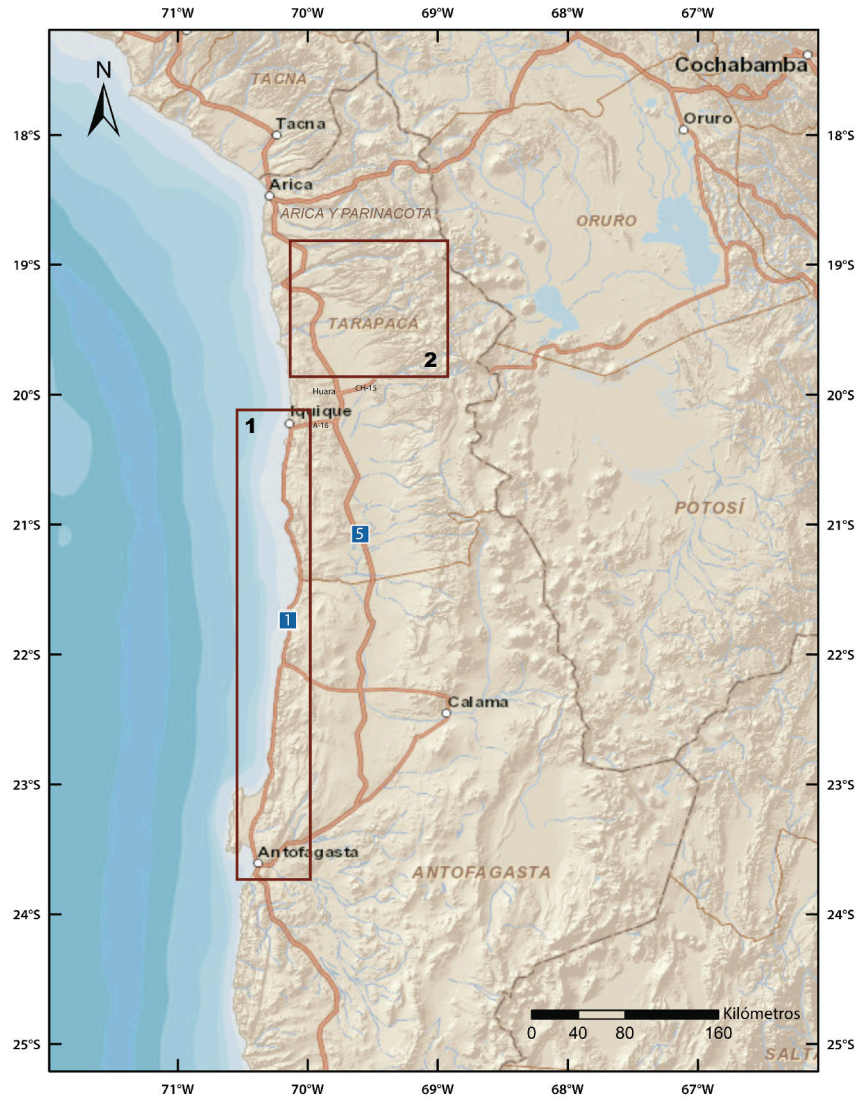


Figura 1: Área de estudio en las Regiones de Tarapacá y Antofagasta. Se indica en dos recuadros ambas macrounidades morfosismotectónicas estudiadas correspondientes a los dos escenarios estudiados en esta tesis. 1: Susceptibilidad en el borde costero entre las ciudades de Iquique y Antofagasta. 2: Megaremociones en masa en la Región de Tarapacá. Cada uno de estos estudios se presenta en las partes II y III de esta tesis respectivamente.

## **Parte I**

# **Marco Teórico y Antecedentes geológicos de la zona de estudio**

# Capítulo 1

## Las Remociones en Masa

### 1.1. Clasificación de las Remociones en masa

Corresponden a 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), siendo los más importantes las precipitaciones, cambios en las condiciones hidrogeológicas de las laderas, la erosión y los terremotos (González de Vallejo, 2002). Son procesos gravitacionales, considerando que una porción específica del conjunto del terreno se desplaza hasta una cota o nivel inferior a la original. Estas afectan tanto a laderas naturales como taludes artificiales; dada su diversidad y alta ocurrencia, representan una amenaza tanto a escala geológica como de obra de ingeniería.

Una de las clasificaciones comúnmente utilizadas para describir remociones en masa, corresponde a la elaborada por Cruden y Varnes (1996), cuyas precursoras fueron las de Varnes (1954, 1978). La clasificación de Varnes (1978) se compone de dos términos, donde el primero se refiere al tipo de movimiento (caída, volcamiento, deslizamiento, propagación y flujo) y el segundo al tipo de material (roca, suelo, tierra, barro y detritos).

A continuación se describen los tipos de remociones en masa que aparecen en la zona de estudio, las cuales se basan en las definiciones dadas por Varnes (1978), Hutchinson (1988) y Hungr et al. (2013). En este caso se utilizará la clasificación y nombres propuestos por Hungr et al. (2013) traducidos al español; la cual es compatible con la terminología aceptada para definir suelo y roca desde el punto de vista geotécnico.

**Caída:** son movimientos abruptos de masa de materiales geológicos, de materiales tales co-

mo rocas y bolones, que se desprenden de laderas escarpadas o acantilados. La separación ocurre a lo largo de discontinuidades tales como fracturas, diaclasas, y planos de estratificación. El movimiento ocurre a lo largo de la ladera por medio de botes y ruedos. Las caídas son fuertemente influenciados por la gravedad, meteorización mecánica y la presencia de agua intersticial.

**Volcamientos:** se distinguen por la rotación hacia adelante de una unidad o unidades por sobre cierto punto pivote, por debajo de o en la unidad. Ocurren bajo la acción de la fuerza de gravedad y de esfuerzos ejercidos por las caras adyacentes o la presión de fluido en las grietas.

**Deslizamientos:** una zona de debilidad produce la separación en el material que se va a deslizar de una zona más estable subyacente, pueden ser del tipo rotacional (también llamados *slump*) o traslacional. En los *deslizamientos rotacionales* la superficie de ruptura es cóncava hacia arriba y movimiento del deslizamiento es aproximadamente rotacional a lo largo de un eje que es paralelo a la superficie de la tierra y transversal a lo largo del deslizamiento. En los *deslizamientos traslacionales* la masa se mueve a lo largo de una superficie aproximadamente plana con muy poca rotación y con poca o sin inclinación hacia atrás de la cabecera.

**Flujos:** son movimientos continuos en el espacio que suelen ocurrir en materiales poco cohesivos, pueden componerse de suelo (flujos de barro o tierra), detritos (flujo de detritos, avalancha de detritos), o de bloques rocosos (colada de fragmentos rocosos, avalancha de roca). En estos movimientos hay abundante presencia de agua y el material está disgregado, por lo que se comportan similar a un fluido, por lo que presentan gran deformación y casi no presentan zonas de agrietamiento definidas. También se incluyen en este grupo las reptaciones, que pueden estar formadas de suelo o roca, son movimientos muy lentos que ocurren ladera abajo generados por esfuerzos que causan deformación permanente, aunque demasiado pequeños para generar fallas de cizalle.

También puede ocurrir una combinación de dos o más remociones en masa de distinto tipo, a lo cual se le llama *deslizamiento complejo*.

En el Anexo D se presentan la clasificación actualizada de Varnes (Hungr et al., 2013) para los distintos tipos de remociones en masa que podrían identificarse en el ambiente geomorfológico de la zona de estudio. Esta clasificación agrupa las remociones en masa en 32 tipos distintos, a los cuales les da un nombre de acuerdo a los materiales y mecanismos involucrados, y su acepción de acuerdo a sus características geológicas, de origen y geotécnicas.

El material que compone las remociones en masa puede ser clasificado a partir de análisis

geomorfológicos o bien geotécnicos. Como en este trabajo es de interés analizar las remociones en masa desde el punto de vista cualitativo, del origen, geología y geomorfología; se privilegia la clasificación de los materiales desde el punto de vista geomorfológico (de Hungr, 2013):

**Roca:** Intrusivas, volcánicas, metamórficas, sedimentarias fuertes (carbonáticas o areniscas) y sedimentarias débiles (argílicas).

**Suelo:** Residual, coluvial, aluvial, marino, eólico, glacial, volcánico, orgánico, relleno antropogénico al azar, relleno ingenieril antropogénico, residuos mineros, y desechos sanitarios.

## **1.2. Formación de una remoción en masa de gran volumen y mecanismos de ruptura**

Las fallas y procesos de deformación que ocurren al generarse remociones en masa de gran escala, tienen un largo período de “incubación”, en donde los estratos pueden presentar procesos de deformación flexible por un largo período de tiempo y la falla se produce sólo cuando la deformación acumula cierto valor crítico. Este proceso ocurre a escala de tiempo geológica, y las pocas remociones en masa que se terminan ejecutando, suelen ser de gran volumen y profundas (Huang, 2015).

De este modo, la historia de un megadeslizamiento se puede describir en varias etapas: comienza con la deformación previa al fallamiento, continúa con la generación de una falla y finaliza con el desplazamiento en sí (Skempton y Hutchinson, 1969). Además suelen ocurrir deslizamientos post-falla, que consisten en una serie de episodios de movimientos separados por períodos largos o cortos de reposo relativo (reactivaciones).

De acuerdo a Hungr et al. (2013) un “fallamiento” corresponde al episodio de movimiento más importante en la historia conocida o esperada de una remoción en masa, que por lo general implica la primera formación de una superficie de ruptura completamente desarrollada ya sea como desplazamiento o en *strain* discontinuo (discreto o distribuido en un espesor finito, cf. Morgenstern y Tschalenko, 1967) <sup>1</sup>.

Estudios realizados durante las últimas dos décadas indican que la ocurrencia de remociones

---

<sup>1</sup> *Failure is the single most significant movement episode in the known or anticipated history of a landslide, which usually involves the first formation of a fully developed rupture surface as a displacement or strain discontinuity (discrete or distributed in a zone of finite thickness, cf. Morgenstern and Tschalenko 1967).*

en masa de gran volumen en roca están normalmente relacionados con el rompimiento frágil repentino de una “sección acoplada” en la zona potencial de falla (Huang, 2015). Esta sección acoplada (“locking section”), corresponde a la porción del plano de ruptura del deslizamiento que se resiste a fallar. Esto normalmente provoca la caída brusca y rápida de la resistencia peak a residual en la superficie de deslizamiento, generando deslizamientos de gran volumen y alta velocidad.

Huang (2015) clasificó el mecanismo de falla controlado por el efecto que genera la sección acoplada, de acuerdo a su ubicación y modo en que actúa sobre el plano de falla en los siguientes tres estilos (que se resumen en la Figura 1.1).

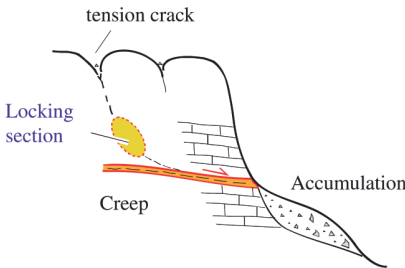
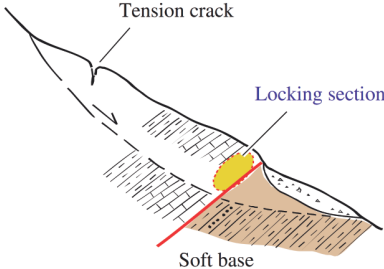
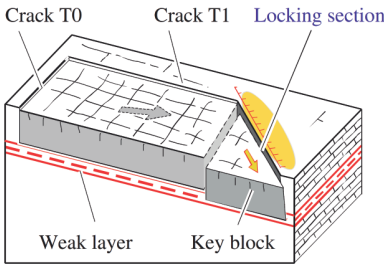
Mode	Topography and geological features	Failure mechanism	Typical structure of the slope
Sliding-tension cracking-shearing	Slope consists of gently inclined layered rocks (dip angle $<10^\circ$ ); There is a layer of soft rock at the toe; and The slope angle is greater than $35^\circ$	(1) Tension cracking occurs at the crest; and (2) creep deformation happens along at the toe of the slope; (3) shearing occurs at the middle part of the slope by shear	
Retaining wall failure	The upper part is normally composed of weathered rocks. The front part is of soft rock. In the middle a comparably rigid block exists. The upper slope is steep, while the front part is relatively flat, forming a concave landform	(1) The upper slope creeps along the potential sliding surface. Its deformation is restrained by the rigid section in the middle; (2) the soft base in the front part gradually deforms due to gravity; and (3) accumulation of stress on the rigid section causes brittle failure of this part and subsequently the overall failure of the slope	
Key block failure	Rock layers incline inwards at a dip angle of about $15-30^\circ$ ; Slope usually contains a certain thickness of weak rock layer, whose friction angle lie between $15$ and $25^\circ$	(1) The upper layer creeps and leads to tension cracks at the trailing part; (2) the key block is gradually lose strength by external actions, like engineering excavation and/or karst erosion; and (3) break up of the key block results in overall failure	

Figura 1.1: Resumen de tipos de deslizamientos controlados por efecto de una sección acoplada. Extraído de Huang (2015).

### a Sección acoplada formada durante el proceso de deformación de la pendiente:

La sección acoplada puede ser formada naturalmente con la deformación de la ladera, tal

como el mecanismo de falla mediante deslizamiento/tracción-fracturamiento-cizallamiento. Suele ocurrir en laderas compuestas por: (a) rocas quebradizas o roca y suelo, con planos estructurales horizontales o inclinados suavemente cerca del pie de la ladera, y (b) rocas duras con capas intermedias finas de material más débil. Este proceso de deformación comienza con la deformación epigenética, o por el arrastre de una capa débil de manto suave en la parte delantera de una pendiente, lo que resulta en la formación de grietas de tracción; las cuales se siguen desarrollando por efecto de gravedad a largo plazo. Así la sección acoplada se encuentra en la parte media, y con el desarrollo de la deformación en la parte trasera y frontal de la ladera, la tracción en la sección acoplada se acumula gradualmente. Una vez que se ha acumulado suficiente tracción, se produce la falla debido al cizalle en la zona acoplada, finalmente conduce a la rotura frágil de la ladera, acompañado con una considerable liberación de energía. En general los deslizamientos que se generan mediante este mecanismo, adquieren morfología de cuchara.

Para los deslizamientos generados por este mecanismo de falla, Huang et al. (1993) encontraron una relación estadística empírica entre la altura total de la ladera (H) y la profundidad crítica de la grieta en la parte trasera de la ladera ( $H_{cr}$ ):  $H_{cr} = 0,5763H - 27,0992$ . La cual ha sido ampliamente utilizada para predecir este tipo de fallas de pendientes.

#### **b Sección acoplada con alta resistencia, que actúa como un “muro de contención” en la parte media de la pendiente**

Las características básicas de este tipo de falla son: (1) toda la ladera muestra una estructura relativamente flexible (zona fuertemente meteorizada), pero en la parte media de la ladera hay una zona de mayor rigidez en comparación con el resto de ella, la cual actúa como un muro de contención; (2) la parte rígida es normalmente presurizada por una gran fuerza, causada por la deformación de la parte superior. Esta zona más rígida cumple la misma función que la de la sección acoplada, en cuanto al rol en la estabilidad de las pendientes (Huang et al. 1993; Huang et al. 2002a,b); (3) la parte frontal, normalmente corresponde a lutitas o esquistos y por lo tanto no puede proporcionar mucha resistencia; y (4) como la deformación desarrolla una falla de corte frágil y abrupta en la zona rígida, se genera un deslizamiento que alcanza gran velocidad.

Este tipo de deslizamiento tiende a ocurrir bajo las siguientes configuraciones: (1) cuando la parte superior de la ladera es usualmente muy inclinada, mientras que la parte inferior es relativamente plana, presentando un perfil cóncavo; (2) la parte frontal se compone de roca débil o suelos; (3) tiene tendencia a desarrollar planos casi paralelos a la pendiente de la ladera en la parte superior; y (4) la parte media es relativamente dura pero delgada.



### c **Sección acoplada en la parte frontal de la pendiente funcionando como un bloque clave que controla la deformación pendiente**

Este mecanismo de falla es similar al anterior, la diferencia radica en que por lo general ocurre en laderas del lecho rocoso suavemente inclinadas con la sección acoplada en la parte delantera de la pendiente, actuando como un “bloque clave”. La ladera puede estar compuesta por rocas débiles y fuertes intercaladas. La parte superior se desliza poco a poco a lo largo de una capa débil, mientras que la deformación es restringida por el bloque clave. La falla en este bloque clave puede iniciar por actividad antrópica o procesos de deformación natural. Después de esto, disminuye la resistencia del bloque completo, y se desencadena la remoción en masa producto de una rotura frágil y repentina.

## **1.3. Actividad de las remociones en masa**

Los términos relacionados a la edad de un deslizamiento y el estado de la actividad, fueron definidos por Varnes (1978). Las definiciones relacionadas con la secuencia o repetición del movimiento, fueron reagrupados por Cruden y Varnes (1996) bajo las siguientes definiciones:

### **1.3.1. Estado de la actividad**

Se refiere al ritmo (movimiento) de los deslizamientos, distintos autores han detectado al menos 9 estados. En este caso se preferirá utilizar la clasificación propuesta por Antinao y Gosse (2009).

- **Activos:**

- **<500 años:** poseen escarpes bien formados, el depósito presenta morfología tipo *hummock* y algunas caras frescas, el relieve de estas superficies es más rugoso que en los alrededores; además presentan riachuelos laterales, y las redes de drenaje locales han cambiado.
- **Joven:** escarpes relativamente bien formados, los riachuelos laterales están alimentados por pequeños tributarios desde el cuerpo, morfología tipo *hummock*; usualmente acompañados por represamiento del río.

- **Inactivos:**

- **Maduro:** escarpes suavizados, topografía de la superficie ondulada con sedimentos

rellenando las depresiones, red interna de drenaje muy desordenada; sigue presente el lago por represamiento, pero ha sufrido eventos de desbordamiento.

- **Anciano:** escarpes seccionados con sus márgenes laterales imprecisos; no hay riachuelos laterales; la superficie tiene topografía ondulante, pero de rugosidad similar al resto del paisaje, ausencia del lago y presencia de sedimentos lacustres.
- **Fósil:** márgenes laterales del escarpe redondeados, pocos indicadores del deslizamiento original; falta evidencia de depósitos lacustres o de rebalse corriente abajo.

### 1.3.2. Distribución de la actividad

Describe hacia donde se mueven los deslizamientos (Cruden y Varnes, 1996).

- **De avance:** si la superficie de ruptura se extiende en la dirección del movimiento.
- **De retroceso:** si la superficie de ruptura crece hacia la dirección opuesta al movimiento del material desplazado.
- **De ampliación o ensanchamiento:** si va creciendo hacia los lados.
- **Progresivo:** si la superficie de ruptura se va ampliando en dos o más direcciones.
- **Disminuyente:** va disminuyendo el volumen del material desplazado.
- **Confinada:** existe el escarpe del deslizamiento, pero no es posible observar la superficie de ruptura hasta el pie de la masa desplazada.

### 1.3.3. Estilo de la actividad

Es el modo en el cual los diferentes movimientos contribuyen a deslizar (Cruden y Varnes, 1996).

- **Complejo:** ocurren varios tipos de movimientos en secuencia.
- **Compuesto:** distintos tipos de movimientos en distintas áreas de la masa desplazada, algunas veces simultáneamente.
- **Múltiples:** muestran movimientos repetidos del mismo tipo, a menudo seguidos de la ampliación de la superficie de ruptura.
- **Sucesivos:** similares a los múltiples, pero los distintos deslizamientos no comparten material desplazado.

- **Solo o único:** un sólo movimiento de material desplazado, a menudo un bloque no quebrado.

## 1.4. Remociones en masa como consecuencia de la sismicidad

Keefer (1984) realizó un inventario que reúne las remociones en masa asociadas a 40 sismos históricos, y entrega relaciones para distintos parámetros sísmicos. De acuerdo a lo cual propone que las remociones en masa gatilladas por sismo más comunes pueden ser divididas en tres categorías (Keefer, 2002).

- *Remociones en masa desmembradas:* corresponden principalmente a fragmentos de distintos tamaños de roca y suelo que se desplazan pendiente abajo por medio de rodamientos y botes, deslizamientos traslaciones (de roca y de suelo desmembrado), o mecanismos complejos que incluyen tanto deslizamientos como flujos (avalanchas de suelo y de roca). Este tipo de remociones en masa se generan en laderas de alta pendiente, su material viaja relativamente rápido y se deposita lejos de las laderas donde se origina. Exceptuando las avalanchas de rocas, que tienen volúmenes superiores a  $0.5 \times 10^6 m^3$ , las remociones en masa de este tipo son típicamente delgadas, con su falla inicial menor a 3 m.
- *Deslizamientos coherentes:* incluyen deslizamientos traslacionales y rotacionales (de roca y de suelo), y flujos de tierra lentos, los cuales se mueven por una combinación de deslizamiento traslacionales y flujos. Estos deslizamientos exhiben leve desmembramiento interno, se constituyen por bloques de poco desplazamiento, los cuales están levemente deformados y fisurados localmente. Estos tipos de remociones en masa ocurren más comúnmente en laderas de pendientes moderadas, típicamente se mueven relativamente lento, y son de alcance menor a 100 m. Estas remociones en masa son relativamente profundas, típicamente de falla inicial mayor a 3m.
- *Esparcimientos laterales y flujos:* tienen comportamiento predominante de flujo, ocurren sólo en suelo, en material relativamente intacto, alcanza movimiento de flujo por medio de la licuefacción media superficial o total (separaciones laterales del suelo o flujos rápidos de suelo). Comúnmente en arenas, gravas o sedimentos saturados; que pueden resultar de la perturbación sísmica sobre arcillas sensitivas. También se incluyen los deslizamientos subacuáticos. Las remociones en masa en esta categoría suelen ocurrir en pendientes suaves a casi planas, moviéndose rápidamente, y pueden transportar material por largas distancias.

En total un 86% de las remociones en masa gatilladas por sismo inventariadas por Keefer (1984), fueron remociones en masa no coherentes (desmembradas), sólo un 8% correspondieron a remociones en masa coherentes, y un 6% a esparcimientos laterales. La Tabla 1.1 resume en orden de abundancia los principales tipos de remoción en masa gatillados por sismo (Keefer, 1984).

Tabla 1.1: Abundancia Relativa de remociones en masa inducidas por sismicidad (Keefer, 1984; en Keefer, 2002).

<b>Tipo de remoción en masa, en orden decreciente de abundancia</b>
<i>Muy abundante: &gt;100.000 80%</i>
Caídas de rocas
Deslizamientos desmembrados de suelo
Deslizamientos de roca
<i>Abundante: 10.000 a 100.000</i>
Esparcimientos laterales de suelo
Deslizamientos de suelo
Deslizamientos en bloques de suelo
Avalanchas de suelo
<i>Moderadamente común: 1.000 a 10.000</i>
Caídas de suelo
Flujos rápidos de suelo
Deslizamientos de roca
<i>Inusuales: 100 a 1.000</i>
Remociones en masa subacuáticas
Flujos de tierra lento
Deslizamientos en bloques de roca
Deslizamientos en bloques de roca

Las remociones en masa gatilladas por sismo ocurren en un amplio rango de pendientes generalmente entre 0,3° y 40° (Keefer, 1984), mientras que por ejemplo para el terremoto de Chi-Chi, más de un 60% ocurrieron a pendientes mayores a 60° (Khazai y Sitar, 2003). Comúnmente se generan a lo largo de diaclasas y fracturas oblicuas a la foliación y/o manteo (Khazai y Sitar, 2003). Las remociones en masa gatilladas por sismo, suelen permanecer confinadas a las laderas en donde se generan, y su transporte hacia las redes de drenaje ocurre posteriormente durante las tormentas (Dadson et al., 2004).

Dos relaciones proporcionales con la magnitud sísmica, corresponden al *área afectada por*

remociones en masa y a la *máxima distancia a la fuente sísmica* (ya sea a la zona de ruptura o al epicentro). En general, la cantidad de remociones en masa aumenta con la magnitud sísmica, yendo desde unas pocas decenas en la mayoría de los sismos de  $M < 5.5$  a varios miles al menos para sismos con  $M > 8.0$ , aunque la cantidad de remociones en masa es variable en cada rango de magnitud (Keefer, 1984).

Por medio de una recopilación de información disponible en diversos catastros mundiales (principalmente provenientes de terremotos cercanos a zonas de límites de placa) Jibson y Harp (2016) encontraron que el límite externo de un área afectada por remociones en masa (de volumen  $< 1 m^3$ ) durante los distintos sismos, generalmente estuvo sometido a aceleraciones entre 0.02 y 0.08 g. Mientras que por ejemplo, para los terremotos de Chi-Chi y Northridge, la mayor concentración de remociones en masa se dio entre 0,4 y 0,5 g (Khazai y Sitar, 2003).

El uso del PGA <sup>2</sup> como un parámetro para describir movimientos fuertes, y relacionar su magnitud a la ocurrencia y distribución de remociones en masa, ha sido ampliamente discutido (e.g. Douglas, 2003; Huang, 2015; Keefer, 2002). Así por ejemplo, Keefer (2002), concluye que las variaciones regionales de la atenuación sísmica no parecen ser importantes en la distribución de remociones en masa. Del mismo modo, Khazai y Sitar (2003), a pesar de que las agitaciones sísmicas fueron el factor más significativo en el desencadenamiento de los deslizamientos superficiales durante el terremoto de Chi-Chi (1999), declaran que utilizar el PGA como criterio para predecir remociones en masa podría ser engañoso. Además se debe tener siempre presente que el PGA sólo es útil para conocer la influencia de las agitaciones sísmicas sobre las estructuras durante un corto período de tiempo ( $\leq 0,3$  s) (Douglas, 2003).

Las remociones en masa cosísmicas se concentran en el entorno de las fallas sísmicas, y éstas pueden controlar fuertemente los patrones de distribución espacial (e.g. Gorum et al., 2013; Xu, 2014; Xu et al., 2014, Huang, 2015). Otros factores que influyen en la distribución de las remociones en masa gatilladas por sismo, son los efectos de directividad, la amplificación topográfica, las propiedades del material, en especial la resistencia), las condiciones hidrológicas (Jibson y Harp, 2016), la profundidad focal, las características específicas de cada sismo y las condiciones geológicas del terreno (Keefer, 1984). Factores tales como el espesor y cobertura del suelo, y su vegetación, no tienen un impacto importante en el fallamiento inducido por sismo en las laderas (Khazai y Sitar, 2003).

---

<sup>2</sup>El PGA (*Peak Ground Acceleration*) corresponde a la *aceleración máxima que ocurre en alguna localidad durante las agitaciones sísmicas. Equivale a la amplitud de la mayor aceleración absoluta registrada en un acelerógrafo, esta puede estar dada en sus dos componentes horizontales (PGA<sub>h</sub>) y/o en la vertical (PGA<sub>v</sub>); usualmente se utiliza la máxima de sus tres componentes, la cual suele ser horizontal* (e.g. Douglas, 2003).

### 1.4.1. Remociones en masa de gran tamaño como consecuencia de la sismicidad

A diferencia de las remociones en masa someras (e.g. caídas de rocas, deslizamientos de suelo o esparcimientos laterales), las remociones en masa profundas y coherentes, son muy poco frecuentes (e.g. Xu et al., 2014; Dai et al., 2011; Khazai y Sitar, 2003), y probablemente su ocurrencia se relaciona a configuraciones geológicas específicas (Khazai y Sitar, 2003, para remociones en masa de área superior a  $0,1 \text{ km}^2$ ). Además, este tipo de remoción en masa no necesariamente se generen durante el terremoto principal, si no que también pueden ocurrir durante sus réplicas (e.g. Xu et al., 2014); y tanto sus depósitos como sus laderas quedan susceptibles a agitaciones sísmicas fuertes y/o a precipitaciones futuras

Luego del análisis de más de un centenar de remociones en masa de gran escala, cosísmicas al terremoto de Wenchuan (2008), Huang (2015) observa que los deslizamientos cosísmicos se caracterizan por poseer escarpes de cabeceras aserrados, rugosos y empinados, debido a los esfuerzos de tracción a los que son sometidos; mientras que los deslizamientos gravitacionales presentan escarpes de arco suave provocados por estrés de corte. Además las zonas de estas fallas se caracterizan por poseer grietas de tracción, rompimiento y cizallamiento. De acuerdo a las observaciones realizadas a más de un centenar de deslizamientos de gran escala, gatillados por el terremoto de Wenchuan, Huang et al. (2015) señalan que estas características se podrían deber a las siguientes observaciones:

#### *(1) Bajo condiciones normales de gravedad*

El estado de estrés en una zona de la superficie puede ser descrito como: “el estrés principal que es paralelo a la superficie de la ladera; el estrés principal mínimo que es normal a la superficie de la ladera; o, el estrés principal intermedio que es paralelo a la dirección del strike de la ladera”. Por lo tanto, la concentración del estrés de cizalle producida en la superficie débil y el pie de la ladera, resulta en la deformación por cizallamiento y el fallamiento de acuerdo al criterio de Mohr-Coulomb a lo largo de un plano de debilidad, que también podría corresponder a una superficie antigua de deslizamiento. Una vez que se desarrolla la deformación por cizallamiento, se concentra un esfuerzo de tracción aparente en la parte posterior del talud (ya en movimiento), lo que da origen a una serie de grietas de tracción (Figura 1.2 a).

#### *(2) Bajo condiciones de carga sísmica*

Durante un sismo, el estrés principal mínimo de la ladera es ejercido como un estado de repetidos esfuerzos de tracción y compresión, producto de la influencia de las ondas sísmicas.

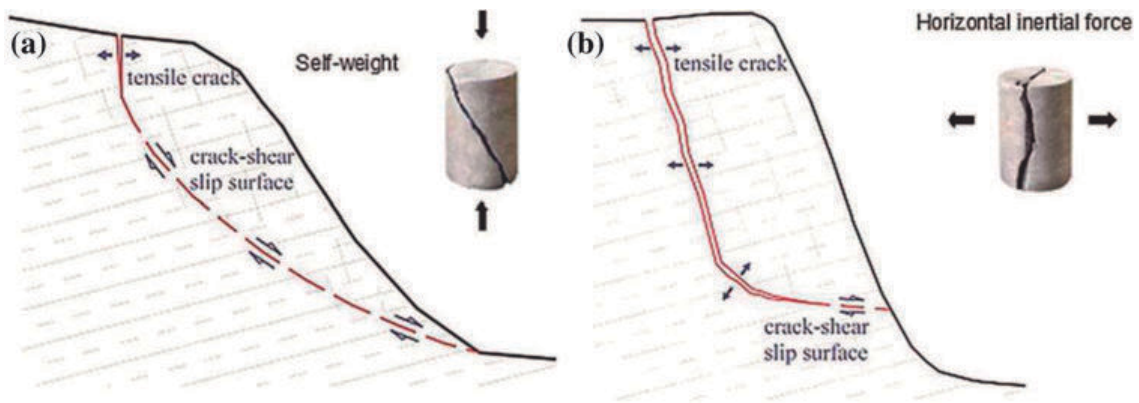


Figura 1.2: Deformación y modo de falla típicos en una ladera, bajo condiciones de gravedad normal (a), y bajo esfuerzos de carga sísmica (b). Extraído de Huang, 2015.

Debido al efecto de amplificación sísmica que se produce en la cima de las laderas, los esfuerzos sísmicos horizontales son mayores a los esfuerzos de tracción que ejerce esta zona de la ladera por sí misma. Griffith propuso un criterio de propagación de grietas, i.e.,  $\sigma_s > \sigma_t$ , en donde la masa rocosa de una ladera es propensa a generar superficies de agrietamiento paralelos a la cara libre de la ladera bajo condiciones sísmicas. Las agitaciones sísmicas permanentes contribuyen a ampliar y profundizar esta superficie de agrietamiento durante un sismo, resultando en la formación de una profunda grieta de tracción paralela a la dirección del strike en la parte superior (posterior) de la ladera. Por último, se desarrolla una superficie de deslizamiento de grietas de cizalle en la parte inferior del talud, mientras que se produce el eventual desplazamiento del cuerpo de la remoción.

Por lo tanto, la sismicidad afecta la estabilidad de taludes por dos causas. Primero, la agitación puede reducir los esfuerzos de fricción del substrato por el fracturamiento del macizo rocoso o por medio de licuefacción. En segundo lugar, la aceleración sísmica puede modificar por momentos episódicos y de corta duración los campos de estrés normal (tracción) y de cizalle en las laderas. La aceleración sísmica juega un rol significativo en la primera etapa de formación de una falla de deslizamiento, puesto que la tracción que genera permite la formación de fracturas en la parte trasera de la pendiente. Además la agitación sísmica puede causar el fracturamiento del macizo rocoso, reduciendo la resistencia a la fricción en el substrato.

#### 1.4.2. Mecanismos de ruptura de remociones en masa de gran tamaño

El mecanismo de falla de la mayoría de los deslizamientos de tierra cosísmicos y de gran escala puede ser explicado por un procedimiento único o la combinación de distintos proce-

dimientos. A continuación se presenta una breve explicación para algunos de los mecanismos básicos de formación de una falla (Huang, 2015).

*(1) Fracturamiento por tracción (tensile cracking)*

Este modo de falla supone que la onda sísmica se propaga por las discontinuidades en la pendiente rocosa, puede provocar tracción entre las interfaces y formar fracturas, debido a que la fuerza sísmica horizontal puede ser muy superior a la resistencia a la tracción del macizo rocoso. Esto explicaría la apariencia empinada de los escarpes de los deslizamientos de roca cosísmicos y de gran magnitud.

*(2) Astillamiento (Shattering)*

Las aceleraciones sísmicas pueden provocar el fracturamiento del macizo rocoso, acompañado por la reducción de la fuerza de fricción y de la cohesión del substrato. En áreas de alta pendiente, la falla de la ladera se puede producir a lo largo de un plano de debilidad, que podría corresponder por ejemplo a un contacto entre un estrato duro y otro más blando.

*(3) Cizallamiento (Shearing)*

Para desprendimientos de rocas en estratos profundos, o láminas en los cuales es posible conocer el recorrido de la superficie de deslizamiento, el cizallamiento de la falla puede ocurrir a lo largo de la superficie de deslizamiento impulsado por la fuerza sísmica y el peso del propio cuerpo deslizante. La etapa anterior de fracturamiento por tracción favorece el fallamiento por cizallamiento.

Finalmente, las grandes remociones en masa inducidas por sismicidad se caracterizan por poseer un escarpe alto y empinado acompañado por grietas de tracción formadas en la parte posterior de las laderas por efecto de los esfuerzos sísmicos horizontales. Además, como se representa en la Figura 1.3 es posible que este tipo de remociones en masa tengan un mayor alcance y volumen que los deslizamientos gravitacionales normales.

Debido a que los deslizamientos cosísmicos generan superficies de deslizamiento escarpadas, a la función que ejercen las aceleraciones sísmicas y al astillamiento, una vez que se produce la falla, no es posible que el cuerpo deslizado se detenga en la ladera a lo largo de su recorrido por la superficie del deslizamiento, por lo que este gran cuerpo rocoso cae en forma de colapso. Debido a la falta de resistencia entre sí, este proceso ocurre a lo largo de una gran distancia y a alta velocidad.



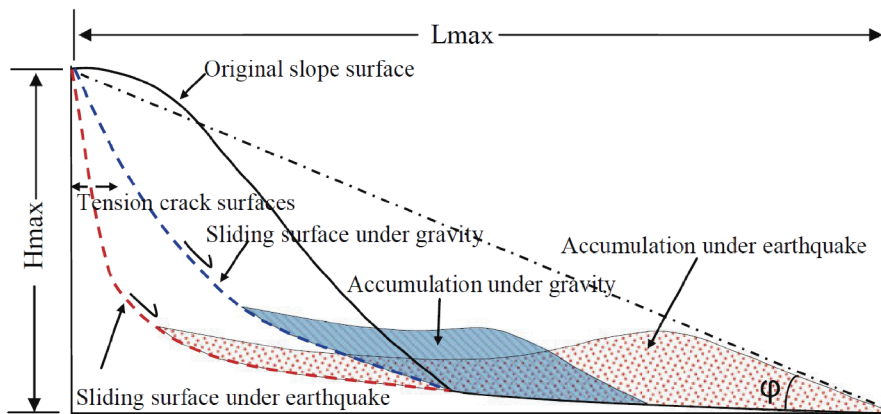


Figura 1.3: “Modelo conceptual” que resume el mecanismo de ruptura por medio del proceso dinámico entre fracturamiento por tracción- astillamiento - cizallamiento (“*tensile cracking - Shattering - Shearing*”) que se da en los deslizamientos profundos inducidos por sismicidad; junto a la comparación con la morfología de deslizamientos generados bajo condiciones normales de gravedad. Imagen extraída de Huang, 2015.

## 1.5. Respuesta de las laderas a las ondas sísmicas

La influencia e interacción de los distintos factores en la respuesta sísmica de las laderas sigue siendo objeto de estudio, y aún se presentan varias contradicciones y desacuerdos. Sin embargo, hay acuerdo en que algunos de los factores que contribuyen a la susceptibilidad de remociones en masa inducidas por sismicidad son: la distancia a la falla sísmica, el tipo de perfil de la pendiente, el ángulo de la pendiente y la elevación (e.g. Huang, 2015).

El monitoreo de las réplicas del terremoto de Wenchuan ( $M_W$  7,9, 2008) y modelos análogos realizados en simuladores sísmicos de gran escala (basados en ondas sísmicas de la misma frecuencia monitoreada en el terremoto de Wenchuan en el área de desastre), fueron utilizados por Huang (2015) para comprender los efectos sísmicos en laderas. Encontrando que los factores que determinan la susceptibilidad a remociones en masa inducidas por sismo son (en este orden): la distancia a la falla sísmica, sobre todo en las remociones en masa de gran tamaño; el perfil de la ladera, son importantes las variaciones locales en esto, se destaca que las zonas cóncavas de la ladera son menos sensibles a las agitaciones, en comparación con las crestas; la pendiente de la ladera puede alterar el patrón de aceleración máxima del terreno, obteniéndose bajos valores de PGA en laderas de pendientes menores a  $10^\circ$ ; y por último, también se producen aumentos de PGA con la altura de en la ladera, independientemente de su material y pendiente.

Las simulaciones (presentadas en Huang, 2015) fueron realizadas aumentando gradualmente la aceleración desde 0.1 a 0.6 g. Particularmente en ese escenario, encuentra que el PGA se

duplicó en la mitad superior de las laderas con estratos que mantean paralelos a su superficie, y en el tercio superior de las laderas con estratos de manteo opuesto. Complementando que, tanto en los experimentos como en su base de datos, el primer tipo de laderas fue más susceptible a remociones en masa superficiales en su mitad superior, mientras que las de segundo tipo comúnmente tuvieron remociones en masa más profundas y que ocurrían en el tercio superior de la ladera (Huang, 2015; Figura, 1.4).

Contrario a esto, Khazai y Sitar (2003), mencionan que las remociones en masa someras ocurren típicamente a lo largo de discontinuidades y fracturas, de modo oblicuo a la foliación o manteo característico; mientras que las remociones en masa profundas suelen ocurrir de modo subparalelo a los estratos y/o foliación.

### **1.5.1. Efectos de sitio**

La interacción entre las ondas sísmicas, la topografía y la morfología de las laderas y los materiales que la componen, producen variaciones complejas en los movimientos locales conocidos como efectos de sitio, lo cuales pueden facilitar la ocurrencia de remociones en masa (e.g. Sepúlveda, 2004). La amplificación topográfica es un efecto de sitio que se genera cuando hay cierta interacción entre las ondas sísmicas entrantes y los rasgos morfológicos presentes en las laderas, lo cual resulta en la que las ondas sísmicas adquieren mayor amplitud de onda que la inicial. La amplificación topográfica es un factor de primer orden en la generación de remociones en masa (e.g. Serey, 2011).

El suelo de cualquier sitio vibra a una frecuencia natural, y la mayor amplificación ocurre a la *frecuencia natural* más baja, la cual se llama *frecuencia fundamental*. Y el período al cual ocurre la frecuencia fundamental se llama *período característico del sitio*. La amplificación se evalúa sobre esta frecuencia fundamental.

Algunos factores que afectan la respuesta sísmica generando efectos de sitio (o efectos focales) son por ejemplo: (González de Vallejo et al., 2002)

1. El tipo y composición litológica de los materiales, especialmente si tienen comportamiento geológico de suelos. Así como también sus propiedades dinámicas. Dándose una mayor amplificación en los suelos más blandos, en donde se producen variaciones de hasta 4 veces superiores al acelerograma de referencia (González de Vallejo et al., 2002).
2. Efectos estratigráficos, al cambiar el material por el cual se desplazan las ondas sísmicas,

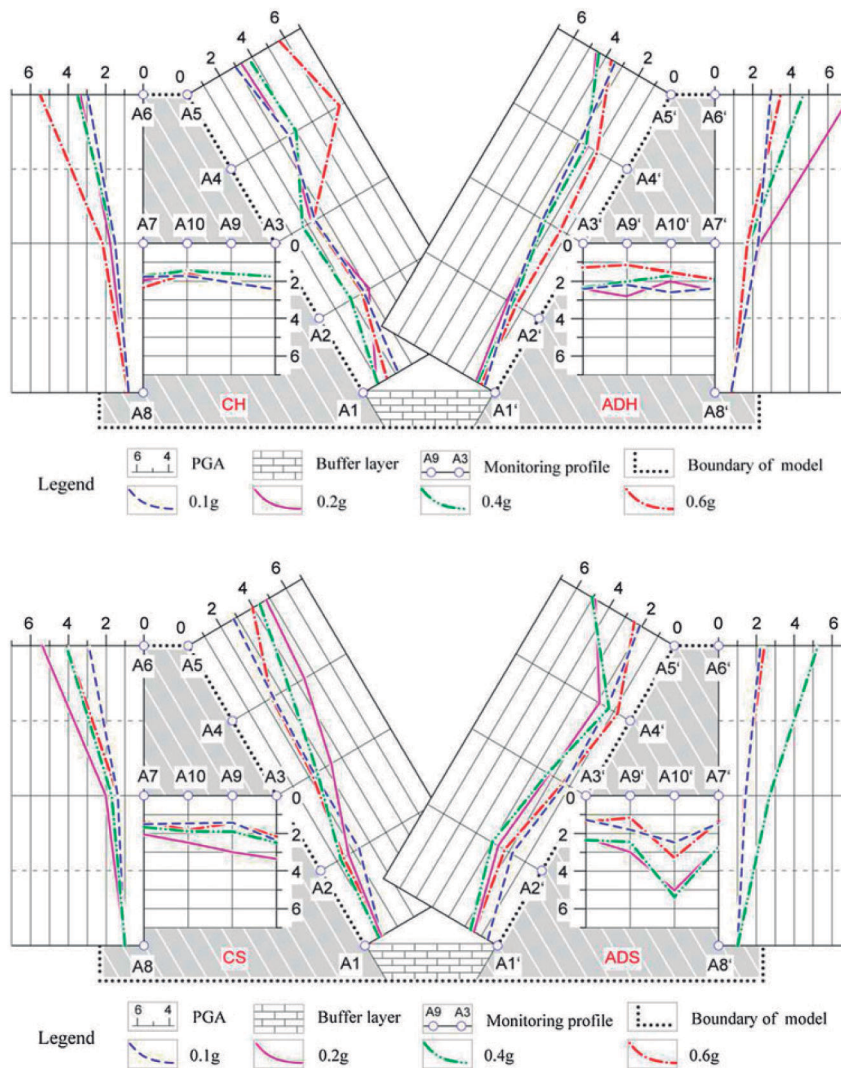


Figura 1.4: Modelo análogo amplificación PGA en laderas. El eje numerado en los perfiles muestran el factor de amplificación del PGA. La imagen superior muestra la razón de PGA en roca dura, y la inferior es para roca blanda. Extraído de Huang, 2015.

estas cambian su velocidad y dirección. La amplitud de las ondas sísmicas puede aumentar por efectos de sitio dados por resonancia y atrapamiento de las ondas sísmicas en capas superficiales de menor impedancia que el sustrato (donde,  $I = \text{densidad} \cdot \text{velocidad sísmica}$ ). Geli et al., 1988.

3. La profundidad del nivel freático, es importante para generar licuefacción. También influye la presencia de agua intraporos, ya que esta reduce la resistencia de la roca (González de Vallejo et al., 2002).
4. La distancia a la fuente sísmica. Las amplificaciones cerca de la fuente sísmica dependen más de la geología y de la topografía que del suelo del sitio. Mientras que a grandes dis-

tancias dependen principalmente de la diferencia en la impedancia de la estratificación, del espesor del suelo, y del espesor del manto (Faccioli et al., 1991).

5. La presencia de fallas, su situación y características. La cercanía a una falla activa puede amplificar las aceleraciones e inducir roturas superficiales. En este sentido, no dejan de ser peligrosas las fallas sismogénicas que podrían parecer inactivas, puesto que se podrían activar con terremotos corticales cercanos o con grandes terremotos de subducción (un ejemplo de esto en la zona central de Chile corresponde a la falla de Naltahua, la cual se activó con el terremoto del 27/02/2010; Brantt, 2011).
6. Como se mencionó recientemente, un efecto de sitio importante corresponde a la amplificación topográfica, que ocurre cuando las ondas sísmicas que entran a la base de una ladera se encuentran parcialmente reflejadas en el macizo rocoso y difractadas a lo largo de la superficie libre, amplificando la respuesta sísmica.
7. Del mismo modo, se producen efectos de amplificación locales dados por la topografía tanto superficial como del sustrato.
8. La geometría de las cuencas también influye. Si se tienen cuencas en el sustrato se genera un efecto parabólico, produciéndose efectos de borde mayores en los sustratos de las cuencas de menor extensión. Mientras que a mayor profundidad de una cuenca, esta tendrá un periodo de vibración mayor (Gonzáles de Vallejo et al., 2002).
9. Como ya fue explicado, la aceleración sísmica aumenta hacia las cabeceras de los cerros (Huang, 2015), sobre todo en laderas rocosas. Esta se produce debido a que las ondas sísmicas en ascenso sufren interferencia constructiva de sus reflexiones y a que la difracción aumenta hacia la cresta (e.g., Huang, 2015; Geli et al., 1988). Además, se prolonga la duración de los terremotos en las zonas elevadas (Gonzáles de Vallejo et al., 2002).
10. La amplificación en cimas de suelo está principalmente controlada por la impedancia diferencial y los efectos de resonancia de los depósitos de suelo (Ashford et al., 1997).
11. Como se mencionó anteriormente, la componente horizontal del movimiento se amplifica más que la vertical en las zonas de escarpes o bordes del talud (Gonzáles de Vallejo et al., 2002).
12. Se produce una mayor amplificación en las laderas que se oponen a la dirección del frente de ondas (Ashford y Sitar, 1997).

13. Modelos numéricos sugieren relaciones entre la geometría (ancho de la colina, alto de la ladera) con la longitud de onda sísmica . Ashford et al. (1997): Estudiaron los efectos sísmicos en pendientes escarpadas, mostrando que la amplificación peak del movimiento de la cresta de una ladera ocurre a una frecuencia normalizada  $H/\lambda = 0,2$  , donde H es la altura de la ladera y  $\lambda$  es el largo de onda del movimiento.
14. La frecuencia natural de la región detrás de una cresta puede dominar la respuesta, relativa a los efectos topográficos, para las condiciones estudiadas. Y que el efecto de la topografía puede ser manejado por separado de la amplificación debido a la frecuencia natural del depósito detrás de la cresta de la pendiente (Ashford et al. 1997).

Es ampliamente reconocido que los efectos de amplificación por la topografía, controlados por la morfología y propiedades de las ondas sísmicas, producen grandes variaciones espaciales en la distribución de deslizamientos (e.g. Sepúlveda, 2004).

# Capítulo 2

## Antecedentes de la zona de estudio

### 2.1. Marco Geomorfológico

Los principales rasgos fisiográficos que conforman los Andes Centrales del Norte de Chile, entre los 18° y los 20° S corresponden, de oeste a este, a la Cordillera de la Costa, Depresión Central, Precordillera, Cordillera Occidental (configurada por el actual arco volcánico), Plateau Altiplánico, Cordillera Oriental y Sierras Subandinas.

Las estructuras regionales que afectan a las unidades del Mesozoico y Cenozoico presentan una orientación principal N-S a NO-SE (Muñoz y Charrier, 1996b; Garcia, 2002). Algunas de estas estructuras limitan los rasgos fisiográficos de la región, y también controlan la pendiente. La actividad tectónica principal de cada período, desde el Jurásico hasta el Neógeno, ha migrado hacia el este, desde la Cordillera de la Costa hasta la alta Cordillera. Lo que se relaciona con la migración de los arcos sucesivos en esta misma dirección (Rutland, 1971; Mpodozis y Ramos, 1989, (Scheuber *et al.*, 1994).

En la Figura 2.1 se pueden observar las relaciones entre las alturas medias y las distintas unidades fisiográficas del arco y antearco interno.

**Cordillera de la Costa** Corresponde a una cadena de montañas estrechas de relieve suave, cerros redondeados, depresiones y valles someros (Mortimer y Saric, 1972), es de poca elevación y está conformada por rocas mesozoicas (principalmente por un arco magmático remanente del jurásico, e.g. Salas et al., 1966). El límite occidental de la Cordillera de la Costa está limitado por el Escarpe Costero, donde el acantilado alcanza una altura de 700 metros en promedio.

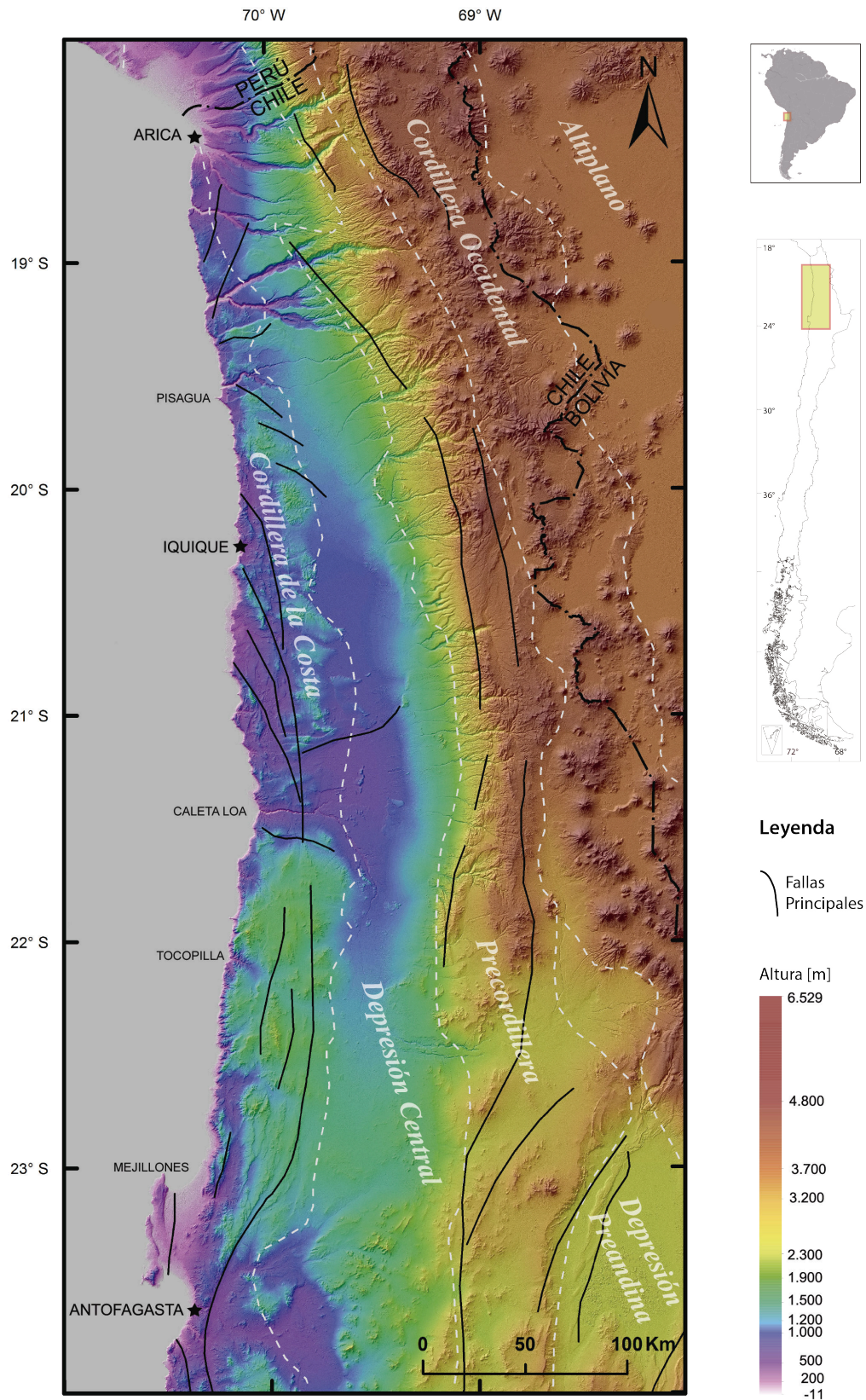


Figura 2.1: Rasgos fisiográficos del Norte de Chile. Las estructuras fueron tomadas de Riquelme et al., 2007 y González et al., 2003. DEM extraído de <http://earthexplorer.usgs.gov/>, ASTER GDEM es un producto de METI y NASA.

En la zona de estudio la Cordillera de la Costa presenta alturas que en general no superan los 1.200 metros. Al norte de Arica está completamente erosionada, pero su elevación aumenta desde el Río Loa hacia el sur (hasta Mejillones) donde presenta cimas incluso superiores a 2.000 metros. Su ancho varía desde al menos 10 km (al sur de Arica) hasta un poco más de 50 km.

La altitud de la Cordillera de la Costa disminuye ligeramente hacia el este donde es sobrepasada por unidades Cenozoicas (posiblemente neógenas) (?) de la Depresión Central, y a su vez dirige sus depósitos hacia ésta. La parte alta de la Cordillera de la Costa está dominada por un paleorelieve de edad oligo-miocena (Dunai et al., 2005).

Mortimer (1973) señaló que dentro de la evolución del paisaje, uno de las primeras etapas, fue la de alzamiento de la Cordillera de la Costa, la cual fue afectada posteriormente por fallas neógenas. Al menos para esta zona el alzamiento litoral fue durante el Pleistoceno (Quezada et al., 2010).

**Escarpe Costero** El acantilado costero en Chile se extiende al occidente de la Cordillera de la Costa en dirección Norte-Sur por más de 1.000 km desde el sur Arica hasta La Serena (Brüggen, 1950), aunque en la zona de la Península de Mejillones se presenta menos continuo. Se eleva subverticalmente por hasta 1.000 metros (Paskoff, 1979), es sinuoso a escala local, pero más bien recto a escala regional. Muchas de las sinuosidades presentes en él corresponderían a escarpes de mega remociones en masa dirigidas hacia la costa (Mather et al., 2014). Esta unidad fisiográfica corresponde al límite oeste de la Cordillera de la Costa.

El Escarpe Costero presenta segmentos en donde la erosión marina ocurre de modo directo sobre él (activo), y otros en cuyas bases se encuentran plataformas marinas alzadas (inactivo) (Quezada et al., 2010). Dentro del área de estudio este último caso se presenta en el tramo entre la Quebradas Camarones y Pisagua (donde el sistema de fallas inversas E-W forman importantes escarpes y contribuyen al ascenso de las terrazas marinas (Allmendinger et al., 2005) y en el tramo entre Iquique hasta Antofagasta (Figura 2.2).

Hasta el momento se han planteado varias hipótesis acerca de la formación del Escarpe Costero, en las que ha preponderado el factor tectónico. Para Brüggen (1950), y para Armijo y Thiele (1990) correspondería a un escarpe de falla; según Paskoff (1979) este se habría formado a partir de escarpes retrogresivos más la acción de una leve actividad erosiva del mar; Mortimer y Saric (1972, 1975) y Mortimer (1980), lo atribuyen a altas tasas de erosión durante una subsidencia litoral, mientras que Hartley y Jolley (1995), plantean que este relieve se generó en un litoral que experimenta alzamiento tectónico. Una propuesta (Melnick, 2016) indica que el Acantila-



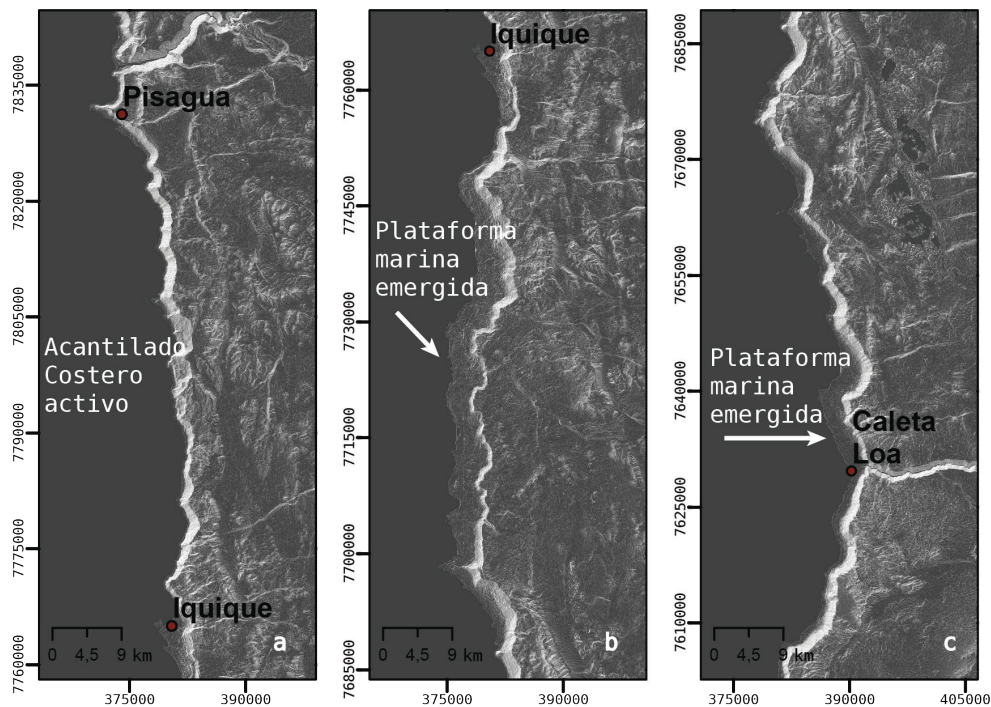


Figura 2.2: Acantilado Costero entre Pisagua y Tocopilla. El Acantilado Costero se reconoce en estas imágenes por destacar en una tonalidad clara (que muestra su alta pendiente) con orientación N-S. En el recuadro **a** desde el sur de Pisagua hasta el norte de Iquique, aparece un tramo del Acantilado Costero activo (expuesto directamente a la erosión marina). En las imágenes **b** y **c** se muestran zonas donde aparecen notoriamente las plataformas marinas emergidas.

do Costero, se habría generado gradualmente a partir de terremotos de subducción profundos de  $M_w$  7 – 8, tipo Tocopilla 2007, capaces de generar alzamiento discreto del acantilado por un cambio de nivel del Moho.

**Plataforma marina emergida** La zona de plataformas marinas alzadas nace en la línea de costa y se limita por el este por el Acantilado Costero presentándose en los tramos en donde el escarpe es “erosivamente inactivo” (Figura 2.2). Esta alcanza una altura máxima de 200 m s.n.m. y está formada por varias terrazas marinas escalonadas, datadas entre  $2,16 \pm 0,14$  Ma las más antiguas (Marquardt et al., 2005) y menos de 500 ka las más jóvenes; se han determinado tasas de alzamiento litoral que fluctúan entre 0,06-0,34 mm/a (Quezada et al., 2005). Esta plataforma de abrasión marina emergida posee una serie de depósitos de remociones en masa de gran magnitud, sobre todo mega-avalanchas.

**La Depresión Central** Como su nombre lo indica, es la región deprimida que se aloja entre la Cordillera de la Costa y la Precordillera, también es conocida localmente como Gran Pampa

Desértica (Fuenzalida, 1965). Corresponde a una suave planicie de cubierta aluvial con una leve pendiente inclinada hacia el oeste-suroeste, que se conoce desde Camiña hacia el sur como Pampa del Tamarugal (e.g. Mortimer y Saric, 1972, 1975).

Tiene entre 40 y 55 km de ancho, y la topografía es relativamente plana. La altura media es de 1.000 m, aunque ésta aumenta de NW a SE desde los 500 a 1.000 m hasta 1.900 a 2.300 m. Es interrumpida por algunos cerros aislados. La mayoría de estos cordones están ubicados al este de la Depresión Central, y representan una transición hacia la Precordillera, algunos están cortados por antiguos abanicos aluviales.

La Depresión Central corresponde a una cuenca continental de antearco (Parraguez, 1998), que contiene depósitos sedimentarios y volcánicos oligo-miocenos (García et al., 2011). En general los depósitos se encuentran subhorizontales, aunque en algunas zonas están levemente deformados por flexuras. La actual superficie de la Depresión Central corresponde al área de pedimentación que es influida por las precipitaciones provenientes desde el este.

**Precordillera** Esta región corresponde a un plateau alargado y ligeramente abombado, constituido esencialmente de ignimbritas oligo-miocenas (García et al., 2011) y de unos pocos volcanes miocenos. La Precordillera presenta un gradiente topográfico E-W desde 1.900 m hasta 3.500 m que varían entre los 20 y 35 km que abarca en esta dirección. Aunque algunos picos superan los 4000 metros, como el volcán Mamuta (4.200 m) y el Cerro Alantaya (4.800 m).

Esta unidad fisiográfica presenta un relieve abrupto y se encuentra disectada por profundas quebradas de orientación aproximada E-O; cuyas escarpadas pendientes permiten el desarrollo de vastas áreas de mega-remociones en masa. En la zona de estudio estos cañones corresponden a las quebradas Camarones, Camiña, Retamilla, Aroma y Tarapacá. Se caracteriza por el Sistema de Cabalgamientos de Vergencia Oeste (SCVO, ver subsección 2.4.1), un sistema de fallas inversas y flexuras de vergencia oeste y rumbo aproximado NNO-SSE a N-S.

Hacia el sur de los 20°S, la Precordillera forma un cordón de orientación N-S, separado de la Cordillera Occidental por una zona deprimida llamada Depresión Preandina, que hacia el sur de los 22°S se vuelve más notoria.

**Depresión Preandina** Corresponde a una zona topográficamente deprimida ubicada al sur de los 22°S entre la Precordillera y la Cordillera Occidental, a alturas entre 3500 y 3700 m s.n.m. Posee drenaje endorreico y la mayoría de su superficie alberga a los salares de Pedernales y Maricunga.

**Cordillera Occidental** Corresponde a la región morfoestructural que aloja al actual arco volcánico, cuyos edificios volcánicos tienen edades desde el Mioceno hasta el Holoceno. Además está formado por secuencias sedimentarias y volcánicas deformadas de edad miocena-pliocena.

Su extensión E-O varía entre 50 y 100 km, y su altitud aumenta desde 3.300 m en el Oeste, hasta 4.800 m s.n.m. en el Este. Es de topografía irregular, y sobresalen en su relieve edificios volcánicos que alcanzan desde 4.500 m hasta 6350 metros de altura. El contacto con el Altiplano es progresivo y sinuoso, mientras que el límite con la Precordillera es abrupto.

**Altiplano - Puna, Cordillera Oriental y Sierras Subandinas** Fuera de los márgenes políticos de Chile se desarrollan estas tres unidades fisiográficas que también conforman los Andes Centrales. El **Altiplano** es un plateau que se extiende paralelamente al margen continental por más de 1.500 km a alturas de 3.700 a 4200 m s.n.m., cuyo ancho promedio es de 300 km. Es la segunda meseta más alta del mundo después del Plateau Tibetano, y la más alta formada en un margen no colisional (Isacks, 1988). En la zona sur a este plateau se le llama **Puna**. Hacia el Este se encuentra la **Cordillera Oriental** y una faja plegada y corrida de vergencia este (**Sierras subandinas**), que pone en contacto a la cadena andina con la llanura de antepaís.

**Redes de drenaje** El grado de incisión, madurez y erosión en la zona de estudio se puede segmentar en los siguientes tramos.

Al norte de los 19°30'S, donde la Cordillera de la Costa presenta sus menores elevaciones medias (o definitivamente no existe, como en Arica), los ríos son exorreicos, y la Pampa es incidida por profundos cañones de orientación EW, cuyos ríos incluso inciden la Cordillera de la Costa.

Entre los 19°30' y los 21°30'S, la Depresión Central constituye una cuenca endorreica. En este segmento, las quebradas que inciden a la Precordillera se curvan hacia el SW, bordeando la topografía generada por abanicos aluviales, inactivos pero recientes. Los ríos se desencauzan al alcanzar la Depresión Central, formando abanicos aluviales coalescentes, cuya porción distal choca con la Cordillera de la Costa.

Hacia el sur de los 21°24'S, el primer río que logra desembocar en el mar es el Loa. A partir de esta latitud, la Pampa del Tamarugal vuelve a constituir una cuenca exorreica.

## 2.2. Clima

Una de las características más notables del norte de Chile es la extraordinaria aridez de su clima. Este factor representa un control del primer orden para el relieve del norte de Chile, que además ha permitido la preservación de los rasgos morfológicos desarrollados durante el Cenozoico.

El Anticiclón Subtropical del Pacífico Suroriental (APSO) mantiene al margen oeste del continente a estas latitudes bajo condiciones atmosféricas estables, generadas por la subsidencia de aire seco y cálido proveniente de bajas latitudes que contrasta con el aire marino fresco y húmedo, permitiendo la formación de una capa de inversión térmica. Estas condiciones inhiben el paso de los vientos provenientes del sur (vientos del oeste) y favorecen la persistencia de bajas temperaturas en la superficie del mar, no sólo mediante el impulso de la corriente de Humboldt sino también mediante procesos de surgencia costeros (Vargas et al., 2000).

El Desierto de Atacama es reconocido como el desierto más árido del mundo, y ha permanecido bajo condiciones de hiperaridez (precipitaciones  $<50 \text{ mm yr}^{-1}$ , Lamb y Davis, 2003) gracias a la interacción de un conjunto de factores oceanográficos, atmosféricos y terrestres, y se potencian unos con otros. Por un lado esta región se ha mantenido por casi todo el Cenozoico en una zona de alta presión de las celdas de circulación de Hadley, por lo que el aire que desciende se encuentra cálido y sin humedad. Se produce el bloqueo de las masas de aire provenientes de los océanos Pacífico y Atlántico, provocado por el anticiclón del Pacífico y las altas cordilleras del relieve nortino respectivamente (Abele 1989, Vargas et al., 2000). Además, la corriente de agua fría de Humboldt, fluye desde el sur hacia el norte a través de la costa de Chile y Perú, generando la inversión térmica que impide el ascenso del aire y la penetración de la humedad desde el Océano Pacífico (en Hoke et al., 2004).

Se ha establecido con relativa aceptación el comienzo de la aridez en el desierto desde hace 150 Ma (e.g. Hartley et al., 2005); mientras que para el comienzo de la hiperaridez se tienen edades que van desde los 23 Ma (Dunai et al., 2010) hasta 3 a 4 Ma (Hartley y Chong, 2002); siendo más aceptadas las edades del Mioceno inferior (e.g. Rech et al., 2006 (19-13 Ma)).

Con respecto al impacto del clima sobre la evolución del relieve y el alzamiento de los Andes, algunos autores han señalado esta condición de hiperaridez como un importante desencadenante del alzamiento andino (e.g. Lamb y Davis, 2003), otros en cambio consideran que la desertificación podría haber sido un proceso independiente del alzamiento (e.g. Garreaud et al., 2010); mientras que varios aceptan el alzamiento como una condición para el comienzo de la

hiperaridez (e.g. Strecker et al., 2007).

Lamb y Davis (2003) proponen que el enfriamiento de la corriente de Humboldt, en combinación con el enfriamiento global (Zachos et al., 2001) proveen el link causal entre el cambio climático cenozoico y la tectónica andina, dando paso a la tendencia Mio-Pleistocena de aumento de la aridez, y que habría alcanzado condiciones de hiperaridez en los últimos 3 a 4 Ma (Hartley y Chong, 2002).

Por otro lado otros investigadores (e.g. Charrier et al., 2013) indican que en la región andina el acortamiento, engrosamiento, y por tanto el alzamiento, han estado ocurriendo gradual e ininterrumpidamente desde el Eoceno, es decir con anterioridad al comienzo de la hiperaridez. Si se considera el comienzo de la hiperaridez entre los 19 y 13 Ma (Rech et al., 2006), estos autores proponen que esta característica podría haber acelerado, pero no gatillado, el alzamiento de la superficie entre 11 y 7 Ma.

De un modo más conciliador, Molnar (2009) muestra un modo en el que es posible imaginar de qué manera se podría comprender los procesos erosivos, climáticos y tectónicos, como las variables de una ecuación de equilibrio estático, invitando finalmente a no buscar la subordinación de un proceso sobre otro, sino a entenderlos como las partes de un delicado balance.

### **2.3. Marco Geológico Regional**

La información geológica presentada en el siguiente marco fue extraída de diversos trabajos, considerando memorias de título, tesis de magíster, cartas y hojas geológicas. En la Figura 2.3 se muestra el área de ubicación de cada una de las cartas geológicas elaboradas por el Servicio Nacional de Geología y Minería que fueron consultadas.

En el Norte Grande de Chile las unidades más antiguas (proterozoicas) se encuentran en la Alta Cordillera de las latitudes de Arica. En el límite entre la Precordillera y Depresión Central, en las inmediaciones de las quebradas Soga y Aroma, afloran unidades Paleozoicas (Ordovícico - Silúrico), correspondientes a secuencias sedimentarias marinas. En la Precordillera también se presentan formaciones mesozoicas que gradan de un ambiente marino a uno continental. La Depresión Central conforma una cuenca de antearco (Parraguez, 1998) que aloja depósitos sedimentarios y volcánicos del Oligoceno-Mioceno (García et al., 2011), de manteo subhorizontal con leves deformaciones por flexuras. Hacia el oeste, infrayaciendo a estas unidades se encuentran en discordancia las unidades jurásicas de la Cordillera de la Costa consistentes en rocas

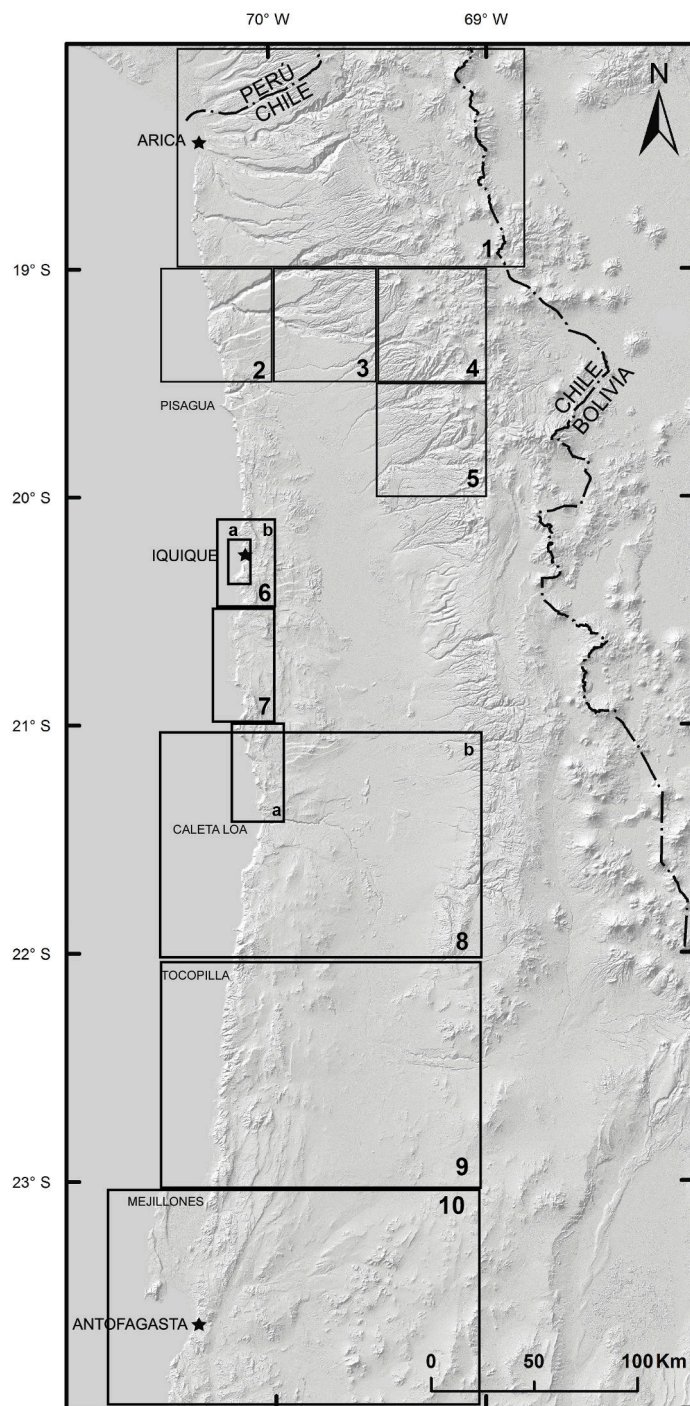


Figura 2.3: Ubicación mapas geológicos del área de estudio. 1: Hoja de Arica, 2004, escala 1:250.000; 2: Carta Cuya, 2012, escala 1:100.000; 3. Carta Miñimiñi, 2013, escala 1:100.000; 4. Hoja Camiña, 2014, escala 1:100.000; 5. Hoja Guaviña, 2015, escala 1:100.000; 6(a): Geología de las ciudades de Iquique y Alto Hospicio, 2008, 1:25.000, 6(b): Mapa Geológico de Iquique, 2012, escala 1:100.000; 7: Mapa Geológico de Patillos, 2012, escala 1:100.000; 8(a): Mapa Compilación Geológica Área Quillagua-Salar Grande, 2012, escala 1:100.000, 8(b): Hoja Quillagua, 1981, escala 1:250.000; 9: Hoja Tocopilla, 1978, escala 1:250.000; 10: Hoja de Antofagasta, 1978, escala 1:250.000. Para todo lo demás mapa geológico de Chile, 2003, escala 1:1.000.000. Hillshade generado de un ASTER GDEM versión 2 (extraído de <http://earthexplorer.usgs.gov/>).

- 0: Depósitos de Remoción en masa
- 1: Arco volcánico actual
- 2: Cobertura aluvial Pleistoceno-Holoceno
- 3: Depósitos evaporíticos cuaternarios
- 4: Formación Altos de Pica y Oxaya (Oligoceno tardío - Mioceno temprano)
- 5: Formación El Diablo (Mioceno medio - Plioceno)
- 6: Secuencias sedimentarias del Piedemonte (Mioceno superior - Plioceno)
- 7: Unidades volcánicas andesíticas Mioceno medio a superior
- 8: Secuencias volcánicas Paleoceno - Eoceno inferior
- 9: Unidades mesozoicas de la Cordillera de la Costa
- 10: Unidades mesozoicas de la Precordillera
- 11: Unidades paleozoicas de la Cordillera de la Costa
- 12: Unidades paleozoicas de la Precordillera

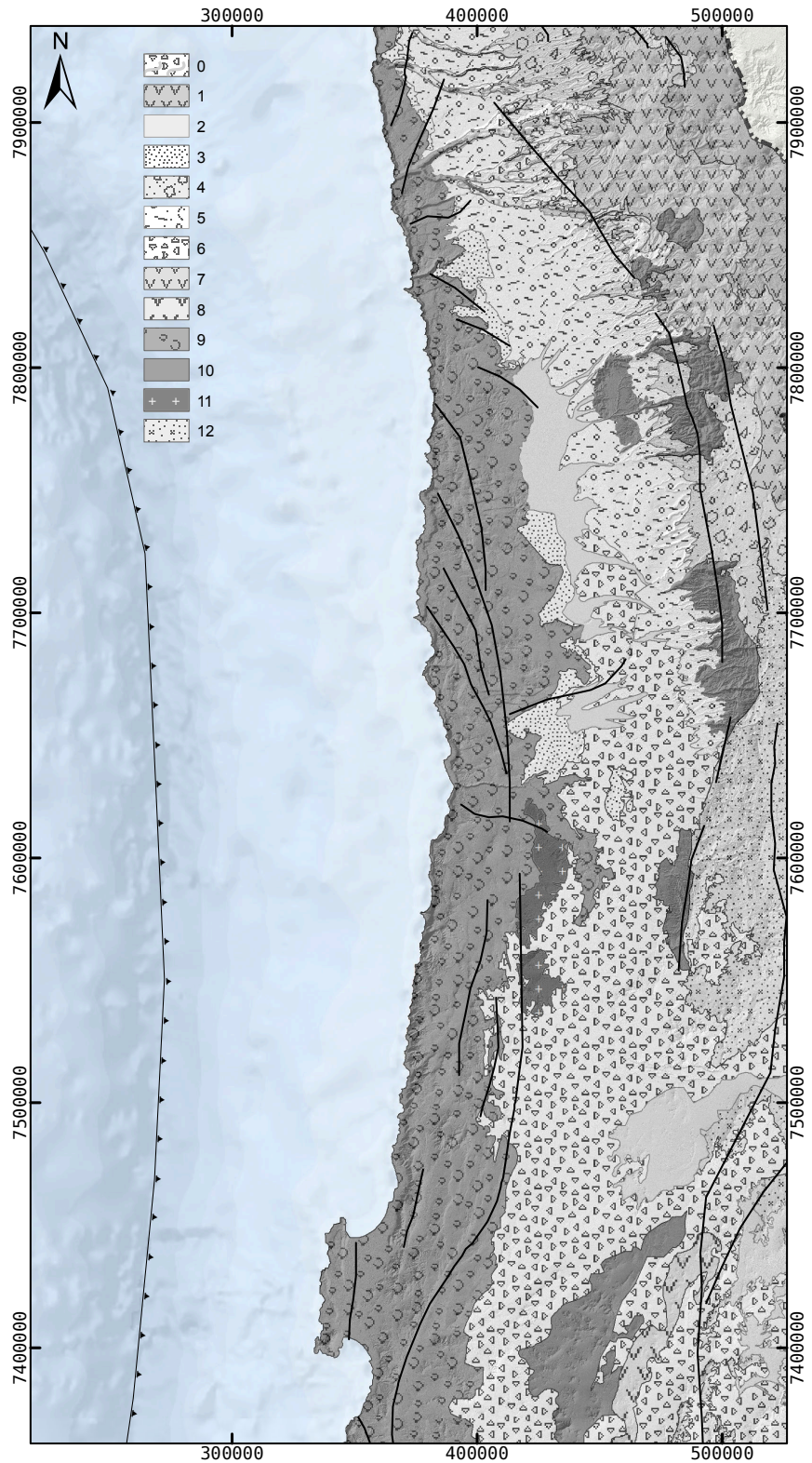


Figura 2.4: Mapa geológico simplificado del Norte de Chile. División de unidades geológicas basada en el Mapa geológico a escala 1:1.000.000 (Sernageomin) y en la subdivisión morfoestructural realizada en Pinto et al. (2004) para el norte de Chile hasta el sector de Pica.

sedimentarias marinas y continentales y volcanitas. En las cumbres se preserva un paleorelieve oligo-mioceno.

En el borde occidental de la Alta Cordillera, a las latitudes de Arica, se encuentra el basamento metamórfico representado por el Complejo Metamórfico de Belén (Montecinos, 1963; Salas et al., 1966) cuyo protolito es de edad proterozoica inferior-media (Basei et al., 1996; Wörner et al., 2000) y metamorfismo regional durante el Cámbrico inferior (Basei et al., 1996). Esta unidad se forma por esquistos, gneises y anfibolitas con foliación NNW-SSE y manteo hacia el este. Es sobreyacido en discordancia angular por rocas sedimentarias relacionadas al Carbonífero-Pérmico(?) por la presencia de un fósil (de la Hoja de Arica, García et al., 2004).

En el área de la hoja de Guaviña (recuadro 5 en Figura 2.4) aflora el Complejo Metaturbidítico Quebrada Aroma (Devónico superior-Carbonífero inferior) (anteriormente descrita como Formación Quebrada Aroma). Corresponde a una sucesión de metareniscas y metalutitas, con afloramientos locales de gneises cuarzo-micáceos, filitas micáceas y marginales milonitas que afloran en el curso medio de las quebradas de Sapte, Aroma y Sotoca, y que se extienden hasta la quebrada Soga (hacia el norte) en el extremo sur central de la Carta Mamiña. El Complejo Metaturbidítico Quebrada Aroma está discordantemente sobreyacido por rocas principalmente sedimentarias jurásicas y por rocas volcánicas y volcanoclásticas depositadas entre el Cretácico Superior y el Eoceno (Longacho, Cerro Empexa y Altos de Pica). Se encuentra intruído por diques máficos verdosos porfíricos de edad cretácica superior a eocena (Morandé et al., 2015).

Todo este conjunto de rocas corresponde al sustrato pre-oligoceno, que aflora en la zona de la Hoja de Guaviña, y se encuentra separado por una amplia superficie de erosión de las series sinorogénicas del Oligoceno a Mioceno. Se expone en las laderas de las quebradas mayores, tales como: Aroma, Sotoca, Tarapacá y Coscaya.

En la zona de la carta de Camiña (recuadro 4 en Figura 2.4) el sustrato es mesozoico, y se conforma por rocas pertenecientes desde el Jurásico Inferior-Cretácico Superior, y están representadas por las formaciones Longacho y Cerro Empexa, y por unidades intrusivas. Estas formaciones se presentan en el sector suroriental de la carta de Camiña, aflorando en las laderas de las quebradas que disectan la Precordillera y Depresión Central (Camiña y Retamilla).

Sobre este sustrato en el área de la carta de Camiña se depositan unidades principalmente volcánicas y sedimentarias del Oligoceno superior-Mioceno, en discordancia angular y con un manteo general hacia el oeste; las cuales hacia la Cordillera Occidental se encuentran cubiertas por depósitos volcánicos del Mioceno superior (Herrera, 2013; Valenzuela et al., 2014).



Estos depósitos volcánicos y sedimentarios representan la cobertura oligo-miocena que se extiende ampliamente por toda el área precordillerana y de depresión central a estas latitudes. Aflorando en los techos de las laderas de los valles y en los extensos interfluvios y pampas. Se encuentra sellando la deformación y evidenciando su carácter sintectónico a la última etapa de alzamiento andino. Durante el Mioceno superior se comenzaron a desarrollar los centros eruptivos que dieron origen a los depósitos volcánicos efusivos que sobreyacen a esta cobertura, acotando la edad de los depósitos sintectónicos (Morandé et al., 2015; Herrera, 2013).

Las sucesiones depositadas desde el Plioceno al presente conservan sus rasgos morfológicos depositacionales, y se conforman con posterioridad al inicio de la incisión de los valles durante el Mioceno superior (e.g., Farías et al., 2005), un ejemplo de esto es un amplio depósito ignimbrítico que se emplazó en las nacientes de los valles principales cuando recién estaba comenzando la incisión de tales ríos. De estas edad también son los depósitos aluviales, fluviales y de remociones en masa que rellenan los cauces actuales.

En esta región (18,5 a 25°S) el borde occidental de la Cordillera de la Costa se compone de rocas andesíticas que representan el arco magmático jurásico (Salas et al., 1966; Cecioni y García, 1960; García, 1967). Sobre el paleorelieve de la Cordillera de la Costa se depositan gravas de edad oligocena-miocena (Naranjo y Paskoff, 1985) las cuales es posible observar en las partes más altas del acantilado costero. En la base del Acantilado Costero se encuentran depósitos horizontales que representan un ambiente marino del Mioceno superior-Plioceno (areniscas, areniscas coquinoideas y lutitas). El Pleistoceno se encuentra en depósitos aterrizados que indican un ambiente litoral (Martínez y Niemeyer, 1982; Ortlieb et al., 1994; Ortlieb et al., 1996; Marquardt et al., 2004 y Quezada, 2007).

## **2.4. Marco Estructural**

La Cordillera de los Andes se ha desarrollado a lo largo del margen continental oeste de Sudamérica conformando una gran cadena montañosa originada en un margen de subducción (cinturón montañoso tipo cordillerano según Dewey y Bird (1970)). Esta se ha formado mediante el engrosamiento y acortamiento de la corteza continental, adición magmática, e intensa erosión a lo largo del borde de la placa continental que sobreyace a la Placa de Nazca y a la cuña mantélica (Isacks 1988).

El ángulo de convergencia de la placa de Nazca (Farallon) con la Sudamericana ha sido bastante constante desde el Eoceno (Pardo-Casas y Molnar, 1987; Som oza, 1998, Angermann et al.,

1999), teniendo una convergencia frontal constante desde hace unos 45-50 Ma. Esto según Charrier et al. (2012) puede haber provocado un aumento considerable en la transmisión de stress hacia el continente en los Andes Centrales. Mientras que la velocidad de convergencia relativa ha disminuído continuamente desde el Mioceno a la actualidad de tasas de 150 mm/a (DeMets et al., 1990; Somoza, 1998) hasta 66 a 79 mm/a (Angermann et al., 1999, DeMets, et al, 1999)

Las estructuras regionales que afectan a unidades del Mesozoico y Cenozoico de esta zona, presentan una dirección principal norte-sur a noroeste-sureste (Muñoz y Charrier, 1996b; García, 2002). Algunas de estas estructuras limitan los rasgos fisiográficos mayores de la región (Cordillera Occidental, Precordillera, Depresión Central y Cordillera de la Costa) y controlan los cambios de pendiente.

En el norte de Chile las estructuras tectónicas mayores han sido relacionadas genéricamente con la implantación de arcos magmáticos sucesivos, migrantes hacia el este debido a erosión tectónica de la placa Sudamericana llevada a cabo desde el Jurásico temprano (Rutland, 1971; Mpodozis y Ramos, 1989; Scheuber et al 1994).

La migración del arco magmático hacia el este desde el Mesozoico (Mpodozis y Ramos, 1989) ha quedado registrada en cada unidad morfoestructural, y entre los 20° y 28°S ha sido acompañada por el desarrollo de dos sistemas de fallas de intra-arco: El Sistema de Fallas de Atacama (SFA) en la Cordillera de la Costa y el Sistema de Fallas de Domeyko (SFD) en la Precordillera (en Riquelme et al., 2007).

Durante el Plioceno (Le Roux et al., 2005 a, b; Farías et al., 2005) con anterioridad a los 2 Ma (Quezada et al., 2010) se produjo el basculamiento hacia el oeste del antearco que resultó en el alzamiento de la zona de la Precordillera y en la subsidencia litoral que formó el acantilado costero. Esto según estudios realizados por diversos autores (Wörner et al., 2002; Farías et al., 2005 y Riquelme et al., 2007) habría tenido mayor influencia en la contribución del alzamiento andino que la actividad de fallas de vergencia oeste durante esta misma época. Esto iría en favor a las teorías de Mortimer y Saric (1972); Mortimer y Saric (1975) y Mortimer (1980), en las que el talud original del Acantilado Costero se habría formado en subsidencia litoral.

#### **2.4.1. Sistemas estructurales del área de estudio**

En la región de estudio se reconocen dos grandes sistemas estructurales ubicados en distintas unidades morfoestructurales, y que se relacionan a distintos contextos sísmicos.

La Cordillera de la Costa se encuentra sobre la zona sismogénica de interplaca (Husen et al., 1999, 2000; Buske et al., 2002), mientras que las estructuras relacionadas a la zona más oriental de la Depresión Central y a la Precordillera conforman una zona sismogénica cortical; y desarrollan sistemas estructurales diferentes.

### **Estructuras de la Cordillera de la Costa**

Recientemente la evolución de la Cordillera de la Costa se ha caracterizado por la regresión del escarpe costero y la elevación de la superficie desde el Neógeno (Riquelme et al., 2003) lo cual ha provocado la generación de un régimen endorreico en la zona central del área de estudio, y la formación de la Depresión Central. La deformación de antearco es muy lenta, con velocidades de deformación permanente de 1-5 nstrain/año y las tasas de deslizamiento de falla menos de 0,5 mm/año (Allmendinger y González, 2009). La región costera entre Iquique y Antofagasta se caracteriza por el Sistema de Fallas de Atacama y por dos sistemas del Cenozoico tardío, los cuales se describen a continuación.

**Sistema de fallas E-O; 19,3 a 21,6°S** Entre los 19,3° S hasta los 21,6° S se presenta una serie de escarpes Este-Oeste de fallas inversas con manteo hacia el sur, de edad miocena superior - pliocena, que estuvieron activas durante el Pleistoceno, y algunas aún permanecen activas (Allmendinger et al., 2005; González et al., 2003; Carrizo et al., 2008a, b). Estas estructuras representan el acortamiento Norte-Sur relacionado con la curvatura oroclinal que representa el Codo de Arica (González et al., 2003, Allmendinger et al., 2005). Este sistema corresponde al más joven puesto que se encuentra cortando a las estructuras del SFA y a las fallas NNO-SSE (Quezada et al., 2010). Hacia el norte de esta latitud en Chile estas fallas son oblicuas al margen, con rumbo aproximado NNE-SSO.

**Sistema de fallas de orientación NNO-SSE, 20° a 22°S** Se desarrolla entre Iquique y Salar Grande, en donde son fallas inversas con componente de rumbo dextral, que estuvieron activas durante el Mioceno y Plioceno (Carrizo et al., 2008a). Estos escarpes tienen un manteo general hacia el este y constituyen frentes de montañas, algunos de los cuales se encuentran invertidos (Carrizo et al., 2008a). Este frente montañoso se localiza al SO de los escarpes.

**Sistema de fallas de Atacama (SFA); 20°S a 24°S** Es la principal característica tectónica de la Cordillera de la Costa, propagándose por más de 1.000 km desde Iquique hasta La Serena. Co-

rresponde a un set de fallas subverticales de rumbo subparalelo al margen continental, discontinuo y cuya estructura principal (Falla Salar del Carmen) se compone de varias trazas pequeñas que se traslapan entre sí (González y Carrizo, 2003). Debido a cambios en la orientación a lo largo de este sistema de fallas se han definido tres segmentos distintos (Naranjo, 1987; Thiele y Pincheira, 1987). Estos corresponden a: Salar del Carmen, entre Iquique y Antofagasta; Paposo, desde Antofagasta hasta el sector de Paposo-Taltal; y El Salado, hasta la Serena (Figura 2.5).

El origen del SFA se relaciona con una etapa tardía de la evolución del arco magmático Jurásico Tardío - Cretácico Temprano (que se ubicó en donde está la actual Cordillera de la Costa), directamente como consecuencia del inicio de la subducción de la Placa Farallón durante el Cretácico (Scheuber y Andriessen, 1990; Scheuber y González, 1999). La edad del SFA ha sido datada en milonitas expuestas a lo largo de algunas trazas principales como cretácica inferior (Hervé, 1987a; Scheuber y Andriessen, 1990). La actividad inicial de estas estructuras fue de rumbo sinistral (Scheuber y Andriessen, 1990). Esto en planta se observa como una serie de duplex de rumbo formados por fallas de rumbo N-S y por fallas secundarias de rumbo N-O (González et al., 2003). En el sector más al norte se observa una estructura de cola de caballo, donde tres fallas secundarias N-O que cortan la Cordillera de la Costa se separan de las fallas maestras del SFA (González et al. 2003; Figura 2.5).

La reactivación cenozoica del SFA es sugerida por la presencia de prominentes escarpes (30-100 m de alto) que controlan la topografía de horst y graben de la Cordillera de la Costa (Arabasz, 1971; Okada, 1971; Hervé, 1987; Naranjo, 1987). Éstos son considerados como evidencia de la reactivación cenozoica del SFA en régimen extensional (Hervé, 1987). En el segmento Salar del Carmen la actividad reciente está acotada por superficies aluviales de 400 ka, que se encuentran dislocadas por la actividad normal en este segmento del SFA (González et al., 2006), cuyas estructuras constituyen un escarpe de 5 metros de altura promedio con manteo al este.

### **Estructuras de la Depresión Central, Precordillera y margen oeste de la Cordillera Occidental**

A escala regional, la Precordillera es interpretada como un pliegue monoclinial que conecta la Depresión Central con la Cordillera Occidental y el Altiplano.

El desarrollo paleogeográfico, sedimentación y alzamiento del Altiplano han ocurrido gracias a la influencia de dos sistemas de fallas inversas de vergencia opuesta. El SCVE, Sistema de Cabalgamiento de Vergencia Este, desarrollado en la Cordillera Occidental y Sierras Subandinas; y el SCVO, Sistema de Cabalgamiento de Vergencia Oeste (Muñoz y Sepúlveda, 1992), que se desarrolla en el borde en la Cordillera Occidental, Precordillera y parte más oriental de la De-

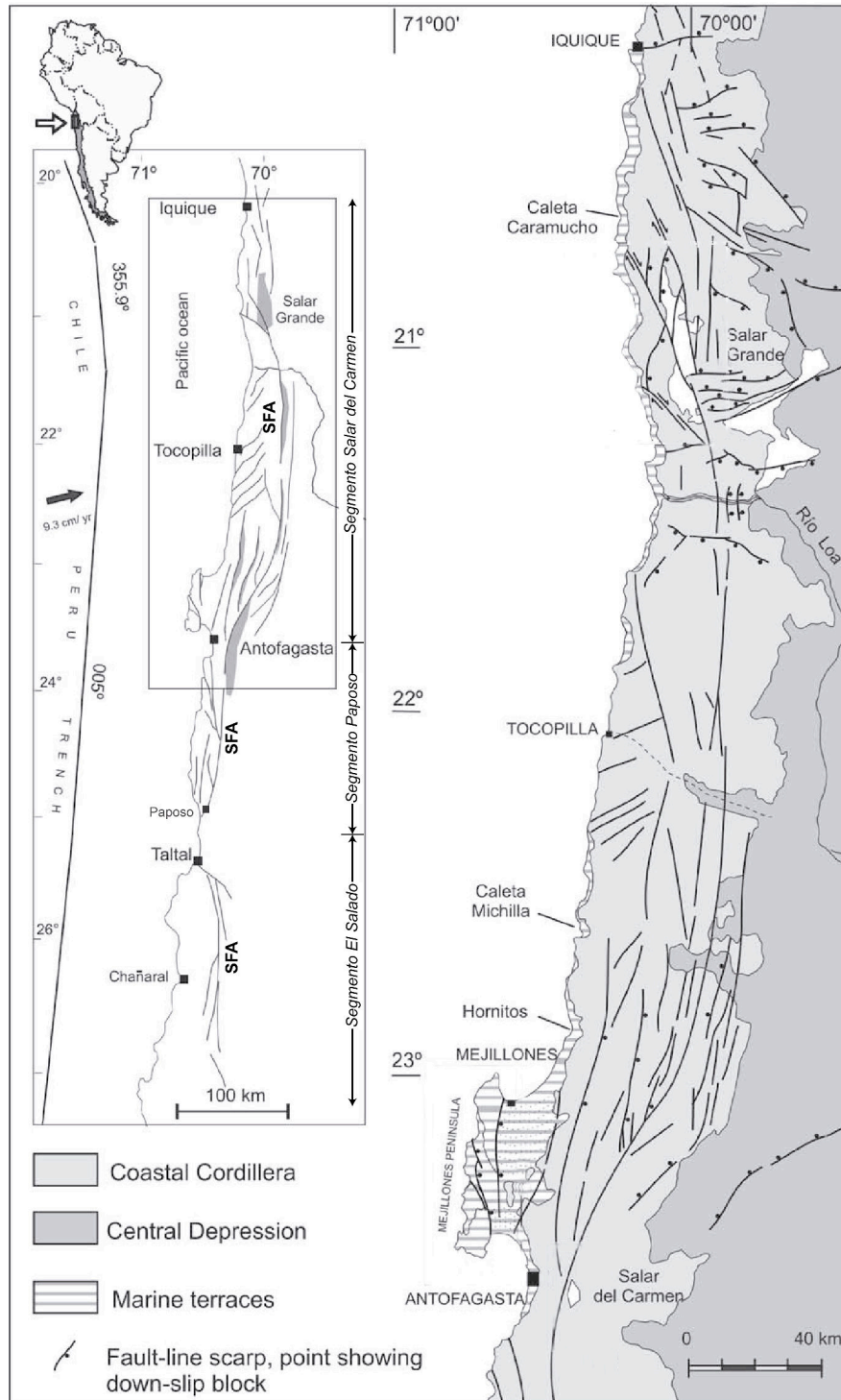


Figura 2.5: A la izquierda, mapa esquemático mostrando el Sistema de Fallas de Atacama (SFA) entre los 20° S y 27° S, y sus distintos segmentos: Salar del Carmen, Paposo y El Salado (señalados en el borde derecho de este recuadro). A la derecha, se muestra el detalle del Segmento Salar del Carmen correspondiente al del área de estudio. Extraída de González et. al, 2003.

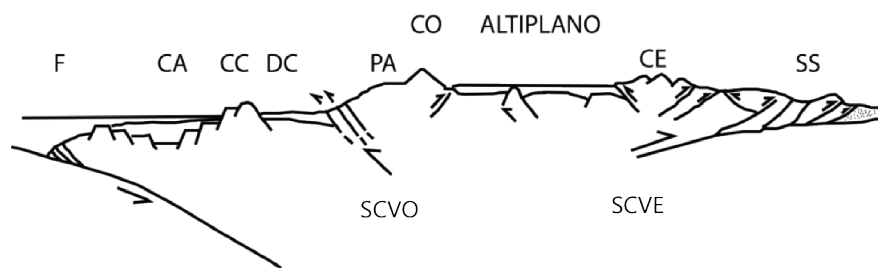


Figura 2.6: Perfil esquemático mostrando las principales unidades geomorfológicas del Norte de Chile. F: fosa, CA: Cuenca de Arica, CC: Cordillera de la Costa, DC: Depresión Central, PA: Precordillera de Antearco, CO: Cordillera Occidental, CE: Cordillera Oriental, SS: Sierras Subandinas. Extraído de Charrier et al. (2005).

presión Central (Muñoz and Charrier, 1996). En la Figura 2.6 se muestra un perfil estructural esquemático de todo el Arco y Antearco.

**Sistema de Cabalgamientos de Vergencia Oeste, SCVO** El SCVO posee orientación N-S a NNO-SSE, y se propaga hacia el oeste en un alto ángulo con vergencia en este mismo sentido. Las estructuras del SCVO, habrían estado activas desde el Oligoceno Superior, provocando un rápido alzamiento durante el Oligoceno Superior-Mioceno (Muñoz y Charrier, 1996; García et al, 2002; Victor et al., 2004; Farías et al., 2005; García y Hérail, 2005). Este sistema afecta el basamento Paleozoico y Mesozoico, pero en el área de estudio (al sur de los 18°S) solo se aprecia plegamiento en la cobertura Cenozoica (Charrier et al., 2005) por flexuras de vergencia oeste (Subsección 8.3.1, Capítulo 8), las que representan en superficie la propagación de fallas ciegas.

A pesar de que el SCVO se ha asociado al acomodamiento del alzamiento del Altiplano, este no genera gran acortamiento cortical, por lo que la prolongación en profundidad de este sistema es un tema controversial, aunque últimamente se acepta la proyección de estas estructuras hacia el este (e.g. Muñoz y Charrier, 1996; García, 2002, Pinto et al., 2004; Victor et al., 2004). En cambio, otros autores indican que las estructuras del SCVO corresponden a las fallas normales de un bloque superior rotado (e.g. Sempere and Jacay, 2006).

En el Anexo A se detallan de norte a sur las fallas inversas y flexuras asociadas al SCVO que se distribuyen en la Precordillera y parte más oriental de la Depresión Central del Norte de Chile.

**Sistema de Fallas de Domeyko, SFD** En la zona precordillerana, a aproximadamente los 23°S, se encuentra el Sistema de Fallas de Domeyko, SFD. El cual fue un sistema transpresivo dextral/sinistral (Reutter et al., 1996, Maksaev y Zentilli, 1999) paralelo a la fosa chileno-peruana,

ubicado a unos 150 km al interior del continente (límite oriental de la DC). Se considera relacionado con un importante componente de transpresión ocurrido durante el Eoceno tardío - Oligoceno a lo largo de sus principales fallas, aunque presentó actividad desde el Jurásico hasta la fase incaica (Cornejo and Mpodozis, 1996; Tomlinson et al., 1999). Desde el Neógeno se ha moderado su actividad [Audin et al., 2003, Soto et al., 2005] y solamente evidencia un leve acortamiento E-O.

## **2.5. Sismicidad en los Andes Centrales del Norte de Chile**

La tectónica del norte de Chile se encuentra dominada por la convergencia entre la Placa Nazca y la Sudamericana, cuya subducción ocurre a una velocidad de 65 mm/año en una dirección casi ortogonal al margen (75°E) (Angermann et al., 1999). El margen de subducción del norte de Chile se caracteriza por tener una alta tasa de sismicidad y corresponde a uno de los márgenes tectónicos más activos del mundo (Comte et al., 1999).

### **2.5.1. Tipos de sismicidad**

La sismicidad que ocurre a lo largo del margen convergente de Sudamérica, se puede agrupar en dos grandes familias de acuerdo a su origen. Estas son sismicidad de subducción, la cual se relaciona directamente con los procesos que ocurren en esta zona; y la sismicidad intracontinental, la cual ocurre en la placa continental o bajo esta en el manto superior, continente adentro, lejos de la zona de subducción (Figura 2.7)

La sismicidad intracontinental involucra eventos superficiales que se producen por el esfuerzo intraplaca inducido por la subducción en la placa continental, lo que contribuye a la generación de relieve; y se encuentran asociados a fallas superficiales de cualquier tipo. Estos tipos de sismos son de menor magnitud y ocurren con menor frecuencia que los de subducción.

1. Sismicidad cortical: ocurren en la Placa Sudamericana, en la corteza, a profundidades no mayores a 30 km, debido a la deformación generada por la convergencia entre placas y por esfuerzos locales.
2. Sismicidad mantélica: ocurre en la zona de arco y antearco, en la zona mantélica.

La sismicidad de subducción corresponde a la ocurrida en la Placa de Nazca o en el contacto

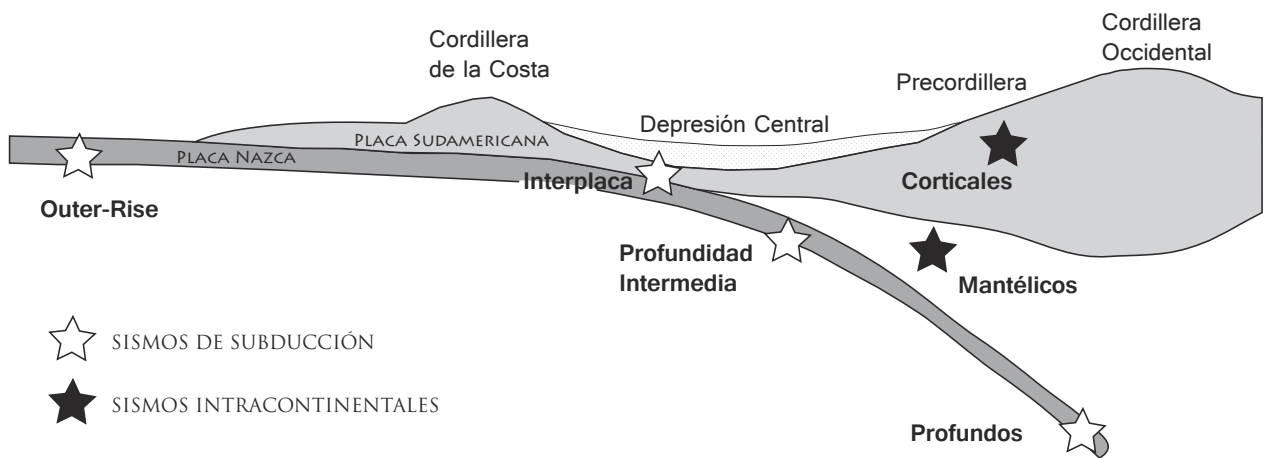


Figura 2.7: Dibujo esquemático mostrando los distintos tipos de sismos que ocurren en el margen chileno. Eventos de subducción y eventos intracontinentales, se especifican las distintas categorías de cada tipo. Se muestran terremotos corticales someros y profundos.

de esta con la placa continental, encontrándose cuatros zonas sismogénicas.

1. Sismos *Outer-rise*: Se producen océano adentro, en la placa de oceánica, debido a los esfuerzos extensivos que esta realiza en la zona de flexión (“*bending*”), al empujar hacia el bloque continental y no realizarse dicho desplazamiento en el contacto intraplaca por estar acoplado. Pueden alcanzar magnitudes  $M_w=6$  (generalmente menores a 8,0), pero no afectan a la Placa Sudamericana.
2. Sismos de interplaca: estos se producen en la zona de contacto sismogénico entre ambas placas; al liberarse la energía desde la zona de contacto de la convergencia entre la placa continental de Sudamérica y la Placa de Nazca, lo cual ocurre entre 10 y 60 km de profundidad aproximadamente (Tichelaar y Ruff, 1991, Comte et al., 1994). Son los que liberan mayor energía sísmica ( $M_w > 8$ ), son del tipo fallas inversas y suelen relacionarse con tsunamis (David, 2007).
3. Sismos de intraplaca de profundidad intermedia: ocurren a profundidades entre 70 y 120 km, en la zona en que la Placa Nazca se fractura debido a la tensión provocada por su propio peso o por roce con el manto viscoso. Aunque no superen magnitudes  $M_w=8$  estos son muy dañinos, sobretodo para las zonas de epicentro, que comparativamente resultan con mayores daños que para sismos de interplaca de igual magnitud (Astroza et al., 2005). Están relacionados a fallas normales.
4. Sismos de subducción profundos: estos se generan a profundidades entre 300 y 700 km dentro de la placa en subducción. El mecanismo que puede explicar sismos a tal profun-



dididad esta aún en discusión, sin embargo se relacionarían con cambios de fase mineralógica (Kanamori et al., 1998).

En el Anexo B se presenta una compilación de sismicidad entre los años 1950 y 2016, complementada entre las bases de datos de la USGS (1951-2002) y el CSN (2000-2016).

### 2.5.2. Ciclos sísmicos a lo largo del oroclino

El ciclo sísmico (Reid, 1910; en Cortés, 2012) es el período de recurrencia de un gran terremoto en un área determinada, que para el caso de sismos de subducción corresponde a la zona de contacto sismogénico o zona sismogénica. El margen convergente de los Andes Centrales está segmentado en varios tramos según el área de ruptura de grandes terremotos de interplaca históricos; tomando como “grande” un sismo de magnitud ( $M_w$ ) mayor a 8. Cada uno de estos segmentos tiene un ciclo sísmico distinto, y su zona sismogénica puede haber roto en el último tiempo, o puede estar por romper.

Las fases en las que se puede encontrar un segmento sismogénico son: intersísmica, presísmica, cosísmica y postsísmica, siendo estas últimas dos fases durante las cuales se producen los grandes terremotos (Chlieh et al., 2004). La fase **cosísmica** corresponde a la etapa en la cual está ocurriendo deslizamiento sísmico, lo cual es materializado por las áreas de ruptura sísmica, esta fase dura segundos. De este modo cuando se genera un terremoto de subducción en el contacto interplaca se produce un alzamiento en la zona cercana a la fosa, el cual decrece en dirección al arco gradando a subsidencia (ver Figura 2.8) (Quezada et al., 2012). Con posterioridad a esta fase se produce el período **postsísmico** en el que se produce el deslizamiento asísmico de la interfaz más profunda dentro de la zona sismogénica (zona de creep frágil); esta fase puede durar meses a años. La fase **intersísmica** se caracteriza por el deslizamiento asísmico de la interfaz entre las dos placas en profundidad y el bloqueo total de la zona sismogénica, este período puede durar más de 100 a 150 años. Las zonas sismogénicas en que no ha habido actividad desde hace bastante tiempo, se encuentran en esta fase; por ejemplo por más de un siglo en la zona de gap o brecha sísmica del norte de Chile. Durante este período ambas placas permanecen acopladas y debido a la compresión horizontal la placa continental se encuentra arqueada, formando una flexura antiformal (Quezada et al., 2012) (ver Figura 2.8). Por último en la fase **presísmica** se produce deslizamiento asísmico en la interfaz ubicada bajo la zona sismogénica (zona de creep frágil), este período puede durar días o meses.

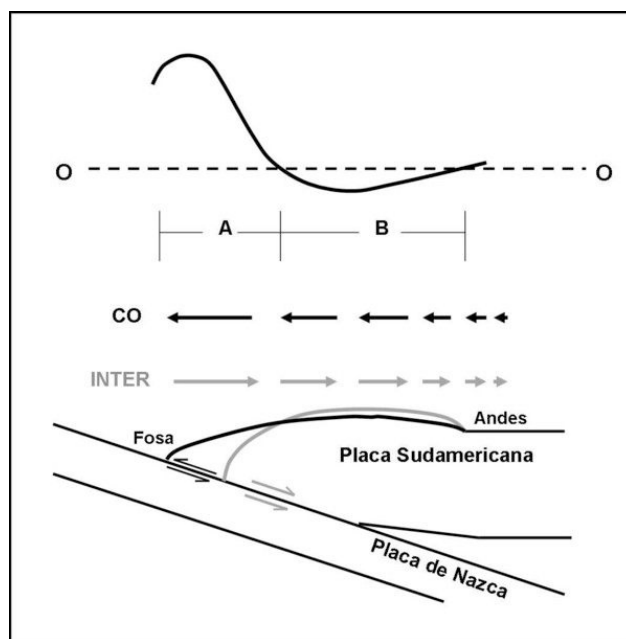


Figura 2.8: La curva superior ilustra el alzamiento decreciente de fosa a arco gradando a subsidencia, durante el cosísmico. Las flechas indican los movimientos horizontales CO: Cosísmico; INTER: Intersísmico; A: zona de alzamiento cosísmico; B: zona de subsidencia cosísmica. Extraído de Quezada et al. (2012).

### 2.5.3. Sismicidad en la zona de la Cordillera de la Costa

#### Sismicidad de interplaca:

En el norte de Chile entre los 18°S y 23°S, se reconoce una gran brecha sísmica (en el sentido de McCan et al., 1979; Comte y Pardo, 1991), caracterizada por la zona de ruptura correspondiente a dos sismos de gran magnitud ( $M_w > 8$ ) que ocurrieron a fines del siglo XIX. Estos son: el de 1877, que rompió la zona entre el sur de Arica y la península de Mejillones de  $M_w$  8,8 (Kausel, 1986), y el de 1868  $M_w$  8,8 (Kausel, 1986) que ocurrió en el sur de Perú y norte de Chile. Para este último tramo, entre Arica y Mejillones, se estimó un período de recurrencia de  $111 \pm 33$  años para terremotos de gran magnitud (Comte y Pardo, 1991). En la Figura 2.9 se señalan estas lagunas sísmicas y las zonas que se han activado estos últimos años; incluyendo la sismicidad asociada al terremoto de Pisagua 2014 que vino a romper una zona que había permanecido continua hasta entonces.

En los límites de la brecha sísmica del norte de Chile, han ocurrido dos terremotos de gran magnitud. El terremoto de Arequipa (Ilo) del 2001 ( $M_w$  8,4) rompió en la zona norte del gap sísmico en la zona de ruptura del terremoto de 1868 (Perfettini 2005). En el límite meridional de

la laguna sísmica del norte de Chile ocurrió un sismo de  $M_w$  8,1, el 30 julio 1995, en Antofagasta, que comenzó en la Península de Mejillones y se desplazó hacia el sur (Delouis et al., 1997).

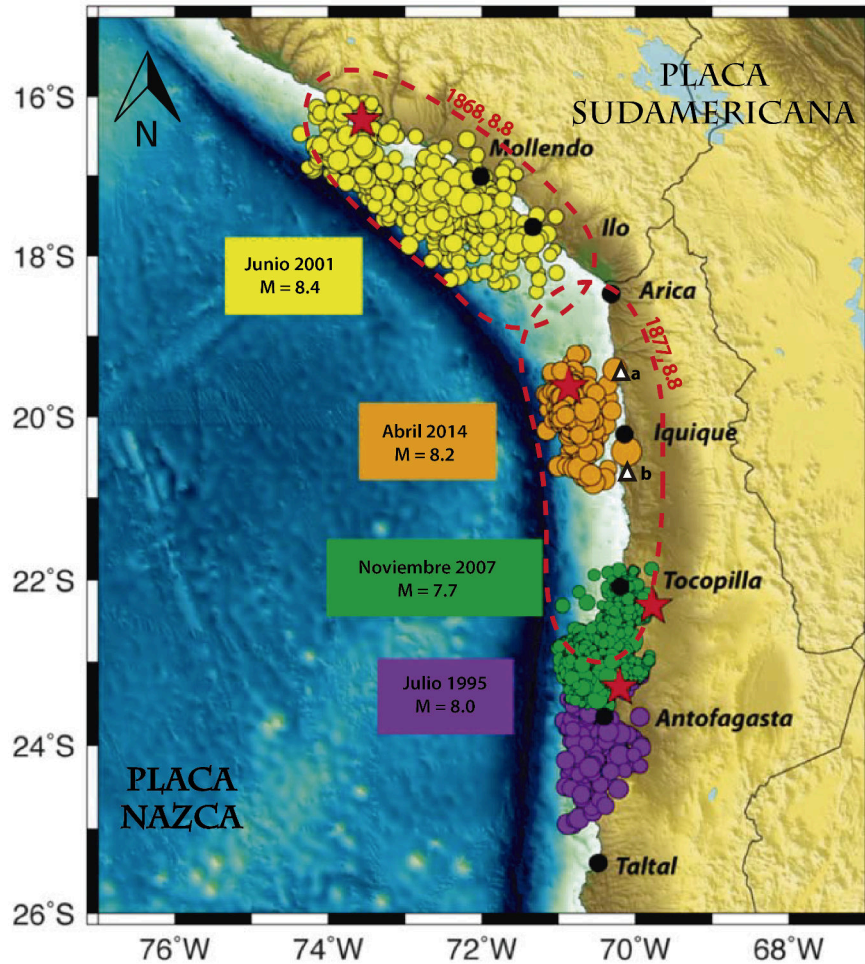


Figura 2.9: Registro sísmico durante un mes como máximo para los sismos del 2001 ( $M_w = 8,4$ ), 2014 ( $M_w = 8,1$ ), 2007 ( $M_w = 7,7$ ) y 1995 ( $M_w = 8,1$ ). Las elipses rojas indican segmentos que se encontraban en gap sísmico desde los eventos de 1868 en el sur de Perú, y 1877 en el norte de Chile. Los triángulos a y b hacen referencia a la ubicación de Pisagua y Punta Patache, respectivamente. Modificada de informe CSN, 1 abril 2014, de Béjar-Pizarro, 2010, y de Schurr et al., 2014.

Durante las últimas décadas han ocurrido varios sismos de magnitud intermedia ( $7 < M_w < 8$ ) en la zona del gap sísmico entre Arica y Mejillones, siendo el mayor el de Tocopilla (14 de noviembre del 2007,  $M_w = 7,7$ ; Delouis et al., 2009), después del de 1933 ( $M_w$  7,3). El terremoto de Tocopilla, ocurrió en la parte sur del gap sísmico desde Tocopilla hasta ambos lados de la península de Mejillones (Béjar-Pizarro et al., 2010). Rompió aproximadamente 150 km del borde meridional de este segmento, por debajo y al norte de la península de Mejillones, generando deslizamiento sólo en la parte más profunda del plano de falla, en total menos de 2,6 metros, por lo que dejó la mayoría del déficit de deslizamiento pendiente (Schurr et al., 2014, 2012; De-

louis et al., 2009). Este terremoto liberó menos del 5% del momento acumulado hasta esa fecha (Béjar-Pizarro et al., 2010; Delouis et al., 2009), y sólo contribuyó de manera moderada a la ruptura de este gran gap sísmico puesto que la zona más somera y cercana a la fosa de la ruptura permaneció intacta hasta el 1 de abril del 2014.

El terremoto del 1 de abril (2014) de magnitud ( $M_w$ ) 8.1, tuvo epicentro frente a la costa de Iquique y Pisagua (19,972°S y 70,908°W) y rompió una porción altamente acoplada dentro y en el centro de esta zona de brecha sísmica (ver Figura 2.9). La sismicidad en la costa de Iquique ya había comenzado a aumentar desde enero del mismo año ( $M_w$  5.7, 4 enero 2014); después del 16 de marzo se dio inicio a una gran cantidad de sismos de magnitud ( $M_w$ ) mayor a 6 cerca de la zona de bajo acoplamiento, de los cuales el de mayor magnitud fue de 6.7 ( $M_w$ ) (Ruiz et al., 2014). Estos eventos precursores migraron 50 km al norte, hasta que se produjo el sismo del 1 de abril. La réplica principal de este sismo fue de magnitud 7.6, directamente al sur de la zona de ruptura del terremoto (Ruiz et al., 2014).

De acuerdo a Chlieh et al. (2011) el gap sísmico del norte de Chile puede haber acumulado suficiente déficit de momento, desde 1877, como para producir un sismo de magnitud  $M_w > 8,5$ . Béjar-Pizarro et al. (2013) también habían calculado que se podría producir un sismo de magnitud del orden de 8.6. Por lo que el sismo del 1 de abril del 2014 no habría sido el que se estaba anticipando, y es altamente probable que ocurra un gran sismo en la zona de subducción al sur y potencialmente en el tramo del norte del sector que se activó durante el 2014 (Hayes et al., 2014).

Con posterioridad al sismo 8.1 del 2014, la zona de laguna sísmica quedó dividida en tres segmentos (Barrientos, 2014, publicación CSN) de acuerdo a las zonas en las que ha y no ha habido actividad sísmica. (1) Ilo-Pisagua: zona aún no activada, sin desplazamiento reciente, en la cual se esperaría un sismo de magnitud 8.1. (2) El sector que se activa, entre Pisagua y Punta Patache, que presenta posiblemente un desplazamiento máximo de 5-6 m, ubicado en la parte más profunda de la zona de contacto entre las placas. (3) Punta Patache-Tocopilla: Tramo aún no activado, para el cual se espera un sismo de magnitud 8.2. Sin embargo si las zonas (1) y (3), que no han presentado desplazamiento, se activaran simultáneamente es esperable que se produzca un sismo mayor.

### **Sismicidad de fuente cortical**

De acuerdo a Gonzáles (2011) las fallas de la placa superior deben ser consideradas como fallas activas lentas, potencialmente sismogénicas, con potenciales terremotos  $M_w$  6.9 a 7 de

foco somero (15 km). El desplazamiento de las fallas de la placa superior no está sincronizado con terremotos de subducción, puesto que en 3000 años es posible producir 30 terremotos de subducción de magnitud  $M_w > 8$ , mientras sólo 1 de interplaca. La reactivación de las fallas corticales parece ser condicionada por terremotos de subducción. Por ejemplo la falla del Salar del Carmen, se activó durante el cosísmico, posterior al terremoto de subducción de 1995 (González y Carrizo, 2003).

Durante el último tiempo se ha identificado actividad holocena ligada a las fallas normales paralelas al margen pertenecientes al SFA (ver subsección 2.4.1), por lo que estas son potencialmente sismogénicas (Cortés, 2012). Esta evidencia corresponde a escarpes de hasta 500 metros de altura que conforman asociados al alzamiento relativo de bloques, que incluso cortan abanicos aluviales cuaternarios generados en el frente de montaña activo.

La relación de estas estructuras con el Ciclo Sísmico aún no está bien comprendida. De acuerdo a Klotz (1999), el desplazamiento normal a lo largo de fallas en la corteza podrían ocurrir tanto en el período intersísmico como en el cosísmico, aunque probablemente sean cosísmicas en su mayoría (Allmendinger y González, 2010).

De acuerdo a la edad estimada mediante dataciones OSL (en sedimentos asociados a la falla) y  $^{10}\text{Be}$  (en superficies aluviales disectadas) las fallas Mejillones y Salar del Carmen habrían estado activas para el lapso Pleistoceno - Holoceno (Cortés, 2012). El mismo autor estima una recurrencia de  $5,0a \pm 3,5$  ka para sismos de  $M_w$  7 en la falla de Mejillones; para la falla Salar del Carmen no le fue posible determinar un ciclo armónico, sin embargo los paleoterremotos han ocurrido desde los ca. 11 ka hasta los  $0,53 \pm 0,33$  ka.

Otras fallas de este tipo son Mititus y Naguayán (Península de Mejillones), que durante sus últimos períodos de reactivación (Pleistoceno temprano) han tenido actividad normal, con descenso del bloque oriental, y probablemente sus paleosismos habrían alcanzado magnitudes ( $M_w$ ) cercanas a 6 (Villalobos, 2014).

#### **2.5.4. Sismicidad en la zona de la Precordillera y Depresión Central**

En la siguiente subsección se revisará la evidencias de actividad sísmica asociada a los sistemas de flexuras y fallas del SCVO (8.1), en la zona de la Depresión Central y Precordillera. Para lo cual utilizará la base de datos de sismos de  $M_w \geq 4$  solicitada al Centro Sismológico Nacional (CSN) entre los años 2001 y 2016, junto a el catálogo de la USGS tomando entre 1951 y 2002<sup>1</sup>. La

---

<sup>1</sup><http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/search/>

Figura 2.10 muestra los terremotos de profundidad menor a 40 km y  $M_w \geq 4$  que han ocurrido entre los años 1951 y 2016.

### **Sismicidad de fuente cortical**

Durante las últimas décadas se ha identificado la existencia de microsismicidad de fuente cortical en la zona de antearco del norte de Chile, que se ha asociado a una estructura profunda de vergencia este que se extiende desde la zona de Wadati-Benioff bajo la Depresión Central (a 60 km de profundidad) hasta el top de la corteza en el lado este de la Cordillera Occidental (David et al, 2002).

Como muestra la Figura 2.10, para las últimas 3 décadas no se ha reconocido actividad sísmica significativa holocena (de  $M_w \geq 4$ ) en las estructuras asociadas a las Flexuras de Moquella ni Humayani, sin embargo ha habido sismicidad desde la región de Aroma hacia el sur, en las cercanías de las Flexuras Aroma, Soga y Calacala. Se debe recordar que para el rango entre los años 1951 y 2002 los sismos fueron tomados de la base de datos de la USGS, por lo cual las localizaciones de estos pueden ser menos precisas, por lo que para los sismos de Aroma y Chusmiza se tomaron los antecedentes entregados en Farías et al. (2005).

Un mes después del terremoto de Perú (23 Junio 2001), ocurrió el terremoto de Aroma de profundidad 10 km y  $M_w = 6,3$  (24 Julio 2001); el cual tuvo una réplica importante el 14 de Enero del 2002 en Chusmiza,  $M_w = 5.6$  (Farías et al., 2005). Con posterioridad a esto, se han seguido registrando sismos de fuente cortical para las cercanías de Aroma, siendo los más importante por su someridad el de 5 de Junio del 2015 ( $M_w = 4,5$ ) y el de 9 de mayo del 2009 ( $M_w = 4,5$ ), que ocurrieron a 2,6 y 19,1 km de profundidad respectivamente (de acuerdo al catastro CSN). El terremoto de Aroma, tuvo un mecanismo focal de rumbo con desplazamiento dextral N-S o sinistral E-W, y se ha asociado a la falla ciega de Aroma (Farías et al., 2005).

Farías et al. (2005) sugieren que el sismo del 24 de julio del 2001 pudo haber reactivado una antigua falla del basamento, localmente visible en el substrato paleozoico del valle de Aroma, que habría sido la misma falla que controló la posición y geometría de la flexura de Aroma durante el Oligoceno-Neogeno. El hecho de que no haya habido sismicidad cortical en la región de Aroma hasta antes del sismo del 24 de Julio (Comte et al., 2003 a) sugiere una relación temporal y espacial entre la deformación cortical en la Precordillera y la actividad sísmica de interplaca en la región del Oroclino Boliviano (Martinod et al., 2002).

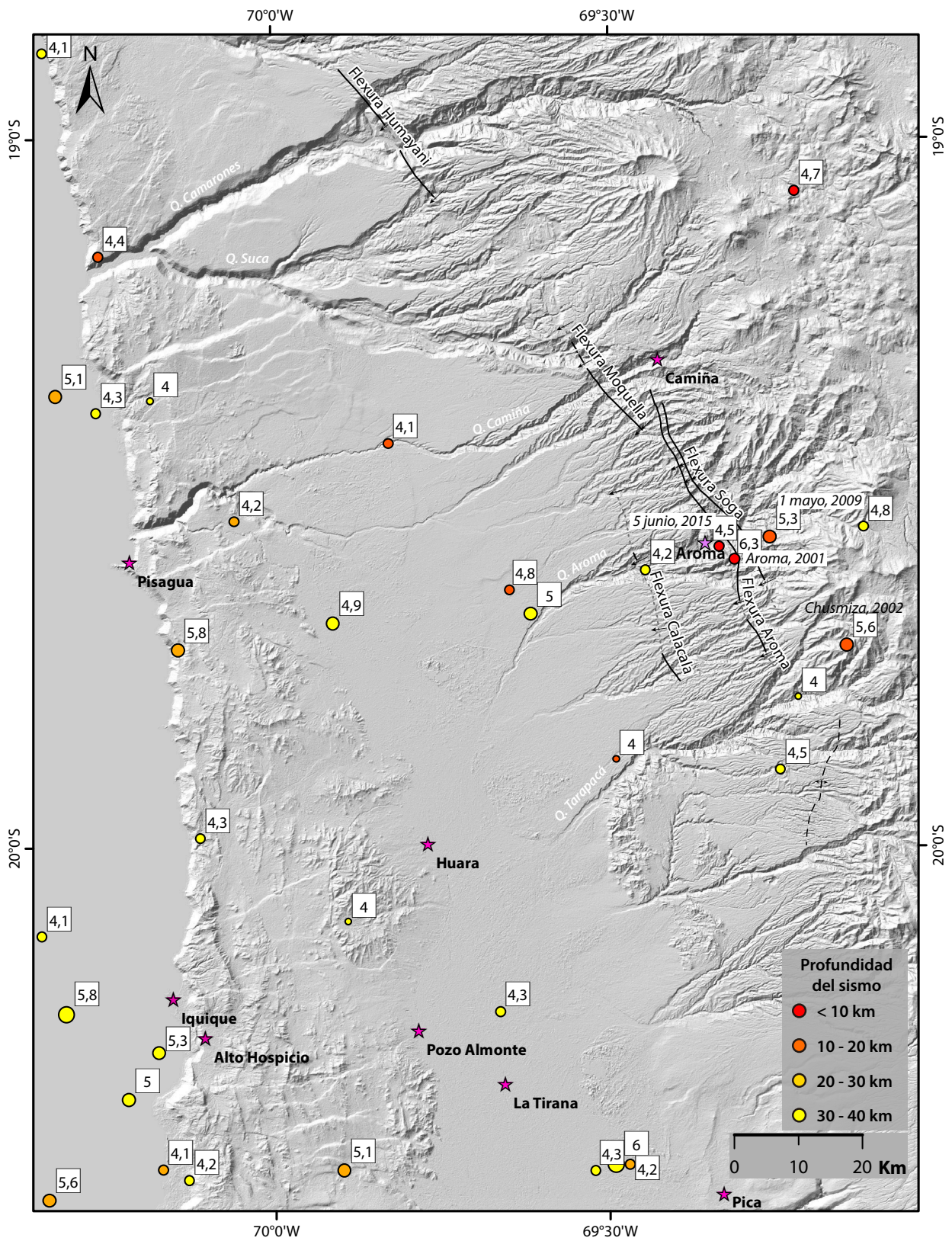


Figura 2.10: Sismicidad somera en la Región de Tarapacá en la Depresión Central y Precordillera del área de estudio. Se muestran sólo los sismos de profundidad menor a 40 km (principalmente corticales). Compilación tomada del catálogo USGS para sismos 1951-2002 y del CSN para el rango 2002-2016. La ubicación de los sismos de Aroma y Chusmiza fue extraída de Farías et al. (2005).

## **Sismicidad intracontinental en la zona de la Precordillera y Depresión Central**

La sismicidad de intraplaca de profundidad intermedia y profunda ha estado presente a lo largo de todas estas décadas, donde se observa una serie de sismos intermedios y profundos bajo la Depresión Central y Precordillera, cuyos epicentros se disponen una orientación principal aproximadamente NNW. Uno de los sismos más importantes de es el intraslab  $M_w$ 7,9 de Tarapacá (señalado por una estrella verde en la Figura 2.11) que se produjo el 13 de junio del 2005 a 100 km al ENE este de la ciudad de Iquique (19,99 °S y 69,20°W), a aproximadamente 90-115 km de profundidad (Delouis y Legrand, 2007).

Este terremoto trajo grandes consecuencias tales como, en daños de infraestructuras en hospitales, colegios, iglesias, monumentos, etc. , más de un centenar de heridos y 11 fallecimientos; afectando seriamente a los poblados de la región, tales como Chusmiza, Huara, Camiña, Mamiña, Pica, Tarapacá, Pisagua y Mocha; llegando incluso hasta Tacna (donde se reportan aceleraciones de 0,12 g). Además provocó importantes deslizamientos que causaron cortes en la Panamericana (ver Parte II Tesis). En reporte Rodinel-Oviedo (2010).



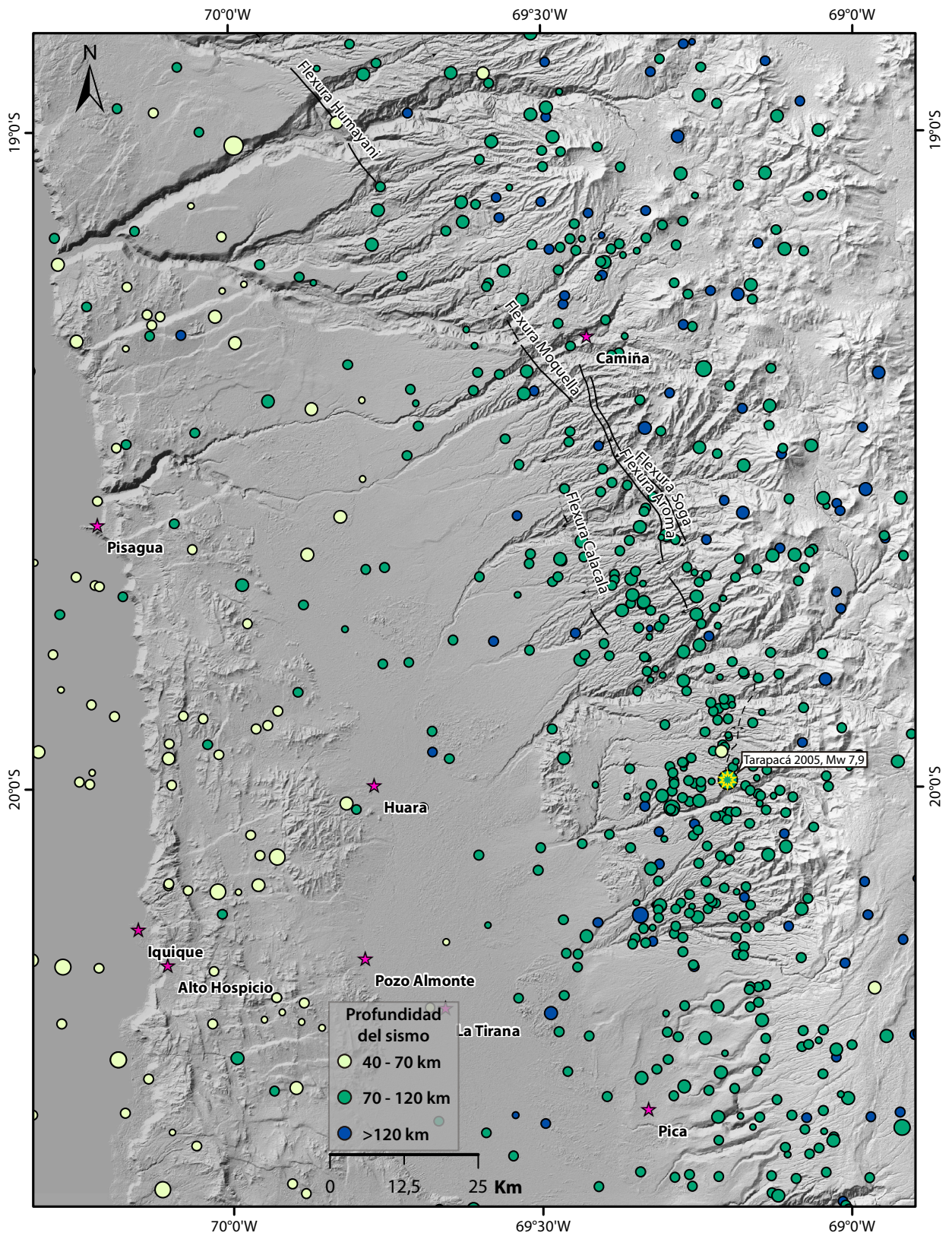


Figura 2.11: Sismicidad intraplaca. Se presentan los sismos de profundidad intermedia y profundos para el área del entorno de las fallas subsuperficiales que controlan las mega-remociones en masa. Se destaca el terremoto de Tarapacá de profundidad 100 km.

## **Parte II**

# **Susceptibilidad a remociones en masa en el eskarpe costero entre Iquique y Antofagasta**

# Capítulo 3

## Introducción

La zona costera del norte de Chile se encuentra en uno de los márgenes tectónicos más activos del mundo (eg. Comte et al., 1999); sin embargo esta permanece a la espera de un gran sismo en la zona de subducción desde el sur de Pisagua hacia Iquique (Hayes et al., 2014). Una de las consecuencias secundarias más importantes en términos de amenaza sísmica, corresponde a la ocurrencia de remociones en masa, debido a que estas pueden ser altamente destructivas en períodos muy cortos de tiempo.

Hasta antes del terremoto de Iquique del 2014, la zona de subducción ubicada entre los 18°y 23°S se caracterizaba por la falta de actividad sísmica desde 1877; por lo cual era esperada la ocurrencia de un sismo de gran magnitud en este tramo (e.g. Comte y Pardo, 1991; Bejar-Pizarro et al., 2013). El sismo del 1 de abril del 2014 de magnitud de momento (Mw) 8,1, rompió una porción altamente acoplada de ese gap sísmico (Ruiz *et al.*, 2014) que, sin embargo, no fue de la magnitud ni extensión espacial esperados en la ruptura (e.g. Hayes et al., 2014). Por lo cual, los mismos autores, prevén que es probable que los futuros sismos (*megathrust*) de subducción ocurrirán hacia el sur y, potencialmente, al norte de la secuencia del sismo de Iquique 2014, ya que importantes sectores de la zona de subducción del norte de Chile no se han roto en casi 150 años.

La ocurrencia de remociones en masa de distinta magnitud y estilo como consecuencia de las agitaciones sísmicas, es algo recurrente en el norte de Chile. Actualmente, una franja de más de 140 km, ubicada entre Punta Patache y Tocopilla (Figura 5.1) se encuentra actualmente bajo amenaza sísmica (Subsección 2.5.2). Las características geomorfológicas del acantilado costero en este sector (~ 800 metros de desnivel y alta pendiente), y una muy cercana ruta vial a su alcance, constituyen importantes razones para caracterizar esta zona desde el punto de vista

del peligro sísmico las zonas más susceptibles a generar remociones en masa.

En este estudio se caracterizará de manera cualitativa la susceptibilidad a remociones en masa (en términos de Aleotti y Chowdhury, 1999), sujeta a condiciones de sismicidad, en el talud costero entre Iquique y Antofagasta. Para lo cual se comprenderá el comportamiento del talud costero, detectando las causas y características tanto de roca como suelo que lo condicionan, tal que provocaron inestabilidades en el pasado y que constituyen las probables causas de inestabilidades actuales o del futuro.

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). De este modo la susceptibilidad a generar remociones en masa se puede definir como la predisposición del terreno a sufrir una remoción en masa en función de ciertos factores condicionantes; tales como geomorfología, geología y geotecnia, hidrología e hidrogeología y por último clima y vegetación (Hauser, 1993).

Algunas variables que se deben considerar para definir la geología y geotecnia de un depósito son: el tipo de depósito y el material que lo compone, densidad, plasticidad, humedad, permeabilidad; la litología de las rocas, su estructura, alteración y meteorización (Lara, 2007). Así mismo para considerar adecuadamente la geomorfología son importantes: topografía, pendientes de las laderas, cambios fuertes de pendientes de las laderas y la extensión y altura de las laderas (Lara, 2007). Sin embargo la intensidad con que cada uno de estos agentes afecta a un determinado proceso de remoción en masa depende del mecanismo mediante el cual se genera y comportamiento que este tenga.

En este trabajo se estimará el índice de susceptibilidad a partir de la evaluación de las siguientes cuatro variables que fueron consideradas como críticas para el control de la ocurrencia de remociones en masa: pendiente, cercanía a estructuras geológicas, tipo de material involucrado y por último un factor calibrador, basado en la ocurrencia histórica de eventos en las distintas zonas, y en observaciones de terreno.

### **3.1. Antiguas mega-remociones de la zona costera**

En la zona costera del norte de Chile se han desarrollado algunas remociones en masa de gran magnitud (mega-remociones), principalmente avalanchas de roca, provenientes desde el escarpe costero que actualmente descansan sobre la planicie costera desarrollada sobre las te-

rrazas marinas alzadas. La ocurrencia de estas remociones ha marcado la actual pendiente del talud costero, condicionando en parte la estabilidad o inestabilidad en este. Además cabe mencionar que si este tipo de remociones está relacionado a mega terremotos de subducción corresponden a un importante registro paleosísmico.

Estas avalanchas se presentan como depósitos lobulares con levees laterales bien definidos y formados internamente por una serie de montículos menores; conformados por margas, lutitas rojas y negras, y depósitos glauconíticos marinos someros del jurásico. En algunos sitios se observan grupos de depósitos, cercanos al escarpe (regresivo), más jóvenes sobreyaciendo parcialmente a otros más antiguos. Todos estos depósitos se encuentran a alturas sobre 40 a 70 m sobre el nivel actual del mar (Yugsi et al., 2012).

Mather et al. (2014) documentaron más de 60 mega-remociones (entre avalanchas de roca y deslizamientos múltiples rotacionales), desarrolladas desde los 18 a 24°S que habrían deslizado hacia el Océano Pacífico y que actualmente se encuentran en distintos grados de preservación sobre la planicie costera. En la Figura 3.1 se indica la zona de avalanchas en el acantilado costero registradas en dicho estudio (el detalle en anexos F.1). Dicho registro incluye tanto a avalanchas cuyos depósitos permanecieron en el continente, como a los escarpes de falla que se observan en el acantilado costero y que aquí atribuyen a remociones de igual orden de magnitud. De este modo, la zona costera entre Arica y Antofagasta queda caracterizada por la tasa de una remoción en masa por cada 10 kilómetros, cuyo rango de volumen se encontraría entre 0,08 km<sup>3</sup> y 9 km<sup>3</sup>. Dada la magnitud de las avalanchas, éstas constituyen un importante agente erosivo de reducción de relieve (Mather *et al.*, 2014).

En Mather et al. (2014) se sugiere un rango de edad entre 0,1 ka y 1 Ma para las remociones en masa costeras. Esta fue estimada por medio de la datación de sedimentos pliocenos pertenecientes a terrazas marinas previas y posteriores a los posibles eventos de remoción en masa. Estas dataciones se efectuaron por medio de isótopos de oxígeno y corresponderían a las etapas 5c, 5e, 7 y 9 (Ortielb et al., 1996). De este modo las avalanchas más antiguas (atribuidas aquí al Plio/Plesitoceno) sólo preservan la zona de arranque, mientras que las más jóvenes (atribuidas aquí al Cuaternario medio a tardío) preservan además el depósito en sí, que corresponden a menos del 10%.

Los depósitos más antiguos fueron datados con métodos de radiocarbono, e indicaron edades mayores a 40 ka (BP) para las avalanchas de más al norte. Mientras que la edad del sitio más al sur (ver imagen 3.2), fue acotada por una terraza sobreyacente, cuyas dataciones arrojaron edades superiores al límite de dataciones con <sup>14</sup>C (43,5 ka BP), es decir, superior al máximo datable por este método (Yugsy et al., 2012).

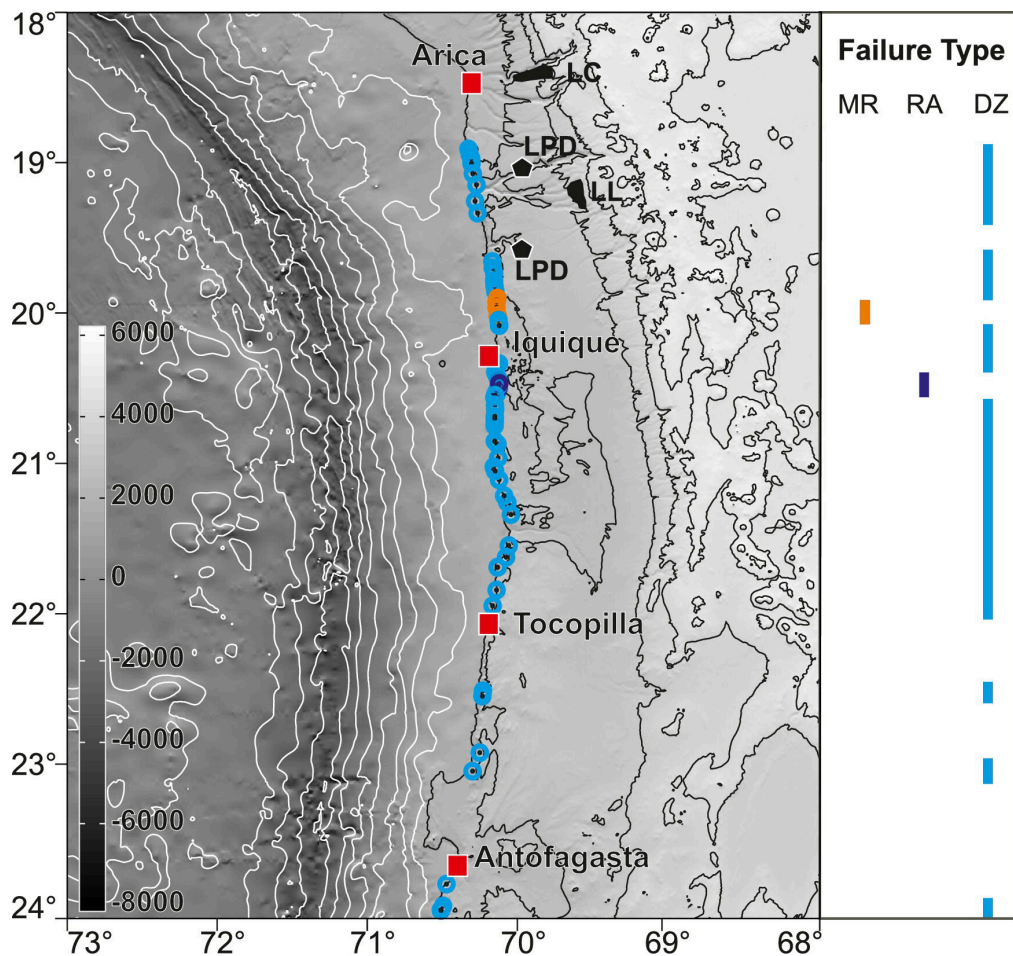


Figura 3.1: Ubicación mega avalanchas registradas en Mather et al. (2014), representadas por círculos azules en la imagen. LC: Colapso de Lluta (Schlunegger, 2005); LL: deslizamiento de Latagualla (Pinto et al., 2008); LPD: valles que exponen remociones de gran escala. El tipo de ruptura es indicado por: MR: múltiple rotacional; RA: avalancha de roca; DZ: zona de arranque. Extraído de Mather et al., 2014.

Los resultados preliminares de dataciones realizadas en estos grandes depósitos (Yugsi et al., 2012) indican que no hay una clara correlación entre estas grandes remociones y el periodo de retorno de los mega terremotos de subducción. Señalando que probablemente estos eventos ocurrieron bajo condiciones completamente distintas a las actuales (Yugsi et al., 2012). Sin embargo es necesario mencionar que de acuerdo a Mather et al. (2014) no es necesario indicar la interacción con el mar (extracción por erosión marina) para generar deslizamientos, ya que por un lado hay remociones en masa en las zonas en donde se mantiene una línea de costa activa, y por otro lado no se presencia retrabajo marino evidente en los depósitos subaereos localizados sobre las terrazas marinas (zonas inactivas del escarpe).

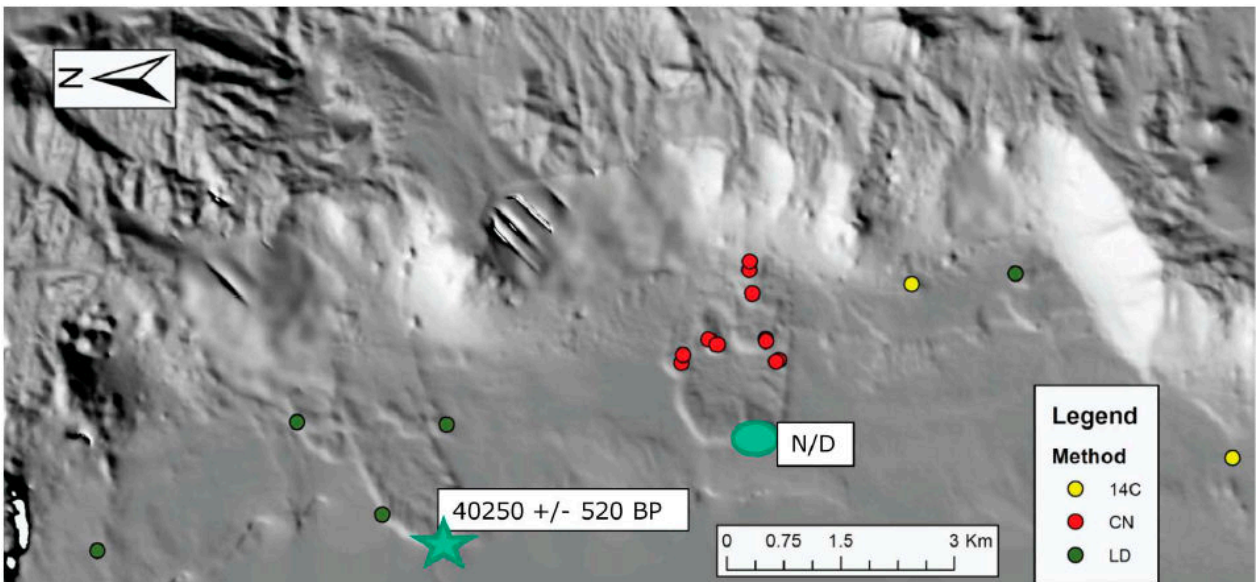


Figura 3.2: Ejemplo de avalanchas sobre la planicie costera (ubicadas ~ 20 km al sur de Iquique), señalando la metodología de datación utilizada (Yugsy et al., 2012). Estrella verde: ubicación de la única muestra datada con edad de 40,25 ka. Elipse verde: ubicación de las dos muestras de edad superior a la que es posible datar mediante metodologías con  $^{14}\text{C}$ .  $^{14}\text{C}$ : muestra datadas por medio de  $^{14}\text{C}$ ; CN: muestras datadas por nucleidos cosmogénicos; LD: muestras datadas por luminiscencia.

## Capítulo 4

# Metodología de Análisis de susceptibilidad

Se realizó un mapa de susceptibilidad a remociones en masa sujetas a gatillante sísmico para el talud costero entre las ciudades de Iquique y Antofagasta. Ambas zonas urbanas no fueron incluidas, puesto que esto sería realizado por Sernageomin. Para esto, se generó una base de datos completa, que incluye todas las variables necesarias para crear este mapa y que responde a las características de interés particulares para la zona de estudio. Los análisis realizados fueron llevados a cabo en una plataforma GIS (Sistema de Información Geográfica), en la cual se pudo automatizar parcialmente la metodología.

Los procedimientos llevados a cabo para concretar este trabajo se pueden estructurar de acuerdo a tres etapas principales:

1. Desarrollo de inventario de distintas remociones en masa en la zona de estudio.
2. Elaboración del mapa de susceptibilidad a remociones en masa.
3. Validación del mapa obtenido.

Los detalles de cada una de ellas se explicará en los siguientes items.

### 4.1. Inventario de remociones en masa

Se identificaron las remociones en masa que han ocurrido en las últimas décadas a largo del acantilado costero entre Iquique y Antofagasta, y se realizó un inventario. Se consideraron las remociones en masa que ocurren por medio de mecanismos gravitacionales sin presencia de



agua u otros fluidos (por ejemplo el aluvión de Antofagasta de 1991 y otros procesos similares fueron excluidos). Es decir, caídas, desprendimientos, deslizamientos rotacionales o traslacionales, y volcamientos, ya fueran de roca o suelo. Este tipo de remociones en masa puede ocurrir en asociación a un sismo como gatillante, o bien ocurrir naturalmente con el paso del tiempo por la pérdida de resistencia del material o de alguna discontinuidad.

#### **4.1.1. Trabajo de terreno**

Durante los días 8, 9 y 10 de enero del año 2013, y 21 y 22 de enero del año 2014, se llevaron a cabo dos campañas de terreno a la zona de estudio, con los propósitos de inventariar las remociones en masa presentes (sector, tipo, material, tamaño, etc.) y de constreñir los factores predominantes sobre el comportamiento del talud ante la ocurrencia de remociones en masa gatilladas por sismo.

Se visitaron los departamentos de Vialidad de Iquique y Antofagasta para indagar acerca de la activación de remociones en masa asociada a diferentes sismos, en los distintos tramos del talud costero de la I y II regiones. El 8 de enero del 2013 se visitó al MOP de Antofagasta (Sergio Rebolledo, Vialidad) con el fin de recopilar información acerca de los daños ocurridos durante los terremotos de Tocopilla (2007) y Tarapacá (2005). Se obtuvo un breve listado de sitios del talud, de zonas cercanas a la carretera (Ruta 1) en los cuales es reiterativa la ocurrencia de caídas de rocas u otros tipos de remociones en masa. El 20 de mayo del 2014, se visitó el MOP de Iquique, con el fin de reconocer los daños que habían ocurrido durante el terremoto del 1 de abril del mismo año. Se obtuvieron algunos antecedentes acerca de los cortes de rutas por la ocurrencia de remociones en masa en distintas vías, tanto de la costa como de la zona de Depresión Central de Tarapacá. Se reconocieron estos sectores y en los casos apropiados fueron incorporados al catastro de remociones en masa.

Se recorrió la Ruta 1 entre Iquique y Antofagasta para complementar la información sugerida por el MOP, y anexar nuevos sitios de remoción en masa, así como también observaciones con respecto a las características del talud costero. Se reconocieron las características físicas o geomorfológicas que a priori pudieran indicar favorabilidad de ocurrencia de remociones en masa a lo largo del talud costero entre Iquique y Antofagasta. Rasgos como: grietas de tensión, taludes inestables, afloramientos rocosos altamente fracturados, bloques de roca sueltos o en paquetes poco consolidados, posibles deslizamientos de mantos de suelo, cortes de alta pendiente en abanicos, y tramos de pendientes altas de gran extensión.

### **4.1.2. Trabajo de gabinete**

En gabinete, se complementó el inventario realizado en terreno por medio del mapeo remoto interpretado sobre las imágenes satelitales (Google Earth Pro).

Para los fines de este estudio y la escala de trabajo escogida se consideran confiables los datos recopilados en terreno, mediante la observación directa desde la carretera, acercamiento a algunos puntos, y fotointerpretación mediante imágenes satelitales correlacionable con lo observado en terreno.

Este inventario y su base de datos completa fueron utilizados en la construcción del mapa de susceptibilidad a remociones en masa.

## **4.2. Elaboración del mapa de Susceptibilidad a Remociones en Masa**

La metodología implementada en esta parte del trabajo deriva del uso general de la superposición o combinación de factores ponderados resumida en Aleotti y Chowdhury (1999). Para esto el área de estudio fue subdividida en unidades geomorfológicas, representadas por distintos polígonos en el mapa, a las que se les asignó puntaje mediante superposición de factores ponderados, como se explica a continuación.

### **4.2.1. Definición de unidades geomorfológicas e Identificación de Factores Condicionantes**

El área a evaluar corresponde a aproximadamente ~ 415 km del talud costero, entre Iquique y Antofagasta, el cual tiene en general tiene ~ 30° de pendiente desde el escarpe hasta el quiebre de pendiente anterior a la zona de planicies litorales. Este ángulo promedio coincide con el límite propuesto por Burbank et al. (1996) para la generación de remociones en masa.

Considerando el área total de la zona de estudio, el grado de detalle deseado y el tipo de información que se tenía disponible, se decidió realizar el mapa a escala 1:100.000, con unidades geomorfológicas que idealmente no fueran inferiores a los 2 km de extensión norte-sur.

Para subdividir el área de estudio en unidades geomorfológicas se consideraron: los quiebres

de pendiente importantes en el relieve, los cambios bruscos de aspecto y la litología, con lo cual cada unidad geomorfológica queda definida por una litología, pendiente y aspecto promedio. Con la pendiente promedio en cada polígono y el material estudiado (litología), la zona de estudio quedó definida naturalmente en dos subunidades de primer orden: suelo y roca. El aspecto de laderas fue utilizado de manera parcial, sólo en los casos en que se observó un cambio importante en la orientación de las laderas; ya que la escala de trabajo versus la gran extensión del área de estudio no permitieron un uso persistente de este factor.

Posteriormente se determinaron los otros parámetros que inciden sobre la estabilidad del talud, principalmente focalizado en un escenario sísmico. Estos fueron la calidad geotécnica del macizo rocoso (cualitativa) y la presencia o evidencia de remociones en masa declaradas, ya sean actuales o antiguas (catastro realizado en la primera etapa de trabajo). Se decidió evaluar la calidad geotécnica del macizo rocoso en relación a su cercanía a fallas, y a la frecuencia de encontrar remociones en masa en la geología a la que perteneciera una unidad geomorfológica dada.

Finalmente se tomaron los cuatro factores predominantes: pendiente, litología, evidencia de remociones actuales o antiguas y cercanía a estructuras geológicas; y a cada uno se les asignó un valor ponderado proporcional a su contribución relativa a la generación de rupturas. A estos factores se les asignó un peso numérico en escala 1-100, de tal modo que al sumarlos, o “sobreponerlos” diera como máximo 100; tal como se explica a continuación.

#### **4.2.2. Asignación de puntaje a los factores condicionantes**

La elección de factores ponderantes se basa principalmente en el análisis geomorfológico de campo, la consideración de antecedentes previos acerca de las remociones en masa de la zona, y en interpretaciones extraídas a partir de la observación de imágenes satelitales. Mientras que la ponderación de cada categoría fue calibrada luego de realizar múltiples pruebas en ArcGis, al llegar a un resultado que representara lo esperado de acuerdo a lo observado y a lo que la evidencia de los antecedentes históricos muestra. Metodologías de este tipo son llamadas cualitativas, y a pesar de que dependen del criterio del autor, muestran buenos resultados y son aceptadas mundialmente (e.g. Nadim et al., 2006; Aleotti y Chowdhury, 1999).

Para cada factor condicionante se asignó una ponderación máxima que muestra en la Tabla 4.1, de acuerdo a la relevancia observada que ellos tuvieron en el comportamiento de la roca o suelo. Como se puede observar en esta tabla la importancia de los factores condicionantes no

es la misma para suelo y roca; ya que sobre el comportamiento de las unidades de suelo, el factor de cercanía a estructuras geológicas mayores (EG) no tiene mayor incidencia, esto se explicará más adelante.

Tabla 4.1: Ponderación máxima para cada factor condicionante

<b>Factor condicionante</b>	<b>% en Roca</b>	<b>% en Suelo</b>
<b>Pendiente Promedio (PP)</b>	40 %	50 %
<b>Litología (L)</b>	40 %	40 %
<b>Evidencia de inestabilidad (EI)</b>	10 %	10 %
<b>Cercanía a estructuras geológicas (EG)</b>	10 %	0 %

Cada uno de estos parámetros condicionantes fue subdividido en un número de casos relevantes o clases, a las cuales se les atribuyó un valor dentro el rango asignado para ese parámetro, tal como se explica en los siguientes items.

### **Pendiente Promedio (PP)**

Para generar los mapas de pendientes y aspecto se utilizó un modelo de elevación digital (ASTER GDEM V2, de Earth Explorer), mostrados en la figura E.1, del Anexo E. Ya con el mapa de unidades geomorfológicas creado se extrajo la pendiente promedio para cada polígono mediante las herramientas de ArcGis.

Se asignaron valoraciones porcentuales distintas para rocas y suelos, otorgando un máximo de 40 % para rocas y un máximo de 50 % para suelos. La subdivisión para los de rangos de pendientes, corresponde a la sugerida por Nadim et al. (2006), modificando proporcionalmente la asignación de puntajes para cada categoría. Es decir, en esta metodología en vez de utilizar valores entre 0 y 4, se recalculan proporcionalmente de acuerdo al puntaje máximo para suelo y roca mencionado previamente. Finalmente, el puntaje de la pendiente queda distribuido de acuerdo a la Tabla 4.2.

### **Litología (L)**

Como se mencionó anteriormente, la litología se puede separar en dos subcategorías básicas, suelo y roca. Es necesario aclarar que para los fines de este trabajo se definen como suelo

Tabla 4.2: Asignación de puntaje para Pendiente Promedio

Rango de pendientes* [°]	Puntaje PP Roca	Puntaje PP Suelo
<b>0-1</b>	0 %	0 %
<b>1-8</b>	10 %	12,50 %
<b>8-16</b>	20 %	25 %
<b>16-32</b>	30 %	37,50 %
<b>32-90</b>	40 %	50 %

\* Rangos de pendientes de acuerdo a Nadim et al. (2006).

todos los depósitos sedimentarios no consolidados, incluyendo de este modo a los depósitos más antiguos no consolidados, como por ejemplo, las Gravas de Atacama o los suelos salinos.

El tipo de litología, ya sea material rocoso o suelo, controla en gran proporción la favorabilidad del talud a sufrir inestabilidad, así como también la resistencia del talud a degradarse o meteorizarse y por lo tanto su preponderancia a sufrir remociones de origen gravitacional. La definición de las clases litológicas, incluyendo suelo y roca, se basó en las cartas geológicas disponibles 1:100.000 y 1:250.000 señaladas en la imagen 2.3 (Sección 2.3) y que se presentan con poco detalle en la figura E.2 (Anexo E).

Para este estudio no fue posible realizar ensayos geotécnicos, por lo tanto, para conocer la calidad del macizo rocoso fue necesario implementar un modo de calificar la litología. Esto se hizo mediante un *ranking* en el que se ordenó cada clase de litología de “mejor” a “peor” según su factibilidad a generar remociones en masa, como se explica a continuación.

Se define el *Daño a cada litología (DL)* para cada una de las categorías definidas anteriormente, como el *porcentaje de polígonos con remociones en masa inventariadas*, tal que

$$DL = \frac{\text{Número de polígonos con remociones en masa para cada litología} * 100}{\text{Número de polígonos para cada litología}}$$

Finalmente a cada clase de litología se le asignó un puntaje según el rango de DL al cual pertenecen, como se muestra en la Tabla 4.3.

Cabe notar que algunas de las características que abarca el factor litología tienen una asignación dual de puntaje al estar contenidas dentro de otros índices (EG y EI). Por un lado, de modo independiente, se valora la calidad geotécnica de los afloramientos mediante el factor cercanía a estructuras geológicas EG; y también se proporciona una relación entre la litología

Tabla 4.3: Asignación de puntaje para cada rango de DL

<b>DL</b>	<b>Puntaje L Roca</b>	<b>Puntaje L Suelo</b>
<b>(0-15]</b>	10 %	10 %
<b>(15-30]</b>	20 %	20 %
<b>(30-50]</b>	30 %	30 %
<b>(50-100]</b>	40 %	40 %

y la presencia de eventos de remoción en masa mediante el factor evidencia de inestabilidad EI. Paralelamente estas dos propiedades están siendo consideradas dentro del factor L, ya que indirectamente afectan la calidad posición que cada tipo de litología toma en este *ranking*. El uso de estos factores EG y EI se explica a continuación.

#### **Evidencia de inestabilidad (EI)**

Este factor indica directamente si hay o no presencia de uno o más eventos de remociones en masa dentro cada unidad geomorfológica definida. Como se mencionó en la Sección 4.1 se consideran las remociones observadas en terreno o registradas por el MOP.

Para estimar esta variable se utilizó el mapa inventario presentado en la Sección 4.1 y disponible en anexo G.1, sobreponiéndolo al mapa de unidades geomorfológicas, de modo que se reconociera fácilmente la pertenencia o no de algún tipo de marcador (previamente catalogado en el mapa inventario) dentro de cada polígono. La distribución de puntaje se muestra en la Tabla 4.4.

Tabla 4.4: Asignación de puntaje según evidencia de inestabilidad

<b>Evidencia de inestabilidad</b>	<b>Puntaje EI Roca</b>	<b>Puntaje EI Suelo</b>
<b>Hay evidencia</b>	10 %	10 %
<b>No hay evidencia</b>	0 %	0 %

#### **Cercanía a estructuras geológicas mayores (EG)**

Este factor será considerado como un controlador de la calidad de la roca, por lo que no es importante (en ese sentido) saber si la falla está activa o no. Tampoco es relevante frente

a las unidades de suelo, puesto que al ser más antiguas no se espera que modifique su comportamiento. Entonces se acepta que la presencia de cualquier tipo de estructura favorece la ocurrencia de remociones en masa, dado el deterioro por fracturamiento y meteorización en los afloramientos rocosos que ellas afectan.

Dada la escala de trabajo utilizada, se asumirá que sólo las estructuras geológicas mayores son las que inciden sobre la ocurrencia de remociones en masa importantes en los afloramientos rocosos estudiados; entendiendo como estructuras mayores a aquellas que se encuentran definidas en los mapas geológicos a escala 1:100.000 y 1:250.000 del SERNAGEOMIN (Figura E.3).

Estas estructuras fueron añadidas a la base de datos de ArcGis, luego se realizó un *buffer* proporcional al tamaño de las unidades geomorfológicas (de 300 metros), utilizado para calificar de modo cualitativo la calidad geotécnica de las unidades rocosas del modo que se explica en la Tabla 4.5.

Tabla 4.5: Asignación de puntajes según cercanía a estructuras geológicas mayores

<b>Cercanía a estructura geológica</b>	<b>Puntaje EG Rocas</b>	<b>Puntaje EG Suelo</b>
<b>Polígono a una distancia mayor a 300 m de la estructura</b>	0 %	-
<b>Polígono a 300 m o menos de la estructura</b>	5 %	-
<b>Polígono cortado directamente por alguna zona de la falla</b>	10 %	-

### **Índice de Susceptibilidad (IS)**

Finalmente se sobrepone la cartografía de mapas ponderados o, más bien, se suma cada factor porcentual (Lara, 2007). Obteniendo el índice de susceptibilidad (IS) para cada polígono de unidad geomorfológica con un máximo de 100:

$$\text{Índice de susceptibilidad en Roca} = PP + L + EI + EG$$

$$\text{Índice de susceptibilidad en Suelo} = PP + L + EI$$

El Índice de Susceptibilidad (desde ahora IS) fue dividido en cuatro clases, como muestra la Tabla 4.6, con lo que cada unidad geomorfológica queda calificada desde susceptibilidad baja,

moderada, a alta o muy alta si tiene un puntaje ponderado de susceptibilidad mayor a 60 puntos. Cada polígono es catalogado de acuerdo al código de color que es indicado en la misma tabla.

Dado que el puntaje mínimo obtenido fue de 22,5, y a que se han definido las categorías de susceptibilidad en conjunto, se tomaron cuatro clases iguales entre 20 y 100. Quedando los tramos señalados.

Tabla 4.6: Clases de IS y su código de color para la cartografía

<b>Código de Color</b>	<b>Índice de Susceptibilidad (IS)</b>	<b>Roca **</b>	<b>Suelo**</b>
<b>Verde</b>	Bajo	<40	≤ 40
<b>Amarillo</b>	Medio	40-60	41-60
<b>Naranja</b>	Alto	60-80	61-80
<b>Rojo</b>	Muy alto	80-100	81-100

\*\* Dado que el puntaje mínimo obtenido fue de 22,5, y a que se han definido las categorías de susceptibilidad en conjunto, se tomaron cuatro clases con intervalos proporcionales entre 20 y 100. Quedando los tramos señalados. Los rangos no fueron normalizados para mantener una correlación directa con los puntajes asignados.

### 4.3. Validación del mapa de susceptibilidad

Una nueva visita fue realizada en a la zona de estudio durante los días 22 y 24 de Mayo, 2014. Durante esta visita se generó un nuevo catálogo con las remociones en masa que ocurrieron durante los sismos del 1 y 2 de abril (del mismo año) entre Iquique y el Río Loa, y también fue posible recopilar informes y mapas en el MOP. A esto se le agregaron los puntos señalados con daños de remociones en masa en un reporte realizado por SERNAGEOMIN (Marín y Sepúlveda, 2014).

Finalmente este mapa fue sobrepuesto al mapa de susceptibilidad obtenido, para compararlos y verificar si los daños percibidos coincidían con las unidades geomorfológicas clasificadas como peligrosas. Con esto se puso a prueba el grado de validez del carácter predictivo del mapa, así como también de la metodología utilizada.



# Capítulo 5

## Resultados

### 5.1. Inventario de remociones en masa presentes

Durante las visitas a terreno realizadas (8 y 10 de enero, 2013 y 22 y 24 de Mayo, 2014), fueron cartografiadas remociones en masa de varios tipos y tamaños tales como: avalanchas de roca de gran magnitud (Sección 3.1), deslizamientos de suelo y arena (en dunas), desprendimientos de coluvios en lo alto de la ladera, desprendimientos de suelo cementado, y caídas de bloques de roca de diversos tamaños. Fue posible realizar observaciones acerca de la apariencia de la calidad geotécnica del talud rocoso a lo largo de su recorrido (en las zonas cercanas al camino) tomando nota de las zonas más débiles, en donde se presentaba muy diaclasado y frágil. También se identificaron zonas propensas a las remociones en masa producto de la intervención antrópica, por el desarrollo de caminos y canteras.

Para conocer más detalles de estas observaciones se puede consultar el catastro en el Anexo G, donde fue adjuntada una tabla con todas las coordenadas tomadas en terreno con el registro de evidencia de remociones en masa (Tabla G.1); y otra con otros antecedentes que fueron útiles para el desarrollo de este trabajo y que podrían ser de interés para el lector (Tabla G.2). Además se proporciona el mapa con la enumeración de cada uno de los puntos dados en la tabla de los anexos, y el polígono al cual se le asignó dicha información (Figura G.1).

A continuación se describirán algunas de las zonas más importantes y representativas en términos de amenaza de remociones en masa cuya ubicación en el mapa se presenta en la figura 5.1.

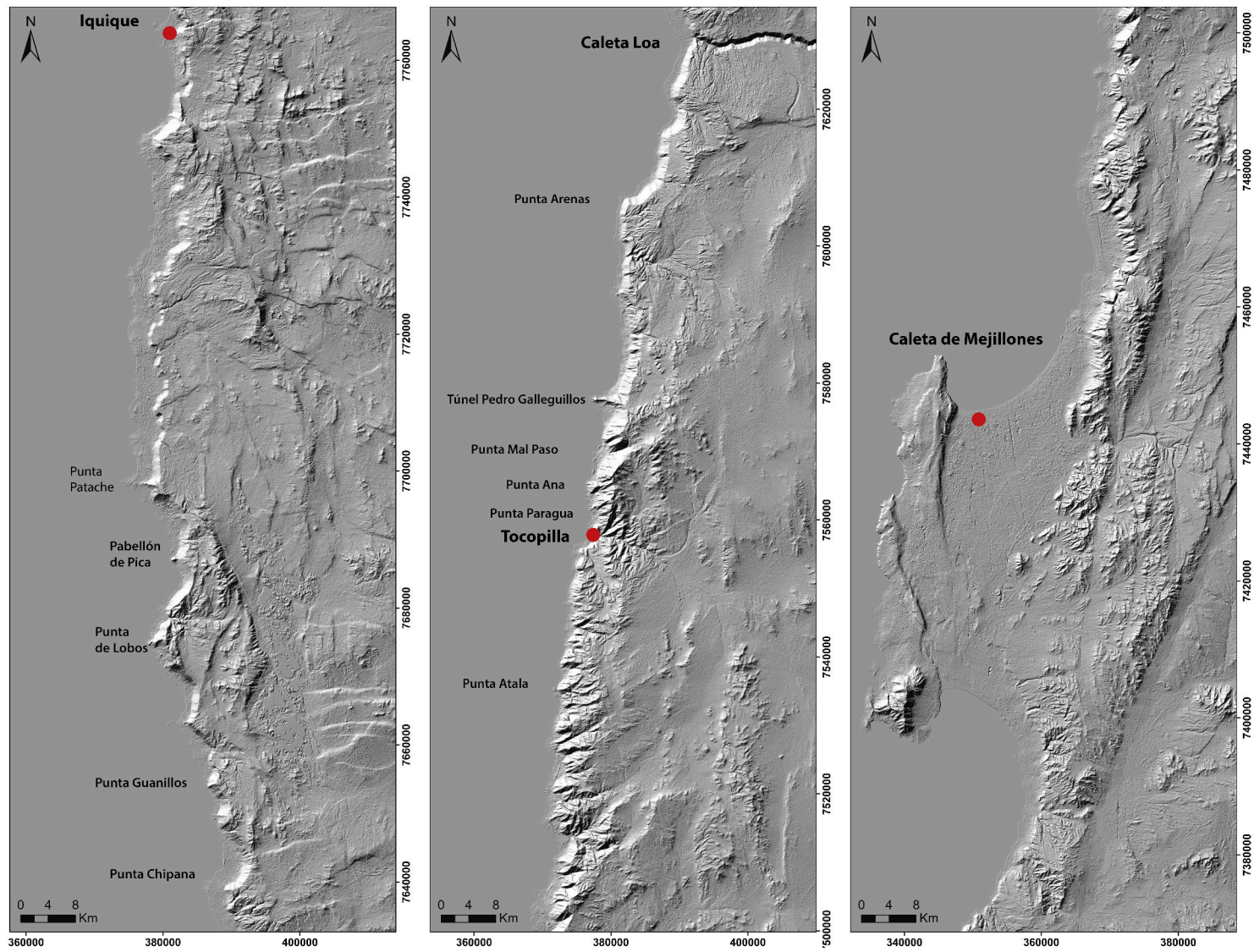


Figura 5.1: Ciudades y poblados de la zona costera entre Iquique y Antofagasta.

### 5.1.1. Pabellón de Pica

El camino cruza un corte realizado en el cordón rocoso, generando dos taludes con el afloramiento expuesto a meteorización y fracturamiento diarios (Figura 5.2a); el talud este es de alta pendiente (superior a  $70^\circ$ ), y alcanza aproximadamente 15 metros de altura.

El afloramiento corresponde a una unidad de gabros de dos piroxenos con minerales de alteración, cortados además por venillas milimétricas con actinolita y óxidos de cobre (Blanco et al., 2012) perteneciente al Complejo Intrusivo Cerro Carrasco (Jsc(b), Vásquez y Sepulveda, 2012). El macizo está cortado por varios sets estructurales, presentándose muy fracturado en bloques de tamaño pequeño a medio (de 10 cm a 1 m de diámetro). Uno de los set principales es subvertical, de rumbo aproximado E-W, en donde en algunos sectores se ha comenzado un proceso de argilización.



(a) Pabellón de Pica, 2014



(b) Talud actual en Pabellón de Pica, 2014

Figura 5.2: (a) Fotografía Pabellón de Pica 2014, la malla de contención se encuentra cargada con el material desprendido en diversos puntos. (b) Fotografía tomada durante el terreno post terremoto 1 de abril (22 y 24 de Mayo). Se observa la malla de contención completamente destruida.

El talud está estabilizado con una malla de contención y pernos que se disponen cada 1 metro sólo en las partes superior e inferior. Sin embargo para cada sismo es común que esta malla se cargue por completo y se generen aperturas, además esta parece no recibir mantenciones periódicas. Las figuras 5.2b y 5.5, muestran como quedó esta con posterioridad a los terremotos

de Pisagua (Mw 8.1, 2014), Tocopilla (Mw 7.7, 2007) y Tarapacá (Mw 7.9, 2005).



(a) Pabellón de Pica, 2007

(b) Pabellón de Pica, 2005

Figura 5.3: (a) Ladera oeste (hacia el sur) posterior al terremoto de Tocopilla 2007. Se ve la malla conteniendo las caídas de rocas, aunque estas escapan por abajo. (b) Talud oeste en Pabellón de Pica (hacia el norte), muestra la ruptura de la malla de contención durante el sismo de Tarapacá, 2005. -Ambas fotografías gentileza MOP.

### 5.1.2. Punta Guanillos del Norte

En este sector, nuevamente el camino realiza un corte subvertical en un afloramiento de rocas intrusivo (monzonitas Jsc(a), Blanco et al., 2012), dejando expuestos dos taludes paralelos, uno a cada lado del camino, de aproximadamente 40 metros de altura.

Se presentan al menos tres sets de estructuras largas y abiertas que seccionan el afloramiento en bloques de tamaños cercanos a un metro de diámetro (Figura 5.4a). Ambos taludes están protegidos por malla de contención y pernos, las cuales se presentan cargadas por el desprendimiento de bloques, y en mal estado de conservación.

En el límite más al sur del talud Este se han realizado dos banquetas (Figura 5.4b) en donde se ha acumulado una serie de bloques sueltos de diversos tamaños. Justo al sur de este talud de roca, el corte del camino se realiza a través de mantos coluviales de ~ 4 m de espesor, con algunos desprendimientos de poco alcance.



(a) Malla talud Este, Punta Guanillos



(b) Punta Guanillos

Figura 5.4: Sector Punta Guanillos del Norte. (a) Malla cargada en varios puntos. (b) Fotografía hacia el norte en pabellón generado por corte en afloramiento. Se observan las bancas en la ladera este.

### 5.1.3. Punta Chipana

Avalancha de grandes dimensiones, originada en la parte alta del talud en cuerpo intrusivo (Monzonita cuarcífera, Jsc, del Complejo intrusivo Cerro Carrasco). El pie del depósito se encuentra a 1,3 km al este de la carretera. Tiene un área de  $1,4\text{km}^2$ , considerando desde el escarpe hasta el pie del depósito. En la Figura 5.5a se muestra la morfología del depósito de la avalancha, mientras que en la Figura 5.5b se aprecia la dimensión vertical de éste.



(a) Avalancha Punta Chipana



(b) Depósito de la avalancha

Figura 5.5: (a) Avalancha de Punta Chipana. (b) Acercamiento al depósito de  $\sim 10\text{m}$  de altura.

#### 5.1.4. Punta Arenas

Afloramientos de la Formación La Negra, con estratos de rumbo aparente paralelo al camino y con manteo en la misma dirección del talud. Se producen rodados de bloques de gran alcance que incluso cruzan hasta el otro lado del camino. Ubicación de localidad en Figura 5.1.

#### 5.1.5. Túnel Pedro Galleguillos

Este túnel atraviesa una “punta” del intrusivo monzodiorítico que aflora perpendicular a la línea de costa (Jsc(b), Blanco et al., 2012) . En el portal norte del túnel (Figura 5.6a), este afloramiento se encuentra fracturado formando grandes bloques (mayores a 1 m de diámetro), dados por los set de estructurales siguientes: set principal: 66/300, en fracturas largas y planas; y set secundarios: 82/0, 78/265, 56/285, 78/255, 80/135. La pared Este del portal norte presenta shotcrete con alambres.

Durante el terremoto de Tocopilla hubo caída de rocas en el portal sur del túnel (Figura 5.6b). De este lado el talud es vertical y está cortado por varias fracturas que forman cuñas y planos. Las estructuras verticales son largas de rumbo N45°E y manteo 70° al oeste. Sobre el túnel el afloramiento se presenta con cavidades originadas posiblemente por erosión eólica.

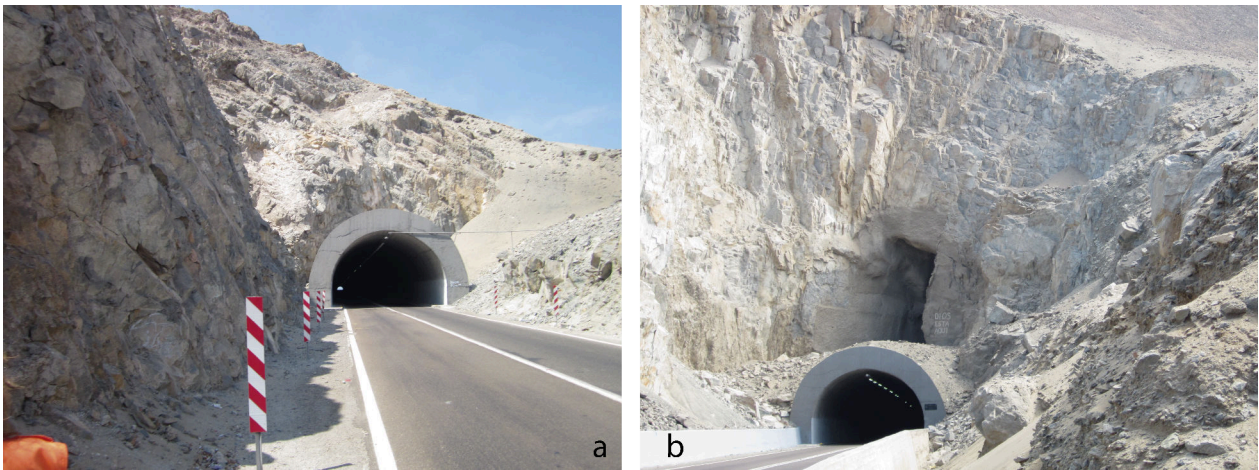


Figura 5.6: Túnel Pedro Galleguillos. a. Portal norte del túnel; b. portal sur

Hacia el norte de este sector el camino se encuentra cortando abanicos aluviales, formando taludes de altura considerable (>3 m).

### 5.1.6. Punta Mal Paso

El MOP reportó caída de rocas durante el terremoto de Tocopilla (2007). El talud que cae hacia el mar, presenta pendiente muy abruptas.

### 5.1.7. Punta Ana

Corresponde a un afloramiento de roca intrusiva (Jsc, Subsección 5.2.2) de 5 a 10 metros de altura, en un corte vertical de 500 metros de prolongación. Se presenta muy inestable, y fuertemente fracturado, por lo que frente a él, se encuentran bloques provenientes de caídas desde el afloramiento y rodados provenientes del material coluvial que se encuentra anexo a la parte sur del afloramiento (Figura 5.7).

Desde aquí hacia Tocopilla (al sur) el camino corta abanicos aluviales, que localmente poseen bloques de afloramientos rocosos (Jsc). Hacia el norte, mejora la calidad de la roca, sin embargo permanecen las caídas de bloques de gran tamaño, presentando taludes subverticales.



Figura 5.7: Afloramiento fracturado en Punta Ana. A la derecha (sur de la foto), se ven coluvios originados a partir del mismo afloramiento.

### 5.1.8. Punta Paragua

El camino en este tramo, de 500 m de largo, corta nuevamente al afloramiento intrusivo Jsc, quedando el talud Este de más de 15 metros de altura, y el Oeste un poco más bajo (Figura 5.8). El talud Este se presenta fuertemente fracturado, con un GSI estimado de 40-45 ( *Geological Strength index* , e.g. Hoek y Brown, 1998), y gran cantidad de desprendimientos de bloques de roca. Durante la visita a terreno del 2013, sólo se presencié malla de contención en el talud Este, sin embargo ésta estaba en mal estado, completamente destruída, y en otros lados el material escapaba por espacios; al oeste no había malla, a pesar de que se presenciaba evidente desprendimiento de bloques.

En este sector se bloqueó el camino durante el terremoto de Tocopilla debido a la caída de rocas desde ambos lados del corte, la malla de contención preexistente cedió totalmente (Figura 5.9).



Figura 5.8: Perspectiva actual al talud de Punta Paragua (2013), se observa la orientación de los sets de estructuras y los bloques al pie del afloramiento



Figura 5.9: Punta Paragua post terremoto Tocopilla 2007, se observa como fue cargada por completo la malla de contención. Gentileza MOP.



Desde aquí hasta Tocopilla el camino corta abanicos aluviales, dejando taludes subverticales de poca altura (2-8 m) de material aluvial.

### 5.1.9. Punta Alala

En este sector el camino se encuentra cortando abanicos aluviales con bloques de hasta 2 m de diámetro que provienen del talud principal e incluso pueden alcanzar el camino.

### 5.1.10. Sector de Gatico

Tramo de aproximadamente 300 metros en que aflora roca intrusiva (Jsc) con alteración de epidota y diaclasamiento columnar, con discontinuidades largas, planares, que a menudo presentan pátinas de arcilla o epidota. Es muy inestable, se observaron varios sets estructurales (Principales: 80/247; 70/195; Secundarios (menos penetrativos): 70/237; 60/270; 68/270; 50/258; Subhorizontal: 60/223) de fracturas abiertas que forman cuñas en todas las direcciones (Figura 5.10). Se observa caída de rocas de variados tamaños desde el talud.



Figura 5.10: Afloramiento intrusivo (Jsc) en el sector de Gatico. Presenta múltiples sets estructurales que forman cuñas y planos, aún no resguardados.

## 5.2. Mapa de Susceptibilidad a Remociones en Masa

### 5.2.1. Definición de unidades geomorfológicas e Identificación de Factores Condicionantes

Las unidades geomorfológicas y litológicas quedaron separadas principalmente por un quiebre de pendiente de  $32^\circ$  en dos grandes grupos, roca y suelo. En la mayoría de los casos los afloramientos de roca se encontraban sobre esta pendiente y los de suelo bajo ella.

El área de estudio quedó subdividida en 167 polígonos o unidades geomorfológicas de roca y 141 de suelo, que se muestran en la imagen E.4 (Anexo E).

### 5.2.2. Asignación de puntaje a los factores condicionantes

Las unidades litológicas de roca y suelo fueron tomadas de los mapas geológicos de escala 1:25.000 (Marquardt et al., 2008), 1:100.000 (Blanco et al., 2012) y 1:250.000 (Ferraris y Di Base, 1978; Ferraris, 1978; Skarmeta y Marinovic, 1981). En base a esta información, se extrajeron las unidades, y se agruparon de acuerdo a sus equivalencias. Las unidades son las siguientes:

- (a) **Ha** Depósitos aluviales activos (Holoceno): Bloques, gravas, arenas y limos que se acumulan en el fondo de quebradas.
- (b) **He** Depósitos eólicos (Pleistoceno-Holoceno): arenas transportadas por el viento
- (c) **PIHrm** Depósitos de remoción en masa (Pleistoceno-Holoceno): Bloques métricos mal seleccionados depositados al pie del acantilado costero, generados por procesos gravitacionales.
- (d) **PIHc** Depósitos coluviales (Pleistoceno-Holoceno): Bloques, gravas y arenas depositadas hacia el pie de las laderas de alta pendiente, donde pueden construir conos aluviales.
- (e) **PIHc** Coluvios gruesos cementados (Pleistoceno-Holoceno): corresponden a bloques, gravas y arenas, que conforman mantos cementados, depositadas hacia el pie de las laderas y que se extienden por tramos en taludes de alta pendiente.
- (f) **OPah (OMlc)** Gravas de Alto Hospicio: Bloques, gravas, arenas, limos y arcillas semiconsolidadas de origen aluvial, con intercalaciones de ceniza volcánica.

- (g) **Kipb (Kia3)** Formación Punta Barranco: Secuencia volcanosedimentaria continental, compuesta de areniscas, conglomerados, brechas volcánicas y andesitas traquíticas.
- (h) **Jmseg (Jslm)** Formación el Godo: Secuencia sedimentaria marina, fosilífera, compuesta por lutitas calcáreas con intercalaciones de volcanitas submarinas y calizas.
- (i) **Jmcl (J2m)** Formación Caleta Liagate: Secuencia sedimentaria marina, fosilífera, constituida por areniscas calcáreas con intercalaciones volcánicas principalmente submarinas.
- (j) **Jln (J3i-Jv)** Formación la Negra: Andesitas amigdaloidales, dacitas, riolitas y brechas con intercalaciones marinas sedimentarias.
- (k) **Jimov** Formación Oficina Viz: Secuencia volcánica continental monótona constituida por andesitas basálticas y basaltos almohadillados.
- (l) **Jsc (Jkg-Kg-Kgd)** Complejo Intrusivo Cerro Carrasco, Indiferenciado: Monzonita cuarcífera de anfíbola y biotita; dioritas de dos piroxenos; y dioritas de anfíbola y epidota.
- (m) **Jsg** Dioritas y granodioritas

De este listado las unidades litológicas entre (a) y (e) corresponden a suelo, y desde (f) hasta (m) se definen como roca. Siguiendo la descripción dada en la metodología (subsección 4.2.2) se consideró como suelo todo tipo de depósito sedimentario no consolidado independiente de su edad, por lo que las Gravas de Alto Hospicio (OPah, f) quedan incluidas dentro de este grupo.

Como ya se mencionó en la sección metodología, el puntaje asignado depende de una razón matemática entre los “polígonos con daño” (es decir con EI=10) y los intactos para cada litología desde (a) hasta (m), tal como se muestra en la Tabla 5.1. Recordando que los “polígonos con daño” son aquellos correspondientes a zonas en las cuales se detectó alguna evidencia de remoción en masa, y/o algún tipo de daño, tales como grietas de tensión, o desarrollo de actividad antrópica tal que desestabilice el talud natural.

En las figuras 5.11, 5.12 y 5.13 se muestra el mapa de susceptibilidad codificado de acuerdo a la Tabla 4.2, en donde el verde y amarillo indican susceptibilidad a remociones en masa baja y media, y el naranja y rojo, alta y muy alta, respectivamente. Además, es posible comparar el mapa de susceptibilidad obtenido con los polígonos en los que se encontró algún tipo evidencia de inestabilidad (factor EI=10); los cuales se arcaron con una línea de borde azul y además un punto azul en su centro. La observación registrada en cada uno de estas unidades geomorfológicas (georeferenciadas en su centroide) se expresa en resumen en la misma figura. Para más detalles

Tabla 5.1: Asignación de puntajes para las diferentes litologías

<b>Litología</b>	<b>N° Polígonos con daño</b>	<b>N° Polígonos Total</b>	<b>DL [%]</b>	<b>Puntaje Asignado</b>
<b>a</b>	3	25	12	10
<b>b</b>	18	35	51	40
<b>c</b>	6	6	100	40
<b>d</b>	17	53	32	30
<b>e</b>	6	12	50	30
<b>f</b>	3	11	27	20
<b>g</b>	6	15	40	30
<b>h</b>	3	3	100	40
<b>i</b>	4	5	80	40
<b>j</b>	8	66	12	10
<b>k</b>	5	10	50	30
<b>l</b>	20	60	33	30
<b>m</b>	2	9	22	20

ver Anexo G.1, donde se presenta un resumen con los valores asignados para cada parámetro (PP, L, EI y EG) a cada uno de los polígonos de roca y suelo.

En la Tabla 5.2 se muestra la clasificación e interpretación para cada categoría de susceptibilidad.

Tabla 5.2: Clasificación Susceptibilidad a remociones en masa

Rango	Susceptibilidad	Alcances
<40	Baja	Principalmente en suelo y andesitas jurásicas. Corresponden a zonas de baja pendiente ( $\leq 15^\circ$ ), de abanicos aluviales, en donde no se identificaron procesos de remoción en masa, provocados por gravedad, previos. Por lo cual no se esperaría que ocurrieran RM por causas naturales o antrópicas no intencionales. Salvo excepciones bajo condiciones sísmicas o de lluvias intensas.
40 - 60	Media	En suelo corresponden a abanicos aluviales, coluvios, depósitos eólicos o a las Gravas de Atacama. Ubicados en zonas de pendiente $\leq 30^\circ$ ( $\sim 17^\circ$ en promedio). En roca son unidades de $\sim 30^\circ$ en promedio, pertenecientes a intrusivos y andesitas jurásicas. Tanto en roca como en suelo se encontraron pocas evidencias de remociones en masa previas (sólo aproximadamente el $\sim 11\%$ de los casos). Tienen baja a moderada a ocurrencia de RM ante condiciones de sismicidad fuerte.
60 - 80	Alta	Unidades de suelo con $22^\circ$ de pendiente, y no más de $35^\circ$ , correspondientes abanicos aluviales, coluvios, depósitos eólicos y de remoción en masa, principalmente. En roca, principalmente en intrusivo jurásico y unidades volcano sedimentarias cretácicas, donde la pendiente promedio es de $33^\circ$ ( $21^\circ$ - $37^\circ$ ). Tanto en suelo como en roca, presentan evidencia de remociones en masa en un $38\%$ de sus unidades. Zona propensa a RM bajo condiciones sísmicas.
80 - 100	Muy alta	En suelo, corresponden a depósitos eólicos y coluviales de pendiente promedio $26^\circ$ (y $<35^\circ$ ). En roca, se encuentran distribuidas homogéneamente tanto en las unidades jurásicas como cretácicas, con pendiente promedio de $33^\circ$ ( $25^\circ$ - $39^\circ$ ). Son unidades que presentan evidencia de remoción en masa en un $100\%$ de los casos. Se espera ocurrencia de remociones en masa bajo condiciones sísmicas, y es factible que ocurran remociones bajo circunstancias no sísmicas.

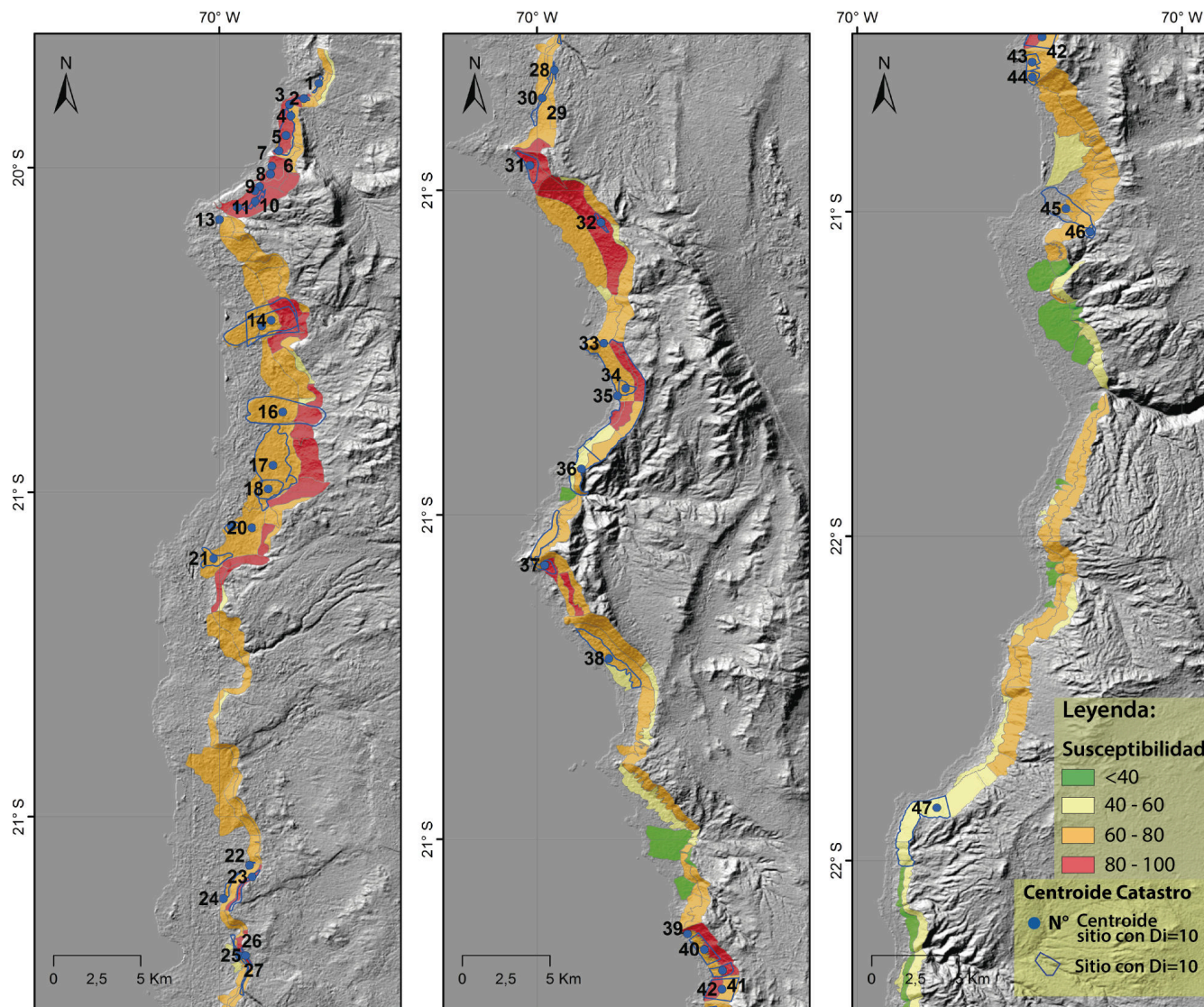


Figura 5.11: Mapa susceptibilidad tramo Iquique - Tocopilla. Los polígonos celestes enumerados tienen valor EI=10, y su descripción en la figura 5.13

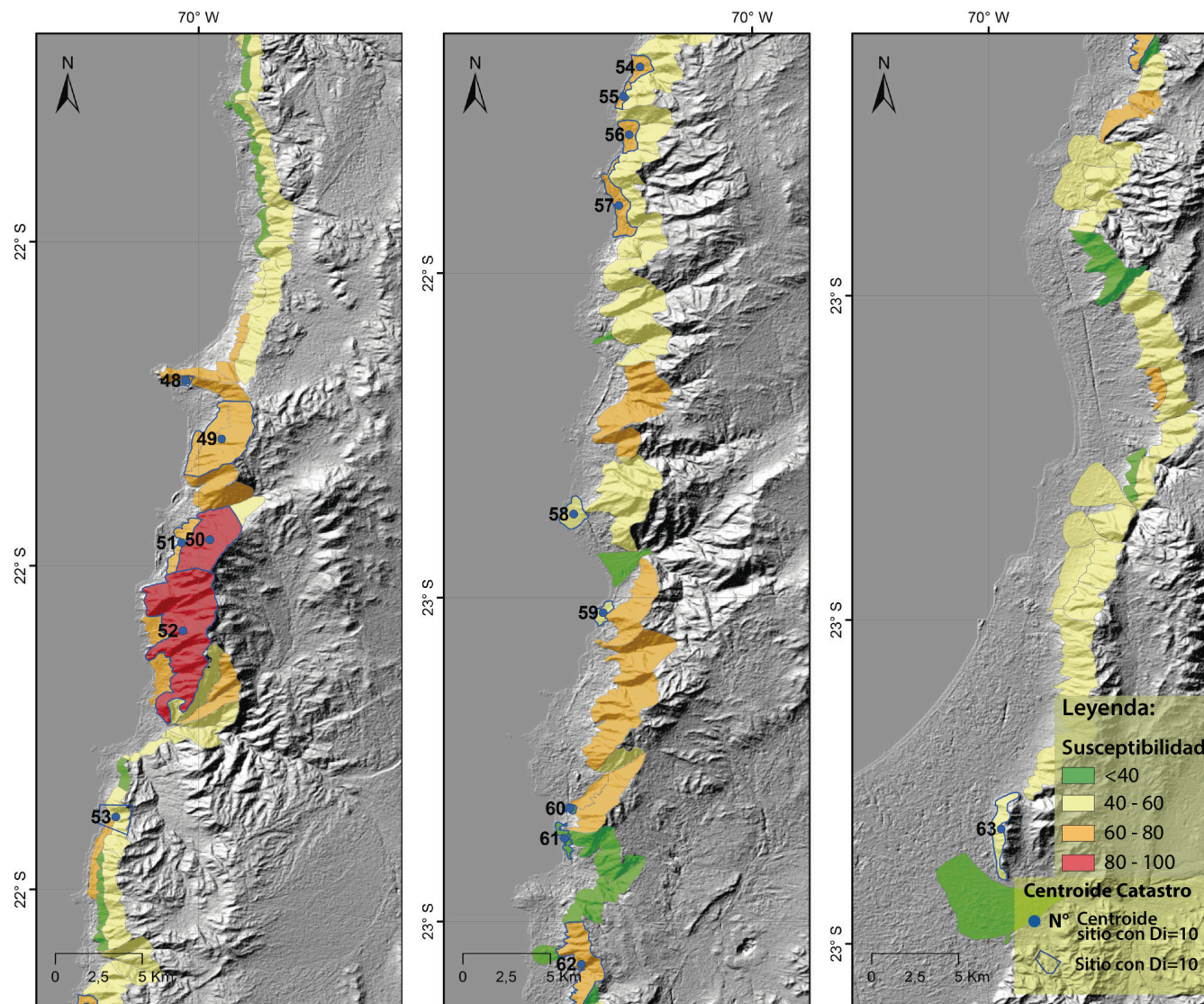


Figura 5.12: Mapa susceptibilidad tramo Iquique - Mejillones. Los polígonos celestes enumerados en el mapa tienen valor EI=10, y su descripción en la tabla izquierda de la Figura 5.13

1	Talud en mal estado por extracción		
2	Talud en mal estado por extracción		
3	Talud en mal estado por camino		
4	Talud en mal estado por camino		
5	Desplazamiento leve de suelo en mezcla de dina con suelo.		
6	Daño en talud sobre el camino a zona de extracción		
7	Talud en mal estado por extracción		
8	Talud en mal estado por extracción		
9	Talud en mal estado por extracción		
10	Talud en mal estado por extracción		
11	Fractura hacia el camino??		
12	Talud en mal estado por extracción		
13	EL camino corta en roca, dejando pequeños deslizamientos		
14	Avalancha escarpe y depósitos		
15	Avalancha escarpe y depósitos		
16	Avalancha escarpe y depósitos		
17	Avalancha escarpe y depósitos		
18	Avalancha escarpe y depósitos		
19	Aparente depósito de avalancha		
20	Aparente depósito de avalancha		
21	Aparente depósito de avalancha		
22	Conos de detritos activo		
23	Caída activa de rocas desde afloramiento de arriba.		
24	Banda de depósito de las caídas de rocas, pie		
25	Aparente fractura en talud - Caídas rocas		
26	Daño antrópico en talud por camino a Salar Grande		
27	Daño antrópico en talud por camino a Salar Grande		
28	Características de creep (grietas de tensión ) en la corona del deslizamiento, actividad en escarpe		
29	Daño antrópico en talud por camino a Salar Grande		
30	Daño antrópico en talud por camino a Salar Grande		
31	Zona de caída de rocas.		
32	Deslizamientos superficiales en duna, mezclados con niveles de caída de rocas.		
33	Corte en talud rocoso, Pabellón de Pica.		
34	Deslizamientos en las dunas		
35	Talud infinito con caída de bloques (<0.5m)		
36	Caída de bloques intrusivos de 0.5 a 1 m.		
37	Coluvios con cloques, malla perno baja		
38	Caída de rocas en suelo grueso cementado y compacto		
39	Punta Guanillos. Afloramiento rocoso con malla cargada.		
40	Talud infinito (a.45°) con bloques de hasta 1m de gran alcance (llegan al mar).		
41	Talud infinito, bloques		
42	Talud infinito con bloques de gran alcance.		
43	Suelo mezcla de duna y caída de rocas sobre roca.		
44	Suelo mezcla de duna y caída de rocas sobre roca.		
45	Avalancha Punta Chipana		
46	Zona de corona en avalancha (y escarpe)		
47	Caída de bloques de alto alcance.		
48	Túnel Pedro Galleguillos		
49	Caída de rocas. Corte en abanico, peligro por posible deslizamiento planar.		
50	Caída de bloques de gran tamaño, depositan en el coluvio.		
51	Corte en coluvio, grandes bloques, alta pendiente.		
52	Caída de rocas. Alto fracturamiento en Kg. Alta pendiente con escombros de falda.		
53	Caída de bloques desde el afloramiento, oblongos sobre abanico, alto alcance.		
54	Desprendimiento de rocas. Cortes en coluvios altos, banqueteados. (Falla en terraplenes)		
55	Corte en abanico, bloques caen desde escarpe principal.		
56	Abanicos con bloques de hasta 2 m de diámetro.		
57	Abanicos con bloques de hasta 2 m de diámetro.		
58	Roca muy fracturada y foliada. Posibles caídas.		
59	Diaclasamiento columnar en intrusivo se extiende por 300 m. Inestable.		
60	Posibles caídas de rocas		
61	Afloramiento diaclasado.		
62	Caída de rocas desde taludes altos y fracturados.		
63	Intrusivo (Jsg) muy fracturado con caída de rocas.		
64	Caída de rocas desde loma baja (intrusivo).		
65	Bloques grandes		
	Cordón rocoso E-W, caída de rocas		

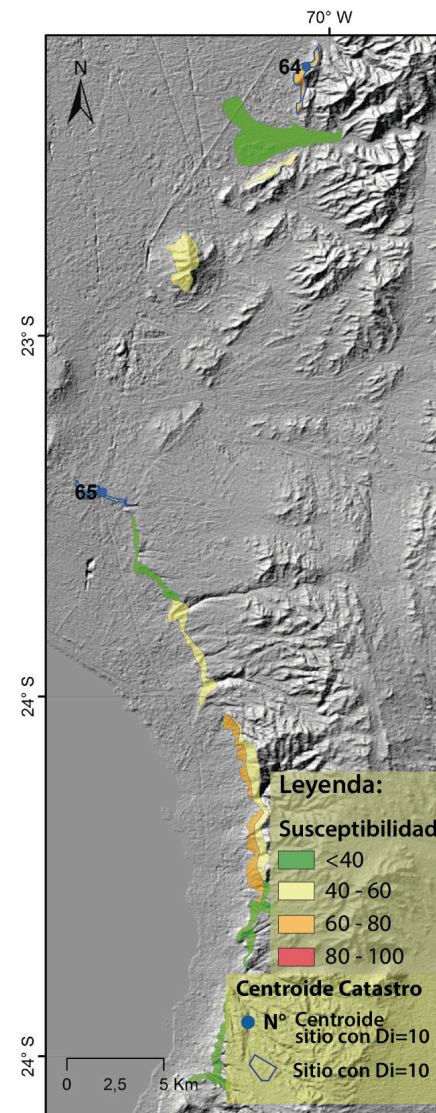


Figura 5.13: Mapa susceptibilidad tramo Mejillones - Antofagasta. Los polígonos celestes enumerados en el mapa tienen valor EI=10, y su descripción.



### 5.3. Validación del mapa de susceptibilidad

Durante la visita de terreno realizada a la zona de estudio entre el 22 y 24 de Mayo (2014), se recorrió desde Iquique hasta Caleta Loa. En todo este recorrido no se observaron grandes evidencias de daños dejados por los sismos de 1 y 2 de Abril. Aunque se advirtió que hubo daño en sectores con desarrollo de actividad antrópica; como los taludes en la zona de extracción de áridos al sur de la ciudad de Iquique, y el camino a Salar Grande. En la visita al MOP se recibió la fotocopia de un informe que contenía principalmente daños a obras civiles (como daños en terraplenes y asfalto), y sólo constataba de caídas de rocas en el talud expuesto de Pabellón de Pica.

De parte del Servicio Nacional de Geología y Minería se recibió un reporte de efectos geológicos provocados por el sismo (Mw: 8,1) del 1 de abril 2014, realizado los días 5 y 6 de abril del 2014 (Marín y Sepúlveda, 2014), el cual informa sobre los siguientes sitios con daño sísmico.

- Caída de bolones de rocas desde talud rocoso al sur del sector de Punta Guanillos (o Huanillos) de gran alcance y energía (mismo punto señalado en el catastro de esta tesis, ver n° 61 en anexos); también observaron una sobrecarga de la capacidad de contención de la malla en el afloramiento de Punta Guanillos.
- Grietas paralelas a la calzada en el talud occidental de la ruta al norte y sur de Pabellón de Pica, destacan que los movimientos sísmicos generaron desplazamiento de material arenoso no consolidado del mismo talud, provocando la exposición del geotextil de la base de la ruta, lo cual generó agrietamiento en el talud poniente.
- Remociones en masa en la Ruta A-750 (Ruta de la Sal, mencionado como camino a Salar Grande en puntos 31, 32, 33, 37 y 38 en catastro) consistentes en un flujo de arena que sobrepasaron los barriles de contención; caída de rocas de gran tamaño (mayores a 1 m de diámetro), generación activa de conos de derrubio, y agrietamientos en la ruta paralelos a ella y asentamiento de 2 cm de la calzada poniente.

Finalmente al ubicar estos puntos sobre el mapa de susceptibilidad obtenido se logró encontrar una buena correlación, principalmente para las zonas que arrojaron susceptibilidad alta o muy alta. Es posible ver en el mapa 5.14 como los ticket rosados, que corresponden a estos puntos, coinciden con polígonos de susceptibilidad alta a muy alta (naranjos o rojos).

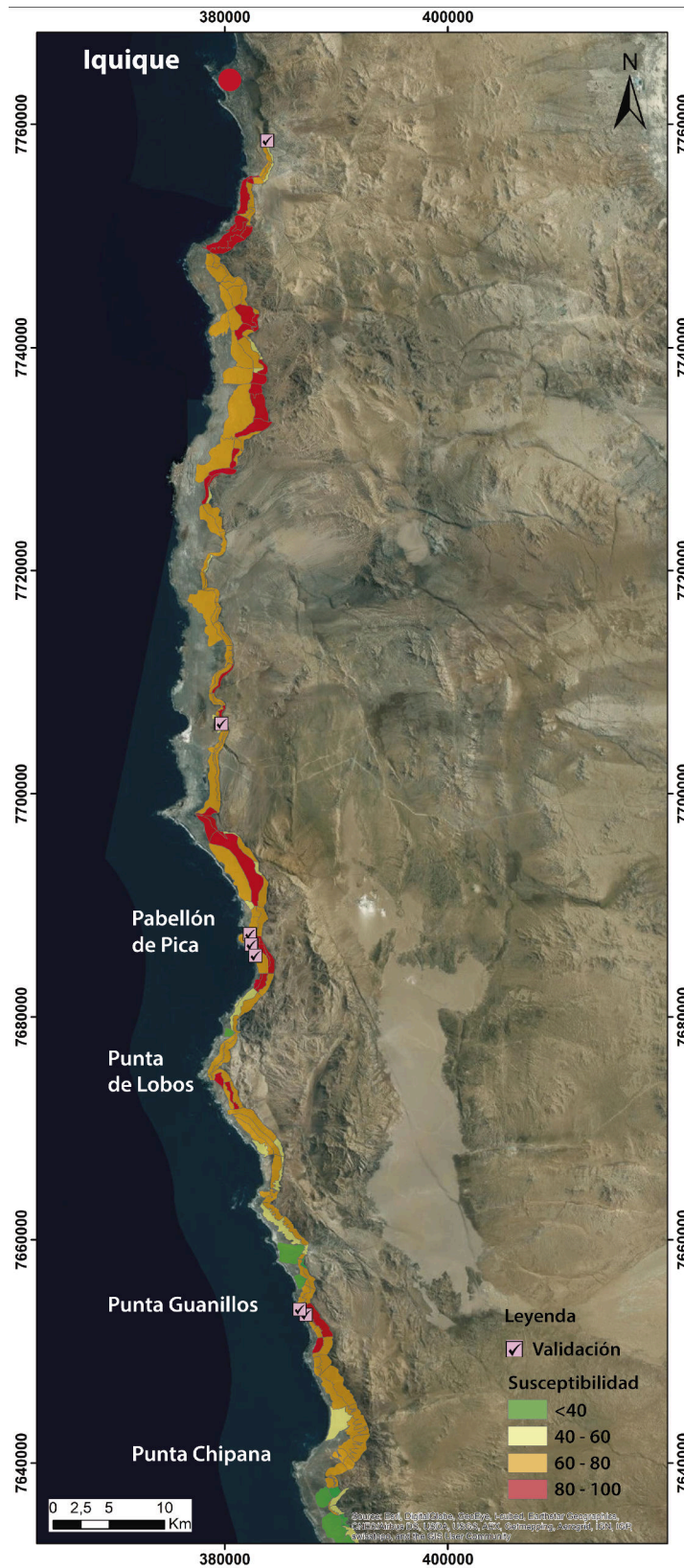


Figura 5.14: Validación mapa de susceptibilidad. Los tickets rosados indican sectores con daño por RM ocurridas durante el sismo del 1 abril 2014.

# Capítulo 6

## Discusiones

### 6.1. Discusiones

Durante el desarrollo de esta tesis tuvo lugar un sismo de subducción con epicentro en Pisagua (aproximadamente 70 km al norte de Iquique) de magnitud de momento 8.1 (1-04-2014), que gatilló algunas remociones en masa que fueron de utilidad para validar el mapa final de susceptibilidad. Se obtuvo una buena correlación entre las zonas de distintos daños por remoción en masa, y las zonas señaladas como altamente susceptibles. Por otro lado es posible, y fue uno de los motivos para desarrollar este trabajo, que con otros terremotos se desencadenen remociones en masa en nuevos sitios, es decir en donde no haya ocurrido ninguna remoción, o por lo menos que no se haya inventariado en este trabajo, y en ese sentido es interesante conocer el carácter predictivo de este mapa.

En la Tabla 6.1 y las figuras 5.11, 5.12 y 5.13 del capítulo anterior, se aprecia que para el 100 % de las unidades geomorfológicas, tanto de suelo como de roca, clasificadas como de susceptibilidad “muy alta”, es coincidente que estas tengan el factor EI igual a 10; esto quiere decir, que para el 100% de estas unidades se observó algún tipo de daño que implicara una futura amenaza o directamente se observó algún tipo de remoción en masa. Sin embargo esto no es así para las unidades que arrojan un índice de susceptibilidad alta, para las cuales se obtiene un porcentaje cercano al 40%; lo cual quiere decir que un 60 % de las unidades en las cuales se predice susceptibilidad alta, corresponde a unidades geomorfológicas en las que actualmente se desconoce algún tipo de efecto de remoción en masa. Por último para susceptibilidad media a baja se tiene un porcentaje menor al 12% de unidades con el factor EI igual a 10.

Tabla 6.1: Porcentaje de unidades geomorfológicas con EI=10, para cada rango de índice de susceptibilidad

Susceptibilidad	Roca			Suelo		
	EI=10	Total	[%]	EI=10	Total	[%]
<b>Baja</b>	1	24	4,2	0	15	0,0
<b>Media</b>	7	62	11,3	3	28	10,7
<b>Alta</b>	24	66	36,4	32	80	40,0
<b>Muy Alta</b>	16	16	100,0	19	19	100,0

Por otro lado, si se compara la proporción de unidades geomorfológicas con EI=0 para cada una de las categorías de susceptibilidad de roca y suelo (Tabla 6.1), se observa que son similares para los intervalos de susceptibilidad media a muy alta.

Para efectos de alcance de remociones en masa asociados a sismicidad, los tramos más riesgosos serían aquellos en donde el talud se encuentra más cercano al camino. Por lo que si se quisiera generar un mapa de riesgo de remociones en masa, tomando como base este mapa de susceptibilidad se debe considerar el alcance en cada sector de las remociones que este talud podría generar. Así por ejemplo, no es lo mismo (en términos de riesgo) tener una zona demarcada como de "muy alta susceptibilidad a remociones en masa" que se encuentre junto al camino, que tenerla a más de 200 metros desde el camino hacia el acantilado. Por lo tanto, si se utiliza este mapa de susceptibilidad a remociones en masa, para una evaluación de riesgo de primer orden, se debe considerar este tipo de situación.

Una de las grandes ventajas de la metodología utilizada es que se logra un procedimiento bastante automatizado, mediante el uso apropiado de una base de datos en GIS y actualizaciones periódicas al inventario. En relación a esto, una desventaja, es que al ser una metodología cualitativa dependerá en gran medida de la capacidad de observación y análisis de quien esté a cargo.

Con respecto a la aplicabilidad de esta metodología en otras regiones, es necesario evaluar si la zona de estudio posee las mismas características relevantes (pendiente, litología, cercanía a estructuras y evidencia de inestabilidad), o si es necesario agregar otros factores condicionantes o modificar el grado de participación relativa que estos tienen.

Dada la escala de trabajo (1:100.000), debida a la extensión del área de estudio (~ 400 km), la metodología no contó con el desarrollo de ensayos geotécnicos, y por lo tanto la susceptibilidad

estimada para las distintas unidades tiene cierta variabilidad. Es decir, no resultó posible representar en el 100% de los casos las particularidades observadas en sitios locales, sobre todo si las remociones en masa o taludes inestables por ejemplo, se extendían por unos pocos metros, a una escala no comparable con la de las unidades geomorfológicas (mayores a 1 km de largo). Un ejemplo de esto podría ser el sector de Punta Arenas, en el cual a pesar de haberse observado caída de bloques de alto alcance, esto no quedó caracterizado en la susceptibilidad total del polígono (IS “medio”).

En este trabajo no se ha caracterizado cada afloramiento por su nivel particular de fracturamiento y meteorización, si no más bien se ha asumido que a grandes rasgos la cercanía a estructuras geológicas significa un deterioro sobre los afloramientos rocosos que alcanza. Así por ejemplo, el nivel de fracturamiento de los distintos afloramientos rocosos pertenecientes a una misma unidad litológica, o la dirección en que estos se exponen, que en algunos casos depende del corte artificial del camino, podrían generar respuestas distintas para una misma unidad litológica. Sin embargo la escala de trabajo influye sobre el nivel de certeza que se obtiene. Particularmente, este problema se trató de solucionar con el ranking creado según la proporción de polígonos con daño para cada litología (ver subsección 4.2.2 y la tabla 5.1 en la subsección 5.2.2), logrando controlar parte de este efecto. Por otro lado, desde Caleta Loa hasta Antofagasta se dispuso de cartas geológicas a escala 1:250.000, es decir menor detalle que el requerido para este estudio, dejando incertidumbre con respecto a la litología de cada unidad geomorfológica. Este problema se intentó corregir por medio de la obtención de información geológica de los afloramientos observados durante las campañas de terreno (sólo afloramientos aledaños al camino).

Se obtuvo una buena correlación entre zonas que Mather et al. (2014) identificaron como posibles evidencias de mega-remociones en masa (Figura 6.1), con las zonas en donde se obtuvo una alta a muy alta susceptibilidad. Probablemente esto se debe a las características que estas mega-remociones pudieron dejar en el talud costero, disponiéndolo a la ocurrencia de remociones en masa de menor tamaño. Es decir, estas pudieron haber dejado taludes de pendientes muy altas, o bien en estado de desequilibrio, que lo mantienen en constante proceso de erosión.

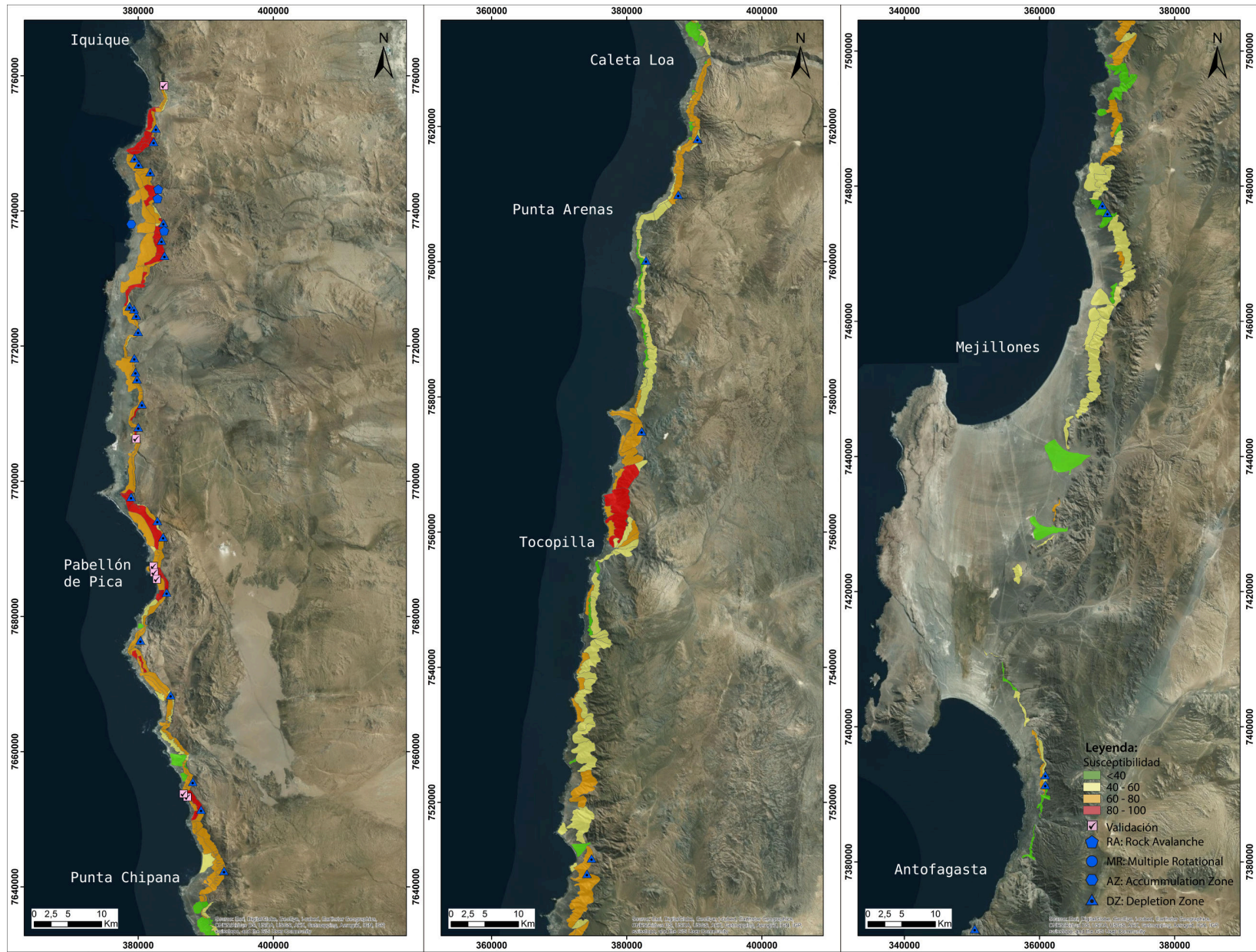


Figura 6.1: Correlación entre zonas en donde se observa alguna característica de mega-remoción en masa señaladas por marcadores azules (Mather et al., 2014), con las zonas de alta susceptibilidad.

## 6.2. Conclusiones

Del mapa de susceptibilidad obtenido se puede observar que la zona de mayor susceptibilidad se encuentra entre Iquique y Punta Chipana, donde tanto en roca como en suelo se puede observar rangos de susceptibilidad que van desde “alta” (60-80, en la escala de puntuación desarrollada en esta tesis, 4.2.2) a “muy alta” (80-100). Este tramo está caracterizado por desprendimientos en cortes de afloramientos con taludes abruptos, caídas de rocas desde los taludes secundarios (bolones gigantes), zonas de avalanchas de gran dimensión (mega-remociones en masa), y daños a escala más de detalle que corresponden a sectores de actividad antrópica. En este tramo, sólo es más baja la susceptibilidad en algunos trechos de poca extensión en donde la Ruta 1 pasa un poco más alejada del talud principal y cercana a abanicos aluviales que reposan en ángulo de descanso.

Otro sector de susceptibilidad “alta” tanto para roca como suelo se extiende entre los sectores de Caleta Loa y Punta Arenas en donde no se ha identificado ninguna característica que evidencie la ocurrencia procesos de remoción en masa actuales o antiguos (ver mapa inventario 5.11). Lo cual podría corresponder a una zona en donde la predicción es efectiva, y la falta de evidencia de remociones en masa se debe a que no han habido terremotos directamente sobre estas costas; o a un mal pronóstico por parte de la metodología, probablemente debido a la alta ponderación que se le da a la pendiente (mayor a 30°) y litología (Formación Punta Barranco).

El mismo pronóstico de susceptibilidad “alta” se encuentra en el segmento entre el norte de Tocopilla y el sector del Túnel Pedro Galleguillos, esta zona se caracteriza por su susceptibilidad a remociones en masa del tipo caída de rocas. Acerca de las cuales sí hay evidencia documentada (Figura 5.11).

El último tramo de susceptibilidad “media a alta” va desde Punta Bandurrias del Norte hasta Punta Michilla, corresponde a un sector de caída de rocas, y fracturamiento y diaclasamiento de un intrusivo (monzonita cuarcífera, Jsc) que lo mantiene en condiciones de inestabilidad y por ende peligrosidad asociada a la Ruta-1.

Las unidades geomorfológicas mapeadas representan sectores con distintas características geomorfológicas y litológicas y por lo tanto con distintos valores de susceptibilidad. Se reconocieron dos grupos litológicos primarios, suelo y roca, en los cuales se identificó una distribución marcada por el cambio de pendiente de aproximadamente 32°, cuya susceptibilidad fue calculada considerando sus distintos alcances y comportamiento geotécnico. De este modo se obtuvieron 141 unidades geomorfológicas para suelo y 167 para roca, que se prolongan casi paralelas

a la carretera por trayectos entre aproximadamente 800 metros y 4 kilómetros de largo.

Las remociones en masa que han sido desencadenadas en el talud costero detonadas por sismos actuales, no alcanzan grandes volúmenes, sin embargo cobran interés por presentarse en una zona por la cual pasa una de las rutas viales más importantes de la región. Por ende, contar con un mapa de susceptibilidad de primer orden es de utilidad desde el punto de vista de la planificación y del ordenamiento territorial.

### **6.3. Recomendaciones**

Desarrollar mapas de susceptibilidad a escala de mayor detalle en las zonas que en este trabajo fueron sugeridas como altamente susceptibles, principalmente en aquellas que tienen incidencia sobre asentamientos urbanos o que el talud se encuentre muy cercano al camino. Estos mapas se debiesen adaptar al menos a escala 1:25.000 a nivel provincial, y 1:2.500 para cada localidad.

En dichos casos profundizar con estudios de peligro de remociones en masa asociado a sismicidad, tal que se determine metódicamente el alcance de las remociones en masa (ya sean rodados, caídas de bloques, avalanchas de roca, etc). Con el fin de aplicarlos en la planificación de obras civiles (caminos) y mitigación de riesgos sobre pequeñas localidades urbanizadas (caletas), las que además podrían estar expuestas a otros tipos de peligros geológicos.

Buscar medidas de mitigación para las zonas en donde hay posibilidades de caídas de bloques de rocas desde los taludes secundarios que son cortados abruptamente por el camino, como por ejemplo en uno de los sectores al norte de Punta Guanillos (señalado por el número 37, Figura 5.11).

Con respecto a las zonas en donde las mallas de contención se encontraron cargadas, Pabellón de Pica y Punta Guanillos se recomienda realizar mantenciones periódicas con fines de evitar nuevos desbordes de estas mallas y las consecuentes pérdidas económicas y víctimas, y en los casos requeridos cambiarlas, ya que varias de estas se encuentran en mal estado.

Investigar el peligro de caída de bloques de rocas desde los afloramientos de los portales norte y sur del túnel Pedro Galleguillos, y posibilidades de instalar medidas de mitigación (malla, pernos, rebaje de talud, etc); ya que en ambos taludes se encontraron estructuras planas y largas, sobre todo en el portal norte, donde estas son paralelas al eje del túnel.



## **Parte III**

# **Estudio de Mega-Remociones en Masa de las quebradas profundamente incididas de la Precordillera y Depresión Central**

# Capítulo 7

## Introducción

### 7.1. Motivación del estudio

Como ya se mencionó en el Capítulo 2.1, la Depresión Central en el norte de Chile, corresponde a una cuenca continental de antearco, cuyo relleno volcánico-detrítico fue acumulado periódicamente por medio de abanicos coalescentes, bajo un régimen endorreico ayudado por la obstaculización proporcionada por la Cordillera de la Costa. Durante esta etapa, Oligoceno hasta el Mioceno medio a superior (24-16 Ma, acotado por las ignimbritas que se intercalan, Naranjo y Paskoff, 1985), la Depresión Central se habría mantenido en un régimen compresivo, al menos a lo largo del eje oriental, dominado por movimientos tectónicos continuos (Heward, 1978; en Naranjo y Paskoff, 1985) debidos a alzamiento.

Posteriormente habría comenzado el cese del alzamiento continuo, acompañado por el desecamiento del clima, dándose paso a una erosión areal aún bajo un régimen endorreico, con formación de redes de drenaje paralelas y poco profundas, contemporáneas a un volcanismo andesítico acotado en ca. 9 Ma (Mortimer et al., 1974).

Desde el Mioceno superior al Plioceno inferior, los cursos de agua comenzaron una etapa erosiva profunda en el pedimento, excavando valles que actualmente son de varios centenares de metros de profundidad. El cambio de la evolución geomorfológica a un régimen de erosión vertical exorréica en la zona entre Iquique y Pisagua podría deberse a un sollevamiento de tipo epirogénico, aunque también ocurrieron movimientos tectónicos locales. La edad máxima para esta incisión es de 5,5 Ma, acotada por la edad radiométrica del depósito cinerítico más joven expuesto (Naranjo y Paskoff, 1985).

Es posible observar deformación de carácter regional en la Gran Pampa Desértica, manifestada por medio de una serie de pliegues monoclinales (o flexuras) de gran amplitud y e inclinación de la superficie en una suave pendiente en dirección suroeste (Naranjo y Paskoff, 1985; Muñoz y Sepúlveda, 1992). Estas estructuras del borde oriental de la Depresión Central se formaron como parte de un período compresivo ocurrido entre los 8 y 16 Ma (Muñoz y Sepúlveda, 1992). Finalmente los depósitos de terraza en los valles tendrían su origen en modestas pulsaciones glaciales cuaternarias en la alta cordillera andina (Naranjo y Paskoff, 1985).

Es en este ambiente morfotectónico que se desarrolla una serie de mega-remociones en masa en el Piedemonte Andino, facilitadas por la profunda incisión llevada a cabo durante el Plioceno. En el límite oriental de la Depresión Central de la Región de Tarapacá se despliega una serie de mega-remociones en masa de escala regional que hasta la actualidad se han mantenido bien preservadas (Recuadro 2 en Figura 1, Capítulo Introductorio). Se les llama mega remociones en masa a las que poseen un volumen del depósito superior a  $10^6 \text{ m}^3$  (Abele, 1974). Estas se encuentran dispuestas regionalmente desde el noreste de Tacna, al sur de Perú, hasta la quebrada de Tarapacá en Chile (Farías, 2012; Letelier, 2013; Crosta et al., 2014); aunque se observan mega-remociones en masa similares aisladas hasta la quebrada de Guañacagua (Hoja de Guatacondo; Blanco y Tomlinson, 2012).

A nivel mundial, las remociones en masa de mayor tamaño se encuentran principalmente en las regiones de orógenos activos y arcos volcánicos (Korup et al., 2007), donde la mayoría de ellas se concentra en el 5% de las laderas de mayor pendiente. Estas zonas coinciden con valles profundamente incididos ubicados a lo largo de franjas de cinturones montañosos activos limitados por fallas y arcos volcánicos. Darrozes et al. (2007) menciona que las grandes remociones en masa de origen no-volcánico se encuentran en cinturones montañosos con alta actividad sísmica (e.g. Andes, Himalayas), o bien en cadenas montañosas de alto relieve debido a una profunda incisión fluvial reciente (e.g. Alpes). Además estas se producen en zonas de pendiente relativamente alta (15- 25° o más), aunque también es posible que ocurran a pendientes tan bajas como 3° (Philip and Ritz, 1999).

Las remociones en masa de la zona de estudio se presentan en tres dominios morfoestructurales (Farías, 2012). (1) Remociones de quebrada, las cuales se generan a partir de las laderas de orientación E-W de las quebradas profundamente incididas. Estas se pueden encontrar totalmente desplegadas en el fondo de las quebradas, dejando una gran pared expuesta tras ellas, o bien, adosadas a las laderas, esto ocurre hacia las zonas más jóvenes de las quebradas. (2) Remociones Frontales, caen desde el frontis occidental del Altiplano hacia el oeste (Letelier, 2013), estas remociones en masa suelen ser las de mayor volumen en toda el área. (3) Remociones en

masa retrabajadas, estas corresponden a las remociones en masa que se encuentran más distales a las estructuras mayores del área de estudio (es decir, ya están fuera del flexuramiento de escala regional que se genera en el sector más oriental de la Depresión Central). Se disponen en depósitos escalonados y disgregadas, representando múltiples secuencias de remociones en masa discretas, que comparativamente recorrieron distancias de viaje mayores.

Esta ubicación y disposición relativa entre: las remociones en masa, las laderas y los lechos de las quebradas, insinúa que su origen se relaciona a la evolución morfotectónica de la Precordillera como vertiente occidental del Altiplano chileno. Entendiendo su formación como parte de los efectos en superficie del alzamiento de la Cordillera Occidental y el Altiplano.

Por otro lado, la ubicación y distribución espacial de las remociones en masa (principalmente las de quebrada y las frontales) en el entorno de los pliegues monoclinales que se asocian al evento compresivo más tardío que deformó la Precordillera, se considera como una evidencia de que las remociones en masa se generaron durante el período en que estas estructuras estuvieron sísmicamente activas y que dicha sismicidad tuvo cierto grado de participación en el desencadenamiento de las remociones en masa (Pinto et al., 2008). Esta hipótesis se apoya en los análisis de estabilidad realizados por Darrozes et al. (2007) y Pinto et al. (2007) en donde se confirma como necesaria la condición de gatillante sísmico para concretar la ocurrencia del deslizamiento de Latagualla.

De este modo, se propone que las mega remociones en masa de la Depresión Central y Precordillera de la Región de Tarapacá se desarrollaron bajo condiciones específicas dadas por la morfología, geología y clima de la región, para finalmente ser detonadas por uno o varios terremotos corticales de gran magnitud a lo largo del tiempo, cuya fuente sísmica proviene de la actividad de las fallas ciegas del límite oriental de la Depresión Central.

En las regiones en donde se han generado remociones en masa gatilladas por sismicidad, tienden a ocurrir nuevas remociones en masa con la llegada de nuevos sismos (eg. Solonenko, 1977). A pesar de que actualmente sólo se ha observado sismicidad cortical en un segmento asociado a la falla de Aroma (Farías et al., 2005), y no a lo largo de todo el límite occidental de la Precordillera, es importante determinar el posible origen sísmico de las remociones en masa en esta región, puesto que si se confirma una relación directa con sismicidad, sobre todo con terremotos de subducción (dada su mayor frecuencia), habría una serie de poblados que podrían encontrarse bajo amenaza por los efectos asociados al peligro sísmico.

Finalmente, el objetivo de este estudio es constreñir la posible interacción entre las remociones en masa y los distintos tipos de sismicidad a los que se expone la región, así como también

con la hidrografía, clima y geomorfología del área de estudio, para establecer relaciones causales, basadas en el análisis e interpretación de relaciones espacio temporales entre estos distintos sistemas.

## **7.2. Desarrollo del trabajo**

Para determinar si es probable un detonante sísmico se deben llevar a cabo 3 etapas esenciales (Jibson, 1996). Primero se deben identificar y caracterizar geomorfológicamente las remociones en masa; luego se deben datar, para saber si con coetáneas a algún período de posible actividad sísmica; y finalmente se debe demostrar o refutar la idea de que hubo gatillante sísmico. Además también es importante verificar la participación de otros procesos no sísmicos que pudieron haber influido en el comportamiento de las laderas.

En este trabajo se aborda cada uno de los pasos descritos anteriormente y se discuten las posibilidades adicionales que se pueden proponer a partir de las observaciones realizadas acerca del estado actual de las remociones en masa y la geomorfología del entorno.

La caracterización de las remociones en masa de la región de estudio se realizó a partir de la recopilación de información de diversos estudios, y fue complementada con la cartografía de las remociones presentes en la quebrada de Tarapacá realizada en este trabajo. Estos estudios corresponden a: la Tesis de Magíster de Pinto (1999) y Pinto et al. (2008), para los mega deslizamientos frontales Latagualla y Miñimiñi, en la zona precordillerana de las quebradas homónimas; la Memoria de título de Farías (2012), realizados en la zona comprendida entre las quebradas de Camarones y Tiliviche; y la Memoria de Título de Letelier (2013), en la quebrada de Aroma (Figura 7.1).

La quebrada de Tarapacá fue recorrida durante los días 27 y 28 de Enero y 21 Mayo del 2014. Se identificaron las remociones en masa de las quebradas de Tarapacá, Ocharaza, Jarguaise y Coscaya. Los puntos de avistamiento se concentraron en Usmagama hacia la quebrada de Ocharaza; Mocha, hacia el oriente; se recorrió el valle de Tarapacá hasta la localidad de Guaviña; y se avistó desde la planicie sur hacia el valle en Poroma. Este trabajo se complementó con teledetección para la determinación de los límites de los cuerpos de remociones en masa, reconocimiento de escarpes, etc., de los puntos no accesibles (sobre todo del sector oriental) o que dado la dimensión de las remociones en masa no fue posible observar en terreno. Esto junto a la recopilación de antecedentes geomorfológicos permitió comparar y englobar las observaciones encontradas a escala regional tanto en quebradas endorréicas como exorréicas.

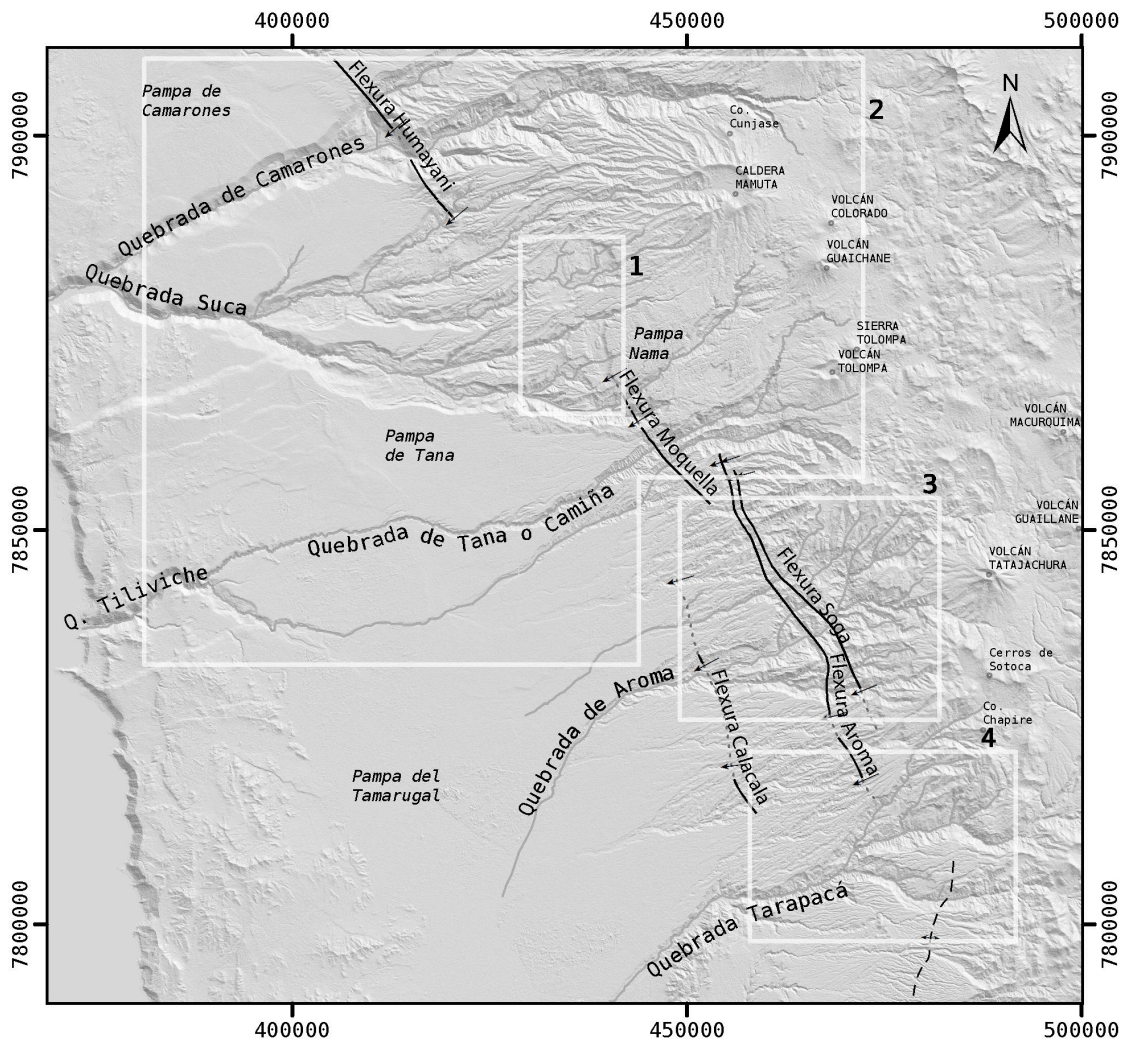


Figura 7.1: Zona de estudio, con ubicación de trabajos anteriores mega remociones en masa. 1: Pinto, 1999; 2: Farías, 2012; 3: Letelier, 2013; 4: Mapa realizado en este trabajo.

La presentación de la esta parte de la tesis (Parte III) fue organizada en los siguientes capítulos. **(8)** Antecedentes de la zona de estudio, acá se repasan los antecedentes geológicos, geomorfológicos y de remociones en masa de la zona de estudio; y por último se caracterizan las fuentes sísmicas; **(9)** Metodología: se separa en tres frentes: (a) Caracterización morfométrica de las remociones en masa; (b) Caracterización de la sismicidad; y (c) Estimación de la edad de las remociones en masa. **(10)** Resultados: Se presenta lo obtenido para el análisis morfométrico de las remociones en masa; sus posibles relaciones con la sismicidad prehistórica asociada a distintas fuentes; y probable edad de las remociones en masa. **(11)** Discusiones: se agrega la discusión en relación a gatillantes no sísmicos. **(12)** Conclusiones

# Capítulo 8

## Antecedentes de la zona de estudio

El desarrollo de la región precordillerana entre los 18 y 20 °S durante períodos tectónicamente activos, dejó como consecuencia un contraste diferenciado entre un plató alzado, correspondiente al Altiplano, sobre una vasta cuenca correspondiente a la Depresión Central. La actividad neógena llevada a cabo en las fallas corticales ciegas que limitan el borde occidental de la precordillera dejó un gran salto topográfico en este límite, y además permitió el desarrollo de una serie de quebradas profundamente incididas desarrolladas bajo un régimen endorréico en un entorno acompañado por un clima que se tornaba cada vez más árido. Bajo este contexto, y a partir de esa edad, se fue desarrollando una serie de remociones en masa de gran magnitud, que son de interés en este trabajo.

### 8.1. Incisión

Entre los 18° y los 20° S, ocurre una transición latitudinal en el sistema de drenaje desde exorreico hacia endorreico (e.g. Mortimer 1980). Para muchos autores esto se debe a que la mayor incisión fluvial (entre 600-1.000 m) que afectó a la Cordillera de la Costa y la Depresión Central del norte de Chile, fue siendo más tardía y/o desarrollándose bajo climas cada vez más áridos hacia el sur de Arica (García et al., 2011).

En el área entre Arica y Pisagua (18–19 ° 30'S), los ríos son exorreicos, y han formado profundos cañones transversales, con incisiones de c. 600 m en la Cordillera de la Costa, hasta 1.700 m en la Precordillera (García et al., 2011). Hacia el norte, los cañones (Lluta y Azapa) forman el inicio de una red de drenaje enrejada, mientras que los valles Vitor, Camarones y Tiliviche–Camiña

muestran patrones de drenaje subdendríticos. La zona de drenaje exorreica tiene precipitaciones promedio que varían desde muy bajas en la costa, hasta 300 mm al año en la Cordillera Occidental, provocadas por la actividad convectiva desde Amazonia durante el verano del hemisferio sur (e.g. Houston y Hartley 2003; Garreaud et al. 2010).

El carácter endorreico se presenta desde los 19°30'S hasta los 26°30'S (exceptuando el Río Loa), con abanicos aluviales que desembocan en la Depresión Central o en el sector este de la Cordillera de la Costa. La zona de drenaje endorreico coincide con la parte central hiperárida del Desierto de Atacama, donde actualmente las precipitaciones van desde 0,5 mm al año en la costa hasta 50 mm al año en la parte alta de la Cordillera Occidental (New et al. 2002; Strecker et al. 2007). En la zona de la Precordillera se presentan bajas tasas de erosión interfluvial (0,1 a 1 m/ millón de años) que son cada vez menores hacia la Cordillera de la Costa (hasta 0,002 mm/año).

La edad del comienzo de la incisión ha sido acotada por la edad de la cobertura de la Depresión Central (entre los 19° y 20° de latitud Sur), que corresponde a depósitos aluviales de c. 6 Ma de la quebrada Tiliviche (Naranjo y Paskoff 1985; Hoke et al. 2007). Sin embargo, es bastante controversial la relación temporal entre los procesos de alzamiento tectónico e incisión y el dinamismo que han tenido a lo largo de la historia geológica del norte de Chile (eg. interacción entre tasas erosivas, de precipitación y de alzamiento).

García et al. (2011) atribuyen la incisión al restablecimiento del nivel base de los ríos, posterior a la agradación de depósitos en la Depresión Central ocurrida en el Oligoceno medio, que se habría dado en un substrato parcialmente levantado y activada por eventos de semiaridez locales. Concluyeron que el desarrollo de los cañones y del drenaje exorreico en general, está directamente relacionado con la capacidad de las áreas de captación de precipitaciones, la cual sería menor en los sistemas endorreicos. Similarmente, la incisión de las quebradas según Pinto et al. (2004), se habría definido por la colmatación de la “cuenca” sedimentaria, determinada en esta zona por los depósitos del piedemonte miocénico, de modo que los cañones alimentadores del sistema aluvial pudieron cortar a la Cordillera de la Costa, cambiando su nivel base local de uno endorreico a uno exorreico (Mortimer y Saric, 1972; Mortimer 1980; Naranjo y Paskoff, 1985). Según Uhlig et al. (1996), los grandes cañones de la región habrían sido provocados por un proceso de colmatación de la cuenca central debido a la continua sedimentación del piedemonte andino, la cual, una vez superada la barrera de la Cordillera de la Costa, habría dado paso a la apertura de los cursos al mar, con la consiguiente erosión retrógrada hacia el este. Quezada et al. (2010) proponen que la incisión de los grandes cañones se produjo en grandes cuencas (de más de 100 km<sup>2</sup>), en las que se habrían generado lagunas, y la incisión habría comenzado des-



de el acantilado hacia el este. Los ríos en el área de estudio muestran knickzones puntiagudas las cuales han sido explicadas principalmente como el resultado de un levantamiento asociado a estructuras tectónicas simples o levantamiento regional-continental (Mortimer 1980; García 2002; García y Hérail 2005; Farías et al. 2005; Schlunegger et al. 2006; Hoke et al. 2007). La mayoría de las definiciones aportadas por distintos autores para explicar el mecanismo de incisión, está basada principalmente en las zonas de drenaje exorreico. Para las zonas de drenaje endorreico, Farías (2003) propuso que “la formación de los valles de profunda incisión de la Región de Tarapacá (regiones XV y I actuales) se habría originado debido a la erosión prógrada asociada a la migración de la deformación flexural y de los ápices de los conos aluviales hacia el oeste, concluyendo con una erosión retrógrada asociada al basculamiento hacia el oeste del pediplano, posiblemente como consecuencia de la actividad de fallas inversas de vergencia al este”. De acuerdo a este modelo, habrían habido dos etapas de incisión, de las cuales solo la segunda sería la responsable de generar los grandes cañones del norte de Chile. Esta última habría comenzado a los 8 Ma, entre los 18°S - 19°S, y a partir de los 6 Ma, entre los 19°S - 20°S (Naranjo y Paskoff, 1985; Hoke et al., 2007; García et al., 2011). En particular, para la región de Aroma, Farías et al. (2005), sugieren que la incisión final habría comenzado a los 7 Ma. Todas estas edades son coherentes con la edad del basculamiento hacia el oeste del antearco, el cual habría comenzado después de los 10 Ma (Farías et al., 2005).

Otra hipótesis corresponde a la de Coudurier-Curveur et al. (2015), quienes desarrollaron modelos numéricos de evolución de drenaje. Toman como supuesto que el cambio de drenaje exorreico a endorreico que ocurrió a los 19°30' fue producido por una diferencia latitudinal de la humedad que acarrea el viento proveniente desde el Atlántico. Y concluyen que previo al comienzo de la incisión (7 Ma) la morfología costera era plana cercana al nivel base del Océano Pacífico, y a más tardar, a esta misma edad habría comenzado el alzamiento de la Cordillera de la Costa. Y que a ca.  $\leq$  10 Ma habría comenzado el alzamiento tectónico de carácter regional, el cual prevalece hasta la actualidad, y que habría sido responsable del alzamiento del acantilado costero y de la incisión de los ríos en el margen occidental.

Paralelamente, se han propuesto dos mecanismos, no excluyentes, que permiten comprender el desarrollo geomorfológico de las quebradas que actualmente caracterizan el norte de Chile: incisión mediante ground water sapping (Hoke et al., 2004, Farías, 2012) e incisión mediante knickzone retreat (Schlunegger et al., 2006, Letelier, 2013). Entre ambos mecanismos erosivos se sugiere cierto vínculo, asociado a que los canales de erosión del GWS acompañarían la propagación de una “franja de knickzones”, irradiando lateralmente la incisión, y aportando en el ensanchamiento de las quebradas (Letelier, 2013).

## 8.2. Remociones en masa

Las remociones en masa que se encuentran en el límite oriental de la Depresión Central y límite occidental de la Precordillera. Corresponden a megabloques de deslizamientos rotacionales, compuestos, traslacionales y avalanchas; en torno a los cuales suelen distribuirse bloques menores, gravas y arenas polimícticos, generalmente no consolidados y disgregados, producto de la destrucción y deformación que soportan las mega remociones en masa durante su transporte y erosión posterior. Se distribuyen a lo largo de las quebradas de Camarones, Suca, Camiña, Tiliviche, Aroma, Tarapacá y sus afluentes.

En general, muestran características de deslizamientos rotacionales secuenciales múltiples, exhibiendo escarpes principales y secundarios (Farías, 2012). El pie de los deslizamientos está constituido por depósitos principalmente caóticos y compuestos por clastos métricos y megabloques, clasto y matriz-soportados inmersos en gravas, arenas y limos, de mala selección y poco transporte. Algunos de ellos han bloqueado cauces durante su historia, permitiendo la acumulación de depósitos lacustres aguas arriba. Los depósitos pueden encontrarse en el fondo de las quebradas o adosados a las laderas cuyos abruptos escarpes pueden ser de hasta 700 m de altura.

Los bloques rotados originados por las remociones muestran límites claros, determinados por superficies de rotura en escarpes y laderas, además de preservar la disposición original de las unidades afectadas: Formación Oxaya, Formación Altos de Pica, Ignimbrita Tambillo, Formación el Diablo, Ignimbrita Nama, Andesita de Camiña, en la Hoja de Camiña; y también por estratos provenientes de las Formaciones Altos de Pica, en la Hoja de Guaviña (Valenzuela et al., 2014; Morandé et al., 2015).

El nivel de despegue de las mega-remociones en masa se localiza en el contacto con las series pre-Oligocenas o en niveles estratigráficos de la Formación Altos de Pica (Hoja de Guaviña). En general, acorde a la edad de la Andesita Camiña (ca. 8 Ma) que es la unidad más joven afectada por las remociones, la edad máxima de estos depósitos sería Mioceno superior. Por otro lado, el comienzo de la incisión de valles en la Precordillera habría ocurrido a los ca. 6 Ma (García et al., 2011), lo que concuerda de manera relativa con este límite máximo de edad. Además, los depósitos alcanzan las profundidades actuales de las quebradas, lo cual sugiere una incisión profunda previa a su origen.

Dada la relación espacial de las remociones sobre el fondo de la quebrada, se asume que la incisión fue anterior a su desencadenamiento. Considerando que la edad máxima de la incisión

de la quebrada de Soga es pliocena (es decir, 5-4 Ma), y suponiendo una tasa de incisión vertical de 200 m/Ma., Farías (2003) propone que estos deslizamientos tendrían una edad máxima de 3 Ma. Con este cálculo se acota inferiormente la edad del despliegue de las remociones en masa de la quebrada de Aroma; y a la vez, se sabe que si estas están relacionadas con actividad sísmica en, por lo menos, alguna de las fallas, se deduce que esta(s) habría(n) estado activa(s) durante este período.

En particular, un depósito de avalancha de roca aledaño a la localidad de Camiña produjo un entrapamiento del cauce y acumulación de agua y sedimentos, generando de esta manera depósitos lacustres. Estos últimos están compuestos por una sucesión de ca. 50 m de areniscas medias de color gris, con presencia de conglomerados, capas de limolitas y lutitas, e intercalaciones de material orgánico. Durante la realización de este trabajo, estos depósitos fueron datados por  $^{14}\text{C}$  en  $8.520\pm 40$  cal aAP y  $5.900\pm 30$  cal aAP como máxima y mínima, respectivamente.

### **8.3. Caracterización de las fuentes sísmicas. Planteamiento de supuestos geológicos**

Para estudiar y evaluar peligrosidad sísmica en relación a remociones en masa, es básico caracterizar las fuentes en donde se originan los terremotos. Por un lado, en una zona de margen convergente como Chile se deben identificar los efectos que provoca la sismicidad asociada a subducción, ya sea de interplaca o de profundidad intermedia. Por otro lado se tiene una fuente sísmica más directa en zonas de intraplaca corresponde a las fallas sismogénicas corticales, incluyendo las fallas ciegas. La actividad tectónica de estas estructuras puede liberar gran energía durante los terremotos. Lo cual sumado a los efectos de sitio que pueden ocurrir en el entorno de las fallas, capaces de duplicar los valores de aceleración horizontal registrados en la zona de epicentro (eg. González de Vallejo et al., 2002), lleva a considerar este tipo de terremotos como los más probables causantes de las serie de mega-remociones en masa de la Depresión Central.

#### **8.3.1. Estructuras mayores de la zona de estudio, y su manifestación: las flexuras**

Las remociones en masa de la Precordillera y Depresión Central de la Región de Tarapacá, se relacionan con el Dominio Estructural Occidental del SCVO (Subsección 2.4.1 y Anexo A). Este sistema de fallas y flexuras caracterizó la deformación del borde occidental de la Precordillera

principalmente durante el Neógeno y corresponden a la expresión en superficie de la propagación de antiguas fallas ciegas de vergencia oeste, que afectan en un ángulo alto (50-70°) al basamento entre las Regiones de Arica y Tarapacá (Pinto et al., 2004; García et al., 2011).

Las estructuras mayores de la zona de estudio se manifiestan mediante pliegues monoclinales de vergencia al oeste, estas son las Flexuras: Humayani, Moquella, Aroma, Calacala y Soga (Figura 8.1). El eje de cada uno de estos pliegues, se encuentra cartografiado en su respectiva carta geológica (Cartas de Camiña, Miñimiñi y Guaviña, en preparación), y la extensión de cada uno de estos ha sido extraída de dichas cartas (medida con la herramienta regla, directamente desde el mapa en ArcGis). A continuación se presentan los antecedentes que se conocen en relación a estas estructuras geológicas.

**Flexura Humayani:** Esta flexura se forma en los estratos miocenos de la Depresión Central, tiene rumbo N30-40°W y vergencia oeste, se desarrolla con posterioridad a la Formación El Diablo (Mioceno medio - Plioceno). Esta flexura es evidencia del plegamiento post Mioceno medio relacionado a la activación de una falla del substrato, y estuvo activa entre los 9 y reciente Ma; período en el cual la Flexura de Moquella (más al sur) estuvo inactiva. Esta estructura, al encontrarse al occidente de las Flexuras Aroma, Moquella y Soga, marca la migración del frente de deformación hacia el occidente (García, 2002).

La formación de este monoclinas se atribuye a la propagación de una falla inversa ciega subvertical ( $\rho$ N20 – 30°W,  $\mu$ 50 – 60°E) llamada Falla Taltape (García et al., 2002), es de edad oligocena inferior en parte contemporánea con la sedimentación de la Formación Azapa, y afecta a la Formación Azapa Inferior. LA Falla Taltape genera un desplazamiento vertical superior a 500 m, acortamiento menor a 50 m, y además expone el substrato cretácico (Formación Suca y Monzodiorita Taltape) en la quebrada de Camarones, aflorando en contacto con el Oligoceno Inferior al oeste (Hoja Miñimiñi, 2013).

**Flexura Moquella:** La Flexura Moquella corresponde a un pliegue monoclinas antiformal de 4 km de amplitud, de rumbo NNO-SSE, que se genera por la propagación del plegamiento de las capas del basamento. Afecta a las Formaciones Oxaya y El Diablo, y produce un desnivel expuesto de aproximadamente 700 metros (Pinto et al., 2004; Farías et al., 2005). La actividad compresiva en esta flexura se desarrolló entre el Mioceno medio a superior. Se considera que el plegamiento estuvo activo entre los 25 y 8 Ma si se comprueba la edad de las ignimbritas más antiguas de la Formación Latagualla, acotada superiormente por la deformación de la Andesita de Camiña (Lavas de Tana) (Pinto et al., 2004; Farías et al., 2005). Este monoclinas genera un levantamiento de 200 a 300 m entre los 25-17 Ma, y 250 m entre los 17-8 Ma, y 50 m post 8 Ma (Pinto et al., 2004). Por otro lado a los *ca.* 14 Ma se

produjo la deformación de las Formaciones Utayane y Puchuldiza.

En este caso no se observa una falla ciega que sea la responsable del flexuramiento. Este se atribuye más bien a la propagación de un pliegue anticlinal mayor formado en las rocas del basamento cretácico (Hoja Miñimiñi, en prep.).

**Flexura Aroma:** La Flexura Aroma genera aproximadamente 700 metros de alzamiento, y un monoclinal de 1,5 kilómetros de amplitud en la parte más amplia del pliegue, cuyo eje tiene un orientación NS hacia el sur de la Quebrada Aroma a NNO-SSE hacia el norte (en el área de la Carta de Camiña), considerando como punto de inflexión la quebrada Yalañuzco. La reactivación de la falla transcurrente por el terremoto Aroma 24 de julio 2001 muestra que el régimen tectónico actual difiere del que prevalecía durante el Mioceno inferior y medio (contraccional), siendo actualmente de rumbo (Farías et al., 2005).

La falla inversa ciega que controla el desarrollo de esta flexura, habría estado acomodando extensión entre el Sinemuriano y Oxfordiano inferior (Harambour, 1990). Posteriormente habría sido reactivada entre Oligoceno - Neógeno y antes de los 8 Ma, como una falla inversa de vergencia oeste (Farías et al., 2005).

No se ha podido comprobar actividad compresiva posterior a los 6 Ma, sin embargo, algunas estructuras han manifestado actividad superficial, como por ejemplo, la observada durante el denominado terremoto de Aroma del 24 de julio del año 2001 ( $M_w$  6,3), de mecanismo focal de rumbo (Farías et al., 2005; 2007; Legrand et al., 2007). Este sismo habría sido acomodado por una estructura de manteo al Este y rumbo aproximado NS, generando una ruptura de aproximadamente 10 km a una profundidad máxima de 8 km (Legrand et al., 2007) y sus réplicas continuaron por al menos 1 año (Farías, 2003).

De acuerdo a lo anteriores, actualmente, la falla ciega responsable del origen de esta flexura se encuentra activa (evidenciado por la sismicidad actual), y acomoda un movimiento de strike-slip dextral inverso. Dicho movimiento habría estado presente desde el Plioceno en adelante (Farías et al., 2005).

**Flexura Soga:** La Flexura Soga conforma un monoclinal con eje de rumbo NS a NNO a SSE, y alcanza hasta 800 metros de amplitud (Farías et al., 2005), produce un resalto topográfico de al menos 370 metros en su parte más al norte (Hoja de Camiña, en preparación) y de 420 m como máximo (Farías et al., 2005). Se localiza al este de la Flexura Aroma. Al igual que la Flexura Aroma, la Flexura Soga tiene un marcado cambio en el rumbo, ubicado a menos de 2 km de la primera. El rumbo en su sector norte es N°35W, y N10°W, al sur. Al

igual que la Flexura Aroma, desde los 8 Ma en adelante su aporte al alzamiento relativo ha sido escaso (30 m), y actualmente se encuentra inactiva.

El conjunto de las Flexuras Moquella, Aroma y Soga se consideran activas entre los *ca.* 21 y *ca.* 8 Ma (Pinto et al., 2004; Farías et al., 2005), asociada a una fase tectónica compresiva desarrollada entre el Oligoceno-Mioceno (fase “Pehuenche”, e.g., Yrigoyen, 1993; Charrier et al., 2009, 2013) y al aumento de la velocidad de convergencia entre las placas Nazca y Sudamericana (Victor et al., 2004; Farías et al., 2005).

**Flexura Calacala:** La Flexura Calacala tiene una amplitud similar a la de Moquella (4 km). Ha generado un alzamiento de 640 metros desde los 26 Ma, y un rumbo variable que oscila entre N20°W al sur de Guasquiña, y NW-SE hacia el norte.

Acompañando a estas Flexuras se encuentran una serie de estructuras secundarias de mismo rumbo que han sido interpretadas como de acomodación intrapliegues. Éstas, en las crestas de los pliegues, se presentan como fracturas extensivas rellenas con venas de cuarzo. Mientras que en los limbos oeste se presentan fallas inversas de menor tamaño, de vergencia oeste o este, produciendo desniveles menores a 10 metros. La presencia de estructuras de estas características apoya la idea de que las flexuras corresponden al resultado de la propagación de fallas ciegas de vergencia oeste (Farías et al., 2005).

**Falla Quisama:** Falla inversa de alto ángulo (*ca.* 50°E) que aflora entre las Quebradas Camiña y Retamilla (o Paucata), de rumbo NNO-SSE. Afecta a la Formaciones Cerro Empexa y Oxaya, produce un alzamiento de 70 m del bloque oriental sobre el occidental. Cercana a esta estructura se presenta una serie de fallas subsidiarias de escala mesoscópica que afectan a la cobertura oligomiocena. Esta falla genera dos pliegues en la Formación Cerro Empexa, localizados entre las Quebradas Retamilla y Camiña (Carta de Camiña, 2015). En Pinto et al. (2004) se propone esta falla como la continuidad hacia el norte de la Flexura Soga; sin embargo en los trabajos posteriores, la Flexura a sido cartografiada con un rumbo variable, desviada hacia el este a esa latitud (Figura 8.1).

**Flexura Quistagama:** Se encuentra al oeste de la Falla Quisama, afecta a las Formaciones Oxaya y El Diablo. Produce un alzamiento de 120 metros, alcanza *ca.* 500 m de amplitud, y se extiende de manera local, aflorando en la Quebrada Retamilla.

**Falla Cerro de Soga:** Aflora al norte de la Quebrada de Soga, corresponde a una falla inversa de despegue intra-cobertura. Tiene rumbo aproximado NNO-SSE y afecta a las Formaciones Oxaya y El Diablo, produciendo un alzamiento de sus porciones superiores; se presenta

en manteos variables entre 40° y 15° E.

**Abombamiento al norte de Mocha:** Entre las quebradas Tarapacá y Sotoca se presenta un abombamiento, caracterizado por un intenso fracturamiento en sets con estructuras espaciadas cada 2 a 10 m, extendidos en una zona de 6 km de este a oeste, y *ca.* 15 km de norte a sur (Carta Guaviña, en prep.).

**Lineamiento inferido:** Al este del afloramiento más occidental de la Ignimbrita Tambillo, en el sector sur de la Hoja de Guaviña, en contacto con unidades de Formación el Diablo se puede reconocer un lineamiento, que puede ser prolongado perfectamente hacia el norte. Este lineamiento conecta los puntos en los cuales se produce la "bifurcación inversa" de las quebradas que cortan la Formación El Diablo, que en las quebradas de Sotoca y Aroma limitan la zona de ensanchamiento en las quebradas, producido probablemente por un abombamiento que permite generar espacio para que se generen remociones en masa en dichas quebradas.

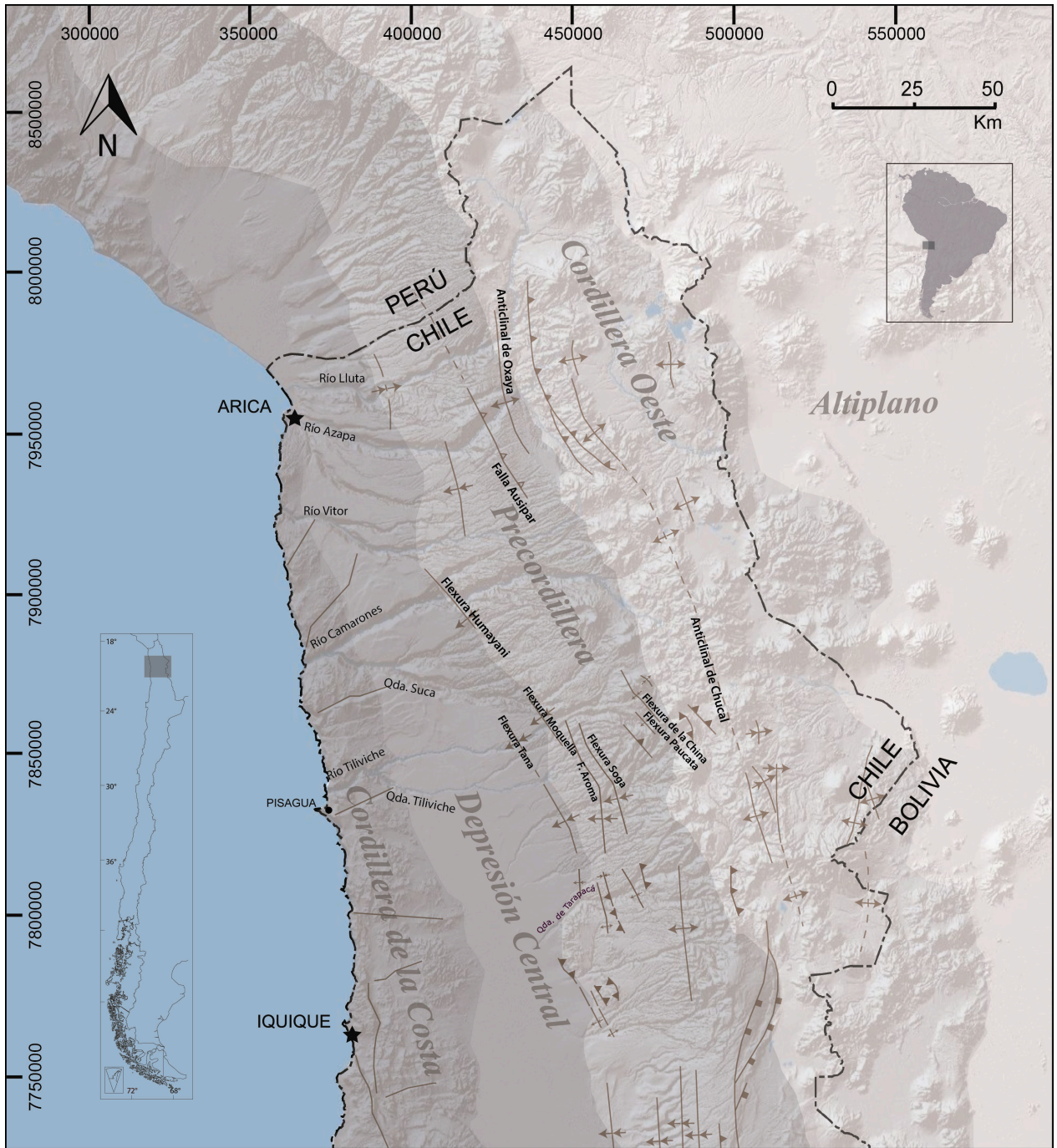


Figura 8.1: Estructuras Precordillera y margen oeste Cordillera Occidental. Extraídas de Hoja Camiña, Hoja Guaviña, Hoja de Arica, y comunicación directa con Marcelo García.



# Capítulo 9

## Metodología

La disponibilidad a escala regional de un grupo de mega remociones en masa bien preservadas permite determinar si es probable que estas hayan tenido un origen sísmico. El trabajo realizado para dilucidar dicha hipótesis se puede separar en tres etapas principales: (1) Identificación y caracterización geomorfológica de las remociones en masa, (2) datación y (3) demostración o refutación de que hubo gatillante sísmico (Jibson, 1996). Por último se hará una revisión a los parámetros no sísmicos que pudieron haber influido en el comportamiento de las laderas.

### **9.1. Identificación de las remociones en masa y caracterización morfométrica**

Durante los años 2012 y 2013 se realizaron catastros de las remociones en masa presentes entre las quebradas de Camarones y Tiliviche (Farías, 2012) y de Tarapacá (Letelier, 2013). Este trabajo viene a complementar la información faltante para el catastro de la Región de Tarapacá mediante el inventario de remociones en masa en la quebrada homónima.

El año 2014 se realizaron dos campañas de terreno durante las cuales fue posible cartografiar y reconocer las características principales de las quebradas de Tarapacá y Ocharaza. A además fue posible obtener una vista panorámica desde la ladera sur frente al poblado de Poroma, y desde la ladera norte frente a Mocha.

Se contrastaron los inventarios de Crosta et al. (2014), con los de Farías (2012) y Letelier

(2013), y se remapearon algunas unidades considerando las diferencias.

Al igual que en Farías (2012) y Letelier (2013) la caracterización morfométrica y espacial de las remociones en masa de la quebrada de Tarapacá fue conducida a través de Sistemas de información geográfica (SIG) sobre la base de un modelo de elevación digital (*Aster Global DEM GDEM*) proporcionado gratuitamente por METI y NASA. De este modo se cartografiaron distribución y tipo, tamaño, ángulo de la pendiente, geología de la roca de caja, PGA, y distancia desde la fuente sísmica; y en específico con respecto al cuerpo de las remociones en masa, su área, *runout* (alcance), ancho, altura, ángulo de viaje y finalmente volumen (Farías, 2012).

Para el establecimiento de las dimensiones de profundidad de los depósitos actuales de las remociones en masa, se realizaron perfiles longitudinales desde el plató sobre el escarpe hasta más allá del dedo del depósito, en la zona en donde ya no se observaba diferencia de pendiente. Dichos perfiles fueron extraídos del DEM y llevados al software Slide para modelar la morfología de la superficie en su parte más sobresaliente y realizar mediciones del largo de la superficie de ruptura, altura, largo de la masa desplazada y profundidad de la masa desplazada.

Para deslizamientos rotacionales, la superficie de ruptura se puede aproximar como una mitad de un elipsoide con semiejes  $D_r$  (profundidad a la superficie de ruptura),  $W_r/2$  (ancho de la superficie de ruptura) y  $L_r/2$  (ancho de la masa desplazada). Por lo tanto, el material desplazado se calcula con la ecuación 9.1 (Cruden y Varnes, 1996):

$$Volumen_{elipsoide} = \frac{4}{6} * \pi * a * b * c = \frac{1}{6} * \pi * D_r * \frac{W_r}{2} * \frac{L_r}{2}; \quad (9.1)$$

Tal que ,

$D_r$  : Profundidad de la superficie de ruptura;

$W_r$  : Ancho de la superficie de ruptura;

$L_r$ : Largo de la superficie de ruptura.

Por otro lado, el movimiento usualmente aumenta el volumen del material desplazado, puesto que este se dilata, por lo que este se puede estimar utilizando las dimensiones post deslizamiento como se expresa en la ecuación 9.2 (Cruden y Varnes, 1996).

$$Volumen_{elipsoide} = \frac{4}{6} * \pi * a * b * c = \frac{1}{6} * \pi * D_d * W_d * L_d; \quad (9.2)$$

Tal que,

$D_d$  : Profundidad de la masa desplazada;

$W_d$  : Ancho de la masa desplazada;

$L_d$ : Largo de la masa desplazada.

Los depósitos de deslizamientos compuestos, traslacionales y avalanchas suelen no ser tan simétricos ni tener la morfología característica tipo *hummocky*. Por lo tanto la metodología para estimar su volumen se adaptó según cada caso particular, siguiendo como idea básica que estos depósitos se asimilan a un elipsoide y utilizando la fórmula dada por la ecuación 9.2.

## 9.2. Caracterización de la sismicidad

Para conocer la relación de la sismicidad local y regional con la distribución y características de las remociones en masa presentes en la región, se deben establecer relaciones entre las posibles fuentes sísmicas, la geología local y los procesos tectónicos. En este sentido se estudia la agitación sísmica asociada tanto a fuentes corticales como de interplaca mediante la estimación del PGA (*Peak Ground Acceleration*) y su relación con la distribución y tamaño de las remociones en masa en torno a las estructuras geológicas presentes. Esto permitirá evaluar la energía sísmica máxima que se podría haber generado en las estructuras locales, y así inferir la responsabilidad de la sismicidad dentro del proceso de generación de remociones en masa en la zona de estudio.

De acuerdo a la ubicación de las remociones en masa y a la geomorfología de la zona de estudio se propone que la fuente sismogénica más probable corresponde a la cortical, la cual provendría de las fallas ciegas que conforman las flexuras que participan en el alzamiento de la Precordillera. Por lo tanto el análisis que se presenta a continuación está orientado a demostrar y lograr respaldar dicha hipótesis; no obstante ésta se contrasta con la relación que se podría dar con otras fuentes sísmicas, para lo cual también se modelará el comportamiento de la sismicidad Interplaca y de Intraplaca de Profundidad Intermedia.

### 9.2.1. Escalas de magnitud sísmica

Una correlación primordial entre el tamaño de un terremoto y los parámetros de la ruptura de falla, corresponde al momento sísmico ( $M_0 = \mu \bar{D}A$  (*dinas/cm<sup>2</sup>*)), donde  $\mu$  es el módulo del cizalle;  $\bar{D}$  es el desplazamiento promedio en torno a la superficie de falla; y  $A$  es el área de la superficie de falla que ha roto.

La magnitud  $M_w$  se determina a partir de  $M_0$ , esta relación se expresa por medio de la ecua-

ción 9.3 (Hanks y Kanamori, 1979).

$$M_w = \frac{2}{3} * \log M_0 - 10,7 \text{ (dinas x cm)} \quad (9.3)$$

Tal que,

$M_w$  : Magnitud de Momento;

$M_0$  : Momento escalar en dynas/cm.

Los instrumentos sísmicos más antiguos usan la medida de magnitud de ondas superficiales  $M_s$ , la cual se sigue empleando en algunas publicaciones (e.g. Ruiz y Saragoni, 2005).  $M_s$  es una medida de la amplitud de las ondas sísmicas en un período específico de tiempo (aproximadamente 18 a 22 segundos), por lo que mide sólo la energía liberada en ese instante de tiempo. Los valores de  $M_s$  son muy estables entre estaciones cercanas, mientras que ocurren variaciones significantes para distancias mayores (relacionadas al azimuth, distancia a la estación, sensibilidad de los instrumentos, y estructura cortical).

Se considera que el momento sísmico  $M_0$  es una medida más exacta del tamaño de un sismo que las escalas tradicionales de magnitudes  $M_s$  (y  $m_b$ ), puesto que corresponde a una medida directa de la energía radiada, más que la respuesta instrumental de los simógrafos (Hanks y Wyss, 1972); y hay una mayor variabilidad entre los valores medidos en  $M_s$  que en  $M_0$  en diferentes estaciones. Por lo tanto  $M_w$  es considerada una medida más confiable de la energía liberada durante un sismo (Hanks y Kanamori, 1979), además esta no se satura para terremotos mayores.

Se han realizado comparaciones entre las distintas medidas de magnitud sísmica. Una de las más antiguas corresponde a la de Kanamori (1983), que para magnitudes entre 6 y 8, los valores de  $M_s$  se aproximan bastante a la curva de  $M$  ( $M = M_w$ ). Mientras otras comparaciones más actuales muestran que no son curvas tan similares (e.g. Zangeneh et al., 2013), en donde se observa que  $M_s$  toma valores inferiores a  $M_w$ , acercándose apenas para el tramo  $M_w \sim 7,5$  a 8 (Figura 9.1).

Por ende, en este trabajo se han considerado de manera indistinta los valores de magnitud  $M_s$  y  $M$ , puesto que para el rango de uso ( $M_w$  6,75 a 7,2) estas tienen comportamientos similares.

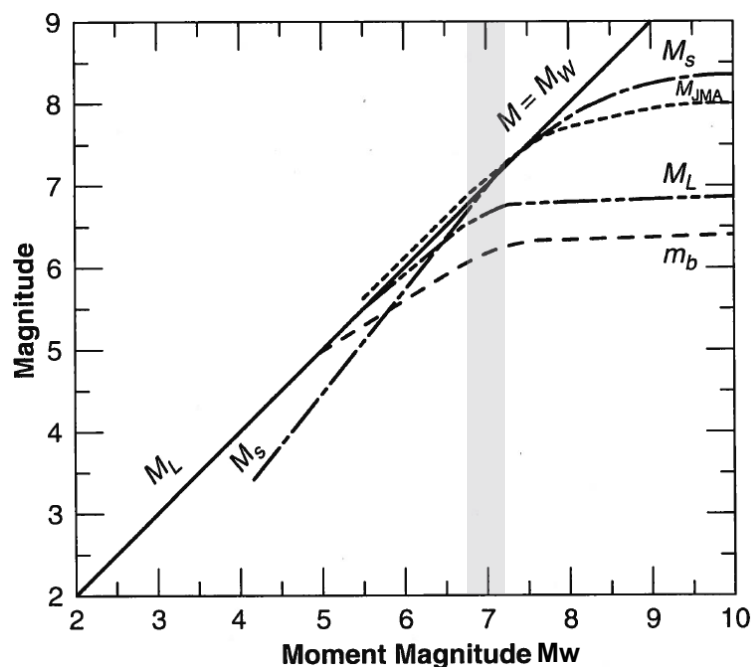


Figura 9.1: Comparación entre distintas escalas de magnitud, Zangeneh et al. (2013), en particular nos interesa conocer el comportamiento de  $M_s$  en relación al de  $M_w$ . Del gráfico se extrae que la curva de  $M_s$  toma valores más bajos a  $M_w$  (para  $M_w < 7,5$ ), pero es similar en el rango 6,75 a 7,25 (que se muestra en gris).

### 9.2.2. Relaciones empíricas para la Magnitud de Momento máxima ( $M_{max}$ ) y el Ancho de Ruptura asociados a cada falla

Se requiere conocer la magnitud para el mayor evento posible ( $M_{max}$ ) que hipotéticamente se podría originar en la zona sismogénica de las fallas ciegas asociadas a cada una de las flexuras que limitan la Depresión Central y la Precordillera en la Región de Tarapacá. Con ello posteriormente se podrá calcular el PGA asociado a cada una de estas flexuras, y así identificar su relación con las remociones en masa presentes en las quebradas.

Wells y Coppersmith (1994) proponen una serie de ecuaciones empíricas que relacionan las características geométricas de una falla (largo, ancho, área y desplazamiento de la zona de ruptura) con su magnitud, basadas en datos de terremotos históricos. En este trabajo se utilizará la correlación entre el largo de la superficie de ruptura de la falla (SRL) con la magnitud ( $M$ , en las ecuaciones); que a su vez se utilizará para estimar el ancho de la zona de ruptura en la dirección del manteo de la falla (RW). Es decir, al obtener la magnitud máxima asociada al largo de la ruptura de falla (ec. 9.4) se podrá calcular el ancho de la zona de ruptura asociada (ec. 9.5).

En dicho trabajo Wells y Coppersmith (1994) encuentran relaciones para cada tipo de falla

por separado (normal, inversa y de rumbo) y una que se ajusta a todos los datos utilizados, es decir para "todos los tipos de fallas". De acuerdo a los autores esta última arroja resultados más confiables cuando se evalúan fallas que no afloran en superficie, por lo que fue elegida para los análisis de este trabajo.

La correlación para el largo de la subsuperficie de ruptura máximo ( $SRL_{max}$ ) proporciona una base para estimar la magnitud máxima ( $M_{max}$ ) de sismos que se originan en fallas ciegas, cuya exposición no se presenta con claridad en superficie. En general, el largo de la ruptura en superficie es del orden de un 75 % del largo en la subsuperficie (Wells y Coppersmith, 1994). Por lo cual para estimar el largo máximo en subsuperficie ( $SRL_{max}$ ), se multiplica el largo medido en superficie (tomado a partir del DEM ya mencionado) \*  $\frac{100}{75}$ .

La ecuación del análisis de regresión de mínimos cuadrados para M (Magnitud de Momento) a lo largo de la subsuperficie de ruptura es la siguiente:

$$M_W = a + b * \log(SRL); \quad (9.4)$$

Donde:  $a(sa) = 5,08(0,10)$ ;  $b(sb) = 1,16(0,07)$ ; SRL: largo de superficie de ruptura (km)

Finalmente el ancho de la ruptura de la falla (medido en la dirección de la pendiente) se obtiene al reemplazar el valor de la magnitud obtenido en la ecuación 9.4 en la ecuación 9.5:

$$\log(RW) = a + b * M_W; \quad (9.5)$$

Donde:  $a(sa) = -1,01(0,10)$ ;  $b(sb) = 0,32(0,02)$ ; RW: ancho de la zona de ruptura (km)

Con, a, b: coeficientes de la regresión lineal, y sa, sb: errores estándar asociados, ajustados para todo tipo de falla (Wells y Coppersmith, 1994).

### 9.2.3. Leyes de atenuación de fuente cortical

El PGA (*Peak Ground Acceleration*) corresponde a la aceleración máxima registrada en un acelerógrafo, esta puede estar dada en sus dos componentes horizontales ( $PGA_h$ ) y/o en la vertical ( $PGA_v$ ); usualmente se utiliza la máxima de sus tres componentes, la cual suele ser horizontal. En ausencia de datos instrumentales se recurre a leyes o ecuaciones de atenuación sísmica que son desarrolladas para características geológicas específicas para de la zona en la cual se construyen. Una ecuación de atenuación corresponde a una expresión semiempírica

que relaciona Magnitud-Distancia-Intensidad Sísmica; es decir, la aceleración, la velocidad, el desplazamiento y la intensidad de los eventos sísmicos en función de la distancia (epicentral o hipocentral) y la magnitud.

En Chile hay una carencia de acelerogramas de terremotos corticales (eg. Leyton et al., 2010), y tampoco existen relaciones de atenuación sísmica de fuente cortical que hayan sido desarrolladas en específico para el Norte de Chile. Por lo tanto en este caso se utilizarán leyes de atenuación importadas de otras regiones, desarrolladas para fuente sísmica cortical en sitios rocosos.

De acuerdo a la Norma Chilena para el diseño sísmico (NCh 433.Of1996, Modificada en 2009) el suelo de la Depresión Central de la Región de Tarapacá está clasificado como un suelo tipo II, lo que quiere decir que éste tiene una velocidad de corte promedio  $V_S \geq 400[m/s]$  en los 10 metros superiores, que es creciente con la profundidad.

Más adelante se presentan las leyes de atenuación utilizadas para conocer el comportamiento de la aceleración en relación a la distancia, tales relaciones están descritas en función de parámetros tales como: la magnitud de cada evento sísmico, el ángulo de manteo de la falla asociada al terreno, el largo y el ancho de la zona de ruptura, y la profundidad del *tip point*. Estas funciones fueron graficadas mediante el programa R, y los detalles de las fórmulas utilizadas se presentan en el Anexo M.

### **Distancia a la fuente sísmica, $r_{rup}$ y $d$**

Antes de presentar las leyes de atenuación empleadas, se deben dar a conocer las medidas que se utilizan en los modelos para estimar la distancia a la fuente sísmica. Dos de las medidas típicamente utilizadas corresponden a (1) La distancia horizontal a la proyección de la superficie de ruptura ( $d$ ), y (2) la distancia oblicua hasta el punto más cercano al plano de ruptura ( $r_{rup}$ ).

Considerando  $x$  como la distancia medida horizontalmente en planta desde la traza del eje de las flexuras, y considerando los supuestos tomados anteriormente para definir la geometría del plano de ruptura ( $\alpha$ : ángulo de manteo de la falla ciega y RW: ancho del plano de ruptura, ver Subsección 9.2.2), se han obtenido las siguientes definiciones para una falla inversa ciega o emergente:

**Distancia a la proyección de la superficie de ruptura,  $d$**  Corresponde a la distancia horizontal a la superficie de proyección de la ruptura, y se considera que  $d=0$  sobre todos los sitios que

se encuentran sobre el área de ruptura. Para conocer la zona donde  $d(x)=0$ , se deben conocer el ancho de la zona de desplazamiento (RW) y el ángulo de manteo de la falla ( $\alpha$ ). Para esta medición no es relevante conocer la profundidad del tip point.

Entonces la distancia  $d(x)$  queda descrita en los tres tramos mostrados en la Figura 9.2 (b) por las funciones para el bloque yacente  $d(x)_{fw}$  (ecuación 9.6) y para el bloque colgante  $d(x)_{hw}$  (ecuación 9.7).

$$d(x)_{fw} = x \quad (9.6)$$

$$d(x)_{hw} = \begin{cases} \text{si } 0 < x \leq RW * \cos\alpha & d = 0 \\ \text{si } x > RW * \cos\alpha & d = x - RW * \cos\alpha \end{cases} \quad (9.7)$$

**Distancia longitud más corta a la superficie de ruptura,  $r_{rup}$**  Es definida como la longitud más corta a la superficie de ruptura. Se dedujeron cuatro funciones posibles, una para el bloque yacente  $r_{rup}(x)_{fw}$  (ecuación 9.8), y tres para el bloque colgante  $r_{rup}(x)_{hw}$  (ecuación 9.9), estos tramos se señalan en la Figura 9.2 (b).

Para el bloque yacente  $r_{rup}(x)_{fw}$  se calcula directamente como la distancia desde el *tip point* hacia el punto de la medición ( $x$ ), por lo que depende de la profundidad a dicho punto (H). En el bloque colgante, la primera condición de la ecuación 9.9, se da en la zona señalada por el triángulo “a” en la Figura 9.2, y corresponde a la distancia más corta desde medida desde el *tip point* hacia la superficie. La segunda condición, corresponde a la distancia medida perpendicularmente desde la zona de ruptura en el plano de falla hacia la superficie ( $x$ ), la cual depende además del ángulo de manteo ( $\alpha$ ), esta corresponde a la segunda condición de la ecuación 9.9. Y la tercera condición en la ecuación 9.9, se señala en la Figura 9.2 por el triángulo “b”, y corresponde a la distancia más corta medida desde el punto más bajo en la zona de ruptura hacia cualquier punto  $x$  en la superficie.

Por lo tanto la distancia  $r_{rup}(x)$  queda descrita por las siguientes funciones:

$$r_{rup}(x)_{fw} = \sqrt{(x^2 + H^2)} \quad (9.8)$$



$$r_{rup}(x)_{hw} = \begin{cases} \text{si } 0 < x \leq H * tg\alpha & r_{rup} = \sqrt{(x^2 + H^2)} \\ \text{si } H * tg\alpha < x \leq \frac{RW}{\cos\alpha} + H * tg\alpha & r_{rup} = H * \cos\alpha + x * \sin\alpha \\ \text{si } x > \frac{RW}{\cos\alpha} + H * tg\alpha & r_{rup} = \sqrt{(x - RW * \cos\alpha)^2 + (H + \sin\alpha)^2} \end{cases} \quad (9.9)$$

El uso de estas ecuaciones y condiciones fueron implementadas en el lenguaje de programación R, disponible en el Anexo M, en asociación a las leyes de atenuación que se explican a continuación.

### Ambraseys y Douglas (2003)

Esta relación de atenuación se basa en datos de 186 lugares del mundo, considerando sismos de magnitud  $M_s$  entre 5,8 a 7,8 y de profundidad  $\leq 20$  km. Se caracteriza por reflejar mejor el comportamiento a distancias cercanas a la fuente sísmica, menor a 15 km.

En esta relación se utiliza la distancia a la proyección de la superficie de ruptura  $d$ , con esto algunas de las diferencias entre el bloque colgante y el yacente quedan modeladas implícitamente, al estimar el movimiento sísmico en las superficies de ambos bloques de una falla, puesto que los sitios del bloque colgante tienen  $d=0$  km, mientras que para los del bloque yacente  $d > 0$  km (Ambramson y Somerville, 1996).

La ecuación general corresponde a:

$$\text{Log}(y) = b_1 + b_2 M_s + b_3 d + b_A S_A + b_S S_S \quad (9.10)$$

Donde los valores de las constantes de la ecuación 9.10 para PGA son:  $b_1 = -0,659$ ,  $b_2 = 0,202$ ,  $b_3 = -0,0238$ ,  $b_A = 0,020$  y  $b_S = 0,029$ .  $M_s$  es la magnitud superficial,  $d$  es la distancia a la proyección en superficie del plano de ruptura en km (Figura 9.2a),  $S_A$  y  $S_S$  toman valores de 0 y 1 dependiendo del material del terreno, siendo 1 para suelo blando, y 0 para cualquier otro tipo (por lo que se toma 0 para roca).

De este modo la ecuación general de atenuación para la aceleración horizontal y vertical quedan dadas por las siguientes ecuaciones (en  $\frac{m}{s^2}$ ):

$$\text{Log}(a_h) = -0,659 + 0,202 * M_s - 0,0238 * d \quad (9.11)$$

$$\text{Log}(a_v) = -0,959 + 0,226 * M_s - 0,0312 * d \quad (9.12)$$

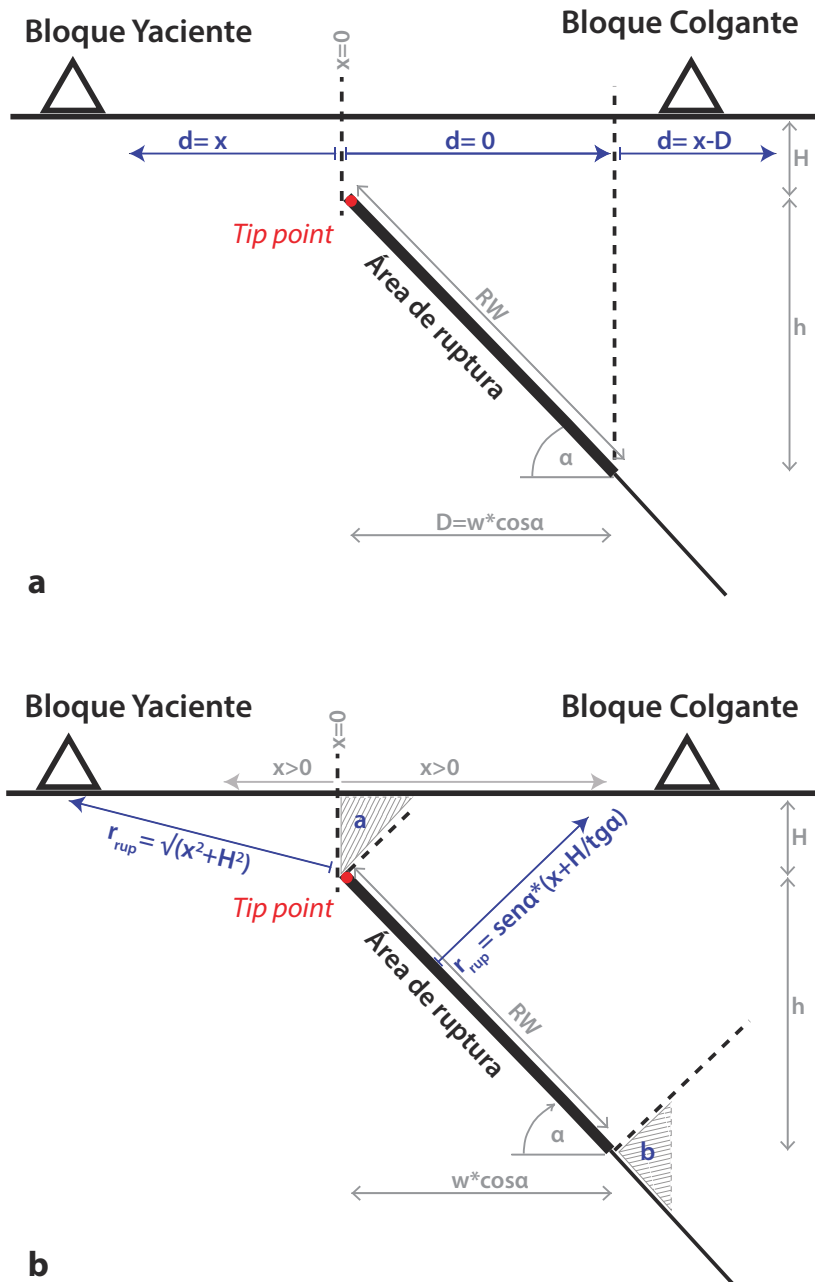


Figura 9.2: **(a)** Distancia a la proyección de la zona de ruptura  $d$ .  $x=0$  representa el límite entre el bloque colgante y el bloque yacente,  $RW$  el ancho de la ruptura en la dirección del manteo,  $\alpha$  el ángulo de manteo de la falla y  $D = RW * \cos(\alpha)$ . **(b)** Distancia más corta a la superficie de ruptura  $r_{rup}$ .  $RW$  es el ancho de la ruptura, es decir la distancia medida en la dirección del manteo de la falla, y  $\alpha$  el ángulo de manteo de la falla. Los triángulos “a” y “b” señalan: la distancia desde el *tip point*, y desde el punto más bajo en la zona de ruptura, hacia cualquier punto  $x$  en la superficie asociada, respectivamente

Se ajustan las ecuaciones 9.11 y 9.12 para obtener una expresión en términos de "g". Se ingresa la magnitud de momento, considerando que  $M_s = M_w$  para  $M_w$  entre 6,75 a 7,5. Finalmente la ley de atenuación dada por Ambraseys y Douglas (2003) para aceleraciones horizontales (en g) es:

$$\text{Log}(PGA_h) = \frac{10^{-0,659+0,202*M_w-0,0238*d}}{10} \quad (9.13)$$

Similarmente, utilizando los coeficientes para la ecuación general de atenuación vertical queda dada por:

$$\text{Log}(PGA_v) = \frac{10^{-0,959+0,226*M-d*0,0312}}{10} \quad (9.14)$$

El modo en que se calculan las distancias a la superficie de ruptura se muestra en la Figura 9.2a, donde  $x = 0$  representa el límite entre el bloque colgante y el bloque yacente,  $RW$  el largo de la ruptura en la dirección del manteo, y  $\alpha$  el ángulo de manteo de la falla. Por lo tanto se obtienen tres tramos en donde la distancia  $d$  debe ser calculada de manera distinta. En el bloque yacente es sólo un tramo, cuyo valor corresponde a  $d = x$ . Luego, en el bloque colgante, hay un tramo que depende de  $RW$ : " $D = RW * \cos(\alpha)$ " en el cual se cumple que  $d = 0$ , ya que se encuentra por completo sobre la zona de ruptura. Finalmente el último tramo corresponde a  $d = x - D$ , que es la distancia medida hacia fuera de la proyección de la zona de ruptura. En este caso, como se mide la distancia a la proyección, los valores son independientes de la profundidad del *tip point*.

### **Sadigh et al. (1997)**

Las relaciones de atenuación de aceleraciones espectrales de respuesta horizontal presentadas en por Sadigh et al. (1997), se basan en datos recolectados para sismos de fuente cortical ocurridos en California de Magnitud de Momento ( $M$  o  $M_w$ ) entre 4 y 8, ubicados a distancias menores a 100 km. Utiliza la distancia más corta a la zona de ruptura  $R_{rup}$  (en km) (Figura 9.2b). La ecuación general de PGA (g) se define como:

$$\text{Ln}(y) = 1,2 * (C_1 + C_2M + C_4 \ln(r_{rup} + \exp(C_5 + C_6M))) \quad (9.15)$$

Reemplazando los valores de los coeficientes  $C_i$  dados en Sadigh et al. (1997), para sismos de Magnitud de Momento  $M > 6,5$  en fallas inversas de sitios rocosos, la ecuación general queda:

$$\text{Ln}(PGA) = 1,2 * (-1,274 + 1,1 * M - 2,1 * \ln(r_{rup} + \exp(-0,48451 + 0,524 * M))) \quad (9.16)$$

## Idriss (2008)

Los autores se basaron en 3179 registros de movimientos sísmicos, provenientes de 114 sismos corticales someros ocurridos en distintos países. Al igual que en el caso anterior (Sadigh et al., 1997), se utiliza la distancia más corta a la zona de ruptura  $R_{rup}$  (en km). Esta ecuación de atenuación del PGA se comporta bien para un rango de distancia entre 0 y 200 km. La ecuación general corresponde a:

$$\ln[\text{PGA}] = \alpha_1 + \alpha_2 M - [\beta_1 + \beta_2 M] \ln(r_{rup} + 10) + \gamma r_{rup} + \varphi F \quad (9.17)$$

Donde,  $M$  es la magnitud de momento ( $M = M_w$ );  $\varphi$  un factor de ajuste de la distancia;  $\gamma$  factor relacionado al mecanismo de origen o estilo de falla;  $F$  depende del mecanismo de la fuente (0 de rumbo, 1 inversa),  $\alpha_i$  son constantes obtenidas en el proceso de regresión.

Tomando  $F=1$  para fallas inversas, considerando el rango de Magnitud de momento  $M$  entre 5 a  $8\frac{1}{2}$ , y utilizando los coeficientes para sitios con velocidad de onda en superficie de  $450[m/s] \leq V_{S30} \leq 900[m/seg]$  (puesto que la velocidad de corte promedio  $V_s \geq 400[m/s]$  en los 10 metros superiores, y que es creciente con la profundidad), la ley de atenuación del PGA (en g) en el rango de magnitud deseado ( $6\frac{3}{4} \leq M \leq 8\frac{1}{2}$ ), queda dada por:

$$\ln(\text{PGA}) = 5,6315 - 0,4104M - (2,9832 - 0,2339M) \ln(r_{rup} + 10) + 0,00047 * r_{rup} + 0,12 \quad (9.18)$$

### 9.2.4. Ley de atenuación de fuentes de Interplaca e Interplaca Oceánica; Ruiz y Saragoni (2005)

Con datos de aceleraciones obtenidas en sismos ocurridos en la zona de subducción de Interplaca tipo *Thrust* e Intraplaca de Profundidad Intermedia registrados en Chile, Ruiz y Saragoni (2005) calculan relaciones de atenuación de aceleraciones horizontales máximas. Para los del primer tipo proponen la ecuación 9.19 en un medio de roca dura con  $V_{S30} \geq 1500m/s$ , y 9.20 para un medio de roca y o suelo con  $360 \leq V_{S30} \leq 1500m/s$ . Mientras que para sismos de Interplaca de Profundidad Intermedia proponen la ecuación 9.21 para un medio de roca o suelo (con velocidad de corte  $360 \leq V_{S30} \leq 1500m/s$ ).

La distancia que se utiliza en estas ecuaciones corresponde a la hipocentral, puesto que la distancia más corta a la falla no resultó representativa al no explicar las aceleraciones más altas registradas al interior del continente y lejanas al área de ruptura. Además estas fórmulas se definieron para condiciones de diseño una distancia hipocentral de 40 [km] para los terremotos

interplaca tipo thrust, y de 60 [km] para terremotos de interplaca de profundidad intermedia (Ruiz y Saragoni, 2005).

$$a_H = 4e^{1,3M}/(R + 30)^{1,43} \text{ cm/seg}^2 \text{ para } V_{S30} \geq 1500 \text{ m/s, interplaca} \quad (9.19)$$

$$a_H = 2e^{1,28M}/(R + 30)^{1,09} \text{ cm/seg}^2 \text{ para } 360 \leq V_{S30} \leq 1500 \text{ m/s, interplaca} \quad (9.20)$$

$$a_H = 3840e^{1,2M}/(R + 80)^{2,16} \text{ cm/seg}^2 \text{ para } 360 \leq V_{S30} \leq 1500 \text{ m/s interp. prof. intermedia} \quad (9.21)$$

Donde M es la magnitud  $M_s$ , y R corresponde a la distancia hipocentral más cercana a la aspe-  
reza expresada en [km].

Para transformar  $M_w$  a  $M_s$  se utiliza la ecuación 9.22 (Leyton et al., 2009):

$$M_s = 1,27 * M_w - 1,197 \quad (9.22)$$

Aunque, considerando los datos obtenidos del terremoto de Tarapacá (2005), propusieron una nueva ecuación preliminar en el mismo trabajo para la Atenuación de Aceleraciones Máxi-  
mas Horizontales y Verticales para sismos de profundidad intermedia.

$$a_H = \frac{565898e^{1,29*M}}{(R + 80)^{3,24}} \text{ cm/seg}^2 \quad (9.23)$$

En este trabajo se utiliza la

### 9.3. Determinación de la edad de las mega remociones en masa

Para delimitar la edad de ocurrencia de las mega remociones en masa, es necesario observar las relaciones geológicas y geomorfológicas que estas tienen con el entorno. Algunas correlaciones establecidas fueron: (1) observación de las unidades estratigráficas involucradas en las remociones en masa, con lo cual es posible atribuir el límite superior, y si en algunos casos, el inferior, para su edad; (2) observación de redes de drenaje: conocer la edad de incisión de las redes de drenaje y la disposición que las remociones en masa tienen en los cauces ayuda a acotar con más seguridad la edad mínima de las remociones en masa; (3) edad de las estructuras geológicas: si se quiere establecer una correlación con la sismicidad cortical, se debe citar el período durante el cual estas se ha reconocido activas. Por último, si es posible datar mediante

algún método absoluto: como por ejemplo, radiocarbón, isótopos cosmogénicos, o OSL, con el cual se pueda obtener la edad de algún evento particular.

Cercano a la localidad de Camiña, llama la atención un gran depósito de avalancha de roca, el cual remonta hacia la ladera opuesta y visiblemente generó represamiento del río durante el pasado, el cual ya se encuentra restablecido. Esto ha propiciado la acumulación de sedimentos lacustres posibles de datar (RM: Ca8 en este trabajo, I.4, en Anexo I). En Octubre del año 2012, fueron realizados dos pozos de sondajes, S1 y S2 en tales secuencias sedimentarias (descripción realizada por el IDIEM, Anexo P). Con estos se pudo conocer la granulometría del relleno, el nivel freático actual (a 14,5 m) y además se encontraron cuatro capas de limos con materia orgánica y material carbonoso que fueron enviados a datación.

# Capítulo 10

## Remociones en masa del piedemonte andino de la Región de Tarapacá

### 10.1. Inventario de remociones en masa

La fisiografía presente en el margen oriental de la Depresión Central y el occidente de la Precordillera entre los 19 y 20° de latitud Sur se caracteriza por presentar una alta densidad de remociones en masa de gran volumen (Figura 10.1). En general, sus depósitos se encuentran bien delimitados y preservados, por lo que las superficies que conforman la zona de despliegue de cada remoción (plano de ruptura y su escarpes) se reconocen casi intactos en las laderas. Comúnmente, se conserva bastante bien la disposición original de las unidades afectadas, excepto hacia la zona del pie de las remociones en masa, en donde se forman bultos y depósitos removidos de disposición caótica.

Se preparó un inventario (escala 1:50.000) de remociones en masa en un área rectangular de  $\sim 12.000 \text{ km}^2$  constituido por 284 mega remociones en masa cuyos depósitos cubren un 6,74% ( $\sim 809 \text{ km}^2 / 12.000 \text{ km}^2$ ) de ésta área. Las mega remociones en masa integran en total un volumen de  $\sim 85.284 * 10^6 \text{ m}^3$ . Los detalles de cada parámetro morfométrico se presentan en el Anexo J.

Las unidades cartografiadas se clasificaron en deslizamientos rotacionales (187), compuestos (28) y traslacionales (33), y en avalanchas (36) de acuerdo a sus características geomorfológicas y geométricas.

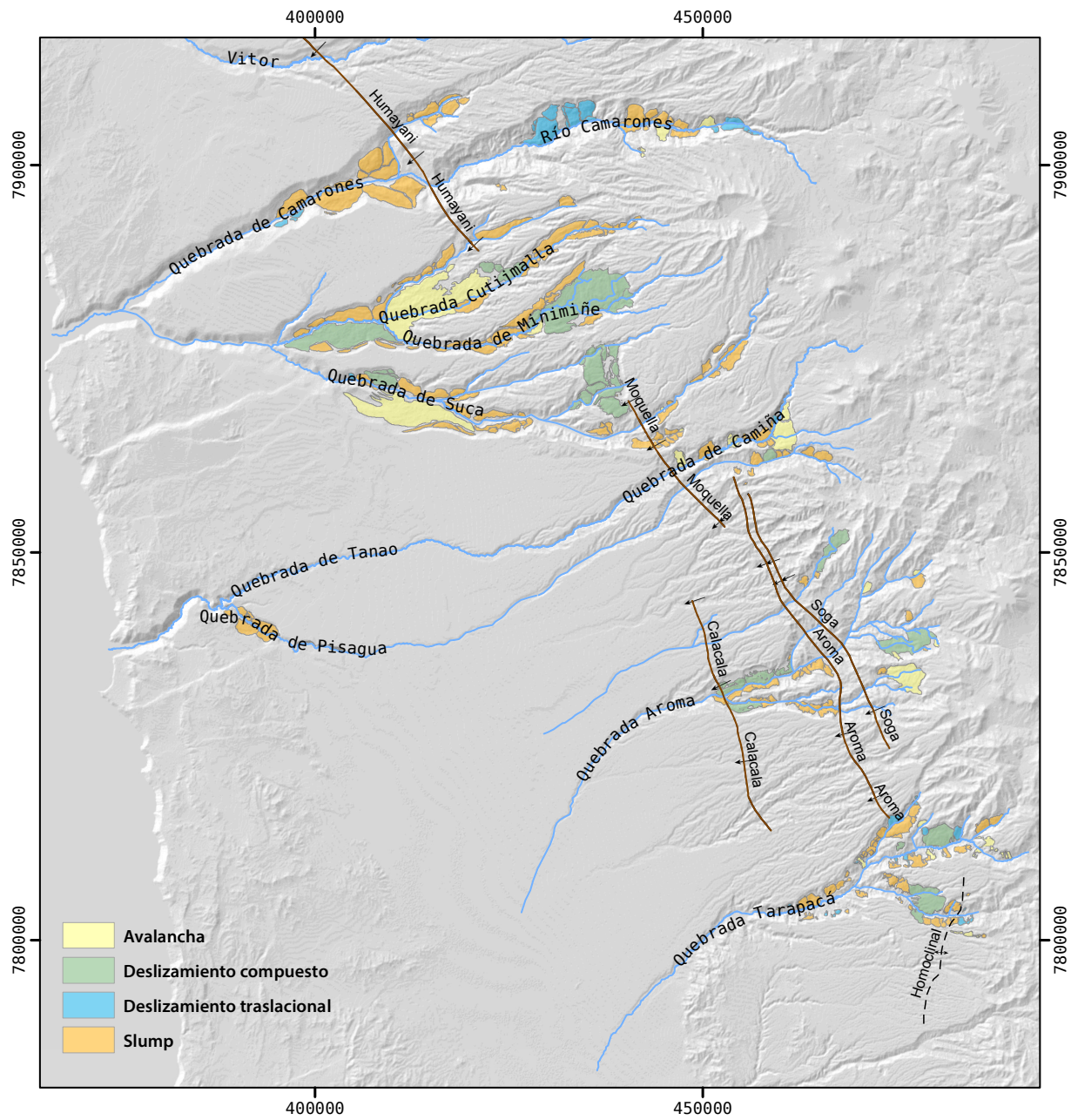


Figura 10.1: Remociones en masa presente en el margen oriental de la Depresión Central y el occidente de la Precordillera entre los 19 y 20° de latitud Sur. Se muestran las remociones en masa clasificadas por tipo.



De las 284 remociones en masa, 141 depósitos tienen un área mayor a 1  $km^2$ , 116 entre 1 y 10  $km^2$  y 15 de ellas tienen un área superior a 10  $km^2$ , los restantes tienen un área entre 0,1 y 1  $km^2$  (Tabla 10.1).

Tabla 10.1: Distribución remociones en masa por tamaño, según su tipo. Se muestra el total de remociones por tramo.

Área [ $km^2$ ]	Avalancha	Deslizamiento compuesto	Deslizamiento traslacional	Deslizamiento rotacional	Total
0 - 0,1	3	0	2	7	12
0,1 - 1	24	4	19	94	141
1 - 10	6	18	11	81	116
10 - 100	3	6	1	5	15

Las remociones en masa de mayor tamaño se encuentran en la zona norte del área de estudio en las hoyas de Suca y Camarones. El tamaño y volumen de las remociones en masa circunscritas a cada hoyo hidrográfica de la zona de estudio se resume en la Tabla 10.2.

Tabla 10.2: Resumen parámetros Morfométricos de toda el área de estudio. Se muestra el área y volumen total dispuesto en cada quebrada principal y sus afluentes. Se separan las cantidades dispuestas en la parte oriental (Retamilla) y occidental (Tiliviche) de la quebrada de Pisagua.

Afluente	Área Total [ $km^2$ ]	Volumen Total [ $10^6 m^3$ ]
<b>Camarones</b>	126,2	18.238,6
<b>Miñimiñi</b>	242,1	33.564,0
<b>Suca</b>	209,2	10.363,9
<b>Camiña</b>	24,3	1.833,5
<b>Retamilla</b>	10,7	899,0
<b>Tiliviche</b>	12,3	428,3
<b>Aroma</b>	92,9	10.659,2
<b>Tarapacá</b>	91,2	9.310,2

## 10.2. Distribución y geomorfología de las remociones en masa

Como se mencionó anteriormente en la Subsección 8.2 los trabajos más detallados realizados previamente en la zona de estudio corresponden a los de Farías (2012) y Letelier (2013). A

continuación se presenta lo más importante descrito para las quebradas incorporadas en ambos trabajos (Figuras 10.2 y 10.9 más adelante). Posteriormente se describen las remociones en masa de la quebrada de Tarapacá y sus afluentes. La nomenclatura que había sido asignada previamente en ambos trabajos fue modificada para homogeneizar todos los nombres bajo un mismo estilo (Anexo I).

### **Quebrada de Camarones** (Farías, 2012)

La topografía de esta zona se encuentra afectada por las Flexura de Humayani (de vergencia oeste). Las redes de drenaje se componen por la Quebrada de Camarones y una pequeña afluente, Humayani (Figura 10.2). El origen de la incisión de la Quebrada Camarones se encuentra al oriente del volcán Mamuta, en el límite con las lavas del Mioceno superior (11-5 Ma), en donde se bifurca en dos ríos más jóvenes que no contienen remociones en masa en su lecho. El mapa de las remociones en masa de esta quebrada y sus afluentes, y su nomenclatura se presenta en la Figura I.1 del Anexo I.

Las remociones en masa de esta zona se concentran en tres tramos: (1) en la quebrada Humayani; (2) en la zona occidental de la quebrada Camarones, desde el eje de la flexura hacia el oeste; y (3) en la zona alta de la quebrada Camarones desde el oriente de lo que pareciera ser una pequeña flexura (ver discusión).

En el tramo occidental de la Flexura Humayani (2) se producen los mayores deslizamientos (rotacionales) de la quebrada, los cuales amplían el ancho del lecho. Además aquí fueron identificados algunos depósitos de yeso, y una capa de arcillas en la base (actual, ie. podría ser más profundo) de uno de los depósitos (Cm49, Figura I.1 en Anexo I) bajo las areniscas rojas de la Fm Oxaya. La morfología de algunos de estos depósitos se puede observar en la Figura 10.3.

En el tramo más oriental de la quebrada Camarones (3) se concentra la mayor cantidad de deslizamientos traslacionales de toda el área de estudio, los cuales hacia la zona más oriental del cauce se mantienen adosados a las partes medias a altas de las laderas. Por medio de detección remota, se reconoce que el desplazamiento de algunos depósitos (Cm38: avalancha y Cm48: deslizamiento rotacional, con algunas características de avalancha) es tal que logran alcanzar el flanco opuesto de la quebrada, presentando todavía el pie montado sobre la ladera opuesta; generando gran deformación en los depósitos de estas remociones debido a la presión del evento. Aguas arriba del depósito más occidental hubo represamiento del río, que posteriormente logra erosionar la avalancha y reconstituir su cauce. Se observa (relaciones de contacto y rugosidad) que ambos depósitos (Cm38 y Cm48) son mucho más jóvenes que las remociones

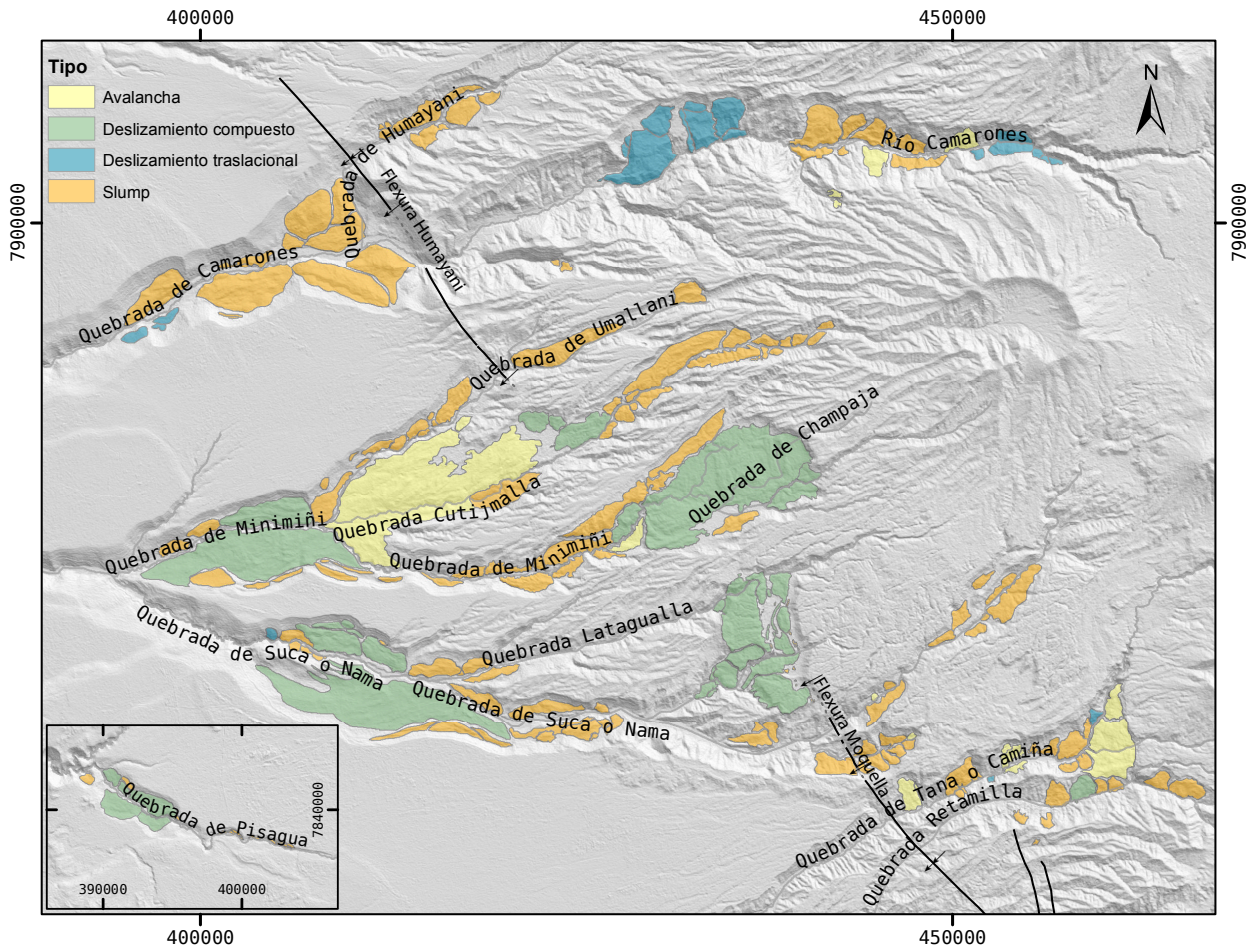


Figura 10.2: Mega Remociones en Masa desde Camarones a Tiliviche. Modificado de Farías (2012). La imagen general y el recuadro mostrando las RM de Tiliviche (o Pisagua) se encuentran a la misma escala.

en masa que se encuentran hacia el oriente de ellas (Figura I.1, Anexo I).

### **Quebrada de Suca y Miñimiñi** (Farías, 2012)

Abarca los deslizamientos de las quebradas tributarias de la quebrada Suca y Miñimiñi: Umallani, Cutijmalla, Latagualla y Conigua. Las principales estructuras que afectan esta zona, corresponden a la Flexura Humayani por el norte y la Flexura Moquilla por el sur (Figura 10.2). No se presenta una deformación clara asociada a la transición de una falla a otra; sin embargo, los escarpes de las remociones en masa más importantes de la zona de estudio se proyectan hacia el norte de la Flexura Moquilla, con orientación NNW. Además hacia el este de tales escarpes se presentan lineamientos NS y secuencias de abombamientos y graben de rumbo NS. El mapa de las remociones en masa de esta quebrada y sus afluentes, junto a los nombres asignados para las remociones en masa se presenta en la Figura I.2 y Figura I.3 del Anexo I.

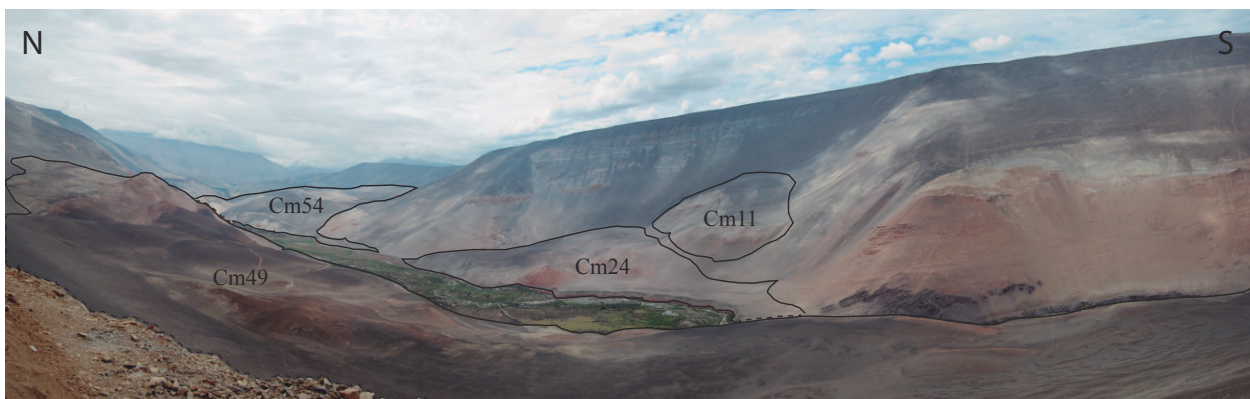


Figura 10.3: Remociones en masa del sector oeste de la quebrada Camarones. Nomenclatura en el Anexo I

Los rasgos morfológicos más interesantes de este sector, corresponden a los mega deslizamientos compuestos Latagualla y Miñimiñi (Mi74 y S115, respectivamente). Estas remociones en masa, fueron descritas por primera vez por Pinto (1999), quien detalla el mecanismo de deformación y estructuras internas de ambos, y además realiza un perfil que atraviesa la zona de despegue y depósito del deslizamiento Latagualla (Figura 10.4). A pesar de su gran tamaño y *runout* (alcance), presentan poca deformación interna y en gran parte de ellos se conserva la estratificación primaria de las rocas. La diferencia de altura hacia sus escarpes es de a. 300 a 350 metros. Estos mega deslizamientos compuestos se habrían generado a partir de fracturas de extensión que se formaban en el sector oriental de la Pampa Nama, que estaban favorecidas por la deformación tectónica regional (Pinto, 1999). La superficie de ruptura de estos deslizamientos es relativamente plana, y se desarrolló en una superficie arcillosa del techo de una formación sedimentaria de la Formación Latagualla, bajo la Ignimbrita de Tarapacá (Pinto et al., 2004; Pinto et al., 2008). Hacia la zona frontal estos deslizamientos compuestos tienden a evolucionar como avalanchas.

En la zona más occidental de los lechos principales de Miñimiñi y Suca, antes de su confluencia, se genera una zona de gran amplitud en ambos valles, las cuales se caracterizan por poseer una gran cantidad de deslizamientos compuestos, provenientes tanto en la ladera norte como en la sur, que recubren por completo el lecho en ambos casos. Estos deslizamientos se presentan reactivados, con escarpes secundarios progresivos y regresivos, además presentan gran deformación interna, y retrabajo erosivo. Los depósitos de este tipo de mayor tamaño son Mi73, Mi75 (Figura I.2, Anexo I), S113, S11 y S117 (Figuras 10.6 y I.3, Anexo I). Fueron clasificados como deslizamiento compuesto, debido a que la forma de sus escarpes y cabeceras mantienen similitudes morfológicas similares a los deslizamientos rotacionales, sin embargo su gran desplazamiento horizontal, deformación interna, y desarrollo de escarpes secundarios,

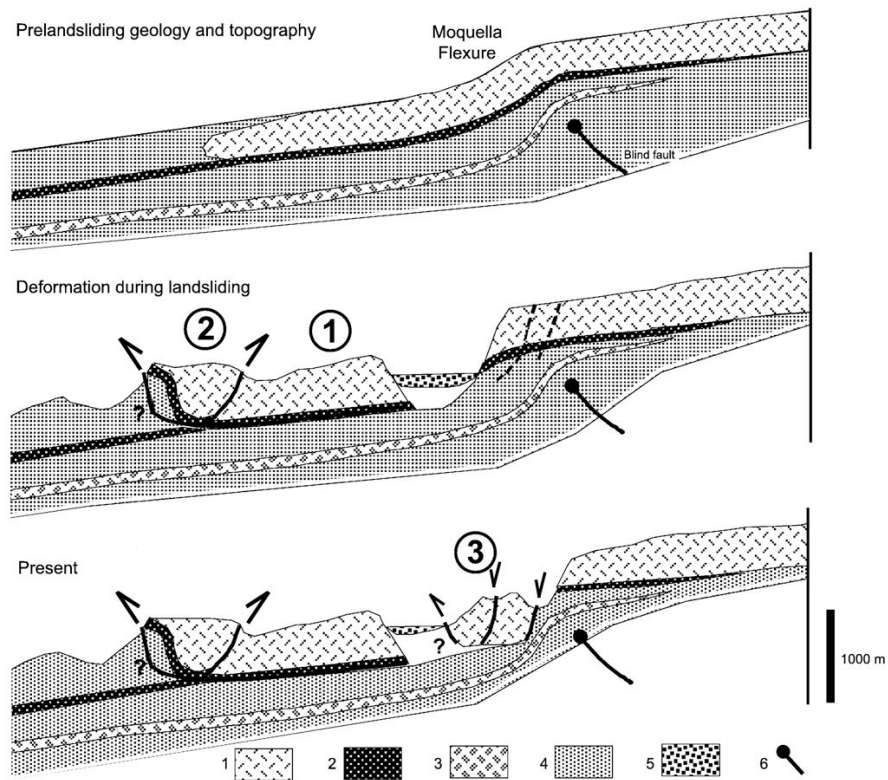


Figura 10.4: Tres etapas de emplazamiento del deslizamiento Latagualla. Extraído de Pinto et al., 2008. 1- Ignimbrita Nama (16,2  $pm0,7$  Ma); 2- Ignimbrita de Tarapacá (16,3  $pm0,6$  Ma), ambas correlacionadas con la Fm. El Diablo en la Hoja Miñimiñi (García et al., 2013); 3- Ignimbrita Suca (21,7+/-0,6 Ma), llamada Ignimbrita Oxaya en la Hoja Miñimiñi (García et al., 2013); 4- Sedimentos de Fm. Latagualla; 5-Depósitos cuaternarios; 6- Falla ciega asociada a la Flexura Moquella. El deslizamiento de Latagualla se genera sobre la Ignimbrita Tarapacá, y en su parte frontal se desarrolla un pliegue de presión (Pinto, 1999). Los depósitos de piedemonte están acotados entre 25 y 8-9 Ma.

son indicativos de deslizamientos compuestos.

El resto de las remociones en masa, que se extienden hasta las cabeceras de las quebradas Umallani, Miñimiñi, Suca y Cunigua, corresponden a deslizamientos rotacionales que se disponen en el fondo de los lechos asociados a las laderas a las cuales se circunscriben. Hacia los sectores más altos de las Quebradas Ullumani, Cutijmaya y Suca, se desarrollaron una serie de deslizamientos confinados, que suelen ser de menor tamaño, y permanecen contiguos a las laderas de las quebradas.



Figura 10.5: Fotografía N-S tomada hacia el este desde la ruta A-375. Al fondo se distingue el escarpe principal del deslizamiento Miñimiñi (Mi74). El suelo se presenta como una planicie con depósitos aluviales. Nomenclatura en Figura I.2, Anexo I.

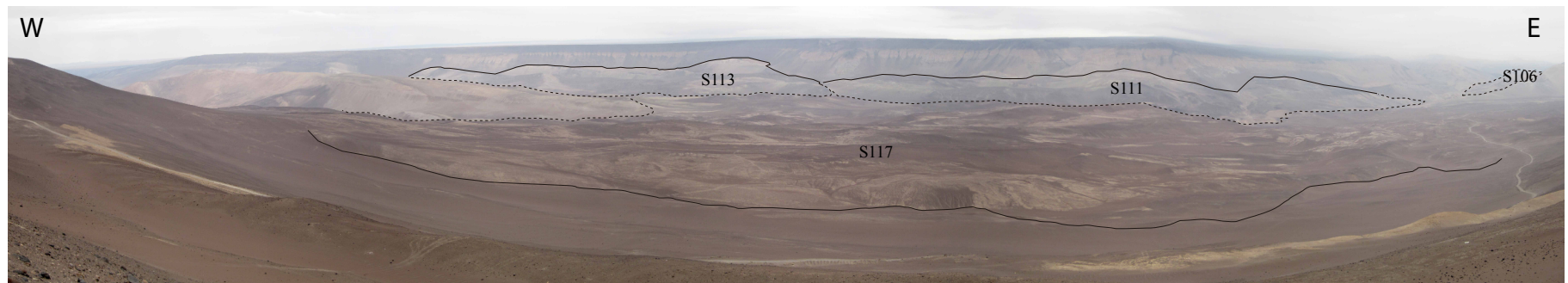


Figura 10.6: Deslizamientos disgregados del sector occidental de la quebrada Suca. Nomenclatura en Figura I.3, Anexo I.

### **Quebrada Camiña y Retamilla** (Farías, 2012)

Las quebradas Camiña y Retamilla son de gran incisión y sus cabeceras se forman en el límite occidental de las andesitas miocenas superior del Volcán Tolompa. Río arriba estas quebradas poseen un cauce más joven, poco labrado en donde no hay desarrollo de remociones en masa. La estructura principal de esta zona corresponde a la Flexura de Moquella, además se presentan algunos pequeños pliegues locales y una falla inversa de vergencia oeste llamada Falla Quisama. El mapa de las remociones en masa de esta quebrada y sus afluentes, junto a los nombres de las remociones en masa se presenta en la Figura I.4 del Anexo I.

Las remociones en masa se distribuyen desde el sector oriental del eje de la Flexura de Moquella (es decir, en el bloque colgante) hasta las cabeceras de las quebradas (en el tope con la Formación Icanche, secuencia de andesitas y tobas dacíticas silicificadas). En particular en la quebrada de Retamilla las remociones en masa comienzan desde de un pliegue sinclinal de carácter local (que podría corresponder al flanco oriental de la Flexura de Aroma).

La mayoría de las remociones en masa corresponden a deslizamientos rotacionales de tamaño promedio, que se circunscriben a lo largo de las laderas norte y sur de ambas quebradas. Destacan dos importantes avalanchas. La primera (Ca12, Figura 10.7), llama la atención por su tamaño (ca.  $12\text{km}^2$ ), y por ser de las pocas (pero enormes) remociones en masa cuyo movimiento se produce hacia el oeste proviniendo de importantes escarpes en el sector oriental. Corresponde a una avalancha múltiple, puesto que se encuentra poco preservada su estructura sedimentaria original, y múltiple porque presenta varios escarpes secundarios formando escalones dentro del mismo depósito principal. El techo de la unidad que corta su escarpe principal, corresponde a la unidad andesítica de edad miocena superior proveniente del Volcán Mamuta que colinda con el sector oriental de esta quebrada. En terreno se observa una alta brechización y abundante formación de material fino. Hay una segunda avalancha en la quebrada (Ca8 Figura I.4, AnexoI) es importante dentro de la historia erosiva del lecho del río, puesto que provocó un represamiento y la por tanto la decantación de sedimentos lacustres de modo discordante sobre el depósito de remoción en masa. Posteriormente el río comenzó a equilibrar esta diferencia erosiva y se abrió paso erosionando este mismo depósito.

### **Quebrada Tiliviche** (Farías, 2012)

En la quebrada de Tiliviche se presentan deslizamientos compuestos múltiples que ocupan la totalidad del ancho del valle. En general son deslizamientos compuestos progresivos alargados en dirección NNW: presentan erosión en superficie por pequeñas redes de drenaje que fue

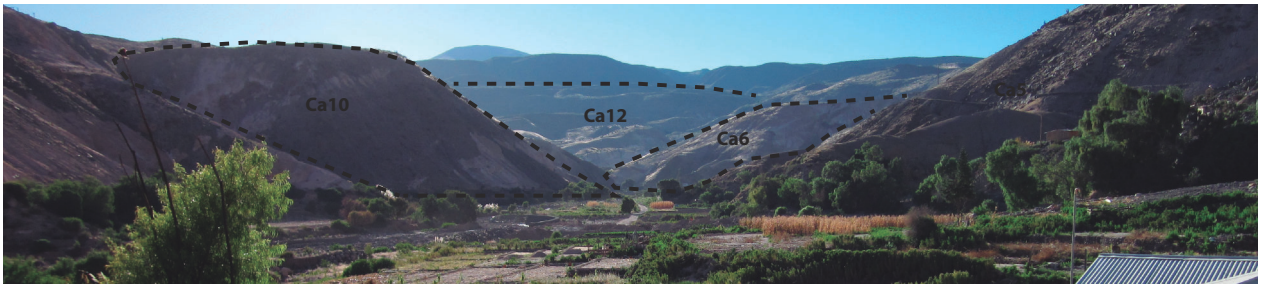


Figura 10.7: Depósitos de remoción en masa del sector oriental de la quebrada de Camiña. Al fondo se reconoce la avalancha Ca12. En primer plano en la ladera sur (derecha), se observa un slump Ca6. La fotografía fue tomada desde el poblado de Chapiquita (a. 5,8 km del escarpe principal de Ca12). Nomenclatura para las remociones en masa en la Figura I.4, Anexo I.

posible apreciar en terreno. En la Figura 10.2 se observa la traza de un lineamiento de rumbo NEE, el cual podría guardar una relación con la formación de los deslizamientos de esta quebrada. El mapa de las remociones en masa de esta quebrada y su nomenclatura se presenta en la Figura I.5 del Anexo I.

Hacia el sur de los deslizamientos anteriores hay una serie de slumps de menor tamaño que se desplazan desde la ladera norte hacia el lecho del río. Las remociones en masa de la quebrada de Tiliviche no fueron clasificadas como mega remociones en masa, puesto que no alcanzan  $10^6 m^3$  y sólo cuatro de ellas son de área mayor a  $1 km^2$ .



Figura 10.8: Remociones en masa quebrada Tiliviche, panorámica tomada hacia el norte desde ladera sur. Nomenclatura en Figura I.5, Anexo I.

### **Quebrada Soga y Aroma** (Letelier, 2013)

Las remociones en masa presentes en las quebradas Aroma y Soga y sus afluentes, han sido descritas previamente por Farías (2003) y Letelier (2013). Las remociones en masa de estas quebradas pueden ser separadas en tres zonas: (1) la mayor cantidad de remociones en masa de esta zona se acumula en las quebradas Aroma y Guaccasiña, entre los ejes de las Flexura Aroma



en el oriente, y el de la Flexura Soga al occidente; (2) en las cabeceras de las quebradas de Sotoca, Chava, Chismisa y Aroma, en el sector oriental de la Flexura de Soga (es decir, en el bloque colgante); (3) las que se encuentran en la parte más alta de la quebrada Soga (Figura 10.9). El mapa de las remociones en masa de esta zona y su nomenclatura se presenta en la Figura I.6 del Anexo I.

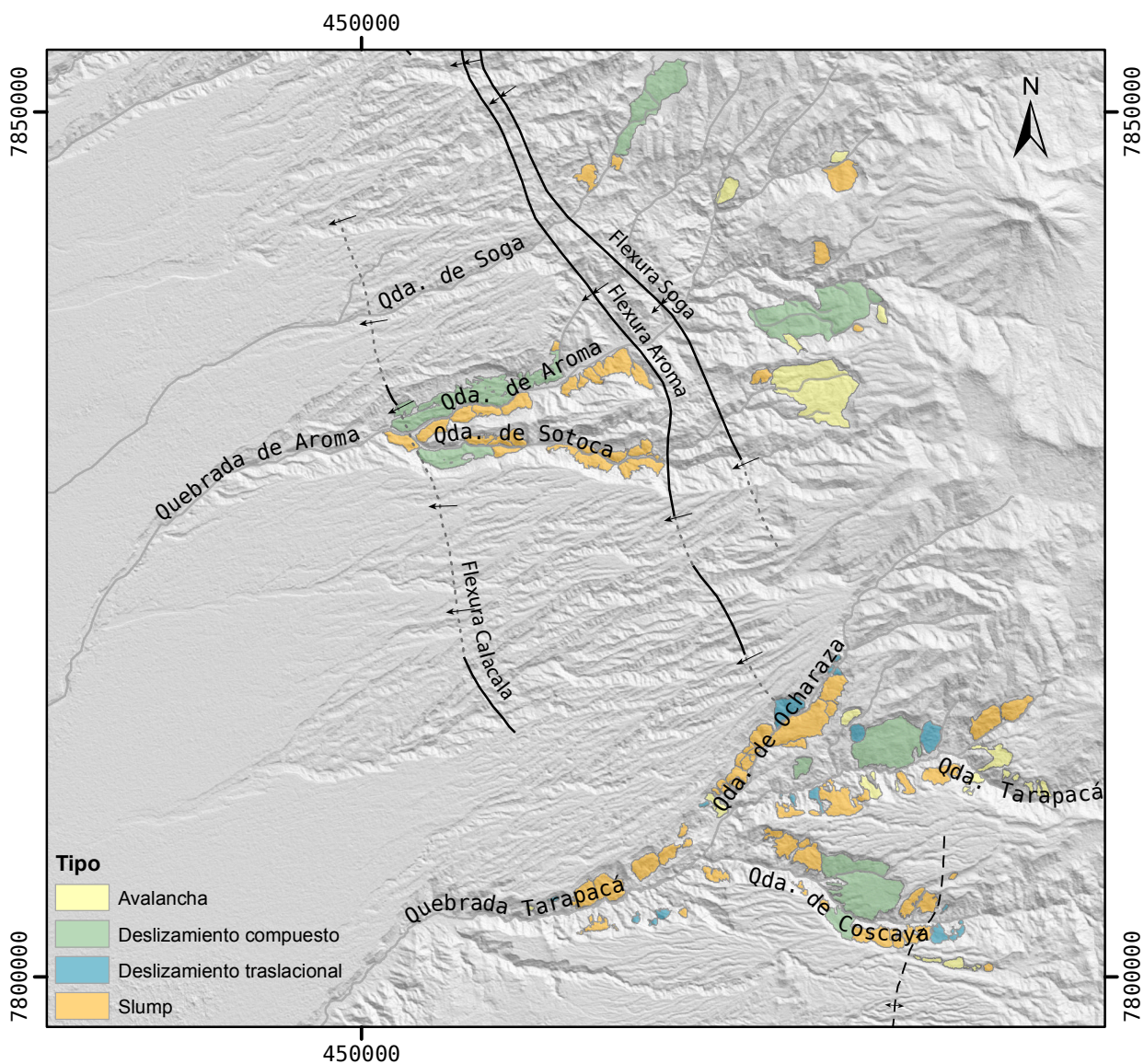


Figura 10.9: Mega Remociones en Masa de las quebradas de Aroma y Tarapacá. Cartografía de las remociones en masa de la quebrada Aroma modificada de Letelier (2013). La cartografía completa de la quebrada Tarapacá, y clasificación de tipo de remoción en masa, fueron realizadas en este trabajo. Los nombres asignados para cada depósito de remoción en masa se presentan en el Anexo I.

En la primera zona se presentan tres deslizamientos compuestos de gran tamaño (A34, A35 y A33; Figura I.6, Anexo I) que preservan rasgos primarios de su estratificación. A este tipo de

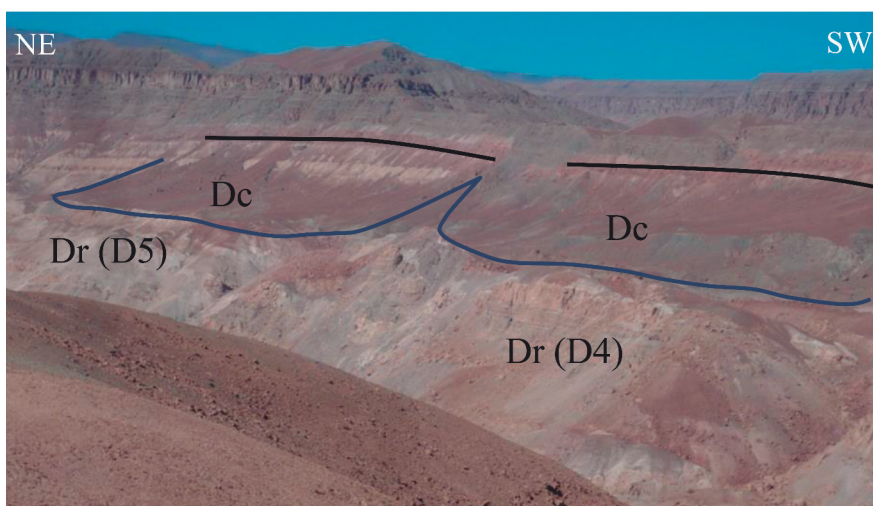


Figura 10.10: Remociones en masa de la quebrada Aroma (Letelier, 2013). Se muestran los deslizamientos rotacionales A19 y A26 (D5 y D4, respectivamente), sobre los cuales se identifica una cobertura coluvial (Dc), aclarando que el material removido es de color café claro-rojizo. Ver nomenclatura actual en la Figura I.6 del Anexo I.

deslizamientos Farías (2003) le atribuye cierto control estructural acompañado por un gatillante sísmico.

Los depósitos ubicados en las cabeceras se forman a partir del límite con las unidades volcánicas del Mioceno superior, componiéndose principalmente de las Lavas de Sotoca. Se presentan secuenciados, menos preservados que los anteriores y sus mecanismos pueden ser tanto de avalanchas, como de deslizamientos compuestos o rotacionales. Al igual que la avalancha Ca12, estos deslizamientos suelen encontrarse brechizados y abundante formación de material muy fino. Farías (2003) atribuye a las precipitaciones sólidas y líquidas como el gatillante de este tipo de remociones en masa.

En este sector se presenta un deslizamiento compuesto elongado en dirección NNE, con poca coherencia interna que se desarrolla sobre una extensa superficie que al parecer se encontraba previamente erosionada y rellenada con depósitos aluviales (A36; Figura I.6, Anexo I). Estimando una tasa de incisión vertical de 200 m/Ma, y el comienzo de la incisión en 5-4 Ma, Farías (2003) estima una edad máxima de 3 Ma. Que sería la edad de la Falla Soga si se asume que este tipo de remociones se generó asociada a la actividad sísmica de dicha falla (Farías,2003).

Es importante mencionar que algunas de las remociones en masa de esta zona fueron reclassificadas. Por ejemplo los deslizamientos compuestos A19 y A26, habían sido clasificados previamente como avalanchas (ejemplo, Figura 10.10) y en este trabajo fueron clasificados como deslizamientos rotacionales.

## **Quebrada Tarapacá** (*este trabajo*)

Hacia el sur se suavizan las flexuras de carácter regional, para volver a aparecer nuevamente en el sector de la Hoja de Mamiña ( 20°S), por lo que la hoya de Tarapacá no pareciera estar afectada por este tipo de estructuras. En el sector nororiental aparece la parte final del eje de la Flexura Aroma, y por el suroriente hay un lineamiento inferido de un pliegue anticlinal que pasa cercano al pueblo de Poroma (Figura 10.9). Cabe mencionar por lo tanto que, a pesar de que en esta zona no se manifiesta el mismo tipo de abombamiento asociado a fallas ciegas, sí existe presencia de remociones en masa; las cuales se distribuyen de modo similar que en las quebradas de más al norte. El mapa de las remociones en masa de esta quebrada y sus afluentes, junto a la nomenclatura asignada para las remociones en masa se presenta en la Figura I.7 del Anexo I.

En el sector oriental de la quebrada de Coscaya se identificaron dos zonas de falla con alto contenido de arcillas en niveles sedimentarios finos. Estos planos podrían correlacionarse hacia el sur con zonas de extensión (graben), similares a las que hay en la Pampa Tana, al oeste del escarpe del deslizamiento de Latagualla. En la Hoja de Guaviña estos lineamientos salen identificados como fallas normales de vergencia E, la de Poroma, y W la de Coscaya. Además se presentan algunas estructuras locales, tales como una falla inversa de vergencia este, en el sector más oriental de esta quebrada; y una flexura local de vergencia este, al oriente de poblado de Sibaya (Hoja de Guaviña, Morandé et al., 2014).

Al comparar la distribución de las mega remociones en masa sobre la geología de la Carta de Guaviña (Morandé et al., 2014) se extrajo lo siguiente: las mega remociones en masa se extienden desde la localidad de El Molino hacia el oriente; occidentalmente, están acotadas por un intrusivo cretácico que aflora justamente en la continuidad hacia el norte de un lineamiento cartografiado en la pampa al sur de la quebrada de Tarapacá. Este lineamiento marca el límite longitudinal al cual llega la cobertura de la Fm. El Diablo sobre la Fm. Altos de Pica; hacia el norte de la quebrada, aproximadamente en el mismo rumbo de dicho lineamiento se presenta el eje de la Flexura Calacala. Las remociones en masa más orientales de las quebradas de Ocharaza y Tarapacá mantienen sus escarpes en los sectores limítrofes entre la cobertura fluvio-aluvial de la Formación El Diablo, y la cobertura volcánica del Mioceno inferior (Ignimbrita Tambillo) y Mioceno superior (Grupo Volcánico Sotoca). Mientras que en la quebrada de Coscaya este límite está dado por una serie de fallas inversas locales de vergencia este.

Por lo tanto, si bien a esta latitud no se presentan las flexuras regionales como tal, las remociones en masa sí guardan una correlación con las características morfoestructurales sobre las cuales influye la actividad sismotectónica asociada a estas fallas. Puesto que es posible in-

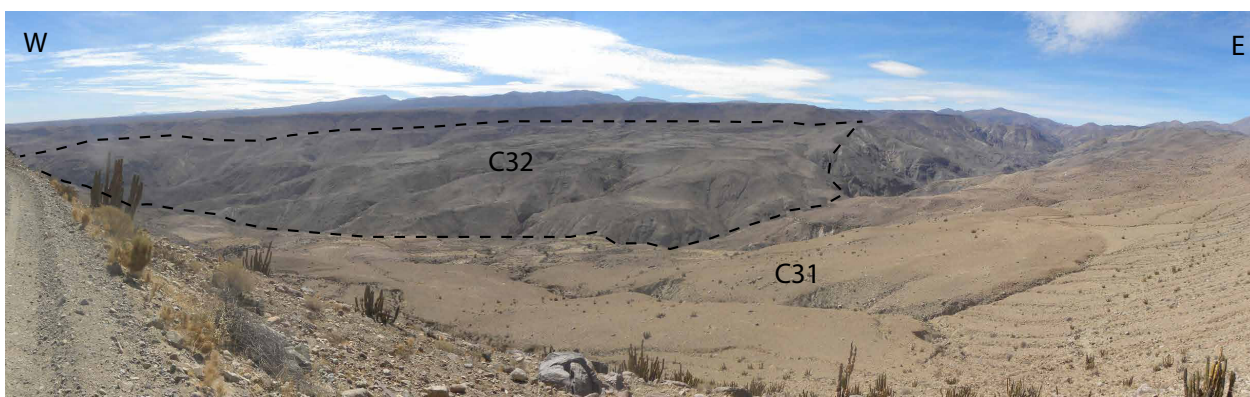


Figura 10.11: Remociones en masa de la hoya de Tarapacá. Se observa el deslizamiento compuesto de mayor tamaño en el área de estudio (C32), frente al poblado de Poroma en la quebrada de Coscaya. En primer plano se observa el deslizamiento compuesto C31. Nomenclatura de remociones en masa en la Figura I.7 del Anexo I.

ferir que las mega remociones en masa de la hoya de Tarapacá se distribuyen en el ambiente morfotectónico que propicia el abombamiento generado por estas estructuras.

Las remociones en masa de la hoya de Tarapacá se circunscriben a ambas laderas de las quebradas mayores (de hasta tercer orden), en general se presentan formando escarpes bien definidos asociados al colapso de las unidades de la cobertura cenozoica (Formaciones El Diablo y Altos de Pica). Los depósitos son relativamente coherentes (excepto en las avalanchas), aunque contienen distintos grados de deformación y fracturamiento interno, en lo de mayor tamaño es común encontrar escarpes secundarios que reacomodan el movimiento. El nivel de despegue es difícil de reconocer en estas unidades, y en algunas zonas los deslizamientos parecen incluso involucrar parte del substrato mesozoico (así está cartografiado en este trabajo y en la Hoja de Guaviña, aunque con respecto a esto se presentan diferencias en algunas unidades).

Los depósitos de mayor tamaño en este segmento, corresponden a tres deslizamientos compuestos que se originan en las laderas norte de las quebradas Tarapacá (en Limacsiña) y Coscaya (frente al pueblo de Poroma), tal como se muestra en la Figura 10.11. La quebrada de Tarapacá se caracteriza por tener una gran cantidad de deslizamientos rotacionales de tamaño medio, uno de los más grandes de este tipo se encuentra circunscrito en la ladera sur de la quebrada de Ocharaza, en el entorno del poblado Usmagama (10.12).

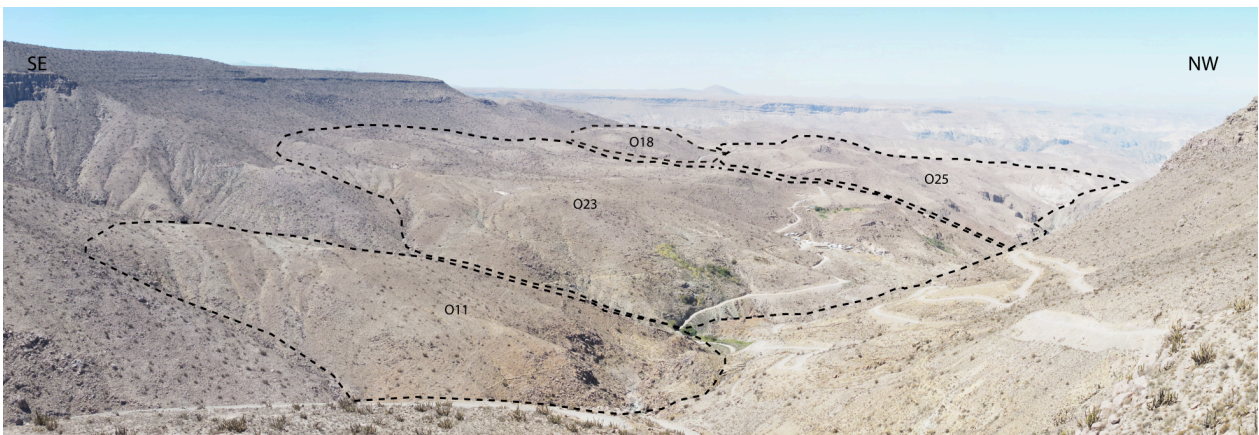


Figura 10.12: Remociones en masa quebrada de Ocharaza. Fotografía tomada hacia el SW desde la ruta A-515, desde la ladera norte hacia Usmagama. Nomenclatura de remociones en masa en la Figura I.7 del Anexo I.

### 10.3. Clasificación de remociones en masa

Las mega-remociones en masa fueron clasificadas en deslizamientos rotacionales, traslacionales, compuestos y avalanchas (Definiciones en Sección 1.1, Capítulo 1). La determinación se basa en observaciones geomorfológicas acerca de: la forma y grado de desmembramiento de los depósitos, características del talud correspondiente a la superficie de ruptura (pendiente y largo desde el escarpe a la cabecera del depósito), estado de los escarpes, etc. La Figura 10.13 muestra como se agrupan las 284 mega-remociones en masa según su tamaño y área (estas 284 remociones pueden ser secuenciales y múltiples, ver Anexo L).

#### Deslizamientos Rotacionales

Los deslizamientos rotacionales son los que se presentan en mayor proporción (65,8% en cantidad y 52,7% en área), y se distribuyen a lo largo de las quebradas E-W, por tanto sus escarpes tienen la misma orientación, y ocurren tanto en laderas norte como en laderas sur. Suelen encontrarse poco desmembrados, contienen grandes bloques de masa completos que preservan su estratificación, aunque se encuentran deformados con estructuras internas. Su morfología tipo *hummocky* está bien representada con las cabeceras rotadas, presentando manteo contra la pendiente en donde suele producirse la acumulación de sedimentos coluviales o del escurrimiento de la ladera.

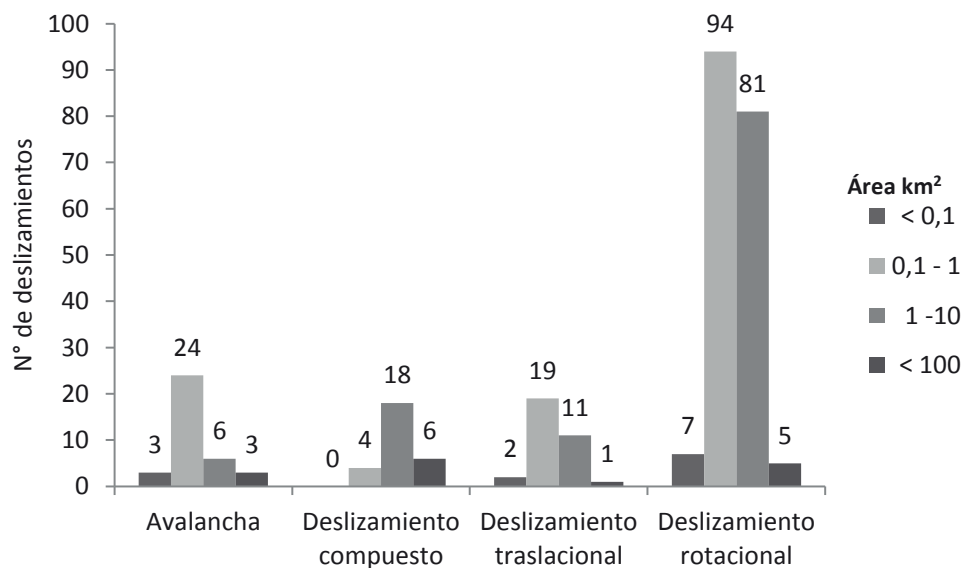


Figura 10.13: Cantidad de cada tipo de remoción en masa (12,7%, 9,9%, 11,6% y 65,8% respectivamente)

## Deslizamientos Compuestos

Se encuentran en baja proporción (9,8%) sin embargo ocupan una parte importante de la superficie de depósitos de remoción en masa (29,2% del área), puestos que se caracterizan por ser de gran tamaño. Además presentan una superficie de ruptura extensa, que en la zona cercana al escarpe es de alta pendiente, y hacia el depósito se va haciendo paralela a la superficie del suelo.

En general los depósitos se encuentran muy deformados, con varias estructuras internas y en parte desmembrados; incluso hacia la zona frontal del depósito suelen variar a avalanchas, o al menos estar muy disgregados, presentando bloques menores dispersos. En el cuerpo principal suelen presentar una serie de escarpes secundarios, e incluso morfologías tipo graben en el sector más cercano a las cabeceras, en donde es común encontrar depósitos sedimentarios de grano fino.

Se distribuyen en la zona más oriental de las quebradas, en donde poseen escarpes N-S, suelen ser de magnitud superior (ej. deslizamientos Miñimiñi y Latagualla). Por otro lado también se les puede encontrar depositados en el fondo de amplios valles que se forman en el sector más occidental de las quebradas principales, exhibiendo enorme extensión y gran deformación interna.

## **Deslizamientos Traslacionales**

Se encuentran pocos deslizamientos de este tipo (11,6%) representando una pequeña área (5,7%). Se observan dos tipos de deslizamientos traslacionales dentro de este estudio; los de mayor tamaño tienen morfología similar a avalanchas pero son más cohesivos que éstas, se distribuyen en las partes medias y bajas de los cuerpos de las quebradas (más maduras); los del segundo tipo, son de menor tamaño y se encuentran adosados a la parte media de las laderas de donde provienen, por lo tanto han tenido poco transporte y se desconoce si su superficie de ruptura ha sido completada (probablemente siguen adosadas en la parte del pie de la remoción en masa al talud, y por lo tanto el plano de ruptura podría (o no) continuar avanzando), suelen distribuirse en las partes altas (más jóvenes) del cuerpo de las quebradas.

## **Avalanchas de roca**

Corresponden al 12,7% de las remociones en masa cartografiadas, suelen ser de gran volumen, y representan un 12,5% del área. Dos de las avalanchas más grandes se encuentran en el sector más oriental de las quebradas Camiña y Coscaya, provienen desde escarpes de orientación N-S y se movilizan hacia el oeste. Otras avalanchas importantes, son las que se exponen ampliamente en lo profundo de los valles de las quebradas Suca y Cutijmalla. En general, se distribuyen en el sector más oriental de la zona de estudio con escarpes N-S, o bien en las partes medias de las quebradas, en zonas donde se genera una ampliación del lecho del río.

Las avalanchas inician como un deslizamiento que luego alcanza la energía suficiente para comportarse como un flujo, puesto que cuentan con el espacio necesario para desplazarse. Se asocian a escarpes rectos y aserrados. Los depósitos son caóticos, aunque es posible encontrar algunos bloques mayores (100 m) que conservan la disposición estratigráfica original. En imágenes satelitales se caracterizan por presentar una superficie sinuosa y rugosa, debido a la deformación interna que las avalanchas sufren en su desplazamiento y a la gran cantidad de bloques disgregados, respectivamente.

## **10.4. Datación en sedimentos carbonosos de Camiña**

Entre las remociones del valle de Camiña, se encuentra una gran avalancha de roca de volumen cercano a  $0,5 km^3$  (depósito Ca7N, Farías 2012; Ca8 en este trabajo, I.4, Anexo I). Actual-



Figura 10.14: Fotografía tomada hacia el sureste al pie del depósito de remoción en masa. Se reconoce una secuencia de al menos 5 metros de espesor de sedimentos lacustres, posiblemente decantados durante el período de represamiento del río.

mente presenta partes del depósito a ambos lados del valle, sobreyacidos por una secuencia de sedimentos lacustres posteriores a la ocurrencia de la avalancha Ca8 (Figura 10.14), lo cual indica que esta avalancha provocó el represamiento del valle.

En Octubre del año 2012, fueron realizados dos pozos de sondajes en los sedimentos acumulados aguas arriba de esta avalancha, S-1 y S-2 de 50 metros de profundidad cada uno (descripción estratigráfica realizada por el IDIEM, Anexo P). El pozo S-2 reveló el nivel freático actual (a 14,5 m) y cuatro capas de limos con materia orgánica y material carbonoso que fueron enviados a realizar dataciones radiométricas. Estos corresponden a las muestras MS2-1 (limo arenoso) y MS2-4 (limo arcilloso) que contenían material carbonoso, y las muestras MS2-3 y MS2-6, ambas de limo arcilloso, que contenían sedimentos orgánicos (Figura 10.15).

La datación mediante análisis de radiocarbono (concentración de  $^{14}\text{C}$  y tasa de  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ) por el método de espectrometría de aceleradores de masa (AMS), arrojó edades de 5930+-30 AP, 8180+-40 AP, 8520+-40 AP y 9060+-50 AP, para las muestras MS2-1, 3, 4 y 6 respectivamente.



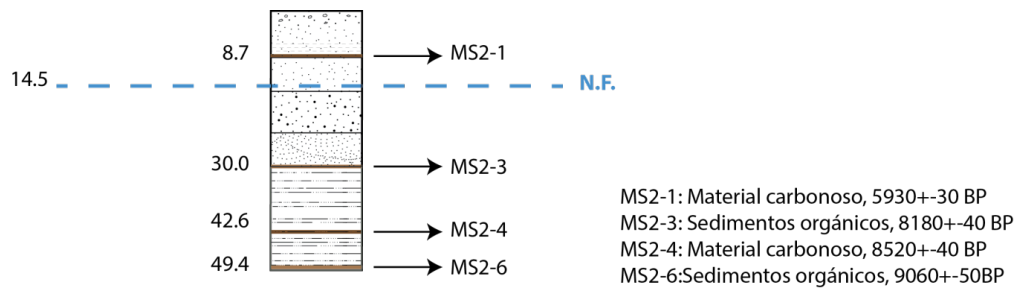


Figura 10.15: Sondaje S-2 (50 m), indicando los niveles datados y su correspondiente edad convencional de radiocarbono (entregado por Beta Analytic Inc. (EE.UU), Tamers M y Hood,D). Los números a la izquierda de la columna corresponden a la profundidad en metros. NF: nivel frático.

# Capítulo 11

## Análisis de Sismicidad en áreas de Remoción en Masa

### 11.1. Estimación de Magnitud máxima y de las dimensiones asociadas a cada estructura geológica presente

Se desea conocer la magnitud máxima posible asociada a las fallas subsuperficiales que en este trabajo han sido relacionadas a las mega remociones en masa del área de estudio. El análisis retrospectivo se lleva a cabo por medio del uso de ecuaciones empíricas que relacionan distintas dimensiones del plano de ruptura de una falla, con la magnitud máxima que se obtiene con tales características (Subsección 9.2.3). A continuación se expone cada uno de los resultados obtenidos en los distintos procedimientos para caracterizar la geometría de dichas fallas.

#### 11.1.1. Largo de falla asociada a cada flexura

Como primer paso, fue necesario conocer la longitud de la extensión de las flexuras a nivel de superficie (SRL, *surface rupture length*). Esta dimensión se extrajo de imágenes satelitales, midiendo con la herramienta “regla” en los ejes de los pliegues monoclinales cartografiados en las hojas geológicas de Arica, Miñimiñi, Guaviña y Camiña. Posteriormente, considerando que la traza reconocida en superficie sólo representa el 75% de su tamaño (Wells y Coppersmith, 1994), fue calculado el largo máximo que podrían tener estas estructuras en subsuperficie ( $SRL_{max}$ ). Estos valores se muestran en la Tabla 11.1.

Tabla 11.1: Características conocidas de las estructuras de interés. Largo medido en superficie sobre los lineamientos de los pliegues que generan las fallas ciegas. En la quinta columna se muestra el largo máximo (km) que se estima que tendrían en subsuperficie.

Nombre	Tipo	Asociada a	SRL [km]	SRL <sub>max</sub> [km] (100%)
Humayani	Monoclinal	Falla inversa	44,04	58,72
Moquella	Monoclinal	Falla inversa	20,62	27,49
Soga	Monoclinal	Falla inversa	38,39	51,18
Aroma	Monoclinal	Falla inversa	49,52	66,03
Calacala	Monoclinal	Falla inversa	31,80	42,40

### 11.1.2. Magnitud sísmica máxima asociada a cada flexura

Luego mediante el uso de la regresión lineal propuesta por Wells y Coppersmith (1994) para “todo tipo de fallas” dada por la Ecuación 9.4 (Capítulo 9), fueron estimadas las magnitudes máximas ( $M_{max}$ ) asociadas a las flexuras. Se continúa con el supuesto establecido anteriormente, donde el largo de la zona de ruptura del plano de falla se correlaciona directamente, en una única traza continua, con el largo observado en superficie ( $M_{max}$  75%) y en profundidad ( $M_{max}$  100%) para cada una de las fallas ciegas asociadas a las flexuras.

La Tabla 11.2 muestra las magnitudes  $M_{max}$  calculadas utilizando los coeficientes de la regresión lineal de Wells y Coppersmith para “todas las fallas” y para “fallas inversas”. De acuerdo a lo propuesto por Wells y Coppersmith (1994) para fallas inversas se obtienen valores menores y menos precisos, por lo cual se decidió ocupar el valor de  $M_{max}$  para “todas las fallas” (segunda columna en la Tabla 11.2 marcada con gris oscuro).

Tabla 11.2: Magnitud máxima estimada mediante la regresión lineal (Ecuación 9.4) propuesta por Wells y Coppersmith (1994). En este trabajo se ocupan los valores de la columna gris.

Flexura	M Todas las fallas		M Falla inversa	
	$M_{max}$ (75%)	$M_{max}$ (100%)	$M_{max}$ (75%)	$M_{max}$ (100%)
Humayani	6,99	7,13	6,84	6,98
Moquella	6,60	6,75	6,47	6,61
Soga	6,92	7,06	6,77	6,91
Aroma	7,05	7,19	6,90	7,04
Calacala	6,82	6,97	6,68	6,82

### 11.1.3. Ancho de falla asociada a cada flexura

El ancho de la falla (*downdip width*) se obtuvo mediante la relación dada en la Ecuación 9.5 (Subsección 9.2.2), para lo cual se tomó como dato la magnitud calculada en el paso anterior asociada a cada una de las fallas ciegas; tal como se muestra en la Tabla 11.3. En este caso también se elige la dimensión de RW para “todas las fallas” estimada a partir de la magnitud ( $M_{max}$  100%, Tabla 11.2) estimada para el largo de falla en subsuperficie ( $SRL_{max}$ ).

Tabla 11.3: Ancho del plano de falla en la dirección del manto (RW, [km]) estimado de acuerdo a  $M_{max}$  para cada una de las flexuras. Mediante el uso de la regresión lineal (Ecuación 9.5) propuesta por Wells y Coppersmith (1994). En este trabajo se ocupan los valores de la columna gris.

Flexura	M Máximo	RW Todas las Fallas (km)		RW Falla Inversa (km)	
		RW max (75%)	RW max (100%)	RW max (75%)	RW max (100%)
Humayani	7,13	14,9	18,7	15,4	20,6
Moquilla	6,75	13,0	14,1	12,9	14,4
Soga	7,06	15,9	17,8	16,8	19,3
Aroma	7,19	17,5	19,5	18,9	21,8
Calacala	6,97	14,6	16,6	15,0	17,7

Hasta el momento se han obtenido la magnitud máxima asociada a cada falla ( $M_W$ ), y el ancho de la falla  $w$  (o RW). Para conocer tanto la distancia  $R_{rup}$  como  $d$  (Distancia más corta a la superficie de ruptura y Distancia a la proyección de la zona de ruptura), falta conocer los valores a la profundidad mínima hasta la cual llega la ruptura de la falla (*tip point*) y el ángulo de manto de esta ( $\alpha$ ).

### 11.1.4. Profundidad del *tip point* y manto de falla

La mayoría de las fallas asociadas a las flexuras que conforman el frente de deformación neógena del borde occidental de la Precordillera, no afloran en superficie; a excepción de la Falla Ausipar (al norte de la zona de estudio, en la región de Arica). En la literatura sólo se encuentran características de los pliegues monoclinales asociados al movimiento de estas fallas inversas ciegas (Anexo A). Y con la cantidad de información disponible hoy en día es imposible establecer una profundidad certera para el *tip point* de las fallas ciegas de la zona de estudio.

La Falla Taltape (asociada a la Flexura de Humayani) es la falla ciega que genera la deformación de la Flexura Humayani, a 30 km al SW de la Falla Ausipar. El manto de esta falla varía entre 50-60°E. A pesar de que esta falla es ciega, se asume que es más somera que el resto de

las fallas ciegas de la región de estudio, con su *tip point* cercano a 0 km, puesto que aflora en el corte que genera la quebrada de Humayani (García et al 2011). A partir de los espesores de los estratos que no son afectados por la falla, se estima que el *tip point* estaría a aproximadamente 500 metros de la superficie. Para mayor información ver Anexo A.

El que las fallas que generan los pliegues monoclinales (flexuras) del frontis de la Precordillera, ubicadas en el sector suroriental de la zona de estudio, no afloran en superficie, estaría indicando que las flexuras de este sector (al menos, Moquella, Aroma, y su rama secundaria Soga) han sido formadas por la propagación hacia arriba de pliegues bastante profundos del basamento. Por lo cual se infiere que en este sector, las fallas ciegas asociadas a dichas flexuras, son bastante profundas. Mediante un modelo cinemático llevado a cabo en “Move 2011.1”, Riquelme (2015) determinó que la deformación oligocena a neógena de la Flexura de Moquella, puede ser modelada de manera óptima mediante una falla con  $60^\circ$  E de manteo (*trishear angle* de  $60^\circ$  y *trishear angle offset* de 0,5), ubicada al inicio de la etapa de evolución de edad oligocena-miocena a ca. 3 km de profundidad y un nivel de despegue horizontal ubicado a una profundidad mínima de 10,4 km. Luego es de esperar que con la actividad de dicha falla, el *tip point* se encuentre a una profundidad menor a 3 km.

Como se puede suponer, las soluciones posibles para deducir la geometría de las estructuras pueden ser tantas como las combinaciones del ángulo de manteo y profundidad del *tip point* sean asignados a cada una de las fallas. Si se considera el espesor de los estratos expuestos en la zona de la traza del perfil utilizado por el modelo de Riquelme (2015), como la profundidad mínima del *tip point* de la falla, se puede decir que éste se encontraría entre 0,8 y 3 km de profundidad. Con el objetivo de calcular el PGA máximo posible, se consideró la profundidad mínima posible, correspondiente a ca. 10000 m.

El resto de las fallas orientales de la zona de estudio (Aroma, Soga y Calacala), tienen características similares de rumbo, ubicación longitudinal, y estilo de deformación regional, a la Flexura de Moquella. Por lo cuál se tomará como supuesto, que este conjunto de fallas poseen con una geometría similar a la Flexura Moquella, así como también su profundidad del *tip point* (H). Es decir, se considerará para estas cuatro estructuras *Tip Point*: 1000m y *Dip*:  $60^\circ$ E.

De este modo la Tabla 11.4 muestra un resumen con los datos calculados mediante regresiones lineales, y deducidos, para cada una de las fallas ciegas asociada a cada uno de las flexuras de este sistema. Todos estos parámetros serán utilizados en la Sección 11.2 para la estimación del PGA asociado a cada una de estas fallas ciegas.

El que se considere la profundidad del *tip point* (H) de 1, 2 o 3 km, genera una variación noto-

Tabla 11.4: Geometría estimada de cada falla ciega. Los valores de M y RW máximos (Tablas 11.2 y 11.3, respectivamente) fueron calculados en este trabajo. Los valores de tip point y dip de la falla asociada a la Flexura de Humayani son conocidos (García et al., 2011); mientras que para las fallas ciegas se decidió utilizar los valores propuestos para la Falla de Moquella (Riquelme, 2015). Ver metodología e información en texto.

<b>Flexura</b>	<b>Vergencia W</b>	<b>M Máximo</b>	<b>RW Máximo</b>	<b>Tip Point</b>	<b>Dip</b>
Humayani		7,13	18,7 [km]	0.6 [km]	55 ° E
Moquella		6,75	14,1 [km]	1 [km]	60° E
Soga		7,06	17,8 [km]	1 [km]	60° E
Aroma		7,19	19,5 [km]	1 [km]	60° E
Calacala		6,97	16,6 [km]	1 [km]	60° E

ria del PGA sólo en el primer kilómetro en torno a la falla (esto según lo obtenido en los gráficos de PGA modelados). Además esta sería del orden de 2 centésimas de g menos por cada kilómetro de profundidad aumentado (en este rango de  $H < 3$  km). Con respecto a replicar la geometría obtenida por Riquelme (2015) en la Flexura de Moquella, para las fallas del sur de esta, se puede considerar como un antecedente en pro de la hipótesis, que la profundidad del terremoto del 5 de junio del 2015 ( $M_w = 4,5$ ) de la localidad de Aroma, fue calculada en 2,6 km (CSN), Sección 2.5.4), lo cuál está dentro de los rangos de profundidad (H) esperados (0,8 a 3 km).

Cabe recordar que se ha utilizado como eje  $x = 0$ , un punto que se encuentra geográficamente sobre la traza del eje de cada pliegue monoclinial (extraída de los mapas geológicos), con lo cual se asume, que el tip point de la falla ciega se encuentra justo bajo este sitio.

## 11.2. Atenuación de la aceleración sísmica

### 11.2.1. Sismicidad de fuente cortical

La caracterización del conjunto de fallas ciegas responsables del plegamiento y abombamiento del flanco occidental de la Precordillera, fue realizada bajo una serie de supuestos geológicos, presentados en la metodología (Subsección 11.1). La Tabla 11.4 muestra un resumen de los valores asignados a cada parámetro del cual dependen las funciones de atenuación de la aceleración (Capítulo 9).

Como primer paso se ploteó cada una de las curvas asociada a cada una de las leyes de ate-

nuación, utilizando una ecuación apropiada en cada uno de los casos para el bloque yacente y el colgante. Esto se representó por medio de dos gráficos contrapuestos, de los cuales el de la izquierda representa el bloque occidental (yacente) y el de la derecha el oriental (colgante). Estas curvas de atenuación del PGA horizontal y vertical para las Flexuras Humayani, Moquella, Aroma, Soga y Calacala (Figuras N.1, N.2, N.4, N.3 y N.5, respectivamente), realizadas con los modelos de atenuación propuesto por Sadigh et al. (1997), Idriss (2008) y Ambraseys y Douglas (2003), son presentadas en el Anexo N.

Además, para comprender cabalmente el comportamiento de cada una de estas leyes en función de los parámetros de los que dependen, en el Anexo O se presentan distintas imágenes que demuestran el modo en que cambian estos gráficos al alterar las distintas variables. El análisis planteado al respecto se encuentra en la Sección O.1 del mismo anexo.

Posteriormente, se presentan los mapas combinados de atenuación del PGA, suponiendo el sismo de mayor magnitud posible en cada falla. Es decir, para cada ley de atenuación se genera el ráster respectivo a cada una de las fuentes sismogénicas planteadas (fallas ciegas asociadas cada uno de los pliegues monoclinales). De este modo, para cada ecuación de atenuación, se obtienen 5 ráster (uno en cada falla) que se intersectan entre sí en algunos sectores debido a la cercanía entre las estructuras. Para presentar un único ráster para cada ecuación de atenuación, se decidió entonces presentar el valor máximo asociado a cada punto, el cual guarda relación con la posible fuente sísmica más cercana.

En las Figuras 11.1, 11.2 y 11.3 (utilizando las ecuaciones de Sadigh et al. (1997), Idriss (2008) y Ambraseys y Douglas (2003) respectivamente) se expone de modo simplificado las aceleraciones máximas a las que podría estar sometido un punto cualquiera dentro del área de estudio en el caso en que ocurriera un sismo en alguna de estas fallas. Es importante aclarar que el modo en que se representa el PGA máximo en estos mapas en ningún caso quiere decir que se activarían todas las fallas juntas y que el terreno estaría sometido a esas aceleraciones durante un único sismo; más bien trata de mostrar las máximas sollicitaciones a las cuales podrían haber estado sometidas las laderas que presentan remociones en masa (considerando actividad cortical de falla inversa), probablemente para momentos diferentes de su historia. Así por ejemplo, si hubiese ocurrido un sismo de  $M_w$  7,13 en la falla ciega bajo la flexura de Humayani, el PGA máximo estimado con la ecuación empírica de Idriss (2008) en la quebrada Miñimiñi (en el sector del deslizamiento Miñimiñi), se esperaría que las aceleraciones máximas fuesen las predichas (0,3 g, Figura 11.2), también se espera que hacia el sur (sobre todo al sureste) las aceleraciones fueran aún menores, puesto que no necesariamente las otras estructuras estarán teniendo actividad sísmica (y tampoco se consideran posibles interacciones entre las estructuras). Por lo cual

lo lógico es buscar correlaciones entre los grupos de remociones en masa y las fallas asociadas más cercanas.

De las Figuras 11.1, 11.2 y 11.3 se extrae que las remociones en masa se distribuyen en un radio menor a 25 km en las quebradas del sector sur (Moquella, Camiña, Aroma y Tarapacá) con respecto a las trazas de los pliegues monoclinales, y menor a 50 km en las quebradas del norte (Camarones y Suca) con respecto a la traza de Humayani. Las remociones en masa de la quebrada Tiliviche no se relacionan directamente con ninguna de las 5 estructuras corticales identificadas en la Depresión Central.

Se observa que los valores de PGA más altos para los 3 km más cercanos a la fuente sísmica están dados por el  $PGA_h$  de Idriss (2008) calculado entre 0,7 y 0,5 g (Figura 11.2). Por otro lado la aceleración horizontal calculada por medio de Sadigh et al., (1997) e Idriss (2008) (Figuras 11.1 y 11.2) involucran una mayor porción de las remociones en masa dentro del área válida para la ecuación. Sin embargo, ambas leyes se atenúan rápidamente asociándolas a aceleraciones corticales máximas entre 0,7 y 0,15 g para la primera y 0,7 a 0,18 g para la segunda. Con la ley de atenuación de aceleración horizontal de Ambraseys y Douglas (2003), sólo se obtienen valores de PGA entre 0,6 y 0,7 g en el bloque colgante, y no aplica para distancias mayores a 15 km desde el eje (zona gris en Figuras 11.3 y 11.4). Con respecto a las aceleraciones verticales dadas por la ley de Ambraseys y Douglas (2003) (Figura 11.4) se estiman valores de PGA máximos de 0,5 g para las zonas más cercanas a las estructuras.

Elegir una de estas leyes de atenuación por sobre la otra es algo complejo, puesto que no se cuenta con registros de aceleraciones confiables de algún terremoto cortical que permitan comparar los valores teóricos con los reales. Del análisis extendido y comparación de las leyes de atenuación del Anexo O se extrae que para la ecuación de Sadigh et al. (1997) la profundidad es mucho más importante que el ancho en los primeros kilómetros, el PGA se atenúa más lento para fallas más horizontales, por lo que una falla de menor manteo, puede influir en un área mucho mayor en el bloque colgante que una más grande pero más inclinada. La ley de Idriss (2008) es similar, aunque la dependencia con la profundidad es mayor, es decir, una falla más profunda tendrá un menor PGA en comparación a una más somera de menor manteo. Llama la atención Idriss (2008) toma valores más altos a Sadigh et al. (1997) para magnitudes  $M_W \gtrsim 6,3$ , mientras que es al revés para magnitudes menores. Por otro lado con las ecuaciones de Ambraseys y Douglas (2003) la aceleración se atenúa mucho más lejos del eje de la falla, dependiendo del ancho y manteo de la falla, puesto que se mantiene constante sobre la zona de ruptura del plano de falla.



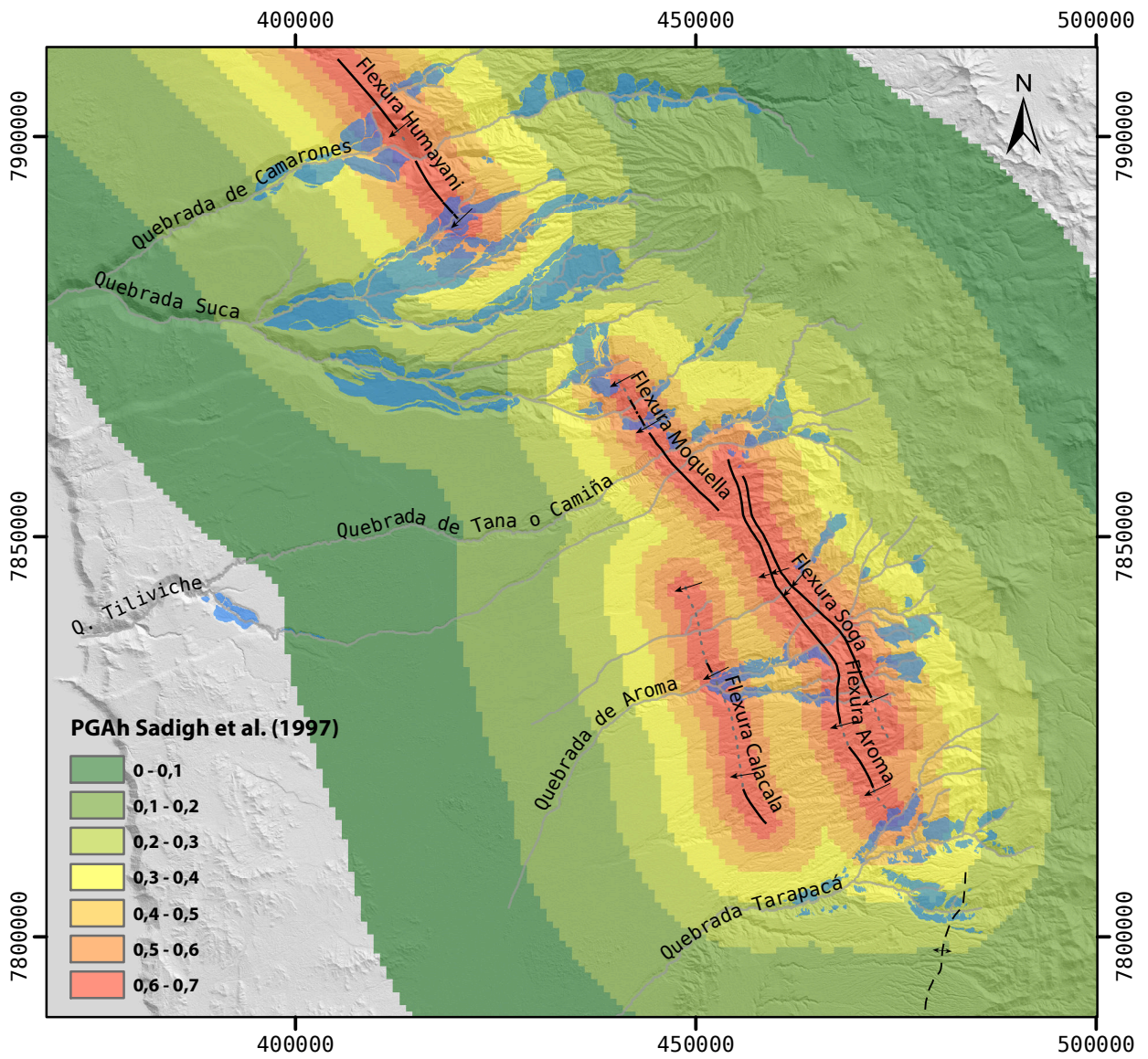


Figura 11.1: Mapa de atenuación de la aceleración horizontal peak utilizando la ecuación propuesta por Sadigh et al (1997). Utilizando como caso un sismo de la máxima magnitud esperada para cada estructura, de acuerdo a los criterios descritos en el Capítulo 9. Los polígonos azules corresponden a las remociones en masa mapeadas en el área de estudio.

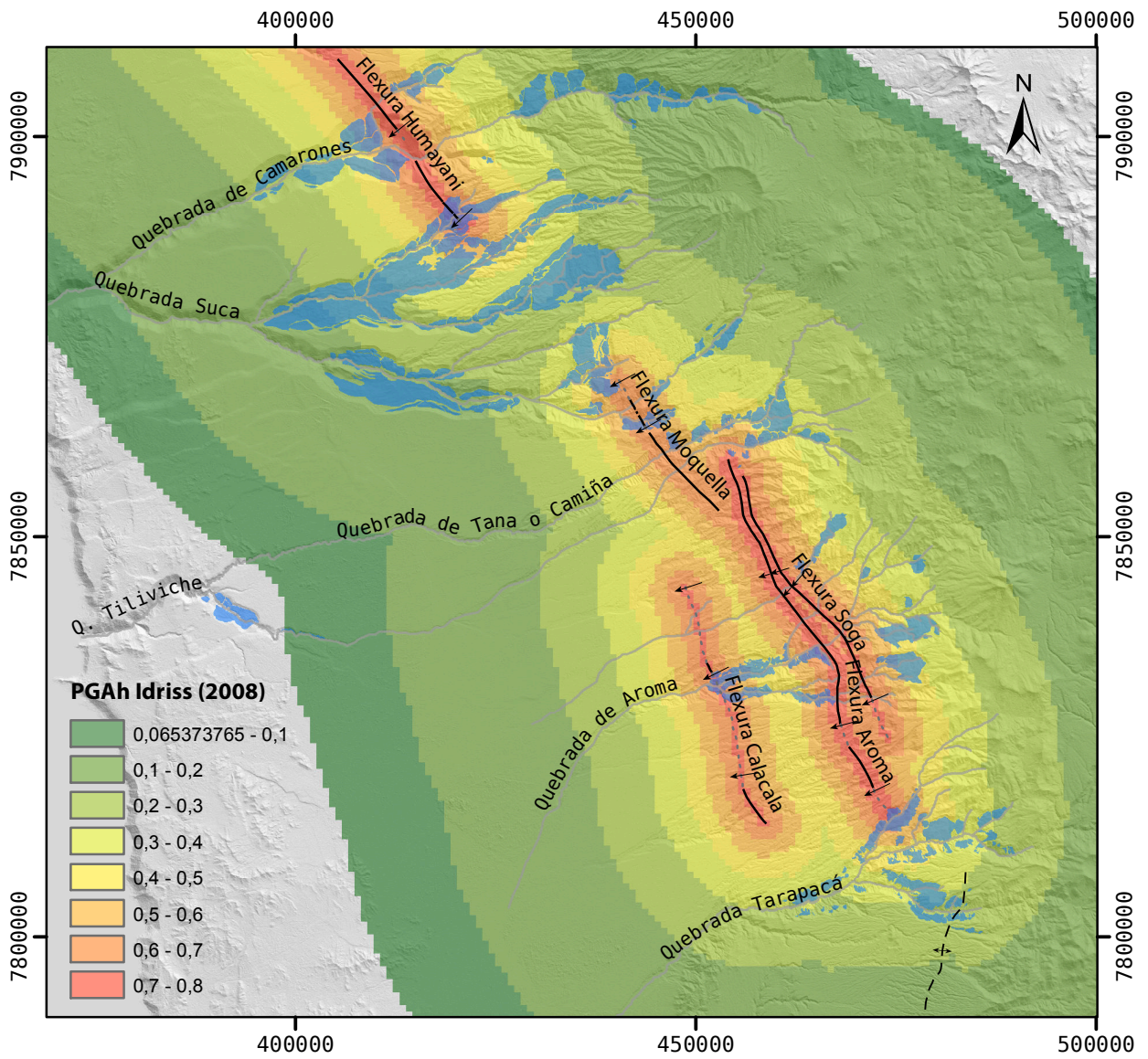


Figura 11.2: Mapa de atenuación de la aceleración horizontal peak utilizando la ecuación propuesta por Idriss (2008), para sismos de la máxima magnitud esperada. Los polígonos azules corresponden a las remociones en masa mapeadas en el área de estudio. El gráfico de la izquierda representa el bloque yacente y el de la derecha el bloque colgante.

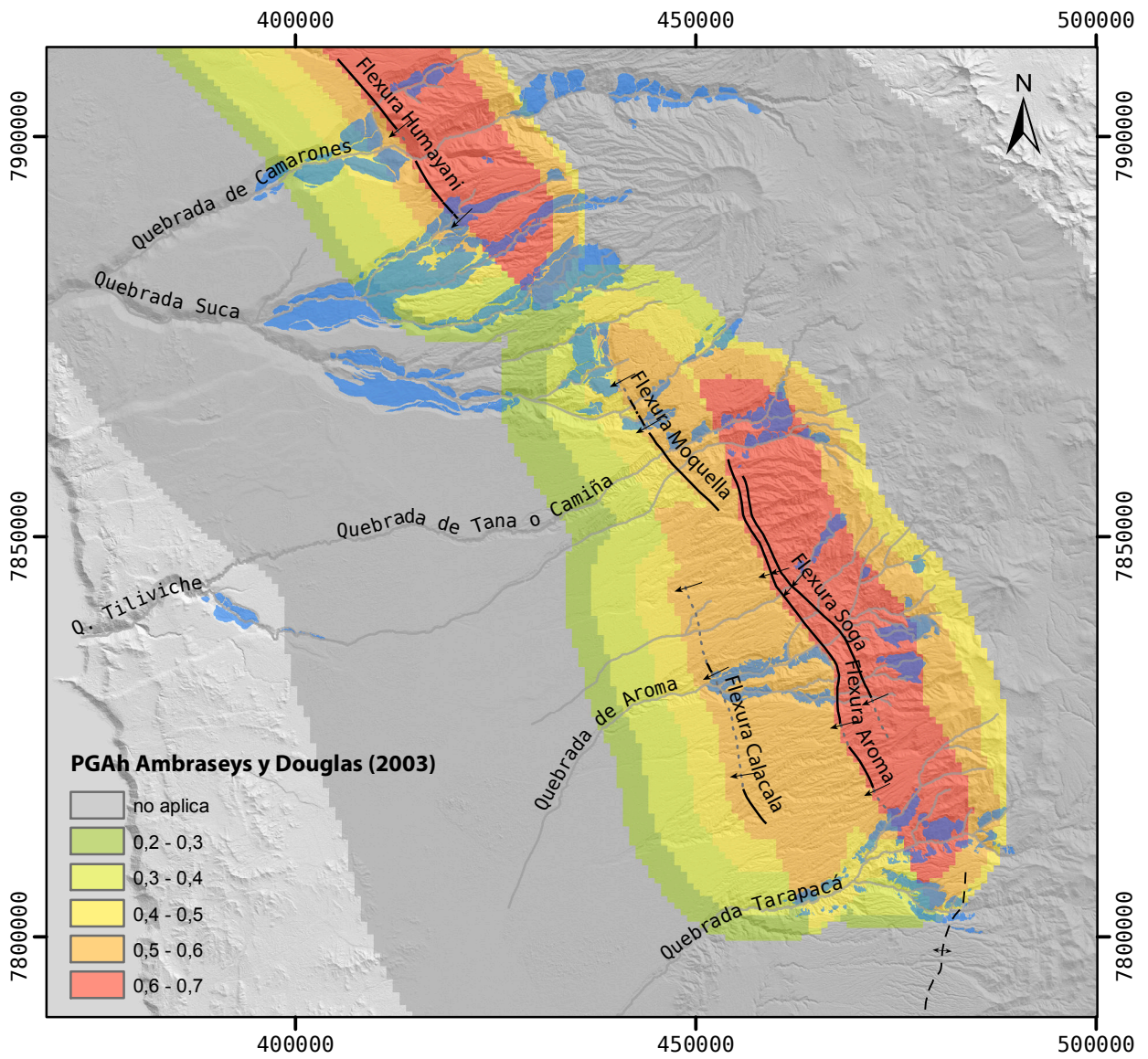


Figura 11.3: Mapa de atenuación de la aceleración horizontal peak utilizando la ecuación propuesta por Ambraseys y Douglas (2003), calculada para un sismo de la magnitud máxima esperada. El área máxima de aplicación es de 15 km. Los polígonos azules corresponden a las remociones en masa mapeadas en el área de estudio. El gráfico de la izquierda representa el bloque yacente y el de la derecha el bloque colgante

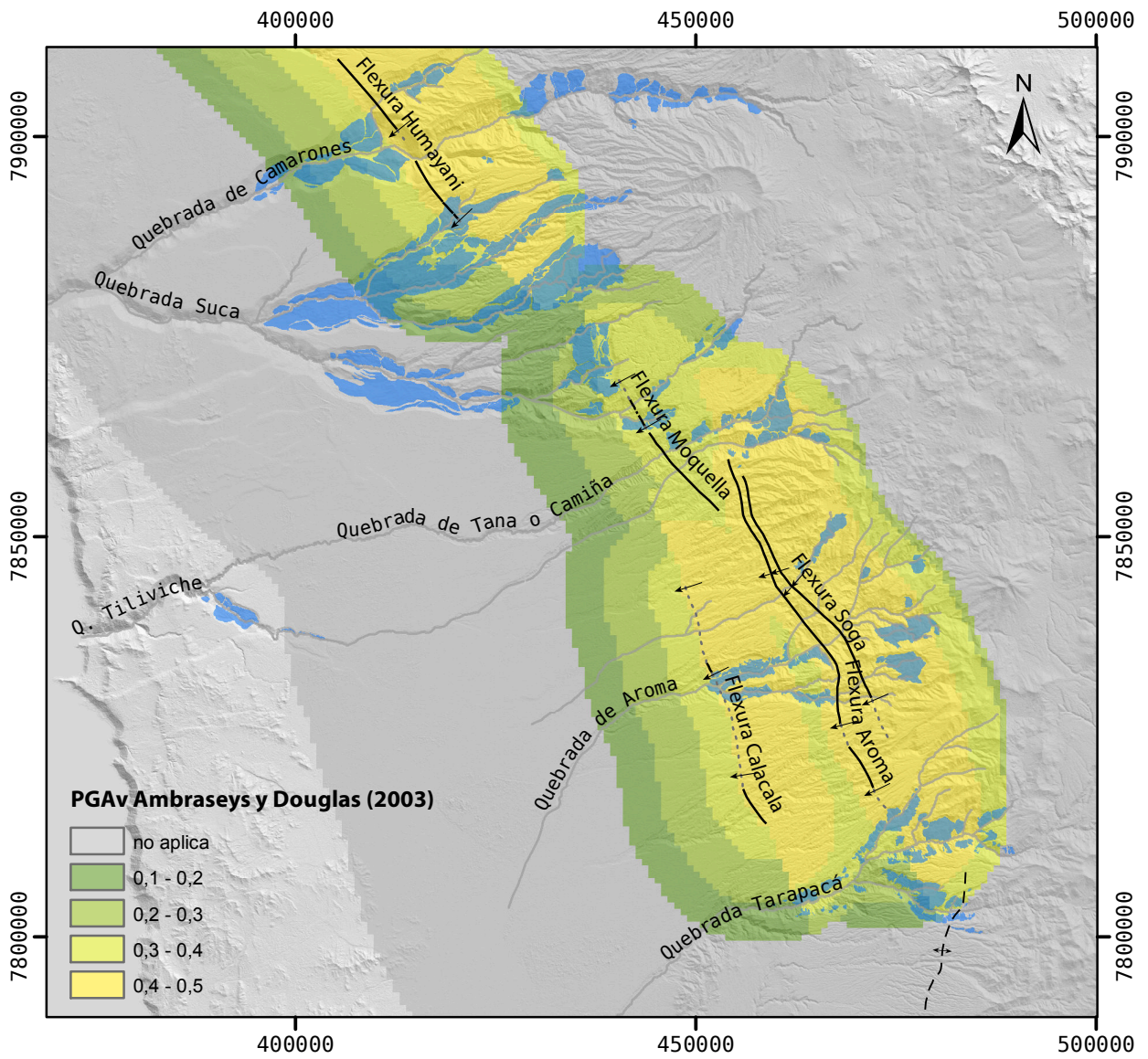


Figura 11.4: Mapa de atenuación de la aceleración vertical peak utilizando la ecuación propuesta por Ambraseys y Douglas (2003), calculada para un sismo de la magnitud máxima esperada. El área máxima de aplicación es de 15 km. Los polígonos azules corresponden a las remociones en masa mapeadas en el área de estudio. El gráfico de la izquierda representa el bloque yacente y el de la derecha el bloque colgante

## 11.2.2. Atenuación sismicidad de subducción

Considerando que el suelo de la Depresión Central de la Región de Tarapacá tiene una velocidad de corte promedio  $V_{S30} \geq 400 [m/s]$  (NCh 433.Of1996, Modificada en 2009), se utilizó la ecuación 9.20 (9) para estimar la ley de atenuación de terremotos de interplaca tipo thrust.

En el gráfico de atenuación del PGA de la Figura 11.5, se presentan 6 curvas, en donde se incorporan las magnitudes del terremoto de Pisagua (2014) y además las magnitudes de los terremotos previos a este período de laguna sísmica (1877), y que son comparables con las magnitudes esperadas para un sismo en esta zona ( $M_w = 8,8$  y  $9$ , ver Subsección 2.5.3). Se observa que para un sismo de subducción de magnitud mayor a  $9$  ( $M_w$ ) se obtienen valores de PGA superiores a  $1$  g a distancias epicentrales menores a  $100$  km.

Cabe notar que tomando como ejemplo el caso del terremoto de Pisagua (2014) se puede observar en la Figura 11.6 que la mayoría de las remociones en masa se encuentran distribuidas en un perímetro entre  $100$  y  $200$  kilómetros medido en planta desde el epicentro. Esto quiere decir que dichas zonas se vieron expuestas a aceleraciones sísmicas entre  $0,34$  y  $0,19$  g, frente a las cuales solo ocurrieron algunas caídas de rocas y deslizamientos de menor magnitud (ver Parte II de esta tesis). Sin embargo, si se supone un terremoto de magnitud  $9$ , frente a las costas de Tarapacá, cuyo epicentro estuviese en la misma longitud, este generaría aceleraciones entre  $0,5$  y  $0,94$  g para el mismo rango de distancias, el cual sería mayor a  $1,1$  g en la zona costera (Figura 11.5).

Tabla 11.5: Valores Extremos Aceleraciones (g) medidas durante el terremoto de Pisagua ( $M_w 8.2$ ), 2014. Datos publicados por la Red Nacional de Acelerógrafos

Estación	Ac. Máx. Horizontal (g)	Ac. Máx. Vertical (g)	Intensidad Instrumental	Ac. Teórica (*)
Iquique Hospital	0,32	0,21	VII	0.32
Pica	0,34	0,23	VI - VII	0.19
Punta Patache	0,13	0,06	VI	0.24
Arica Cerro La Cruz	0,13	0,09	VI	0.26
Mejillones	0,02	0,02	-	0.098
Calama	0,02	0,02	-	0.1

\* De acuerdo a ley de atenuación de aceleración máxima de Ruiz y Saragoni (2005), para terremotos de interplaca tipo thrust.

Si se comparan estas aceleraciones teóricas con las obtenidas durante el terremoto de Pi-

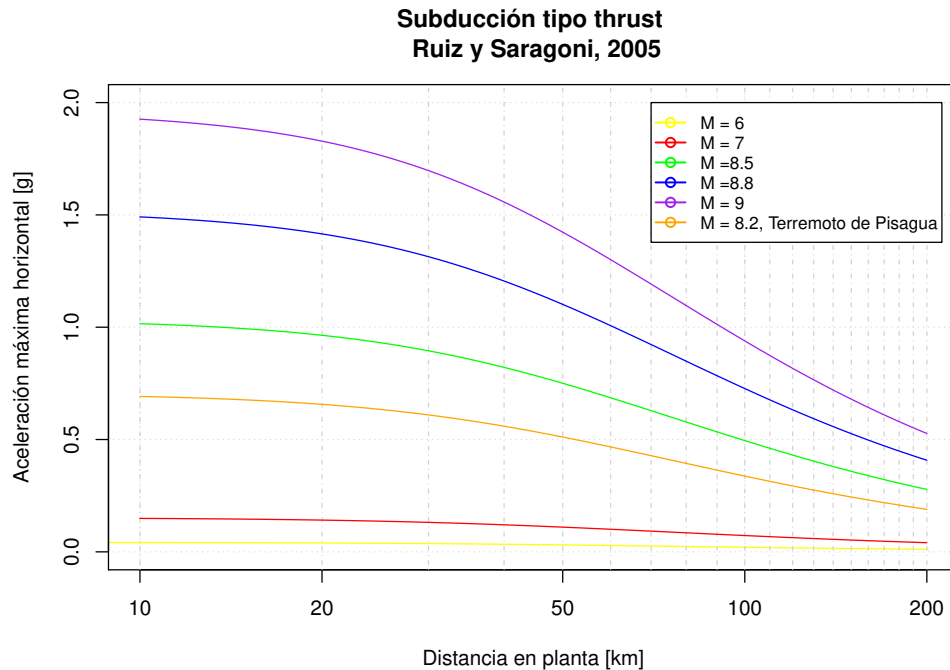


Figura 11.5: Ley de atenuación para sismicidad interplaca (Ruiz y Saragoni, 2005). (ver Anexo M).

sagua (Tabla 11.5, se observa que sólo para el caso más cercano (Iquique) es comparable la aceleración teórica a la instrumental. A medida que se va alejando las aceleraciones teóricas son cada vez más altas que las instrumentales; excepto para el caso de Pica, donde son más bajas. Lo cual podría estar indicando cierta ocurrencia de efectos de sitio en la Depresión Central, incluso ligados a terremotos de subducción.

Si se comparan los valores de PGA obtenidos por cada una de las leyes de atenuación recién presentadas. Se obtiene que según la posición de cada remoción en el mapa, prevalece el valor de aceleración calculado por cierta ley sobre las demás. Así, se obtienen esencialmente cuatro dominios:

- En el sector más occidental de la zona de estudio, representado por A, D, L y M en la Figura 11.7, los valores teóricos más altos de PGA se obtienen para ley de atenuación para terremotos de subducción de Ruiz y Saragoni (2005). Aunque, como se observa en la Tabla 11.6, en esa zona no es válida la ley de atenuación de Ambraseys y Douglas (2003), tanto para aceleraciones horizontales como verticales.
- Lo mismo sucede en el sector más oriental, caracterizado por C, donde la aceleración se atenúa mucho más con la ley de atenuación de Idriss (2008), y la de Ambraseys y Douglas (2003) no cubre ese sector.
- En las zonas cercanas al eje de las flexuras (F y H), predomina el valor teórico de acelera-

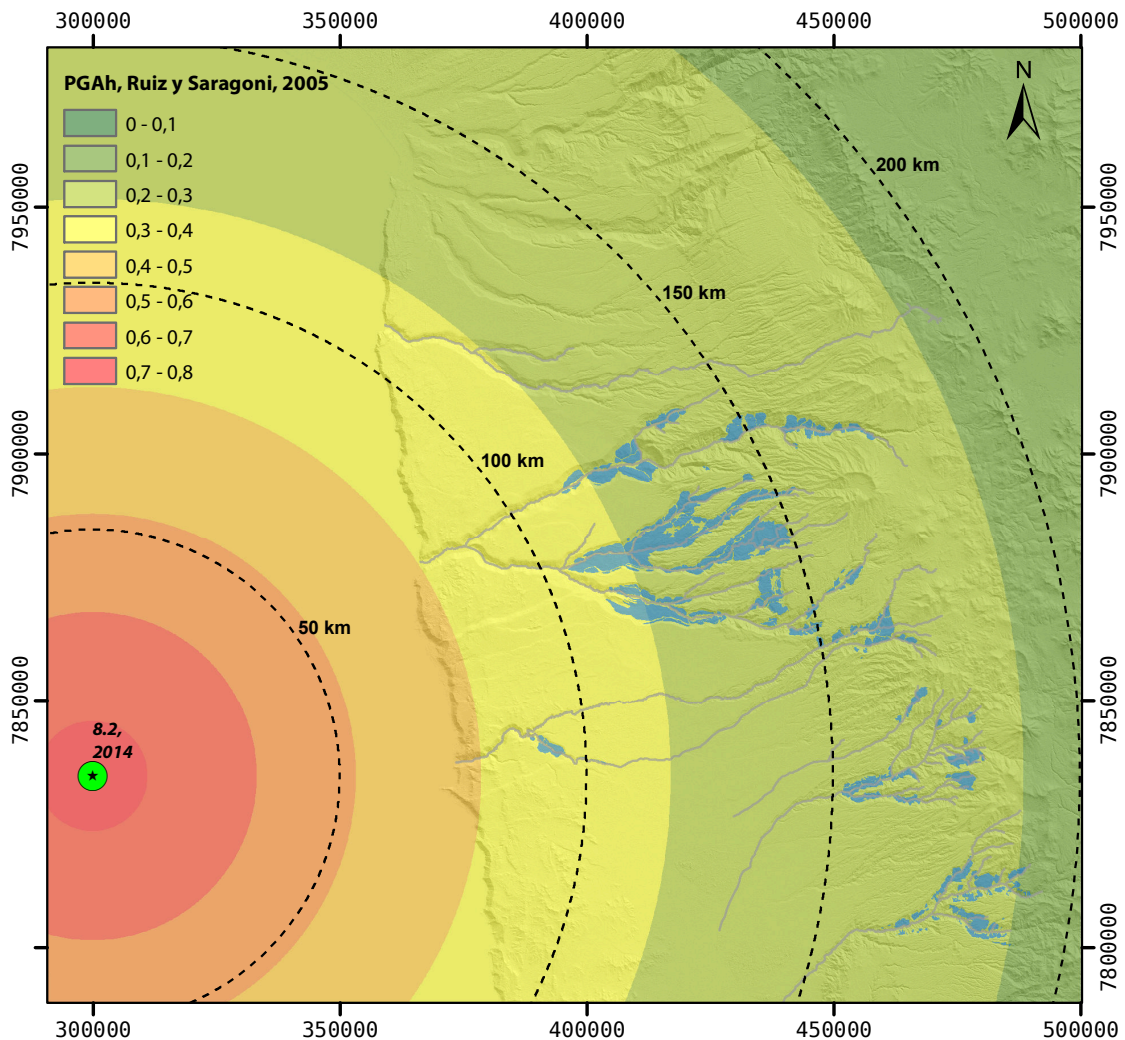


Figura 11.6: Atenuación PGA teórico del Terremoto Pisagua 2014 con la distancia epicentral. Se consideró una profundidad hipocentral de 38,9 km para el terremoto. Los polígonos azules representan las remociones en masa.

ción dado por la ley de atenuación de Idriss (2008).

- En la zona más distal del bloque colgante (B, G, I, J, K), aunque menor a 15 km, las aceleraciones horizontales calculadas por medio de la ley de atenuación de Ambraseys y Douglas (2003) son mayores a las estimadas con la ley de Idriss (2008).

Finalmente las aceleraciones verticales teóricas, estimadas por medio de ley de atenuación de Ambraseys y Douglas (2003), fueron siempre menores a aceleraciones horizontales estimadas para terremotos corticales por medio de cualquier otro ley de atenuación para terremotos corticales. Sin embargo, la aceleración vertical teórica es mayor (en todo los puntos donde la ley es aplicable) en comparación con la ley de atenuación para terremotos de subducción dada por Ruiz y Saragoni (2005); excepto para el punto J.

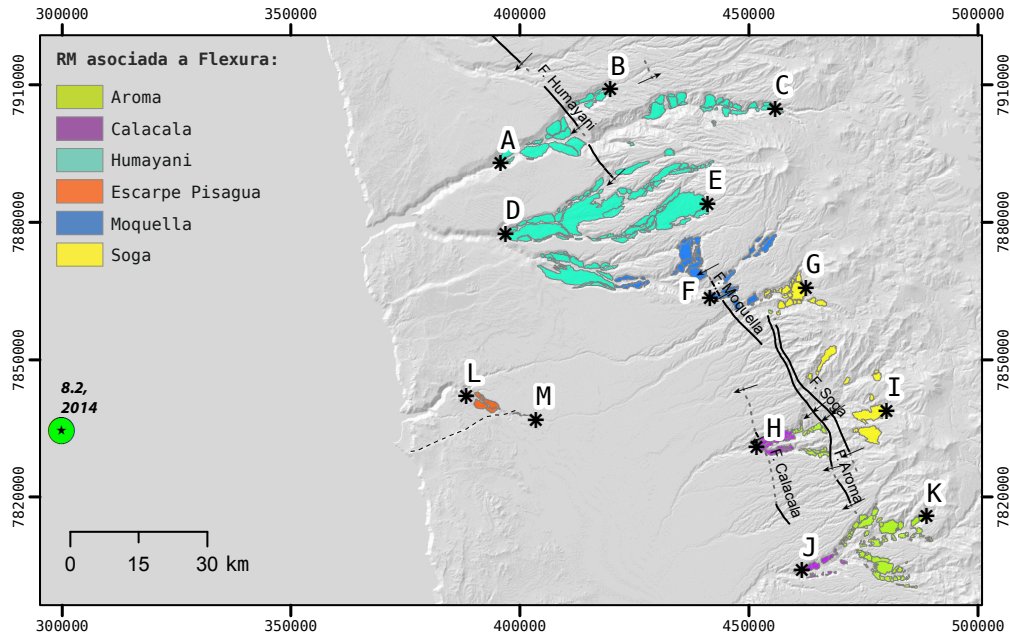


Figura 11.7: Se presentan 13 puntos de control para conocer el PGA asociado de acuerdo a cada una de las leyes de atenuación utilizadas en este trabajo (Tabla 11.6). Las Remociones en masa han sido coloreadas de acuerdo a la flexura a la cuál fue asociada cada una de ellas para la estimación del PGA. Se muestran las Flexuras a las cuales se asocian las fuentes sísmicas corticales; así como también la ubicación del terremoto de Pisagua (2014) utilizado como ejemplo de control.

Tabla 11.6: Valores de PGA obtenidos mediante cada ley de atenuación para los puntos propuestos en la Figura 11.7. En celda color gris se destaca el valor de aceleración teórico más alto calculado.

Código	RyS-2005	S-1997	I-2008	AyD(H)-2003	AyD(V)-2003
A	0,31	0,20	0,22	-1,00	-1,00
B	0,26	0,35	0,36	0,60	0,45
C	0,22	0,10	0,13	-1,00	-1,00
D	0,32	0,13	0,16	-1,00	-1,00
E	0,25	0,21	0,23	-1,00	-1,00
F	0,25	0,58	0,60	0,46	0,32
G	0,22	0,34	0,35	0,61	0,45
H	0,24	0,64	0,68	0,54	0,39
I	0,21	0,33	0,33	0,54	0,39
J	0,23	0,29	0,30	0,31	0,19
K	0,20	0,27	0,28	0,48	0,33
L	0,37	-1,00	-1,00	-1,00	-1,00
M	0,33	0,05	0,08	-1,00	-1,00



# Capítulo 12

## Discusiones

### 12.1. Acerca de la razonabilidad de la hipótesis

La hipótesis que se presentó inicialmente consiste en que la gran cantidad de mega remociones en masa repartidas entorno a las flexuras precordilleranas fueron gatilladas por uno o varios eventos sísmicos de gran magnitud cuya fuente sísmica se encontraba justamente en las fallas ciegas que generan tales flexuras. Además se esperaba que el número, tamaño, y extensión de las remociones en masa fuera proporcional a la magnitud de cada uno de estos paleo-sismo hipotéticos (Solonenko, 1977).

Como se explica en esta sección, se encontraron patrones en la geometría, dimensiones, distribución y características geomorfológicas tanto de las laderas como de los depósitos de las mega remociones en masa de la zona de estudio, tales que es posible asociarlas a un gatillante sísmico. Sin embargo en la distribución de PGA no se observaron características convincentes, por lo que es necesario considerar otros factores (como se explica en el resto de las secciones más adelante).

Las remociones en masa se podrían agrupar en distintos cluster, a los cuales se les podría atribuir un paleo-sismo diferente. En este trabajo se han sugerido cinco fallas ciegas como las fuentes sísmicas corticales más probables, que corresponden a cada una de las fallas ciegas asociadas a las flexuras de carácter regional. Las estructuras locales fueron descartadas por tener un largo menor y por lo tanto una superficie de influencia menor (menor superficie de ruptura, y menor magnitud).

Para algunos de los depósitos de mega remociones en masa es posible identificar relaciones

espaciales que indican temporalidad y permiten discretizar entre distintos eventos (como por ejemplo reactivaciones dentro del cuerpo, o en el escarpe principal). Éstas remociones se clasifican como compuestas y/o complejas, y, por mayor simplicidad en los análisis, fueron consideradas como un único depósito de una mega remoción en masa, puesto que se asume que el cuerpo y escarpe más importante se deben a un evento principal, y las reactivaciones posteriores se deben a otros factores que no son considerados en este trabajo (variaciones temporales en las redes hidrográficas, saturación por lluvia o variaciones en nivel freático local, etc.) o bien a sismos posteriores de menor magnitud.

Solonenko (1977) describió seis tipos de remociones en masa asignadas a gatillante sísmico, que fueron agrupadas por Jibson (1996) como se muestra a continuación. (1) Subsistencia de áreas de decenas de kilómetros cuadrados; (2) colapso de laderas de montañas cruzadas por fallas activas; (3) toppling de picos montañosos de alta pendiente; (4) deslizamientos traslacionales o rotacionales de escalones topográficos que cubren varios kilómetros cuadrados; (5) caídas y avalanchas de rocas que tienen distancias de runout anormalmente largas; (6) avalanchas y flujos de suelo que tienen una gran movilidad. De todos estos puntos, en la zona de estudio se cumplen (2), (4) y (5). Si esta clasificación se compara con la realizada en Farías (2012), podría decirse que las remociones en masa agrupadas en (2) corresponden a las “remociones en masa de quebrada”, es decir a la gran mayoría de los deslizamientos rotacionales y traslacionales circunscritos en las laderas perpendiculares a las fallas ciegas del límite DC-P; las remociones en masa agrupadas en (4) a las “remociones en masa frontales o estructurales” y las agrupadas en (5) a las “remociones en masa dispersas o retrabajadas” (Figura 12.2). Por lo tanto, de acuerdo a estas observaciones geomorfológicas con respecto al origen de las remociones en masa, es posible establecer que las remociones en masa del área de estudio podrían tener en un origen sísmico y relacionarse con las características de las fallas locales y su sismicidad.

Si se toman en cuenta los mecanismos de ruptura de mega-remociones en masa gatilladas por sismo propuestos por Huang (2015, Sección 1.2, Figura 1.1), se pueden agrupar principalmente en los tipos “a” y “c”. La mayoría de las remociones en masa distribuidas en las quebradas E-W del área de estudio podrían haberse generado por un mecanismo similar al tipo “a”. Éstas se encuentran en laderas con estratos subhorizontales, y al menos en algunos de los depósitos de la quebrada Camarones se observaron finas capas de yeso que podrían estar asociadas a la superficie de deslizamiento. Los deslizamientos frontales parecen cumplir con el mecanismo de ruptura del tipo “c”, un ejemplo de esto sería el deslizamiento Miñimiñi, el cual probablemente comenzó su proceso de deformación junto al plegamiento regional asociado a la Flexura de Moquella, en este caso la capa débil por la cual se genera el deslizamiento corresponde a la interfaz arcillosa entre la arenisca del techo de la Formación Latagualla y la Ignimbrita de Tara-

pacá sobreyacente (Figura 10.4, Pinto, 2004; ambas se correlacionan con la Fm. El Diablo en la Hoja de Miñimiñi, con los miembros Md1 y Md1a, respectivamente).

En ambos mecanismos de ruptura se observó que el factor fundamental para condicionar el fracturamiento frágil, está dado por la liberación de una cara gracias a la erosión de un río. Sin embargo, se desconoce la existencia de una zona acoplada en el sentido de “bloque clave”, puesto que no necesariamente esta zona correspondería a una litología más resistente, y se propone que más bien se alcanza un umbral de esfuerzo crítico para producirse fracturamiento frágil en una sección del bloque que se va a desplazar (probablemente en su parte media). Esto estaría condicionado por el arrastre desde la zona frontal y el agrietamiento profundo por tracción acumulada en la parte superior, tal como propone Huang (2012, 2015).

## 12.2. Forma y distribución de las mega remociones en masa

### 12.2.1. Movilidad de los distintos tipos de remoción en masa

La movilidad de las remociones en masa se caracteriza por su ángulo de viaje o razón H/L (con H: altura vertical desde la corona al pie del depósito y L: runout) en comparación con el volumen.

Al contemplar el conjunto de datos proyectados sobre el gráfico de movilidad de Hutchinson (1988) (Figura 12.1) se observa que la tendencia general de las remociones en masa es a tener un ángulo de viaje alto, y tener gran movilidad horizontal en comparación con la vertical, la cual es levemente mayor con el aumento de volumen. Para remociones en masa de volumen superior a  $30 \text{ Mm}^3$  se observa un ajuste comparable a *sturzstroms*<sup>1</sup> y *bergstürze*<sup>2</sup>. Además esta característica, se correlaciona de acuerdo a lo esperado teóricamente para remociones en masa gatilladas por sismos como muestra la Figura 1.3 (Sección 1.4.1, Capítulo 1) .

Se calcularon las líneas de tendencia de la dispersión de datos según tipo de remoción en ma-

---

<sup>1</sup>Un *sturzstrom* (palabra alemana compuesta de *sturz* (caída) y *strom* (corriente)) consiste en una remoción en masa compuesta de suelo y roca que tiene un desplazamiento horizontal extenso en comparación con la caída vertical; y se caracterizan por el aumento de su movilidad con el aumento de volumen. Puede ser descrita como una avalancha de roca seca de gran volumen, causado por el demembramiento pendiente abajo de un deslizamiento de roca debido a la pérdida progresiva de cohesión interna. Viajan a más de 50 m/s y alcanzan volúmenes de más de  $10^6 \text{ m}^3$ . Hsü, 1975; Hungr et al, 2014.

<sup>2</sup>*Bergstürze*: expresión alemana para “landslide” (“mountain falls” (Hsü, 1975): que se podría traducir como derrumbe de montaña). Otra acepción es avalancha.

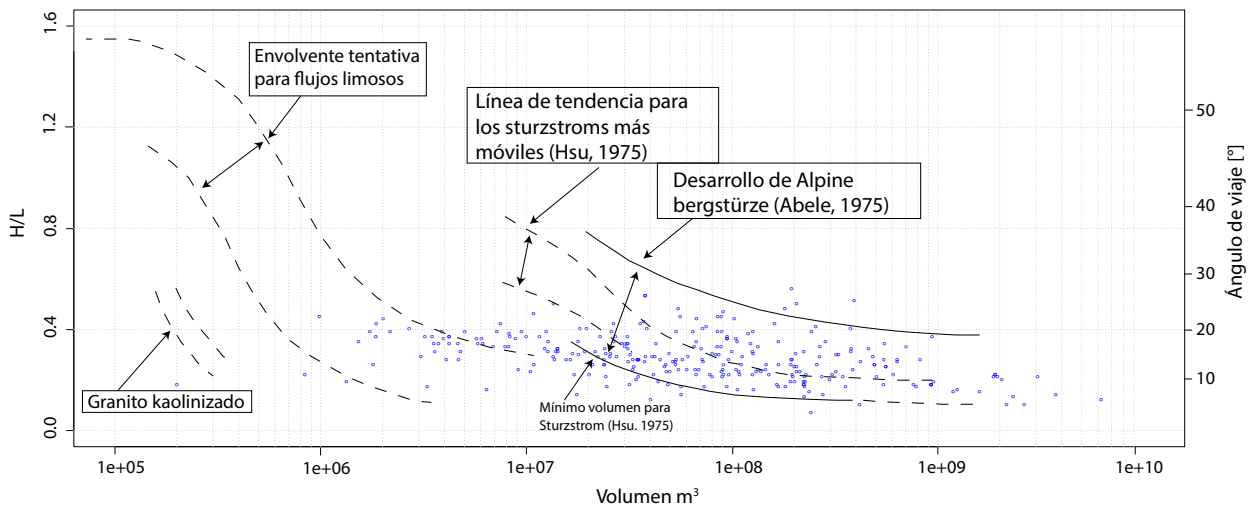


Figura 12.1: Movilidad de las remociones en masa. Los puntos azules corresponden a los datos obtenidos en la región de estudio sobre el gráfico de ángulo de viaje vs volumen de Hutchinson, 1988.

sa (avalanchas, deslizamientos compuestos, rotacionales y traslacionales) en un gráfico de H/L (ángulo) vs volumen. Debido a que en general todas las remociones en masa del área de estudio despegan desde la misma altura en la ladera (dada por la excavación de las redes de drenaje y las diferencias topográficas locales), las diferencias en el ángulo de viaje dependen prácticamente de la distancia de transporte (el alcance o *runout*, L), y por tanto del comportamiento y mecanismo de movilización de cada tipo de remoción en masa.

Para deslizamientos rotacionales, traslacionales y compuestos, se encontraron líneas de tendencia casi paralelas, en las que el ángulo de viaje fue mayor para los deslizamientos traslacionales y menor para los compuestos (Anexo R). Esto se debe a que los deslizamientos compuestos usualmente comienzan como deslizamientos rotacionales, que luego continúan deslizándose paralelos a la superficie del suelo e incluso pueden convertirse en avalanchas en su parte frontal; trasladándose por grandes distancias y ángulos de viaje. Mientras los deslizamientos rotacionales tienden a auto-estabilizarse, y en general los deslizamientos traslacionales del área de estudio se encuentran confinados a las laderas. Además los deslizamientos compuestos en la zona de estudio ocurrieron para los volúmenes mayores. Por otro lado, la línea de tendencia de H/L vs V de las avalanchas de roca presenta una pendiente mucho mayor, es decir, la movilidad de las avalanchas aumenta notoriamente con el volumen de las remociones en masa, lo cual podría deberse a que éstas son extremadamente rápidas y por lo tanto de alta energía e inercia. Este comportamiento de las avalanchas coincide con lo esperado teóricamente para avalanchas de roca de gran volumen (sturzstrom) que se forman a partir del desmembramiento de un deslizamiento de roca en su recorrido por la ladera (Heim, 1932; Hungr et al., 2014).

## 12.2.2. Distribución de las remociones en masa como una función de la geomorfología y geología

Se observan las redes de drenaje como principal factor condicionante de la ocurrencia y distribución de las remociones en masa en la Depresión Central (DC) y el límite de la Precordillera (P). Éstas, además de erosionar y generar un desajuste en los esfuerzos, proveen el espacio para que se acomoden los futuros depósitos de remoción en masa. En ese sentido, la distribución es controlada por los patrones que adquieren las redes de drenaje (que en el límite DC-P incluso alcanzan a tomar disposición N-S). Por otro lado, las condiciones climáticas y geomorfológicas del área de estudio han permitido el desarrollo de profundos cañones, que exponen enormes potencias de unidades volcánicas y sedimentarias de edad oligocena a miocena superior, las cuales son altamente susceptibles a derrumbarse.

Estas unidades pertenecen a las formaciones Azapa (en sector Hojas de Arica y Miñimiñi), Fm. Oxaya (en sector Hojas Arica, Miñimiñi y Camiña), Fm. El Diablo (en sector Hojas Camiña, y Guaviña), Fm. Altos de Pica (en sector Hoja de Camiña, equivalente a Fm. Azapa y Oxaya) y por último la Fm. Ignimbrita Nama (en las Hojas de Miñinmiñe y Camiña).

Por otro lado, se encontró que las condiciones que constriñen la ocurrencia de remociones en masa son:

- En general, la ubicación de las remociones en masa de los sectores más orientales se ve limitada por la cobertura volcánica andesítica del Mioceno superior (unidad 7 en Figura 12.2).
- Occidentalmente las remociones en masa están limitadas por el eje de flexuras NNW de carácter regional o por posibles lineamientos de estas. En la quebrada de Camiña, este límite lo pone la Flexura Moquella, mientras que la Flexura Calacala delimita las remociones de la quebrada de Aroma, y eventualmente en la de Tarapacá, si se proyecta hacia el sur (donde incluso se exhuma el mesozoico).
- En el sector noroccidental del área de estudio (en el límite entre la DC y CC, a la altura de las quebradas Suca y Camarones) se observa una serie de lineamientos NNW menores que podrían estar controlando las remociones en masa más occidentales (trazados como lineamientos B y C en la Figura 12.2).
- Las remociones de la quebrada Tiliviche no fueron consideradas en el análisis de sismicidad cortical realizado en este trabajo (por encontrarse muy distales a las flexuras NNW del límite DC-P). Estas probablemente estén asociadas a estructuras de la CC o del límite CC-DC. En la Figura 12.2 se resaltó un lineamiento (D) que corresponde al “Escarpe Pisa-

gua”. Identificado como una falla inversa ENE-WSW de vergencia al NW (Allmendinger et al., 2005), que estuvo activa hasta el Plioceno tardío (es cortada por fallas normales más jóvenes).

- En el sector más occidental de la quebrada de Aroma se produce un abombamiento del terreno, el cual permite el afloramiento de unidades mesozoicas (jurásicas y cretácicas, unidad 10 en Figura 12.2) que van delimitando gradualmente la ocurrencia de las remociones en masa. También afloran estas unidades justo en los ejes de los pliegues de las Flexuras en las quebradas Aroma y Tarapacá, y parecieran no estar afectadas por las remociones en masa.

Con respecto a este último punto, es complejo saber si las unidades mesozoicas se encuentran formando parte de los depósitos de remoción en masa, puesto que en la mayoría de los casos, si acaso no en todos, la interfaz del despegue no aflora en superficie, o bien está cubierta por los mismos depósitos (ejemplo, depósito en ladera sur de Laonzana, en la quebrada de Tarapacá). Y se presentan dos opciones con respecto al desarrollo de planos de ruptura en las unidades mesozoicas. (1) Las hubo, y su zona de ruptura se encontraba en el contacto entre el basamento mesozoico y las unidades cenozoicas posteriores (o directamente en las unidades mesozoicas). Estas habrían cubierto el basamento mesozoico, sin embargo, posteriormente fueron erosionadas, dejando expuesto el mesozoico que tendría una mayor competencia y resistencia a la erosión. (2) No ocurrieron remociones en masa en las unidades mesozoicas, en este caso se asume que son más resistentes que las unidades cenozoicas. En la quebrada de Tarapacá, pareciera haber además interacción con procesos erosivos, relacionados al abombamiento del sector (y a la presencia de depósitos aluviales alzados).

Una morfología interesante corresponde a la que se desarrolla en las zonas de intersección entre el eje de una flexura con una quebrada bien desarrollada. En estas zonas se observó la tendencia de las quebradas a ampliarse, ya sea formando lechos más amplios o bifurcándose, en ambos casos esto permite el desarrollo de remociones en masa río arriba (Figura 12.3). Esto probablemente se deba a que la extensión que se genera en superficie (en la cobertura) facilita la erosión de las unidades sobreyacentes más débiles, generando el espacio e inestabilidad para que se formen más remociones en masa río arriba. En la zona de estudio, esto se observa como una rampa firme que corresponde a la unidad plegada más dura, con las unidades sobreyacentes más jóvenes completamente erosionadas, acompañado con el desarrollo de remociones en masa río arriba.

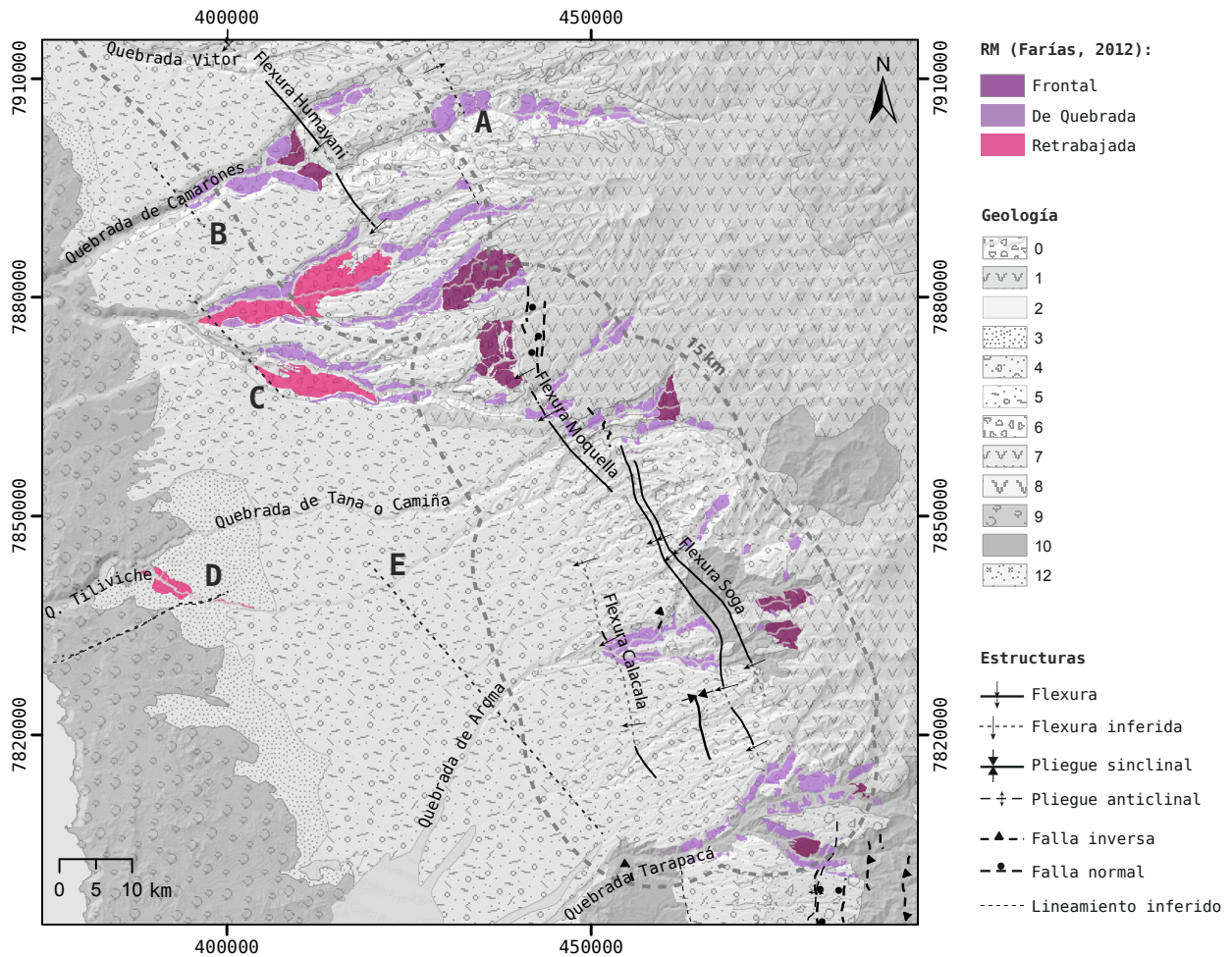
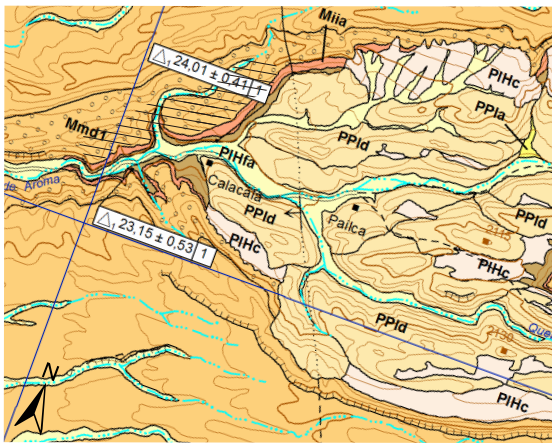
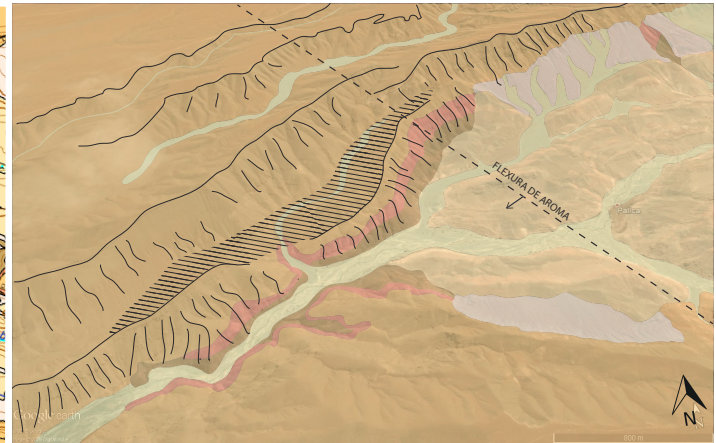


Figura 12.2: Lineamientos más importantes inferidos o recuperados de cartas anteriores. **A:** se propone como la proyección hacia el sur de la flexura de vergencia Este inferida (García, 2002) que se aprecia justo al norte del lineamiento sugerido; **B:** Flexura de Cananoxa (García, 2002); **C:** Flexura de Brüggén, 1950; **D:** Falla inversa cercana a Tiliviche (conocido como Escarpe Pisagua, Allmendinger et al., 2005); **E:** Lineamiento propuesto a partir de la observación de características geomorfológicas, sismicidad de baja profundidad de orientación NNW, y pequeñas trazas de lineamientos en el mapa geológico de Chile escala 1:1.000.000. Las estructuras geológicas sin nomenclatura, han sido extraídas de los mapas geológicos correspondientes (Figura 2.3). Geología (de Imagen 2.4): **0:** Depósitos de remoción en masa del Mioceno superior a holoceno; **1:** Arco volcánico actual; **2:** Cobertura aluvial Pleistoceno-Holoceno; **3:** Depósitos evaporíticos cuaternarios; **4:** Formación Altos de Pica y Oxaya (Oligoceno tardío - Mioceno temprano); **5:** Formación El Diablo (Mioceno medio - Plioceno); **6:** Secuencias sedimentarias del Piedemonte (Mioceno superior - Plioceno); **7:** Secuencias volcánicas andesíticas del Mioceno medio a superior; **8:** Secuencias volcánicas Paleoceno - Eoceno inferior; **9:** Unidades mesozoicas de la Cordillera de la Costa; **10:** Unidades mesozoicas de la Precordillera; **12:** Unidades paleozoicas de la Precordillera. También se señala el límite de los 15 km medidos desde la traza de las flexuras. Clasificación morfológica de las remociones en masa de acuerdo a la tipología propuesta en Farías (2012).



(a) Geología en apertura del lecho.



(b) Figura esquemática de la apertura del lecho.

Figura 12.3: (a) Mapa esquemático mostrando la geología, y geomorfología (remociones en masa, escarpes, ríos, etc) de una zona tipo (en quebrada de Aroma). Morandé et al., 2015. Imagen en planta. (b) Figura esquemática de la misma zona mostrando el desarrollo de una plataforma a la altura de la flexura. Perspectiva hacia el NE.

### 12.2.3. Distribución con respecto a la clasificación de las remociones en masa

Al clasificar las remociones en masa en “frontales” (“estructurales” en Farías (2012)), “de quebrada” y “retrabajados” (clasificación informal propuesta por Farías (2012) y modificada por Letelier (2013)), como se presenta en la Figura 12.2, es posible notar: (1) que las remociones en masa “retrabajadas” se encuentran en las zonas más distales a los ejes de las flexuras (>15 km) y suelen tener ángulos de viaje más bajos en comparación con los otros tipos de remoción en masa; (2) no todas las remociones en masa frontales (principalmente deslizamientos compuestos) se encuentran en el borde occidental del Altiplano, si no que también pueden estar controladas directamente por estructuras locales o litología; (3) las remociones en masa frontales son las de mayor tamaño; (4) la mayoría de las remociones en masa del área de estudio corresponden a remociones “de quebrada” (son principalmente deslizamientos rotacionales y traslacionales) las cuales se encuentran circunscritas a las laderas en donde se generaron.

Debido al bajo ángulo de viaje que tienen las remociones en masa “retrabajadas”, a la gran cantidad de escarpes secundarios, a la rugosidad a gran escala, y a la lejanía a la fuente sísmica, se plantea la posibilidad de que estas remociones puedan tener un mecanismo de formación distinto al resto, una opción podría corresponder a que su desarrollo ocurrió bajo una alta presencia de agua. Sin embargo este planteamiento no descarta que hayan habido eventos sísmicos



que propiciaran su desencadenamiento. Y, que como se discutió anteriormente, estas remociones en masa ubicadas en el sector más occidental, podrían estar asociadas a la actividad de otro sistema de fallas, ubicadas mucho más al oeste que las fallas ciegas NNW del límite DC-P (eg. Escarpe Pisagua, D en Figura 12.2).

Probablemente las remociones “de quebrada” son las que tienen el mecanismo más sencillo y se propone que es debido a la inestabilidad propiciada por la profunda y rápida incisión de los cañones, en conjunto con cierta actividad sísmica gatillante contemporánea a su ocurrencia (ver discusión más adelante).

El desarrollo de las remociones en masa clasificadas como “deslizamientos estructurales”, en Farías (2012) o “deslizamientos frontales” en Letelier (2013), ha sido ampliamente relacionado a la actividad sísmica de las fallas ciegas que generan el sistema de flexuras de la Precordillera (Farías, 2012; Letelier, 2013; Pinto et al., 2008).

De este modo, las remociones en masa del piedemonte andino guardan una correlación directa con las características morfoestructurales de la región, distribuyéndose en un amplio relieve abombado, que fue modificado por un conjunto de fallas subsuperficiales de escala regional y características geométricas similares; cuyo ambiente morfotectónico propició sismicidad asociada a dicho sistema estructural. Entonces, la sismicidad cortical es considerada en primera instancia como responsable de las remociones en masa, por sobre la sismicidad de interplaca; aunque para intentar dilucidar esto, se hace el análisis de la Sección 12.3.

### **12.3. Relación de las mega-remociones en masa con la sismicidad**

Al contrastar las aceleraciones máximas teóricas asociadas a terremotos de subducción (Ruiz y Saragoni, 2005), tipo terremoto de Pisagua ( $M_w$  8,1; 2014), con las aceleraciones teóricas máximas asociadas a sismos corticales (tomando Idriss (2008) como ejemplo, puesto que corresponden a los resultados más altos) con fuente en las fallas ciegas que conforman los pliegues de carácter regional del límite Depresión Central-Precordillera, es posible observar que en la zona de interés son mayores las aceleraciones asociadas a sismos corticales. Esto, sobre todo considerando que las aceleraciones medidas instrumentalmente durante el terremoto de Pisagua (11.5) son más bajas que las aceleraciones máximas teóricas para un terremoto tipo Pisagua. Excepto para las zonas costeras y Pica, que llama la atención por estar a una longitud similar a

las remociones en masa estudiadas, y entonces podría estar mostrando indicios de que ocurren efectos de sitio en ese sector.

Si se realiza el mismo contraste para un terremoto de subducción teórico  $M_w=9$ , se obtienen aceleraciones teóricas entre 0,5 g y 1 g en la zona de las mega remociones en masa, los cuales superarían a las aceleraciones de sismos corticales teóricas, sin considerar los efectos de amplificación topográfica u otros efectos de sitio que éstas sean capaces de generar. Sin embargo, en el registro sísmico histórico, no existe evidencia de que en la zona de estudio se generen terremotos de tal magnitud, sí se ha estimado el terremoto de 1877,  $M_w \sim 8,6$  (Kausel, 1986), con una zona de ruptura entre los 19,6°S (Pisagua) a los 22,6°S (Cobija). Sin embargo, de acuerdo a Metois et al. (2013) un sismo de  $M_w \sim 9$  sólo sería posible si ocurre el fallamiento colectivo de los segmentos Loa y Camarones, o bien si alguno de estos segmentos liberara más slip al que se espera que se ha acumulado durante el período de acoplamiento intersísmico desde 1877.

Del análisis de histogramas de distancias de las remociones en masa con respecto a las fuentes corticales y de subducción, se observó que tal distribución guarda una mejor relación con fallas subsuperficiales que con terremotos de subducción. Esta relación se intenta definir a continuación.

### **12.3.1. Distribución de las remociones en masa en función de la distancia a las fuentes corticales**

Para evitar redundancias y obtener una distribución independiente del tamaño y cantidad de las remociones en masa, se decidió calcular la densidad de área, es decir la proporción de superficie cubierta por ellas. Esto se llevó a un gráfico de densidad de remociones en masa con respecto a la distancia a la traza de las flexuras.

El gráfico de la Figura 12.4 representa la concentración de remociones en masa en el área circundante a los lineamientos de las flexuras (asociados a las fallas corticales subsuperficiales). La densidad fue construida a partir de la proporción entre el número de celdas pertenecientes a remociones en masa y el conteo de celdas totales. Este conteo se hace en un área diferencial en bandas radiales de 100 metros de ancho cuyo eje central corresponde a la traza de los lineamientos. En el Anexo S se presenta un ejemplo de ráster de áreas radiales de ancho de 1 km para facilitar la visualización a esa escala (Figura S.1) y además los script que fueron creados para este proceso.

En la Figura 12.4 se observan tres peaks importantes, uno a los  $\sim 5$  km de distancia desde la

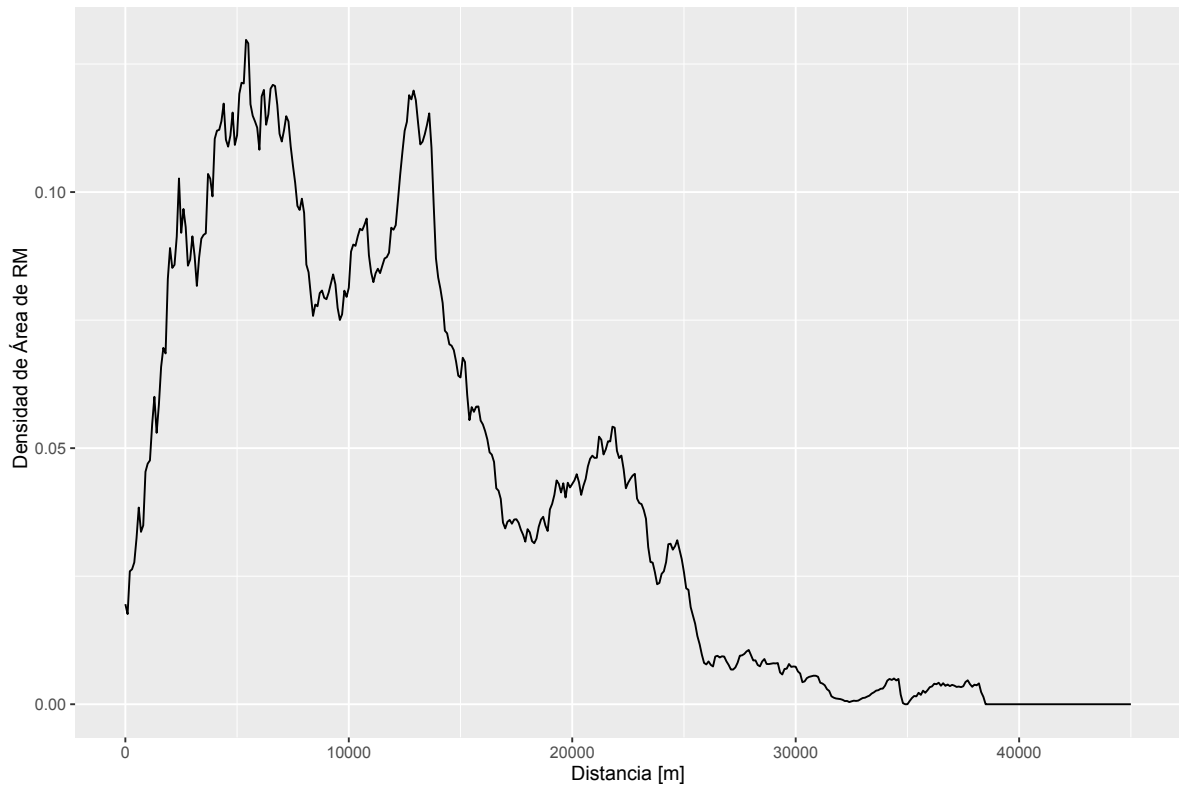


Figura 12.4: Densidad de remociones en masa con la distancia a las fuentes de sismicidad cortical.

fuente, un segundo a  $\sim 13$  km y el último a  $\sim 22$  km. De la comparación de este gráfico y el ráster de distancias se observa e interpreta lo siguiente:

1. *Gran densidad de remociones en masa entre los 17,5-25 km:* estas remociones en masa están constituidas exclusivamente por las distribuidas en las quebradas Suca y Miñimiñi, junto a una pequeña porción ubicada al norte de la Flexura Humayani. Las remociones en masa que se distribuyen en este sector de las quebradas Suca y Miñimiñi corresponden a deslizamientos compuestos y rotacionales secuenciales múltiples, cuya clasificación geomorfológica propuesta por Farías (2012) corresponde a “retrabajados”, que, como ya fue mencionado, podrían estar relacionados a otro tipo de factores desencadenantes. Una segunda interpretación, atiende a la posibilidad de que hubiera una estructura local o regional que no esté siendo considerada, como podría ser la Flexura de rumbo de Cananoxa (García, 2002) y una flexura de vergencia oeste más al sur (Brüggen, 1950), las cuales no aparecen contempladas en la cartografía más actual (Hojas Cuya y Miñimiñi). B y C, respectivamente en Figura 12.2.
2. *Hay un grupo de remociones en masa que se dispone más allá de 25 km:* corresponden a las remociones en masa que se encuentran en el bloque oriental de Flexura de Humayani,

las cuales podrían estar relacionadas a otra estructura de carácter local (lineamiento de flexura de vergencia este, Figura 12.2). Al norte de la quebrada Humayani, justamente a aproximadamente 23 km al este de la Flexura Humayani, se encuentra una segunda flexura de menor tamaño y de vergencia opuesta a la Flexura Humayani (Hoja Miñimiñi), que podría estar ligada al desarrollo de las remociones en masa de este sector. Las características geomorfológicas de la quebrada y de las remociones en masa, sugieren que esta estructura se prolonga hacia el sur (A, en Figura 12.2). Otra hipótesis propone la posible interacción de las remociones en masa con la geomorfología y diferencias de estrés dadas por la reología y cambios de pendiente asociados a la presencia del Volcán Mamuta, cuyo edificio guía la curvatura que toma el curso de la quebrada en dicho sector, así como también los patrones de las redes de drenaje.

3. *La mayoría de las remociones en masa se disponen en el radio 2 a 14 km:* puesto, que las remociones en masa asociadas a los tramos entre los 17,5-25 km y más allá de 25 km, podrían estar controladas por otro sistema de fallas, o incluso por otras características geomorfológicas; se plantea que el tramo entre los 2 y 14 km es el más representativo en cuanto a su relación con las flexuras del límite DC-P (Flexuras Humayani, Moquella, Soga, Aroma y Calacala; Figura 12.2), y por tanto el más confiable para evaluar su relación con la sismicidad cortical asociada a estas fuentes.
4. *La concentración en este peak disminuye entre los 7,5-12,5 km:* esta disminución en la concentración de remociones en masa, puede ser efecto de la discontinuidad Norte-Sur entre las trazas de las Flexuras Humayani y Moquella, el cual podría estar oculto bajo los enormes depósitos de remoción en masa de la quebrada Suca y sus afluentes. Además se observa que no hay remociones en masa en el bloque yacente del sector sur del área de estudio (Flexuras Soga, Aroma y Calacala).

A pesar de las observaciones anteriores, los análisis realizados a continuación fueron hechos para toda el área, considerando incluso más allá de los 15 km, puesto que esto da una mayor percepción de lo que ocurre en la región.

Se realizaron histogramas de frecuencia de remociones en masa, diferenciadas tanto por tipo como por área, en relación con la distancia a su posible fuente sísmica más cercana (Figuras U.2 y U.3, Anexo U). Se midió la distancia en planta desde el eje de cada una de las flexuras corticales de interés (Humayani, Moquella, Calacala, Aroma, y Soga) hasta el centroide de cada cuerpo de remoción en masa; lo cual permitió detallar algunas observaciones que se expresan más adelante. De este análisis fueron excluidas las remociones en masa de Tiliviche, puesto que se encontraban a más de 40 km distancia a las posibles fuentes de sismicidad cortical analizadas.

Para un análisis global, es decir, sin clasificar las remociones en masa, ni su posición relativa a la fuente (en bloque colgante o yacente), ni separar las fuentes sísmicas corticales; se encontró que la concentración de remociones en masa disminuye con respecto a la distancia a las fuentes corticales. Sin embargo, al realizar los mismos histogramas (n° de RM/distancia) por separado para cada una de las flexuras, no se reconoció la misma tendencia en la distribución de las remociones en masa asociadas a las Flexuras Humayani y Calacala y Soga. Ya fueron inferidas varias de las características que podrían condicionar este resultado (falta de análisis en los lineamientos inferidos, o trazas de lineamientos incompletas por ejemplo); sin embargo la mayor inconveniencia de este análisis está dada por la arbitrariedad en la definición de pertenencia entre las remociones en masa y las estructuras. Así como tampoco se conoce el mecanismo de interacción entre estas estructuras tan próximas.

La búsqueda de correlaciones ligadas al tipo de remoción en masa resultó infructífera. Sin embargo al agrupar por orden de magnitud de área, se observó que las remociones en masa de área entre 10 y 100  $km^2$  se distribuyen desde los 5 hasta a lo más 15 km de distancia. Excepto en el entorno de la Flexura de Humayani, en donde se distribuyen aún más distales a la Flexura Humayanai, que por lo ya discutido previamente podría corresponder a un caso particular. Mientras que las remociones en masa de menor orden de magnitud (menores a 10  $km^2$ ) se distribuyen de modo más homogéneo.

Por otro lado, no se encontraron las relaciones esperadas en relación a la distribución de remociones en masa con el PGA, tanto asociado a las fallas ciegas que generan las flexuras, como a los grandes terremotos de subducción. Incluso, al separar el análisis en bloque colgante y yacente, no se reconocieron tendencias de interés, para alguna de las layes de atenuación de la aceleración cortical, o para alguna de las flexuras en particular. Para los terremotos de interplaca se encontró que la concentración de remociones en masa aumenta disminuye con el aumento del  $PGA_h$ .

El que la concentración de remociones en masa aumente con la cercanía a una fuente sísmica cortical, en comparación con que disminuya con respecto a una fuente de interplaca, induce a favorecer el dominio de las fuentes corticales frente a las interplaca, como gatillantes de las remociones en masa.

### 12.3.2. Aplicabilidad de las leyes de atenuación de PGA

Conocer las aceleraciones peak es bastante útil, ya que se relaciona con las fuerzas inerciales inducidas sobre el terreno; sin embargo, mediante este parámetro no se pueden establecer la amplitud de onda, el contenido de frecuencias de un terremoto, ni tampoco la duración de este, los cuales son importantes para caracterizar el movimiento sísmico y los efectos de su perturbación.

Por ejemplo, Anderson y Bertero (1987) recomiendan que el PGA puede no ser un parámetro muy preciso para clasificar la severidad de un terremoto de acuerdo al potencial de daño. Puesto que registros pertenecientes al mismo terremoto pueden tener variaciones importantes en las características dinámicas debido a factores como la geología local, efectos de la propagación de la ruptura y distancia al plano de falla. Así por ejemplo, obras civiles emplazadas en sitios con peaks de aceleración similares pueden presentar respuestas dinámicas completamente distintas si una de ellas está emplazada en una región cercana a una falla (100% mayor) versus a otra situada a cierta distancia.

Con respecto a la aceleración asociada a sismos en fallas corticales, es importante aclarar que ninguna de las leyes de atenuación aplicadas para estimar teóricamente el PGA de la sismicidad cortical fue creada en específico para las características geológicas y sísmicas de Chile; por lo tanto no reflejan de manera precisa las características sismotectónicas presentes en la zona de estudio.

Las remociones en masa se distribuyen en un radio menor a 25 km con respecto a las trazas de los pliegues monoclinales -desde la quebrada Camiña hacia el sur, o menor a 50 km -desde la Flexura de Humayani. Como bien muestra la Tabla 11.6 del capítulo anterior, se obtuvo que sólo las leyes de atenuación horizontal Sadigh et al. (1997) e Idriss (2008) para fuentes corticales, junto a la de Ruiz y Saragoni (2005) para fuentes de interplaca, logran abarcar toda el área de distribución de remociones en masa de la Depresión Central. Mientras que las leyes de Ambroseys y Douglas (2003), tanto para aceleraciones horizontales como verticales, sólo tienen una cobertura de 15 km con respecto al eje de las flexuras (fuentes corticales), quedando fuera de análisis gran parte de las remociones en masa.

Además, es importante recalcar que las remociones en masa del sector de Tiliviche se encuentran a más de 50 km desde las posibles fuentes sísmicas corticales (distancia elegida para la creación de los ráster), por lo que no fue estimado el PGA asociado a fuentes corticales para este sector, sin embargo se estima que sería menor a 0,1 g. En relación a esto, se propone rea-

lizar un análisis de este mismo tipo para fallas normales, buscando el PGA asociado al Escarpe Pisagua (D, en Figura 12.2).

Conservando todas estas objeciones, para tomarlas en cuenta más adelante, se realizarán los análisis estadísticos que buscan relacionar el PGA con las distintas características de las remociones en masa.

### **Con respecto al cálculo**

Recapitulando, la magnitud y anchos máximos asociados a una ruptura sísmica hipotética fueron estimados mediante relaciones empíricas de Wells y Coopersmith (1994), y estos valores fueron utilizados posteriormente para estimar la atenuación de PGA según las ecuaciones propuestas por distintos autores. Si bien estas regresiones son aplicables para múltiples zonas geográficas y distintos tipos de sismicidad, los valores que se obtienen corresponden a promedios mundiales, y se podría estar subestimando el valor de las dimensiones calculadas para regiones con condiciones particulares, como las que se dan en Chile (eg. Dowrick y Rhoades, 2004, concluyen para el caso de Nueva Zelanda la relación de Wells y Coopersmith (1994) subestiman la magnitud en 0,4 unidades).

Al hecho de que todas estas estimaciones se basan en supuestos y conjeturas, no tan precisas se le agrega el error (teórico) asociado a cada una de las leyes utilizadas en la metodología para estimar PGA y a las dimensiones asociadas a cada estructura, el cual se va transfiriendo de un cálculo a otro.

### **12.3.3. Distribución de las remociones en masa en función del PGA**

En el análisis de densidad de remociones en masa con la distancia a las fuentes de sismicidad cortical (Figura 12.4), se observó que hay zonas de acumulación de remociones en masa, que podrían tener otros factores condicionantes y gatillantes ajenos a la sismicidad y geomorfología asociada a las Flexuras Humayani, Moquella, Aroma, Calacala y Soga. Por lo cual, se prefieren los resultados o conclusiones que se extraigan a partir de la observación de la distribución de las remociones en masa ubicadas a una distancia menor a 15 km de distancia “radial” (Subsección 12.3.1). Aunque igualmente, se analizarán los resultados para distancias mayores.

A partir del cálculo de atenuación del PGA, asociado al máximo terremoto posible, realizado a través de las ecuaciones de atenuación empíricas de Ambraseys y Douglas (2003), Idriss (2008),

Sadigh et al. (1997) para aceleración horizontal, y con Ambraseys y Douglas (2003) para el vertical, fue posible estimar el PGA máximo teórico al cual eventualmente se habría gatillado cada remoción en masa, respectivamente asociada a cada una de las flexuras. Para conocer las posibles relaciones entre el PGA y la ocurrencia de remociones en masa, se extrajo el valor del PGA estimado en el centroide de cada cuerpo de remoción en masa. Se realizó el mismo ejercicio para conocer las aceleraciones asociadas a cada remoción en masa estimadas para terremotos de subducción mediante Ruiz y Saragoni (2005).

De este modo las Figura 12.5 (también U.5 y U.6 en Anexo U) muestran la distribución de remociones en masa con el PGA máximo (horizontal y vertical) estimado para la totalidad del área de estudio (sin asociar cada una de las remociones a una fuente específica).

Se realizó el mismo ejercicio para conocer las aceleraciones asociadas a cada remoción en masa estimadas para terremotos de subducción mediante Ruiz y Saragoni (2005) (Figura 12.6).

Se esperaba que hubiese una mayor concentración de remociones en masa, o que fueran de mayor tamaño, para los valores teóricos más altos de PGA. Sin embargo, sólo se observa (Figuras 12.5) una relación creciente de la frecuencia de RM con el PGA, con las leyes de atenuación vertical y horizontal de Ambraseys y Douglas (2003). Por otro lado para la concentración de remociones en masa con el PGA asociado a fuente de interplaca, se obtiene todo lo contrario, la cantidad de remociones en masa aumenta para los PGA más bajos (Figura 12.6).

Se debe recordar que las ecuaciones de Ambraseys y Douglas (2003) utilizan la distancia  $d$  para la estimación del PGA. Esta distancia, a diferencia de  $r_{rup}$ , considera toda la zona sobre la proyección de la falla como  $d=0$  (Figura 9.2, Subsección 9.2.3). Por lo tanto, la zona sobre el bloque colgante comienza a atenuarse más allá de la proyección del plano de falla (orden de 10 km según la magnitud de la falla), lo cual entrega valores generales del bloque colgante mucho más altos. Por otro lado, las ecuaciones de Ambraseys y Douglas (2003) no consideran los sectores más distantes a 15 km, dejando gran parte de las remociones en masa fuera del análisis.

Se extrae de este histogramas (Figura 12.5) un peak que ocurre a los  $\sim 0,25g$  (0,2 - 0,3 g), tanto en la ley de Idriss (2008) como la de Sadigh et al. (1997). Este valor, coincide aproximadamente con el PGA mínimo estimado al que se concentra una gran cantidad de remociones en masa ubicadas en un perímetro menor a 15 km (Figura U.7).

A rasgos generales se puede decir que no se identificó ninguna tendencia en la distribución por tipo de remoción en masa, ni por tamaño, ni tampoco por origen (Anexo U). En los tres



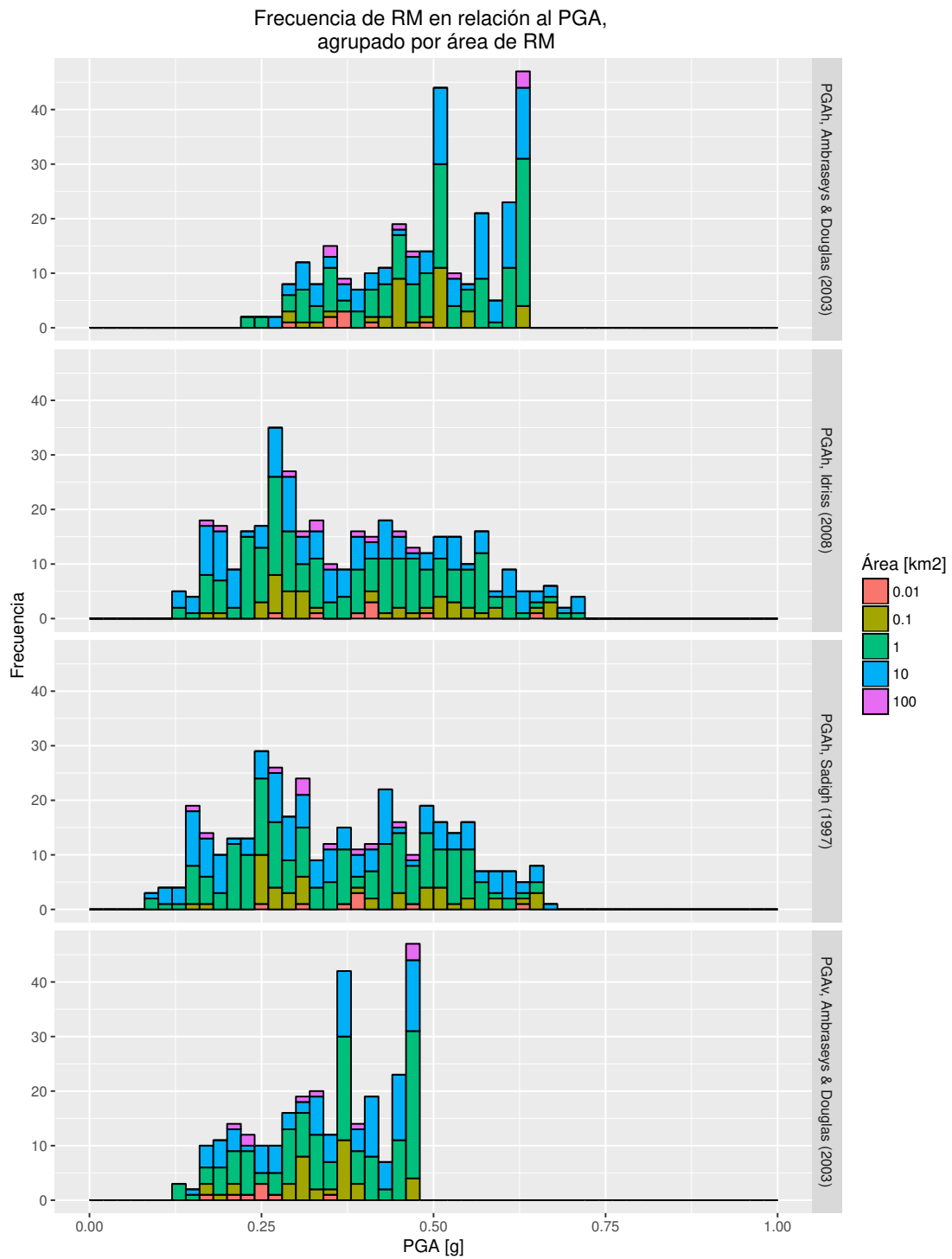


Figura 12.5: Frecuencia de remociones en masa en relación al PGA estimado para las distintas leyes, agrupado por tamaño de remoción. Se muestra una compilación general y el desglose en las siguientes páginas.

PGAh teórico (Ruiz y Saragoni, 2005)  
Terremoto Pisagua Mw 8.2

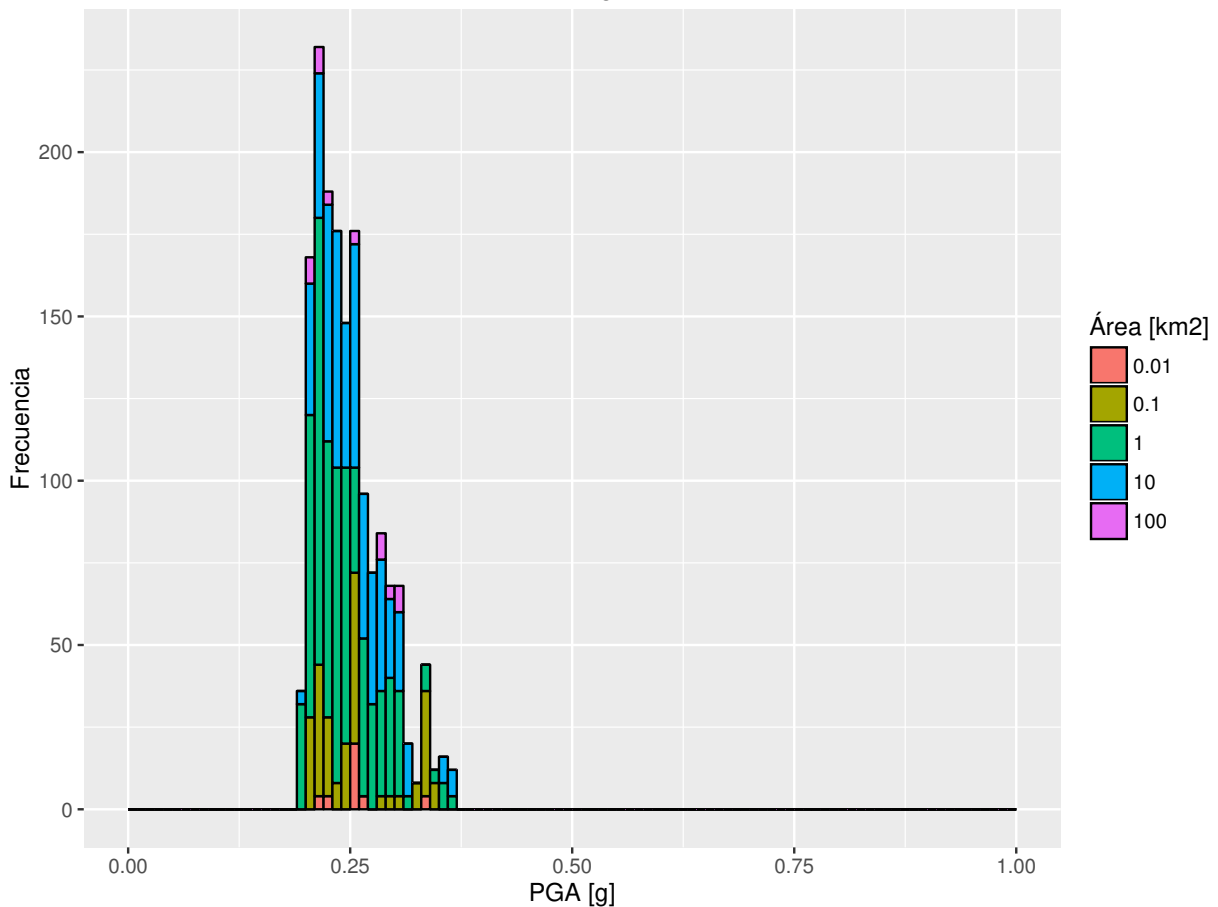


Figura 12.6: Frecuencia de PGA medido sobre las remociones en masa para PGA teórico de terremotos de subducción, estimado con la ley de Ruiz y Saragoni (2005) para terremotos de subducción. Se utilizó el ejemplo del terremoto de Pisagua (Mw 8.2), 2014. Se agrupa la frecuencia según el área de los polígonos de remoción en masa.

casos, esta resultó ser más bien homogénea, es decir, tanto para valores altos, bajos y medios de PGA se observa la misma proporción de cada tipo y tamaño de remoción en masa.

Como se mencionó previamente, lo esperado según la teoría es que la distribución de tamaños de remociones en masa esté condicionado por la distancia a la (supuesta) fuente sísmica, y que guarde una relación con la posición con respecto al plano de falla y el movimiento durante un sismo; principalmente, según su disposición en el bloque colgante o en el yacente. Se espera que las remociones en masa de mayor tamaño hubiesen ocurrido el bloque colgante, que se encontraran en mayor cantidad en ese bloque, y que se correlacionaran con los valores más altos de PGA (eg. Xu, 2014).

Con el fin de discernir entre la distribución en torno a cada una de las flexuras y conocer las

diferencias en el comportamiento del terreno sobre el bloque colgante y el yacente, se realizó un desglose de los histogramas para leyes de atenuación cortical presentados anteriormente segregando los datos. Estos gráficos se presentan en el Anexo U (Figuras U.9 U.11, U.13, U.15, U.17; y Figuras U.8 U.10 U.12 U.14 U.16, respectivamente). Sin embargo, al realizar el análisis por separado considerando las diferencias entre el bloque colgante (izquierda) y yacente (derecha), no se encuentra ninguna tendencia notable en la distribución por tipo de remoción en masa, ni por tamaño; en ambos casos, esta resultó ser más bien homogénea, es decir, tanto para valores altos, bajos y medios de PGA se observa la misma proporción de cada tipo y tamaño de remoción en masa.

El análisis de los histogramas considerando estructuras por separado es complejo, puesto que no es correcto decidir arbitrariamente que remoción en masa se relaciona a cual estructura, o bien en cual de las estructuras ocurrió el posible terremoto que gatilló la remoción en masa. Por lo cual en ese aspecto resulta más adecuado analizar sólo los histogramas realizados para el conjunto de remociones en masa. De todos modos a continuación se exponen algunas de las observaciones.

De las cinco estructuras estudiadas, sólo la Flexura de Humayani se encuentra más despejada de la interferencia e interacción con las fallas vecinas, por lo cual se esperaría encontrar las mejores correlaciones. Al igual que en el gráfico general, se observa una mayor distribución de remociones en masa para valores de  $PGA_h$  (0,6-0,7 g en el bloque colgante, 0,3-0,4 g bloque yacente) y  $PGA_v$  (0,4-0,5 g en el bloque colgante) altos, estimado con las leyes propuestas por Ambraseys y Douglas (2003); sin embargo, como ya fue discutido, esta ecuación abarca una menor cantidad de remociones en masa del área de estudio.

Al contrario de lo que esperado en relación a un origen netamente sísmico, se obtuvo que la concentración de remociones en masa en el entorno de las flexuras de carácter regional es mayor en el bloque yacente, tampoco se encontró una relación directa entre el tamaño de las remociones en masa y la distancia a la fuente sísmica, ni ninguna correlación con respecto al tipo de remoción en masa (gráficos mencionados anteriormente y Figura U.20). Aunque la caracterización de las remociones en masa se vea complejizada por su antigüedad y por la presencia de múltiples fuentes sísmicas; se debe verificar que otros factores sísmicos que podrían estar influyendo sobre su distribución.

El comportamiento de la onda sísmica varía de acuerdo a ciertos factores físicos y geométricos, que pueden repercutir en la generación y distribución de remociones en masa dentro de la extensa zona de estudio, estos corresponden a los efectos de sitio y a los debidos a la directividad de la onda sísmica y al mecanismo de ruptura.

## **Mecanismo de ruptura**

Se sabe que el terremoto de Aroma, tuvo un mecanismo focal de rumbo desplazamiento dextral N-S o sinistral E-W, y se ha asociado a la falla ciega de Aroma (Farías et al., 2005); y como la falla de Aroma es aproximadamente de rumbo N-S, se puede esperar una alineación de las remociones en masa con esta orientación.

Los dos terremotos que han ocurrido asociados a la Flexura de Aroma, se han desencadenado con posterioridad a terremotos de subducción. Un mes después del terremoto de subducción de Ilo ( $M_w = 8,4$ , 23 de Junio del 2001) ocurrió el terremoto de aroma, el 24 de julio del 2001 ( $M_w = 6.3$ ), que además tuvo una réplica mayor el 14 de enero del 2002 (Chusmiza,  $M_w = 5.9$ ) (Farías, et al., 2005). Se observa que algo similar ocurrió con posterioridad al terremoto de Pisagua, aunque un poco más tardío. Un año y tres meses con posterioridad del terremoto de Pisagua ( $M_w = 8,2$ , 1 de abril del 2014), ocurrió un terremoto de magnitud  $M_w = 4,5$  justo sobre la traza de la Flexura de Aroma (2.10).

Farías et al. (2005) sugieren que el sismo del 24 de julio del 2001 pudo haber reactivado una antigua falla del basamento, localmente visible en el substrato paleozoico del valle de Aroma, que habría sido la misma falla que controló la posición y geometría de la flexura de Aroma durante el Oligoceno-Neogeno. El hecho de que no haya habido sismicidad cortical en la región de Aroma hasta antes del sismo del 24 de Julio (Comte et al., 2003) sugiere una relación temporal y espacial entre la deformación cortical en la Precordillera y la actividad sísmica de interplaca en la región de Arica (Martinod et al., 2002).

## **Directividad de la onda sísmica**

La directividad de la ruptura es un fenómeno similar al efecto Doppler, y corresponde al que se genera en algunos sitios específicos por la amplificación de la llegada de pulsaciones sísmicas acumulativas. La percepción o no de tal efecto, depende de la ubicación relativa a la ruptura del observador (Frau y Saragoni, 2012).

La dislocación en una falla comienza en un punto del área de ruptura y se esparce a una velocidad muy similar a la que se transmiten las ondas de corte. Entonces, para determinadas direcciones de la ruptura, es factible que en algunos sitios gran parte de la energía sísmica proveniente de la ruptura llegue en forma acoplada (Somerville et al., 1997; Somerville, 2002). Estos pulsos representan el efecto acumulativo de un alto porcentaje de la radiación sísmica proveniente de la ruptura.

De este modo, la duración de un pulso de movimiento del terreno asociado a la propagación de una ruptura es función de las dimensiones de la falla y de la velocidad de ruptura; pero también depende de la orientación relativa del observador o punto de registración respecto de la dirección y sentido de ruptura (Lay and Wallace, 1995).

Es previsible que la distribución de las remociones en masa tenga una dependencia directa con los efectos de directividad que se generaron durante cada terremoto productor de remociones en masa. Por ejemplo, Tibaldi et al. (1995) encontraron una buena correlación entre la elongación de la distribución de las remociones en masa y la ubicación y dimensiones de las fallas sismogénicas del área en que ocurrió el terremoto de Ecuador 1987 ( $M=6.9, 6.1$ ); con lo cual lograron concluir que remociones en masa sincrónicas pueden ayudar a la reconstrucción de la geometría de paleofallas sismogénicas.

Del mismo modo, podría esperarse que las remociones en masa de la región de estudio se dispusieran en forma elongada a lo largo del posible frente de ondas. Sin embargo, éstas se distribuyen de forma homogénea en todo el entorno de la proyección del plano axial de las flexuras de la Cordillera y Depresión Central, y su distribución pareciera quedar mejor caracterizada por la geomorfología y grado de desarrollo de las quebradas.

Somerville (1995) describe como los efectos de directividad causan un aumento de los movimientos de periodo largo en la componente normal a la falla, en comparación a los movimientos paralelos a la falla. Esto es por que los movimientos paralelos a la falla son casi nodales debido a los efectos de los patrones de radiación, mientras que la componente normal a la falla se encuentra cerca a un máximo de los patrones de radiación en la zona cercana a la falla. Basado en estos supuestos, Abrahamson y Somerville (1996) proponen que en algunos casos los movimientos de suelo normales a la falla pueden ser tan grandes en el bloque yacente como en el colgante, contrarrestando de cierta manera el efecto de la proximidad del bloque colgante a la superficie de ruptura.

Dada la homogeneidad de distribución de remociones en masa entre el bloque colgante y el yacente de las flexuras del límite occidental de la Cordillera de la región de Tarapacá, se sugiere que un efecto de directividad similar al propuesto por Abrahamson y Somerville (1996) podría haber ocurrido durante la generación de remociones en masa del área de estudio.

## **Efectos de sitio**

Puesto que el PGA teórico de las remociones en masa ubicadas a ~ 15 km desde las trazas de las flexuras, es cercano a 0,2 g (estimado con leyes de Idriss, 2008; y de Sadigh et al., 1997); se sugiere que de haberse gatillado por sismos de fuente cortical de magnitudes cercanas a 7, para generar remociones en masa de esta magnitud, es necesario que la zona de donde se desplegaron hubiese estado bajo efectos de sitio.

Los efectos de sitio, en especial los de amplificación topográfica que se producen en una región tienen un control importante sobre la distribución de las remociones en masa. Para esclarecer si las remociones en masa de la zona de estudio se han generado debido a efectos de sitio, se deberían conocer múltiples factores tales como: la naturaleza del suelo y roca y sus propiedades dinámicas; el espesor del recubrimiento por encima del sustrato o nivel resistente; y las características del terremoto, magnitud, profundidad, distancia al epicentro, el tipo de falla, fallas asociadas, etc.

- Dentro de la zona de estudio, una característica importante del paisaje corresponde a las quebradas profundamente incididas, cuya profundidad y alta pendiente (teóricamente) proveen cualidades aptas para el desarrollo de distintos efectos de amplificación topográfica.
- La cercanía de los escarpes a las cimas de las laderas en los deslizamientos de quebrada podría indicar evidencia de efectos de amplificación topográfica en las cumbres (Meunier et al., 2008).
- Es posible que los deslizamientos frontales hayan ocurrido por la amplificación que genera el frente de ondas sobre la ladera (Ashford y Sitar, 1997). Así por ejemplo si uno de los sismos detonantes de deslizamientos ocurrió en la Flexura de Moquilla, fueron las laderas occidentales las que percibieron este aumento en la amplitud, frecuencia y fase de las ondas sísmicas.
- Las rocas estratificadas de la zona de estudio, pueden haber sufrido amplificación sísmica por efectos de resonancia y contrastes de impedancia entre las capas (Geli et al., 1988).

### **12.3.4. Resumen acerca de la distribución**

Finalmente la carencia de correlaciones estadísticas importantes en relación a la cantidad, tamaño y distribución de remociones en masa con la magnitud de PGA se puede interpretar desde varios flancos:

- Debido a que en general las remociones en masa del área de estudio presentan ángulos de viaje bajos, similares a sturzstrome y a bergstürze (Figura 12.1), una hipótesis relevante, es que estos puedan haber sido generados por una descompresión mecánica importante; como podría ser por ejemplo debido a una disminución importante y rápida del nivel del río.
- Es posible que en la zona de estudio considerada haya cierta cantidad de estructuras sub-superficiales que aún no se han identificado o cartografiado adecuadamente en los mapas geológicos; las cuales podrían estar actuando como factor condicionante (desde el punto de vista geomorfológico) o bien como desencadenantes (sísmicos). Como ya fue mencionado, en relación a esto se trazaron algunos lineamientos identificados (12.2).
- Al realizar histogramas de distribución de remociones en masa sólo por cantidad y no por densidad de área, se está sesgando la información, puesto que no se guarda una proporción representativa.
- Existen una serie de factores geológicos, geomorfológicos, sísmicos y topográficos que influyen tanto en la respuesta sísmica, como en las condiciones pre-sísmicas del terreno; las cuales no pudieron ser consideradas cabalmente en este estudio. Por lo que posiblemente esto influyó en que no se obtuvieran los resultados esperados de distribución de remociones en masa.
- Es posible que algunas de las remociones en masa más distales a las fuentes corticales y de menor tamaño, hubiesen sido generadas sobre depósitos preexistentes o escarpes ya activados, gatillados por sismicidad de subducción (o por otras fuentes corticales). Sin embargo no se llegó a tal nivel de detalle en los análisis de este trabajo.
- Con respecto a la distribución de tamaño de las remociones en masa con la distancia; es posible que las más pequeñas hayan ocurrido más tardíamente producto de la descompresión propiciada por las remociones más tempranas, y por la necesidad de reequilibrarse las laderas. Estas se pueden haber gatillado con esfuerzos menores o haberse generado en un efecto de cascada con posterioridad a la ocurrencia de las primeras.
- Al tratarse de un inventario de remociones en masa que pueden estar ocurriendo incluso desde hace 6 Ma., es muy difícil aislar los distintos eventos de remoción en masa, así como también diferenciar las diversas fuentes y mecanismos que los originan. Al estudiar un inventario con remociones en masa asociadas a múltiples fuentes sísmicas y probablemente a múltiples eventos sísmicos, es muy difícil asignar cierta correspondencia entre las remociones en masa y su posible fuente sísmica. Por lo cual no se pudieron corroborar las relaciones estadísticas ni distribuciones típicas esperadas para distintos análisis.
- La distribución de las remociones gatilladas por sismo también depende de otras caracte-

rísticas, tales como el mecanismo de falla, los efectos de sitio y efectos de directividad de la onda sísmica.

## 12.4. Frecuencia de distribución en el área

La dependencia de la distribución de frecuencia del área de remociones en masa se define por la función densidad de probabilidad  $p(A_L)$  (Malamud et al., 2004):

$$p(A_L) = \frac{1}{N_{LT}} \frac{\delta N_L}{\delta A_L} \quad (12.1)$$

Donde,  $N_{LT}$  : número total de deslizamientos en el inventario; y  $\frac{\delta N_L}{\delta A_L}$  : número de remociones en masa con área entre  $A_L$  y  $A_L + \delta A_L$ .

Malamud et al. (2004) extrapolaron la ecuación 12.1 para inventarios históricos, y por tanto incompletos. Éstos, corresponden a la suma de un único o múltiples eventos de remociones en masa que han ocurrido a lo largo del tiempo en una región específica; donde cada evento individual satisface la distribución de probabilidad general de remociones en masa de la ecuación 12.1. Para inventarios incompletos se utiliza la función densidad de frecuencia, dada por:

$$f(A_L) = \frac{\delta N_L}{\delta A_L} = N_{LT} p(A_L) \quad (12.2)$$

Además, definieron  $m_L$  como la magnitud de un evento de remoción en masa (Ecuación 12.3); en la cual, por ejemplo, un evento de magnitud  $m_L = 1$  corresponde a  $N_{LT} = 10$  remociones en masa y uno de  $m_L = 5$  a uno  $N_{LT} = 100000$ .

$$m_L = \log N_{LT} \quad (12.3)$$

Al calcular directamente  $m_L$  en función de  $N_{LT} = 407$  (correspondiente al número de remociones en masa de este catastro) por medio de la Ecuación 12.3, se obtiene un  $m_L = 2,6$  (línea punteada azul en Figura 12.7). Que este valor sea bajo, se debe a que esta ecuación desestima las dimensiones de las remociones en masa, como por ejemplo el área, y sólo considera su cantidad. Por otro lado la magnitud  $m_L$  se puede estimar en función del área y volumen totales se obtiene un rango de  $m_L \sim 6-6,3$  ( $A_{LT}$  y  $V_{LT}$ ; ecuaciones  $m_L = \log A_{LT} + 2,51$  y  $m_L = 0,89 \log V_{LT} + 4,58$ , respectivamente; Figura T.2, Anexo U). Entre ambas medidas de  $m_L$  se asume que la más precisa debiese ser la asociada al área  $m_L = 6$ , puesto que este valor se extrajo directamente del ráster.



Se graficaron entonces las curvas teóricas de  $f(A_L)$  para eventos de magnitud  $m_L$  entre 1 y 7 (Figura 12.7), las cuales representan eventos hipotéticos de remoción en masa que involucran desde  $10^0$  a  $10^7$  depósitos, cuya área se distribuye a la frecuencia dada por las curvas. Si se considera el área total de cada evento, se obtiene que el área promedio teórica en cada caso es de  $\sim 0,003068$  (Malamud, 2014). La curva de densidad de frecuencia ( $km^{-2}$ ) presentan una cola de ley de potencia de exponente  $-\beta$  de  $\sim 2,4$  dada para las mayores áreas (Malamud et al., 2004). Sobre la figura anterior, fueron calculadas las funciones de densidad de frecuencia para los terremotos de Northridge (Mw 6,7, 1994; Harp y Jibson, 1995), Lushan (Mw 6,6, 2013; Xu et al., 2015) y Haití (M 7, 2013; Harp et al., 2016), todos terremotos corticales.

Se calculó la curva de densidad de frecuencia para el inventario de mega-remociones en masa del área de estudio, utilizando  $N_{IT} = 407$  datos, separados en 11 clases, de intervalo de área de igual tamaño en escala logarítmica (Anexo T). De este modo cada clase quedó representada por un punto de la curva de la Figura (12.7). Al comparar el gráfico de dispersión obtenido a partir de los datos, con la curva teórica para  $m_L = 6$  (línea punteada), se observa que ambas tienen una pendiente similar para las remociones en masa de mayor área ( $> 10^0 km^2$ ); obteniéndose un coeficiente empírico de  $-\beta$  de  $\sim -2,145$ . Se propone entonces que la curva teórica que se correlaciona con el evento (o múltiples eventos) de remoción en masa estudiado es la de  $m_L = 6$ .

En el mapa (Figura T.4), se observa que (geográficamente) tanto las remociones en masa de área mayor a  $1 km^2$ , como las menores, se distribuyen homogéneamente a lo amplio de toda la región de estudio; por lo que no es posible interpretar la existencia de distintas poblaciones de remociones en masa. Sin embargo se reconoce que las remociones en masa más pequeñas presentan sus escarpes bien preservados o se depositan sobre otras mayores. Lo cual lleva a plantear que las remociones en masa de tamaño menor a  $1 km^2$  fueron erosionadas a lo largo de la historia geológica y que actualmente sólo se preserva un conjunto más tardío de remociones en masa de ese tamaño, junto a las de volúmenes mayores y de erosión más lenta.

Al evaluar el área total teórica para un evento de  $m_L = 6$  ( $N_{IT} = 10^6$ ), utilizando  $\overline{A_{Lteórico}} \sim 0,3068 * 10^{-3}$  (Malamud et al., 2004) se obtiene un área total teórica de  $\sim 3068 km^2$ . Es decir,  $\sim 2259 km^2$  por sobre el área efectiva calculada en el inventario ( $\sim 809 km^2$ ), lo que correspondería a por lo menos 1131 remociones en masa de proporciones similares a las del área de estudio (detalles del cálculo en el Anexo T.5).

Dentro de la totalidad de 407 remociones en masa catalogadas con área superior a  $2,4 * 10^{-3} km^2$ , 1131 remociones en masa “faltantes” parece un número bastante grande (incluso si se realiza la comparación en términos del área  $\sim 809 km^2$  vs  $2259 km^2$ ). Sin embargo, esta diferencia

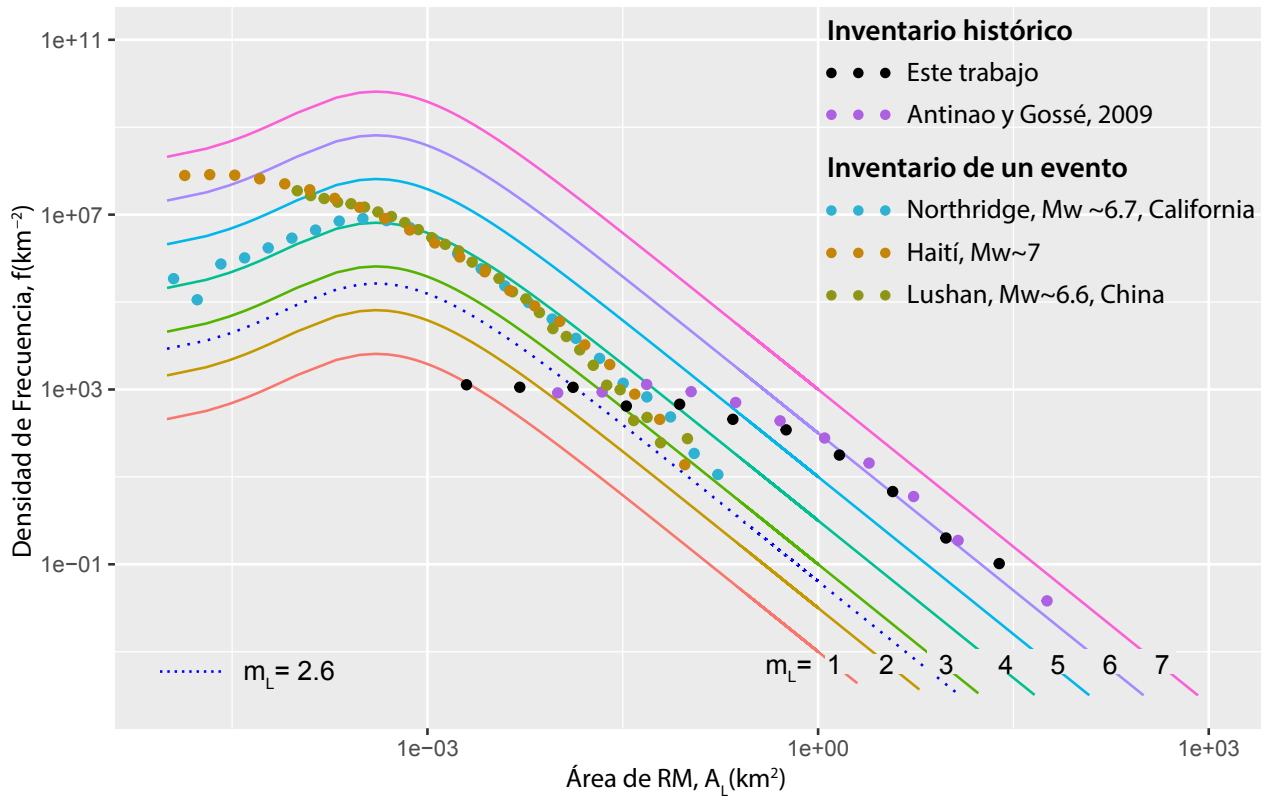


Figura 12.7: Función densidad de frecuencia, basada en ley teórica propuesta por Malamud et al. (2004). Teóricamente (a partir de  $A_L$  y de  $V_L$ ) se estimó  $m_L$  entre 6 y 6,3; y también se incluye la curva teórica para  $m_L = 2,6$  calculada a partir de  $N_{LT}$  (línea discontinua azul). Se presentan los puntos de distribución de frecuencia para la zona de estudio, con los cuales la cola de la ley de potencia asimila una pendiente del tipo  $m_L \sim 6$ . Estos puntos de frecuencia de densidad fueron obtenidos considerando 11 intervalos equidistantes que incluyen en total 407 datos. En celeste se incluye la curva de distribución de RM del terremoto de Northridge, usando 11.111 datos (tomados de <http://geo-nstdi.er.usgs.gov/metadata/openfile/95-213/metadata.faq.html>) y separados en 30 intervalos. En verde claro se muestra la distribución para el terremoto de Lushan (Mw 6,6), 85 km al suroeste del terremoto de Wenchuan de Mw 7,9 (<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0169555X15300660>). Y en café Haití (M 7), usando 23.568 datos (<http://dx.doi.org/10.3133/sim3353>). Además se incorpora el catálogo de remociones en masa históricas (morado) realizado por Antinao y Gossé (2009) para la Cordillera de la Zona Central de Chile (<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0169555X08003590>).

podría justificarse por lo menos por dos motivos, los cuales pueden ser complementarios: (1) la erosión llevada a cabo por miles de años en la zona de estudio probablemente ha sido suficiente para borrar del registro geológico la porción de remociones en masa de menor tamaño ( $\lesssim 2,4 * 10^{-3} km^2$ , e incluso la porción  $\lesssim 1 * 10^{-3} km^2$  que se encuentra bajo la curva teórica); (2) las remociones en masa podrían estar sobrepuestas o amalgamadas (Marck y Hovious, 2015) y por tanto, sobreponiéndose unos eventos con otros, y por lo que se puede estar subestimando el área de las remociones en masa presentes actualmente en la región de estudio.

Desde el punto de vista de la metodología utilizada se deben considerar dos puntos importantes en relación al tamaño de las remociones en masa y del área de estudio. (1) Estudiar las remociones en masa de volumen menor a  $\lesssim 10^6 km^3$  no fue parte de los objetivos, y por tanto no se incorporaron concienzudamente en el inventario. Entonces, por el momento, no es posible conocer que porcentaje del “área total faltante” estaría cubierto si este inventario incluyese todo el rango de área (aunque probablemente estarían vinculándose remociones en masa de distintos orígenes a un mismo inventario). (2) Por otro lado, la zona de estudio, es menor al área total por la cual se extienden las mega-remociones en masa del norte de Chile que podrían ser asociadas a un factor común (sismicidad cortical asociada al SVO), dejando excluidas una serie de mega-remociones en masa ubicadas desde Lluta a Camarones por el norte, y desde al menos Guatacondo hacia el sur.

Malamud et al. (2004) también proponen una ecuación que relaciona la magnitud de un evento de remoción en masa con la magnitud sísmica (Ecuación 12.4). Utilizando  $m_L = 6$ , se obtiene que tendría que haber ocurrido un terremoto de magnitud  $\sim 9$ , la cual supera la magnitud máxima posible en terremotos corticales estimada por medio de las relaciones empíricas (Wells y Coppersmith, 1994) para cualquiera de las fallas ciegas analizadas. Con esto se obtienen dos opciones para explicar esta magnitud  $m_L$ , un único evento de remoción en masa gatillado por un terremoto interplaca de  $M \sim 9$ , o bien una serie de eventos de remoción en masa gatillados por terremotos corticales ocurridos sucesivamente a lo largo de miles de años ( $\sim 1000$  sismos de  $M_W \sim 7$ ).

$$m_L = 1,29M - 5,65 \quad (12.4)$$

Cuando se utiliza la Ecuación 12.5 (Malamud et al., 2004) que relaciona el volumen total de las remociones en masa de un inventario con la magnitud asociada a dicho evento, se estima una magnitud  $M=9,2$ . Si ocurrieran terremotos de subducción de tal magnitud (o  $M_W \sim 9$  estimada anteriormente) en las costas de la zona de estudio, las aceleraciones teóricas que alcanza-

rían en el margen oriental de la Depresión Central serían suficientes para desencadenar las remociones en masa en este sector (cerca a 1 g a 100 km de la fuente, de acuerdo a lo estimado por medio de la ecuación de Ruiz y Saragoni (2005)). Sin embargo, las magnitudes máximas conocidas para esta zona del slab son de  $M_w \sim 8,7$  de los terremotos históricos de Iquique (1877) y Arica (1968) (Kausel y Campos, 1992). Sin embargo, para Metois et al. (2013) es más complejo generar remociones en masa de  $M_w > 8,2$ , debido a la segmentación de la interfaz del slab, y consideran que para generar eventos de  $M_w \sim 9$  debiesen activarse consecutivamente varios de los segmentos de la interfaz del slab.

$$\log V_{LT} = 1,45M - 11,5 \quad (12.5)$$

Como se está analizando un inventario que incorpora remociones en masa que han ocurrido al menos desde el Mioceno superior, es difícil aclarar si la magnitud del evento de remoción en masa está dada por un evento único o bien por múltiples eventos de remoción en masa. Aunque, dado el contexto geológico pareciera ser correcta esta última opción. Recordando que el orden de magnitud sísmica estimado para las fallas ciegas del área de estudio es de  $M_w \sim 7$ , se realizan comparaciones con distintos eventos de remoción en masa de carácter mundial que fueron desencadenados por sismos similares a los que eventualmente habrían ocurrido en la zona de estudio. Un caso conocido para falla subsuperficial corresponde al terremoto de Northridge (California,  $M_w$  6.7) de magnitud  $m_L \sim 4$  (Malamud et al., 2004), al compararlo con este trabajo se obtiene una comparación del tipo  $N_L \sim 10000$  vs  $N_{LTeórico} \gtrsim 1000000$ ; es decir dos orden de magnitud de diferencia. Algo similar se obtiene con el terremoto de Haití (2010, 13 km de profundidad) y el terremoto de Lushan ( $M_w$  6,6). Este análisis lleva a suponer que en realidad en el área de estudio se está observando una sumatoria de eventos de remociones en masa del orden  $m_L > 4$ .

Ahora bien, si se consideran ambas opciones de sismicidad como detonantes de el o los eventos de remoción en masa, y además que la curva de densidad de frecuencia está por debajo de la curva teórica de  $m_L \sim 6$ . Que señala que hay un conjunto de remociones en masa más viejas y pequeñas que ya fueron erosionadas, junto a la posibilidad de amalgamación de diferentes depósitos de remoción en masa albergados bajo un mismo eskarpe. Estaría indicando que en realidad las remociones en masa fueron generadas a lo largo de miles de años bajo múltiples eventos de remoción en masa provocados por sismos en las fallas subsuperficiales del límite occidental de la Precordillera.

Si se considera el rango de PGA al que ocurren las mega-remociones en masa de la zona de

estudio, se obtiene que para terremotos de intraplaca de  $M_w=9$  el PGA teórico (Ruiz y Saragoini, 2005) varía entre 1,1 y 0,52 g; mientras que el PGA teórico para las fallas subsuperficiales (Idriss, 2008) varía entre 0,7-0,18 g. En el primer caso las remociones en masa de mayor tamaño se encuentran más distales a la fuente sísmica (y por tanto ocurrirían a bajos valores de PGA), mientras que en el segundo las remociones en masa de mayor tamaños se encuentran más cerca de las fuentes corticales (exceptuando las remociones en masa retrabajadas, que no sólo se relacionan a gatillante sísmico) y por tanto ocurren a PGA más altos; el cuál puede ser aún mayor si se consideran los posibles efectos de sitio que ocurren con sismicidad cortical.

Por otro lado, que la rugosidad no sea idéntica en todos los depósitos de remociones en masa, demuestra que han estado bajo diferentes períodos de erosión, lo cual sumado a la factibilidad de establecer un orden cronológico entre algunos escarpes (y/o depósitos), indica que estas remociones en masa no se generaron todas al mismo tiempo. Es decir, se apoya de modo más contundente la hipótesis de que las remociones en masa de la zona de estudio fueron gatilladas por una serie ( $\sim 1000$ ) de terremotos corticales de  $M_w \sim 7$  cuyas aceleraciones deben haber sido amplificadas por efectos de sitio por sobre los valores teóricos de PGA hasta alcanzar valores cercanos a 1 g.

Las mega-remociones en masa estudiadas se encuentran en una región donde las condiciones geomorfológicas, geológicas, sísmicas y climáticas permiten favorecer y preservar remociones en masa de gran escala; por lo que es necesario considerar también la importancia de otros mecanismos (y no sólo el sísmico) en el control de las remociones en masa (eg. Philip and Ritz, 1999), tal que se facilite la ocurrencia de una serie de eventos (o un único evento) de remoción en masa de  $m_L \sim 6$ .

Las remociones en masa en los Andes de la zona central de Chile, entre los 32y34,5°S, han sido asociadas a un origen sísmico por sobre al climático (Antinao y Gosse, 2009). Como muestra la curva de la Figura 12.7, esta distribución se asemeja bastante a la obtenida en este trabajo, similar a la curva de  $m_L \sim 6$ , encontrado la distribución de remociones en masa de área menor a  $2 \text{ km}^2$  por debajo de la curva teórica esperada. Que la curva obtenida se asemeje a la teórica, ellos lo atribuyen al equilibrio que se ha establecido, después de 100 ka (estimados por la edad pleistocena tardía a holocena de sus remociones), entre la tasa de generación de remociones en masa y la erosión (en términos de volumen).

Que la curva de densidad de frecuencia obtenida en este trabajo sea similar a la de Antinao y Gosse (2009), sobre todo la similitud observada en el punto de inflexión que ocurre para las remociones en masa de área menor a  $2 \text{ km}^2$ , podría estar indicando que sólo las remociones en masa de área mayor a  $2 \text{ km}^2$  son capaces de preservarse desde su ocurrencia. Esto sería a

escala de miles o millones de años, según las condiciones climáticas de cada región (desde el Pleistoceno tardío en la zona central, y desde el Plioceno en el norte de Chile).

### 12.4.1. Edad y clima

Las remociones en masa del piedemonte andino se distribuyen a lo largo de las quebradas principales de las hoyas hidrográficas de Camarones, Cutijmalla, Miñimiñi, Suca, Camiña, Retamilla, Aroma, y Tarapacá; sobre la zona de abombamiento que generan las fallas ciegas asociadas a las Flexuras: Humayani, Moquella, Soga, Aroma y Calacala. Irrumpen afectando principalmente a las unidades cenozoicas pre-Pliocenas de la cobertura, como también algunos intrusivos hipabisales.

La evidente asociación espacial de estos depósitos con el labrado y/o profundización de los cauces mayores que drenan el borde occidental de la precordillera, junto con las relaciones estratigráficas de contacto que ellos presentan, es posible constreñir su edad al lapso entre el Mioceno superior y el Holoceno.

El límite inferior de las remociones en masa, al menos en la zona de Camiña, está acotado estratigráficamente y geomorfológicamente: por un lado, la unidad más joven que se encuentra afectada por las remociones en masa corresponde a la Andesita Camiña (ca. 8 Ma) (Pinto, 1999); y por otro, la incisión de los valles en la Precordillera, comienza a los ca. 6 Ma (García et al., 2011).

Considerando que los depósitos alcanzan las profundidades actuales de las quebradas, lo cual sugiere una incisión profunda, y posterior al desarrollo de las redes de drenaje de 5,5 Ma (e.g. Darrozes et al., 2002). Letelier (2013), estimó una edad máxima de las remociones de edad Plioceno tardía (a. 3 Ma) mediante un modelo simplificado de incisión por *knickzone retreat*, Letelier (2013).

Por otro lado Evenstar (2014) realizó dataciones por medio de isótopos cosmogénicos, encontrando que hubo un período de retrabajo fluvial de la pampa a los a. 7 Ma; y otro que terminó a los a. 2,8 Ma que labró la terraza principal de la quebrada de Aroma. De 10 edades de exposición (de piroxeno y anfíbola) que fueron medidas en su trabajo, hay dos sitios ubicados en zonas aledañas o bajo el escarpe de remociones en masa (I y F, sobre todo esta última; Figura 12.8). Las cuales dan 2.6 Ma en el punto más occidental y entre 2.6 y 3.0 Ma en el más oriental. En este trabajo se propone que estas edades podrían estar señalando la edad de despegue de las remociones en masa, o bien estar relacionadas a procesos fluviales muy locales relacionados a

la ocurrencia de estas mismas.

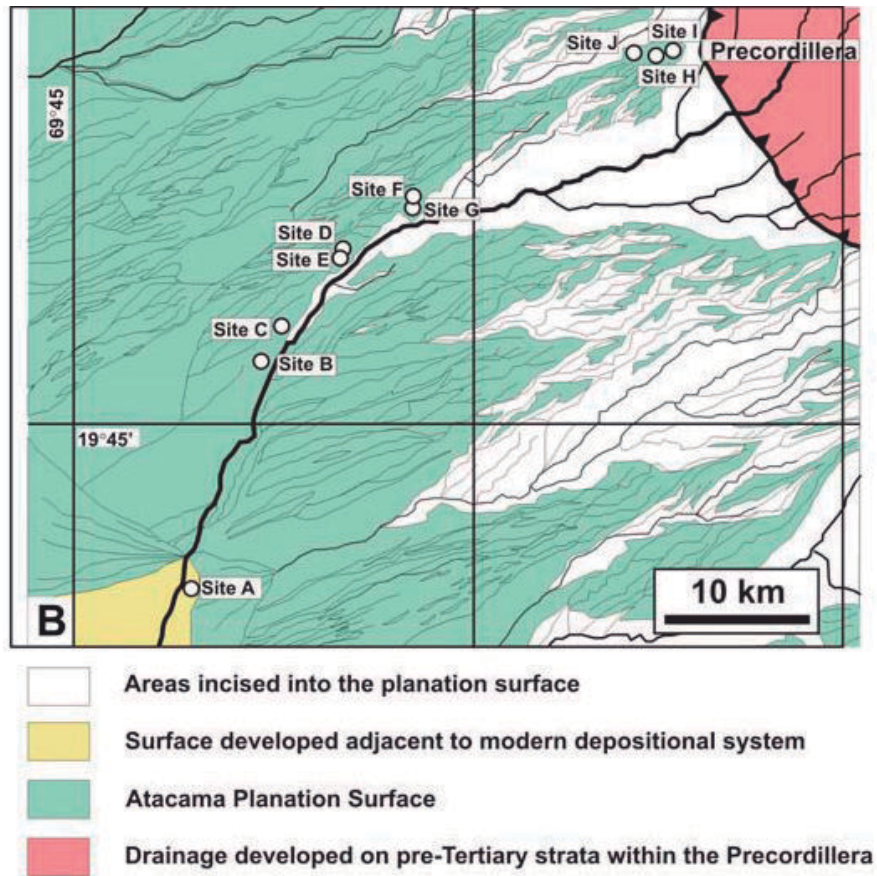


Figura 12.8: Mapa geomorfológico de la quebrada de Aroma mostrando los puntos de extracción de las muestras datadas en Evenstar et al. (2014).

Cuando se consideran cuántos sismos corticales de magnitud  $\sim 7$  se necesitan para alcanzar un evento de  $m_L = 6$  se obtiene que debieran ser  $\sim 1000$ . Es interesante realizar entonces el ejercicio de calcular la recurrencia que ha habido en la zona de este tipo de terremotos. Si se tuviera con exactitud la edad en que comenzaron a gatillarse las remociones en masa, y considerando que ocurrieron bajo las mismas condiciones actuales, se podría estimar una tasa de recurrencia para terremotos corticales de  $M_W \sim 7$  en la región de estudio. Por ejemplo si se toma como el comienzo de la generación de remociones en masa la edad de 3 Ma se obtiene un período de recurrencia para sismos de magnitud  $\sim 7$  considerando como fuente cualquiera de las distintas fallas corticales locales de la zona de estudio aproximado en  $\sim 3.000$  años (que, curiosamente, es similar a la tasa para terremotos corticales asociados al SFA (Cordillera de la Costa) de la misma magnitud).

Los depósitos datados durante la realización de este trabajo en la quebrada de Camiña arrojaron edades  $^{14}\text{C}$  de  $8.520 \pm 40$  cal BP y  $5.900 \pm 30$  cal BP como máxima y mínima. La edad de  $8.520 \pm 40$  cal BP puede corresponder a la edad del primer gran evento de generación de esta

avalancha, o puede correlacionarse a alguna reactivación posterior del cuerpo principal de la avalancha. La segunda edad ( $5.900 \pm 30$  cal BP) probablemente corresponde a un segundo evento de represamiento del río, dado por la reactivación retrógrada del escarpe de la avalancha, o de alguna sección de su depósito. Dada la periodicidad de estas avalanchas, estas podrían estar asociadas a terremotos corticales de las características mencionadas en el párrafo anterior.

Para entender el contexto climático en que ocurrió esta avalancha, que debido a su rugosidad se interpreta como más joven a las anteriores, se referencia lo siguiente:

- De acuerdo a Ochsinius (1986) la última glaciación (Winsconsin) en el Altiplano Puna (entre los  $17^\circ$  y  $24^\circ$ S) hasta los 4.400 m s.n.m., habría ocurrido a  $\sim 27000$  yr BP; y la desglaciación asociada a esto habría ocurrido a  $\sim 14000$  yr -  $12000$ yr BP. Este proceso de desglaciación habría estado asociado al comienzo de la desertificación, y a la generación de lagos (dulces) en la zona occidental de la Depresión Central, producto de las grandes corrientes de deshielo provenientes del oriente; y probablemente pudo tener cierta participación en la profunda incisión de las quebradas de la Depresión Central y Cordillera de la Costa.
- Por otro lado, Vargas et al. (2006) estudiaron el fenómeno del niño (ENSO) en abanicos aluviales de la región costera del sur de Perú y norte de Chile, que ocurrieron durante el último máximo glacial y el Holoceno temprano. Con lo cual determinaron tres etapas desde el Pleistoceno tardío hasta el presente. (1)  $\sim 32.000$  yr -  $\sim 16.000$  yr, caracterizado por la ocurrencia de varios flujos de detritos; (2)  $\sim 16.000$  yr -  $\sim 5.000$  yr, período de sequía y calma sin flujos fuertes; (3) desde los  $\sim 5.000$  yr hasta el presente ha estado marcado por el fenómeno del niño proceso actual.

Entonces, de acuerdo a esto, la avalancha de Camiña, podría haber ocurrido entonces durante el período de sequía (Niña dominante) y con posterioridad al período de desglaciación; por lo que probablemente se asocia más con período de precipitaciones aisladas, breves e intensas, no necesariamente asociadas al fenómeno de El Niño.

#### **12.4.2. Con respecto a la datación**

De acuerdo a lo que explicado en el sitio web del laboratorio (<http://www.radiocarbon.com/>) las dataciones realizadas en sedimentos carbonosos pueden no ser tan exactas, dado que tanto el agua contenida en el sedimento, como el agua de lluvia o de la superficie, puede producir la migración de los ácidos húmicos hacia arriba o hacia abajo a través del perfil del sedimento, por lo que el carbono más reciente (que debería estar en las capas más jóvenes de arriba) o el más



antiguo (en las capas de más abajo) se movilice hacia estratos más antiguos o más jóvenes.

Cabe mencionar que las tres capas limosas que se encuentran bajo el nivel freático podrían ser las que estén más afectadas por este efecto. Ya que se trata del caso de una laguna (debido al represamiento del río) en la cual los sedimentos fueron poco drenados, y el aporte de lluvias no es continuo en el tiempo. El ácido húmico podría haber percolado hacia las capas inferiores modificando las proporciones de  $^{14}\text{C}$  en ellas, simulando que estas capas son más jóvenes que en realidad. Sin embargo, dada la similitud entre estas tres edades es posible que dicha movilización de ácido húmico no se haya generado realmente.

Sí resultan confiables las otras dos dataciones realizadas en material carbonoso de restos orgánicos (MS2-1 y MS2-4) correspondientes a  $8.520 \pm 40$  cal BP y  $5.900 \pm 30$ , como se mencionó en el párrafo anterior.

## 12.5. Conclusiones particulares

En la zona de estudio se preservan al menos 407 deslizamientos con área superior a  $2,4 * 10^{-3} \text{ km}^2$ , de los cuales 351 tienen volumen superior a  $10^6 \text{ m}^3$  y son de falla profunda. Estas se distribuyen tanto en el bloque occidental como oriental del pliegue monoclin alzado por las fallas ciegas asociadas a las Flexuras Humayani, Moquella, Calacala, Soga y Aroma. La mayoría de estas remociones en masa fueron clasificadas como deslizamientos rotacionales coherentes de roca, que pueden ser secuenciales o múltiples, señalando multiplicidad de eventos de remoción en masa. Se caracterizaron por encontrarse en rocas volcánicas y sedimentarias del Cenozoico, que a nivel mundial es reconocida su alta susceptibilidad a los deslizamientos.

Si se acepta un gatillante sísmico, es más factible que estas remociones en masa hayan sido detonadas por múltiples terremotos corticales (del orden de  $\sim 1000$ ), de  $M_W \sim 7$ , cuyas aceleraciones deben haber sido amplificadas por efectos de sitio por sobre los valores teóricos de PGA hasta alcanzar  $\sim 1g$ .

Hay una serie de remociones en masa de área menor a  $\lesssim 2,4 * 10^{-3} \text{ km}^2$ , e incluso la porción  $\lesssim 1 * 10^{-3} \text{ km}^2$  que han sido erosionadas a lo largo del tiempo, se han activado dentro de los depósitos de mega-remociones en masa (o sobre ellos) o han sido ocultadas por otras de mayor tamaño. Por otro lado las remociones en masa de área mayor a  $\sim 2,4 * 10^{-3}$  se han preservado desde su ocurrencia (Plioceno en adelante).

Las distintas ecuaciones de Malamud et al. (2004) arrojan dos opciones de sismicidad asocia-

das como posibles gatillantes del conjunto de remociones en masa del área de estudio. Por un lado se propone que al menos un terremoto de  $M_W \sim 9$  habría generado el conjunto de remociones en masa del área de estudio, mientras por otro, tendrían que haber ocurrido alrededor de  $\sim 1000$  sismos de  $M_W \sim 7$ . Ambas soluciones, concuerdan con lo propuesto por Darrozes et al. (2007) en términos de la magnitud sísmica para generar el deslizamiento Latagualla, aunque ellos obtienen además la condición de aceleración de 1 g.

Las aceleraciones teóricas alcanzadas por sismos de subducción de  $M_W \sim 9$  para la zona de distribución de remociones en masa, de oeste a este serían entre 1,1-0,52 g, considerando una fuente a 100 km, ejemplo Fig. 11.5), lo cual satisface la condición para que se generen las remociones en masa del área de estudio; sin embargo, para generar eventos de  $M_W \sim 9$  debiesen activarse consecutivamente varios de los segmentos de la interfaz del slab. Por otro lado, considerando terremotos corticales de  $M_W \sim 7$  con fuente en las flexuras del límite DC-P, se obtienen aceleraciones entre 0,18 g (o 0,24 g para las de  $R_{rupt} < 15$ ), aunque es posible alcanzar aceleraciones cercanas a 1 g durante terremotos corticales a una distancias focales menores a 20 km (Campos et al., 2005; Sepúlveda et al., 2008). Ahora bien, si se considera el tamaño de las remociones en masa en relación al PGA teórico asociado, se encuentra una mayor correlación con los terremotos corticales, puesto que las remociones en masa de mayor tamaño se encuentran sobre el eje de las flexuras, en donde se alcanzan las aceleraciones teóricas máximas debidas a terremotos corticales ( $\sim 0,7g$ ), y no tan altas ( $\sim 0,2g$ ) para terremotos de subducción. Lo cual favorece a los terremotos corticales por sobre los de subducción como gatillantes.

Si se llega a conocer la edad de inicio de las megaremociones en masa de la zona de estudio, sería posible estimar períodos de recurrencia para sismos de magnitud  $\sim 7$ , considerando como fuente cualquiera de las distintas fallas corticales locales de la zona de estudio. Tomando como mínimo, la edad del comienzo de la incisión de 5,5 Ma, se obtiene una período de recurrencia de 5.500 años; mientras que si se toma el comienzo de estas similar al estimado por Letelier (2013) de  $\sim 3$  Ma se obtiene uno de  $\sim 3.000$  años.

Las remociones en masa que se encuentran más allá de 15 km circundantes respecto a los lineamientos que generan estas flexuras, los cuales presentan una mayor rugosidad, y suelen corresponder a múltiples cuerpos de remoción en masa reactivados que se traslapan entre sí. Dada su morfología, distribución espacial, distancia (mayor a 15 km) y el PGA teórico asociado a ellas (menores a 0,24 g); es probable que su origen tenga mayor relación con la interacción de diversos mecanismos condicionantes y probablemente a gatillantes sísmicos de interplaca o a otra fuente sísmica cortical más cercana.

La ley de Ambraseys y Douglas (2003) para aceleraciones horizontales y verticales, otorga las

mayores diferencias entre las estimaciones de PGA para los bloques colgante y yacente, atenuándose mucho más lento para el primero. Esto es debido al modo en que mide la distancia a la fuente sísmica, correspondiente a la distancia a la proyección de la superficie de ruptura ( $d$ ; ver discusión en Sección O.1 del Anexo O).

Conocer la cantidad de eventos de remoción en masa que alcanzan la magnitud  $m_L \sim 6$ , junto a la edad en que comenzaron a generarse las remociones en masa del área de estudio, es de gran utilidad para estudios sismológicos, por ejemplo, puede ser útil para estimar períodos de recurrencia de terremotos corticales de la magnitud asociada.

Conocer y caracterizar la la distribución de remociones en masa puede ser un buen método complementario para identificar estructuras sismogénicas que no es posible encontrar en superficie por medio de la observación directa de otras características geomorfológicas y sedimentarias.

Si bien se cumple, que grandes aceleraciones sísmicas son capaces de gatillar remociones en masa en un zona acotada, en este trabajo no fue posible encontrar relaciones claras, acerca de las variaciones locales en el patrón de distribución de remociones en masa.

## 12.6. Recomendaciones

Estimar como varían los resultados de distribución de remociones en masa en relación con las aceleraciones teóricas máximas y distancia a la fuente sísmica, si se incluyen los lineamientos inferidos (Figura 12.2) como posibles fuentes de sismos corticales capaces de gatillar las remociones en masa del sector más occidental (y posiblemente más tardías).

Desarrollar estudio geomorfológico numérico de las quebradas, tal que sea posible reconocer si existe algún valor crítico para alguno de los parámetros de las quebradas, tal que se desarrollen mega-remociones en masa.

Se recomienda determinar relaciones espacio temporales entre las remociones en masa de cada una de las quebradas de la zona de estudio, tal que sea posible definir si existe un orden cronológico en su ocurrencia tal que sea dependiente de la geomorfología.

Evaluar la posibilidad de determinar un modelo de directividad para las posibles ondas asociadas a la zona de estudio (puede ser utilizando Spudich & Chiou, 2008). Tomando una serie de planos e hipocentros para distintos casos, y evaluando posibles coincidencias con las mega-

remociones en masa.

Se ha sugerido una relación temporal y espacial entre la deformación cortical en la Precordillera y la actividad sísmica de interplaca en la región de Arica (Martinod et al., 2002); lo cual significa que si las fallas ciegas de la zona de estudio son sismogénicas, estas podrían activarse con posterioridad a grandes terremotos de subducción. Sería interesante conocer y estimar un período de recurrencia de terremotos corticales activados de este modo, y sus magnitudes máximas asociadas, para saber si es posible que hayan contribuido a la generación de las remociones en masa de la Región de Tarapacá.

Conocer el PGA permite caracterizar de algún modo las fuerzas inerciales a las cuales se somete el terreno, aunque no logran caracterizar por completo tales perturbaciones. Sin embargo, sería interesante conocer como varían los resultados al incorporar parámetros de amplitud, de contenido de frecuencias y de duración del movimiento sísmico del terreno. A lo que hay que agregar la amplificación de la onda sísmica debido a efectos de sitio y de directividad.

## **Parte IV**

# **Conclusiones generales**

# Capítulo 13

## Conclusiones

El Desierto de Atacama se presenta como un gran laboratorio que permite la observación y estudio de diversos mecanismos de generación de distintas mega-remociones en masa desde el Pleistoceno tardío, puesto que las condiciones climáticas han favorecido la preservación de gran parte de las características geomorfológicas asociadas a los distintos procesos que han ocurrido al menos desde que se intensificó la aridez en el Mioceno. Esto último, permite cartografiar, inventariar y comprender las remociones en masa que han ocurrido a lo largo de la historia geológica pleistocena tardía a holocena bajo dos contextos geomorfológicos y temporales distintos.

La región ubicada entre los 18° y los 20° S, desde la Precordillera hacia el mar, presenta condiciones geomorfológicas que han promovido el desarrollo de mega-remociones en masa en diversos ambientes morfoestructurales. Por un lado se cuenta con las mega remociones en masa dispuestas en las quebradas de orientación aproximada E-W de la Precordillera y Depresión Central, desarrolladas durante el Pleistoceno tardío-Holoceno (estudiadas en este trabajo) que han sido asociadas a cientos de terremotos corticales de  $M \sim 7$  con fuente en las fallas ciegas que atraviesan dichas quebradas. Por otro lado, se han generado decenas de mega-avalanchas en el acantilado costero de edades mayores a 40 kyr BP (Yugsi et al., 2012), que han sido identificadas como importantes modeladores del acantilado costero, y cuya causa se atribuye a mega terremotos de subducción (Mather et al., 2014). En ambos casos, el desarrollo de inventarios completos de remociones en masa es importante para realizar estudios paleosismológicos; ya que conociendo la función de probabilidad de frecuencia, junto a la fuente y magnitud sísmica, es posible estimar un período de recurrencia para el tipo de sismo que gatilla dichas remociones en masa, y entonces contribuir al desarrollo de estudios de peligro sísmico.

Los pequeños poblados que se encuentran en la zona de mega-remociones en masa de las quebradas profundamente incididas de la Precordillera de la Región de Tarapacá, están expuestos a la ocurrencia de aluviones. En esta zona hay cierta disponibilidad de material disgregado aportado por los depósitos de mega-remociones en masa, los cuales no se erosionan continuamente debido a que el período de retorno de precipitaciones generadoras de flujos es bajo en la región (ca. 100 yr, Sepúlveda et al., 2014), conformando condiciones adecuadas para la generación de importantes aluviones, tales como los ocurridos en la región durante febrero y marzo del 2012 (Sepúlveda et al., 2014). Además, estos poblados están expuestos a la ocurrencia de caídas de rocas y rodados activados por cualquier tipo de sismo; por ejemplo durante el terremoto de Pisagua ( $M_W \sim 8,2$ , 2014) hubo desprendimiento de bloques desde taludes aledaños a caminos, así como también caídas de rocas y rodados de grandes dimensiones desde los depósitos de las antiguas mega-remociones en masa. En las plataformas marinas alzadas y urbanizadas de la zona costera, los principales peligros corresponden a tsunamis y remociones en masa provenientes del acantilado costero, ambos asociados a terremotos de interplaca. De este modo se observa que la amenaza sísmica es el peligro más importante en la región; siendo importante la sismicidad de interplaca en la zona costera y la cortical en la región de antearco.

En ambos ambientes geomorfotectónicos las mega-remociones en masa del Pleistoceno, avalanchas en el escarpe costero y mega-deslizamientos en la Depresión Central y Precordillera, actúan como modeladores del paisaje y condicionan la susceptibilidad a nuevas remociones en masa de menor escala.

En este trabajo se estudiaron e inventariaron remociones en masa de dos ambientes morfotectónicos diferentes (Acantilado Costero vs límite Depresión Central - Precordillera), las cuales han ocurrido a distintas escalas espaciales (orden de  $m^3$  vs  $10^6 m^3$ ) y temporales (actuales vs Pleistoceno tardío-Holoceno), con objetivos distintos (análisis de susceptibilidad vs mecanismo sísmico gatillante), y bajo contextos sísmicos diferentes (terremotos de interplaca vs corticales). Sin embargo, ambas investigaciones desarrolladas en esta tesis contribuyen al avance en el campo de los peligros geológicos. Primero, mediante el desarrollo de una metodología sencilla y de bajo costo que permitió el desarrollo de un mapa cualitativo de susceptibilidad (de primer orden). Y segundo desde el punto de vista de la geomorfología y paleosismología en el estudio de las mega-remociones en masa del límite Depresión Central - Precordillera.

La observación de remociones en masa a distintas escalas, permitió identificar que si bien los factores condicionantes y gatillantes, son básicamente los mismos, es necesario también observarlos a distintas escalas. Por ejemplo, la curvatura de la superficie, cobra gran importancia para el caso de mega remociones en masa, en cambio a escala de remociones en masa más

pequeñas, son importantes pequeños espolones sobresalientes.

Las remociones en masa gatilladas por sismo ya sean corticales o de subducción, en sus distintas escalas de tamaño, permiten conocer y diferenciar la frecuencia, alcance e importancia de terremotos. Por lo cual es de utilidad obtener dataciones confiables que permitan estimar tasas de recurrencia sísmica, sobre todo para fallas corticales, de las cuales en Chile no se sabe tanto acerca de su actividad.

En el Norte de Chile, la distribución de las remociones en masa cosísmicas de área del orden de  $10^3 \text{ m}^2$  o menores (considerando que estas son las que se erosionan más rápido) son buenos indicadores de terremotos actuales, y permiten identificar zonas susceptibles a remociones en masa que han sido generadas por sismos ocurridos en el último tiempo (a escala de cientos de años) y asociadas a terremotos de magnitud media o alta; mientras que las remociones en masa de área mayor a  $1 \text{ km}^2$  permiten identificar zonas susceptibles a remociones en masa generadas por sismos de gran magnitud, que han ocurrido desde el Plioceno.



# Bibliografía

ABELE, G. (1974). «Berggürtze in den Alpen, ihre Verbreitung, Morphologie und Folgeerscheinungen.».

ABELE, G. (1989). «The interdependence of elevation, relief and climate on the western slope of the Central Andes». *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie*, **1(5-6)**, pp. 1127–1139.

ABRAHAMSON, N. A. y SOMERVILLE, P. G. (1996). «Effects of the hanging wall and footwall on ground motions recorded during the Northridge earthquake». *Bulletin of the Seismological Society of America*, **86(1 SUPPL. B)**, pp. 93–99. ISSN 00371106.

ALEOTTI, P. y CHOWDHURY, R. (1999). «Landslide hazard assessment: summary review and new perspectives». doi: 10.1007/s100640050066.

ALLMENDINGER, R. W. y GONZÁLEZ, G. (2010). «Invited review paper: Neogene to Quaternary tectonics of the coastal Cordillera, northern Chile». *Tectonophysics*, **495(1-2)**, pp. 93–110. ISSN 00401951. doi: 10.1016/j.tecto.2009.04.019.

<http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0040195109002352>

ALLMENDINGER, R. W.; GONZÁLEZ, G.; YU, J.; HOKE, G. y ISACKS, B. (2005). «Trench-parallel shortening in the Northern Chilean Forearc: Tectonic and climatic implications». *Geological Society of America Bulletin*, **117(1)**, p. 89. ISSN 0016-7606. doi: 10.1130/B25505.1.

<http://gsabulletin.gsapubs.org/cgi/doi/10.1130/B25505.1>

AMBRASEYS, N. y DOUGLAS, J. (2003). «Near-field horizontal and vertical earthquake ground motions». *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, **23(1)**, pp. 1–18. ISSN 02677261. doi: 10.1016/S0267-7261(02)00153-7.

ANDERSON, J. C. y BERTERO, V. V. (1987). «Uncertainties in Establishing Design Earthquakes». *Journal of Structural Engineering*, **113(8)**, pp. 1709–1724. ISSN 0733-9445. doi: 10.1061/(ASCE)0733-9445(1987)113:8(1709).

ANGERMAN, D.; KLOTZ, J. y REIGBER, C. (1999). «Space-geodetic estimation of the nazca-south america euler vector». *Earth and Planetary Science Letters*, **171(3)**, pp. 329–334. ISSN 0012821X. doi: 10.1016/S0012-821X(99)00173-9.

<http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0012821X99001739>

ANTINAO, J. L. y GOSSE, J. (2009). «Large rockslides in the Southern Central Andes of Chile (32–34.5°S): Tectonic control and significance for Quaternary landscape evolution». *Geomorphology*, **104(3)**, pp. 117–133. ISSN 0169555X. doi: 10.1016/j.geomorph.2008.08.008.

ARABASZ, W. J. (1971). *Geological and geophysical studies of the Atacama Fault Zone in Northern Chile*. Phd, California Institute of Technology.

ARMIJO, R. y THIELE, R. (1990). «Active faulting in northern Chile: ramp stacking and lateral decoupling along a subduction plate boundary?» *Earth and Planetary Science Letters*, **98(1)**, pp. 40–61. ISSN 0012821X. doi: 10.1016/0012-821X(90)90087-E.

<http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/0012821X9090087E>

ASHFORD, S. A. y SITAR, N. (1997). «Analysis of topographic amplification of inclined shear waves in a steep coastal bluff». *Bulletin of the Seismological Society of America*, **87(3)**, pp. 692–700. ISSN 0037-1106.

ASHFORD, S. A.; SITAR, N.; LYSMER, J. y DENG, N. (1997). «Topographic Effects on the Seismic Response of Steep Slopes». *Bulletin of the Seismological Society of America*, **87(3)**, pp. 701–709.

ASTROZA, M.; SANDOVAL, M. y KAUSEL, E. (2005). «Estudio comparativo de los efectos de los sismos chilenos de subducción del tipo intraplaca de profundidad intermedia». En: *IX Jornadas Chilenas de Sismología e Ingeniería Antisísmica*, pp. Paper A01–05. Concepción.

BARRIENTOS, S. (2014). «Informe Técnico, Terremoto de Iquique, Mw=8.2, 1 de abril de 2014». *Informe técnico*, Centro Sismológico Nacional, Santiago.

BASEI, M.; CHARRIER, R. y HERVÉ, F. (1996). «New ages (U-Pb, Rb-Sr, K-Ar) from supposed pre-cambrian units in Northern Chile : some geotectonic implications». En: *3rd Symposium International sur la Géodynamique Andine*, pp. 763–766. ORSTOM, Saint-Malo.

BÉJAR-PIZARRO, M.; CARRIZO, D.; SOCQUET, A.; ARMIJO, R.; BARRIENTOS, S.; BONDOUX, F.; BONVALOT, S.; CAMPOS, J.; COMTE, D.; DE CHABALIER, J. B.; CHARADE, O.; DELORME, A.; GABALDA, G.; GALETZKA, J.; GENRICH, J.; NERCESSIAN, A.; OLCAJ, M.; ORTEGA, F.; ORTEGA, I.; REMY, D.; RUEGG, J. C.; SIMONS, M.; VALDERAS, C. y VIGNY, C. (2010). «Asperities and ba-

rriers on the seismogenic zone in North Chile: state-of-the-art after the 2007 Mw 7.7 Tocopilla earthquake inferred by GPS and InSAR data». *Geophysical Journal International*, **183(1)**, pp. 390–406. ISSN 0956540X. doi: 10.1111/j.1365-246X.2010.04748.x.

<http://gji.oxfordjournals.org/cgi/doi/10.1111/j.1365-246X.2010.04748.x>

BÉJAR-PIZARRO, M.; SOCQUET, A.; ARMIJO, R.; CARRIZO, D.; GENRICH, J. y SIMONS, M. (2013). «Andean structural control on interseismic coupling in the North Chile subduction zone». *Nature Geoscience*, **6(6)**, pp. 462–467. ISSN 1752-0894. doi: 10.1038/ngeo1802.

<http://www.nature.com/doi/10.1038/ngeo1802>

BENITES, R. y HAINES, A. (1994). *Quantification of seismic wavefield amplification by topographic features*. Institute of Geological & Nuclear Science, Wellington N.Z..

BLANCO, N. y TOMLINSON, A. (2012). «Mapa Geológico de Guatacondo, Región de Tarapacá. Escala 1:100.000». *Informe técnico*, Servicio nacional de geología y minería.

BLANCO, N.; VÁSQUEZ, P.; SEPÚLVEDA, F.; TOMLINSON, A.; QUEZADA, A. y LADINO, M. (2012). «Levantamiento geológico para el fomento de la exploración de recursos minerales e hídricos de la Cordillera de la Costa, Depresión Central y Precordillera de la Región de Tarapacá (20°-21°S)». *Informe técnico*, Servicio Nacional de Geología y Minería. doi: IR-12-50,2012.

BOUCHON, M. (1973). «Effect of topography on surface motion». *Bulletin of the Seismological Society of America*, **63(2)**, pp. 615–632.

BRUGGEN, J. (1950). *Fundamentos de la geología de Chile*. Instituto Geográfico Militar, Santiago.

BURBANK, D.; LELAND, J.; FIELDING, E.; ANDERSON, R. A.; BROZOVIC, N.; REID, M. y DUNCAN, C. (1996). «Bedrock incision, rock uplift and threshold holl slopes in the northwestern Himalayas». *Nature*, **379**, pp. 505–510. doi: 10.1038/379505a0.

BUSKE, S.; LÜTH, S.; MEYER, H.; PATZIG, R.; REICHERT, C.; SHAPIRO, S.; WIGGER, P. y YOON, M. (2002). «Broad depth range seismic imaging of the subducted Nazca Slab, North Chile». *Tectonophysics*, **350(4)**, pp. 273–282. ISSN 00401951. doi: 10.1016/S0040-1951(02)00117-8.

CARRIZO, D.; GONZÁLEZ, G. y DUNAI, T. (2008a). «Long-lived constrictional strain field of the inner part of the Andean Orocline: An example of buttressing effect in oblique subduction curved margin». En: *International Symposium on Andean Geodynamics, No. 7*, pp. 113–115. Niza.

CARRIZO, D.; GONZÁLEZ, G. y DUNAI, T. (2008b). «Constricción neógena en la Cordillera de la

Costa, norte de Chile: neotectónica y datación de superficies con  $^{21}\text{Ne}$  cosmogónico». *Revista geológica de Chile*, **35(1)**, pp. 01–38. ISSN 0716-0208. doi: 10.4067/S0716-02082008000100001. [http://www.scielo.cl/scielo.php?script=sci\\_arttext&pid=S0716-02082008000100001&lng=en&nrm=iso&tlng=en](http://www.scielo.cl/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S0716-02082008000100001&lng=en&nrm=iso&tlng=en)

CECIONI, G. y GARCÍA, F. (1960). «OBSERVACIONES GEOLOGICAS EN LA CORDILLERA DE LA COSTA DE TARAPACA.» *Boletín*, **6**, p. 28. <http://bibliotecadigital.ciren.cl/handle/123456789/12244>

CHARRIER, R.; PINTO, L. y RODRÍGUEZ, M. P. (2007). «Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile». En: Teresa Moreno y Wes Gibbons (Eds.), *The Geology of Chile*, capítulo 3, pp. 21–114. Geological Society of London, London. doi: 10.1144/GOCH.3.

CHARRIER, R.; CHÁVEZ, A. N.; ELGUETA, S.; HÉRAIL, G.; FLYNN, J. J.; CROFT, D. A.; WYSS, A. R.; RIQUELME, R. y GARCÍA, M. (2005). «Rapid tectonic and paleogeographic evolution associated with the development of the Chucal anticline and the Chucal-Lauca Basin in the Altiplano of Arica, northern Chile». *Journal of South American Earth Sciences*, **19(1)**, pp. 35–54. ISSN 08959811. doi: 10.1016/j.jsames.2004.06.008. <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0895981105000556>

CHARRIER, R.; FARÍAS, M. y MAKSAEV, V. (2009). «Evolución tectónica, paleogeográfica y metalogénica durante el cenozoico en los Andes de Chile Norte y Central e implicaciones para las regiones adyacentes de Bolivia y Argentina». *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, **65(1)**, pp. 5–35. ISSN 00044822.

CHARRIER, R.; HÉRAIL, G.; PINTO, L.; GARCÍA, M.; RIQUELME, R.; FARÍAS, M. y MUÑOZ, N. (2012). «Cenozoic tectonic evolution in the Central Andes in northern Chile and west central Bolivia: implications for paleogeographic, magmatic and mountain building evolution». *International Journal of Earth Sciences*, **102(1)**, pp. 235–264. ISSN 1437-3254. doi: 10.1007/s00531-012-0801-4. <http://link.springer.com/10.1007/s00531-012-0801-4>

CHARRIER, R.; HÉRAIL, G.; PINTO, L.; GARCÍA, M.; RIQUELME, R.; FARÍAS, M. y MUÑOZ, N. (2013). «Cenozoic tectonic evolution in the Central Andes in northern Chile and west central Bolivia: implications for paleogeographic, magmatic and mountain building evolution». *International Journal of Earth Sciences*, **102(1)**, pp. 235–264. ISSN 1437-3254. doi: 10.1007/s00531-012-0801-4. <http://link.springer.com/10.1007/s00531-012-0801-4>

CHLIEH, M.; DE CHABALIER, J. B.; RUEGG, J. C.; ARMIJO, R.; DMOWSKA, R.; CAMPOS, J. y FEIGL, K. L. (2004). «Crustal deformation and fault slip during the seismic cycle in the North Chile subduction zone, from GPS and InSAR observations». *Geophysical Journal International*, **158(2)**, pp. 695–711. ISSN 0956540X. doi: 10.1111/j.1365-246X.2004.02326.x.

<http://gji.oxfordjournals.org/cgi/doi/10.1111/j.1365-246X.2004.02326.x>

CHLIEH, M.; PERFETTINI, H.; TAVERA, H.; AVOUAC, J.-P.; REMY, D.; NOCQUET, J.-M.; ROLANDONE, F.; BONDOUX, F.; GABALDA, G. y BONVALOT, S. (2011). «Interseismic coupling and seismic potential along the Central Andes subduction zone». *Journal of Geophysical Research*, **116(B12)**, p. B12405. ISSN 0148-0227. doi: 10.1029/2010JB008166.

<http://doi.wiley.com/10.1029/2010JB008166>

COMTE, D.; DORBATH, L.; FARÍAS, M.; DAVID, C.; HAESSLER, H.; GLASS, B.; CORREA, E.; BALMACEDA, I.; CRUZ, A. y RUZ, L. (2003). «Distribución temporal y en profundidad de las réplicas del sismo superficial de Aroma, Norte de Chile del 24 de Julio de 2001». En: *X Congreso Geológico Chileno*, Universidad de Concepción, Concepción.

COMTE, D.; PARDO, M.; DORBATH, L.; DORBATH, C.; HAESSLER, H.; RIVERA, L.; CISTERNAS, A. y PONCE, L. (1994). «Determination of seismogenic interplate contact zone and crustal seismicity around Antofagasta, northern Chile using local data». *Geophysical Journal International*, **116(3)**, pp. 553–561. ISSN 0956540X. doi: 10.1111/j.1365-246X.1994.tb03279.x.

<http://gji.oxfordjournals.org/cgi/doi/10.1111/j.1365-246X.1994.tb03279.x>

COMTE, D.; DORBATH, L.; PARDO, M.; MONFRET, T.; HAESSLER, H.; RIVERA, L.; FROGNEUX, M.; GLASS, B. y MENESES, C. (1999). «A Double-Layered Seismic Zone in Arica , Northern Chile», **26(13)**, pp. 1965–1968.

COMTE, D. y PARDO, M. (1991). «Reappraisal of Great Historical Earthquakes in the Northern Chile and Southern Peru Seismic Gaps». *Natural Hazards*, **4(1)**, pp. 23–44.

CORNEJO, P.; MATTHEWS, S. y PÉREZ, C. (2003). «The 'K-T' compressive deformation event in northern Chile(24°-27°S)». En: *X Congreso Geológico Chileno*, Universidad de Concepción, Concepción.

CORNEJO, P. y MPODOZIS, C. (1996). «Geología de la Región de Sierra Exploradora (25°-26°S)».

CORNEJO, P.; MPODOZIS, C.; RAMÍREZ, C. y TOMLINSON, A. (1993). «Estudio Geológico de la Región de Potrerillos y El Salvador (26°– 27°S)».

CORTÉS, J. A. (2012). *Actividad de fallas de la placa superior en el antearco costero del norte de Chile (~23°30's): Paleosismología, implicancias neotectónicas y relación con el ciclo de subducción*. Phd, Universidad Católica del Norte - Université Paul Sabatier Toulouse III.

COUDURIER-CURVEUR, A.; LACASSIN, R. y ARMIJO, R. (2015). «Andean growth and monsoon winds drive landscape evolution at SW margin of South America». doi: 10.1016/j.epsl.2014.12.047.

CROSTA, G. B.; HERMANN, R.; FRATTINI, P.; VALBUZZI, E. y VALAGUSSA, A. (2014). «Landslide Science for a Safer Geoenvironment». En: Kyoji Sassa; Paolo Canuti y Yueping Yin (Eds.), *World landslide forum 3*, volumen 3, pp. 175–181. Springer International Publishing, Cham. ISBN 978-3-319-04995-3. doi: 10.1007/978-3-319-04996-0  
<http://link.springer.com/10.1007/978-3-319-04996-0>

CRUDEN, D. y VARNES, D. (1996). «Landslide types and processes». *Special Report - National Research Council, Transportation Research Board*, **247**, pp. 36–75.  
<https://www.scopus.com/record/display.uri?eid=2-s2.0-7044226255&origin=inward&txGid=0>

DAI, F. C.; XU, C.; YAO, X.; XU, L.; TU, X. B. y GONG, Q. M. (2011). «Spatial distribution of landslides triggered by the 2008 Ms 8.0 Wenchuan earthquake, China». *Journal of Asian Earth Sciences*, **40(4)**, pp. 883–895. ISSN 13679120. doi: 10.1016/j.jseaes.2010.04.010.

DARROZES, J.; PINTO, L.; INGLES, J.; SOULA, J.-C.; MAIRE, E.; COURJAULT-RADÉ, P. y HÉRAIL, G. (2002). «Origins of The Paleolandslide of Tarapaca (north Chile, Andean Belt)». *EGS XXVII General Assembly, Nice, 21-26 April 2002, abstract #3136*, **27**.

DARROZES, J.; SOULA, J.-C.; INGLES, J. y RIQUELME, R. (2007). «From Paleo To Possible Present-Day Large-Scale Landslide . a Generalized Newmark Approach of the Tarapaca Landslide ( Northern Chile )». En: Kyriazis D. Ptilakis (Ed.), *4th International Conference on Earthquake Geotechnical Engineering*, 6, p. 1427. Springer Netherlands, Thessaloniki.  
<http://extras.springer.com/2007/978-1-4020-5893-6/>

DAVID, C.; MARTINOD, J.; COMTE, D.; HÉRAIL, G. y HAESSLER, H. (2002). «Intracontinental seismicity and Neogene deformation of the Andean forearc in the region of Arica (18.5°S-19.5°S)». En: *5th International Symposium on Andean Geodynamics*, pp. 171–174. Université Paul Sabatier, Toulouse.  
<http://www.documentation.ird.fr/hor/fdi:010047930>

DAVID, C. (2007). *COMPORTEMENT ACTUEL DE L'AVANT-ARC ET DE L'ARC DU COUDE DE ARICA DANS L'OROGÉNÈSE DES ANDES CENTRALES*. Tesis doctoral, Université Paul Sabatier - Toulouse III.

DAVIS, L. L. y WEST, L. R. (1973). «Observed effects of topography on ground motion». *Bulletin of the Seismological Society of America*, **63(1)**, pp. 747–763. ISSN 0037-1106.

DELOUIS, B.; MONFRET, T.; DORBATH, L.; PARDO, M.; RIVERA, L.; COMTE, D.; HAESSLER, H.; CAMINADE, J.; PONCE, L.; KAUSEL, E. y CISTERNAS, A. (1997). «The Mw = 8.0 Antofagasta (northern Chile) earthquake of 30 July 1995: A precursor to the end of the large 1877 gap». *Bulletin of the Seismological Society of America*, **87(2)**, pp. 427–445. ISSN 0037-1106.

DELOUIS, B.; PARDO, M.; LEGRAND, D. y MONFRET, T. (2009). «The Mw 7.7 Tocopilla Earthquake of 14 November 2007 at the Southern Edge of the Northern Chile Seismic Gap: Rupture in the Deep Part of the Coupled Plate Interface». *Bulletin of the Seismological Society of America*, **99(1)**, pp. 87–94. ISSN 0037-1106. doi: 10.1785/0120080192.

<http://www.bssaonline.org/cgi/doi/10.1785/0120080192>

DELOUIS, B. y LEGRAND, D. (2007). «Mw 7.8 Tarapaca intermediate depth earthquake of 13 June 2005 (northern Chile): Fault plane identification and slip distribution by waveform inversion». *Geophysical Research Letters*, **34(1)**, p. L01304. ISSN 0094-8276. doi: 10.1029/2006GL028193.

<http://doi.wiley.com/10.1029/2006GL028193>

DEMETS, C.; GORDON, R. G.; ARGUS, D. F. y STEIN, S. (1990). «Current plate motions». *Geophysical Journal International*, **101(2)**, pp. 425–478. ISSN 0956540X. doi: 10.1111/j.1365-246X.1990.tb06579.x.

<http://gji.oxfordjournals.org/cgi/doi/10.1111/j.1365-246X.1990.tb06579.x>

DEWEY, J. F. y BIRD, J. M. (1970). «Mountain belts and the new global tectonics». *Journal of Geophysical Research*, **75(14)**, pp. 2625–2647. ISSN 01480227. doi: 10.1029/JB075i014p02625.

<http://doi.wiley.com/10.1029/JB075i014p02625>

DOUGLAS, J. (2003). «Earthquake ground motion estimation using strong-motion records: A review of equations for the estimation of peak ground acceleration and response spectral ordinates». *Earth-Science Reviews*, **61(1-2)**, pp. 43–104. ISSN 00128252. doi: 10.1016/S0012-8252(02)00112-5.

DOWRICK, D. J. y RHOADES, D. A. (2004). «Relations Between Earthquake Magnitude and Fault

Rupture Dimensions: How Regionally Variable Are They?» *Bulletin of the Seismological Society of America*, **94(3)**, pp. 776–788. ISSN 0037-1106. doi: 10.1785/0120030151.  
<http://bssa.geoscienceworld.org/cgi/doi/10.1785/0120030151>

DUNAI, T. J.; GONZÁLEZ LÓPEZ, G. A. y JUEZ-LARRÉ, J. (2005). «Oligocene–Miocene age of aridity in the Atacama Desert revealed by exposure dating of erosion-sensitive landforms». *Geology*, **33(4)**, p. 321. ISSN 0091-7613. doi: 10.1130/G21184.1.  
<http://geology.gsapubs.org/cgi/doi/10.1130/G21184.1>

EVENSTAR, L.; STUART, F. y HARTLEY, A. (2014). «New constraints on the uplift history of the western Andes, north Chile, using cosmogenic He-3 in alluvial boulders». *Geophysical Research Abstracts EGU General Assembly*, **16**, pp. 2014–10998.

EWING, S. A.; SUTTER, B.; OWEN, J.; NISHIZUMI, K.; SHARP, W.; CLIFF, S. S.; PERRY, K.; DIETRICH, W.; MCKAY, C. P. y AMUNDSON, R. (2006). «A threshold in soil formation at Earth's arid–hyperarid transition». *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **70(21)**, pp. 5293–5322. doi: 10.1016/j.gca.2006.08.020.

FACCIOLI, E. (1991). «Seismic Amplification in the Presence of Geological and Topographic Irregularities». En: *International Conferences on Recent Advances in Geotechnical Earthquake Engineering and Soil Dynamics*, p. Paper 13. University of Missouri–Rolla, Rolla.  
<http://scholarsmine.mst.edu/icrageesd/02icrageesd/session14/13>

FARÍAS, M. (2003). *Evolución morfo-tectónica cenozoica y la sismicidad superficial del piedemonte altiplánico chileno entre los 19°25'S-19°45'S*. Tesis doctoral, Universidad de Chile.

FARÍAS, M.; CHARRIER, R.; COMTE, D.; MARTINOD, J. y HÉRAIL, G. (2005). «Late Cenozoic deformation and uplift of the western flank of the Altiplano: Evidence from the depositional, tectonic, and geomorphologic evolution and shallow seismic activity (northern Chile at 19°30'S)». *Tectonics*, **24(4)**, pp. 1–27. ISSN 02787407. doi: 10.1029/2004TC001667.

FARÍAS, V. (2012). *Análisis geomorfológico de megadeslizamientos entre las Quebradas Camarones y Tiliviche, Región de Tarapacá*. Memoria para optar al título de geólogo, Universidad de Chile.

FERRARIS, F. (1978). «Avance geológico, Hoja Tocopilla, Región de Antofagasta, carta geológica de Chile, mapa escala 1:250.000.» *Informe técnico*, Instituto de Investigaciones Geológicas, Santiago de Chile. doi: SeriepreliminarISSN0718-9338.



FERRARIS, F. y DI BIASE, F. (1978). «Hoja Antofagasta, Región de Antofagasta. Instituto de Investigaciones Geológicas, Carta Geológica de Chile, No. 30». *Informe técnico*, Instituto de Investigaciones Geológicas.

FUENZALIDA, H. (1965). «Clima». En: *Geografía Económica de Chile, Texto Refundido*, pp. 99–152. Corporación de Fomento de la Producción, Santiago.

GALLI, O. y DINGMAN, R. (1962). *Cuadrángulos Pica, Alca, Matilla y Chacarilla, Provincia de Tarapacá*. Inst. de Investigaciones Geológicas, Santiago Chile.

GARCÍA, F. (1967). «Geología del Norte Grande de Chile».

[http://www.bncatalogo.cl/F/7FQ968C6VDAJE7UI6EXNSR23XQ49TPV8M46FD8L4IGRVAAEPCT-45555?func=direct&doc\\_number=000707301&format=002](http://www.bncatalogo.cl/F/7FQ968C6VDAJE7UI6EXNSR23XQ49TPV8M46FD8L4IGRVAAEPCT-45555?func=direct&doc_number=000707301&format=002)

GARCÍA, M. (1996). *Geología y estructura del borde del altiplano occidental, en el área de Belén (Chile)*. Tesis doctoral, Universidad de Chile.

[http://bibliotecadigital.uchile.cl/client/en\\_US/sisib/search/detailnonmodal/ent:{\protect\T1\textdollar}002f{\protect\T1\textdollar}002fSD{\\\_}ILS{\protect\T1\textdollar}002f0{\protect\T1\textdollar}002fSD{\\\_}ILS:169939/ada?qu=Geolog{%}25C3{%}25ADa+estructural+--+Chile+--+Primera+regi{%}25C3{%}25B3n{&}ic=true{&}lm=TESIS{&}ps=1000](http://bibliotecadigital.uchile.cl/client/en_US/sisib/search/detailnonmodal/ent:{\protect\T1\textdollar}002f{\protect\T1\textdollar}002fSD{\_}ILS{\protect\T1\textdollar}002f0{\protect\T1\textdollar}002fSD{\_}ILS:169939/ada?qu=Geolog{%}25C3{%}25ADa+estructural+--+Chile+--+Primera+regi{%}25C3{%}25B3n{&}ic=true{&}lm=TESIS{&}ps=1000)

GARCÍA, M.; GARDEWEG, M.; CLAVERO, J. y HÉRAIL, G. (2004). «Geología de la Hoja Arica, Carta Geológica de Chile (1:250.000)».

GARCÍA, M.; HERAIL, G.; CHARRIER, R.; MASCLE, G.; FORNARI, M. y PEREZ DE ARCE, C. (2002). «Oligocene-Neogene tectonic evolution of the altiplano of northern Chile (18-19°S)». *5th International Symposium on Andean Geodynamics Toulouse, France*, (1), pp. 235–238.

GARCIA, M.; RIQUELME, R.; FARIAS, M.; HERAIL, G. y CHARRIER, R. (2011). «Late Miocene-Holocene canyon incision in the western Altiplano, northern Chile: tectonic or climatic forcing?» *Journal of the Geological Society*, **168**(4), pp. 1047–1060. ISSN 0016-7649. doi: 10.1144/0016-76492010-134.

<http://jgs.lyellcollection.org/cgi/doi/10.1144/0016-76492010-134>

GARCIA, M. (2002). *Evolution oligo-miocène de l'Altiplano occidental ( arc et avant arc du nord du Chili, Arica ) : tectonique , volcanisme , sédimentation , géomorphologie et bilan érosion-sédimentation*. Tesis doctoral, Université Joseph-Fourier - Grenoble I.

GARCÍA, M.; FUENTES, G. y RIQUELME, F. (2013). «Carta Miñimiñi, regiones de Arica y Parinacota y de Tarapacá, Escala 1:100.000».

GARCIA, M. y HÉRAIL, G. (2005). «Fault-related folding, drainage network evolution and valley incision during the Neogene in the Andean Precordillera of Northern Chile». *Geomorphology*, **65(3-4)**, pp. 279–300. ISSN 0169555X. doi: 10.1016/j.geomorph.2004.09.007.  
<http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0169555X04002089>

GARREAUD, R. D.; MOLINA, A. y FARIAS, M. (2010). «Andean uplift, ocean cooling and Atacama hyperaridity: A climate modeling perspective». *Earth and Planetary Science Letters*, **292(1-2)**, pp. 39–50. ISSN 0012821X. doi: 10.1016/j.epsl.2010.01.017.  
<http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0012821X10000464>

GELI, L.; BARD, P.-Y. y JULLIEN, B. (1988). «The effect of topography on earthquake ground motion: A review and new results». *Bulletin of the Seismological Society of America*, **78(1)**, pp. 42–63. ISSN 0037-1106.

GONZÁLEZ, G. y CARRIZO, D. (2003). «Segmentación, cinemática y cronología relativa de la deformación tardía de la Falla Salar del Carmen, Sistema de Fallas de Atacama, (23°40'S), norte de Chile». *Revista geológica de Chile*, **30(2)**, pp. 223–244. ISSN 0716-0208. doi: 10.4067/S0716-02082003000200005.  
[http://www.scielo.cl/scielo.php?script=sci\\_arttext&pid=S0716-02082003000200005&lng=en&nrm=iso&tlng=en](http://www.scielo.cl/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S0716-02082003000200005&lng=en&nrm=iso&tlng=en)

GONZÁLEZ, G.; CEMBRANO, J.; CARRIZO, D.; MACCI, A. y SCHNEIDER, H. (2003). «The link between forearc tectonics and Pliocene–Quaternary deformation of the Coastal Cordillera, northern Chile». *Journal of South American Earth Sciences*, **16(5)**, pp. 321–342. ISSN 08959811. doi: 10.1016/S0895-9811(03)00100-7.

GONZÁLEZ DE VALLEJO, L.I. FERRER, M.; ORTUÑO, L. y OTEO, C. (2002). *Ingeniería Geológica*. Editorial Prentice Hall.

GONZÁLEZ L., G.; DUNAI, T.; CARRIZO, D. y ALLMENDINGER, R. (2006). «Young displacements on the Atacama Fault System, northern Chile from field observations and cosmogenic <sup>21</sup>Ne concentrations». *Tectonics*, **25(3)**, pp. n/a–n/a. ISSN 02787407. doi: 10.1029/2005TC001846.  
<http://doi.wiley.com/10.1029/2005TC001846>

GORUM, T.; VAN WESTEN, C. J.; KORUP, O.; VAN DER MEIJDE, M.; FAN, X. y VAN DER MEER,

F. D. (2013). «Complex rupture mechanism and topography control symmetry of mass-wasting pattern, 2010 Haiti earthquake». *Geomorphology*, **184**, pp. 127–138. ISSN 0169555X. doi: 10.1016/j.geomorph.2012.11.027.

<http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0169555X12005478>

GRIFFITHS, J. S.; MATHER, A. E. y STOKES, M. (2015). «Mapping landslides at different scales». *Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology*, pp. 2014–2038. ISSN 1470-9236, 2041-4803. doi: 10.1144/qjegh2014-038.

<http://qjegh.lyellcollection.org/content/early/2015/01/23/qjegh2014-038>

<http://qjegh.lyellcollection.org/content/early/2015/01/23/qjegh2014-038.full.pdf>

GUZZETTI, F.; MONDINI, A. C.; CARDINALI, M.; FIORUCCI, F.; SANTANGELO, M. y CHANG, K.-T. (2012). «Landslide inventory maps: New tools for an old problem». *Earth-Science Reviews*, **112(1-2)**, pp. 42–66. ISSN 00128252. doi: 10.1016/j.earscirev.2012.02.001.

<http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0012825212000128>

HANKS, T. C. y KANAMORI, H. (1979). «A moment magnitude scale». *Journal of Geophysical Research*, **84(B5)**, p. 2348. ISSN 0148-0227. doi: 10.1029/JB084iB05p02348.

<http://doi.wiley.com/10.1029/JB084iB05p02348>

HANKS, T. C. y WYSS, M. (1972). «The use of body-wave spectra in the determination of seismic-source parameters». *Bulletin of the Seismological Society of America*, **62(2)**, pp. 561–589. ISSN 0037-1106.

HARP, E. y JIBSON, R. (1995). «Inventory of landslides triggered by the 1994 Northridge, California earthquake - ScienceBase-Catalog». *Informe técnico*, USGS.

<https://www.sciencebase.gov/catalog/item/5287db22e4b03b89f6f1a6ca>

HARP, E.; JIBSON, R.; SCHMITT, R. y SCHMITT, R. G. (2016). «Map of landslides triggered by the January 12, 2010, Haiti earthquake». *Informe técnico*, U.S. Geological Survey. doi: 10.3133/SIM3353.

<http://dx.doi.org/10.3133/sim3353>

HARTLEY, A.; HOWELL, J.; MATHER, A. y CHONG, G. (2001). «A possible Plio-Pleistocene tsunami deposit Hornitos, northern Chile.» *Revista Geológica de Chile*, **28**, pp. 117–125.

HARTLEY, A. J. y JOLLEY, E. J. (1995). «Tectonic implications of Late Cenozoic sedimentation from the Coastal Cordillera of northern Chile (22-24 °S)». *Journal of the Geological Society*,

**152(1)**, pp. 51–63. ISSN 0016-7649. doi: 10.1144/gsjgs.152.1.0051.

<http://jgs.lyellcollection.org/cgi/doi/10.1144/gsjgs.152.1.0051>

HARTLEY, A. J. (2005). «What caused Andean uplift ?» En: *6th International Symposium on Andean Geodynamics*, pp. 824–827. ISAG, Barcelona.

HARTLEY, A. J. y CHONG, G. (2002). «Late Pliocene age for the Atacama Desert: Implications for the desertification of western South America». *Geology*, **30(1)**, p. 43. ISSN 0091-7613. doi: 10.1130/0091-7613(2002)030<0043:LPAFTA>2.0.CO;2.

[http://geology.gsapubs.org/cgi/doi/10.1130/0091-7613\(2002\)030{ }3C0043:LPAFTA{ }3E2.0.CO;2](http://geology.gsapubs.org/cgi/doi/10.1130/0091-7613(2002)030{ }3C0043:LPAFTA{ }3E2.0.CO;2)

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*, **24**, pp. 75–92.

HAYES, G. P.; HERMAN, M. W.; BARNHART, W. D.; FURLONG, K. P.; RIQUELME, S.; BENZ, H. M.; BERGMAN, E.; BARRIENTOS, S.; EARLE, P. S. y SAMSONOV, S. (2014). «Continuing megathrust earthquake potential in Chile after the 2014 Iquique earthquake». *Nature*. ISSN 0028-0836. doi: 10.1038/nature13677.

<http://www.nature.com/doifinder/10.1038/nature13677>

HEIM, A. (1932). *Landslides and human lives (Bergsturz and Menschenleben)*. In: Skermer, N. (ed) *Bi-Tech Publishers, Vancouver, BC, 196p*.

HERRERA, S. (2013). *Configuración y evolución estructural post-oligocena de la precordillera de Camiña, región de Tarapacá, Chile (19°14' -19°32'S/69°13' -69°38'W)*. Tesis doctoral, Universidad de Chile.

<http://repositorio.uchile.cl/handle/2250/113513>

HERVÉ, M. (1987). «Movimiento sinistral en el Cretácico Inferior de la Zona de Falla de Atacama al norte de Paposo (24°S), Chile». *Andean Geology*, (**31**), pp. 37–42. doi: 10.5027/ANDGEOV14N2-A05.

HEWARD, A. (1978). «Alluvial fan sequence and megasequence models: with examples from Westphalian D-Stephanian B coalfields, northern Spain.».

HOEK, E. y BROWN, E. (1998). «Practical estimates of rock mass strength». *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, **34(8)**, pp. 1165–1186. ISSN 13651609. doi:

10.1016/S1365-1609(97)80069-X.

<http://www.scopus.com/inward/record.url?eid=2-s2.0-0031432421&partnerID=40&md5=a3ecc7a356d5081150ef8bbce6575d5d>

HOKE, G. D.; ISACKS, B. L.; JORDAN, T. E.; BLANCO, N.; TOMLINSON, A. J. y RAMEZANI, J. (2007). «Geomorphic evidence for post-10 Ma uplift of the western flank of the central Andes 18 °30'–22 °S». *Tectonics*, **26(5)**, pp. n/a–n/a. ISSN 02787407. doi: 10.1029/2006TC002082.

<http://doi.wiley.com/10.1029/2006TC002082>

HOKE, G. D.; ISACKS, B. L.; JORDAN, T. E. y YU, J. S. (2004). «Groundwater-sapping origin for the giant quebradas of northern Chile». *Geology*, **32(7)**, p. 605. ISSN 0091-7613. doi: 10.1130/G20601.1.

<http://geology.gsapubs.org/cgi/doi/10.1130/G20601.1>

HOUSTON, J. y HARTLEY, A. J. (2003). «The central Andean west-slope rainshadow and its potential contribution to the origin of hyper-aridity in the Atacama Desert». *International Journal of Climatology*, **23(12)**, pp. 1453–1464. ISSN 0899-8418. doi: 10.1002/joc.938.

<http://doi.wiley.com/10.1002/joc.938>

HSÜ, K. J. (1975). «Catastrophic debris stream (Sturtzstroms) generated by rockfall». *Bulletin of Geological Society of America*, **86(1)**, pp. 129–140. ISSN 0016-7606. doi: 0.1130/0016-7606(1975)86<129:CDSSGB>2.0.CO;2.

HUANG, R.; DENG, R. y AL, E. (1993). «Full simulation process for high slope substance moving». *Chengdu University of Technology Press*.

HUANG, R.; WANG, S. y ZHANG, Z. (2002a). «Shallow earth crust dynamics process and engineering environment research in Western China».

HUANG, R. (2012). «Mechanisms of large-scale landslides in China». *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, **71(1)**, pp. 161–170. ISSN 1435-9529. doi: 10.1007/s10064-011-0403-6.

<http://link.springer.com/10.1007/s10064-011-0403-6>

HUANG, R. (2015). «Understanding the Mechanism of Large-Scale Landslides». En: *Engineering Geology for Society and Territory - Volume 2*, pp. 13–32. Springer International Publishing, Cham. doi: 10.1007/978-3-319-09057-3\_2.

[http://link.springer.com/10.1007/978-3-319-09057-3\\_2](http://link.springer.com/10.1007/978-3-319-09057-3_2)

HUANG, Z.; TANG, R. y LIU, S. (2002b). «Re-discussion of the Seismogenic Structure of the Diexi Large Earth quake in 1933 and the Arc Tectonics on Jiaochang, Sichuan Province». *EARTHQUAKE RESEARCH IN CHINA*, **18(2)**, pp. 183–192.

HUNGR, O.; LEROUEIL, S. y PICARELLI, L. (2013). «The Varnes classification of landslide types, an update». *Landslides*, **11(2)**, pp. 167–194. ISSN 1612-510X. doi: 10.1007/s10346-013-0436-y. <http://link.springer.com/10.1007/s10346-013-0436-y>

HUSEN, S.; KISSLING, E.; FLUEH, E. y ASCH, G. (1999). «Accurate hypocentre determination in the seismogenic zone of the subducting Nazca Plate in northern Chile using a combined on/offshore network». *Geophysical Journal International*, **138(3)**, pp. 687–701. ISSN 0956540X. doi: 10.1046/j.1365-246x.1999.00893.x. <http://doi.wiley.com/10.1046/j.1365-246x.1999.00893.x>

HUSEN, S.; KISSLING, E. y FLUEH, E. R. (2000). «Local earthquake tomography of shallow subduction in north Chile: A combined onshore and offshore study». *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **105(B12)**, pp. 28183–28198. ISSN 01480227. doi: 10.1029/2000JB900229. <http://doi.wiley.com/10.1029/2000JB900229>

HUTCHINSON, J. (1988). «General report: morphological and geotechnical parameters of landslides in relation to geology and hydrogeology». En: C Bonnard (Ed.), *5th International Symposium on Landslides*, volumen 1, pp. 3–35. Balkema, Lausanne. doi: 10.1016/0148-9062(89)90310-0.

IDRISS, I. M. (2008). «An NGA Empirical Model for Estimating the Horizontal Spectral Values Generated By Shallow Crustal Earthquakes». *Earthquake Spectra*, **24(1)**, pp. 217–242. ISSN 8755-2930. doi: 10.1193/1.2924362. <http://earthquakespectra.org/doi/abs/10.1193/1.2924362>

INC., B. A.. «Introducción a la determinación de radiocarbono por el método de espectrometría de acelerador de masa.» *Informe técnico*, 4985 SW 74 Court, Miami, Florida, USA..

INSTITUTO NACIONAL DE NORMALIZACIÓN (2009). «Norma Chilena NCh433.Of1996 Diseño sísmico de edificios».

ISACKS, B. L. (1988). «Uplift of the Central Andean Plateau and bending of the Bolivian Orocline». *Journal of Geophysical Research*, **93(B4)**, p. 3211. ISSN 0148-0227. doi: 10.1029/JB093iB04p03211. <http://doi.wiley.com/10.1029/JB093iB04p03211>

- JIBSON, R. (1996). «Use of landslides for paleoseismic analysis», **43**, pp. 291–323.
- JIBSON, R. W. y HARP, E. L. (2016). «Ground motions at the outermost limits of seismically triggered landslides». *Bulletin of the Seismological Society of America*, **106(2)**, pp. 708–719. ISSN 19433573. doi: 10.1785/0120150141.
- KANAMORI, H. (1977). «The Energy Release in Great Earthquake». *Journal of Geophysical Research*, **82(20)**. doi: 10.1029/JB082i020p02981.
- KANAMORI, H. (1983). «Magnitude scale and quantification of earthquakes». *Tectonophysics*, **93(3-4)**, pp. 185–199. ISSN 00401951. doi: 10.1016/0040-1951(83)90273-1.
- KANAMORI, H.; ANDERSON, D. L. y HEATON, T. H. (1998). «Frictional Melting During the Rupture of the 1994 Bolivian Earthquake». *Science*, **279(5352)**.
- KAUSEL, E. (1986). «Los terremotos de Agosto 1868 y Mayo 1877 que afectaron el sur del Peru y norte de Chile». *Boletín de la Academia Chilena de Ciencias*, **(3)**, pp. 8–14.
- KAUSEL, E. y CAMPOS, J. (1992). «The Ms = 8 tensional earthquake of 9 December 1950 of northern Chile and its relation to the seismic potential of the region». *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **72(3-4)**, pp. 220–235. ISSN 00319201. doi: 10.1016/0031-9201(92)90203-8. <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/0031920192902038>
- KEEFER, D. K. (1984). «Landslides caused by earthquakes». *Geological Society of America Bulletin*, **95**, pp. 406–421.
- KEEFER, D. K. (2002). «Investigating Landslides Caused by Earthquakes – A Historical Review». *Surveys in Geophysics*, **23(6)**, pp. 473–510. ISSN 01693298. doi: 10.1023/A:1021274710840. <http://link.springer.com/10.1023/A:1021274710840>
- KIRK-LAWLOR, N.; JORDAN, T.; RECH, J. y LEHMANN, S. (2012). «Paleolago Tiliviche y Sus Relaciones Estratigráficas y Pleoclimáticas , Cuenca Pampa del Tamarugal , I Región , Chile». *XIV Congreso Geológico Chileno*, pp. 634 – 636.
- KIRK-LAWLOR, N. E.; JORDAN, T. E.; RECH, J. A. y LEHMANN, S. B. (2013). «Late Miocene to Early Pliocene paleohydrology and landscape evolution of Northern Chile, 19° to 20° S». *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **387**, pp. 76–90. ISSN 00310182. doi: 10.1016/j.palaeo.2013.07.011. <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0031018213003325>

KORUP, O.; CLAGUE, J. J.; HERMANN, R. L.; HEWITT, K.; STROM, A. L. y WEIDINGER, J. T. (2007). «Giant landslides, topography, and erosion». *Earth and Planetary Science Letters*, **261(3-4)**, pp. 578–589. ISSN 0012821X. doi: 10.1016/j.epsl.2007.07.025.

<http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0012821X07004785>

LAMB, S. y DAVIS, P. (2003). «Cenozoic climate change as a possible cause for the rise of the Andes», **425(October)**.

LARA, M. (2007). *METODOLOGIA PARA LA EVALUACION Y ZONIFICACION DE PELIGRO DE REMOCIONES EN MASA CON APLICACION EN QUEBRADA SAN RAMON, SANTIAGO ORIENTE, REGION METROPOLITANA*. Msc, Universidad de Chile.

<http://www.tesis.uchile.cl/tesis/uchile/2007/lara{ }mc/sources/lara{ }mc.pdf>

LAY, T. y WALLACE, T. C. (1995). *Modern global seismology*. Academic Press. ISBN 9780127328706.

LE ROUX, J.; GÓMEZ, C.; VENEGAS, C.; FENNER, J.; MIDDLETON, H.; MARCHANT, M.; BUCHBINDER, B.; FRASSINETTI, D.; MARQUARDT, C.; GREGORY-WODZICKI, K. y LAVENU, A. (2005a). «Neogene-Quaternary coastal and offshore sedimentation in north central Chile: Record of sea-level changes and implications for Andean tectonism». *Journal of South American Earth Sciences*, **19(1)**, pp. 83–98. ISSN 08959811. doi: 10.1016/j.jsames.2003.11.003.

LE ROUX, J.; GÓMEZ, C. A.; OLIVARES, D. M. y MIDDLETON, H. (2005b). «Determining the Neogene behavior of the Nazca plate by geohistory analysis». *Geology*, **33(3)**, p. 165. ISSN 0091-7613. doi: 10.1130/G21101.1.

<http://geology.gsapubs.org/cgi/doi/10.1130/G21101.1>

LEGRAND, D.; DELOUIS, B.; DORBATH, L.; DAVID, C.; CAMPOS, J.; MARQUÉZ, L.; THOMPSON, J. y COMTE, D. (2007). «Source parameters of the Mw=6.3 Aroma crustal earthquake of July 24, 2001 (northern Chile), and its aftershock sequence». *Journal of South American Earth Sciences*, **24(1)**, pp. 58–68. ISSN 08959811. doi: 10.1016/j.jsames.2007.02.004.

<http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0895981107000144>

LEHMANN, S.; RECH, J.; CURRIE BS; JORDAN, T. y RIQUELME, R. (2009). «Redefining the Tarapacá Pediplain; analysis of relict soils in the northern Atacama Desert, Chile». *Geological Society of America Annual Meeting*, **41(7)**, p. 624.

<https://gsa.confex.com/gsa/2009AM/finalprogram/abstract{ }162795.htm>



LETELIER, V. (2013). *Estudio geomorfológico de mega-remociones en masa, Región de Tarapacá*. Letelier, V. (2013). *Estudio geomorfológico de mega-remociones en masa, Región de Tarapacá. Universidad de Chile. Memoria para optar a título de geólogo, Universidad de Chile.*

LEYTON, F.; RUIZ, S. y SEPÚLVEDA, S. A. (2009). «Preliminary re-evaluation of probabilistic seismic hazard assessment in Chile: from Arica to Taitao Peninsula». *Advances in Geosciences*, **22**, pp. 147–153. ISSN 1680-7359. doi: 10.5194/adgeo-22-147-2009.  
<http://www.adv-geosci.net/22/147/2009/>

LEYTON, F.; RUIZ, S. y SEPÚLVEDA, S. A. (2010). «Reevaluación de peligro Sísmico pobabilistico en Chile central».

LIBBY, W. (1965). *Radiocarbon Dating*. Chicago University Press, Chicago.

MAKSAEV, V. y ZENTILLI, M. (1999). «Fission track thermochronology of the Domeyko Cordillera, northern Chile; implications for Andean tectonics and porphyry copper metallogenesis». *Exploration and Mining Geology*, **8(1-2)**.

MALAMUD, B. D.; TURCOTTE, D. L.; GUZZETTI, F. y REICHENBACH, P. (2004). «Landslides, earthquakes, and erosion». *Earth and Planetary Science Letters*, **229(1-2)**, pp. 45–59. ISSN 0012821X. doi: 10.1016/j.epsl.2004.10.018.  
<http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0012821X0400617X>

MARÍN, M. y SEPÚLVEDA, F. (2014). «Efectos geológicos de los sismos del 1 Y 2 de abril del 2014: Observación de daños y evaluación de peligros geológicos en los sectores de Pabellón de Pica y Huanillos (Ruta A-1) y en la Ruta A-750 (Ruta de la Sal), Comuna de Iquique. INF-TARAPACÁ-02». *Informe técnico*, SERNAGEOMIN.

MARQUARDT, C.; FORNARI, M.; LAVENU, A.; VARGAS, G.; ORTLIEB, L.; RITZ, J.-F.; PHILIP, H. y MARINOVIC, N. (2005). «Volcanic ash dating from the Mejillones Peninsula (23°S): Implications for the Neogene outer fore-arc stratigraphy, tectonics and volcanic relationships». En: *6th International Symposium on Andean Geodynamics*, pp. 477–480. ISAG, Barcelona.

MARQUARDT, C.; LAVENU, A.; ORTLIEB, L.; GODOY, E. y COMTE, D. (2004). «Coastal neotectonics in Southern Central Andes: uplift and deformation of marine terraces in Northern Chile (27°S)». *Tectonophysics*, **394(3)**, pp. 193–219. ISSN 00401951. doi: 10.1016/j.tecto.2004.07.059.

MARTINEZ, E. D. L. R. y NIEMEYER, H. (1982). «Depósitos marinos aterrizados del Plioceno superior en la ciudad de Antofagasta, su relación con la Falla Atacama». En: *III Congreso Geo-*

*lógico Chileno*, pp. A176–A188. Universidad de Concepción, Concepción.

<http://biblioserver.sernageomin.cl/opac/DataFiles/4914ppA176{ }A188.pdf>

MARTINOD, J.; COMTE, D.; DAVID, C.; GLASS, B.; CORREA, E.; VALLÉE, M.; AUDIN, L.; HÉRAIL, G. y FARIAS, M. (2002). «Superficial Crustal Seismicity In Northern Chile, and The Seismic Cycle On The Nazca Subduction Zone». En: A Tzanis (Ed.), *EGS XXVII General Assembly*, volumen 27, pp. 21–26. Nice.

MATHER, A. E.; HARTLEY, A. J. y GRIFFITHS, J. S. (2014). «The giant coastal landslides of Northern Chile: Tectonic and climate interactions on a classic convergent plate margin». *Earth and Planetary Science Letters*, **388**, pp. 249–256. ISSN 0012821X. doi: 10.1016/j.epsl.2013.10.019.  
<http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0012821X13005827>

MATTHEWS, S.; CORNEJO, P. y ARÉVALO, C. (2004). «Applied Regional Geological Study of the Central Depression of Northern Chile (23°25´ - 24°25´S)». *Informe técnico*, Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago.

MATTHEWS, S.; CORNEJO, P. y RIQUELME, R. (2006). «Carta Inca de Oro, región de Atacama, Escala 1:100.000».  
<http://biblioteca.sernageomin.cl/opac/index.asp?param=o{ }25AD{ }2588{ }2592bh{ }2591{ }2591tc{ }0p=3>

MELNICK, D. (2016). «Rise of the central Andean coast by earthquakes straddling the Moho». *Nature Geoscience*, **9(5)**, pp. 401–407. ISSN 1752-0894. doi: 10.1038/ngeo2683.  
<http://www.nature.com/doi/10.1038/ngeo2683>

METOIS, M.; SOCQUET, A.; VIGNY, C.; CARRIZO, D.; PEYRAT, S.; DELORME, A.; MAUREIRA, E.; VALDERAS-BERMEJO, M.-C. y ORTEGA, I. (2013). «Revisiting the North Chile seismic gap segmentation using GPS-derived interseismic coupling». *Geophysical Journal International*, **194(3)**, pp. 1283–1294. ISSN 0956-540X. doi: 10.1093/gji/ggt183.  
<http://gji.oxfordjournals.org/cgi/doi/10.1093/gji/ggt183>

MEUNIER, P.; HOVIUS, N. y HAINES, J. A. (2008). «Topographic site effects and the location of earthquake induced landslides». *Earth and Planetary Science Letters*, **275(3-4)**, pp. 221–232. ISSN 0012821X. doi: 10.1016/j.epsl.2008.07.020.  
<http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0012821X08004536>

M.N., C. (2012). «Proyecto: Diagnóstico de la situación de riesgo geofísico en quebradas laterales a los cauces de las quebradas de Camiña y Tarapacá – Etapa 1». *Informe técnico*, IDIEM.

MOLNAR, P. (2009). «The state of interactions among tectonics, erosion, and climate: A polemic». *GSA Today*, **19(7)**, pp. 44–45. ISSN 10525173. doi: 10.1130/GSATG00GW.1.  
<http://www.geosociety.org/gsatoday/archive/19/7/abstract/i1052-5173-19-7-44.htm>

MONTECINOS, F. (1963). *Observaciones de geología en el cuadrángulo Campanani : Departamento de Arica : Provincia de Tarapacá*. Pregrado, Universidad de Chile.  
<http://biblio.uchile.cl/client/es{ }ES/sisib/search/detailnonmodal/ent:{\protect\T1\textdollar}002f{\protect\T1\textdollar}002fSD{ }ILS{\protect\T1\textdollar}002f0{\protect\T1\textdollar}002fSD{ }ILS:186777/ada?qu=Geolog{ }25C3{ }25ADa{&}ic=true{&}ps=1000>

MORANDÉ, J.; GALLARDO, F.; MUÑOZ, M. y FARÍAS, M. (2015). «Carta Guaviña, Región de Tarapacá (1:100.000)».

MORGENSTERN, N. R. y TCHALENKO, J. S. (1967). «Microscopic Structures in Kaolin Subjected to Direct Shear». *Géotechnique*, **17(4)**, pp. 309–328. ISSN 0016-8505. doi: 10.1680/geot.1967.17.4.309.  
<http://www.icevirtuallibrary.com/doi/10.1680/geot.1967.17.4.309>

MORTIMER, C. (1973). «The Cenozoic history of the southern Atacama Desert, Chile». *Journal of the Geological Society*, **129(5)**, pp. 505–526. ISSN 0016-7649. doi: 10.1144/gsjgs.129.5.0505.  
<http://jgs.lyellcollection.org/cgi/doi/10.1144/gsjgs.129.5.0505>

MORTIMER, C. (1980). «DRAINAGE EVOLUTION IN THE ATACAMA DESERT OF NORTHERNMOST CHILE». *Andean Geology*, (**11**), pp. 3–28. doi: 10.5027/ANDGEOV7N3-A01.  
<http://www.andeangeology.equipu.cl/index.php/revista1/article/view/V7n3-a01>

MORTIMER, C.; FARRAR, E. y SARIC, N. (1974). «K-Ar ages from Tertiary lavas of the northernmost Chilean Andes.» *Geologische Rundschau*, **63**, pp. 484 – 490.

MORTIMER, C. y SARIC, N. (1972). «Landform evolution in the coastal region of Tarapaca Province, Chile.» *Revue de Geomorphologie Dynamique*, **2(4)**, pp. 162–170.

MORTIMER, C. y SARIC, N. (1975). «Cenozoic studies in northernmost Chile». *Geologische Rundschau*, **64(1)**, pp. 395–420. ISSN 0016-7835. doi: 10.1007/BF01820676.  
<http://link.springer.com/10.1007/BF01820676>

MORTIMER, C.. «DRAINAGE EVOLUTION IN THE ATACAMA DESERT OF NORTHERNMOST

CHILE». (11).

MORTLMER, C. (1980). «Drainage Evolution in the Atacama Desert of Northernmost Chile». *Revista Geológica de Chile*, (11), pp. 3–28.

MPODOZIS, C. y RAMOS, V. (1989). «The Andes of Chile and Argentina, in: Geology of the Andes and its Relation to Hydrocarbon and Mineral Resources», 11, pp. 59–90.

MUÑOZ, N. y SEPÚLVEDA, P. (1992). «Estructuras compresivas con vergencia al oeste en el borde oriental de la Depresión Central, Norte de Chile (19°15'S)». *Revista geológica de Chile*, 19(2), pp. 241 – 247.

MUÑOZ, N. y CHARRIER, R. (1996a). «Uplift of the western border of the Altiplano on a west-vergent thrust system, Northern Chile». *Journal of South American Earth Sciences*, 9(3-4), pp. 171–181. ISSN 08959811. doi: 10.1016/0895-9811(96)00004-1.  
<http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/0895981196000041>

MUÑOZ, N. y CHARRIER, R. (1996b). «Uplift of western border of the Altiplano on a west-vergent thrust system, Northern Chile.pdf». *Journal of South American Earth Sciences*, 9(3/4), pp. 171–181.

MUÑOZ, N. y SEPULVEDA, P. (1992). «Estructuras compresivas con vergencia al oeste en el borde oriental de la Depresion Central, Norte de Chile (19°15'S)». *Andean Geology*, 19(2), pp. 241–247. doi: 10.5027/ANDGEOV19N2-A07.

MUÑOZ, V. A. (2007). *Evolución morfoestructural del piedemonte altiplánico chileno durante el Cenozoico superior entre la Quebrada de Tarapacá y la Quebrada de Sagasca (19°45'-20°15'S)*. Phd, Universidad de Chile.

MUZZIO, G. (1986). «Geología de los cuadrángulos Caleta Camarones, Cuya Punta Gorda y Cerro Atajaña, I región, Chile: Informe de Avance».

NADIM, F.; KJEKSTAD, O.; DOMMAS, U.; RAMEZ, R. y PEDUZZI, P. (2006). «Global Landslides Risk Case Study». En: M Arnold; R Chen; U Deichmann; M Dilley; A Lerner-Lam; R Pullen y Z Trohanis (Eds.), *Natural Disaster Hotspots, Case Studies*, 6, capítulo 2, p. 204. ISBN 9780821363324. doi: 10.1596/0-8213-5930-4.  
<http://www.ingentaconnect.com/content/wb/2016/2005>

NARANJO y A., J. (1987). «Interpretacion de la actividad cenozoica superior a lo largo de la Zona de Falla Atacama, Norte de Chile». *Andean Geology*, 0(31), pp. 43–55. ISSN 0718-7106.

doi: 10.5027/ANDGEOV14N2-A06.

NARANJO, J. A. y PASKOFF, R. (1985). «Evolución cenozoica del piedemonte andino en la Pampa del Tamarugal, norte de Chile (18°-21°S)». En: *Congreso Geológico Chileno*, pp. 149–165. Universidad Católica del Norte, Antofagasta.

NEW, M.; LISTER, D.; HULME, M. y MAKIN, I. (2002). «A high-resolution data set of surface climate over global land areas». *Climate Research*, **21**(1), pp. 1–25. ISSN 0936-577X. doi: 10.3354/cr021001.

<http://www.int-res.com/abstracts/cr/v21/n1/p1-25/>

OKADA, A. (1971). «On the neotectonics of the Atacama fault zone region; preliminary notes on Late Cenozoic faulting and geomorphic development of the Coast Range of northern Chile». *Bulletin Department of Geography University of Tokio*, **(3)**, pp. 47–65.

ORTLIEB, L.; GHALEB, B.; GOY, J.; ZAZO, C. y THIELE, R. (1994). «Terrazas marinas pleistocenas del área de Homitos (Ilda Región): Nuevos estudios morfoestratigráficos y neotectónicos en el Norte Grande de Chile». En: *VII Congreso Geológico de Chile*, pp. 356–360. Universidad de Concepción, Concepción.

ORTLIEB, L.; ZAZO, C.; GOY, J.; HILLAIRE-MARCEL, C.; GHALEB, B. y COURNOYER, L. (1996). «Coastal deformation and sea-level changes in the northern Chile subduction area (23°S) during the last 330 ky». *Quaternary Science Reviews*, **15**(8), pp. 819–831. ISSN 02773791. doi: 10.1016/S0277-3791(96)00066-2.

PARDO-CASAS, F. y MOLNAR, P. (1987). «Relative motion of the Nazca (Farallon) and South American Plates since Late Cretaceous time». *Tectonics*, **6**(3), pp. 233–248. ISSN 02787407. doi: 10.1029/TC006i003p00233.

<http://doi.wiley.com/10.1029/TC006i003p00233>

PARRAGUEZ, G. V. (1998). *Sedimentología y geomorfología producto de la tectónica Cenozoica en la depresión central, Pampa de Chaca, I región Tarapacá, Chile*. Magister, Universidad de Chile.

PASKOFF, R. (1979). «SOBRE LA EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA DEL GRAN ACANTILADO COSTERO DEL NORTE GRANDE DE CHILE».

PERFETTINI, H.; AVOUAC, J.-P. y RUEGG, J.-C. (2005). «Geodetic displacements and aftershocks following the 2001 Mw = 8.4 Peru earthquake: Implications for the mechanics of the earthquake

cycle along subduction zones». *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **110(B9)**. doi: 10.1029/2004JB003522.

<http://doi.wiley.com/10.1029/2004JB003522>

PEYRAT, S.; CAMPOS, J.; DE CHABALIER, J. B.; PEREZ, A.; BONVALOT, S.; BOUIN, M.-P.; LEGRAND, D.; NERCESSIAN, A.; CHARADE, O.; PATAU, G.; CLÉVÉDÉ, E.; KAUSEL, E.; BERNARD, P. y VILOTTE, J.-P. (2006). «Tarapacá intermediate-depth earthquake (Mw 7.7, 2005, northern Chile): A slab-pull event with horizontal fault plane constrained from seismologic and geodetic observations». *Geophysical Research Letters*, **33(22)**, p. L22308. ISSN 0094-8276. doi: 10.1029/2006GL027710.

<http://doi.wiley.com/10.1029/2006GL027710>

PHILIP, H. y RITZ, J.-F. (1999). «Gigantic paleolandslide associated with active faulting along the Bogd fault (Gobi-Altay, Mongolia)». *Geology*, pp. 211 – 214. doi: 10.1130/0091-7613(1999)027<0211.

PINTO, L.; HÉRAIL, G.; SEPÚLVEDA, S. A.; KROP, P. y DARROZES, J. (2007a). «The Latagualla mega-landslide, Tarapacá region, Northern Chile: an example of Cenozoic instability of the Andean arc of the Bolivian orocline». En: . *EGU Topical Conference Series 2nd Alexander von Humboldt Conference on The Role of Geophysics in Natural Disaster Prevention*, pp. AVH2-A-000205. Lima, Perú.

PINTO, L.; HÉRAIL, G.; SEPÚLVEDA, S. y KROP, P. (2008). «A Neogene giant landslide in Tarapacá, northern Chile: A signal of instability of the westernmost Altiplano and palaeoseismicity effects». *Geomorphology*, **102(3-4)**, pp. 532–541. ISSN 0169555X. doi: 10.1016/j.geomorph.2008.05.044.

<http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0169555X08002547>

PINTO, L. (1999). *Evolución tectónica y geomorfológica de la deformación cenozoica del borde occidental del Altiplano y su registro sedimentario entre los 19°08' - 19°27'S (Región de Tarapacá, Chile)*. Tesis doctoral, Universidad de Chile.

PINTO, L.; HÉRAIL, G. y CHARRIER, R. (2004). «Sedimentación sintectónica asociada a las estructuras neógenas en la Precordillera de la zona de Moquella, Tarapacá (19°15'S, norte de Chile)». *Revista geológica de Chile*, **31(1)**, pp. 19–44. ISSN 0716-0208. doi: 10.4067/S0716-02082004000100002.

[http://www.scielo.cl/scielo.php?script=sci\\_arttext&pid=S0716-02082004000100002&lng=en&nrm=iso&tlng=en](http://www.scielo.cl/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S0716-02082004000100002&lng=en&nrm=iso&tlng=en)

PINTO, L.; HÉRAIL, G.; FONTAN, F. y DE PARSEVAL, P. (2007b). «Neogene erosion and uplift of the western edge of the Andean Plateau as determined by detrital heavy mineral analysis». *Sedimentary Geology*, **195(3-4)**, pp. 217–237. ISSN 00370738. doi: 10.1016/j.sedgeo.2006.08.001.

<http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0037073806002144>

QUEZADA, J. (2007). *Interacción entre procesos tectónicos y procesos erosivos en la configuración del relieve litoral del Norte de Chile*. Phd., Universidad de Concepción.

QUEZADA, J.; CERDA, J. L. y JENSEN, A. (2010). «Efectos de la tectónica y el clima en la configuración morfológica del relieve costero del norte de Chile». *Andean geology*, **37(1)**, pp. 78–109. ISSN 0718-7106. doi: 10.4067/S0718-71062010000100004.

[http://www.scielo.cl/scielo.php?script=sci\\_arttext&pid=S0718-71062010000100004&lng=en&nrm=iso&tlng=en](http://www.scielo.cl/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S0718-71062010000100004&lng=en&nrm=iso&tlng=en)

QUEZADA, J.; JAQUE, E.; FERNÁNDEZ, A. y VÁSQUEZ, D. (2012). «Cambios en el relieve generados como consecuencia del terremoto Mw = 8,8 del 27 de febrero de 2010 en el centro-sur de Chile». *Revista de geografía Norte Grande*, **55(53)**, pp. 35–55. ISSN 0718-3402. doi: 10.4067/S0718-34022012000300003.

[http://www.scielo.cl/scielo.php?script=sci\\_arttext&pid=S0718-34022012000300003&lng=en&nrm=iso&tlng=en](http://www.scielo.cl/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S0718-34022012000300003&lng=en&nrm=iso&tlng=en)

RECH, J. A.; CURRIE, B. S.; MICHALSKI, G. y COWAN, A. M. (2006). «Neogene climate change and uplift in the Atacama Desert, Chile». *Geology*, **34(9)**, p. 761. ISSN 0091-7613. doi: 10.1130/G22444.1.

<http://geology.gsapubs.org/cgi/doi/10.1130/G22444.1>

REID, H. F. (1910). «The mechanics of the earthquake». En: *The California Earthquake of April 18, 1906*, capítulo Vol. 2, p. 192. Carnegie Institute of Washington, Washington, D.C..

REUTTER, K.-J.; SCHEUBER, E. y CHONG, G. (1996). «The Precordilleran fault system of Chuquicamata, Northern Chile: evidence for reversals along arc-parallel strike-slip faults». *Tectonophysics*, **259(1-3)**, pp. 213–228. ISSN 00401951. doi: 10.1016/0040-1951(95)00109-3.

<http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/0040195195001093>

RIQUELME, F. (2015). *Modelamiento de la deformación meso-cenozoica en el borde occidental del Altiplano chileno, área de Suca-Camiña (19,3°S)*. Tesis doctoral, Universidad de Chile.

RIQUELME, R.; MARTINOD, J.; HÉRAIL, G.; DARROZES, J. y CHARRIER, R. (2003). «A geomorp-

hological approach to determining the Neogene to Recent tectonic deformation in the Coastal Cordillera of northern Chile (Atacama)». *Tectonophysics*, **361(3)**, pp. 255–275. ISSN 00401951. doi: 10.1016/S0040-1951(02)00649-2.

RIQUELME, R.; HÉRAIL, G.; MARTINOD, J.; CHARRIER, R. y DARROZES, J. (2007a). «Late Cenozoic geomorphologic signal of Andean forearc deformation and tilting associated with the uplift and climate changes of the Southern Atacama Desert (26°S–28°S)». *Geomorphology*, **86(3-4)**, pp. 283–306. ISSN 0169555X. doi: 10.1016/j.geomorph.2006.09.004.  
<http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0169555X06004089>

RIQUELME, R.; HÉRAIL, G.; MARTINOD, J.; CHARRIER, R. y DARROZES, J. (2007b). «Late Cenozoic geomorphologic signal of Andean forearc deformation and tilting associated with the uplift and climate changes of the Southern Atacama Desert (26°S–28°S)». *Geomorphology*, **86(3-4)**, pp. 283–306. ISSN 0169555X. doi: 10.1016/j.geomorph.2006.09.004.  
<http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0169555X06004089>

RONDINEL-OVIEDO, E. A. (2010). *Ground failure in the 2001 Mw 8.4 southern Peru earthquake*. Tesis doctoral, Drexel University.

RUIZ, S.; METOIS, M.; FUENZALIDA, A.; RUIZ, J.; LEYTON, F.; GRANDIN, R.; VIGNY, C.; MADARIAGA, R. y CAMPOS, J. (2014). «Intense foreshocks and a slow slip event preceded the 2014 Iquique Mw 8.1 earthquake.» *Science (New York, N.Y.)*, **345(6201)**, pp. 1165–9. ISSN 1095-9203. doi: 10.1126/science.1256074.  
<http://www.ncbi.nlm.nih.gov/pubmed/25061132>

RUIZ, S. y SARAGONI, G. R. (2005). «Formulas De Atenuación Para La Subducción De Chile Considerando Los Dos Mecanismos De Sismogenesis Y Los Efectos Del Suelo». *Congreso Chileno de Sismología e Ingeniería Antisísmica*, **1985**.

RUTLAND, R. W. R. (1971). «Andean Orogeny and Ocean Floor Spreading». *Nature*, **233(5317)**, pp. 252–255. ISSN 0028-0836. doi: 10.1038/233252a0.  
<http://www.nature.com/doi/10.1038/233252a0>

SADIGH, K.; CHANG, C.-Y.; EGAN, J. A.; MAKDISI, F. y YOUNGS, R. R. (1997). «Attenuation Relationships for Shallow Crustal Earthquakes Based on California Strong Motion Data». *Seismological Research Letters*, **68(1)**, pp. 180–189. ISSN 0895-0695. doi: 10.1785/gssrl.68.1.180.  
<http://srl.geoscienceworld.org/cgi/doi/10.1785/gssrl.68.1.180>

SALAS, R.; KAST, R. F.; MONTECINOS, F. y SALAS, I. (1966). *Geología y recursos minerales*



del departamento de Arica, Provincia de Tarapaca. Instituto de Investigaciones Geológicas, Santiago.

<http://www.abebooks.com/Geologia-recursos-minerales-departamento-Arica-Provincia/513195930/bd>

SCHEUBER, E. y ANDRIESEN, P. A. (1990). «The kinematic and geodynamic significance of the Atacama fault zone, northern Chile». *Journal of Structural Geology*, **12(2)**, pp. 243–257. ISSN 01918141. doi: 10.1016/0191-8141(90)90008-M.

SCHEUBER, E.; BOGDANIC, T.; JENSEN, A. y REUTTER, K. (1994). «Tectonic development of the North Chilean Andes in relation to plate convergence and magmatism since the Jurassic».

SCHEUBER, E. y GONZALEZ, G. (1999). «Tectonics of the Jurassic-Early Cretaceous magmatic arc of the north Chilean Coastal Cordillera (22°-26°S): A story of crustal deformation along a convergent plate boundary». *Tectonics*, **18(5)**, pp. 895–910. ISSN 02787407. doi: 10.1029/1999TC900024.

<http://doi.wiley.com/10.1029/1999TC900024>

SCHLUNEGGER, F.; ZEILINGER, G.; KOUNOV, A.; KOBER, F. y HUSSER, B. (2006). «Scale of relief growth in the forearc of the Andes of Northern Chile (Arica latitude, 18oS)». *Terra Nova*, **18(3)**, pp. 217–223. ISSN 0954-4879. doi: 10.1111/j.1365-3121.2006.00682.x.

<http://doi.wiley.com/10.1111/j.1365-3121.2006.00682.x>

SCHURR, B.; ASCH, G.; HAINZL, S.; BEDFORD, J.; HOECHNER, A.; PALO, M.; WANG, R.; MORENO, M.; BARTSCH, M.; ZHANG, Y.; ONCKEN, O.; TILMANN, F.; DAHM, T.; VICTOR, P.; BARRIENTOS, S. y VILOTTE, J.-P. (2014). «Gradual unlocking of plate boundary controlled initiation of the 2014 Iquique earthquake.» *Nature*, **512(7514)**, pp. 299–302. ISSN 1476-4687. doi: 10.1038/nature13681.

<http://www.ncbi.nlm.nih.gov/pubmed/25119049>

SEMPÉRÉ, T. y JACAY, J. (2006). «Estructura tectónica del sur del Perú (Antearco, Arco, y altiplano suroccidental)». En: *Congreso Peruano de Geología*, pp. 324–327. Sociedad Geológica del Perú, Lima.

SEPÚLVEDA, S. A. (1998a). *Metodología para Evaluar el Peligro de Flujos de Detritos en Ambientes Montañosos: Aplicación en la Quebrada Lo Cañas, Región Metropolitana*. Tesis doctoral, Universidad de Chile.

SEPÚLVEDA, S. A. (1998b). *Metodología para Evaluar el Peligro de Flujos de Detritos en Ambien-*

*tes Montañosos: Aplicación en la Quebrada Lo Cañas, Región Metropolitana.* Tesis doctoral, Universidad de Chile.

SEREY AMADOR, A. J. (2011). *Análisis de las Remociones en Masa Generadas por el Terremoto del Fiordo Aysén de 2007 (45,5°S).* Tesis doctoral.

<http://www.repositorio.uchile.cl/handle/2250/102608>

SKARMETA, J. y MARINOVIC, N. (1981). «Geología de la Hoja Quillagua, Región de Antofagasta. 63 p., 1 mapa escala 1:250.000.» *Informe técnico.* doi: SERIEGEOLOGÍAABÁSICA ISSN0717-7283.

SOLONENKO, V. (1977). «Landslides and collapses in seismic zones and their prediction».

SOMERVILLE, P. G.; SMITH, N. F.; GRAVES, R. W. y ABRAHAMSON, N. A. (1997). «Modification of Empirical Strong Ground Motion Attenuation Relations to Include the Amplitude and Duration Effects of Rupture Directivity». *Seismological Research Letters*, **68(1)**, pp. 199–222. ISSN 0895-0695. doi: 10.1785/gssrl.68.1.199.

<http://srl.geoscienceworld.org/cgi/doi/10.1785/gssrl.68.1.199>

SOMERVILLE, P. (2002). «Characterizing Near Fault Ground Motion For The Design And Evaluation Of Bridges». En: *Third National Conference and Workshop on Bridges and Highways*, Portland OR.

SOMOZA, R. (1998). «Updated azca (Farallon)—South America relative motions during the last 40 My: implications for mountain building in the central Andean region». *Journal of South American Earth Sciences*, **11(3)**, pp. 211–215. ISSN 08959811. doi: 10.1016/S0895-9811(98)00012-1.

SPUDICH, P. y CHIOU, B. S. J. (2008). «Directivity in NGA Earthquake Ground Motions: Analysis Using Isochrone Theory». *Earthquake Spectra*, **24(1)**, pp. 279–298. ISSN 8755-2930. doi: 10.1193/1.2928225.

<http://earthquakespectra.org/doi/abs/10.1193/1.2928225>

STRASSER, M. y SCHLUNEGGER, F. (2005). «Erosional processes, topographic length-scales and geomorphic evolution in arid climatic environments: The 'Lluta collapse', northern Chile». *International Journal of Earth Sciences*, **94(3)**, pp. 433–446. ISSN 14373254. doi: 10.1007/s00531-005-0491-2.

STRECKER, M.; ALONSO, R.; BOOKHAGEN, B.; CARRAPA, B.; HILLEY, G.; SOBEL, E. y TRAUTH, M.

(2007). «Tectonics and Climate of the Southern Central Andes». *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, **35(1)**, pp. 747–787. ISSN 0084-6597. doi: 10.1146/annurev.earth.35.031306.140158.

<http://www.annualreviews.org/doi/abs/10.1146/annurev.earth.35.031306.140158>

THIELE, R. y PINCHEIRA, M. (1987). «Tectonica transpresiva v movimiento de desgarre en el segmento sur de la Zona de Falla Atacama, Chile». *Andean Geology*, **0(31)**, pp. 77–94. ISSN 0718-7106. doi: 10.5027/ANDGEOV14N2-A09.

TIBALDI, A.; CORAZZATO, C.; KOZHURIN, A.; LAGMAY, A. F.; PASQUARÈ, F. A.; PONOMAREVA, V. V.; RUST, D.; TORMEY, D. y VEZZOLI, L. (2008). «Influence of substrate tectonic heritage on the evolution of composite volcanoes: Predicting sites of flank eruption, lateral collapse, and erosion». *Global and Planetary Change*, **61(3-4)**, pp. 151–174. ISSN 09218181. doi: 10.1016/j.gloplacha.2007.08.014.

<http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S092181810700135X>

TIBALDI, A.; FERRARI, L. y PASQUARÈ, G. (1995). «Landslides triggered by earthquakes and their relations with faults and mountain slope geometry: an example from Ecuador». *Geomorphology*, **11(3)**, pp. 215–226. ISSN 0169555X. doi: 10.1016/0169-555X(94)00060-5.

TICHELAAR, B. W. y RUFF, L. J. (1991). «Seismic coupling along the Chilean Subduction Zone». *Journal of Geophysical Research*, **96(B7)**, p. 11997. ISSN 0148-0227. doi: 10.1029/91JB00200.

<http://doi.wiley.com/10.1029/91JB00200>

TOMLINSON, A.; CORNEJO, P. y MPODOSIZ, C. (1999). «Hoja Potrerillos : Region de Atacama Escala 1:100.000».

<http://www.bibliotecadigital.uchile.cl/client/es{ }ES/sisib/search/detailnonmodal/ent:{\protect\T1\textdollar}002f{\protect\T1\textdollar}002fSD{ }ILS{\protect\T1\textdollar}002f0{\protect\T1\textdollar}002fSD{ }ILS:528313/ada?qu=Geolog{ }25C3{ }25ADa+--+Chile+--+Mapas.&ic=true&ps=1000>

UHLIG, D.; SEYFRIED, H.; GERHARD, W.; KOHLER, I. y SCHRÖDER, W. (1996). «Landscape evolution in Northernmost Chile (18,5°-19,5°S) : its implication in the tectonic, sedimentary, and magmatic history of the central Andes». En: *3rd International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG)*, pp. 745–748. Saint Malo.

VALENZUELA V., I.; HERRERA E., S.; PINTO L., L. y DEL REAL C., I. (2014). «Carta Camiña, regiones de Arica y Parinacota y de Tarapacá, Escala 1:100.000».

VAN DER MEER, J. J.; MENZIES, J. y ROSE, J. (2003). «Subglacial till: the deforming glacier bed». *Quaternary Science Reviews*, **22(15-17)**, pp. 1659–1685. ISSN 02773791. doi: 10.1016/S0277-3791(03)00141-0.

<http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0277379103001410>

VARGAS, G.; ORTLIEB, L. y RUTLLANT, J. (2000). «Aluviones históricos en Antofagasta y su relación con eventos El Niño/Oscilación del Sur». *Revista geológica de Chile*, **27(2)**, pp. 157–176. doi: 10.4067/S0716-02082000000200002.

VARGAS, G.; RUTLLANT, J. y ORTLIEB, L. (2006). «ENSO tropical–extratropical climate teleconnections and mechanisms for Holocene debris flows along the hyperarid coast of western South America (17°–24°S)». *Earth and Planetary Science Letters*, **249(3-4)**, pp. 467–483. ISSN 0012821X. doi: 10.1016/j.epsl.2006.07.022.

<http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0012821X06005140>

VARNES, D. J. (1978). «SLOPE MOVEMENT TYPES AND PROCESSES». *Transportation Research Board Special Report*, (176). ISSN 0360-859X.

VARNES, D. J. D. J. y INTERNATIONAL ASSOCIATION OF ENGINEERING GEOLOGY. COMMISSION ON LANDSLIDES AND OTHER MASS MOVEMENTS ON SLOPES. (1984). *Landslide hazard zonation : a review of principles and practice*. Unesco. ISBN 9231018957.

VICTOR, P. y ONCKEN, O. (1999). «Uplift and surface morphology of the western Altiplano: an effect of basal accretion and tectonic shortening?» En: *4th International Symposium of Andean Geodynamics (ISAG)*, pp. 789–792. Goettingen.

VICTOR, P. (2000). *Die Entwicklung der Altiplano Westflanke und ihre Bedeutung für die Plateaubildung und Krustenverdickung in N-Chile [20-21°S]*. Phd, Freien Universität Berlin.

VICTOR, P.; ONCKEN, O. y GLODNY, J. (2004). «Uplift of the western Altiplano plateau: Evidence from the Precordillera between 20° and 21°S (northern Chile)». *Tectonics*, **23(4)**, pp. n/a–n/a. ISSN 02787407. doi: 10.1029/2003TC001519.

<http://doi.wiley.com/10.1029/2003TC001519>

VILLALOBOS, A. (2014). *FALLAS MITITUS Y NAGUAYÁN: EVALUACIÓN DEL POTENCIAL SISMOGÉNICO MEDIANTE ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO*. Tesis doctoral, Universidad Católica del Norte.

WELLS, D. L. y COPPERSMITH, K. J. (1994). «New Empirical Relationships among Magnitude

, Rupture Length , Rupture Width , Rupture Area , and Surface Displacement». *Bulletin of the Seismological Society of America*, **84(4)**, pp. 974–1002. ISSN 0037-1106.

WÖRNER, G.; LEZAUN, J.; BECK, A.; HEBER, V.; LUCASSEN, F.; ZINNGREBE, E.; RÖSSLING, R. y WILKE, H. G. (2000). «Precambrian and early Paleozoic evolution of the Andean basement at Belen (northern Chile) and Cerro Uyarani (western Bolivia Altiplano)». *Journal of South American Earth Sciences*, **13(8)**, pp. 717–737.

WÖRNER, G.; UHLIG, D.; KOHLER, I. y SEYFRIED, H. (2002). «Evolution of the West Andean Escarpment at 18°S (N. Chile) during the last 25 Ma: uplift, erosion and collapse through time». *Tectonophysics*, **345(1)**, pp. 183–198. ISSN 00401951. doi: 10.1016/S0040-1951(01)00212-8.

XU, C. (2014). «Do buried-rupture earthquakes trigger less landslides than surface-rupture earthquakes for reverse faults?» *Geomorphology*, **216**, pp. 53–57. ISSN 0169555X. doi: 10.1016/j.geomorph.2014.03.029.

<http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0169555X14001639>

XU, C.; XU, X. y SHYU, J. B. H. (2014). «Field investigations of landslides triggered by the 20 April 2013 Mw 6.6 Lushan earthquake of China». *Geomorphology*, **16(April 2013)**, p. 41202235. ISSN 0169555X. doi: 10.1007/s10346-013-0404-6.

<http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2015.07.002>

XU, C.; XU, X. y SHYU, J. B. H. (2015). «Database and spatial distribution of landslides triggered by the Lushan, China Mw 6.6 earthquake of 20 April 2013». *Geomorphology*, **248**, pp. 77–92. ISSN 0169555X. doi: 10.1016/j.geomorph.2015.07.002.

YRIGOYEN, M. (1993). «Los depósitos sinorogénicos terciarios». En: VA Ramos (Ed.), *12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Mendoza*, pp. 123–148. Mendoza.

YUGSI, F.; HERMANNNS, R.; DEHLS, J.; CROSTA, G.; SOSSIO, R. y SEPÚLVEDA, S. (2012). «Large rock avalanches in northern Chile , an integrated analysis towards regional hazard assessment .» En: *XIII Congreso Geológico Chileno*, pp. 1030–1032. Antofagasta.

ZACHOS, J.; PAGANI, M.; SLOAN, L.; THOMAS, E. y BILLUPS, K. (2001). «Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present.» *Science (New York, N.Y.)*, **292(5517)**, pp. 686–693.

ZANGENEH, N.; EBERHARDT, E. y BUSTIN, M. (2013). «A Numerical Investigation of Fault Slip

Triggered by Hydraulic Fracturing». *Effective and Sustainable Hydraulic Fracturing*, p. 12. doi:  
<http://dx.doi.org/10.5772/56191>.

# **Anexos**

## Anexo A

# Fallas corticales del SCVO entre Arica y Mamiña

**Región de Arica** El SCVO en esta zona está caracterizado por el Anticlinal de Oxaya y por el Sistema de Cabalgamiento Putre-Belén. Se constituye por tres zonas de fallas de vergencia oeste, cuya actividad ocurrió entre los 18 Ma y 2,7 Ma (como máximo). De oeste a este estos sistemas de estructuras son:

En la parte más al norte en el límite occidental de la Precordillera se encuentra el Anticlinal Huaylillas, con una amplitud de 950 m (García et al, 2011), que se propaga con rumbo NW. Hacia el sur de la quebrada Azapa, en medio de la Precordillera se encuentra el Anticlinal Oxaya, de 800 m de amplitud (García et al., 2011). Ambos anticlinales están limitados hacia el oeste por una traza recta de la proyección de la Falla Ausipar. El anticlinal Oxaya se encuentra deformando a la Formación Oxaya (26 a 19 Ma) y se habría formado entre los 11.7 +- 0.7 y 10.7 +- 0.3 Ma, por una máxima duración de 2 Ma, como la expresión superficial de la propagación en profundidad de la falla Ausipar (García y Herail, 2005). Por esta misma franja hacia el sur, la Precordillera está formada por el Monoclinal de Sucuna, que tiene una superficie mayor a 1.000 km<sup>2</sup> con una pendiente hacia el oeste de 2-3° (García et al., 2011). En la Depresión Central no hay estructuras mayores.

La Falla Ausipar presenta una geometría que varía con la profundidad, encontrándose en un ángulo casi vertical en la zona más profunda, mientras que va decayendo su manteo hacia la superficie, llegando a ser casi subhorizontal a niveles someros de la corteza (García et al., 2011). De este modo, la Falla Ausipar mantea entre 40 a 60°E (García 1999, García et al., 2002; García et al., 2011) (40 -50 ° en el valle Lluta en Tiñare, García et al 2011; 60°E en el fondo del valle de



Azapa), y se propaga hacia el norte de la Flexura Soga (también de la Flexura Paucata). Además en el valle Lluta, se presenta una falla ciega de manteo  $75^{\circ}$ - $90^{\circ}$  E (6 km al este de Tiñare) que genera una pequeña flexura en la parte superior de la Formación Oxaya, la cual es considerada como una rama secundaria al este de la Falla Ausipar.

Otro sistema estructural relacionado al SCVO se desarrolla en el borde oriental de la Precordillera y occidental de la Cordillera Occidental, entre Putre y Tignámar. Este corresponde a un conjunto de fallas inversas y pliegues de dirección NNO y vergencia oeste (Sistema de Cabalgamiento de Putre-Belén; Muñoz y Charrier, 1996; García, 1996, 2002), formado de este a oeste por las fallas Chapiquiña-Belén, Cerro Lagunas-Belén-Tignámar y Copaquilla-Tignámar. Pone en contacto al basamento Paleozoico con unidades Cenozoicas, y genera un gran resalto topográfico mayor a 2.000 metros, habiendo generado la principal deformación durante el Mioceno (18-5 Ma; García, 2002).

**Región de Miñimiñi** En esta zona se expone la Flexura Humayani corresponde a un monoclinal de rumbo  $N30$ - $40^{\circ}$ O y vergencia oeste (García et al 2004), que eleva el bloque oriental en hasta 500 m estuvo activa entre los ca. 9 y 0 Ma. Esta corresponde a una evidencia post-Mioceno medio de flexuramiento relacionado a la activación de una falla del substrato (García, 2001), interpretada como la expresión de la propagación de una falla inversa de alto ángulo, llamada Falla Taltape (Carta Miñimiñi, 2013). La Flexura Humayani se interpreta como una flexura asociada a la propagación en profundidad de la falla de Taltape, que habría ocurrido con posterioridad a la formación de la Formación El Diablo (García, 2002; García et al., 2004).

La Falla Taltape es una falla ciega de alto ángulo ( $50$ - $60^{\circ}$ E) y rumbo  $N20$ - $30$ W, expuesta en la Quebrada Camarones, bajo la parte superior de la Formación Azapa (Oligoceno Superior), y pone en contacto el basamento cretácico deformado (Formación Suca y Monzodiorita Taltape), al este, con capas subhorizontales y localmente plegadas del Oligoceno Inferior (Formación Azapa inferior), al oeste. En la localidad de Taltape se encontraron indicadores de falla inversa (García, 2002), y además la relación de corte de la Falla Taltape con la parte inferior de la Formación Azapa, indica un movimiento inverso, continuo y de edad oligocena inferior, en parte contemporáneo con la sedimentación de la misma unidad.

Al sur-este, la Flexura Moquella, de rumbo  $N25$ - $35^{\circ}$ O y hasta 300 m de amplitud, se formó contemporáneamente con la depositación de la cobertura oligomiocena, entre aproximadamente 25 y 8 Ma, y se interpreta como generada por la propagación del plegamiento en las capas del basamento.

**Región de Moquella y Camiña** La siguiente información ha sido extraída en su totalidad de la Carta Camiña (Valenzuela et al., 2014). Esta zona se caracteriza por una serie de estructuras compresivas de orientación aproximada NNO-SSE, que provocan el resalto topográfico desde la Depresión Central hacia la Precordillera

En esta zona el registro de la actividad del SCVO y SCVE se presenta en unidades litosetratigráficas oligo-miocenas, que representan el alzamiento del Altiplano y Precordillera y a un back-thrust de escala regional asociado al SCVO; respectivamente. Mientras que la actividad anterior se conservó en formaciones de edad cretácico superior hasta Eoceno inferior que se encuentran en la Precordillera y Cordillera Occidental y han sido intensamente plegadas y falladas.

De acuerdo a las discordancias angulares se reconocen 4 eventos en los cuales domina la compresión, los dos primeros afectan las unidades pre-oligocenas, y los dos segundos deforman la cobertura neógena:

#### **1. Cretácico superior - Eoceno inferior:**

En la Formación Cerro Empexa se presentan estructuras que conforman una vergencia oeste. Estas corresponden a amplios pliegues anticlinales y sinclinales, y fallas de alto ángulo. En las Quebradas de Camiña y Retamilla se presenta un estilo de deformación que parece señalar que la deformación en este sector está acompañada por fallas profundas inversas y sintéticas a la falla Quisama (ver 3). La evolución estructural de este período se puede relacionar al evento de deformación "K-T" (eg. Cornejo et al., 2003).

#### **2. Eoceno inferior - Oligoceno superior:**

En la Cordillera Occidental se expone la Falla Aquine que pone en contacto la Formación Cerro Empexa con las Tobas de Paucata. Esta estructura es de alto ángulo (50°O) e inversa, por lo que se ha sugerido que corresponde a una falla normal invertida (Valenzuela et al., 2014). Presenta aumento de la deformación hacia el sur y la Formación Cerro Empexa exhibe un basculamiento entre los 66 y 49 Ma. La discordancia entre la Formación Cerro Empexa y las Tobas de Paucata puede asociarse a la Fase Pre-Incaica de edad paleocena a eocena inferior (Matthews et al. 2004; 2006), o al evento Incaico de edad eocena media (eg. Charrier et al., 2007; 2009; 2013).

#### **3. Oligoceno superior - Mioceno medio:**

La cobertura cenozoica de la Precordillera (Formaciones Oxaya y El Diablo), se encuentran suavemente plegada (o flexurada), con pliegues monoclinales de orientación N-S a

NNO-SSE, y de vergencia Oeste. Este plegamiento es de escala regional, sin embargo presenta interrupciones a lo largo de su prolongación Norte-Sur. En esta zona la Formación Cerro Empexa se encuentra afectada por la Falla Quisama (NNO-SSE, 50°E), la cual tiene un rechazo de 70 m, y se encuentra alzando levemente al bloque oriental por sobre el occidental. La cobertura (Formación Oxaya) está afectada por estructuras subsidiarias a esta falla.

En estas mismas quebradas se exponen los pliegues monoclinales que forman las Flexuras Quistagama y Moquilla (rumbo NNO-SSE), las cuales logran alzamiento topográfico cercanos a 700 metros (Pinto 1999; Pinto et al., 2004; Herrera 2013; García et al., 2013).

Hacia el sur se encuentran las Flexuras Aroma y Soga (rumbo N-S a NNO-SSE), que se prolongan hasta la región de Aroma, estas deforman a las formaciones Oxaya y El Diablo. Las flexuras Aroma y Soga producen un resalto topográfico de aproximadamente 250 y 370 metros respectivamente. Directamente al este de ellas se encuentra la Falla Cerro Soga, inversa de rumbo N-S que afecta a las formaciones Oxaya y El Diablo. La deformación en la Falla Aquine se produjo durante el Mioceno medio (<12 Ma) y provocó un alzamiento topográfico de aproximadamente 200 m. Al este se encuentra la Falla Quitariri formando un sinclinal simétrico hacia Quitariri.

De acuerdo a Pinto et al. (2004), la flexura de Moquilla habría estado activa entre los ca. 21 y 16 Ma (y, probablemente, entre 25 y 8 Ma si se comprueba la edad de las ignimbritas más antiguas de la Formación Latagualla y si la deformación afectó a la Lava de Tana) al igual que las flexuras Aroma, Soga (ca.26-8 Ma.).

#### **4. Mioceno superior:**

Durante el Mioceno Superior hubo un período de compresión que grabó estructuras de rumbo NNO-SSE, N-S y NNE-SSW, que principalmente corresponden a pliegues por propagación de falla. Durante este período se presenta alto dominio estructural que se desarrollan en los flancos de la actual Cordillera Occidental. En la zona más occidental de la Cordillera Occidental se encuentran las fallas inversas Umayani y Vilacollo de vergencia este y oeste, respectivamente. La deformación de este período se correlaciona con la ocurrida durante el mismo período en la Región del Chucal (Charrier et al., 2005;2003).

**Región de Guaviña** La siguiente información ha sido extraída de la Carta de Guaviña (Morandé et al., 2015). Al igual que más al norte esta zona se caracteriza por fallas y pliegues de

caracter compresivo , acompañado de algunas fallas normales y foliación del Complejo Metaturbidítico de Quebrada Aroma. En esta zona es muy difícil identificar los dominios estructurales espacialmente, por lo que la deformación ha sido agrupada según las unidades afectadas.

#### 1. **Paleozoico:**

Desarrollo de piel fina en un ambiente dúctil de pliegues y cabalgamientos con disposición preferencial N-S, al igual que la foliación.

#### 2. **Jurásico:**

Las fallas mesozoicas tienen orientación preferencial N-S, (que al norte son NNW-SSE), da bajo y alto ángulo; se pueden interpretar como reactivaciones de fallas normales del Jurásico (contemporáneas a la Formación Copaquire).

#### 3. **Cretácico Superior:**

A los 80 Ma inició la compresión con desarrollo de un sistema de fallas de vergencia este. Este se propagó hacia el oeste con anterioridad a los 74 Ma, desarrollando plegamiento de piel fina, incluso formando duplex en la Formación Duplijsa (la cual se caracteriza por niveles de yeso que aprovechan estas discontinuidades). Durante la depositación de las facies arenosas de Cerro Empexa el régimen cambió a extensional. Estas facies forman frente al poblado de Guaviña un amplio anticlinal (Antiforme de Guaviña) de roll-over constituido por dos flexuras monoclinales y acomodado por múltiples fallas normales (lo cual habría aumentado el ángulo de los depósitos y posteriormente producido slumps). Con posterioridad a los 68 Ma esta estructura fue invertida, acomodado mediante una falla de vergencia oeste. Esto produjo el solevantamiento del basamento paleozoico en el sector centro sur y del emplazamiento de algunos cuerpos intrusivos (KPi y Pamm). Durante este período se habría desarrollado una cuenca de ante país, y una incipiente cuña orogénica vergente al este.

#### 4. **Eoceno:**

Durante este período el acortamiento de piel fina se prolongó hacia el este, lo que quedó grabado en la Formación (sintectónica) Icanche, de vergencia este. Los autores de esta hoja sugieren desarrollo compresivo durante el Oligoceno-Mioceno Superior.

#### 5. **Oligoceno - Mioceno Superior:**

La deformación en este período se acomodó por medio de las Fallas pertenecientes al SC-

VO. Las estructuras principales que acomodan la deformación corresponden a flexuras monoclinales de vergencia oeste, que de oeste a este son: Soga, Aroma y Calacala; de vergencia N-S al sur de la Quebrada Aroma y NNW al norte de esta. Estas vuelcan los niveles más antiguos de la Formación Altos de Pica, y depositan subverticalmente los niveles más jóvenes de la Formación El Diablo, aunque generan algunos resaltos menores a 20 m.

La Quebrada de Tarapacá se caracteriza por pliegues de vergencia oeste; sin embargo las estructuras entre los poblados de Tarapacá y Pachica pueden ser interpretadas como reactivaciones de las estructuras vergentes al este que estuvieron activas durante el Cretácico Superior. El alzamiento en la Quebrada de Aroma fue calculado en 2100 m (Farías, 2003; Farías et al., 2005a).

Al sur de la Quebrada Coscaya en la Ignimbrita de Tambillo se presenta un largo graben, de 20 m de profundidad. Este se habría formado como consecuencia de un amplio anticlinal (extra-dos) interpretado de análisis morfológicos (Farías et al., 2005; Muñoz, 2007). Un abombamiento similar se presenta entre las Quebradas de Sotoca y Tarapacá (a los 69° 20').

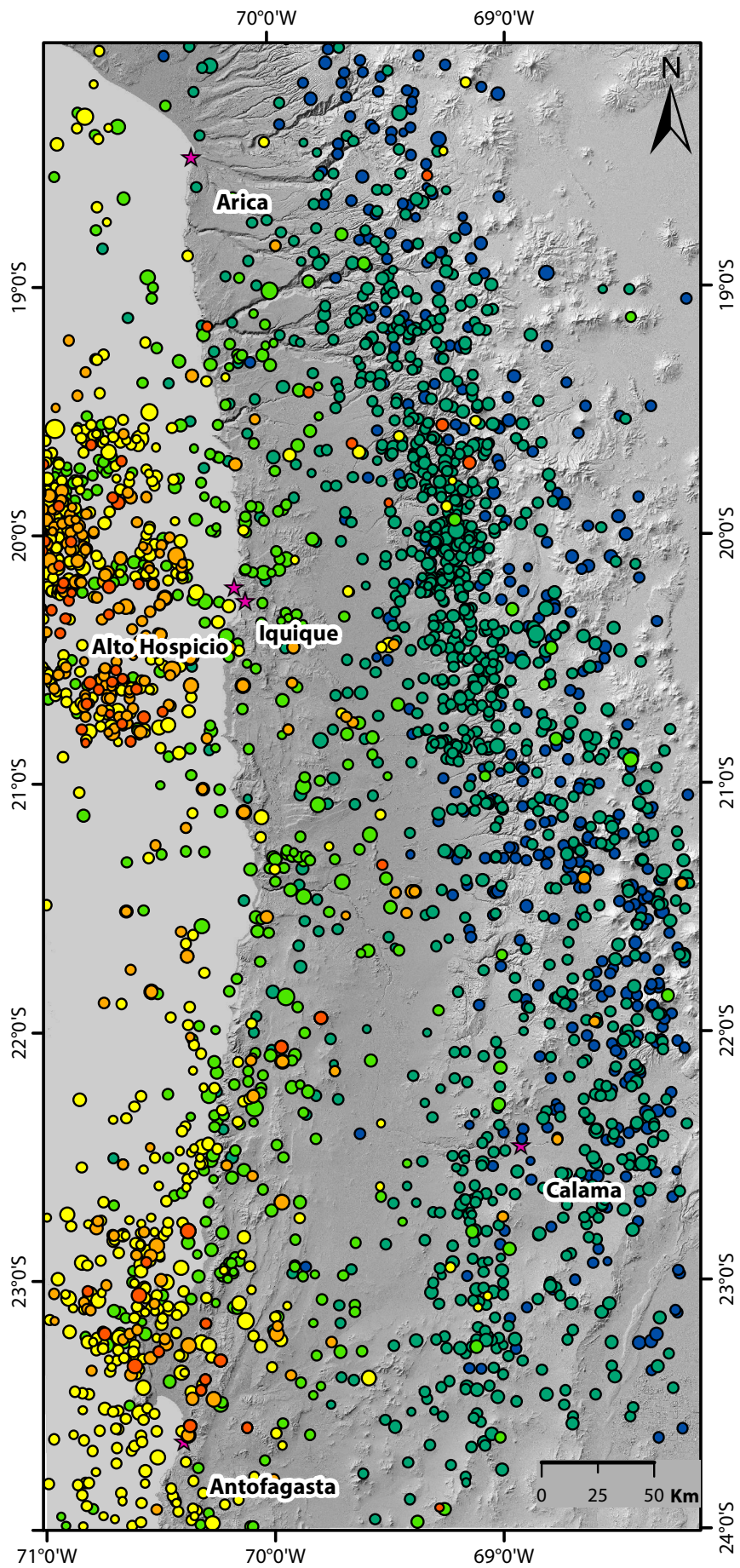
#### 6. Plioceno - Holoceno:

De acuerdo a Victor et al. (2004) la deformación compresiva en Altos de Pica habría prevalecido hasta ca. 4 Ma. A pesar que no existe evidencia de actividad en las estructuras compresivas con posterioridad a los 6 Ma., recientemente algunas han manifestado actividad superficial.

**Región de Mamiña** A los 20°30'S, al este de Iquique, aparecen otras estructuras relacionadas a este mismo episodio, como la Flexura de Altos de Pica, y otros pliegues menores (Galli y Dingman, 1962; Victor y Oncken, 1999; Victor, 2000; Victor et al., 2004).

## **Anexo B**

# **Sismicidad en el Antearco del Norte de Chile**



## **Anexo C**

# **Definiciones acerca de la morfología de los deslizamientos**

### **C.1. Características de los deslizamientos y geometría**

La nomenclatura específica para las características de los deslizamientos, así como también para las dimensiones y geometría de estos fue especificada por la Comisión de Deslizamientos de la IAEG (International Association for Engineering Geology and the Environment) (1990), mediante el diagrama idealizado de un deslizamiento mostrado en la Figura 13. En esta, las distintas partes de los deslizamientos se señalan por números, cuya definición se muestra en la Tabla 2, y la nomenclatura original proviene de Varnes (1978). El volumen alcanzado en la zona de acumulación (15) puede ser mayor que el de la zona de pérdida (14), ya que el material suele dilatarse durante el deslizamiento.

### **C.2. Dimensiones de los Deslizamientos**

La Comisión de Deslizamientos de la IAEG estableció las dimensiones que se encuentran típicamente en deslizamientos y que son de importancia para realizar análisis morfométricos. Para esto basándose en una figura de deslizamiento ideal, Figura 14, definieron ciertos parámetros, identificándolos con un número, como se muestra en la Tabla .



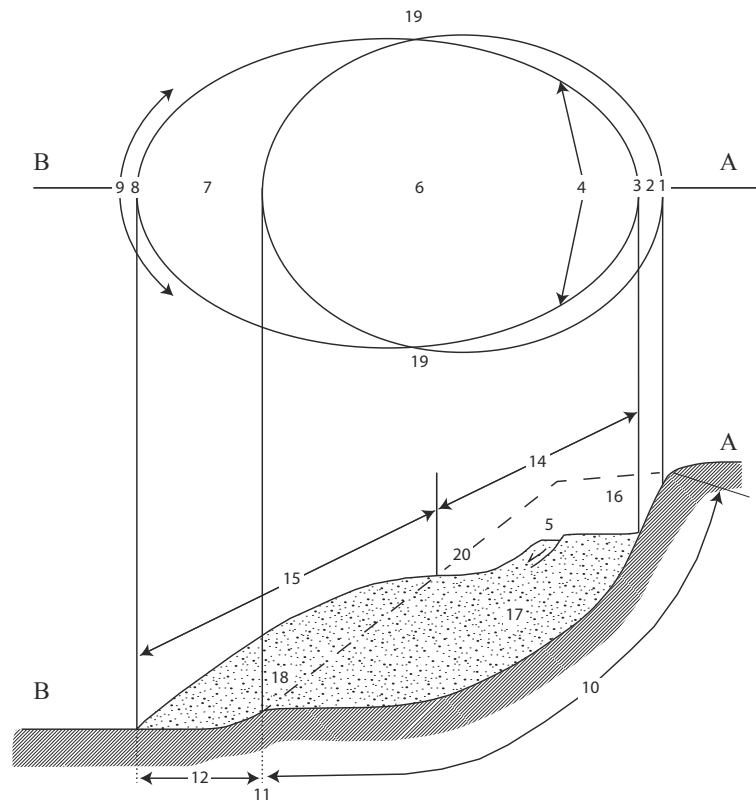


Figura C.1: Características de los Deslizamientos en un dibujo esquemático (Comisión acerca de Deslizamientos, 1990. Extraído de Cruden y Varnes, 1996). Porción superior: esquema de la planta de un deslizamiento típico, en el cual la elipse más pequeña indica la traza de la superficie de ruptura de la superficie de tierra original. Porción inferior: la zona sombreada indica la superficie inalterada, la zona jaspeada indica el material desplazado, y la línea punteada indica la superficie original. Los números se refieren a las características definidas en la Tabla C.1.

Tabla C.1: Definición de las características de los deslizamientos mostradas en la Figura C.1, extraído de Cruden y Varnes (1996).

NÚMERO	NOMBRE	DEFINICIÓN
1	Corona	Material prácticamente no desplazado, adyacente a las partes más altas del escarpe principal.
2	Escarpe principal	Superficie inclinada o suelo no alterado en el borde superior de la remoción en masa causado por el movimiento del material desplazado (13, área jaspeada) lejos del suelo no alterado; es la parte visible de la superficie de ruptura (10).
3	Top	Punto más alto de contacto entre el material desplazado (13) y el escarpe principal (2).
4	Cabeza	Partes superiores de la remoción en masa a lo largo del contacto entre el material desplazado (13) y el escarpe principal (2).
5	Escarpe menor	Superficie inclinada del material desplazado de la remoción, producido por movimientos diferenciales dentro del material desplazado.
6	Cuerpo principal	Parte del material desplazado de la remoción que sobreyace a la superficie de ruptura entre el escarpe principal (2) y el pie de la superficie de ruptura (11).
7	Pie	Porción de la remoción que se ha movido más allá del pie de la superficie de ruptura (11) y sobreyace a la superficie de suelo original (20).
8	Punta (Tip)	Punto en el toe (9) más distante del top (3) de la remoción.
9	Frente (Toe)	Margen inferior usualmente curvado del material desplazado de una remoción, es el más lejano al escarpe principal.
10	Superficie de Ruptura	Superficie que forma (o ha formado) un límite inferior de material desplazado (13) bajo la superficie del suelo original (20); una idealización mecánica de la superficie de ruptura es llamada superficie de deslizamiento.
11	Pie de la superficie de ruptura	Intersección (usualmente enterrada) entre las partes inferiores de la superficie de ruptura (10) de una remoción y la superficie de suelo original (20)
12	Superficie de separación	Parte de la superficie de suelo original (20) ahora sobreyacida por el pie (7) de la remoción.
13	Material desplazado	Material desplazado de su posición original en la ladera por el movimiento de la remoción; forma la masa removida (17) y la acumulación (18); es la zona jaspeada en la Figura 13.
14	Zona de pérdida	Área de la remoción dentro de la cual el material desplazado (13) yace bajo la superficie original del suelo (20).
15	Zona de acumulación	Área de la remoción dentro de la cual el material desplazado (13) se encuentra sobre la superficie original del suelo (20).
16	Pérdida	Volumen limitado por el escarpe principal (2), la masa removida (17), y la superficie original del suelo (20).
17	Masa removida	Volumen de material desplazado que sobreyace la superficie de ruptura (10), pero infrayace a la superficie de suelo original (20).
18	Acumulación	Volumen de material desplazado (13) que yace sobre la superficie original del suelo (20).
19	Flancos	Material no desplazado adyacente a los lados de la superficie de ruptura; para describir los flancos se prefiere usar las direcciones dadas por la brújula, pero si se describen como izquierdo y derecho se refieren a su ubicación vista desde la corona.
20	Superficie de tierra original	Superficie de la ladera que existía antes de que ocurriera la remoción.

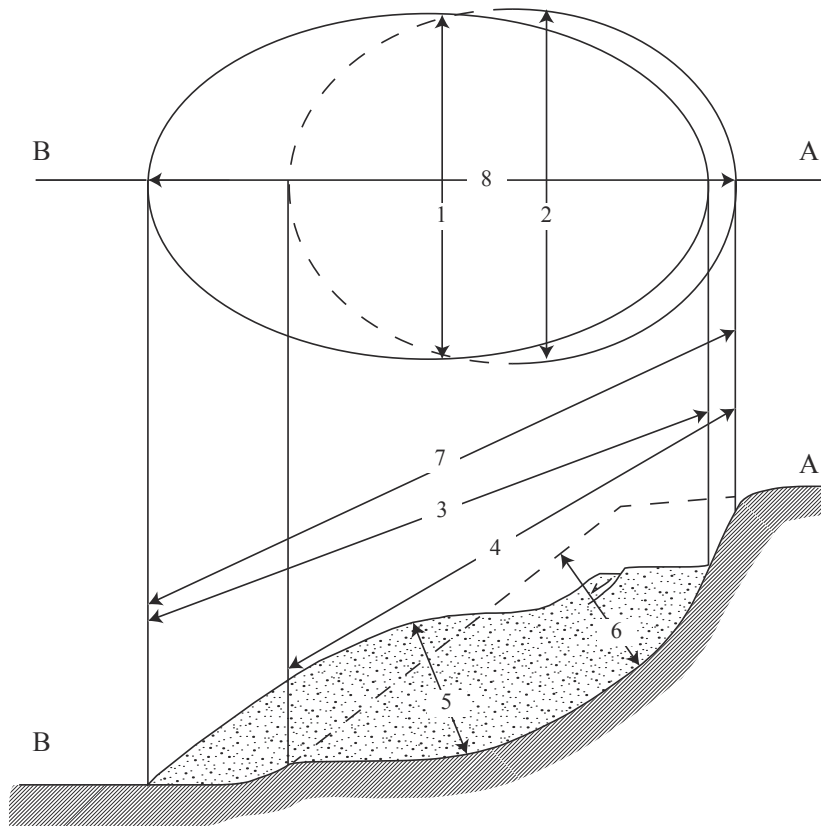


Figura C.2: Dimensiones de los deslizamientos en dibujo esquemático (Comisión acerca de Deslizamientos, 1990. Extraído de Cruden y Varnes, 1996). Porción superior: esquema de la planta de un deslizamiento ideal, en el cual la curva punteada indica la traza de la superficie de ruptura de la superficie de tierra original. Porción inferior: la zona sombreada indica la superficie inalterada, la zona jaspeada indica el material desplazado, y la línea punteada indica la superficie original. Las dimensiones son indicadas con números y su significado se especifica en la Tabla C.2.

Tabla C.2: Definiciones de las Dimensiones de los Deslizamientos mostradas en la Figura C.2. Extraído de Cruden y Varnes (1996).

NÚMERO	NOMBRE	DEFINICIÓN
1	Ancho de masa desplazada, Wd	Máximo ancho de masa desplazada perpendicular al largo, Ld.
2	Ancho de la superficie de ruptura, Wr	Máximo ancho entre los flancos del deslizamiento perpendicular al largo, Lr.
3	Largo de la masa desplazada, Ld	Mínima distancia desde el tip al top.
4	Largo de la superficie de ruptura, Lr	Mínima distancia desde el pie de la superficie de ruptura hasta la corona.
5	Profundidad de la masa desplazada, Dd	Máxima profundidad del material desplazado perpendicular al plano conteniendo Wd y Ld.
6	Profundidad de la superficie de ruptura, Dr	Máxima profundidad de la superficie de ruptura bajo la superficie de tierra original medida perpendicular al plano conteniendo Wr y Lr.
7	Largo total, L	Mínima distancia desde el tip desde el deslizamiento hasta la corona.
8	Largo de la línea del centro de la elipse, Lcl	Distancia desde la corona hasta el tip del deslizamiento a través de puntos en la superficie de tierra original equidistantes desde los márgenes laterales de la superficie de ruptura y el material desplazado.

# Anexo D

## Tipos de Remociones en Masa

A continuación se describen los tipos de remociones en masa que aparecen en la zona de estudio, las cuales se basan en las definiciones dadas por Varnes (1978), Hutchinson (1988) y Hungr et al. (2013). En este caso se utilizará la clasificación y nombres propuestos por Hungr et al. (2013) traducidos al español.

### D.1. Caídas y *topples*

**Caídas de Roca/hielo** Desprendimiento, caída, rodamiento, y rebote de fragmentos de rocas o hielo. Pueden ocurrir en bloques únicos o en grupos, pero hay una pequeña interacción dinámica entre los fragmentos más móviles, que interactúan principalmente con el sustrato (camino). La deformación de los fragmentos no es importante, sin embargo estos pueden romperse durante los impactos. Usualmente son de volumen limitado. Para los casos de remociones en masa que evolucionan de un tipo a otro (por ejemplo, entre una avalancha y caídas de rocas) sugieren como criterio de reconocimiento que el desplazamiento más importante en términos de distancia y de intensidad de peligro podría ocurrir en el movimiento de los fragmentos individuales y puede ser analizado como tal.

**Caídas de bolones/detritos/limo** Desprendimiento, caída, rodamiento y rebote de fragmentos de suelo tales como: grandes clastos en depósitos de suelo, o bloques de suelo cohesivo (cementados o insaturados). El mecanismo de propagación es similar al de las caídas de rocas, aunque en los impactos pueden ser fuertemente reducido por la debilidad de las partículas en movimiento.

**Volcamiento de bloques de roca** Giro hacia adelante y vuelco de columnas de rocas o placas, separadas por diaclasas fuertemente inclinadas. La roca es relativamente masiva y la rotación se produce en discontinuidades basales bien definidas. El movimiento puede comenzar lentamente, pero la última etapa de fallamiento puede ser extremadamente rápido. Ocurre en todas las escalas.

**Volcamiento flexural de rocas** Flexión y rotación hacia adelante de una roca masiva que se caracteriza por diaclasas fuertemente inclinadas o separaciones de esquistos, muy poco espaciados, manteniendo perpendiculares a la línea de la pendiente. La roca es relativamente débil y fisible. No hay diaclasas basales bien definidas, por lo que la rotación de los estratos queda facilitada por el flexuramiento de ellos. El movimiento es generalmente lento, y tiende a autoestabilizarse. Sin embargo, el deslizamiento rotacional secundario puede desarrollarse en la zona de "bisagra" del volcamiento. Ocurre a gran escala.

## D.2. Deslizamientos de roca

**Deslizamiento de rocas rotacional ("rock slump")** Deslizamiento de una masa de roca débil en una superficie de ruptura cilíndrica o de geometría rotacional la cual no está controlada estructuralmente. La morfología es caracterizada por un escarpe principal pronunciado, la cabecera del deslizamiento se encuentra inclinada hacia atrás, el cuerpo desplazado presenta poca deformación interna. Debido a que el mecanismo rotacional es auto-estabilizante, y este ocurre en rocas poco competentes, la tasa de movimiento es con frecuencia baja, excepto en presencia de materiales altamente frágiles como las arcillas sensitivas, clasificando su velocidad como lenta o extremadamente lenta.

**Deslizamiento planar de roca** Deslizamiento de una masa de roca que se desplaza a través de una superficie de ruptura plana u ondulada (deslizamientos traslacionales según Cruden and Varnes, 1996). La superficie puede estar inclinada hacia adelante. Sin o con poca deformación interna. La cabecera del deslizamiento puede estar separada de una roca estable a lo largo de una profundidad, presenta grietas de tensión verticales. Estos movimientos suelen ser más superficiales que los de rotación, ya que el desplazamiento ocurre con frecuencia a lo largo de discontinuidades como fallas, diaclasas, planos de estratificación o planos de contacto entre la roca y el suelo residual o transportado que yace sobre ella. En un macizo rocoso, este mecanismo de falla ocurre cuando una discontinuidad geológica tiene una dirección aproximadamente paralela a la de la cara del talud y buza hacia esta

con un ángulo mayor que el ángulo de fricción (Hoek and Bray, 1981). En general, cuando la roca no es demasiado débil, y no hay tanto diaclasamiento, se mueven extremadamente rápido ya que no tienen tendencia a autoestabilizarse. Suelen asociarse a altas pendientes que han sido socavadas por erosión o excavación.

**Deslizamiento de roca en cuña** Deslizamiento de masa de roca en una superficie de ruptura formada por dos planos con una intersección cuya pendiente se orienta hacia abajo. En general, no sufren deformación interna, y ocurren muy rápido.

**Deslizamiento compuesto de roca** Deslizamiento de una masa de roca en una superficie de ruptura se desarrolla a lo largo de cientos de planos, como por ejemplo planos de plegamiento, o una superficie de curvatura irregular (accidentada), o por la intersección de varias discontinuidades planares o por la combinación de superficies de ruptura y de planos de debilidad de la roca. El movimiento a lo largo de superficies de deslizamiento compuestas no es cinemáticamente posible sin que ocurra cizalla interna significativa en el cuerpo del deslizamiento (Hutchinson, 1988). Su velocidad de desplazamiento puede ser desde lenta hasta rápida.

Usualmente presentan un control estructural resultando en superficies de ruptura irregulares de complejidad variable. El tipo más común de deslizamiento compuesto incluye movimiento rotacional a lo largo de un escarpe principal seguido de un desplazamiento a lo largo de una superficie de debilidad casi horizontal, paralela a la estratificación en rocas sedimentarias. Usualmente los deslizamientos compuestos se caracterizan por pequeños escarpes y la formación de estructuras de *horst* y *graben* en la cabecera, además de tener muchas superficies de cizalle, lo cual los diferencia morfológicamente de los deslizamientos rotacionales. En consecuencia, las propiedades mecánicas del cuerpo del deslizamiento juegan un papel importante en los deslizamientos compuestos, en contraste con los deslizamientos rotacionales o traslacionales, que no requieren deformación interna y en los cuales la resistencia al deslizamiento radica en las propiedades de la superficie de ruptura.

**Deslizamiento irregular de roca (colapso de roca)** Deslizamiento de una masa de roca con superficie de ruptura irregular consistiendo de un número de fracturas que no siguen un patrón, separadas por segmentos de roca intacta ("*rock bridges*"). Ocurre en rocas fuertes con una estructura no sistemática. El mecanismo de fallamiento es complejo y a menudo difícil de describir. Puede incluir elementos de *toppling*. Suelen ser repentinos y extremadamente rápidos.

### D.3. Deslizamientos en suelo

**Deslizamiento rotacional en arcilla/limo (“slump” en suelo)** Se produce una superficie de ruptura rotacional por donde se desplaza el cuerpo de la remoción, compuesto por un suelo homogéneo y usualmente cohesivo, en el cual se genera poca deformación interna. Se caracteriza por un escarpe principal prominente y una cabecera que miente hacia atrás. Se transportan a una velocidad que varía de lenta a rápida, pero pueden ser extremadamente rápidos si se componen de suelos sensitivos o tendientes a colapsar.

**Deslizamiento planar en limo/arcilla** Corresponde a un bloque de suelo cohesivo que se desliza por una superficie de ruptura planar, inclinada, la cual se forma en un estrato de suelo débil, que a menudo se encuentran pre-cizallada. En este caso la cabecera del deslizamiento se separa del talud mediante una grieta de tensión. Pueden ser lentos o rápidos.

**Deslizamiento en gravas/arena/detritos** Deslizamientos de una masa de material granular en una superficie plana, paralela a la pendiente del suelo y poco profunda. Por lo general ocurren en finas capas de material coluvial, suelo meteorizado, o depósitos piroclásticos deslizando sobre un substrato más fuerte. Muchas capas de detritos toman comportamiento de flujo después de moverse una pequeña distancia, transformándose en avalanchas de detritos que se mueven extremadamente rápido.

**Deslizamiento compuesto en arcilla/limo** Deslizamiento en una masa de suelo en una superficie de ruptura que se conforma por varios planos de ruptura, o una superficie de curvatura desigual, por lo que sufren alta deformación interna. Se forman horst y graben en las cabeceras y en las superficies de corte secundarias. Usualmente la ruptura sigue un horizonte débil en la estratigrafía del suelo.

#### D.3.1. Deslizamientos tipo flujo

**Avalancha de roca/hielo** Las avalanchas de rocas son flujos de gran longitud extremadamente rápidos, de roca fracturada, que resultan de deslizamientos de roca de magnitud considerable (Hung et al., 2001). Pueden ser extremadamente móviles y su movilidad parece crecer con el volumen. Sus depósitos están usualmente cubiertos por bloques grandes, aun cuando se puede encontrar bajo la superficie del depósito material fino derivado parcialmente de roca fragmentada e incorporada en la trayectoria. Algunos depósitos de avalanchas pueden alcanzar volúmenes del orden de kilómetros cúbicos y pueden des-



plazarse a grandes distancias; con frecuencia son confundidos con depósitos morrénicos. Las avalanchas de rocas pueden ser muy peligrosas, pero afortunadamente no son muy frecuentes incluso en zonas de alta montaña. Algunas avalanchas de roca represan ríos y pueden crear una amenaza secundaria asociada al rompimiento o colmatación de la presa. Las velocidades pico alcanzadas por las avalancha de rocas son del orden de 100 m/s, y las velocidades medias pueden estar en el rango de 30–40 m/s (extremadamente rápido).

De acuerdo al comportamiento geotécnico de los materiales en los cuales se produce la remoción en masa, estos se pueden clasificar como se muestra en la Tabla (D.1).

Tabla D.1: Resumen del sistema de clasificación de Varnes (1978), extraído de Hungr et al. (2013)

<b>Tipo de movimiento</b>	<b>Roca</b>	<b>Detritos</b>	<b>Tierra</b>
Caída	Caída de roca	Caída de detritos	Caída de tierra
Topple	Topple de roca	Topple detrítico	Topple de tierra
Desl. rotacional	Slump en roca	Slump detrítico	Slump de tierra
Desl. translacional	Deslizamiento en bloques de roca	Desl. detrítico	Deslizamiento de tierra
Esparcimiento lateral	Esparcimiento en roca	-	Esparcimiento de tierra
Flujo	Creep en roca	Flujo de talud	Flujo de arena seca
		Flujo de detritos	Flujo de arena húmeda
		Avalancha de detritos	Flujo de arcillas sensitivas
		Soliflucción	Flujo de tierra
Complejo	Deslizamiento de roca-avalancha de detritos	Creep en suelo	Flujo rápido de tierra
		Abombamiento, valle abultado	Flujo de loess
			Slump de tierra - Flujo de tierra

El tiempo que tarda en desplazarse una remoción en masa varía desde segundos a años, la Tabla D.2 resume el orden de magnitud de la velocidad a la cual se pueden producir las distintas remociones en masa, y el nombre que se ha asignado para cada uno de estos rangos.

Tabla D.2: Escala de velocidad de las remociones en masa. Extraído de Hungr et al., 2013

<b>Clase</b>	<b>Descripción</b>	<b>Velocidad (mm/s)</b>	<b>Velocidad típica</b>	<b>Respuesta</b>
7	Extremadamente rápido	$5 * 10^3$	5 m/s	Nula
6	Muy rápido	$5 * 10^1$	3 m/min	Nula
5	Rápido	$5 * 10^{-1}$	1,8 m/h	Evacuación
4	Moderado	$5 * 10^{-3}$	13 m/mes	Evacuación
3	Lento	$5 * 10^{-5}$	1,6 m/año	Precaución
2	Muy lento	$5 * 10^{-7}$	16 mm/año	Precaución
1	Extremadamente lento			Nula

## **Anexo E**

### **Ráster utilizados para la asignación de puntaje**

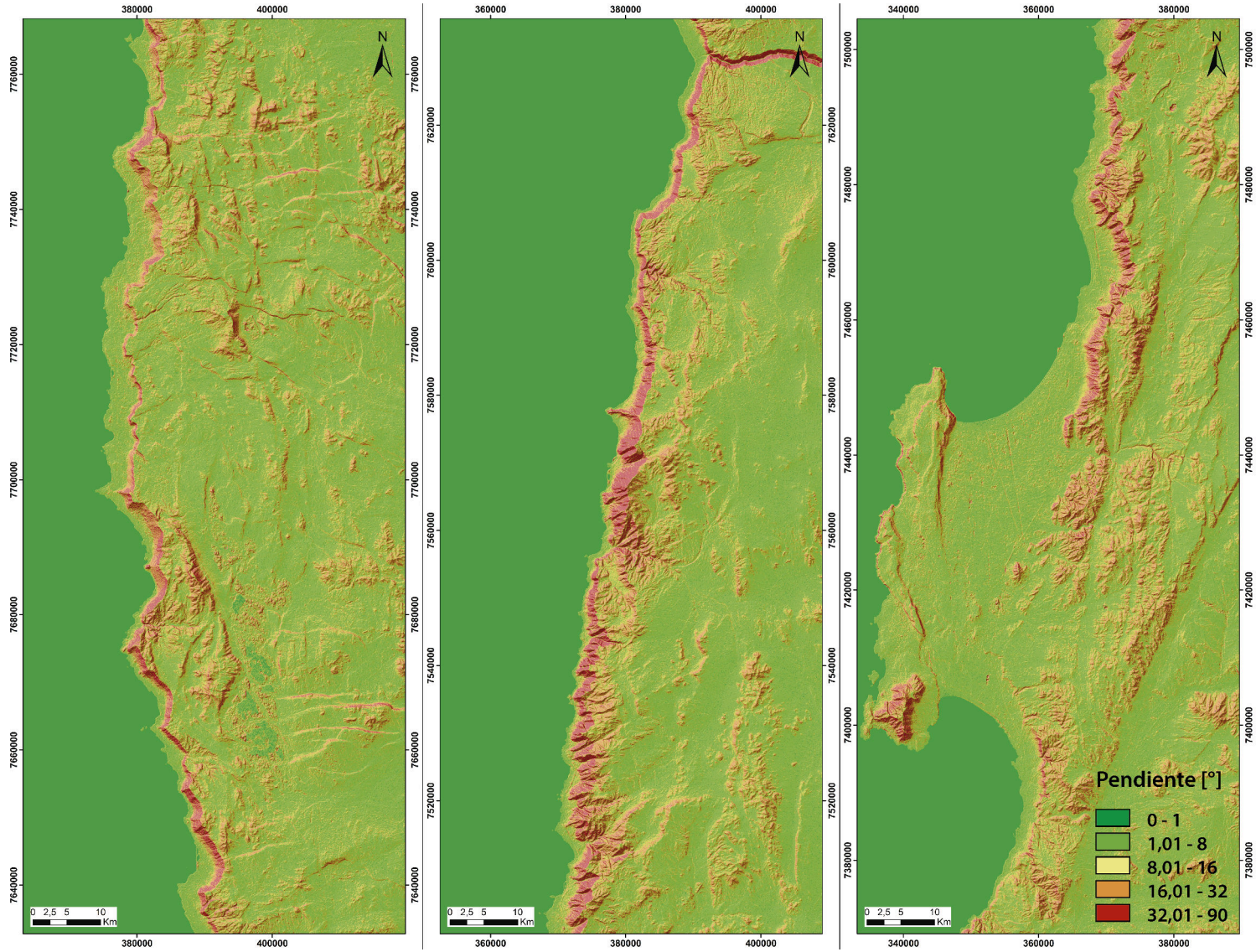


Figura E.1: Mapa de pendientes de la zona de estudio. Destaca con facilidad toda la zona del escarpe como una franja roja continua casi hasta Antofagasta.

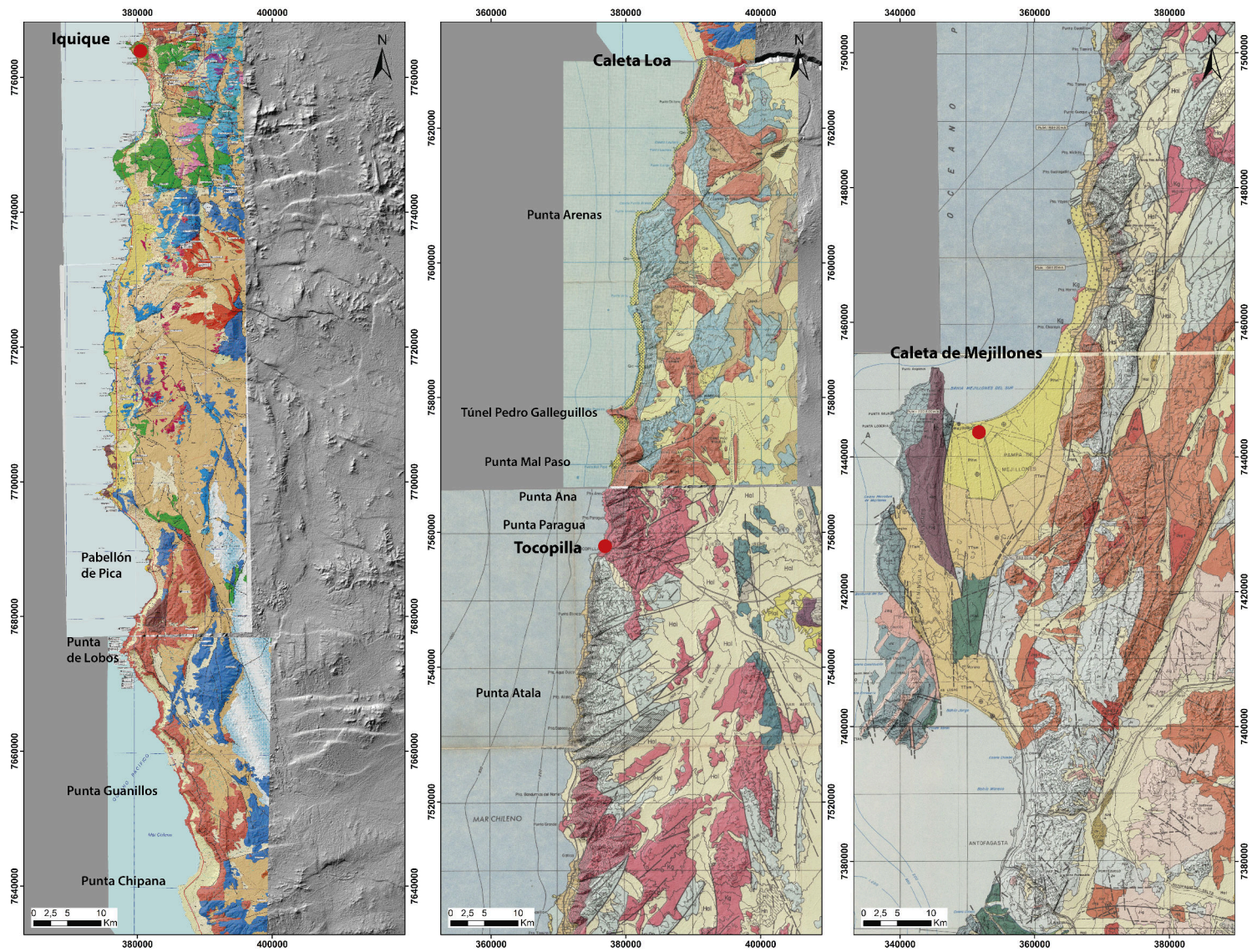


Figura E.2: Mapas litológicos usados, ver referencia en figura (2.3). Para conocer leyenda ver subsección 5.2.2

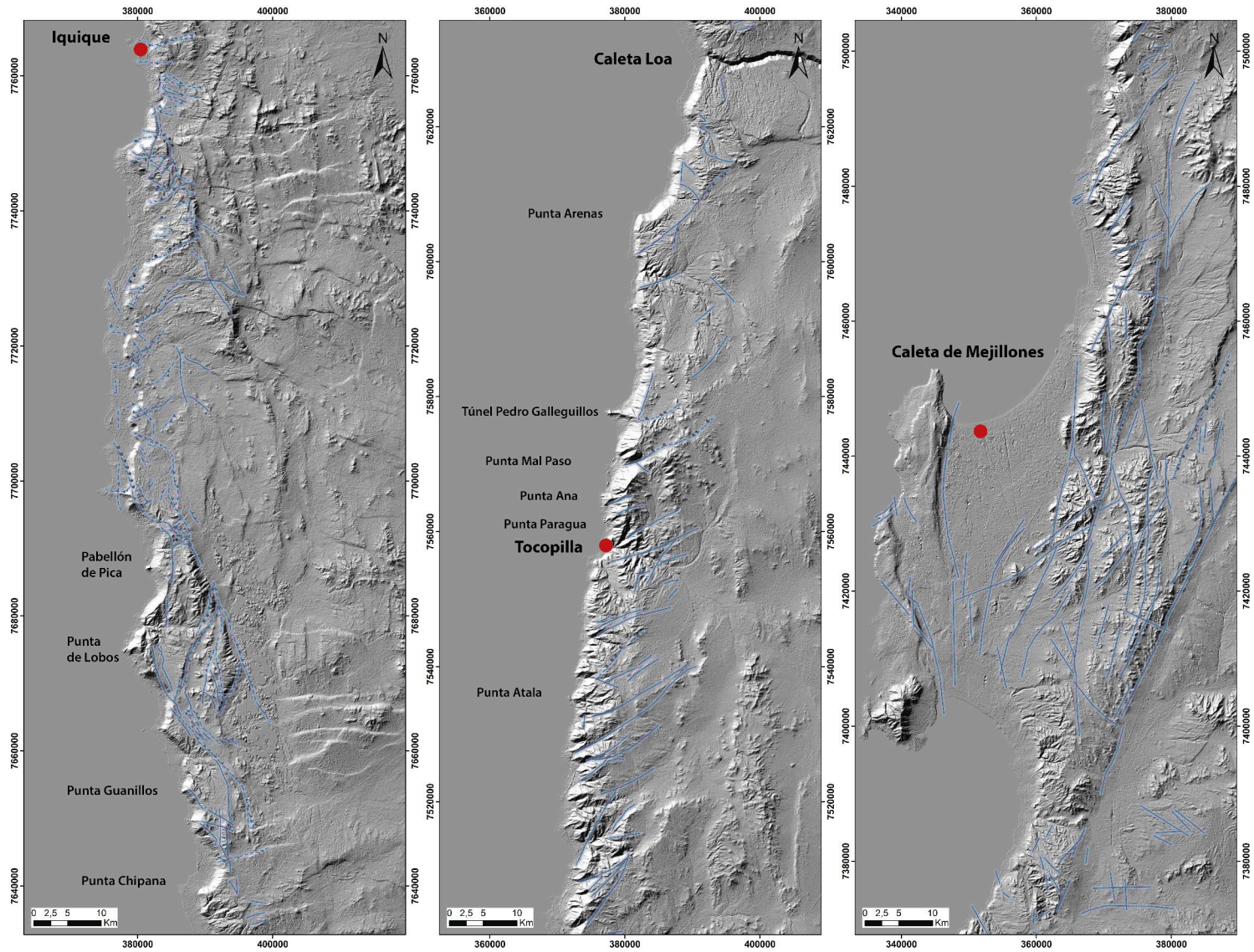


Figura E.3: Estructuras del área de estudio, señalando en celeste *buffer* de 300 m para asignación de puntaje.

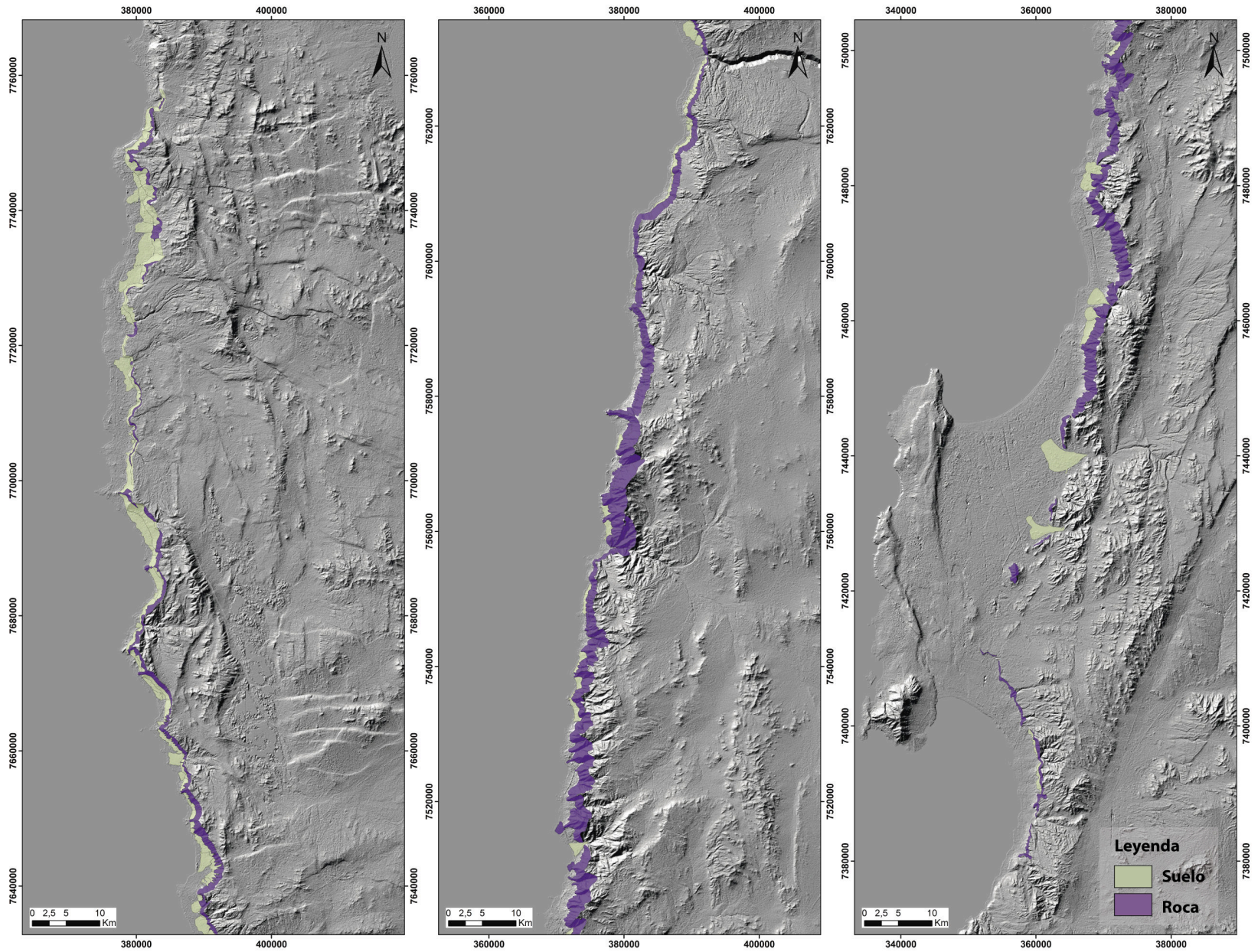


Figura E.4: En morado se observan las unidades de roca (167) y en verde las de suelo (141). Ver anexos para mayores detalles.

## **Anexo F**

### **Catastro Mather**



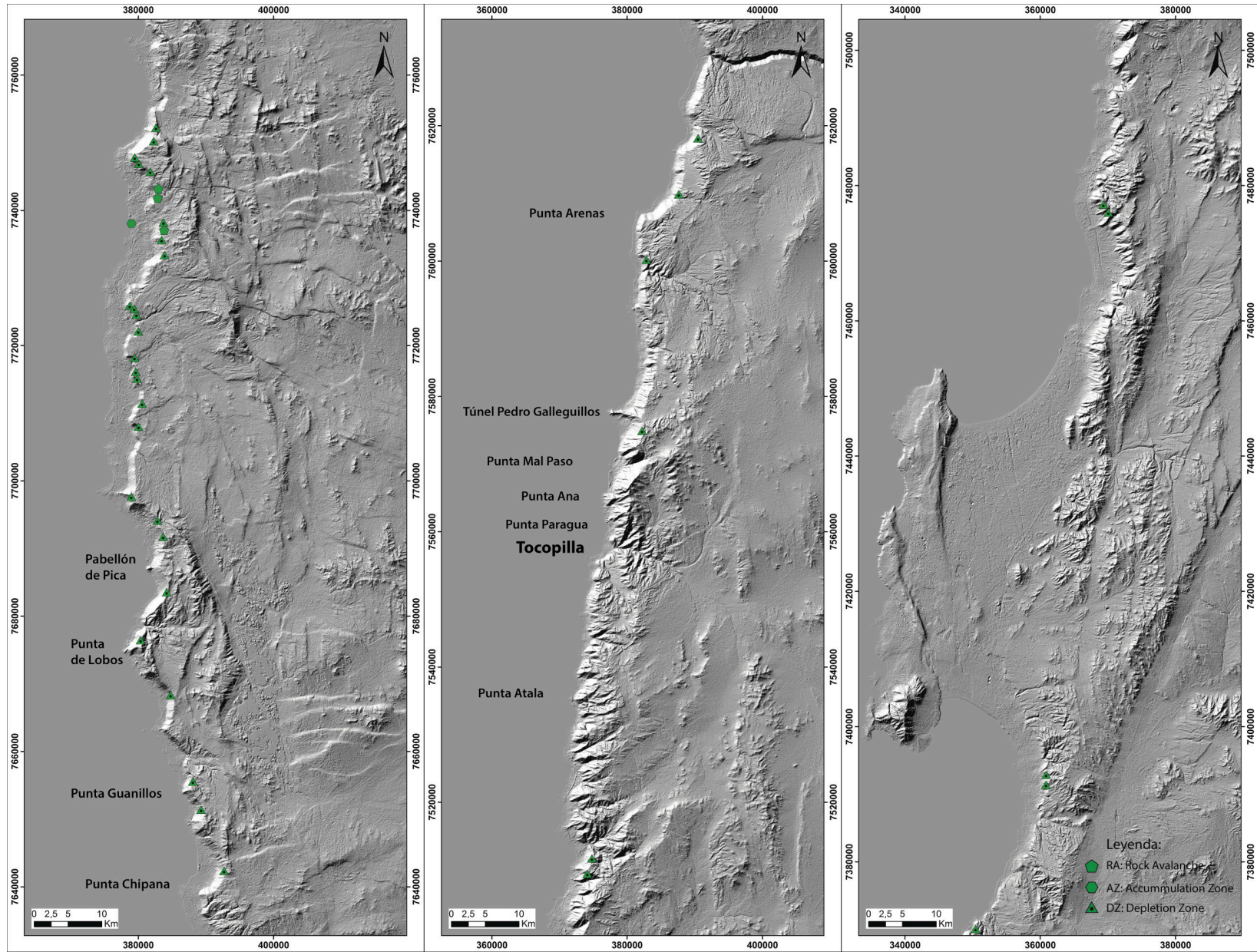


Figura F.1: Mega Avalanchas registradas en Mather et al., 2014.

# **Anexo G**

## **Catastro**

Tabla G.1: Catastro de evidencia de remociones en masa realizado en el área costera entre Iquique y Antofagasta (EI=1)

Orden de N a S	DESCRIPCION	X	Y
1	Talud en mal estado por extracción	383510,006	7756018,26
2	Talud en mal estado por extracción	382714,798	7755144,06
3	Talud en mal estado por camino	381946,139	7754797,7
4	Talud en mal estado por camino	382030,184	7754156,79
5	Desplazamiento leve de suelo en mezcla de dina con suelo.	381772,787	7753045,59
6	Daño en talud sobre el camino a zona de extracción	381404,569	7752162,09
7	Talud en mal estado por extracción	381025,718	7751290,73
8	Talud en mal estado por extracción	380959,114	7750847,17
9	Talud en mal estado por extracción	380380,934	7750143,03
10	Talud en mal estado por extracción	380128,72	7749898,75
11	Fractura hacia el camino??	380141,7	7749305,71
12	Talud en mal estado por extracción	379197,632	7748954,72
13	EL camino corta en roca, dejando pequeños deslizamientos	378225,082	7748251,26
14	Avalancha escarpe y depósitos	381057,244	7742533,74
15	Avalancha escarpe y depósitos	380557,163	7742203,92
16	Avalancha escarpe y depósitos	381707,212	7737347,65
17	Avalancha escarpe y depósitos	381210,867	7734298,84
18	Avalancha escarpe y depósitos	380966,337	7732957,08
19	Aparente depósito de avalancha	379004,013	7730814,71
20	Aparente depósito de avalancha	380093,989	7730737,61
21	Aparente depósito de avalancha	378052,646	7728998,68
22	Conos detríticos	380105,105	7711562,88
23	Eólico sobre roca en pendiente larga. Caída activa de rocas desde afloramiento de arriba.	380254,887	7710903,94

Continúa en la página siguiente

**Tabla G.1 – continuación de la página previa**

<b>Orden de N a S</b>	<b>DESCRIPCION</b>	<b>X</b>	<b>Y</b>
24	Banda de depósito de las caídas de rocas	378723,663	7709669,42
25	Aparente fractura en talud. Caídas rocas (deslizamiento superficial?) hacia el camino a Salar Grande. Espesor de suelo 2-4 m. Morfología de estructura NWW-SEE en superficie	379932,267	7706436,6
26	Daño antrópico en talud por camino a Salar Grande	379596,829	7706417
27	Daño antrópico en talud por camino a Salar Grande	379596,829	7706417
28	Características de creep gravitacional acompañadas por posibles grietas de tensión en la corona del deslizamiento, actividad en escarpe?	379484,393	7702689,87
29	Daño antrópico en talud por camino a Salar Grande (o Collahuasi??)	378849,46	7701085,97
30	Daño antrópico en talud por camino a Salar Grande (o Collahuasi??)	378849,46	7701085,97
31	Zona de caída de rocas. Mezcla de duna y roca. Afloramientos con estratificación ~ 70° SW (?SE)	378226,186	7697251,8
32	Deslizamientos superficiales en duna, mezclados con niveles de caída de rocas.	382032,332	7694045,54
33	Corte en talud rocoso, Pabellón de Pica.	382230,655	7687175,3
34	Deslizamientos en las dunas (suelo cementado?). Inicialmente se aplicaría SLIDE, pero no se hizo.	383433,593	7684629,57
35	Talud infinito con caída de bloques (<0.5m) hacia el norte se vuelve más arenoso (Qe). Aquí falla en los terraplenes para terremoto 2005 (MOP).	382999,226	7684203,27
36	Caída de bloques intrusivos de 0.5 a 1 m. Sector de suelo mixto compacto y cementado	381085,545	7680034,75
37	Material de suelo grueso cementado, muy compacto. Coluvio del talud que mantea hacia el camino. Se debería sugerir poner malla perno	379175,799	7674564,42
38	Caída de rocas en suelo grueso cementado y compacto	382639,021	7669270,39
39	Punta Guanillos. Afloramiento rocoso con malla cargada.	386957,667	7653664,08
40	Talud infinito (~ 45°) con bloques de hasta 1m de diámetro que llegan incluso al agua.	387833,591	7652775,79
41	Talud infinito (Verdugo)	388812,892	7651568,91

Continúa en la página siguiente

**Tabla G.1 – continuación de la página previa**

<b>Orden de N a S</b>	<b>DESCRIPCION</b>	<b>X</b>	<b>Y</b>
42	Talud infinito con bloques de gran alcance.	388789,512	7650509,93
43	Suelo mezcla de duna y caída de rocas sobre roca.	388282,032	7649065,18
44	Suelo mezcla de duna y caída de rocas sobre roca.	388300,788	7648207,02
45	Avalancha Punta Chipana	390108,428	7640756,08
46	Zona de corona en avalancha (y escarpe)	391414,918	7639444,13
47	Punta Arenas. Rocas de La Negra en misma orientación que el talud. Caída de bloques de alto alcance.	383478,531	7606640,13
48	Túnel Pedro Galleguillos	378808,303	7577244,05
49	Sector mal paso. Caída de rocas. Corte en abanico, peligro por posible deslizamiento planar	380740,203	7573935,91
50	Caída de bloques de gran tamaño, algunos se depositan en el coluvio	380149,561	7568198,57
51	Corte en coluvio con grandes bloques en talud de alta pendiente. Al sur abanico con grandes bloques sobrepuestos.	378653,787	7568012,52
52	Caída de rocas Punta Ana y Punta Paragua. Alto fracturamiento en la unidad Kg. Alta pendiente con escombros de falda. Se intercala con cortes en coluvios.	378762,284	7562981,69
53	Caída de bloques desde el afloramiento. Abanico con grandes bolones. Caída de rocas pueden alcanzar el camino.	375310,308	7552335,91
54	Desprendimiento de rocas. Cortes en coluvios altos, banqueteados. (Falla en terraplenes)	373841,401	7541511,88
55	Deslizamiento superficial de suelo? y caída de rocas. Corte en abanico, bloques caen desde escarpe principal. Taludes altos y de gran pendiente.	372968,678	7539805,01
56	Abanicos con bloques de hasta 2 m de diámetro que provienen del talud principal y pueden alcanzar el camino.	373298,23	7537639,45
57	Abanicos con bloques de hasta 2m que provienen del talud principal y pueden alcanzar el camino. Pta Atala, talud cercano a camino, corta abanicos	372775,847	7533626,56

Continúa en la página siguiente

**Tabla G.1 – continuación de la página previa**

<b>Orden de N a S</b>	<b>DESCRIPCION</b>	<b>X</b>	<b>Y</b>
58	Roca muy fracturada y foliada. Posibles caídas.	370515,651	7516012,03
59	Diaclasamiento columnar en intrusivo se extiende por 300 m. Inestable.	372118,308	7510428,51
60	Posibles caídas de rocas	370487,627	7499238,59
61	Afloramiento en ladera verticales de hasta 20 m con estructuras verticales y peligro de deslizamiento planar. Estructuras largas subverticales.	370204,067	7497519,49
62	Caída de rocas desde taludes altos y fracturados (La Negra). Luego pasa a (bloques pequeños), talud no muy cercano al camino ni empinado	371132,399	7490372,69
63	Intrusivo (Jsg) muy fracturado con caída de rocas.	364122,871	7443928,58
64	Caída de rocas desde loma baja (intrusivo). Bloques grandes	362473,271	7432707,66
65	Cordón rocoso E-W, caída de rocas	353019,805	7410829,8

**Tabla G.2: Otros antecedentes de interés recopilados en terreno**

<b>Orden de N a S</b>	<b>DESCRIPCION</b>	<b>X</b>	<b>Y</b>
1	Desplazamiento en relleno	382188,907	7764715,69
2	Desplazamiento en relleno	381830,756	7763972,7
3	Desplazamiento en relleno	382037,205	7763295
4	Aparente depósito de avalancha	377885,275	7725838,13
5	Aparente depósito de avalancha	378074,266	7722698,95
6	Conos de detritos	379044,913	7706900,96
7	Conos de detritos	379497,31	7705794,85
8	Depósito de avalancha ¿?	378799,5	7703965,66

Continúa en la página siguiente

**Tabla G.2 – continuación de la página previa**

<b>Orden de N a S</b>	<b>DESCRIPCIÓN</b>	<b>X</b>	<b>Y</b>
9	Depósito similar a avalancha, no observado de cerca. Podría tener relación con piscina la lado.	377601,02	7700716,17
10	Conjunto de montículos (avalanchas?) ladera NWW con pendiente suave y la opuesta muy empinada.	377361,205	7698604,29
11	Inicialmente marcado como avalancha. Finalmente batolitos Punta Negra y Huara-Pozo Almonte.	376480,978	7698069,51
12	Zona de caída de rocas.	377516,574	7696846,21
13	Mini avalanchas en el talud.	380901,937	7679286,68
14	Intrusivo Río Seco.	379381,552	7677487,79
15	Se observan dos montículos separados por a. 1 Km. Avalancha?	379836,63	7673813,95
16	Se observan dos montículos separados por a. 1 km. Avalancha?	380361,887	7672702,29
17	Cono de detritos, de bloques angulosos de 10 a 20 cm, algunos como agregados más compactados (similares a los de una avalancha).	384401,748	7664378,37
18	Gran cono de detritos, de bloques angulosos de 10 a 20 cm, algunos como agregados más compactados (similares a los de una avalancha).	383720,852	7664087,78
19	Conos de detritos.	384792,045	7661356,07
20	Conos de detritos.	386363,764	7659834,17
21	Abanico	385825,493	7658856,13
22	Abanico	386766,792	7656325,92
23	Corte en talud rocoso.	386671,315	7654883,89
24	Coluvios.	389434,746	7638306,49
25	Gran abanico aluvial.	388838,846	7636918,32
26	Se observan paleocanales (de gravas?) en techo del talud.	391133,51	7635097,16
27	En principio se observó morfología de megadeslizamiento, pero se vio continuidad en estratos.	389640,71	7620482,11

Continúa en la página siguiente

**Tabla G.2 – continuación de la página previa**

<b>Orden de N a S</b>	<b>DESCRIPCIÓN</b>	<b>X</b>	<b>Y</b>
28	La Negra atravesando el camino, se encuentra meteorizada y fracturada. No representa peligro.	367318,126	7477768,73



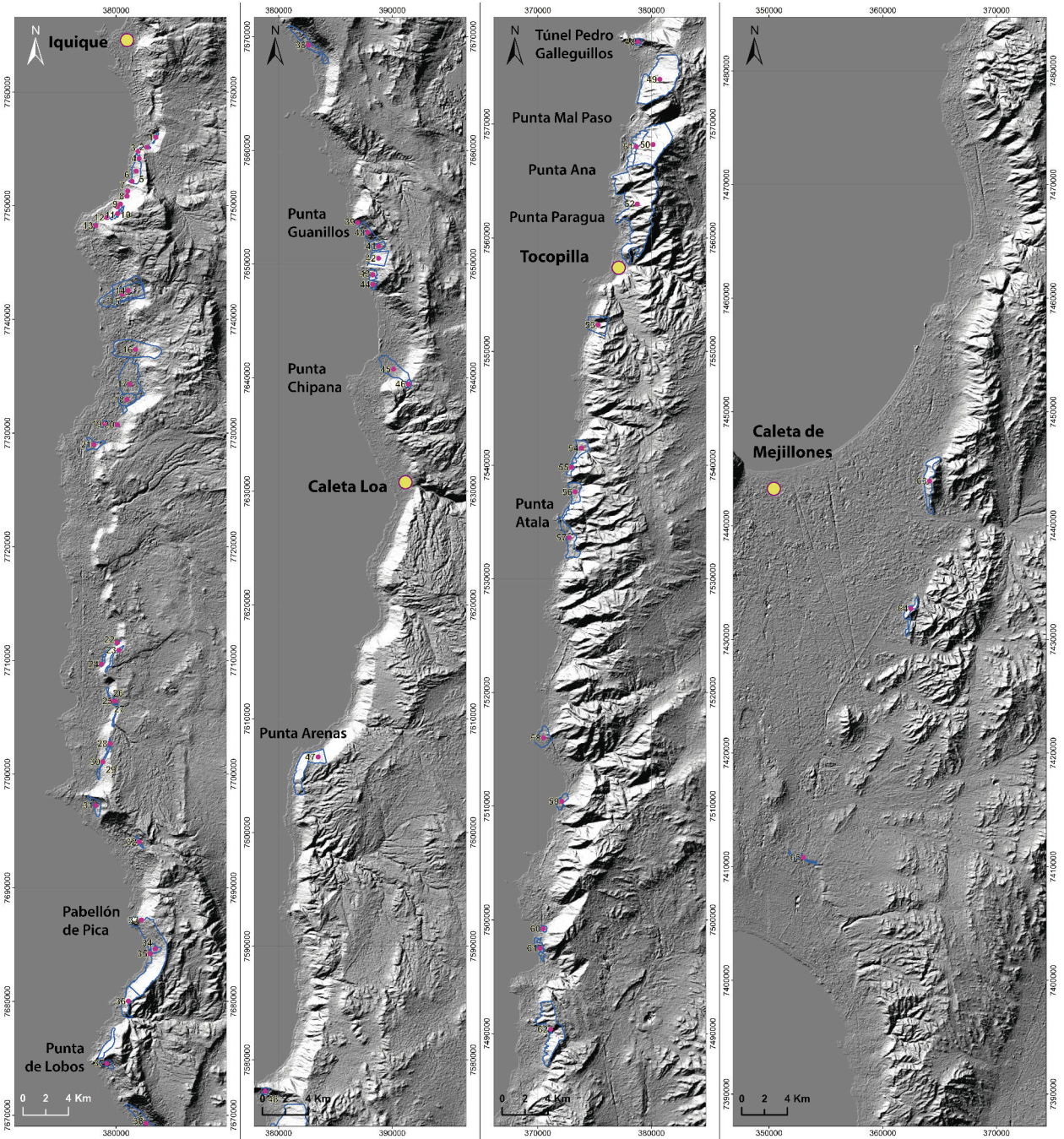


Figura G.1: Catastro de remociones en masa Ruta-1. Los puntos muetsran el centro de cada polígono de RM, y su explicación está en la tabla G.1.

# Anexo H

## Tablas de Asignación de Puntaje para cálculo de IS

Tabla H.1: Resumen de valores de factores condicionantes para cada unidad geomorfológica de SUELO. Para correlacionar con unidad use FID de shape adjunto en CD

FID	Longitud	Latitud	Unidad	Pendiente°	Puntaje PP	Puntaje L	Puntaje EI	IS
0	380707,026	7745729,9	PIHe	26	37,5	40	0	77,5
1	380975,407	7744713,5	PIHe	24	37,5	40	0	77,5
2	381908,041	7742988,35	PIHe	24	37,5	40	10	87,5
3	381579,489	7741514,16	PIHe	19	37,5	40	10	87,5
4	382306,408	7739585,02	PIHe	23	37,5	40	0	77,5
5	383151,63	7734668,71	PIHe	27	37,5	40	10	87,5
6	379351,641	7746675,93	PIHe	24	37,5	40	0	77,5
7	368021,007	7481440,05	Hc	11	25	30	0	55
8	369046,031	7463368,66	Hc	8	25	30	0	55
9	368102,745	7460986,17	Hc	9	25	30	0	55
10	363520,986	7439831,65	Hal	6	12,5	10	0	22,5
11	360706,936	7429159	Hal	5	12,5	10	0	22,5
12	379328,698	7573299,77	Qc	27	37,5	30	10	77,5
13	372775,847	7533626,56	Hc	17	37,5	30	10	77,5
14	373298,229	7537639,45	Hc	14	25	30	10	65
15	372995,395	7539791,65	Hc	22	37,5	30	10	77,5
16	373841,401	7541511,88	Hc	18	37,5	30	10	77,5
17	374726,236	7551389,97	Hc	17	37,5	30	10	77,5
18	381365,617	7739414,05	PIHe	13	25	40	10	75
19	381565,78	7681064,6	PIHc	27	37,5	10	10	57,5
20	374196,176	7549114,29	Hc	20	37,5	30	0	67,5
21	377651,045	7560410,49	Qc	12	25	30	10	65
22	377279,043	7563099,12	Qc	13	25	30	10	65
23	373120,566	7513233,86	Hal	7	12,5	10	0	22,5
24	381724,556	7753429,84	PIHe	23	37,5	40	10	87,5
25	381163,871	7737471,66	PIHrm	8	25	40	10	75
26	381258,531	7734223,65	PIHI	8	25	40	10	75
27	379235,132	7729992,53	PIHI	8	25	40	10	75

Factores condicionantes en unidades geomorfológicas de SUELO. Continúa en la página siguiente

Tabla H.1 – continuación de la página previa

FID	Longitud	Latitud	Unidad	Pendiente°	Puntaje PP	Puntaje L	Puntaje EI	IS
28	378342,155	7716240,32	PIHe	9	25	40	0	65
29	379231,064	7710522,8	PIHc	13	25	30	10	65
30	379044,911	7706900,96	PIHc	10	25	30	0	55
31	378418,313	7697034,61	PIHe	29	37,5	40	10	87,5
32	381477,328	7693837,1	PIHe	26	37,5	40	10	87,5
33	382502,288	7688057,37	PIHe	28	37,5	30	0	67,5
34	382983,997	7685462,31	PIHe	27	37,5	30	10	77,5
35	379560,382	7676590,85	PIHc	30	37,5	30	10	77,5
36	378675,427	7674586,21	PIHc	27	37,5	30	0	67,5
37	380340,328	7678574,95	PIHa	6	12,5	10	0	22,5
38	382628,685	7669414,79	PIHc	10	25	30	10	65
39	383295,465	7668212,98	PIHe	5	12,5	40	0	52,5
40	383770,132	7664157,1	PIHc	16	37,5	30	0	67,5
41	384943,554	7661290,33	PIHc	13	25	30	0	55
42	385839,41	7658830,21	PIHa	5	12,5	10	0	22,5
43	386750,128	7656307,56	PIHa	6	12,5	10	0	22,5
44	387602,03	7652952,43	PIHc	31	37,5	30	10	77,5
45	387064,972	7655082,14	PIHc	28	37,5	30	0	67,5
46	391344,493	7642310,56	PIHc	17	37,5	30	0	67,5
47	390343,537	7640699,32	PIHc PIHrm	8	25	40	10	75
48	389426,131	7638270,74	PIHc	30	37,5	30	0	67,5
49	388829,25	7636903,36	PIHa	8	12,5	10	0	22,5
50	389805,625	7634184,35	PIHa	7	12,5	10	0	22,5
51	389635,842	7635852,16	PIHc	25	37,5	30	0	67,5
52	391042,011	7632678,93	PIHa	9	25	10	0	35
53	391518,374	7631833,01	PIHa	18	37,5	10	0	47,5
54	378626,343	7747810,06	Qa	20	37,5	40	0	77,5
55	379497,31	7705794,85	PIHc	8	25	30	0	55
56	391123,952	7644706,14	PIHc	27	37,5	30	0	67,5
57	380087,626	7744449,78	PIHe	11	25	40	0	65
58	380858,851	7742487,72	PIHe	12	25	40	10	75
59	382964,59	7683159,93	PIHc	18	37,5	40	10	87,5
60	381165,814	7681275,62	PIHc	8	25	10	10	45
61	386999,465	7657320,2	PIHc	28	37,5	30	0	67,5
62	388282,032	7649065,18	PIHc	29	37,5	30	10	77,5
63	388395,986	7650534,6	PIHc	26	37,5	40	10	87,5
64	390148,453	7643649,89	PIHe	7	12,5	40	0	52,5
65	379591,266	7741913,9	PIHrm	7	12,5	40	10	62,5
66	380195,989	7749858,68	PIHc	26	37,5	40	10	87,5
67	382616,221	7755304,29	PIHc	21	37,5	40	10	87,5
68	381321,181	7751222,84	PIHe(b)	29	37,5	40	10	87,5
69	380738,155	7693126,56	PIHe	9	25	40	0	65
70	381318,449	7752792,81	PIHl	9	25	40	0	65
71	379609,758	7706697,97	PIHc	25	37,5	30	10	77,5
72	379018,248	7708377,6	PIHc	25	37,5	30	0	67,5
73	379529,107	7710471,5	PIHc	29	37,5	30	10	77,5
74	379743,787	7714299,85	PIHc	24	37,5	30	0	67,5
75	380338,61	7712471,84	PIHc	27	37,5	30	0	67,5
76	378792,852	7703964,86	PIHrm	15	25	40	10	75
77	382247,144	7690047,22	PIHc	9	25	30	0	55
78	382746,258	7689342,78	PIHe	26	37,5	40	0	77,5
79	383331,387	7686123,97	PIHe	31	37,5	40	10	87,5

Factores condicionantes en unidades geomorfológicas de SUELO. Continúa en la página siguiente

**Tabla H.1 – continuación de la página previa**

FID	Longitud	Latitud	Unidad	Pendiente°	Puntaje PP	Puntaje L	Puntaje EI	IS
80	383058,387	7669616,33	PIHc	26	37,5	30	0	67,5
81	384581,874	7666297,92	PIHc	32	50	30	0	80
82	389676,818	7620834,63	Qc	29	37,5	30	0	67,5
83	390452,535	7625772,8	Qc	31	37,5	30	0	67,5
84	389032,305	7623432,01	PIHa	16	37,5	10	0	47,5
85	391698,332	7629498,85	PIHa	12	25	10	0	35
86	390000,317	7625203,22	PIHa	13	25	10	0	35
87	389849,771	7624864,05	PIHa	13	25	10	0	35
88	389515,322	7624068,17	Qa	18	37,5	10	0	47,5
89	389052,507	7622912,74	PIHa	25	37,5	10	0	47,5
90	389564,545	7619817,84	PIHa	13	25	10	0	35
91	389517,591	7620549,36	PIHa	15	25	10	0	35
92	389425,917	7618246,6	PIHa	14	25	10	0	35
93	387836,774	7616783,4	PIHa	16	37,5	10	0	47,5
94	386251,9	7609999,41	Qa	20	37,5	10	0	47,5
95	389857,317	7619104,67	Qc	33	50	30	0	80
96	387404,245	7614495,43	Qc	24	37,5	30	0	67,5
97	389052,852	7617520,76	Qc	27	37,5	30	0	67,5
98	387662,884	7616232,75	Qc	29	37,5	30	0	67,5
99	387121,082	7612877,31	PIHa	18	37,5	10	0	47,5
100	381628,035	7596897,07	Qc	10	25	30	0	55
101	367694,296	7458513,98	Qc	14	25	30	0	55
102	389713,25	7646145,16	PIHc	16	37,5	30	0	67,5
103	388300,788	7648207,02	PIHc	24	37,5	30	10	77,5
104	388389,428	7651723,21	PIHc	28	37,5	30	10	77,5
105	379500,692	7674364,43	PIHe	26	37,5	40	10	87,5
106	380302,21	7672824,08	PIHc	26	37,5	30	10	77,5
107	380601,096	7672950,26	PIHc	34	50	30	10	90
108	383381,654	7683095,5	PIHc	33	50	30	10	90
109	378823,717	7700439,45	PIHc	24	37,5	30	10	77,5
110	379537,418	7704886,84	PIhc	25	37,5	30	0	67,5
111	379083,125	7715949,97	PIHe	22	37,5	40	0	77,5
112	379348,239	7716957,11	PIHc	28	37,5	30	0	67,5
113	378037,003	7719181,53	PIHc	27	37,5	30	0	67,5
114	378612,1	7718338,75	PIHc	30	37,5	30	0	67,5
115	378281,85	7720665,98	PIHc	27	37,5	30	0	67,5
116	378346,949	7727342,53	PIHe	23	37,5	40	10	87,5
117	382664,722	7732830,86	PIHe	29	37,5	40	10	87,5
118	381145,662	7731345,08	PIHe	27	37,5	40	0	77,5
119	380818,458	7730127,65	PIHe	24	37,5	40	10	87,5
120	379822,086	7728886,71	PIHe	26	37,5	40	10	87,5
121	383816,783	7757302,24	PIHc	27	37,5	30	0	67,5
122	383536,72	7755935,94	PIHc	30	37,5	30	10	77,5
123	382929,779	7737975,92	Qa	22	37,5	10	10	57,5
124	379082,08	7724958,21	PIHe	21	37,5	40	0	77,5
125	379296,253	7718008,69	PIHc	21	37,5	30	0	67,5
126	381998,579	7752174,16	PIHc	33	50	30	0	80
127	371589,36	7500144,63	Hc	20	37,5	30	0	67,5
128	378595,825	7724425,63	PIHe	11	25	40	0	65
129	359611,187	7397636,55	Hc	19	37,5	30	0	67,5
130	360391,696	7392168,83	Hc	20	37,5	30	0	67,5
131	379369,052	7701370,72	OPah	33	50	20	10	80

Factores condicionantes en unidades geomorfológicas de SUELO. Continúa en la página siguiente

**Tabla H.1 – continuación de la página previa**

FID	Longitud	Latitud	Unidad	Pendiente°	Puntaje PP	Puntaje L	Puntaje EI	IS
132	378524,227	7720659,85	OPah	26	37,5	20	0	57,5
133	378281,578	7718922,54	OPah	34	50	20	0	70
134	379737,587	7704457,02	OPah	26	37,5	20	10	67,5
135	380507,021	7696457,31	OPah	30	37,5	20	0	57,5
136	382918,059	7693340,85	OPah	25	37,5	20	0	57,5
137	378591,173	7726649,87	OPah	30	37,5	20	0	57,5
138	384107,219	7757300,14	OPah	29	37,5	20	0	57,5
139	383918,673	7755619,46	OPah	23	37,5	20	0	57,5
140	382993,868	7754952,73	OPah	31	37,5	20	10	67,5
141	382706,837	7739933,67	OPah	29	37,5	20	0	57,5

Tabla H.2: Resumen de valores de factores condicionantes para cada unidad geomorfológica de ROCA. Para correlacionar con unidad use FID de shape adjunto en CD

FID	Longitud	Latitud	Unidad	Pendiente°	Puntaje PP	Puntaje L	Puntaje EI	Puntaje EG	IS
0	383741,883	7755776,18	Kipb	29	30	30	0	10	70
1	382328,601	7753668,03	Kipb	36	40	30	0	10	80
2	380759,235	7749489,55	Kipb	34	40	30	10	10	90
3	379429,648	7716142,14	Jimov	36	40	30	0	5	75
4	379983,954	7714465,7	Jimov,JKh,PIHc	34	40	30	0	5	75
5	379676,5	7722177,01	Kia3	27	30	30	10	10	80
6	379279,506	7717399,83	Jimov	21	30	30	0	10	70
7	378781,048	7697531,4	Jimov	35	40	30	10	5	85
8	381882,678	7695016,19	Kipb	28	30	30	0	10	70
9	383454,396	7691024,96	Jimov	36	40	30	0	5	75
10	383877,369	7685421,96	JscclJimov	34	40	30	10	5	85
11	382216,701	7681141,02	Jsccl	36	40	30	10	0	80
12	380965,435	7679375,97	Jsccl	33	40	30	10	0	80
13	380175,573	7676800,99	Jsccl	35	40	30	0	0	70
14	380993,432	7672909,99	Jsccl	37	40	30	0	0	70
15	382625,504	7670649,54	Jsccl	34	40	30	0	10	80
16	384892,681	7668347,84	Jln	35	40	10	0	5	55
17	384170,303	7663805,93	Jsccl	33	40	30	0	0	70
18	385470,276	7661534,39	Jsccl	34	40	30	0	0	70
19	387260,64	7659123,44	Jsccl	26	30	30	0	0	60
20	387648,052	7656511,03	Jsccl	33	40	30	0	0	70
21	387467,489	7654822,79	Jsccl	35	40	30	0	0	70
22	388388,939	7652764,18	Jsccl	35	40	30	10	10	90
23	389077,656	7650463,33	Jsccl	35	40	30	10	0	80
24	388872,283	7649041,85	Jsccl	35	40	30	0	5	75
25	390206,034	7647048,07	Jsccl	34	40	30	0	0	70
26	392062,686	7641450,46	Jsccl	33	40	30	10	0	80
27	389862,434	7638378,92	Jsccl	35	40	30	0	0	70
28	390138,744	7636890,72	Jln	35	40	10	0	0	50
29	390014,215	7635804,88	Jln	35	40	10	0	0	50
30	390714,688	7634859,75	Jln	28	30	10	0	0	40
31	391710,886	7632536,47	Jsccl	32	30	30	0	0	60
32	390816,535	7625386,71	Kgd	37	40	30	0	0	70
33	390286,422	7619344,72	Kgd	36	40	30	0	0	70

Factores condicionantes en unidades geomorfológicas de ROCA. Continúa en la página siguiente

**Tabla H.2 – continuación de la página previa**

FID	Longitud	Latitud	Unidad	Pendiente°	Puntaje PP	Puntaje L	Puntaje EI	Puntaje EG	IS
34	389166,256	7616959,55	Kgd	36	40	30	0	0	70
35	387993,239	7614616,41	Kgd	35	40	30	0	10	80
36	387632,603	7611657,46	Kgd	35	40	30	0	10	80
37	382668,695	7606184,81	Jln	35	40	10	10	0	60
38	381771,03	7603990,15	Jln	34	40	10	10	0	60
39	382574,57	7599818,85	Jln	36	40	10	0	0	50
40	382303,265	7594294,83	Jln	34	40	10	0	0	50
41	382433,378	7597064,94	Jln	36	40	10	0	10	60
42	383148,698	7582551,97	Jln	36	40	10	0	10	60
43	382985,183	7589901,11	Jln	36	40	10	0	0	50
44	382842,047	7585775,72	Jln	23	30	10	0	0	40
45	381425,382	7578952,5	Kgd	33	40	30	10	0	80
46	380592,443	7574986,27	Kgd	32	30	30	10	0	70
47	378741,858	7562981,69	Kg	33	40	30	10	10	90
48	380149,561	7568198,57	Kgd	38	40	30	10	5	85
49	378653,787	7568012,52	Kgd	29	30	30	10	0	70
50	377301,627	7556427,84	Kg	31	30	30	0	0	60
51	380267,823	7576893,67	Kgd	33	40	30	10	0	80
52	380634,479	7571084	Kgd	36	40	30	0	5	75
53	364122,871	7443928,58	Jsg	29	30	20	10	0	60
54	372109,06	7469308,13	Kg	27	30	30	0	5	65
55	376192,185	7555773,17	Jv	33	40	10	0	0	50
56	382125,165	7570004,72	Jln	36	40	10	0	10	60
57	382619,545	7582411,28	Jln	32	40	10	0	0	50
58	386893,213	7609115,09	Kgd	35	40	30	0	0	70
59	390112,693	7617218,89	Jln	34	40	10	0	0	50
60	389845,367	7637419,56	Jln	31	30	10	0	0	40
61	380251,954	7746542,7	Kipb	33	40	30	0	10	80
62	382036,349	7741270,79	Jimov	32	30	30	10	10	80
63	383273,592	7688645,1	Jimov	35	40	30	0	0	70
64	378393,825	7558476,26	Kg	20	30	30	0	0	60
65	379996,255	7560089,48	Kg	29	30	30	0	0	60
66	380526,513	7558801,68	Kg	28	30	30	0	5	65
67	380601,055	7558107,42	Kg	30	30	30	0	0	60
68	379866,738	7557113,32	Kg	31	30	30	0	0	60
69	378386,651	7556920,92	Kg	26	30	30	0	0	60
70	360512,483	7394859,03	Jv	32	40	10	0	0	50
71	360549,046	7389030	Jv	27	30	10	0	0	40
72	358737,518	7382090,28	Jv	28	30	10	0	0	40
73	362383,963	7432183,26	Jsg	27	30	20	10	5	65
74	361001,951	7427435,95	Jsg	28	30	20	0	5	55
75	356779,179	7422699,2	Jsg	24	30	20	0	10	60
76	357353,673	7402930,53	Jsg	16	30	20	0	0	50
77	384934,525	7607472,92	Jln	33	40	10	0	0	50
78	390215,33	7620948,37	Kgd	34	40	30	10	0	80
79	383768,242	7682902,54	Jimov Jsc	35	40	30	10	0	80
80	382775,164	7736247,45	Jmseg	27	30	40	10	10	90
81	359615,707	7398612,05	Jsg	28	30	20	0	0	50
82	355301,907	7406994,14	Jv	14	20	10	0	10	40
83	379683,524	7674759,74	Jsc	34	40	30	10	0	80
84	352779,34	7410731,22	Jvxc	14	20	10	10	5	45
85	370204,067	7497519,48	Jv	11	20	10	10	0	40

Factores condicionantes en unidades geomorfológicas de ROCA. Continúa en la página siguiente

**Tabla H.2 – continuación de la página previa**

FID	Longitud	Latitud	Unidad	Pendiente°	Puntaje PP	Puntaje L	Puntaje EI	Puntaje EG	IS
86	370487,627	7499238,59	Jv	11	20	10	10	0	40
87	372118,308	7510428,51	Kg intr fract	9	20	30	10	0	60
88	370515,651	7516012,03	Kg	6	10	30	10	0	50
89	372050,302	7526044,95	J3i	15	20	10	10	0	40
90	381909,979	7602314,35	Jln	37	40	10	0	0	50
91	382300,576	7590434,47	Jln	26	30	10	0	0	40
92	380937,052	7592974,77	Jln	22	30	10	0	0	40
93	369228,135	7490920,2	Jv	10	20	10	0	0	30
94	381675,984	7687091,37	Jsc	31	30	30	10	0	70
95	390012,361	7639363,11	Jsc	34	40	30	10	0	80
96	379218,45	7747969,2	Kipb	35	40	30	0	5	75
97	382300,847	7751795,58	Kia3	33	40	30	0	10	80
98	392030,367	7643895,25	Jsc	35	40	30	0	10	80
99	379535,218	7577622,34	Kgd	33	40	30	10	0	80
100	380983,798	7560279,24	Kg	30	30	30	0	5	65
101	379359,774	7708404,26	Kipb	33	40	30	0	0	70
102	379825,349	7706832,55	Kipb	35	40	30	10	10	90
103	379744,221	7710274,16	Jmcl	32	30	40	10	10	90
104	380636,532	7712404,73	Jmcl	30	30	40	0	0	70
105	379609,811	7704618,37	Kipb	31	30	30	10	0	70
106	379088,711	7702949,49	Kipb	31	30	30	10	0	70
107	378509,524	7698341,21	Jimov	33	40	30	10	5	85
108	379758,533	7696410,77	Jimov	35	40	30	10	10	90
109	384871,787	7665580,78	Jln	34	40	10	0	10	60
110	390595,1	7618596,9	Jln	36	40	10	0	0	50
111	386170,577	7608464,46	Jln	35	40	10	0	0	50
112	381608,527	7602158,13	Jln	26	30	10	0	0	40
113	382164,895	7599898,36	Jln	27	30	10	0	0	40
114	381964,631	7597001,01	Jln	29	30	10	0	0	40
115	381816,436	7594446,05	Jln	28	30	10	0	0	40
116	375707,111	7554757,12	Jv	32	30	10	0	0	40
117	375242,155	7547418,79	Jv	34	40	10	0	0	50
118	374582,976	7547154,88	Jv	29	30	10	0	0	40
119	376016,235	7544900,61	Jv	36	40	10	0	10	60
120	376429,324	7544546,52	Jv	32	40	10	0	10	60
121	376885,63	7543982,07	Jv	35	40	10	0	0	50
122	376430,921	7543428,48	Jv	38	40	10	0	0	50
123	374737,946	7541456,29	Jv	38	40	10	0	0	50
124	374191,744	7538762,27	Jv	34	40	10	0	0	50
125	374473,627	7537537,13	Jv	35	40	10	0	0	50
126	373572,367	7534769,16	Jv	37	40	10	0	0	50
127	373961,843	7531663,63	Jv	35	40	10	0	10	60
128	373418,679	7529998,46	Jv	38	40	10	0	0	50
129	373915,174	7526920,62	Jv	33	40	10	0	10	60
130	373782,93	7522560,19	Kg	32	40	30	0	10	80
131	373139,706	7520145,02	Kg	32	40	30	0	0	70
132	373319,825	7517051,29	Kg	31	30	30	0	0	60
133	373793,765	7510766,66	Kg	32	30	30	0	5	65
134	373466,112	7505852,64	Kg	34	40	30	0	10	80
135	373090,648	7502071,63	Kg	31	30	30	0	0	60
136	372424,021	7499874,03	Kg	34	40	30	0	0	70
137	372335,89	7496762,16	Jv	29	30	10	0	0	40

Factores condicionantes en unidades geomorfológicas de ROCA. Continúa en la página siguiente

**Tabla H.2 – continuación de la página previa**

FID	Longitud	Latitud	Unidad	Pendiente°	Puntaje PP	Puntaje L	Puntaje EI	Puntaje EG	IS
138	372132,703	7494264,73	Jv	31	30	10	0	0	40
139	371132,399	7490372,69	Kg	31	30	30	10	0	70
140	371638,626	7488353,8	Jv	25	30	10	0	0	40
141	371759,208	7487044,63	Jv	31	30	10	0	10	50
142	371401,013	7485470,34	Kg	32	30	30	0	10	70
143	369992,126	7484449,54	Kg	31	30	30	0	10	70
144	369536,426	7481097,1	Jv	29	30	10	0	10	50
145	368422,768	7478601,24	Jv	34	40	10	0	10	60
146	369385,719	7476052,64	Jv	31	30	10	0	0	40
147	372140,044	7471618,72	Jv	31	30	10	0	10	50
148	373102,826	7466472,64	Jv	30	30	10	0	10	50
149	371555,246	7463847,06	Jv	30	30	10	0	10	50
150	370899,122	7464191,8	Jv	30	30	10	0	0	40
151	369865,743	7461476,11	Jv	29	30	10	0	5	45
152	369313,835	7459073,78	Jv	31	30	10	0	10	50
153	368393,433	7456838,26	Jsg	31	30	20	0	10	60
154	367994,822	7452270,67	Jsg	31	30	20	0	0	50
155	366439,152	7447297,93	Jsg	29	30	20	0	10	60
156	387035,073	7657928,25	Jln	32	30	10	0	0	40
157	381726,309	7731374,66	Jmcl	32	30	40	10	0	80
158	378964,173	7728251,33	Jmcl	25	30	40	10	10	90
159	382777,942	7742256,09	Jmseg	27	30	40	10	5	85
160	381737,992	7744716,81	Kipb	28	30	30	0	10	70
161	382802,146	7743249,49	Kipb	29	30	30	10	10	80
162	382341,542	7754921,86	Kipb	39	40	30	10	10	90
163	383440,721	7738170,92	Jmcl	28	30	40	10	10	90
164	380984,256	7573823,13	Kgd	37	40	30	10	0	80
165	375407,431	7552005,46	Jv	37	40	10	10	0	60
166	391130,27	7639971,35	Jsc	31	30	30	10	0	70
167	383071,346	7737179,67	Jmseg	26	30	40	10	5	85



## **Anexo I**

### **Nombres de Remociones en masa organizadas por quebrada principal**

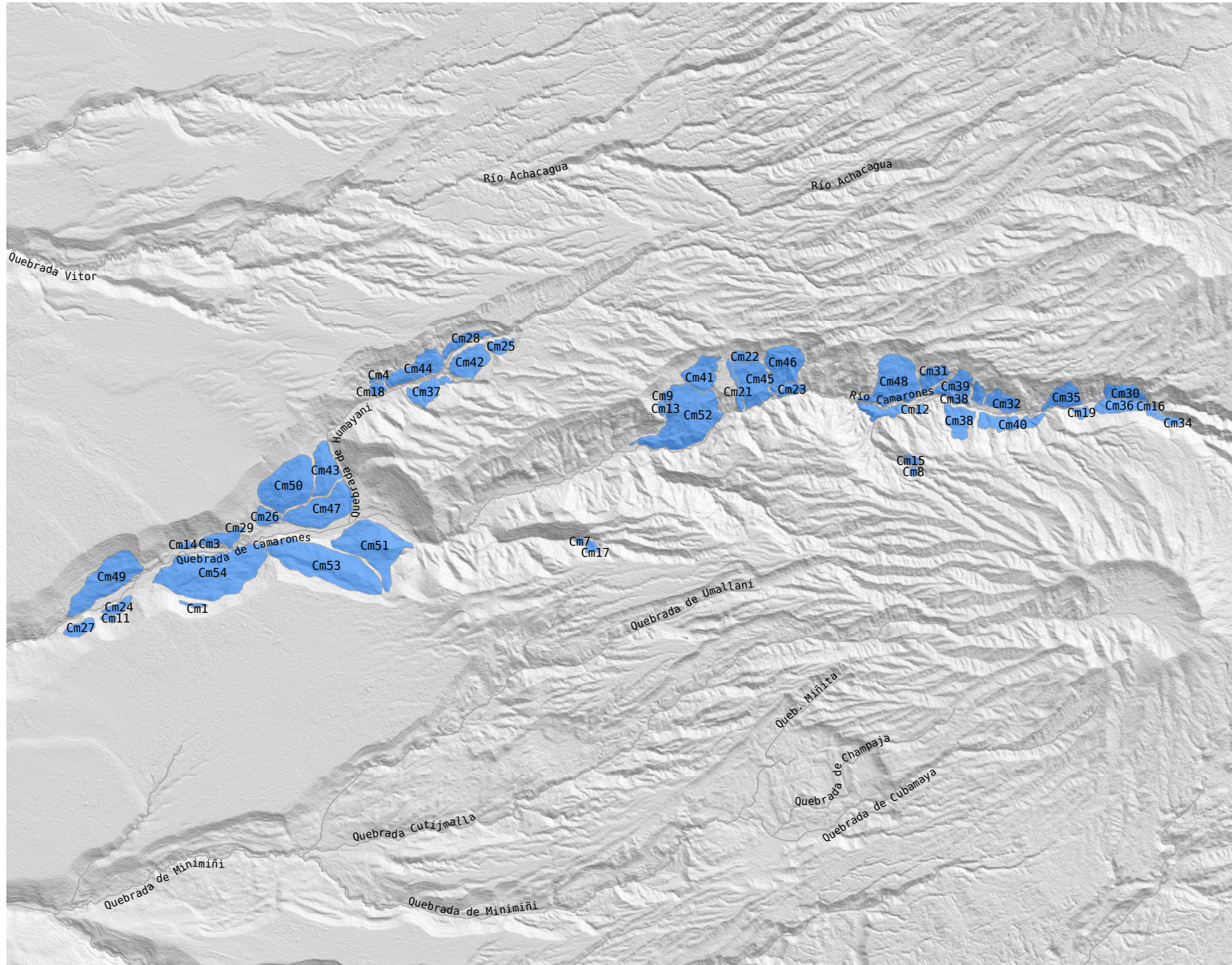


Figura I.1: Remociones en masa de la quebrada Camarones y su nomenclatura.

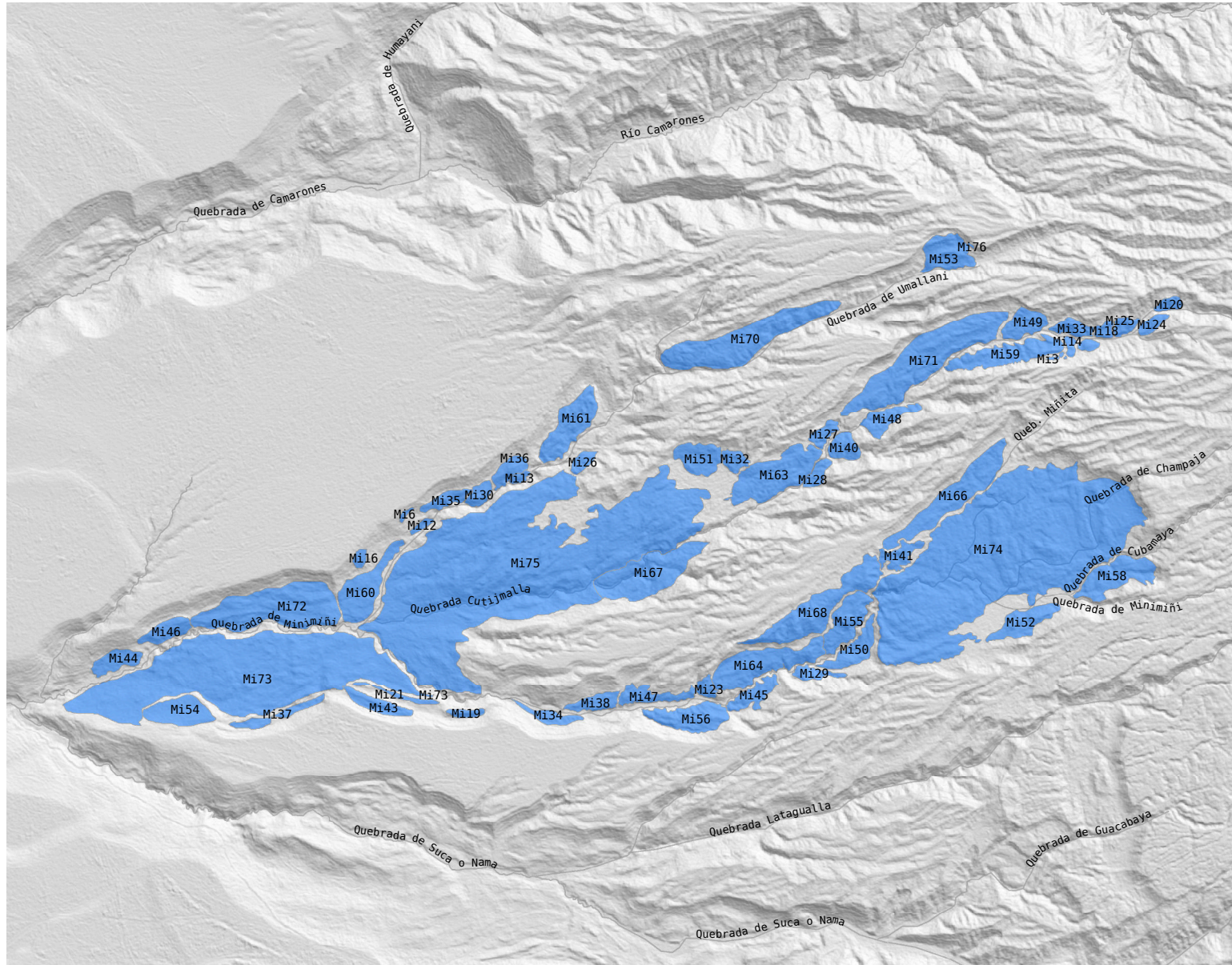


Figura I.2: Remociones en masa de la quebrada Miñimiñi y su nomenclatura.

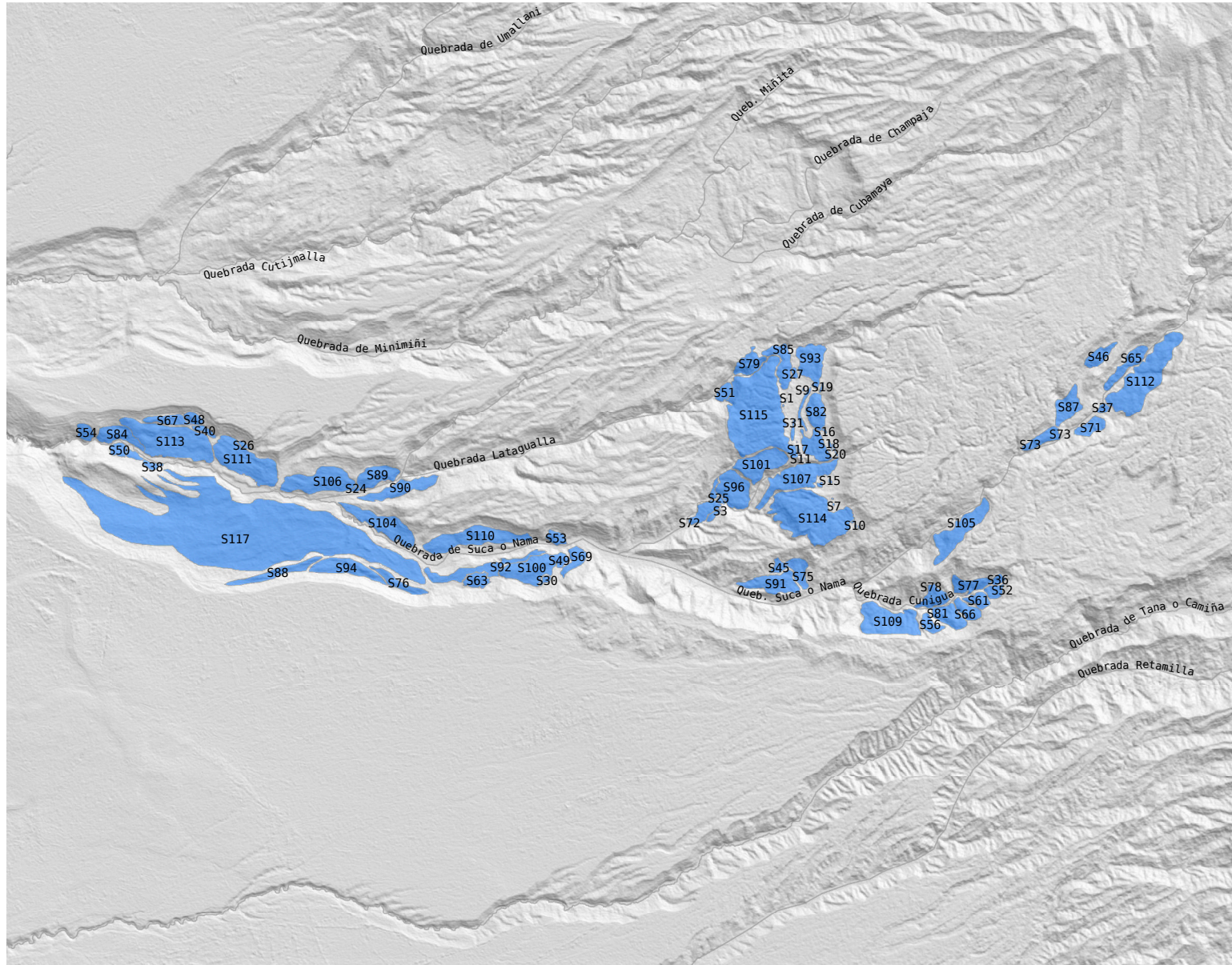


Figura I.3: Remociones en masa de la quebrada Suca y su nomenclatura.

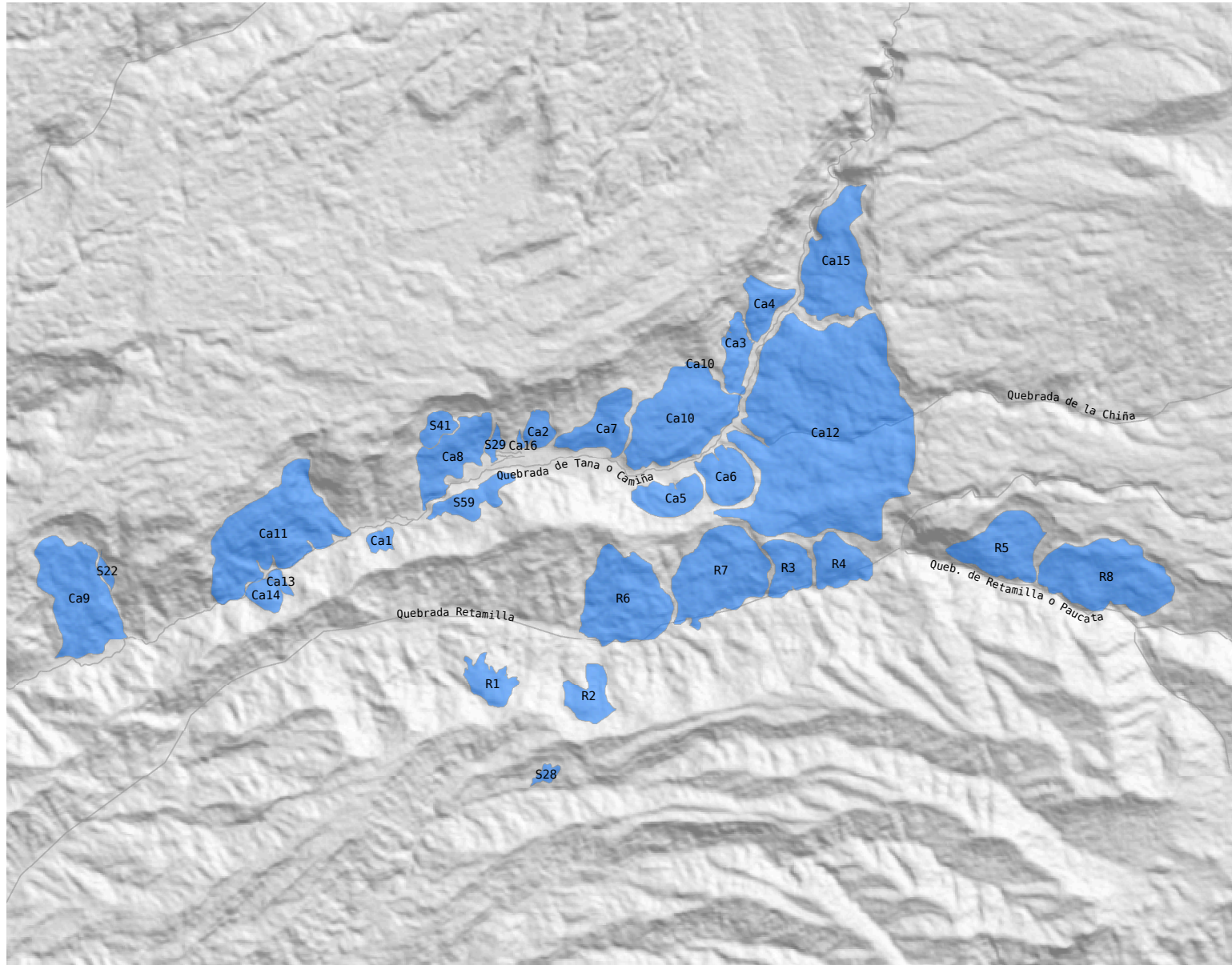


Figura I.4: Remociones en masa de la quebrada Camiña y Retamilla y su nomenclatura.

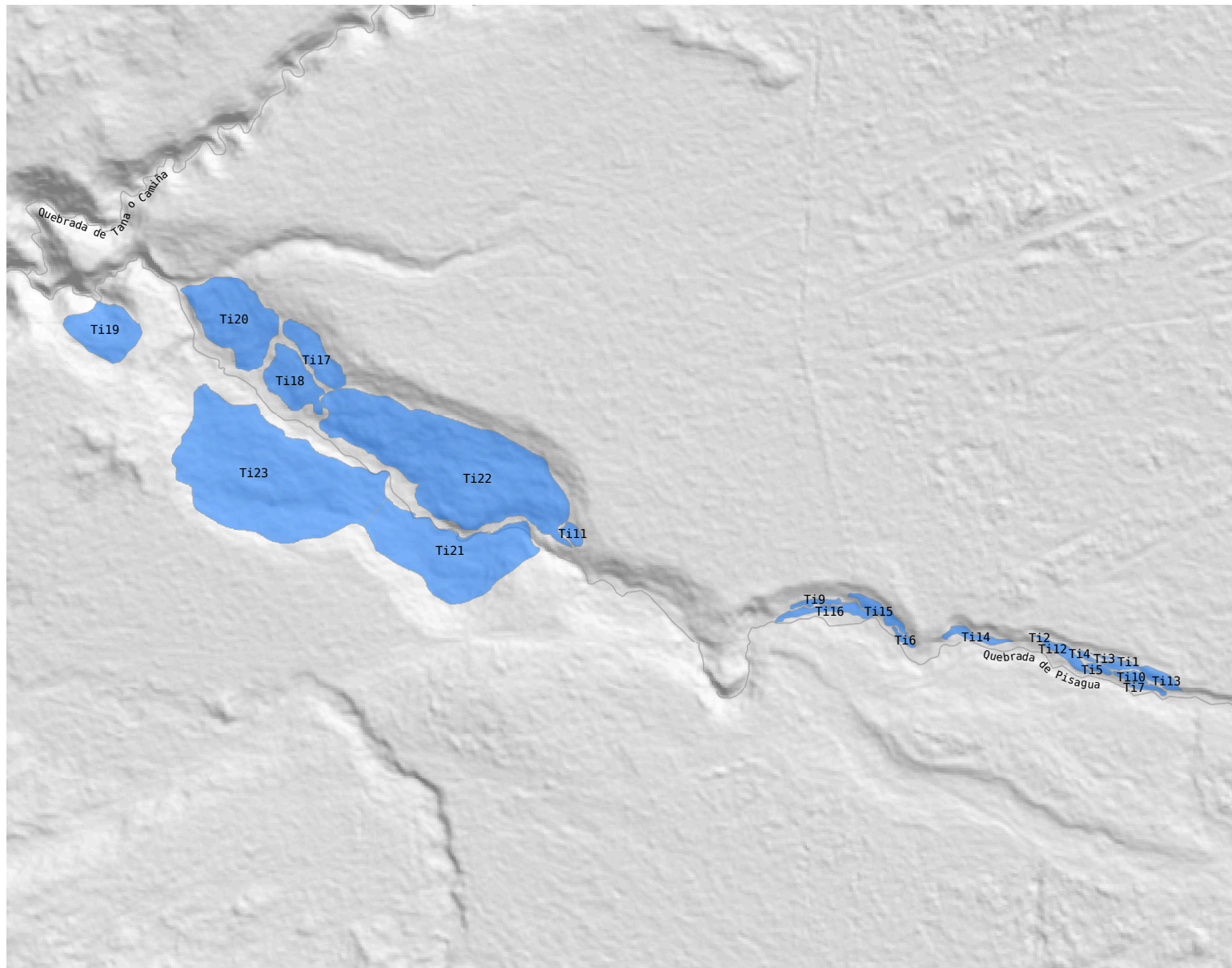


Figura I.5: Remociones en masa de la quebrada Tiliviche y su nomenclatura.

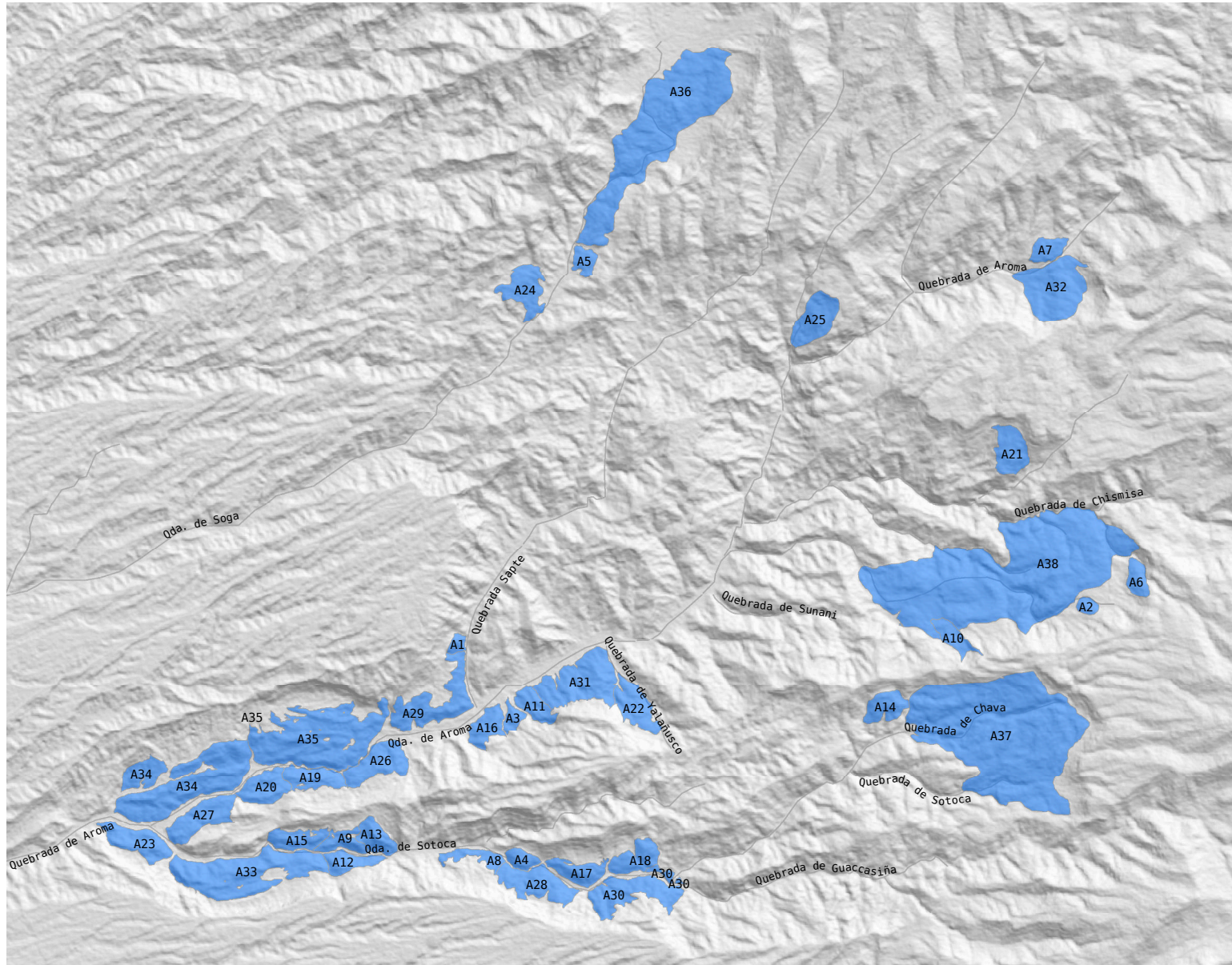


Figura I.6: Remociones en masa de la quebrada Aroma y su nomenclatura.

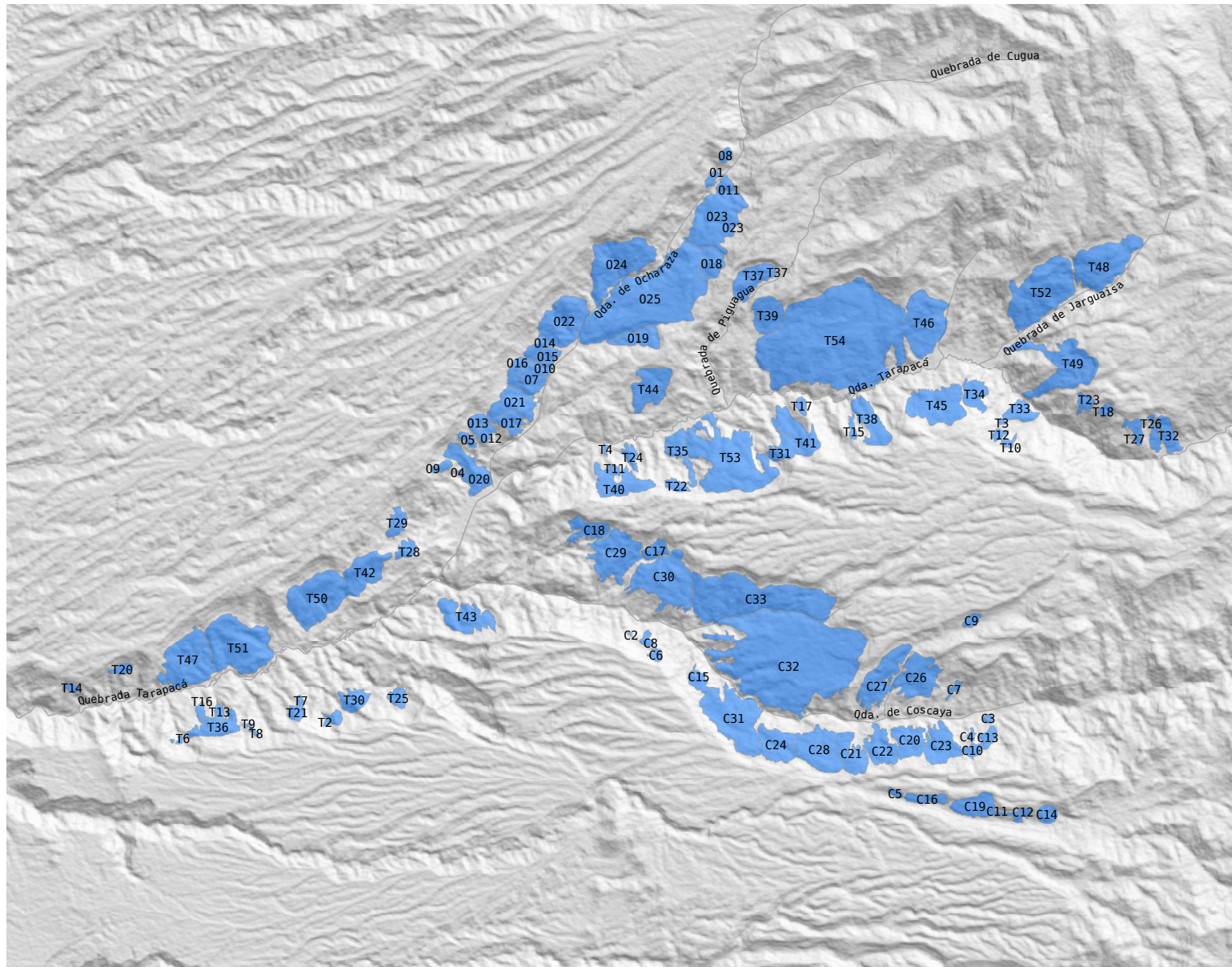


Figura I.7: Remociones en masa de la quebrada Tarapacá y su nomenclatura.



# Anexo J

## Tablas resumen de análisis morfométrico organizadas por quebrada

Tabla J.1: Aroma

Nombre	Runout [km]	Ángulo de viaje [°]	Volumen [ 10_6 m3]	Área [km2]	H [km]	H/L	Clasificación	Autor
A01	0,98	23,00	26,00	0,32	0,39	0,39	Slump	Letelier, 2013
A02	1,30	11,50	19,29	0,23	0,40	0,31	Slump	Farías, 2016
A04	0,88	14,00	33,00	0,46	0,21	0,24	Slump	Letelier, 2013
A05	1,40	7,20	24,36	0,43	0,29	0,21	Slump	Farías, 2016
A07	1,40	4,00	40,22	0,54	0,17	0,12	Avalancha	Farías, 2016
A08	1,23	20,00	67,00	1,32	0,43	0,35	Slump	Letelier, 2013
A09	1,02	13,00	48,00	0,80	0,23	0,23	Slump	Letelier, 2013
A10	1,71	17,00	32,00	0,68	0,51	0,30	Avalancha	Letelier, 2013
A11	1,94	16,00	194,00	2,71	0,54	0,28	Slump	Letelier, 2013
A12	0,89	27,00	56,00	0,87	0,40	0,45	Slump	Letelier, 2013
A13	1,22	12,00	80,00	0,90	0,25	0,21	Slump	Letelier, 2013
A14	1,13	17,00	41,00	0,76	0,33	0,29	Slump	Letelier, 2013
A15	0,77	17,00	38,00	0,82	0,22	0,29	Slump	Letelier, 2013
A17	1,30	18,00	100,00	1,18	0,40	0,31	Slump	Letelier, 2013
A18	1,33	15,00	53,00	1,06	0,36	0,27	Slump	Letelier, 2013
A19	1,26	13,00	108,00	1,41	0,29	0,23	Slump	Letelier, 2013
A20	1,33	13,00	67,00	1,03	0,29	0,22	Slump	Letelier, 2013
A21	2,07	14,30	377,79	1,05	0,65	0,31	Slump	Farías, 2016
A22	1,16	17,00	61,00	1,27	0,34	0,29	Slump	Letelier, 2013
A23	1,18	14,00	134,00	1,49	0,29	0,24	Slump	Letelier, 2013
A24	1,92	7,50	145,33	1,19	0,25	0,24	Slump	Farías, 2016
A25	3,00	11,90	320,02	1,27	0,70	0,23	Avalancha	Farías, 2016
A26	1,48	13,00	151,00	1,66	0,32	0,22	Slump	Letelier, 2013
A27	1,08	13,00	89,00	1,57	0,24	0,23	Slump	Letelier, 2013
A28	1,44	15,00	193,00	1,71	0,37	0,26	Slump	Letelier, 2013
A29	1,42	13,00	131,00	2,72	0,32	0,23	Deslizamiento compuesto	Letelier, 2013
A30	1,36	10,60	243,65	1,91	0,53	0,39	Slump	Farías, 2016
A31	1,47	18,00	126,00	2,71	0,46	0,31	Slump	Letelier, 2013
A32	2,51	10,70	421,09	2,47	0,66	0,27	Slump	Farías, 2016
A33	1,52	17,00	547,00	4,82	0,43	0,28	Deslizamiento compuesto	Letelier, 2013
A34	2,10	10,00	545,00	5,97	0,38	0,18	Deslizamiento compuesto	Letelier, 2013
A35	2,69	10,00	785,00	6,22	0,47	0,17	Deslizamiento compuesto	Letelier, 2013
A36	1,31	12,80	702,43	7,60	0,44	0,33	Slump	Farías, 2016
A37	4,04	9,00	1599,00	13,05	0,60	0,15	Avalancha	Letelier, 2013
A38	4,45	12,00	3061,00	18,67	0,94	0,21	Deslizamiento compuesto	Letelier, 2013

Tabla J.2: Camiña

Nombre	Runout [km]	Ángulo de viaje [°]	Volumen [ 10_6 m3]	Área [km2]	H [km]	H/L	Clasificación	Autor
Ca1	0,76	19,90	4,64	0,17	0,26	0,34	Deslizamiento traslacional	Farías, 2016
Ca2	1,06	17,74	14,20	0,38	0,32	0,32	Slump	Farías, 2012
Ca3	1,69	20,38	4,22	0,54	0,59	0,37	Slump	Farías, 2012
Ca4	1,28	27,81	37,82	0,56	0,60	0,53	Deslizamiento traslacional	Farías, 2012
Ca5	0,98	16,70	20,19	0,80	0,21	0,22	Slump	Farías, 2016
Ca6	1,62	8,80	86,44	0,80	0,31	0,30	Slump	Farías, 2016
Ca7	1,68	19,94	94,84	0,88	0,57	0,36	Slump	Farías, 2012
Ca8	2,19	14,72	493,19	2,10	0,56	0,26	Avalancha	Farías, 2012
Ca9	2,68	18,73	31,24	0,34	0,86	0,34	Avalancha	Farías, 2012
Ca10	2,17	10,30	223,93	2,46	0,39	0,18	Slump	Farías, 2012
Ca11	2,13	21,00	263,28	3,13	0,88	0,18	Slump	Farías, 2012
Ca12	5,18	13,88	559,51	12,10	1,24	0,25	Avalancha	Farías, 2012

Tabla J.3: Coscaya

Nombre	Runout [km]	Ángulo de viaje [°]	Volumen [ 10_6 m3]	Área [km2]	H [km]	H/L	Clasificación	Autor
C05	0,30	20,30	1,53	0,07	0,10	0,35	Avalancha	Farías, 2016
C06	1,24	21,30	8,88	0,09	0,45	0,36	Slump	Farías, 2016
C07	1,02	17,70	4,79	0,09	0,31	0,31	Deslizamiento traslacional	Farías, 2016
C08	1,16	23,30	19,63	0,12	0,46	0,40	Slump	Farías, 2016
C09	0,46	18,20	3,60	0,13	0,14	0,31	Slump	Farías, 2016
C10	1,13	17,70	17,99	0,14	0,34	0,30	Deslizamiento traslacional	Farías, 2016
C11	0,36	23,00	3,90	0,19	0,14	0,39	Avalancha	Farías, 2016
C12	0,36	22,70	2,18	0,19	0,14	0,39	Avalancha	Farías, 2016
C13	1,13	20,60	12,78	0,19	0,40	0,35	Deslizamiento traslacional	Farías, 2016
C14	0,65	14,00	9,14	0,23	0,16	0,24	Slump	Farías, 2016
C15	0,95	19,90	30,12	0,26	0,32	0,34	Slump	Farías, 2016
C16	0,26	25,00	1,87	0,26	0,11	0,42	Avalancha	Farías, 2016
C17	1,07	29,30	29,08	0,28	0,36	0,34	Slump	Farías, 2016
C18	0,72	27,30	10,85	0,50	0,33	0,46	Slump	Farías, 2016
C19	0,71	12,50	17,10	0,55	0,15	0,22	Avalancha	Farías, 2016
C20	1,13	17,60	321,22	0,63	0,34	0,30	Slump	Farías, 2016
C21	1,02	15,80	31,35	0,65	0,28	0,27	Slump	Farías, 2016
C22	1,35	15,50	34,76	0,66	0,38	0,28	Slump	Farías, 2016
C23	1,28	17,40	83,63	0,78	0,38	0,30	Deslizamiento traslacional	Farías, 2016
C24	1,27	13,10	49,83	0,80	0,29	0,23	Slump	Farías, 2016
C26	1,50	8,70	54,93	1,07	0,37	0,24	Slump	Farías, 2016
C27	0,75	20,80	53,61	1,11	0,29	0,39	Slump	Farías, 2016
C28	1,36	9,60	56,63	1,16	0,23	0,17	Slump	Farías, 2016
C29	1,70	11,90	89,63	1,35	0,35	0,21	Slump	Farías, 2016
C30	1,62	3,50	196,59	1,80	0,37	0,22	Slump	Farías, 2016
C31	1,73	13,50	206,10	1,86	0,41	0,23	Deslizamiento compuesto	Farías, 2016
C32	3,90	6,50	1242,78	11,52	0,63	0,16	Deslizamiento compuesto	Farías, 2016
C33	1,47	16,10	329,52	11,52	0,45	0,30	Deslizamiento compuesto	Farías, 2016

Tabla J.4: Camarones

Nombre	Runout [km]	Ángulo de viaje [°]	Volumen [ 10_6 m3]	Área [km2]	H [km]	H/L	Clasificación	Autor
Cm01	3,23	12,97	1903,09	0,07	0,72	0,22	Slump	Farías, 2012
Cm05	1,22	21,80	206,14	0,18	0,61	0,50	Deslizamiento traslacional	Farías, 2016
Cm07	0,87	16,50	17,86	0,19	0,30	0,35	Slump	Farías, 2016
Cm08	1,14	15,00	26,60	0,23	0,47	0,42	Avalancha	Farías, 2016
Cm11	1,39	21,22	104,52	1,10	0,50	0,36	Deslizamiento traslacional	Farías, 2012
Cm12	0,74	19,80	9,48	0,32	0,29	0,39	Slump	Farías, 2016
Cm13	4,96	12,37	1958,39	10,39	1,06	0,21	Deslizamiento traslacional	Farías, 2012
Cm14	1,73	25,03	35,76	1,59	0,73	0,42	Slump	Farías, 2012
Cm15	1,03	24,60	37,19	0,36	0,44	0,43	Avalancha	Farías, 2016
Cm16	1,30	23,60	54,75	0,42	0,62	0,48	Deslizamiento traslacional	Farías, 2016
Cm17	1,45	19,60	38,63	0,44	0,58	0,40	Slump	Farías, 2016
Cm18	2,80	16,80	112,00	0,80	0,81	0,29	Slump	Farías, 2012
Cm19	1,67	21,80	102,47	0,51	0,73	0,44	Deslizamiento traslacional	Farías, 2016
Cm20	2,60	22,00	94,80	0,70	0,97	0,37	Slump	Farías, 2012
Cm21	3,86	12,11	225,00	5,53	0,81	0,21	Deslizamiento traslacional	Farías, 2012
Cm23	3,29	15,81	636,87	4,91	0,90	0,27	Deslizamiento traslacional	Farías, 2012
Cm25	1,61	12,96	0,84	0,93	0,36	0,22	Slump	Farías, 2012
Cm26	4,99	10,12	930,26	13,55	0,88	0,18	Slump	Farías, 2012
Cm27	1,44	21,86	941,15	1,10	0,54	0,37	Deslizamiento traslacional	Farías, 2012
Cm28	3,30	10,60	48,80	4,40	0,61	0,18	Slump	Farías, 2012
Cm29	2,68	18,73	31,24	0,34	0,86	0,32	Slump	Farías, 2012
Cm30	1,30	34,00	194,70	1,70	0,73	0,56	Deslizamiento traslacional	Farías, 2012
Cm31	1,80	18,00	224,10	1,60	0,56	0,31	Slump	Farías, 2012
Cm32	1,70	27,00	85,50	1,70	0,77	0,45	Slump	Farías, 2012
Cm33	4,49	16,12	821,29	7,05	1,25	0,28	Slump	Farías, 2012
Cm34	1,00	22,20	90,78	1,78	0,47	0,47	Deslizamiento traslacional	Farías, 2016
Cm35	1,74	27,30	180,71	2,05	0,83	0,48	Avalancha	Farías, 2016
Cm36	1,69	28,30	392,62	2,08	0,86	0,51	Deslizamiento traslacional	Farías, 2016
Cm37	1,60	22,70	89,50	0,90	0,62	0,39	Slump	Farías, 2012
Cm38	2,70	20,22	106,01	2,42	0,93	0,35	Avalancha	Farías, 2012
Cm39	2,80	23,00	126,30	2,50	1,09	0,39	Slump	Farías, 2012
Cm40	1,40	24,00	255,90	2,50	0,57	0,41	Slump	Farías, 2012
Cm41	2,46	13,89	66,31	2,83	0,59	0,24	Deslizamiento traslacional	Farías, 2012
Cm43	2,29	18,87	461,34	3,24	0,74	0,32	Slump	Farías, 2012
Cm44	2,10	20,70	285,30	3,40	0,74	0,35	Slump	Farías, 2012
Cm46	3,30	16,00	636,90	4,90	0,91	0,28	Deslizamiento traslacional	Farías, 2012
Cm49	4,24	12,49	607,45	6,51	0,92	0,22	Slump	Farías, 2012
Cm51	4,37	7,62	2328,98	7,75	0,58	0,13	Slump	Farías, 2012
Cm53	2,49	12,28	1865,93	10,41	0,53	0,21	Slump	Farías, 2012
Cm54	3,20	13,00	1903,10	12,80	0,72	0,22	Slump	Farías, 2012

Tabla J.5: Miñimiñi

Nombre	Runout [km]	Ángulo de viaje [°]	Volumen [ 10_6 m3]	Área [km2]	H [km]	H/L	Clasificación	Autor
Mi03	0,54	11,90	1,86	0,06	0,20	0,37	Slump	Farías, 2016
Mi10	0,74	18,50	12,32	0,23	0,24	0,32	Slump	Farías, 2016
Mi12	1,30	22,00	11,60	0,40	0,49	0,37	Slump	Farías, 2016
Mi14	0,90	15,00	10,90	0,30	0,23	0,26	Slump	Farías, 2016
Mi15	0,70	15,00	23,90	0,30	0,18	0,26	Slump	Farías, 2016
Mi17	1,21	14,40	111,12	0,37	0,32	0,26	Slump	Farías, 2016
Mi18	0,90	17,00	25,50	0,40	0,26	0,29	Slump	Farías, 2016
Mi19	2,18	11,40	298,50	2,32	0,43	0,20	Slump	Farías, 2012
Mi20	0,80	15,00	23,90	0,50	0,21	0,26	Slump	Farías, 2016
Mi23	2,49	5,54	417,20	6,66	0,24	0,10	Slump	Farías, 2012
Mi24	1,50	16,00	57,50	0,60	0,41	0,28	Slump	Farías, 2016
Mi25	1,30	15,00	47,70	0,60	0,34	0,26	Slump	Farías, 2016
Mi26	1,02	11,20	31,80	0,60	0,19	0,18	Avalancha	Farías, 2016
Mi27	1,10	17,00	27,50	0,70	0,32	0,29	Slump	Farías, 2016
Mi28	0,88	15,90	37,60	0,80	0,24	0,27	Slump	Farías, 2016
Mi29	1,31	12,30	84,82	0,77	0,43	0,33	Slump	Farías, 2016
Mi30	1,10	16,00	44,80	0,80	0,30	0,28	Slump	Farías, 2016
Mi32	1,40	15,00	53,20	0,80	0,36	0,26	Deslizamiento compuesto	Farías, 2016
Mi33	0,90	16,00	96,20	0,90	0,25	0,28	Slump	Farías, 2016
Mi34	1,16	19,48	26,70	0,95	0,39	0,35	Slump	Farías, 2012
Mi35	1,20	20,00	31,00	1,00	0,41	0,34	Slump	Farías, 2016
Mi36	1,40	13,00	126,00	1,40	0,31	0,22	Slump	Farías, 2016
Mi37	1,84	13,93	200,40	5,22	0,44	0,25	Slump	Farías, 2012
Mi38	1,51	13,43	90,50	2,60	0,35	0,24	Slump	Farías, 2012
Mi39	12,33	3,91	242,20	50,64	0,84	0,07	Deslizamiento compuesto	Farías, 2012
Mi40	1,70	9,00	106,60	1,20	0,27	0,16	Slump	Farías, 2016
Mi44	1,61	18,76	123,30	1,39	0,52	0,34	Slump	Farías, 2012
Mi46	1,60	17,62	70,80	1,47	0,48	0,32	Slump	Farías, 2012
Mi48	1,40	16,00	71,80	1,60	0,39	0,28	Slump	Farías, 2016
Mi49	1,70	10,00	181,90	1,70	0,30	0,17	Slump	Farías, 2016
Mi50	1,43	12,82	138,10	2,63	0,32	0,23	Avalancha	Farías, 2012
Mi51	1,70	10,00	94,40	2,10	0,30	0,17	Deslizamiento compuesto	Farías, 2016
Mi53	1,70	11,00	192,50	2,50	0,32	0,19	Slump	Farías, 2016
Mi55	2,92	11,84	273,30	2,79	0,60	0,21	Deslizamiento compuesto	Farías, 2012
Mi56	1,54	12,94	213,80	2,88	0,34	0,23	Slump	Farías, 2012
Mi59	1,10	13,00	96,50	3,00	0,25	0,22	Slump	Farías, 2016
Mi60	2,64	9,59	356,50	3,42	0,44	0,17	Slump	Farías, 2012
Mi61	1,60	10,00	225,20	3,80	0,28	0,17	Slump	Farías, 2016
Mi63	1,89	7,70	224,90	4,50	0,25	0,13	Deslizamiento compuesto	Farías, 2016
Mi66	1,27	6,77	6233,00	6,36	0,15	0,12	Slump	Farías, 2012
Mi67	1,65	7,00	345,74	5,67	0,34	0,21	Slump	Farías, 2016
Mi68	1,49	8,37	1191,00	5,74	0,22	0,15	Slump	Farías, 2012
Mi70	2,10	14,00	386,90	7,70	0,51	0,24	Slump	Farías, 2016
Mi71	2,00	11,00	955,50	8,00	0,38	0,19	Slump	Farías, 2016
Mi72	1,76	16,17	483,70	8,37	0,49	0,29	Slump	Farías, 2012
Mi73	3,34	5,87	2631,70	30,42	0,34	0,10	Deslizamiento compuesto	Farías, 2012
Mi75	5,60	4,40	16832,17	54,89	0,42	0,08	Avalancha	Farías, 2016

Tabla J.6: Ocharaza

Nombre	Runout [km]	Ángulo de viaje [°]	Volumen [ 10_6 m3]	Área [km2]	H [km]	H/L	Clasificación	Autor
O05	1,17	21,70	8,34	0,08	0,43	0,37	Slump	Farías, 2016
O06	0,88	14,70	1,74	0,08	0,34	0,39	Deslizamiento traslacional	Farías, 2016
O07	0,84	18,60	13,91	0,45	0,26	0,31	Slump	Farías, 2016
O08	0,38	25,50	2,02	0,10	0,16	0,44	Deslizamiento traslacional	Farías, 2016
O09	0,67	22,00	5,72	0,13	0,24	0,36	Deslizamiento traslacional	Farías, 2016
O10	0,62	19,30	3,56	0,13	0,21	0,34	Slump	Farías, 2016
O11	1,04	19,30	8,20	0,16	0,34	0,33	Deslizamiento traslacional	Farías, 2016
O12	0,48	16,50	4,09	0,19	0,14	0,28	Slump	Farías, 2016
O13	0,67	23,00	7,19	0,20	0,26	0,39	Slump	Farías, 2016
O14	1,01	16,20	35,28	0,21	0,28	0,28	Slump	Farías, 2016
O15	0,66	21,50	6,06	0,22	0,24	0,36	Slump	Farías, 2016
O16	0,80	17,10	25,65	0,33	0,24	0,30	Slump	Farías, 2016
O17	0,90	16,20	15,66	0,34	0,25	0,28	Slump	Farías, 2016
O18	0,74	14,90	20,97	0,46	0,19	0,26	Slump	Farías, 2016
O19	0,99	16,50	16,42	0,50	0,28	0,28	Slump	Farías, 2016
O20	1,90	17,00	80,22	0,75	0,56	0,30	Avalancha	Farías, 2016
O21	1,49	16,20	33,00	0,77	0,41	0,28	Slump	Farías, 2016
O22	1,15	22,40	119,97	1,34	0,44	0,38	Slump	Farías, 2016
O23	1,29	15,20	91,02	1,72	0,33	0,26	Slump	Farías, 2016
O24	1,81	19,00	267,19	1,84	0,59	0,33	Deslizamiento traslacional	Farías, 2016
O25	3,11	10,50	764,10	4,83	0,57	0,18	Slump	Farías, 2016

Tabla J.7: Retamilla

Nombre	Runout [km]	Ángulo de viaje [°]	Volumen [ 10_6 m3]	Área [km2]	H [km]	H/L	Clasificación	Autor
S28	1,00	13,50	12,76		0,31	0,31	Slump	Farías, 2016
R1	1,00	14,00	69,00	0,50	0,24	0,24	Slump	Farías, 2012
R2	1,30	22,00	71,90	0,60	0,37	0,40	Slump	Farías, 2012
R3	3,00	23,00	7,50	0,70	0,39	0,42	Slump	Farías, 2012
R4	2,00	8,00	17,60	0,80	0,14	0,14	Slump	Farías, 2012
R5	1,50	16,00	165,40	1,40	0,28	0,18	Slump	Farías, 2012
R6	1,10	12,00	90,90	2,10	0,21	0,22	Slump	Farías, 2012
R7	1,50	11,00	226,80	2,20	0,19	0,19	Deslizamiento compuesto	Farías, 2012
R8	1,50	13,00	237,10	2,40	0,22	0,15	Slump	Farías, 2012

Tabla J.8: Suca

Nombre	Runout [km]	Ángulo de viaje [°]	Volumen [ 10_6 m3]	Área [km2]	H [km]	H/L	Clasificación	Autor
S35	1,00	19,00	6,90	0,20	0,33	0,33	Avalancha	Farías, 2012
S36	0,90	22,00	10,00	0,20	0,34	0,37	Avalancha	Farías, 2012
S37	0,60	19,00	30,20	0,40	0,20	0,33	Slump	Farías, 2012
S38	0,59	24,30	89,02	0,22	0,26	0,45	Slump	Farías, 2016
S39	1,08	20,10	31,05	0,25	0,34	0,37	Slump	Farías, 2016
S42	1,06	17,74	14,20	0,38	0,32	0,32	Slump	Farías, 2012
S46	0,50	9,00	6,40	0,20	0,08	0,16	Slump	Farías, 2012
S47	1,00	19,00	7,90	0,40	0,33	0,33	Slump	Farías, 2012
S50	1,11	14,20	24,12	0,42	0,35	0,32	Slump	Farías, 2016
S52	1,10	23,00	12,50	0,50	0,43	0,39	Slump	Farías, 2012
S53	1,30	16,00	13,70	0,50	0,36	0,28	Deslizamiento traslacional	Farías, 2012
S54	1,50	20,00	42,60	1,70	0,51	0,34	Slump	Farías, 2012
S56	1,50	17,00	22,30	0,50	0,44	0,29	Slump	Farías, 2012
S61	1,00	23,00	64,50	0,60	0,39	0,39	Slump	Farías, 2012
S65	0,50	8,00	56,70	0,70	0,07	0,14	Slump	Farías, 2012
S66	1,30	24,00	74,90	0,70	0,53	0,41	Slump	Farías, 2012
S69	2,60	12,00	504,90	3,60	0,54	0,21	Slump	Farías, 2012
S71	1,10	13,00	108,90	80,60	0,25	0,22	Slump	Farías, 2012
S73	0,60	16,00	53,60	0,90	0,17	0,28	Slump	Farías, 2012
S77	1,70	20,00	551,40	1,00	0,58	0,34	Slump	Farías, 2012
S78	1,60	23,00	85,00	1,00	0,63	0,39	Slump	Farías, 2012
S81	2,10	19,00	133,40	1,20	0,68	0,33	Slump	Farías, 2012
S84	1,59	13,30	168,60	1,30	0,56	0,35	Slump	Farías, 2016
S87	1,20	16,00	34,80	1,40	0,33	0,28	Slump	Farías, 2012
S89	1,37	16,85	204,00	1,42	0,40	0,30	Slump	Farías, 2012
S90	1,73	16,52	126,80	1,76	0,49	0,30	Slump	Farías, 2012
S91	3,90	8,00	276,30	3,00	0,54	0,14	Slump	Farías, 2012
S94	1,40	13,00	78,10	1,91	0,31	0,22	Slump	Farías, 2012
S100	2,20	10,00	73,40	2,60	0,38	0,17	Deslizamiento compuesto	Farías, 2012
S101	6,71	7,89	3749,50	40,13	0,92	0,14	Slump	Farías, 2012
S104	1,40	11,00	43,80	2,50	0,27	0,19	Slump	Farías, 2012
S105	1,40	19,00	88,60	2,60	0,46	0,33	Slump	Farías, 2012
S106	1,94	10,78	222,70	3,04	0,36	0,19	Slump	Farías, 2012
S109	2,60	15,00	259,10	0,40	0,67	0,26	Slump	Farías, 2012
S110	1,40	13,00	307,50	3,20	0,31	0,22	Slump	Farías, 2012
S111	1,80	13,00	229,00	3,10	0,40	0,22	Slump	Farías, 2012
S112	1,80	16,00	196,40	5,10	0,50	0,28	Deslizamiento compuesto	Farías, 2012
S113	2,40	11,00	201,50	4,40	0,46	0,19	Avalancha	Farías, 2012
S117	4,60	6,00	2159,60	35,20	0,48	0,10	Slump	Farías, 2012

Tabla J.9: Tarapacá

Nombre	Runout [km]	Ángulo de viaje [°]	Volumen [ 10_6 m3]	Área [km2]	H [km]	H/L	Clasificación	Autor
T10	0,55	26,90	0,99	0,08	0,25	0,45	Avalancha	Fariás, 2016
T11	0,55	20,00	4,22	0,08	0,19	0,34	Slump	Fariás, 2016
T12	0,65	18,60	5,81	0,09	0,22	0,34	Avalancha	Fariás, 2016
T13	0,38	10,80	1,34	0,09	0,07	0,19	Slump	Fariás, 2016
T14	0,43	21,00	3,97	0,10	0,15	0,36	Avalancha	Fariás, 2016
T15	0,93	23,60	2,70	0,10	0,37	0,40	Avalancha	Fariás, 2016
T16	0,69	17,00	3,07	0,11	0,20	0,29	Slump	Fariás, 2016
T17	0,58	20,00	3,75	0,11	0,20	0,34	Avalancha	Fariás, 2016
T18	0,52	21,60	3,21	0,12	0,19	0,37	Avalancha	Fariás, 2016
T19	0,62	16,30	4,68	0,13	0,17	0,28	Deslizamiento traslacional	Fariás, 2016
T20	0,52	21,40	3,49	0,13	0,19	0,37	Deslizamiento traslacional	Fariás, 2016
T21	0,78	23,20	5,04	0,16	0,31	0,39	Deslizamiento traslacional	Fariás, 2016
T22	0,59	29,80	13,57	0,16	0,29	0,50	Slump	Fariás, 2016
T23	0,90	24,00	18,20	0,18	0,36	0,40	Avalancha	Fariás, 2016
T24	1,11	17,00	13,54	0,19	0,32	0,29	Deslizamiento traslacional	Fariás, 2016
T25	1,06	22,00	22,87	0,20	0,40	0,37	Slump	Fariás, 2016
T26	1,49	18,00	14,27	0,20	0,46	0,31	Avalancha	Fariás, 2016
T27	0,89	21,80	8,26	0,22	0,34	0,38	Avalancha	Fariás, 2016
T28	0,57	13,50	10,50	0,22	0,13	0,23	Slump	Fariás, 2016
T29	0,70	20,00	6,14	0,29	0,24	0,34	Slump	Fariás, 2016
T30	1,19	12,50	41,54	0,37	0,26	0,22	Deslizamiento traslacional	Fariás, 2016
T31	1,01	24,90	161,28	0,37	0,43	0,42	Slump	Fariás, 2016
T32	1,35	18,30	21,64	0,37	0,42	0,31	Avalancha	Fariás, 2016
T33	1,31	16,30	35,07	0,39	0,37	0,28	Avalancha	Fariás, 2016
T34	1,11	16,40	23,85	0,42	0,31	0,28	Slump	Fariás, 2016
T35	2,15	17,20	16,80	0,51	0,64	0,30	Deslizamiento traslacional	Fariás, 2016
T36	0,80	17,80	49,54	0,62	0,24	0,30	Slump	Fariás, 2016
T37	1,17	15,50	72,61	0,70	0,31	0,27	Avalancha	Fariás, 2016
T38	1,75	21,70	27,16	0,72	0,64	0,37	Slump	Fariás, 2016
T39	1,36	17,00	42,27	0,74	0,40	0,29	Deslizamiento traslacional	Fariás, 2016
T40	0,98	25,70	67,26	0,79	0,43	0,44	Slump	Fariás, 2016
T41	2,04	17,40	24,35	0,84	0,60	0,30	Avalancha	Fariás, 2016
T42	1,15	14,20	105,01	0,90	0,28	0,24	Slump	Fariás, 2016
T43	0,82	15,40	51,60	0,91	0,22	0,27	Slump	Fariás, 2016
T44	1,20	14,60	47,03	0,91	0,30	0,25	Deslizamiento compuesto	Fariás, 2016
T45	1,29	19,60	65,49	1,32	0,43	0,33	Slump	Fariás, 2016
T46	2,54	18,50	379,43	1,61	0,80	0,32	Deslizamiento traslacional	Fariás, 2016
T47	1,72	15,10	146,54	1,65	0,45	0,26	Slump	Fariás, 2016
T48	1,54	16,70	266,96	1,67	0,44	0,29	Slump	Fariás, 2016
T49	1,15	14,20	60,39	1,69	0,28	0,24	Avalancha	Fariás, 2016
T50	1,55	15,20	168,20	1,71	0,41	0,26	Slump	Fariás, 2016
T51	2,31	12,40	197,80	2,17	0,50	0,21	Slump	Fariás, 2016
T52	1,82	23,90	377,55	2,25	0,73	0,40	Slump	Fariás, 2016
T53	2,57	14,50	206,42	2,88	0,65	0,25	Slump	Fariás, 2016
T54	3,41	11,30	2050,51	8,69	0,67	0,20	Deslizamiento compuesto	Fariás, 2016

Tabla J.10: Tiliviche

Nombre	Runout [km]	Ángulo de viaje [°]	Volumen [ 10_6 m3]	Área [km2]	H [km]	H/L	Clasificación	Autor
Ti12	0,40	9,00	3,30	0,40	0,07	0,17	Slump	Fariás, 2012
Ti14	0,30	10,00	0,20	0,10	0,05	0,18	Slump	Fariás, 2012
Ti16	2,10	14,00	1,80	0,30	0,54	0,26	Slump	Fariás, 2012
Ti18	1,20	12,00	35,00	0,80	0,25	0,21	Slump	Fariás, 2012
Ti19	1,10	10,00	24,70	0,60	0,19	0,17	Slump	Fariás, 2012
Ti20	1,10	11,00	34,20	1,00	0,22	0,20	Slump	Fariás, 2012
Ti21	1,30	14,00	33,40	2,20	0,33	0,25	Slump	Fariás, 2012
Ti22	1,30	9,00	127,10	3,60	0,21	0,16	Slump	Fariás, 2012
Ti23	1,70	10,00	168,60	3,30	0,30	0,17	Slump	Fariás, 2012

## Anexo K

# Cálculo Rrup según sector en bloque colgante

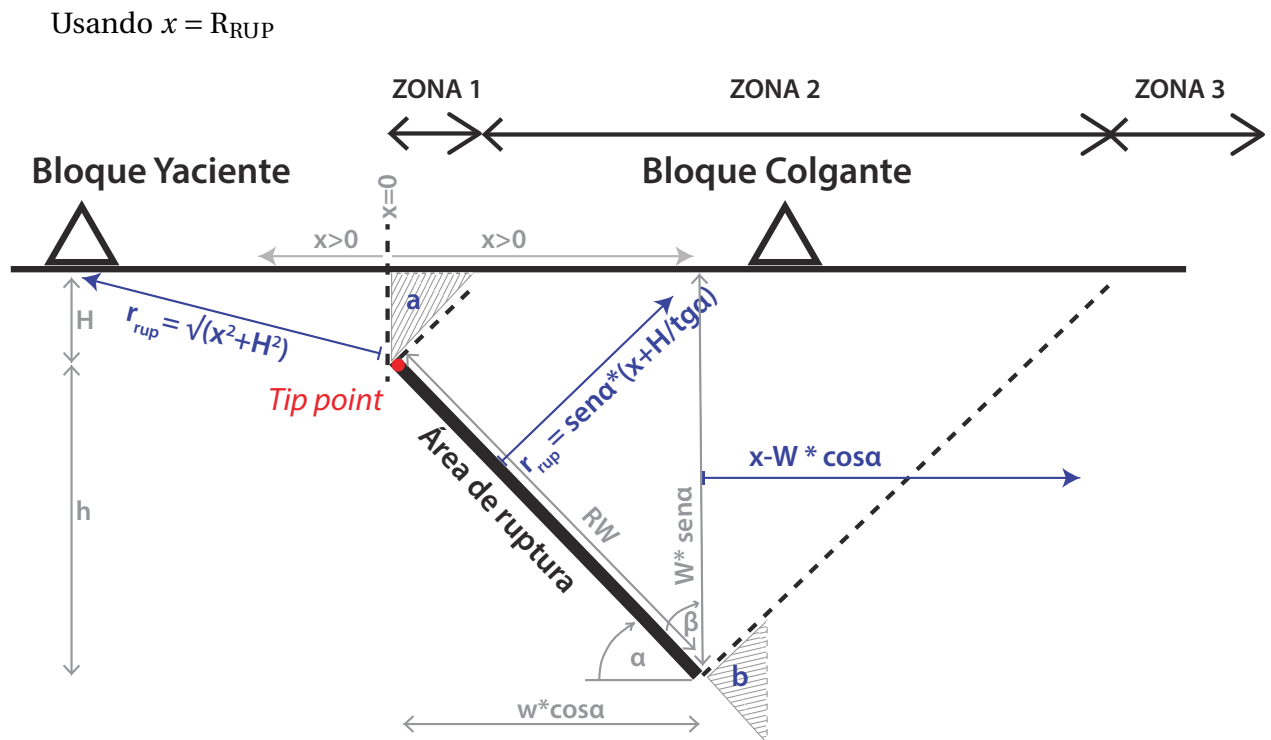


Figura K.1: Estimación tramos  $R_{RUP}$

De acuerdo a la Figura K.1, se definen los siguientes límites:



Entre 0 y  $x = h \tan \alpha$

$$x^2 + H^2 = hip^2 \quad (K.1)$$

$$hip = \sqrt{x^2 + H^2} \quad (K.2)$$

$$Rrup = \sqrt{x^2 + H^2} \quad (K.3)$$

Entre  $x = h \tan \alpha$  y  $x = \frac{w}{\cos \alpha} + h \tan \alpha$

$$\text{sen } \alpha = \frac{Rrup}{H \tan \beta + x} \quad (K.4)$$

$$Rrup = H |\tan \beta| \text{sen } \alpha + x \text{sen } \alpha \quad (K.5)$$

$$Rrup = H |\tan \beta| \cos \beta + x \cos \beta \quad (K.6)$$

$$Rrup = H \cos \alpha + x \text{sen } \alpha \quad (K.7)$$

Desde  $x = \frac{w}{\cos \alpha} + h \tan \alpha$  a  $\infty$

$$Rrup = \sqrt{(x - w \cos \alpha)^2 + (H + w \text{sen } \alpha)^2} \quad (K.8)$$

$$(K.9)$$

## Anexo L

# Clasificación de remociones en masa de reactivaciones

Las 284 mega remociones en masa a las que se realizó el análisis morfométrico completo en el texto principal, muestran características de deslizamientos rotacionales secuenciales múltiples, exhibiendo escarpes principales y secundarios. Por lo tanto, no todas corresponden a remociones en masa únicas, sino que también pueden estar conformadas por varias remociones en masa; en donde hay un depósito mayor acompañado de remociones más pequeñas que pertenecen a reactivaciones que ocurrieron dentro del mismo depósito. Estas pueden tener actividad progresiva, regresiva, de avance, de esanchamiento o confinadas. De este modo, estos grupos conforman remociones en masa compuestas, complejas o múltiples.

Considerando cada una de estas unidades, se cuenta con 407 polígonos, de los cuales 351 tienen volumen superior a  $10^6 m^3$ . Y también se le realizaron análisis morfométricos que se muestran en este anexo.

Al realizar los histogramas para 284 remociones en masa (que es la cantidad que resulta al agrupar las remociones en masa por eventos mayores) y sus áreas respectivas, y para 407 remociones en masa (que son los eventos sin agrupar), se obtienen los histogramas de las Figuras L.2 y L.3.

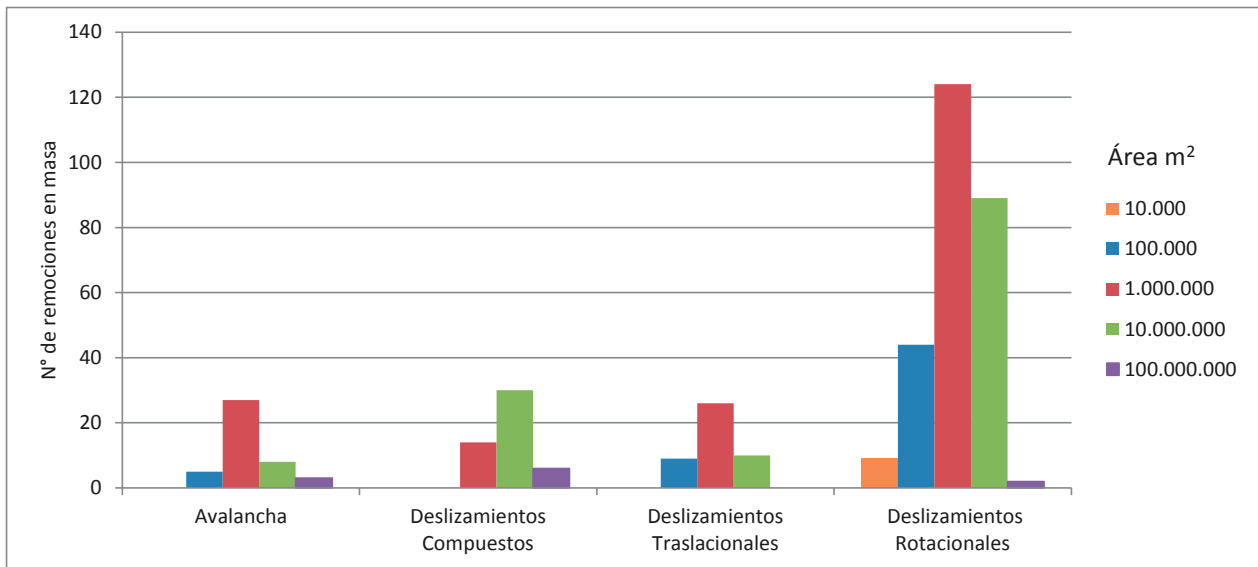


Figura L.1: Clasificación de todas las remociones en masa que componen las 284 remociones compuestas que se presentan en el texto principal. Estas corresponden a 407 polígonos únicos.

Tabla L.1: Clasificación de todas las remociones en masa que componen las remociones compuestas que se presentan en el texto principal, corresponde a la misma distribución de remociones en masa de la Figura L.1.

Área [km <sup>2</sup> ]	Avalancha	Deslizamiento compuesto	Deslizamiento traslacional	Deslizamiento rotacional	Total
<0,01	0	0	0	9	9
0,01 - 0,1	5	0	9	44	58
0,1 - 1	27	14	26	124	191
1 - 10	8	30	10	89	137
10 - 100	3	6	0	2	11

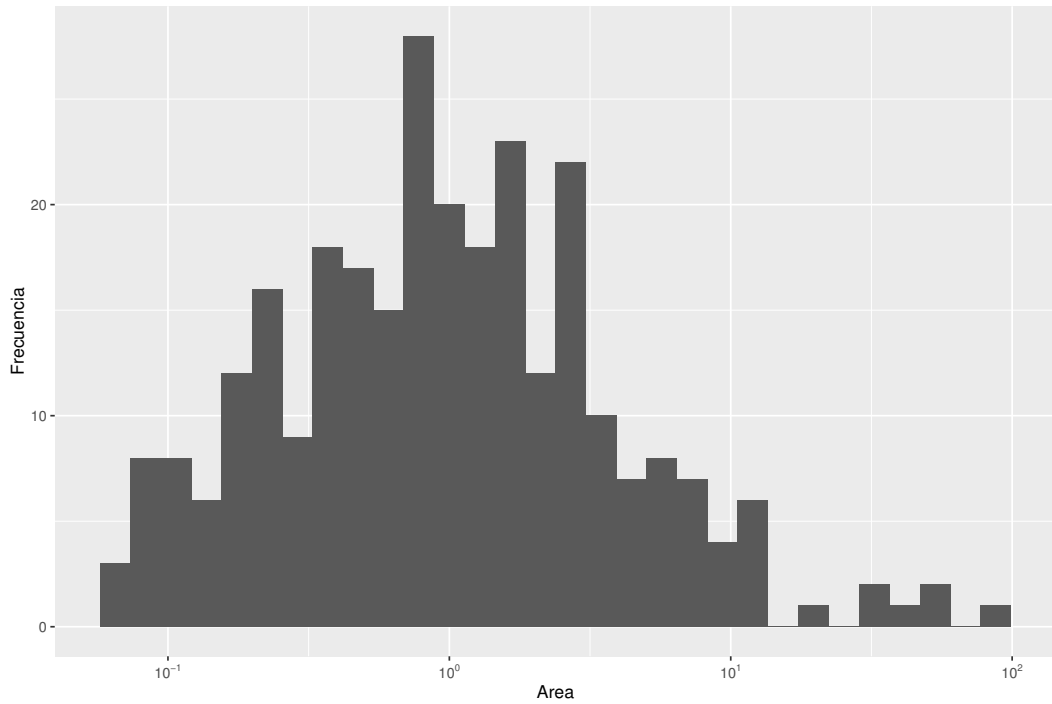


Figura L.2: Frecuencia de remociones en masa por área, considerando 284 unidades de remoción en masa. Área en  $km^2$ .

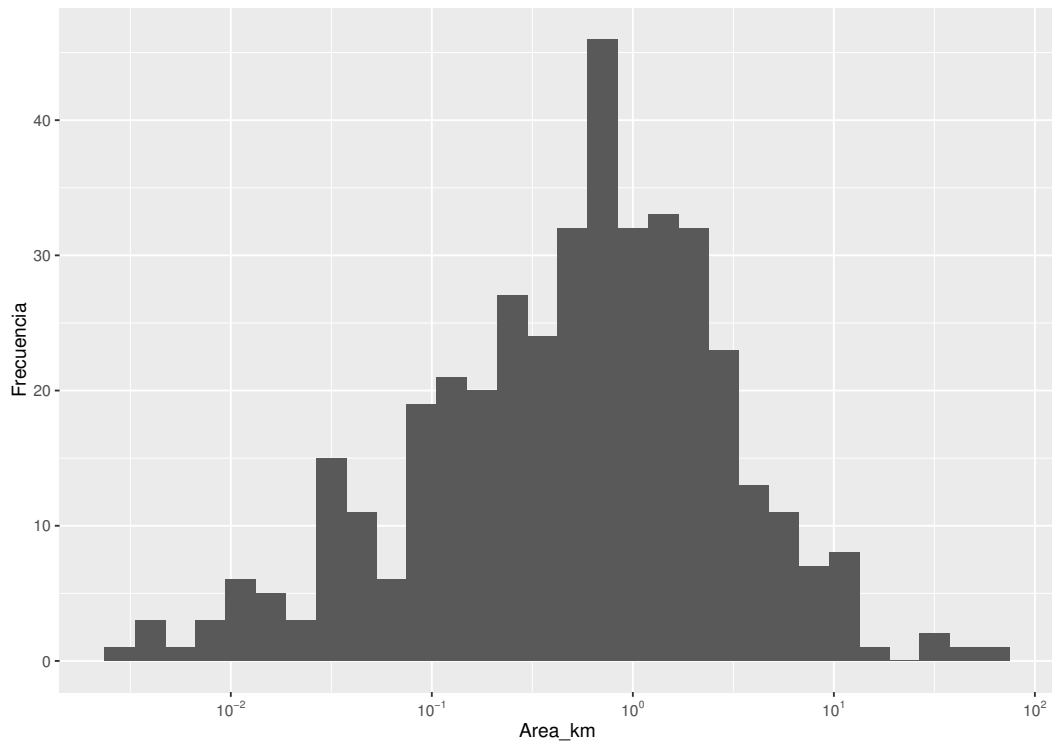


Figura L.3: Frecuencia de remociones en masa por área, considerando 407 unidades de remoción en masa. Área en  $km^2$

# Anexo M

## Funciones desarrolladas en R program

### M.1. Definición de funciones

```
#GEOMETRÍA FALLA
```

```
anga = function(dip){dip*pi/180}
angb = function (dip) {(90*pi/180)-(dip*pi/180)}
sina = function (dip){sin(anga(dip))}
cosa = function (dip){cos(anga(dip))}
tana = function (dip){abs(tan(anga(dip)))}
sinb = function (dip){sin(angb(dip))}
cosb = function (dip){cos(angb(dip))}
tanb = function (dip){abs(tan(angb(dip)))}

Rrup = function(d,w,H,dip){ifelse(d < H*tana(dip),
sqrt(H^2+d^2),
ifelse(d > ( (H*sqrt(1+tanb(dip)^2) + w - cosa(dip)*H*tanb(dip) )/cosa(dip) ),
#ifelse(d > ( H*tana(dip)+ w/cosa(dip) ),
sqrt((d- w*sinb(dip))^2+(H+w*cosb(dip))^2),
cosb(dip)*(d+H*tanb(dip)))
}
Rrupy = function(d,H){sqrt(H^2+d^2)}
```

## #ATENUACIÓN PGA CORTICAL

### #-----FUNCIONES HORIZONTALES-----

```
IdrissW = function(d,M,H){
exp(5.6315 - 0.4104*M-(2.9832-0.2339*M)*log(Rrupy(d,H)+10)+
0.00047* Rrupy(d,H)+0.12)
}
IdrissE = function(d,M,w,H,dip){
exp(5.6315 - 0.4104*M-(2.9832-0.2339*M)*log(Rrup(d,w,H,dip)+10)+
0.00047*Rrup(d,w,H,dip)+0.12)
}
SadighE = function(d,M,w,H,dip){
exp(1.2*(-1.274 + 1.1*M + -2.1*log(Rrup(d,w,H,dip)+exp(-0.48451+0.524*M))))
}
SadighW = function(d,M,H){
exp(1.2*(-1.274 + 1.1*M + -2.1*log(Rrupy(d,H)+exp(-0.48451+0.524*M))))
}
AmbraseysE = function(d,M,w,dip){ifelse(d <= 15,
ifelse(d<=w*cosa(dip),
10^(-0.659 + 0.202*M)/10,
10^(-0.659 + 0.202*M - (d-w*cosa(dip)) *0.0238)/10), 'null')}
}
AmbraseysW = function(d,M){ifelse(
d <= 15,10^(-0.659 + 0.202*M - d *0.0238)/10, 'null')}
}
```

### #-----FUNCIONES VERTICALES-----

```
VertAmbraE = function(d,M,w,dip){ifelse(d <= 15,
ifelse(d <= w*cosa(dip),
10^(-0.959 + 0.226*M)/10,
10^(-0.959 + 0.226*M - (d-w*cosa(dip)) *0.0312)/10), 'null')}
}
```

```

VertAmbraW = function(d,M){ifelse(
d <= 15,10^(-0.959 + 0.226*M - d *0.0312)/10,'null')
}

#ATENUACIÓN PGA THRUST

# ----- RUIZ Y SARAGONI 2005-----

Ms= function(M){1.27*M-1.197} #Leyton et al 2009
Ruiz= function(M,H,d){(0.002*exp(1.28*M))/((Rrupy(d,H)+30)^1.09)}

#----- PLOTEO-----
#OESTE
IdrissWM <- function(d, M,H, filename) {
out <- raster(d)
out <- writeStart(out, filename, format="GTiff", overwrite=TRUE)
for (r in 1:nrow(out)) {
v <- getValues(d, r)
v <- IdrissW(v/1000,M,H)
out <- writeValues(out, v, r)
}
out <- writeStop(out)
return(out)
}

SadighWM <- function(d, M,H, filename) {
out <- raster(d)
out <- writeStart(out, filename, format="GTiff", overwrite=TRUE)
for (r in 1:nrow(out)) {
v <- getValues(d, r)
v <- SadighW(v/1000,M,H)
out <- writeValues(out, v, r)
}
out <- writeStop(out)
return(out)
}

```

```

AmbraseysWM <- function(d,M, filename) {
out <- raster(d)
out <- writeStart(out, filename, format="GTiff", overwrite=TRUE)
for (r in 1:nrow(out)) {
v <- getValues(d, r)
v <- AmbraseysW(v/1000,M)
out <- writeValues(out, v, r)
}
out <- writeStop(out)
return(out)
}

```

```

VertAmbraWM <- function(d, M, filename) {
out <- raster(d)
out <- writeStart(out, filename, format="GTiff", overwrite=TRUE)
for (r in 1:nrow(out)) {
v <- getValues(d, r)
v <- VertAmbraW(v/1000,M)
out <- writeValues(out, v, r)
}
out <- writeStop(out)
return(out)
}

```

```

# ESTE
IdrissEM <- function(d,M,w,H,dip, filename) {
out <- raster(d)
out <- writeStart(out, filename, format="GTiff", overwrite=TRUE)
for (r in 1:nrow(out)) {
v <- getValues(d, r)
v <- IdrissE(v/1000,M,w,H,dip)
out <- writeValues(out, v, r)
}
out <- writeStop(out)
return(out)
}

```



```
}
```

```
SadighEM <- function(d,M,w,H,dip, filename) {  
  out <- raster(d)  
  out <- writeStart(out, filename, format="GTiff", overwrite=TRUE)  
  for (r in 1:nrow(out)) {  
    v <- getValues(d, r)  
    v <- SadighE(v/1000,M,w,H,dip)  
    out <- writeValues(out, v, r)  
  }  
  out <- writeStop(out)  
  return(out)  
}
```

```
AmbraseysEM <- function(d,M,w,dip, filename) {  
  out <- raster(d)  
  out <- writeStart(out, filename, format="GTiff", overwrite=TRUE)  
  for (r in 1:nrow(out)) {  
    v <- getValues(d, r)  
    v <- AmbraseysE(v/1000,M,w,dip)  
    out <- writeValues(out, v, r)  
  }  
  out <- writeStop(out)  
  return(out)  
}
```

```
VertAmbraEM <- function(d,M,w,dip, filename) {  
  out <- raster(d)  
  out <- writeStart(out, filename, format="GTiff", overwrite=TRUE)  
  for (r in 1:nrow(out)) {  
    v <- getValues(d, r)  
    v <- VertAmbraE(v/1000,M,w,dip)  
    out <- writeValues(out, v, r)  
  }  
  out <- writeStop(out)  
  return(out)  
}
```

}

## M.2. Generación de ráster de salida con valores de PGA para cada ecuación

El ploteo hacia ArcGis de cada ley de atenuación y para el entorno de cada una de las estructuras se realizó siguiendo siguiente script ejemplo, en el cual se fueron variando los parámetros para cada caso, de acuerdo a la Tabla M.1:

Tabla M.1: Asignación de parámetros y dimensiones a cada una de las fallas ciegas asociadas a las flexuras

Flexura	Vergencia W	M Máximo	RW Máximo	Tip Point	Downdip width
Humayani		7,131768936	20,6 [km]	0.6 [km]	55 ° W
Moquella		6,749406045	14,4 [km]	1 [km]	60° W
Soga		7,062595698	19,3 [km]	1 [km]	60° W
Aroma		7,190874472	21,8 [km]	1 [km]	60° W
Calacala		6,967791918	17,7 [km]	1 [km]	60° W

```
source('~Magister/PGAenR/Funciones.R')
#paquetes a usar:
library(rgeos)
library(maptools)
library(raster)
library(rgdal)
library(sp)

#Ejemplo
x <- 0:300 #Rango para el gráfico
M <- a #Reemplaza valor de M según tabla anterior
w <- b #Reemplaza valor de w según tabla anterior
H <- c #Reemplaza valor de profundidad del tip point según tabla anterior
dip <- d #Reemplaza valor de ángulo de manteo según tabla anterior

par(mfrow=c(4,2))
```

```

#debe estar referido el work directory
#Leer el raster de distancias, previamente creado en ArcGis:
DistRastEjemplo <- raster("DistanciaEuclidiana_ejemplo.tif")

#generar distintos archivos de salida Este y Oeste para cada ecuación.
#(Estos luego se cortan en arcGis dejando el lado de la función adecuado):

## ----oeste---
EjemploIW <- IdrissWM(DistRastEjemplo , M,H,filename='RasterSalidaIW')
EjemploSW <- SadighWM(DistRastEjemplo , M,H,filename='RasterSalidaSW')
EjemploAW <- AmbraseysWM(DistRastEjemplo ,M,filename='RasterSalidaAW')
## ----este---
EjemploIE <- IdrissEM(DistRastEjemplo, M,w,H,dip,filename='RasterSalidaIE')
EjemploSE <- SadighEM(DistRastEjemplo , M,w,H,dip,filename='RasterSalidaSE')
EjemploAE <- AmbraseysEM(DistRastEjemplo , M,w,dip,filename='RasterSalidaAE')

#Verticales
EjemploVW <- VertAmbraWM(DistRastEjemplo,M,filename='RasterSalidaoVW')
EjemploVE <- VertAmbraEM(DistRastEjemplo,M,w,dip,filename='RasterSalidaVE')

plot(EjemploIW)
plot(EjemploSW)
plot(EjemploAW)
plot(EjemploIE)
plot(EjemploSE)
plot(EjemploAE)
plot(EjemploVW)
plot(EjemploVE)

```

# Anexo N

## Curvas PGA para cada remoción estructura

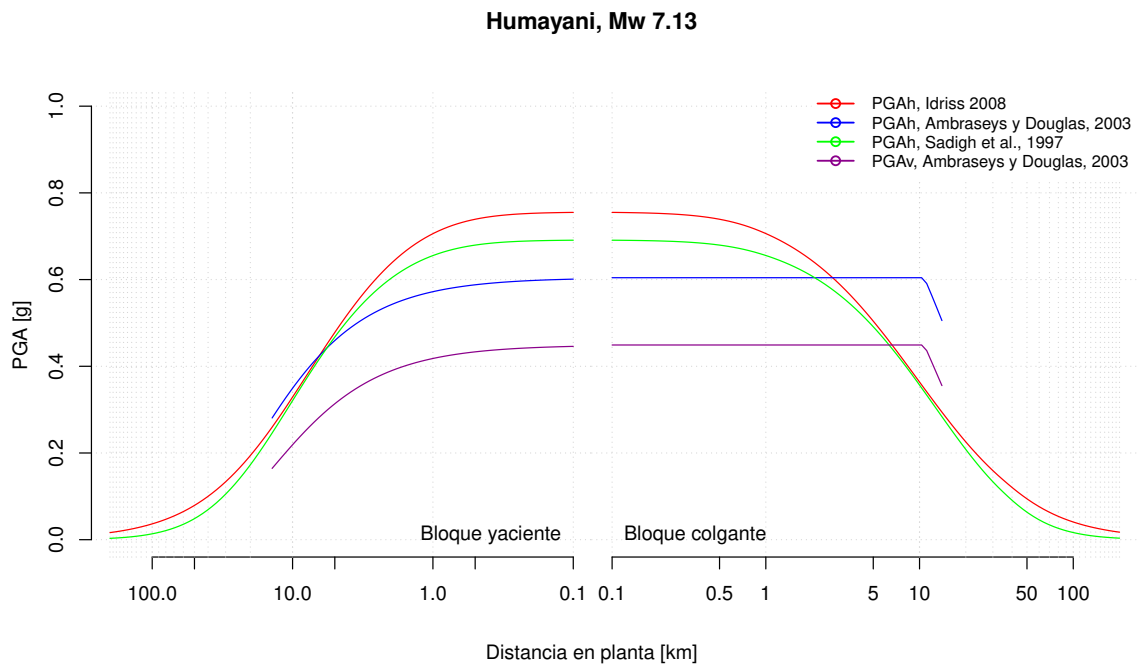


Figura N.1: Valores de atenuación del PGA con la distancia en planta de acuerdo a las regresiones propuestas en Sadigh et al. (1997), Idris (2008) y Ambraseys y Douglas (2003) para la Falla ciega asociada a la Flexura Humayani ( $M = 7.13$ ,  $w = 18.7$ ,  $h=0.6$ ,  $\mu= 55$ ).

### Moquella, Mw 6.75

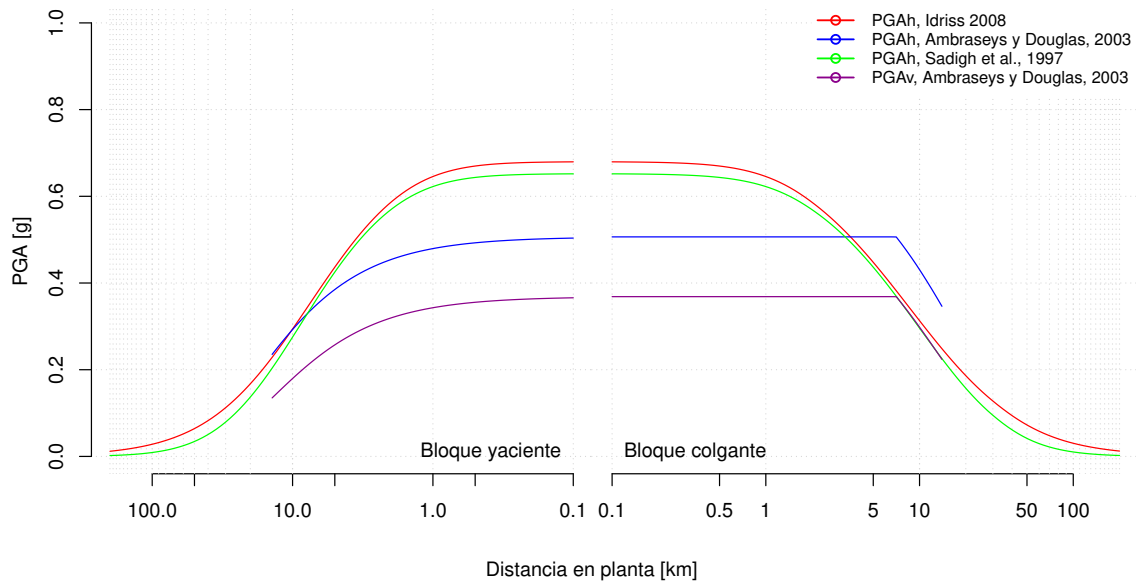


Figura N.2: Valores de atenuación del PGA con la distancia en planta de acuerdo a las regresiones propuestas en Sadigh et al. (1997), Idriss (2008) y Ambraseys y Douglas (2003) para la Falla ciega asociada a la Flexura Moquella ( $M = 6.75$ ,  $w = 14.1$ ,  $h = 1$ ,  $\mu = 60$ ).

### Soga, Mw 7.06

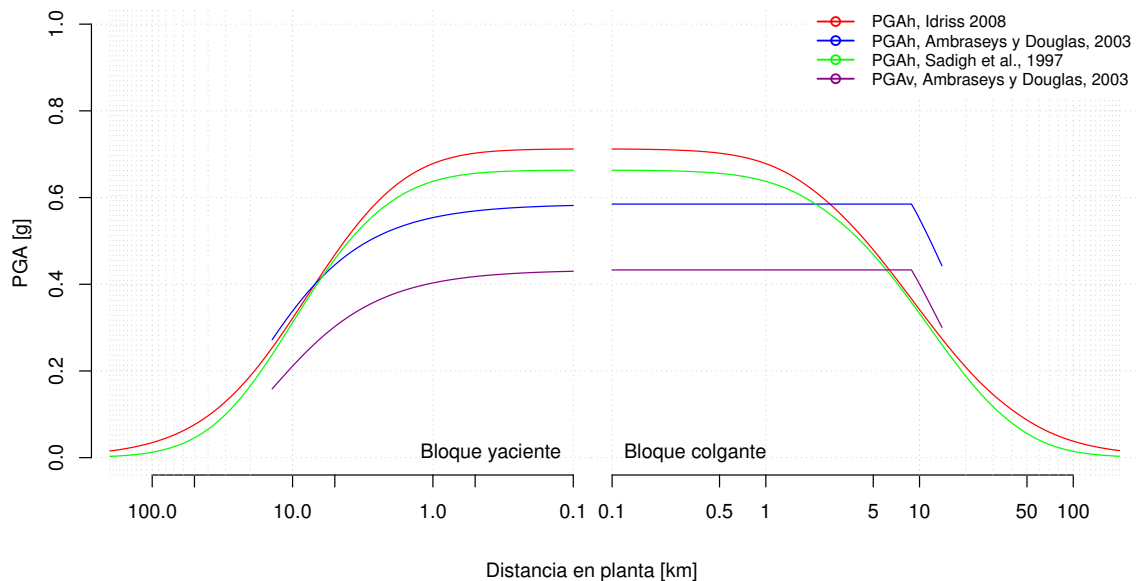


Figura N.3: Valores de atenuación del PGA con la distancia en planta de acuerdo a las regresiones propuestas en Sadigh et al. (1997), Idriss (2008) y Ambraseys y Douglas (2003) para la Falla ciega asociada a la Flexura Soga ( $M = 7.06$ ,  $w = 17.8$ ,  $h = 1$ ,  $\mu = 60$ ).

### Aroma, Mw 7.19

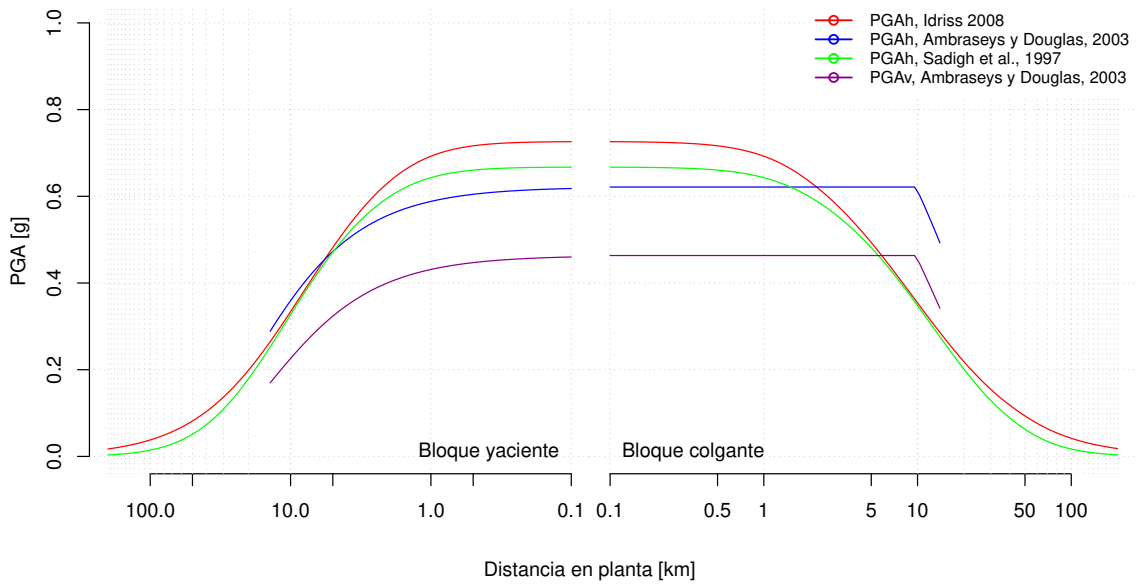


Figura N.4: Valores de atenuación del PGA con la distancia en planta de acuerdo a las regresiones propuestas en Sadigh et al. (1997), Idriss (2008) y Ambraseys y Douglas (2003) para la Falla ciega asociada a la Flexura Aroma ( $M=7.19$ ,  $w=19.5$ ,  $h=1$ ,  $\mu=60$ ).

### Calacala, Mw 6.97

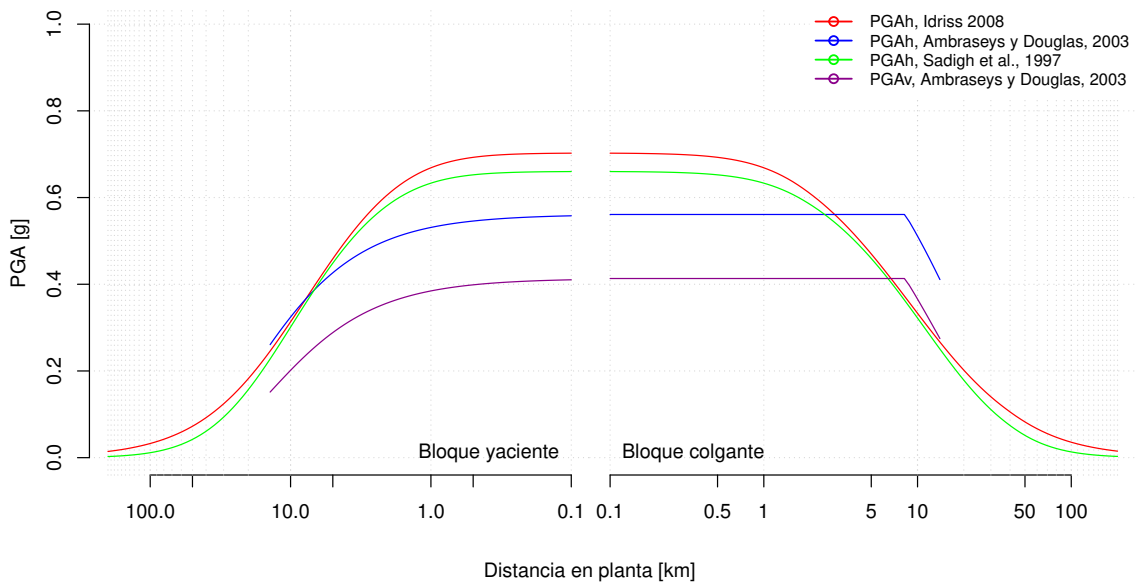


Figura N.5: Valores de atenuación del PGA con la distancia en planta de acuerdo a las regresiones propuestas en Sadigh et al. (1997), Idriss (2008) y Ambraseys y Douglas (2003) para la Falla ciega asociada a la Flexura Calacala ( $M=6.97$ ,  $w=16.6$ ,  $h=1$ ,  $\mu=60$ ).

# Anexo O

## Comportamiento Leyes de atenuación

### O.1. Análisis de sensibilidad de las leyes de atenuación

Para comenzar, se explicará y verificará el comportamiento de  $r_{rup}$ , puesto que esta distancia es la utilizada por las leyes de atenuación descritas en Sadigh et al. (1997) e Idriss et al. (2008).

#### O.1.1. Con respecto a $r_{rup}$ :

Se define como “la distancia más corta a la superficie de ruptura”, es decir corresponde a la distancia oblicua desde un punto en la zona de ruptura hasta su punto más cercano al plano de ruptura. Por lo cual depende tanto de la profundidad a la que se encuentra la zona sismogénica como del ángulo de manto. Además depende de la dirección con respecto al rumbo de la falla. En esta tesis sólo se consideraron dos opciones (Este y Oeste, incluyendo los extremos norte y sur de cada falla). En la Figura O.1 se revisa el comportamiento de  $r_{rup}$  en los primeros 100 metros de distancia medidos en la superficie del bloque sobre el plano de ruptura ( $D_{sup}$ , que corresponde a un input de  $r_{rup}$ ). Para una falla tipo de superficie de ruptura de 20 km de ancho (se tomó 20 km para resaltar los cambios en la forma de la curva).

Se comprobó que el conjunto de ecuaciones de  $r_{rup}$  se encuentra bien desarrollado:

- La distancia mínima para cada curva coincide con su  $h$  asignado (0, 1, 5 ó 10 km);
- Para una falla-tipo sub-vertical, la distancia  $r_{rup}$  es levemente mayor a  $D_{sup}$  (distancia en planta), puesto que la distancia calculada para cada punto es casi paralela a la superficie;

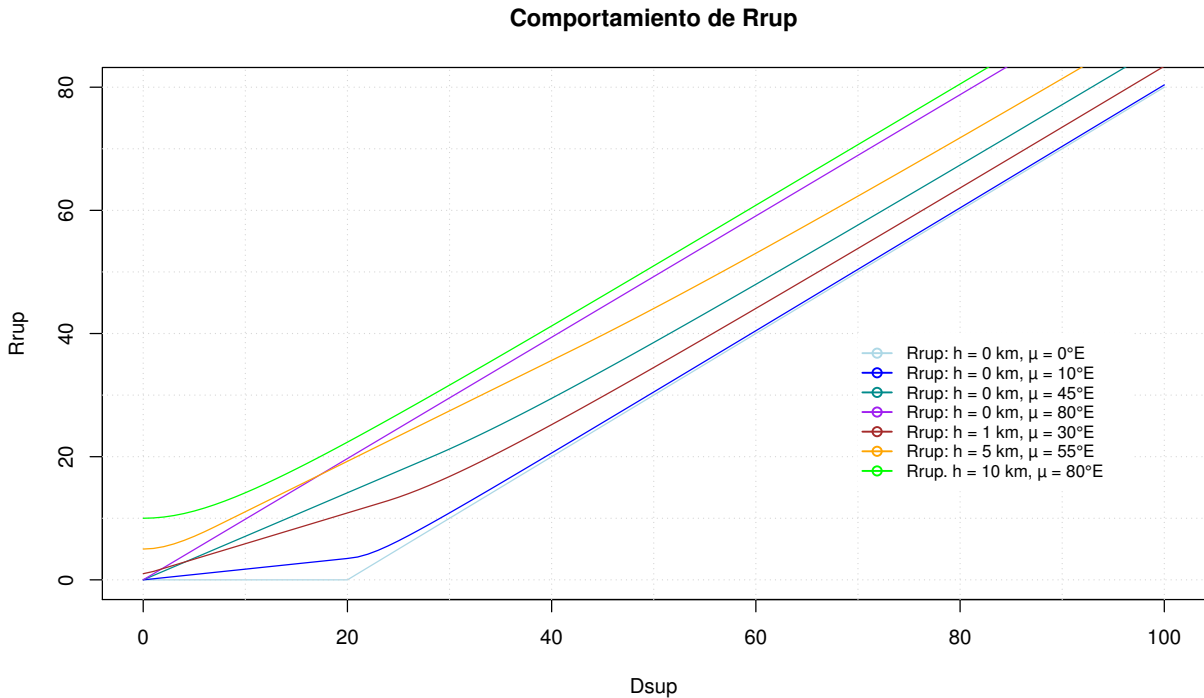


Figura O.1:  $r_{rup}$  en relación a la distancia medida en superficie ( $D_{sup}$ ) desde la proyección superficial del *tip point* de la falla.

- Para el caso extremo (ficticio, sólo se usa para comprobar las ecuaciones) de una falla horizontal,  $r_{rup}$  es cero sobre el plano de ruptura y después es exactamente el medido en superficie;
- Se genera una inflexión dada por la proyección del ancho de la zona de ruptura, la cual se vuelve cada vez más imperceptible (suave) y distante con la inclinación de la estructura;
- Cuando  $h \neq 0$ , la distancia  $r_{rup}$  mínima, equivale justamente a esta profundidad;
- A medida que el ángulo de manto es menor, la distancia  $r_{rup}$  es menor (pendiente de ecuación).

Cabe destacar, que la distancia  $r_{rup}$  medida en una falla ciega (o más profunda) de poca inclinación, en general es menor que la distancia  $r_{rup}$  medida en una falla somera sub-vertical (curvas amarilla y púrpura en O.1), excepto en los primeros kilómetros, según el ancho de la falla.

Las leyes descritas en Ambraseys y Douglas (2003), utilizan el parámetro “ $d$ ”, este parámetro simplemente corresponde a la distancia horizontal a la proyección de la superficie de ruptura ( $d$ ), y por lo tanto considerando que  $d=0$  sobre todos los sitios que se encuentran sobre la superficie de ruptura. Esto quiere decir que:



- Mientras más ancha es la zona de ruptura mayor es la zona con  $d=0$  sobre el bloque colgante, y por tanto la atenuación de la aceleración comienza mucho más lejana al eje;
- Esta distancia no depende de la profundidad de las estructuras, puesto que es la distancia medida sobre la proyección.

Estas diferencias fundamentales generan diferencias substanciales en la estimación del PGA sobre el bloque colgante.

### **O.1.2. Con respecto a las leyes de atenuación**

Como muestran las ecuaciones presentadas en la Sección 9.2.3 (Capítulo9), las leyes de atenuación están descritas en función de la magnitud sísmica, y la distancia a la fuente, que como ya se vio, esta depende a su vez de la profundidad del *tip point* de la falla, el manteo ( $\mu$ ) y el ancho de la zona de ruptura; la dependencia del PGA con cada parámetro se detalla a continuación.

**Sadigh et al. (1997), PGAh:** Se destaca en este caso que el comportamiento difiere para cada uno de los bloques, puesto que para esta ley, la atenuación del PGA horizontal depende de la profundidad del *tip point*, del ángulo de manteo, y de el ancho de la zona de ruptura “w”, aunque para el bloque yacente w queda implícito dentro de la magnitud máxima asociada. A rasgos generales se observa que para ángulos de manteo más bajos se produce una atenuación del PGA horizontal más lenta (disminuye muy suavemente con la distancia), es decir, las aceleraciones más altas persisten a una distancia mayor (ejemplo: comparar curvas verde y roja en la Figura O.2); esto sólo se observa en el bloque colgante. En el bloque yacente la curva es independiente del ancho de la zona de ruptura y del manteo de falla. El PGA basal es menor mientras más profunda es la estructura. Lógicamente para sismos de mayor magnitud el PGA es mayor, sin embargo en el bloque colgante podría darse una aceleración mayor si la falla es de bajo manteo en la zona cercana a la superficie, en comparación a uno de mayor magnitud pero en una falla más vertical (ejemplo, curvas gris y azul en la Figura O.2).

**Idriss et al. (2008), PGAh:** En relación al comportamiento pronosticado por la ley propuesta por Sadigh et al. (1997), esta ecuación es similar, aunque es más variable en cuanto a los máximos; es decir el PGA varía en mayor proporción con la magnitud sísmica (entre 0.6 y 0.85 g en el ejemplo de la Figura O.3 vs ~ 0,7 a 0,8 g en la Figura O.2). Al igual que en la ecuación de Sadigh et al. (1997) es directamente proporcional a la magnitud y a la profundidad de la falla; y la atenuación del PGA sobre el bloque colgante es más lenta mientras menor es el ángulo de

manteo. En la Figura O.4 se comparan ambas ecuaciones para los mismos parámetros.

**Ambraseys y Douglas (2003), PGAh:** Para este caso, se observa que sólo existe una dependencia de la atenuación del PGA horizontal con el manteo en el bloque colgante, mientras que el bloque yacente guarda dependencia únicamente con la magnitud. Como es de esperar, en las fallas de menor manteo las aceleraciones más altas persisten por un tramo mayor que para las fallas más inclinadas (compárese por ejemplo las curvas roja y verde de la Figura O.5); cabe destacar que este efecto es mayor mientras mayor es la magnitud (por ejemplo curva gris vs rosada, en la misma figura).

**Ambraseys y Douglas (2003), PGAv:** Básicamente se comporta del mismo modo que la ecuación de atenuación propuesta por los mismos autores para el PGAh. Como es de esperar las aceleraciones verticales son menores que las horizontales, en el orden de 0,1-0.2 g (Figura O.7). Teóricamente la atenuación del PGA vertical con la distancia es más rápida que el del PGA horizontal, probablemente debido a que los movimientos verticales suelen tener mayor frecuencia que los horizontales y por lo tanto se atenúan más rápidamente (Ambraseys y Douglas, 2003). Gráficamente esto sólo se pudo observar en el bloque yacente (el tramo decreciente en el bloque colgante es poco extenso, por lo cual no se puso realizar este tipo de conjeturas).

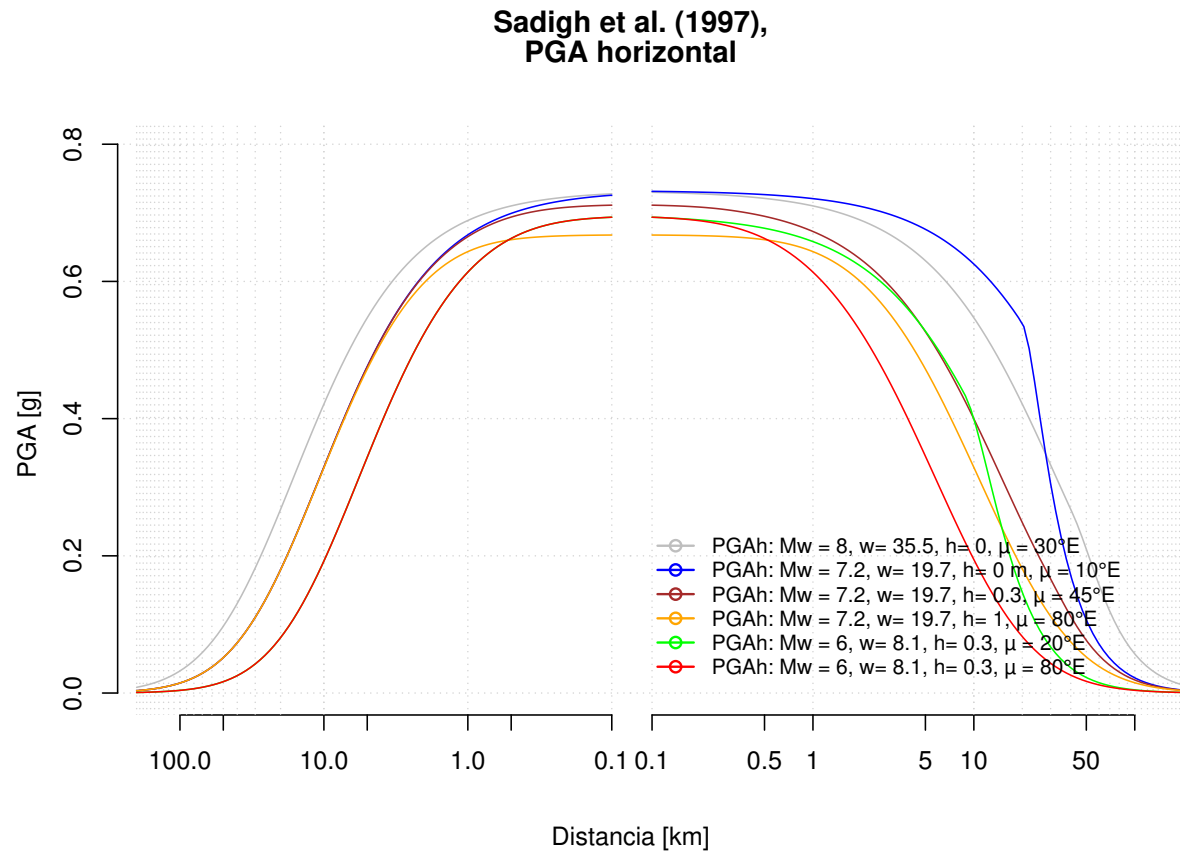


Figura O.2: Variación en el comportamiento de ley de atenuación del PGA horizontal de Sadigh et al. (1997) con cambios en los parámetros que indican la geometría de la falla y magnitud sísmica. Notar que bajo la curva roja de la izquierda se encuentra una curva verde.

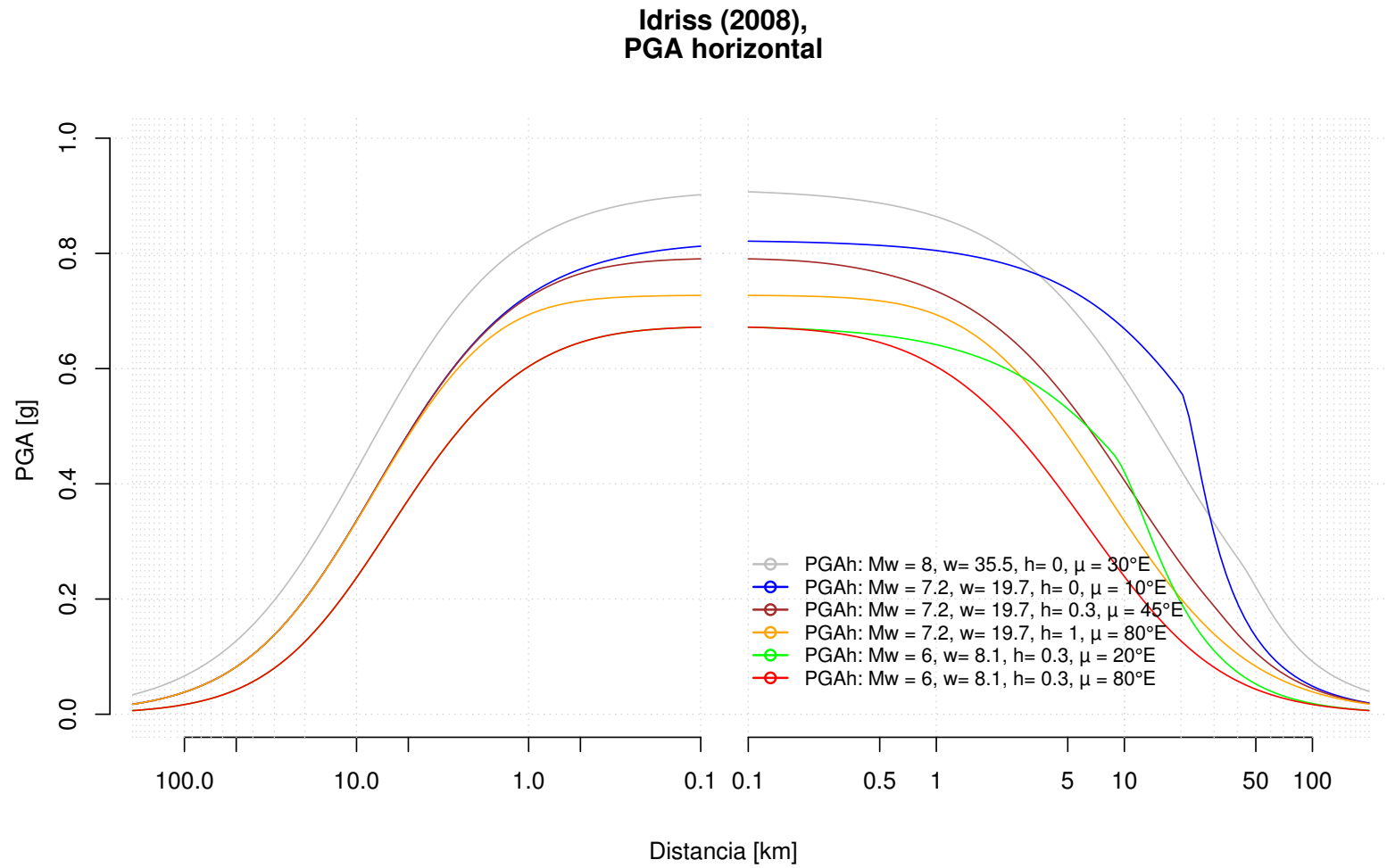


Figura O.3: Variación en el comportamiento de ley de atenuación del PGA horizontal de Idriss (2008) con cambios en los parámetros que indican la geometría de la falla y magnitud sísmica. Distancias en kilómetros.

### Comparación Idriss (2008) vs Sadigh et al. (1997)

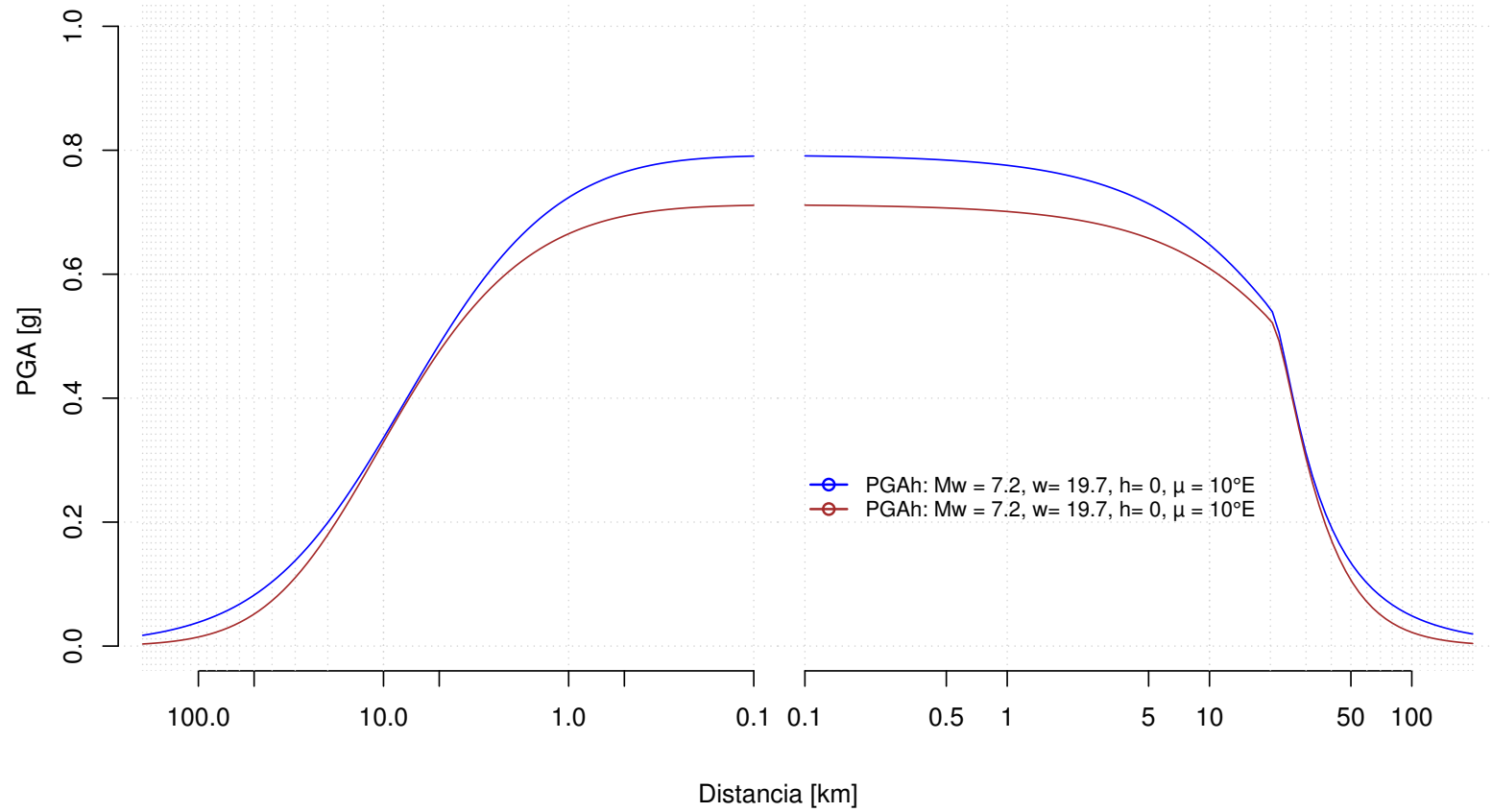
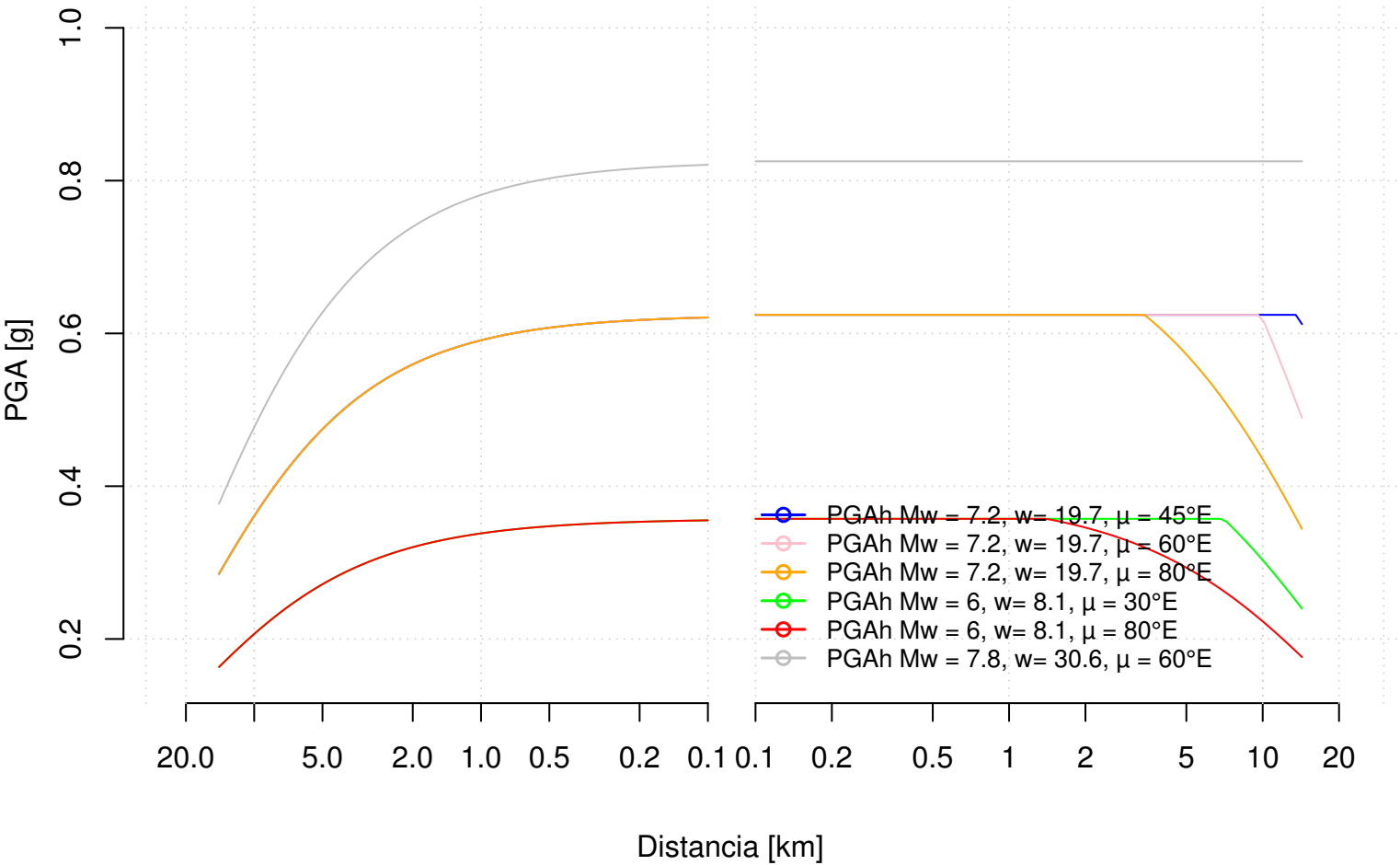


Figura O.4: Comparación entre leyes de atenuación del PGA de Idriss (2008) en azul y sadigh et al. (1997) en rojo.

**Ambraseys y Douglas (2003),  
PGA horizontal**



307

Figura O.5: Variación en el comportamiento de ley de atenuación del PGA horizontal de Ambraseys y Douglas (2003) con cambios en los parámetros que indican la geometría de la falla y magnitud sísmica.

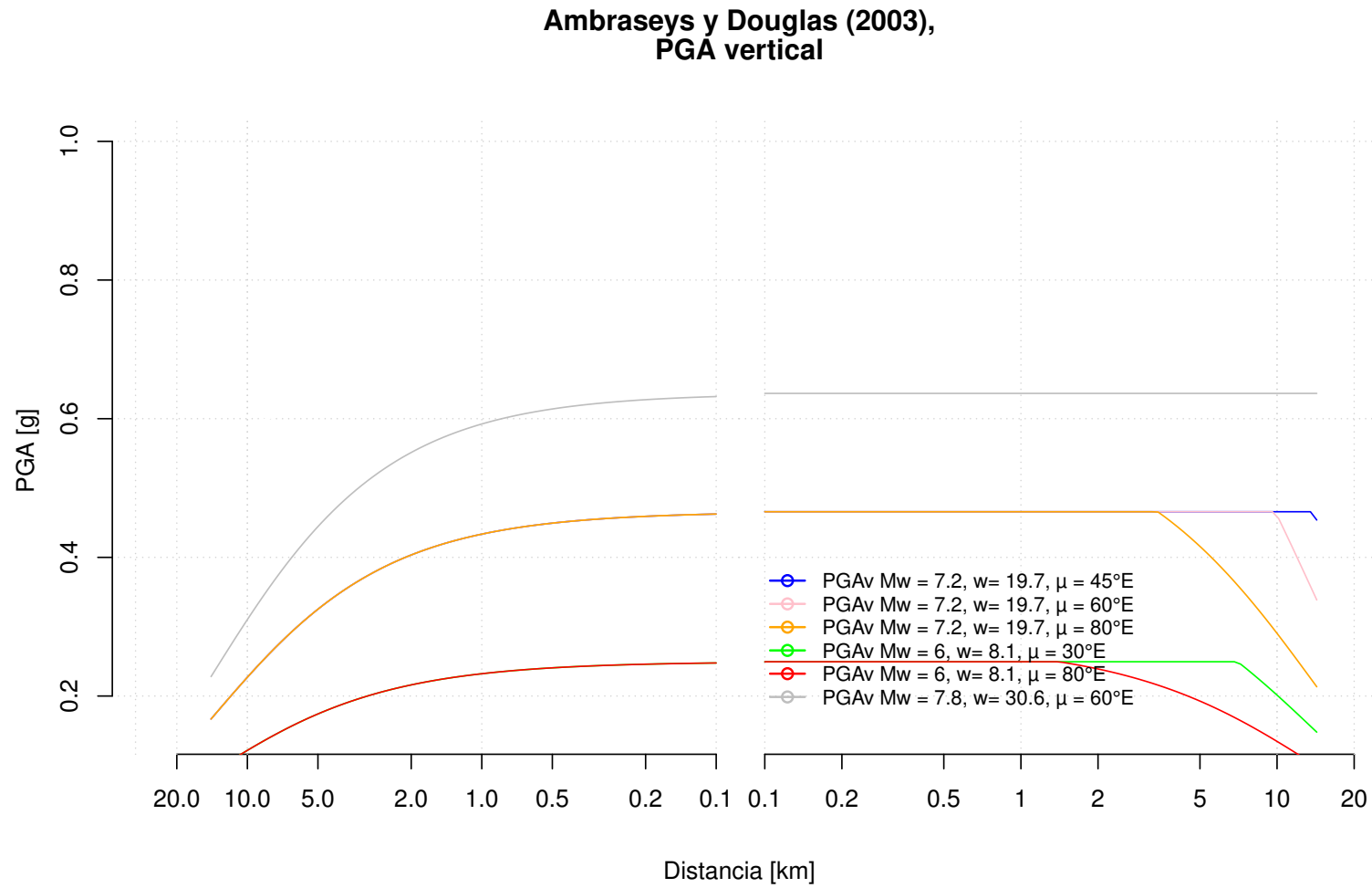


Figura O.6: Variación en el comportamiento de ley de atenuación del PGA horizontal de Ambraseys y Douglas (2003) con cambios en los parámetros que indican la geometría de la falla y magnitud sísmica.

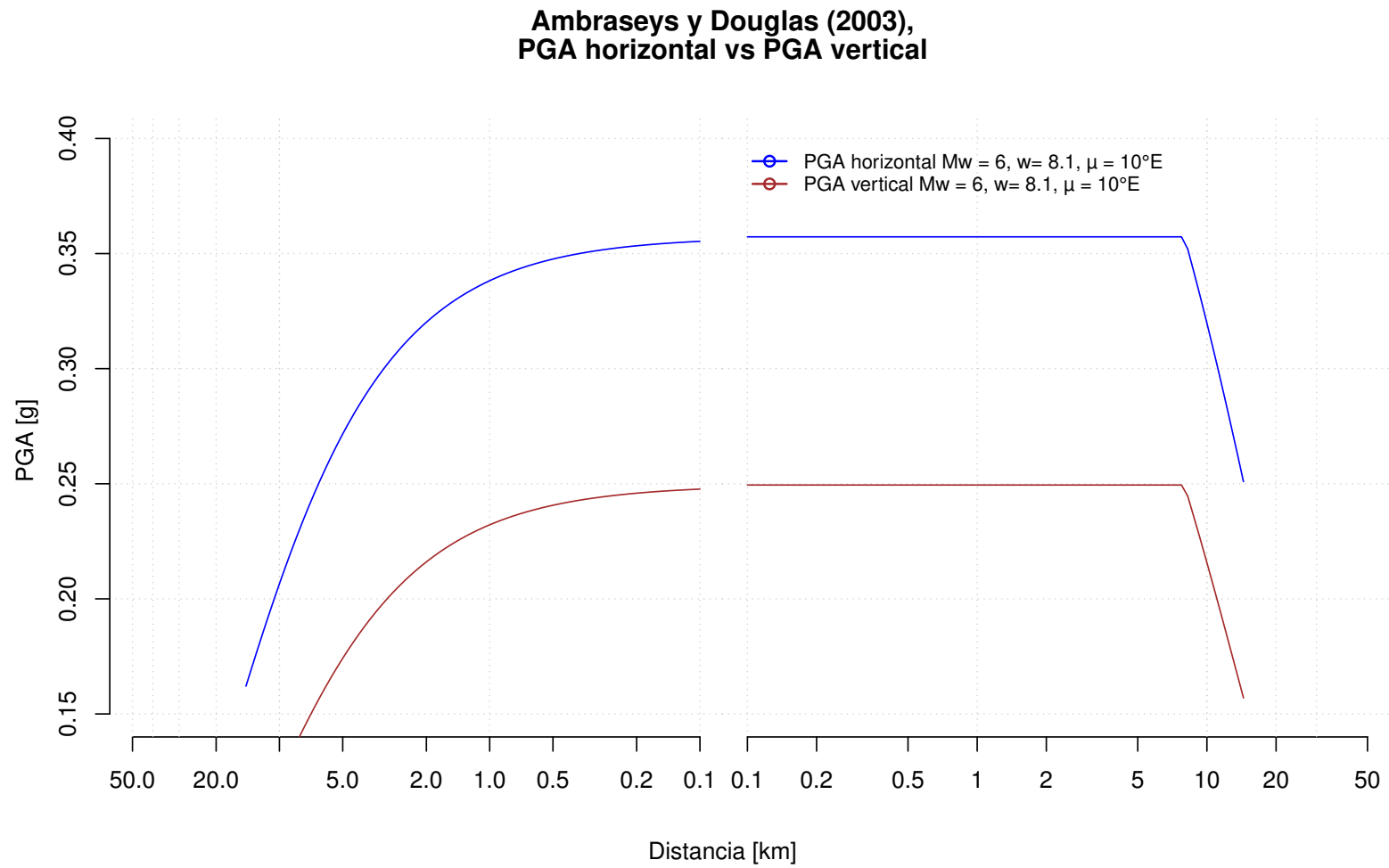


Figura O.7: Comparación entre atenuación de PGA horizontal y vertical según leyes de Ambraseys y Douglas (2003).



**Comparación general de las leyes de atenuación** Entonces, de acuerdo a la comparación y observaciones realizadas en cuanto a la base teórica obtenida por medio de la realización de gráficos para las distintas leyes de atenuación de PGA, es posible resumir lo siguiente:

- Tanto el PGA horizontal, como el vertical, dependen directamente de la máxima magnitud sísmica, e inversamente de la profundidad del *tip point* asociados a la falla;
- A menor ángulo de manto se presenta un decaimiento más lento del PGA en los primeros kilómetros (primeros 10 km, según  $w$ );
- Las ecuaciones de Sadigh et al. (1997) e Idriss (2008) entregan mayores PGA máximos para fallas de ruptura superficial (Figura O.8);
- Las ecuaciones de Sadigh et al. (1997) e Idriss (2008) se atenúan más rápido que la de Ambraseys y Douglas (2003), lo cual tiene sentido geométrico (ya se analizó  $r_{rup}$ );
- Como las leyes de Ambraseys y Douglas (2003) no dependen de la profundidad del *tip point* de la falla, estima valores más altos de PGA para fallas ciegas más profundas (>1.5 km) (Figuras O.8 y O.9).

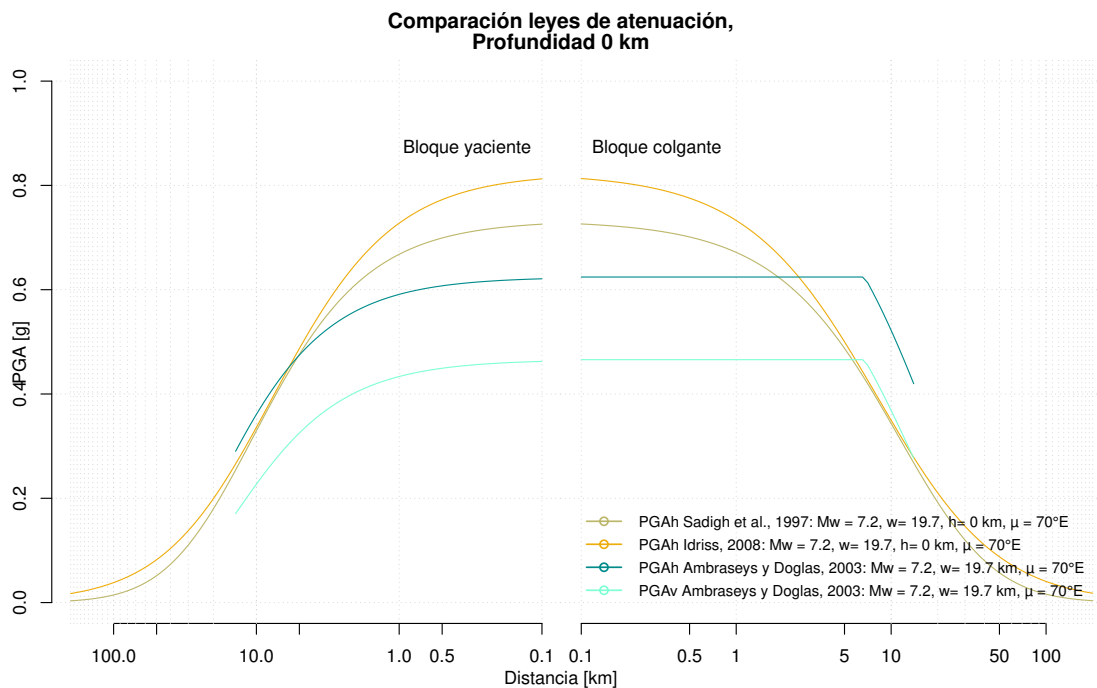


Figura O.8: Comparación de las leyes de atenuación estimadas para un sismo de magnitud 7.2, relacionado a una falla de ruptura superficial ( $h=0$ ) y manto  $70^\circ E$ .

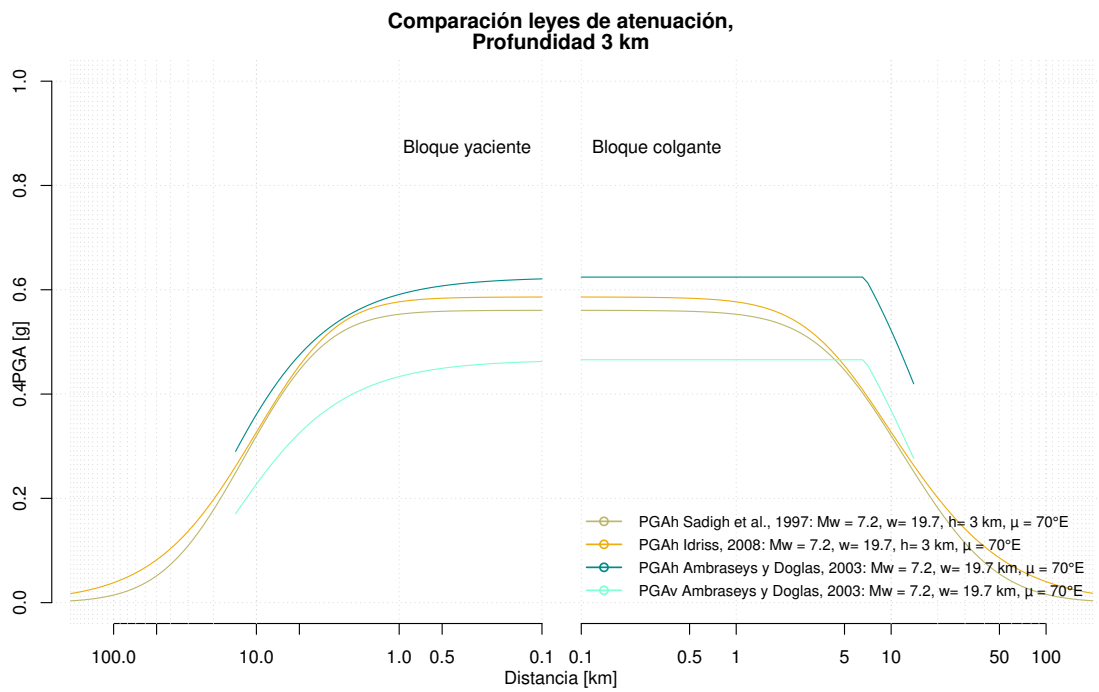


Figura O.9: Comparación de las leyes de atenuación estimadas para un sismo de magnitud 7.2, relacionado a una falla ciega con *tip point* ubicado a 3 km de profundidad, y manteo  $70^\circ E$ .

## **Anexo P**

# **Descripción estratigráfica sondajes Camiña, realizadas por el Idiem**

En el marco del desarrollo de la Carta de Camiña, y de este trabajo, se realizó un pozo con fines de datar mediante sedimentos orgánicos y/o material orgánico ( $^{14}\text{C}$  por medio de AMS, ver más adelante en este mismo anexo) la edad de cierta avalancha ubicada en la quebrada de Camiña.

Las características de los sedimentos ubicados en dicho pozo se presentan en las Tablas P.1 y P.2.

### **P.1. Datación**

Las edades obtenidas a partir de  $^{14}\text{C}$  por AMS (espectrometría de acelerador de masa) calculadas en el laboratorio Beta Analytic Inc. (EE.UU), se muestran en la Tabla P.3.

La Figura P.4 muestra la ubicación de las capas orgánicas datadas.

Tabla 4: Descripción estratigráfica sondaje S-1.

Nº	Cotas Límites (m)	Espesor (m)	Descripción Estratigráfica
1	0,00 - 2,50	2,50	Gravas de tamaño máximo de 2 ½" de cantos sub angulares con matriz de arena bien graduada, con presencia de fino y sales, color gris.
2	2,50 - 5,00	2,50	Arena de estructura homogénea, bien graduada con baja presencia de fino, humedad media baja , plasticidad baja, color gris claro, con presencia de gravas muy dispersas de tamaño máximo 5 mm.
3	5,00 - 13,50	8,50	Conglomerado con mayor porcentaje de gravas y bolones de cantos sub-angulares y angulares en matriz de arenas limosa bien graduada de alta plasticidad color gris. Obs. Bolones de tamaño máximo 9", en cota 6,10 a 6,95 m hay presencia de roca ígnea y al final de la cota el color cambia a un amarillo rojizo.
4	13,50 - 50,00	36,50	Roca compacta con múltiples fracturas de color amarillo rojizo desde los 13,50 m. hasta los 15,20 m. Y posterior a la cota 15,20 m. el color cambia a gris. Existen intersticios en cota 17,85 a 18,15 m. roca altamente fracturada con matriz de material fino de plasticidad alta color amarillo.

Figura P.1: Descripción estratigráfica sondaje S-1. Correia M.N., 2012. Informe preliminar. Proyecto: Diagnóstico de la situación de riesgo geofísico en quebradas laterales a los cauces de las quebradas de Camiña y Tarapacá – Etapa 1. IDIEM.

Tabla 5: Descripción estratigráfica sondaje S-2.

Nº	Cotas Límites (m)	Espesor (m)	Descripción Estratigráfica
1	0,00 - 3,00	3,00	Arena media de color gris con presencia de gravas dispersas, estructura homogénea, graduación uniforme.
2	3,00 - 9,00	6,00	Arena fina de color gris con presencia de algunas gravas dispersas, estructura homogénea.
3	9,00 - 15,50	6,50	Arena fina de color gris oscura, graduación uniforme con presencia de algunas gravas dispersas, estructura homogénea. Presencia de material orgánico y olor a descomposición.
4	15,50 - 23,50	8,00	Arena media de color gris oscuro, graduación uniforme con presencia de algunas gravas dispersas, estructura heterogénea. Presencia de material orgánico u olor a descomposición. Último metro presenta estructura más homogénea.
5	23,50 - 30,0	6,50	Arena media a fina de color gris oscuro, graduación uniforme, estructura homogénea, plasticidad baja a nula y con olor a descomposición.
6	30,00 - 50,00	20,0	Limo arcilloso de color gris oscuro, plasticidad media a alta, consistencia blanda y olor a descomposición.

Figura P.2: Descripción estratigráfica sondaje S-2. Extraído de Correia M.N., 2012. Informe preliminar. Proyecto: Diagnóstico de la situación de riesgo geofísico en quebradas laterales a los cauces de las quebradas de Camiña y Tarapacá – Etapa 1. IDIEM.

SUBMITTER NO	MATERIAL PRETREATMENT	MEASURED AGE	13C/12C	CONVENTIONAL AGE	2 SIGMA CALIBRATION
MS2-1	{charred material}: acid/alkali/acid	5930 30 BP	-26.9 o/oo	5900 30 BP	Cal BC 4840 to 4710 (Cal BP 6790 to 6660)
MS2-3	{organic sediment}: acid washes	8180 40 BP	-25.1 o/oo	8180 40 BP	Cal BC 7320 to 7060 (Cal BP 9270 to 9010)
MS2-4	{charred material}: acid/alkali/acid	8520 40 BP	-21.4 o/oo	8580 40 BP	Cal BC 7610 to 7570 (Cal BP 9560 to 9520)
MS2-6	{organic sediment}: acid washes	9060 50 BP	-25.0 o/oo	9060 50 BP	Cal BC 8310 to 8230 (Cal BP 10260 to 10180)

Figura P.3: Reporte de datación de radiocarbono por AMS (Beta Analytic Inc.).



Figura P.4: Sondaje S-2 (50 m), indicando los niveles datados y su correspondiente edad convencional de radiocarbono (entregado por Beta Analytic Inc., Tamers M y Hood,D). Los números a la izquierda de la columna corresponden a la profundidad en metros. NF: nivel frático.

## P.2. Metodología utilizada por el laboratorio para datación de carbono (Beta Analytic Inc)

Las dataciones por carbono 14 o radiocarbono son ampliamente usadas en el estudio de materiales del Cuaternario tardío y el Holoceno, para los cuales ha demostrado ser la técnica más versátil y confiable existente. La técnica fue desarrollada post Segunda Guerra Mundial por Libby (1965), y es resumida a continuación.

El radiocarbono es un isótopo del carbono que es inestable y ligeramente radioactivo, siendo los isótopos estables el carbono 12 y el carbono 13. El carbono 14 se está formando constantemente en la atmósfera superior por el efecto de rayos cósmicos de neutrones sobre átomos de nitrógeno 14. Este carbono es rápidamente oxidado en el aire y forma dióxido de carbono que ingresa al ciclo global del carbono. Las plantas y animales asimilan este carbono 14 mientras viven a través de la fotosíntesis, respiración y alimentación. Cuando mueren el intercambio de  $^{14}\text{C}$  se detiene y este comienza a desintegrarse, y tras 5730 años la mitad del  $^{14}\text{C}$  habrá decaído. Originalmente se calculó la vida media como 5568 años, por esto los laboratorios siguen dando resultados con esa vida media, para que las dataciones previas a esta nueva vida media sean comparables. Así la datación por radiocarbono es básicamente un método para medir la radioactividad residual. Al conocer la cantidad de  $^{14}\text{C}$  residual que se encuentra en una muestra se puede saber cuándo pereció el organismo.

Hay 3 métodos principales para medir el carbono 14 de una muestra, siendo el de espectrometría de acelerador de masa (AMS por sus siglas en inglés) el usado en las muestras de este estudio. El AMS consiste en acelerar los iones a energías cinéticas extraordinariamente altas para luego hacer el análisis de masa. Las muestras que se necesitan son muy pequeñas, pero previamente deben ser convertidas en grafito por el laboratorio. Este método no solo mide la

cantidad de carbono 14 en la muestra, sino que mide además las cantidades de carbono 12 y carbono 13.

### **Calibración**

Todos los métodos de datación de carbono 14 asumen que la concentración de este isótopo en la atmósfera es constante. Lamentablemente esto no es así, y con el tiempo las concentraciones han ido variando. Aunque se han ido desarrollado métodos apropiados para calibrar las edades calculadas y hacerlas comparables a nuestros calendarios. La dendrocronología (estudio de anillos de crecimiento en árboles) ha permitido calibrar las cantidades de carbono 14 en el pasado hasta hace unos 12000 BP, y hasta los 42000 BP se usan varias líneas de evidencia para calibrar las edades. Las muestras de este trabajo fueron calibradas usando la base de datos INT-CAL09 según la metodología determinada por el laboratorio al cual se enviaron (BETA Analytic Inc). Para mayor información revisar BETA Analytic Inc, y sus referencias.

## **Anexo Q**

### **Parámetros H, L, Ang de las remociones en masa de la zona de estudio**

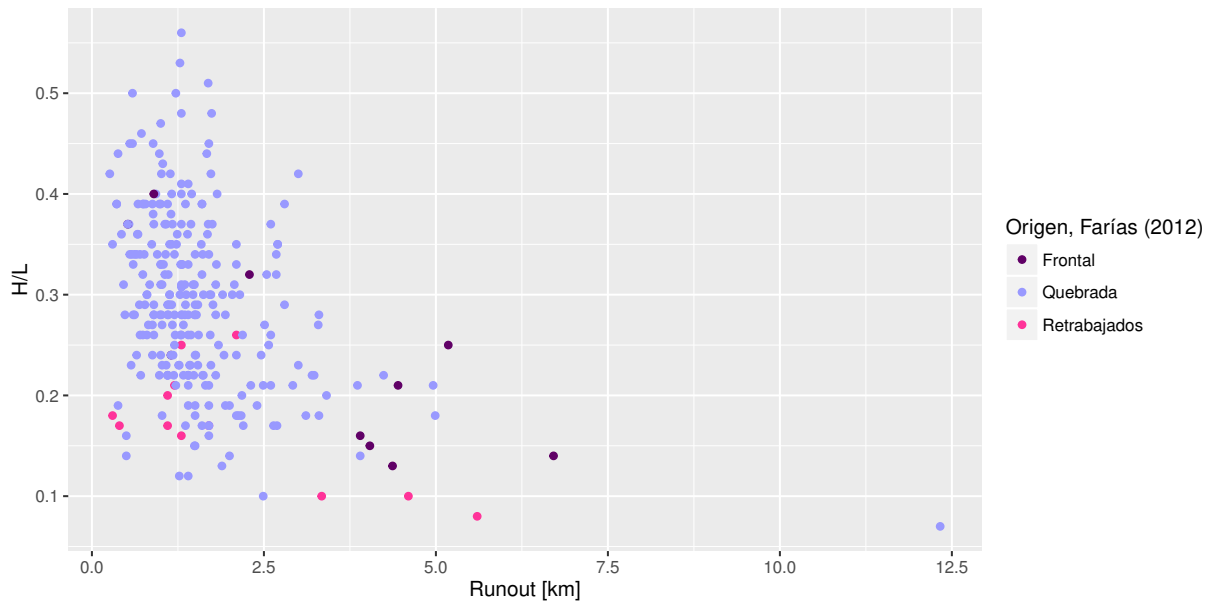


Figura Q.1: Distribución H/L versus runout de las remociones en masa clasificadas geomorfológicamente según clasificación propuesta en Farías (2012).

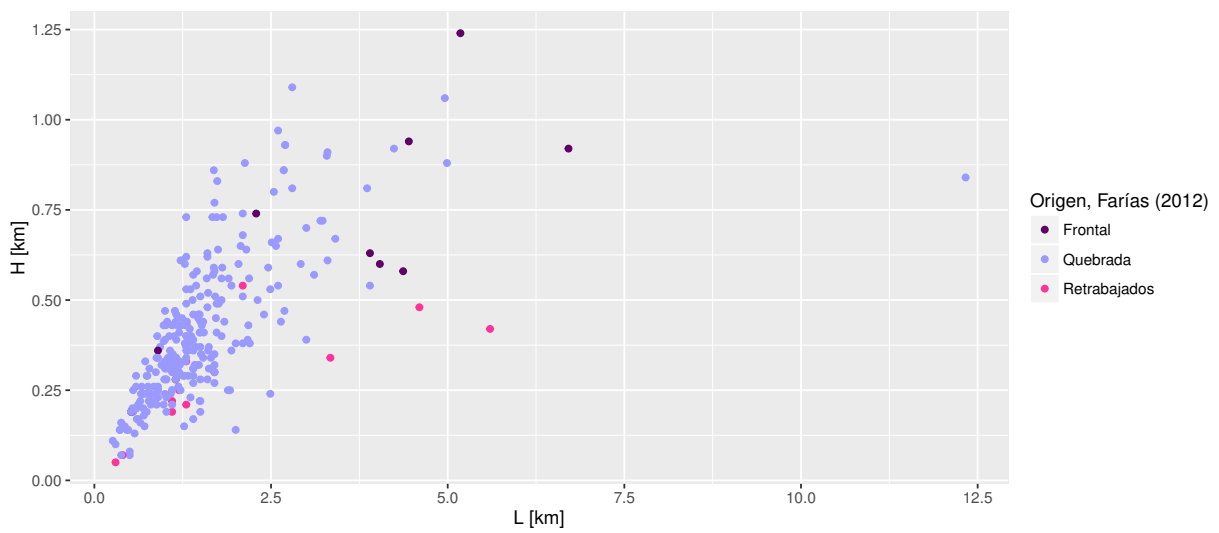


Figura Q.2: Relación H vs Runout, para todas las remociones en masa de la zona de estudio.



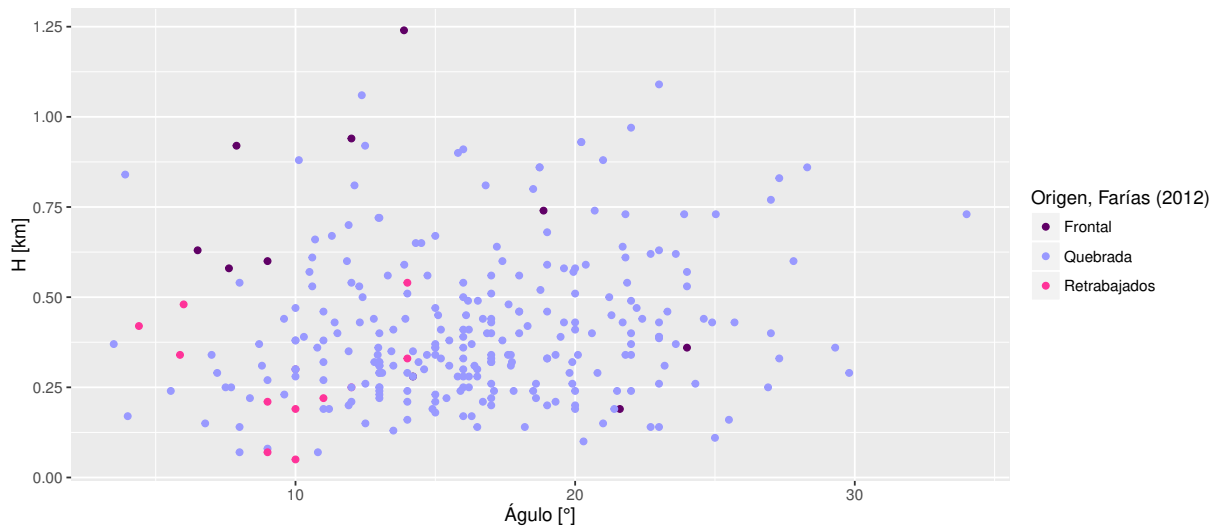


Figura Q.3: Relación H vs Ángulo de viaje, para todas las remociones en masa de la zona de estudio.

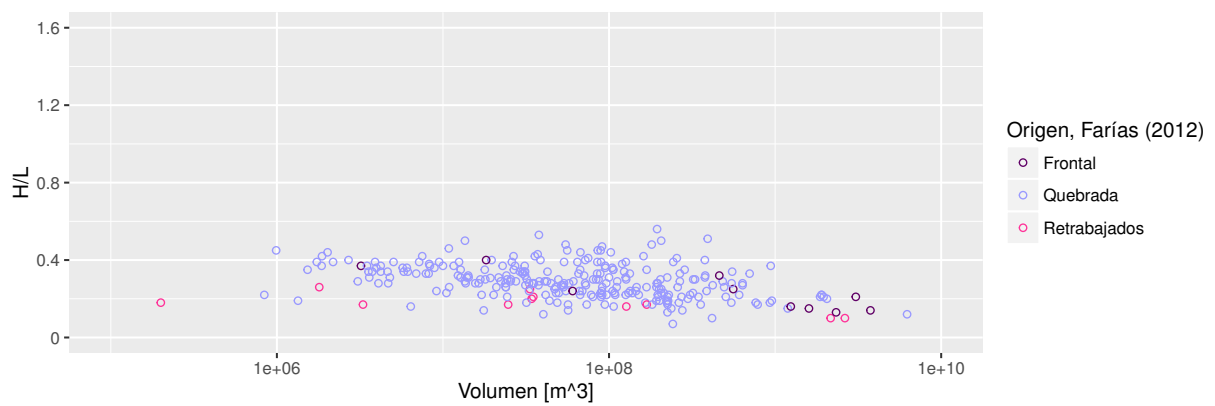


Figura Q.4: Distribución de H/L vs Volumen

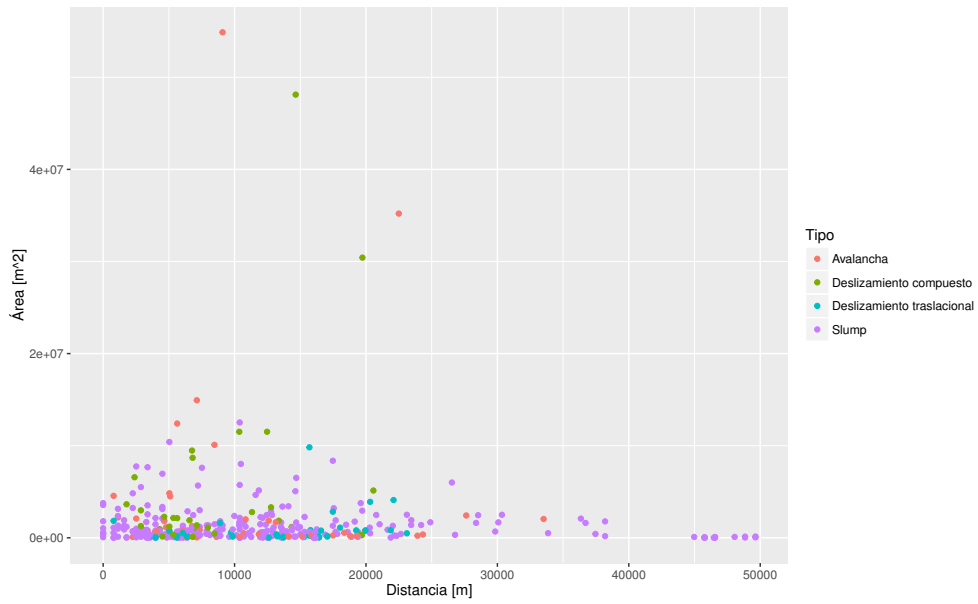


Figura Q.5: Área vs Distancia

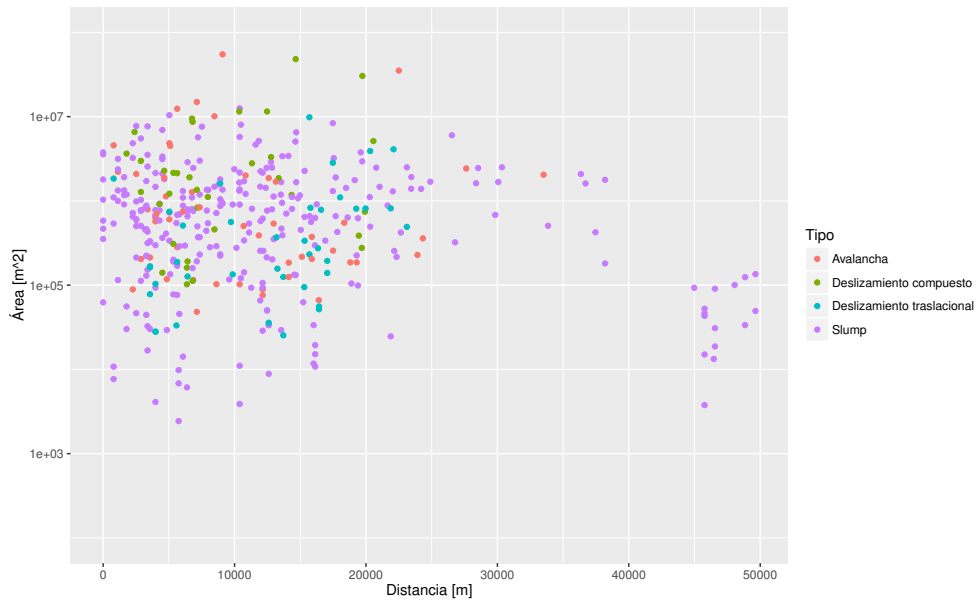


Figura Q.6: Área (log) vs Distancia

## **Anexo R**

### **Regresiones lineales para dispersión de H/L vs V, por tipo de remoción en masa**

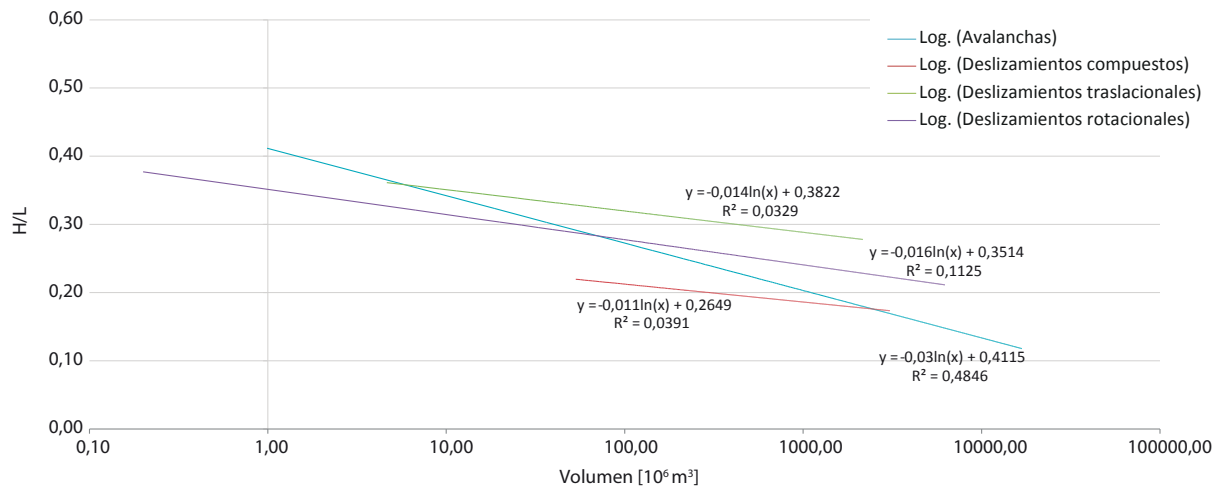


Figura R.1: Líneas de tendencia de H/L vs volumen para cada tipo de remoción en masa, este gráfico es un buen indicador de la movilidad y comportamiento de cada tipo de remoción en masa

## Anexo S

# Distribución de remociones en masa con con la distancia a fuentes corticales

Script para obtener el valor en cada uno de los pixeles de: el área de remociones en masa (1 sí, 0 no), el PGA, y la distancia euclidiana medida desde las trazas de las flexuras:

```
require(raster)
require(rgdal)

# Definir el working directory como la carpeta donde están los raster
setwd("~/Magister/Quebradas/attPGA/Densidad")

# Asignar los raster a las variables r1, r2 y r3
r1<-raster("Mos_Euc_30m.tif")
r2<-raster("idriss_30m_bilinear.tif")
r3<-raster("Ras_0-1.tif")

require(FNN)
# Asignar a un raster temporal el extent y la resolución del raster 1
grid<-raster(extent(r1))
res(grid)<-res(r1)

#Este paso es un poco lento, paciencia

# Generar un índice (de 1 hasta el nro máx de celdas) y asignarle uno
```

```

# a cada celda del raster temporal
grid<-setValues(grid,1:length(grid))

# Generar un data frame (llamado "data") con las coordenadas del raster temporal
data<-as.data.frame(coordinates(grid))
# Crear la columna id_grid y rellenarla con los valores del índice de grid
data$id_grid<-getValues(grid)

#El siguiente paso es muy lento, se recomienda cerrar todos los programas y aprovechar de leer o salir a caminar :)

# Buscar las celdas más cercanas según sus coordenadas entre el raster r1 y
# el raster temporal grid, luego guardar el valor de esa celda en
# la variable ind1. Esto se repite para r2 y r3
lista<-get.knnx(coordinates(r1),coordinates(grid),k=1)
ind1<-lista$nn.index

data$Distancia<-getValues(r1)[ind1]

lista<-get.knnx(coordinates(r2),coordinates(grid),k=1)
ind2<-lista$nn.index

data$PGA<-getValues(r2)[ind2]

lista<-get.knnx(coordinates(r3),coordinates(grid),k=1)
ind3<-lista$nn.index

# Generar una columna nueva en "data" y asignarle los valores extraídos
# de la celda. Se pueden renombrar las columnas cambiando el nombre después
# del $. eg: data$miColumna

data$RM<-getValues(r3)[ind3]

dataMin<-subset(data,PGA>0 & RM>=0)
write.csv2(dataMin, "dataMin.csv2")

```

### Script del ploteo del gráfico:

```
library("ggplot2")

df <- data.frame(Tramo=numeric(0),Densidad=numeric(0),n=integer(0),
nt=integer(0),Area=numeric(0))

for (i in seq(0,45000,100)){

n<-with(dataMin, sum(RM>0 & Distancia>= i & Distancia<(i+30)))

nt<-with(dataMin, sum(Distancia>= i & Distancia<(i+30)))

df[nrow(df)+1,] <- c(i,n/nt,n,nt,n*900)

}

ggplot(df, aes(x=Tramo,y=Densidad))+geom_line()+xlab("Distancia [m]")+
ylab("Densidad de área de RM")
```

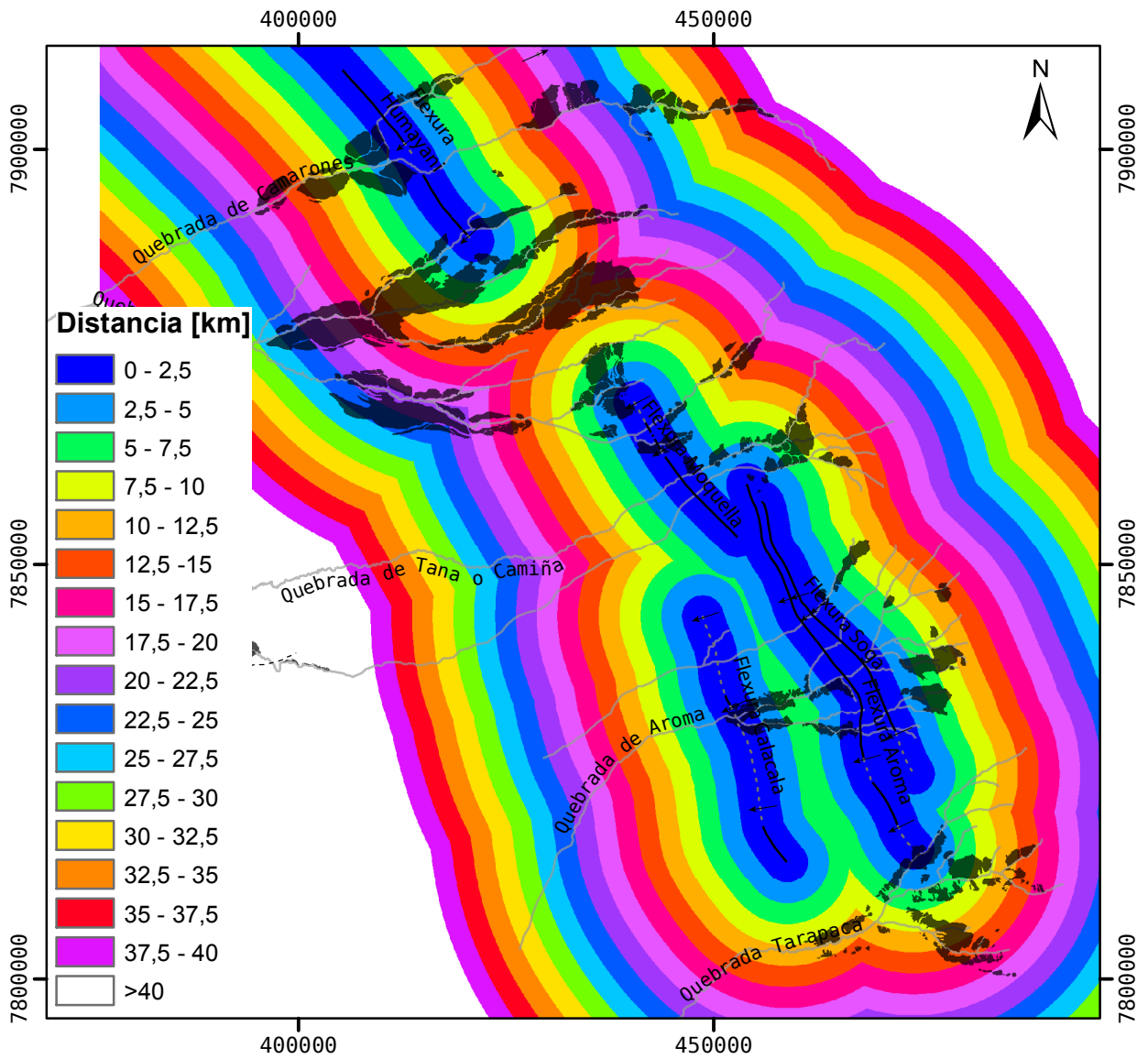


Figura S.1: Distribución de las remociones en masa en el espacio.



# Anexo T

## Cálculos realizados para calcular la Frecuencia de Densidad

### T.1. Definición de densidad de probabilidad en función del área

La dependencia de la distribución de frecuencia del área de remociones en masa se define por la función densidad de probabilidad  $p(A_L)$  (Malamud et al., 2004):

$$p(A_L) = \frac{1}{N_{LT}} \frac{\delta N_L}{\delta A_L} \quad (T.1)$$

Donde,  $N_{LT}$  : número total de deslizamientos en el inventario; y  $\frac{\delta N_L}{\delta A_L}$  : número de remociones en masa con área entre  $A_L$  y  $A_L + \delta A_L$ .

$$p(A_L) = \frac{1}{a\Gamma(\rho)} \left[ \frac{a}{A_L - s} \right]^{\rho+1} \exp \left[ -\frac{a}{A_L - s} \right] \quad (T.2)$$

Donde;  $A_L$ : área en  $km^2$  ocupada por cada RM individual;  $\rho$ : parámetro que controla la ley de potencia de decaimiento de las remociones en masa de tamaño medio a grande;  $a$ : controla la ubicación de la distribución de máxima probabilidad;  $s$ : controla la inflexión de la exponencial para pequeñas remociones en masa;  $\Gamma(\rho)$  función gamma de  $\rho$ .

## T.2. Definición de densidad de frecuencia en función del área

Para inventarios incompletos se utiliza la función densidad de frecuencia, dada por:

$$f(A_L) = \frac{\delta N_L}{\delta A_L} = N_{LT} p(A_L) \quad (T.3)$$

## T.3. Análisis del resultado

Los valores teóricos encontrados por Malamud et al. (2004) corresponden a:  $\rho = 1,4$ ;  $a = 1,28 * 10^{-3} km^2$ ;  $s = -1,32 * 10^{-4} km^2$ ;  $\Gamma(1,4) = 0,88726$ ; con un coeficiente de determinación de  $r^2 = 0,965$ . El exponente  $-(\rho + 1)$  tiene el valor de  $-2,4$ . En comparación a esto, las remociones en masa de tamaño mayor a  $1 km^2$  muestran una ley de potencia de exponente  $\beta = -2,145$  (T.1). Sin embargo la distribución de las remociones en masa más pequeñas no se caracteriza por la relación de ley de potencia como las curvas hipotéticas; y tampoco se presenta una inflexión que cambie el sentido de la curva, si no más bien un leve aumento muy gradual, sin presentar un único intervalo de áreas como el máximo probable.

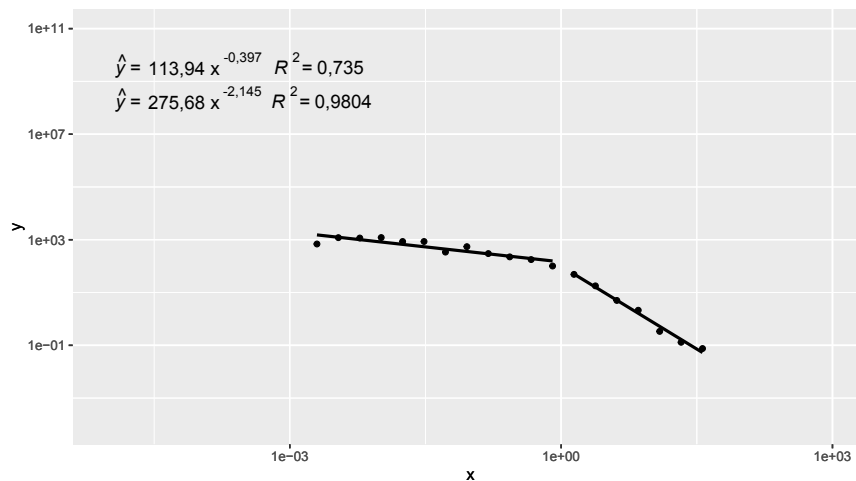


Figura T.1: Ley de potencia. Se observa el coeficiente  $\beta = -2,145$  para la sección positiva de la función; mientras que  $\beta = -0,397$  para la sección anterior a la inflexión.

## T.4. Definición de clases

Similar a Malamud et al. (2004), se generaron intervalos de clase área de igual tamaño en escala logarítmica, en lo cuales se cuenta la cantidad de remociones que tiene cada uno. Luego el número de remociones en masa en cada clase fue dividido por el ancho del intervalo correspondiente a esa clase, y el valor obtenido en cada clase (y) fue plotado para el límite inferior de cada una de estas clases (x). Como muestra el pequeño script realizado para ese fin:

```
datos <- read.csv2("C:/Users/Vale/Documents/Magister/Quebradas/attPGA/Areakm.csv",
                 header=F)$V1
datos=subset(datos, datos!='NA')

count=0
pos=0
int=0
clases=14 # número de clases, para ir viendo cual da la mejor tendencia
inter=(2.7+1.8)/clases # (log10(max(datos))-log10(min(datos)))

for(i in 1:clases){
  inf=10^(-2.7+(i-1)*inter)
  sup=10^(-2.7+i*inter)
  count[i]=length(subset(datos,datos>inf & datos<sup))/(sup-inf)
  pos[i]= inf # (inf+sup)/2
  int=int+1
}
df2 = data.frame(x=pos,y=count)
```

## T.5. Área teórica vs área real

Considerando que  $m_L = 6$ :

$$\begin{aligned} m_L &= \log N_{LT} \\ \text{si, } m_L &= 6 && \text{(T.4)} \\ \Rightarrow N_{LT} &= 1000000 \end{aligned}$$

Luego, utilizando este  $N_{LT\text{teórico}}$  y el área promedio teórica  $\overline{A_{L\text{teórico}}} \sim 0,003068$ , se estima el área total teórica esperada  $A_{LT\text{teórico}} \sim 3068 \text{ km}^2$ .

Posteriormente se calcula el área promedio  $\overline{A_{L\text{calculado}}} = 809/407 = \sim 1,99$ , y con esto se estima la diferencia entre las áreas teórica y calculada  $\Delta A = A_{LT\text{teórico}} - A_{LT\text{calculado}} \approx 3068 - 809 \sim 2259 \text{ km}^2$ , lo cual corresponde a  $\sim 1131$  remociones en masa de proporciones similares a las de la región de estudio ( $2259 = \sim 1131 * 1,99$ ).

## T.6. Área promedio en tramo faltante y área promedio total

La siguiente tabla (T.1) presenta los valores estadísticos en el conjunto de remociones en masa mayor y menor a  $1 \text{ km}^2$  (correspondiente a la inflexión obtenida en el gráfico de la Figura T.1).

Tabla T.1: Resumen valores RM

	A <1 km2	A >1 km2
n°	259	148
min	0,002436	1,02
max	0,99846	55,95
sum	89,660696	617,62
prom	0,344438	4,17

Entonces, el área teórica para el tramo a la izquierda del punto de inflexión  $A_L = 1 \text{ km}^2$ :

$$\sum_{A_L=0,002436}^1 f(A_L) * A_L = 100,588 \text{ km}^2 \quad (\text{T.5})$$

Mientras que la suma del área de las remociones en masa cartografiadas en ese tramo, considerando que la cantidad de remociones en masa efectivas en ese tramo es de 259:

$$\sum_{A_L=0,002436}^1 A_L = 89,66 \text{ km}^2 \rightarrow \frac{89,66}{259} = \sim 0,34 \quad (\text{T.6})$$

Volviendo al cálculo teórico esto  $\rightarrow \frac{100,588}{0,34} = 295,85$  Remociones en masa erosionadas de  $\overline{A_{L\text{tramo}}} = 0,34$

Por lo cual se puede suponer que han habido 603 (407+296) remociones en masa de área entre  $0.002$  y  $1 \text{ km}^2$  desde el momento que éstas comenzaron a gatillarse (posterior a los 8 Ma, y presumiblemente desde a.3 Ma).

Por otro lado, la suma del área efectiva  $> 1 km^2$  (que cumple con  $\beta = -2,145$ ):

$$\sum_{A_L=1}^{55,95} A_L = 617,62 km^2 \quad (T.7)$$

Con lo cual se encuentra que el área promedio teórica total de las remociones en masa del área de estudio corresponde a  $807 km^2$ .

## T.7. Determinación de $m_L$ y número de intervalos

Se observa que los valores de  $m_L$  estimados para  $V_L$  y  $A_L$  del inventario realizado en este trabajo no son coincidentes, sin embargo son del mismo orden. Probablemente esta diferencia se debe a que en la zona de estudio sólo hay remociones en masa de ruptura profunda del orden de decenas a cientos de metros.

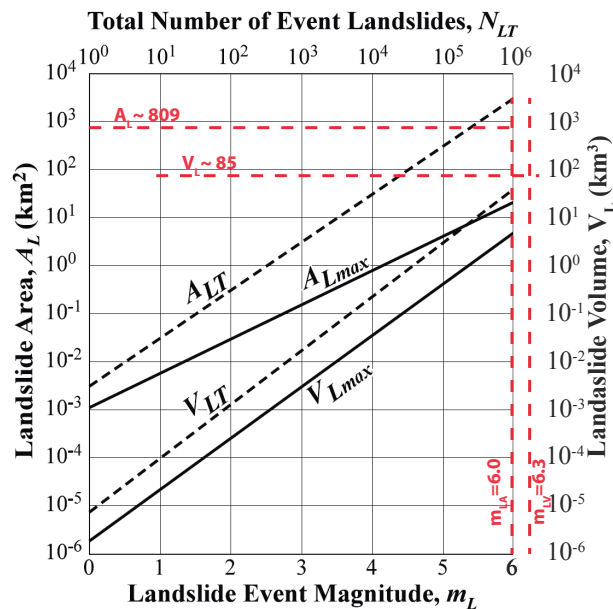


Figura T.2: Predicción de área y volumen para distintas magnitudes de eventos. Modificado de Malamud et al. (2004).

Por otro lado, si se prueba graficar la función densidad de frecuencia con distintos intervalos esta da una forma aceptable que varía entre  $m_L \sim 6$  y  $m_L \sim 6,3$

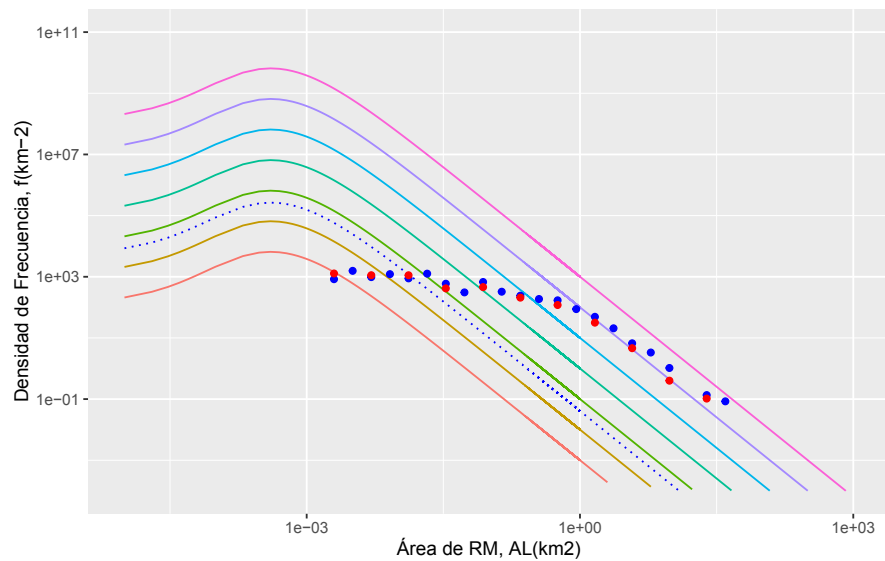


Figura T.3: Densidad de frecuencia para 11 (rojo) y 22 (azul) intervalos iguales tomados de 407 datos de la zona de estudio.

## T.8. Área mayor o menor al punto de inflexión

Se muestra el mapa indicando las remociones en masa con área superior e inferior a  $1 \text{ km}^2$ , tal valor corresponde al área mínima desde la cual se cumple la ley de potencia teórica de distribución de las áreas mayores de remociones en masa. Las remociones en masa se distribuyen homogéneamente a lo amplio de la región de estudio.

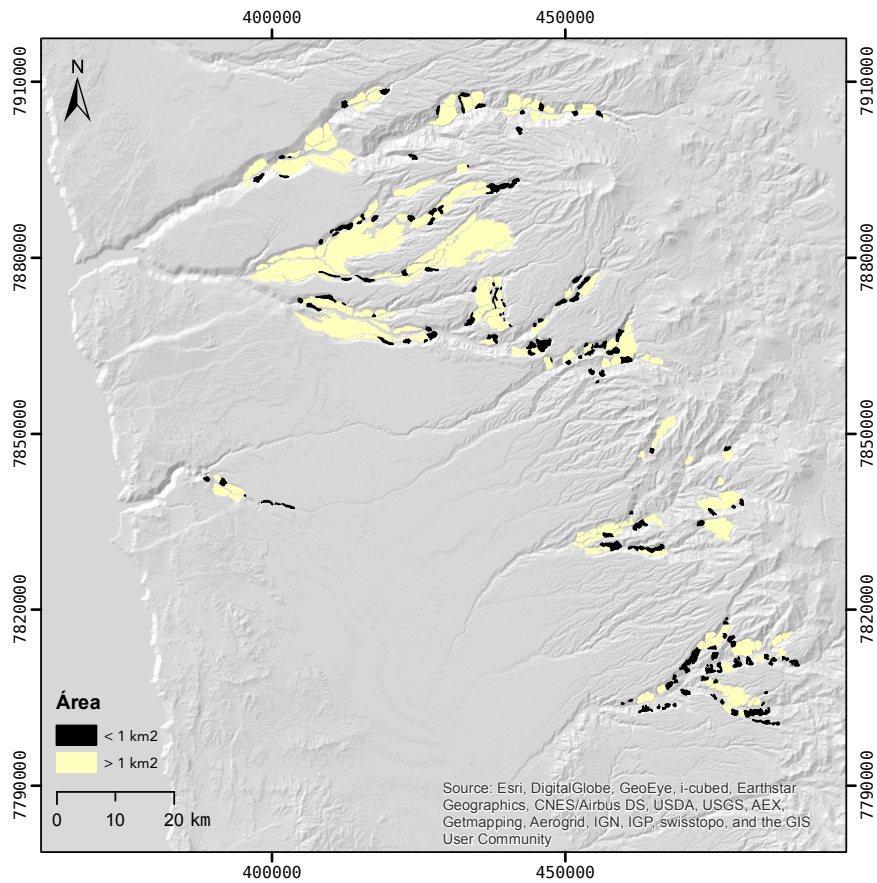


Figura T.4: Remociones en masa de área mayor y menor a  $1 \text{ km}^2$ .  $1 \text{ km}^2$  corresponde al punto de inflexión desde el cual se obtiene una correlación con una ley de potencia.

## **Anexo U**

**Concentración de remociones en masa a  
ambos lados del eje de las flexuras para cada  
ley de atenuación**



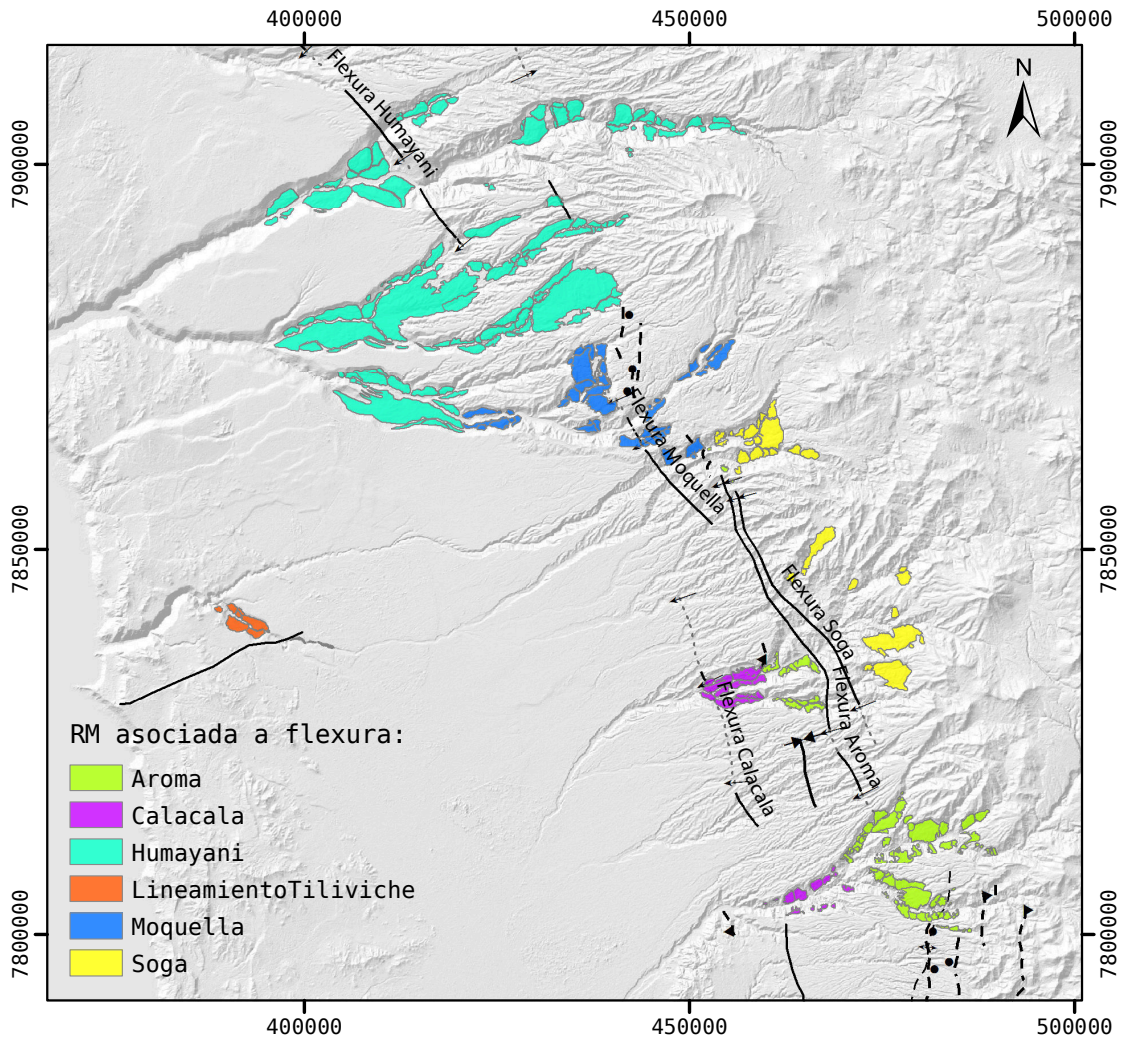


Figura U.1: Elección de parentesco entre cada remoción en masa y alguna de las flexuras con las cuales se buscan relaciones estadísticas en los siguientes histogramas. La decisión se basó en características geomorfológicas e interpretaciones del mapa. Las remociones en masa fueron pigmentadas de distintos colores para representar con que flexura se asocian tal como muestra la leyenda de la imagen.

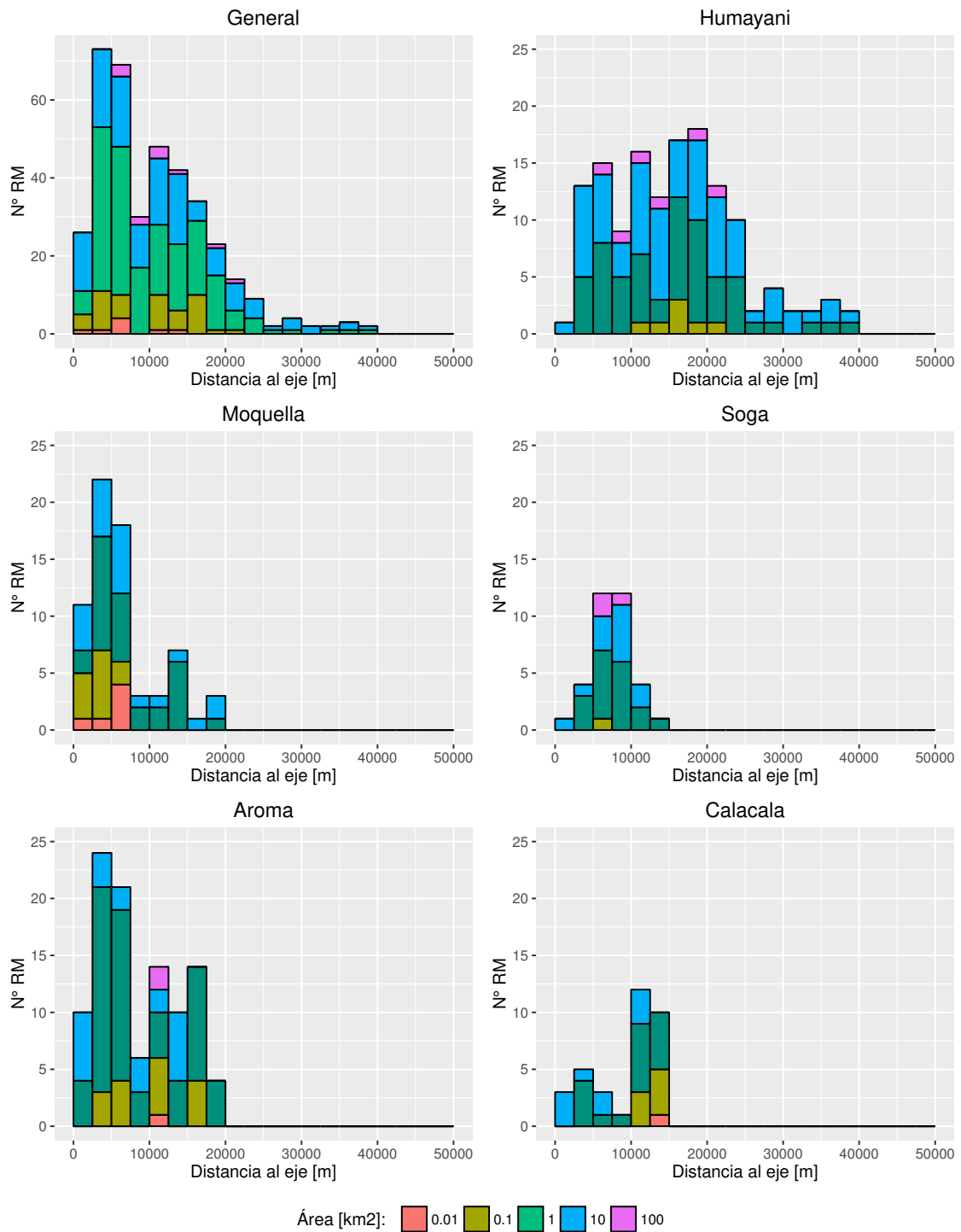


Figura U.2: Frecuencia de remociones en masa según la distancia al eje de la fuente sísmica considerada según cada caso. El primer gráfico, llamado “General”, compila todas las remociones en masa en relación al eje de la posible estructura (fuente sísmica) más cercana. La frecuencia de remociones en masa se presenta agrupándolas según su área.

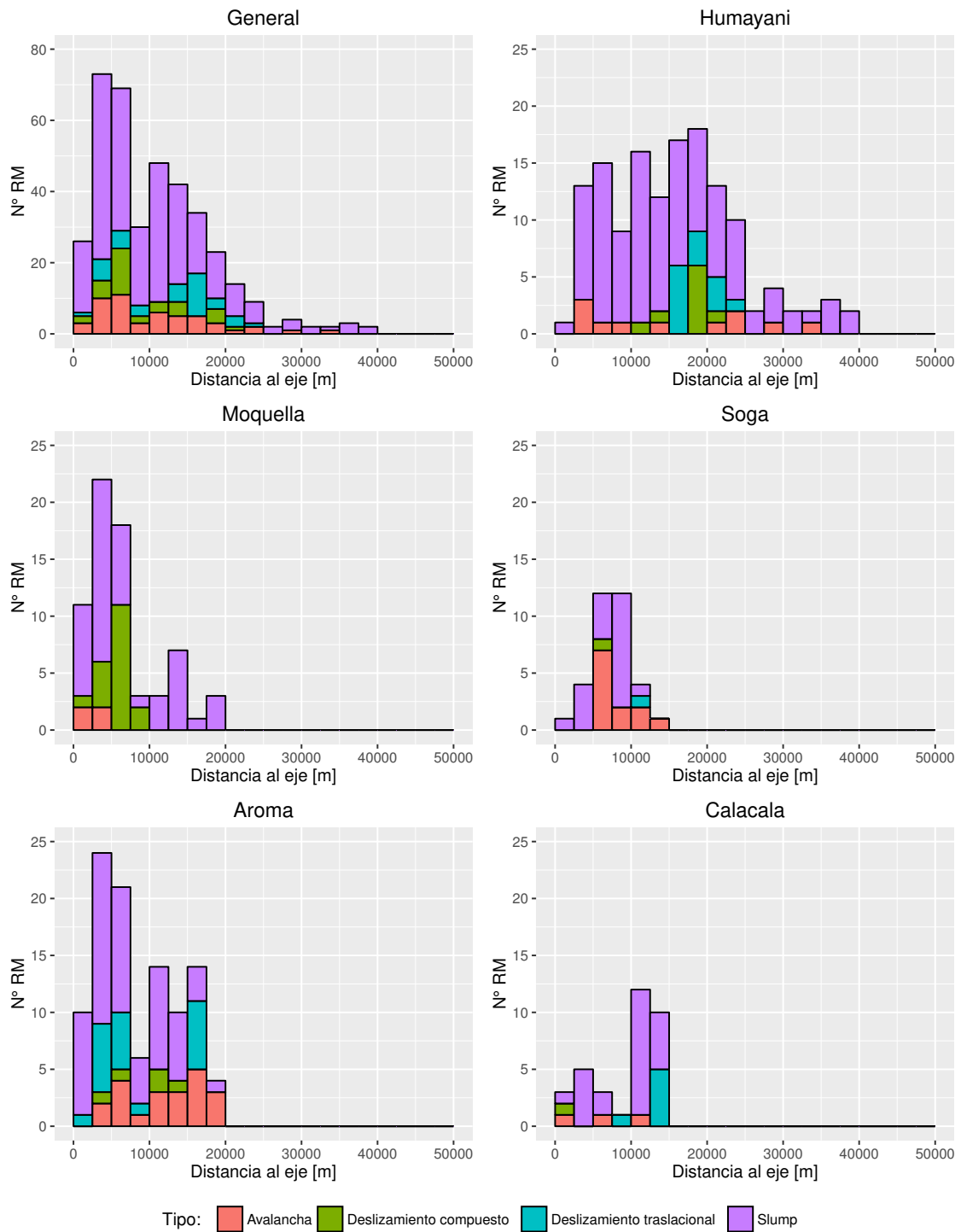


Figura U.3: Frecuencia de remociones en masa según la distancia al eje de la fuente sísmica considerada según cada caso. El primer gráfico, llamado “General”, compila todas las remociones en masa en relación al eje de la posible estructura (fuente sísmica) más cercana. La frecuencia de remociones en masa se presenta agrupándolas según tipo.

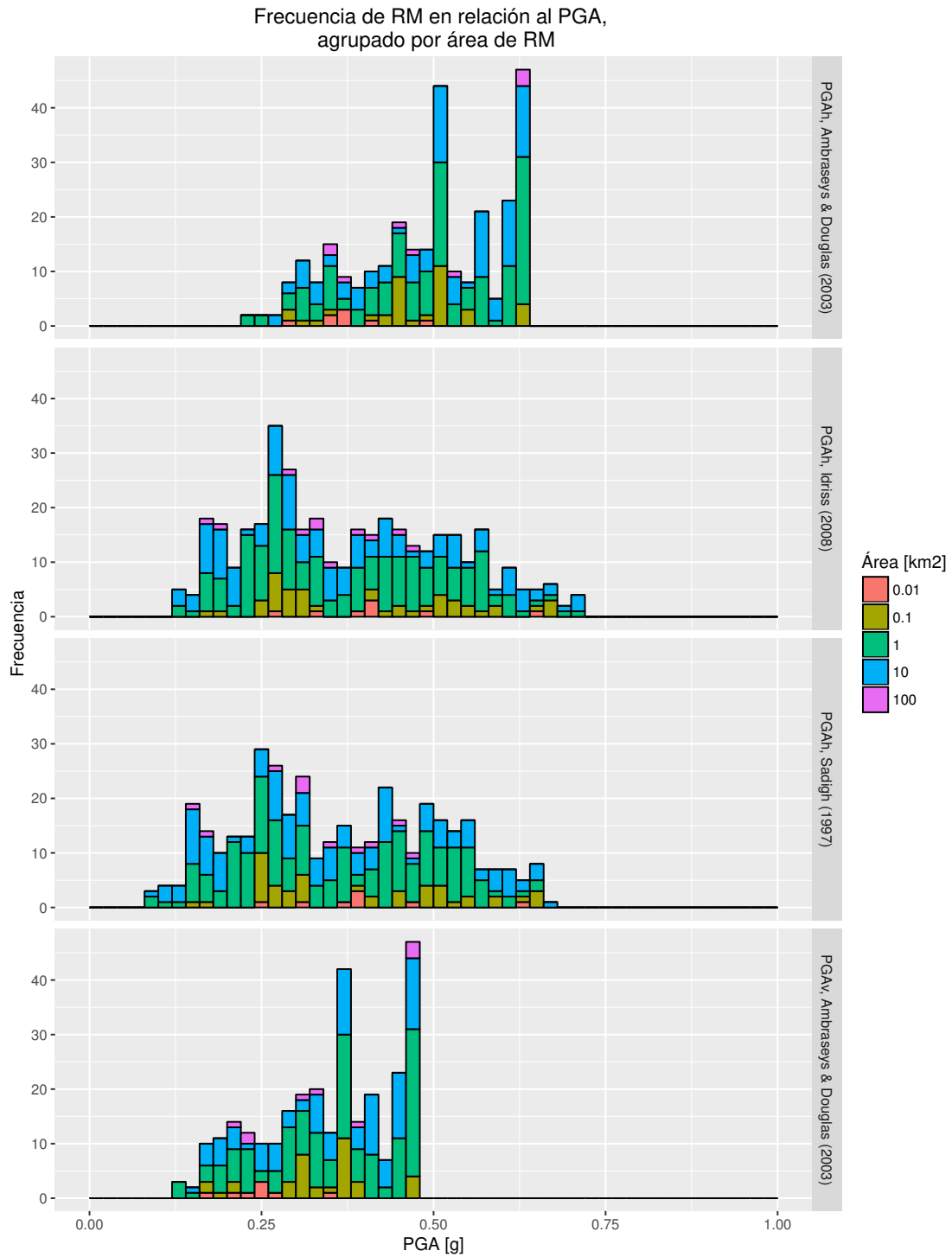


Figura U.4: Frecuencia de remociones en masa en relación al PGA estimado para las distintas leyes, agrupado por tamaño de remoción. Se muestra una compilación general y el desglose en las siguientes páginas.

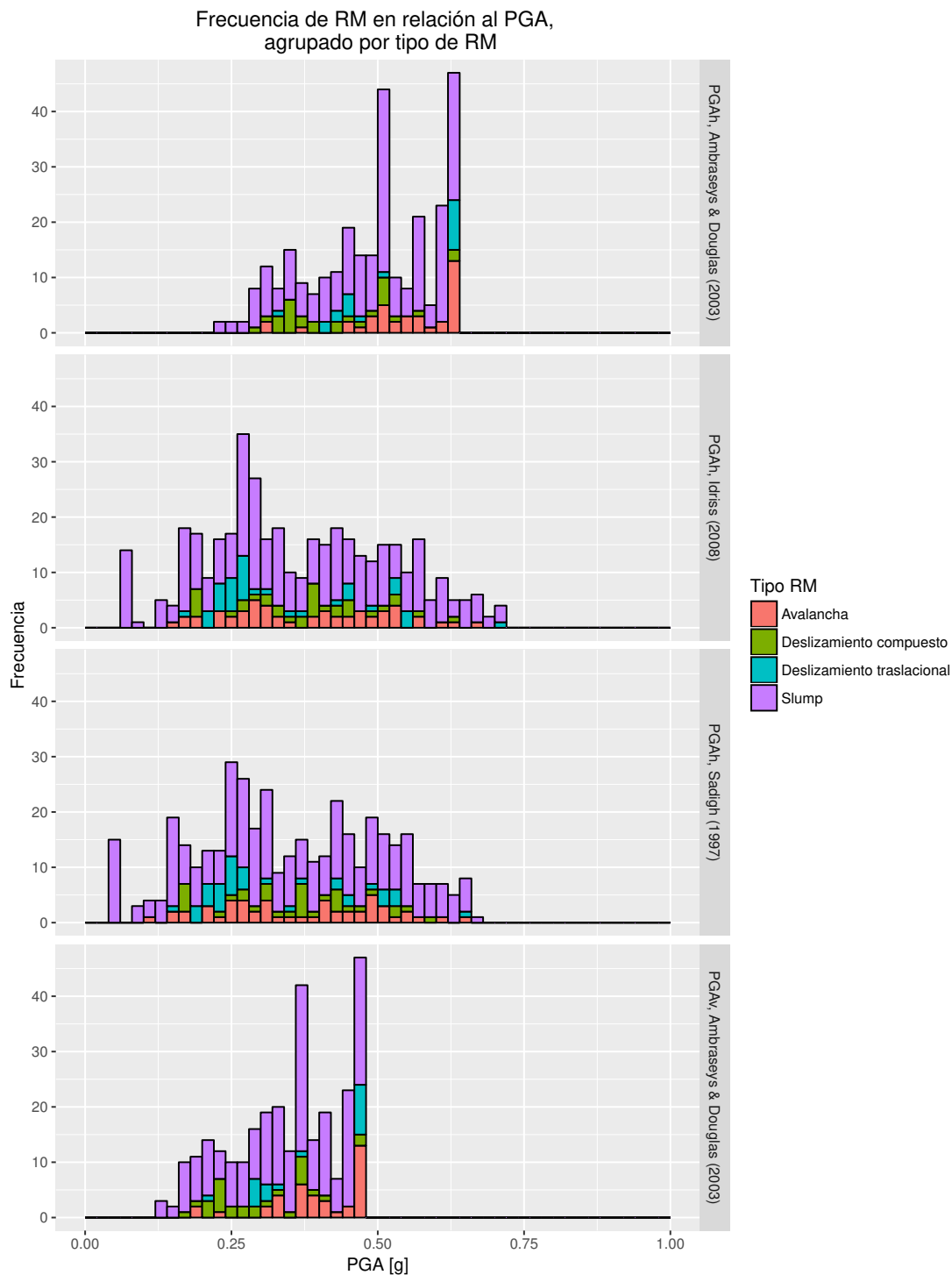


Figura U.5: Frecuencia de remociones en masa en relación al PGA estimado para las distintas leyes, agrupado por tipo de remoción. Se muestra una compilación general y el desglose en las siguientes páginas.

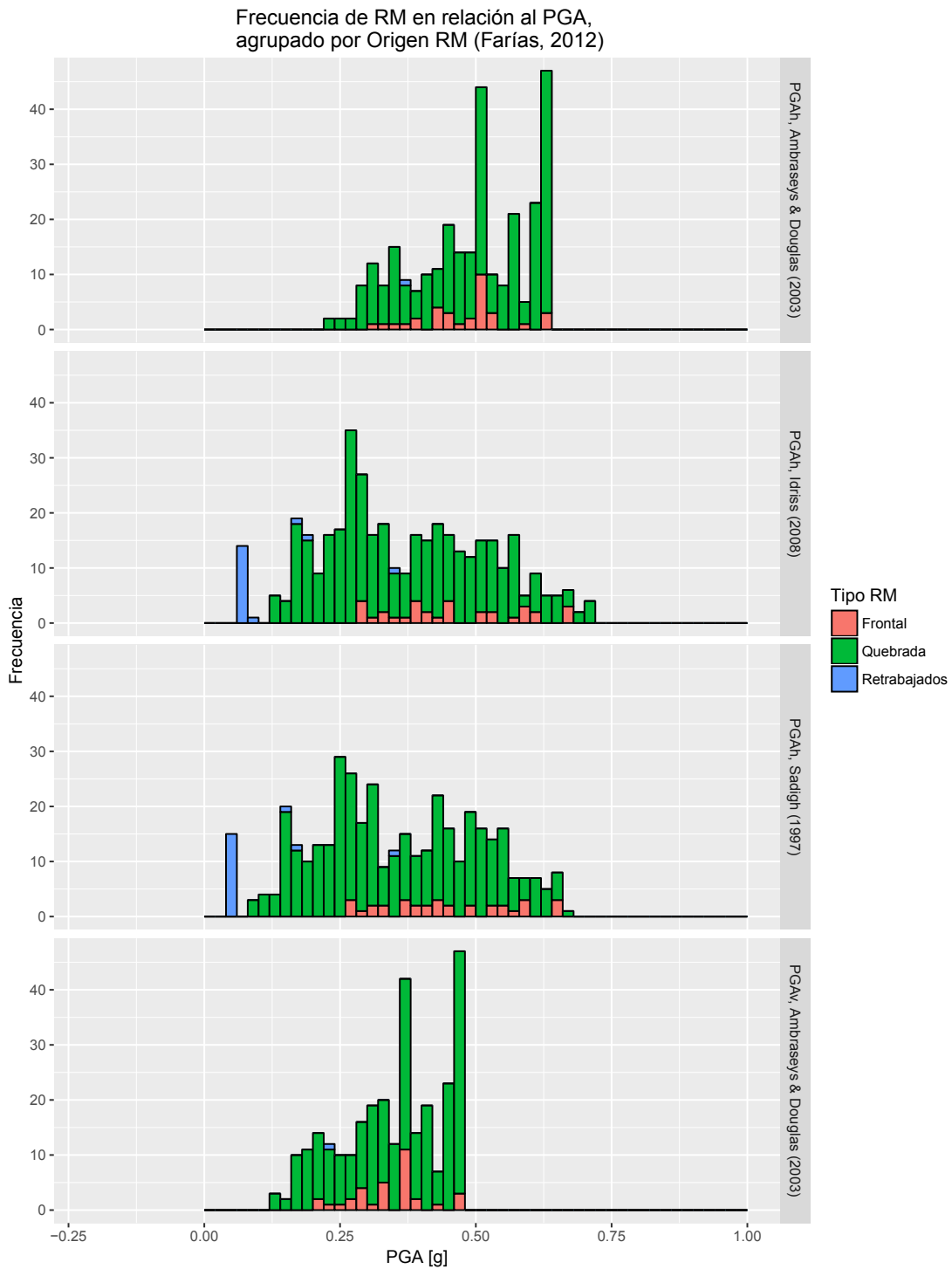


Figura U.6: Frecuencia de remociones en masa en relación al PGA estimado para las distintas leyes, agrupado según su clasificación de origen (clasificación propuesta en Farías, 2012).

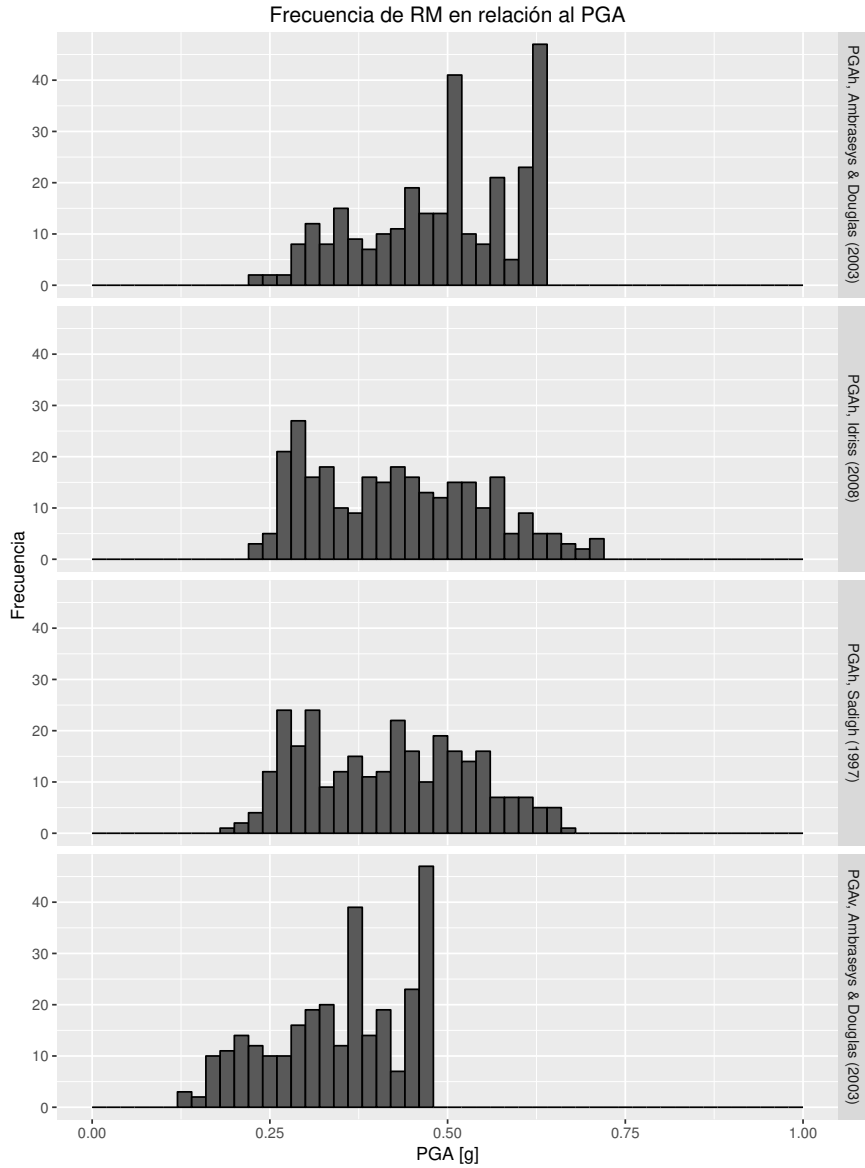


Figura U.7: Distribución de PGA para RM ubicadas a menos de 15 km de distancia de la traza de su respectiva flexura asociada.

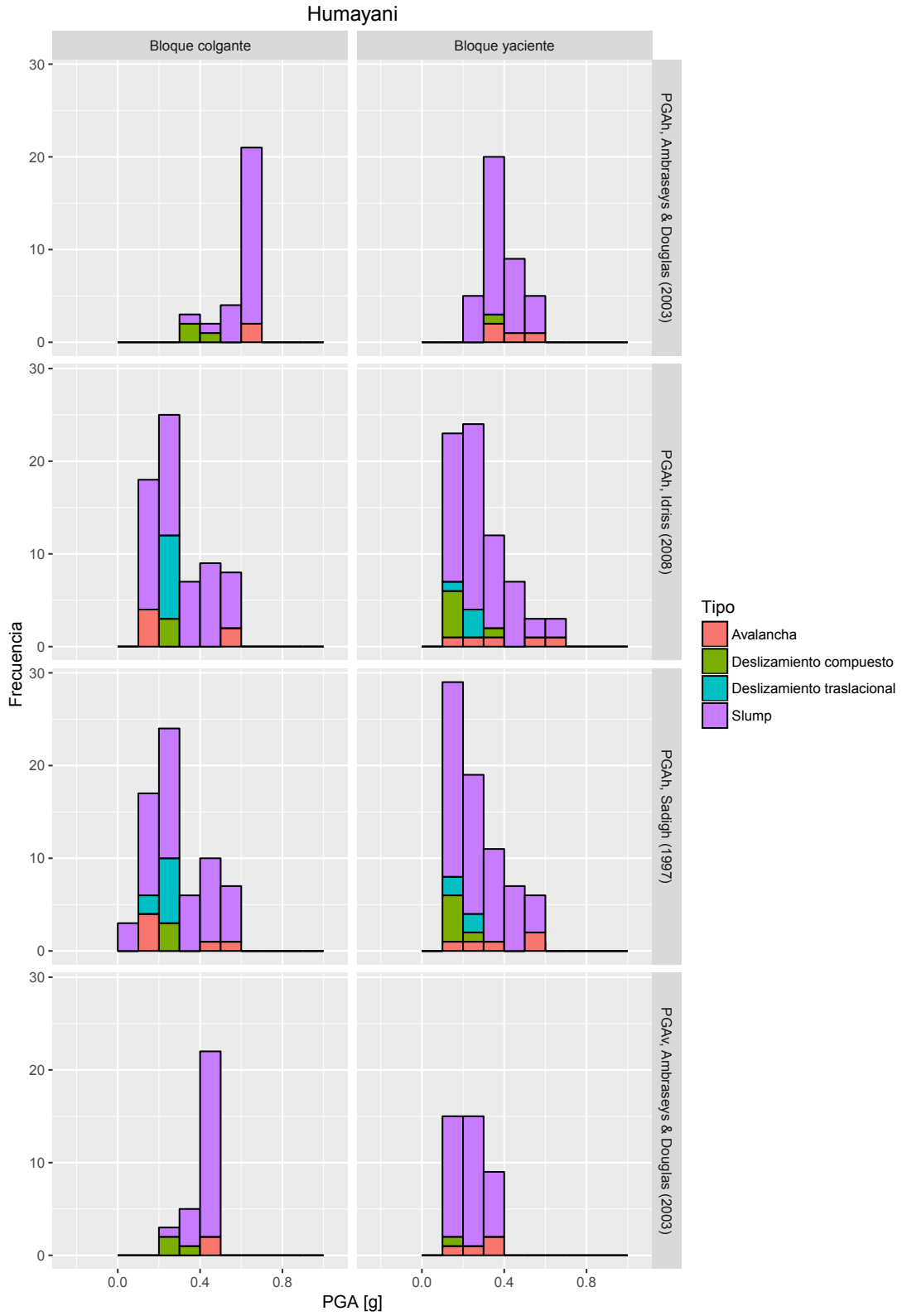


Figura U.8: Histograma PGA tomado para las remociones en masa sobre la Flexura de Humayani, apilado por tipo de remoción en masa.



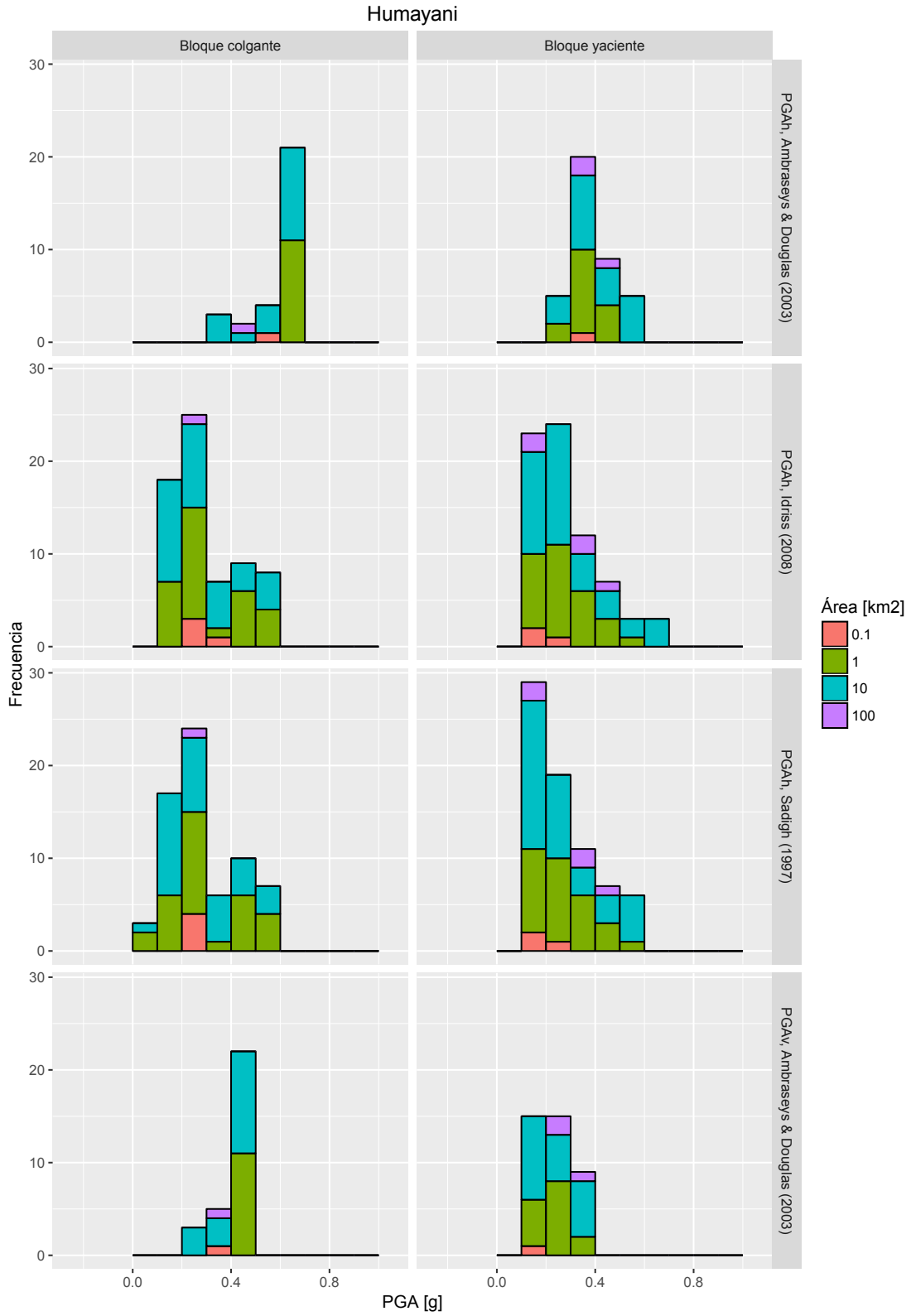


Figura U.9: Histograma PGA tomado para las remociones en masa sobre la Flexura de Humayani, apilado por orden de magnitud de área.

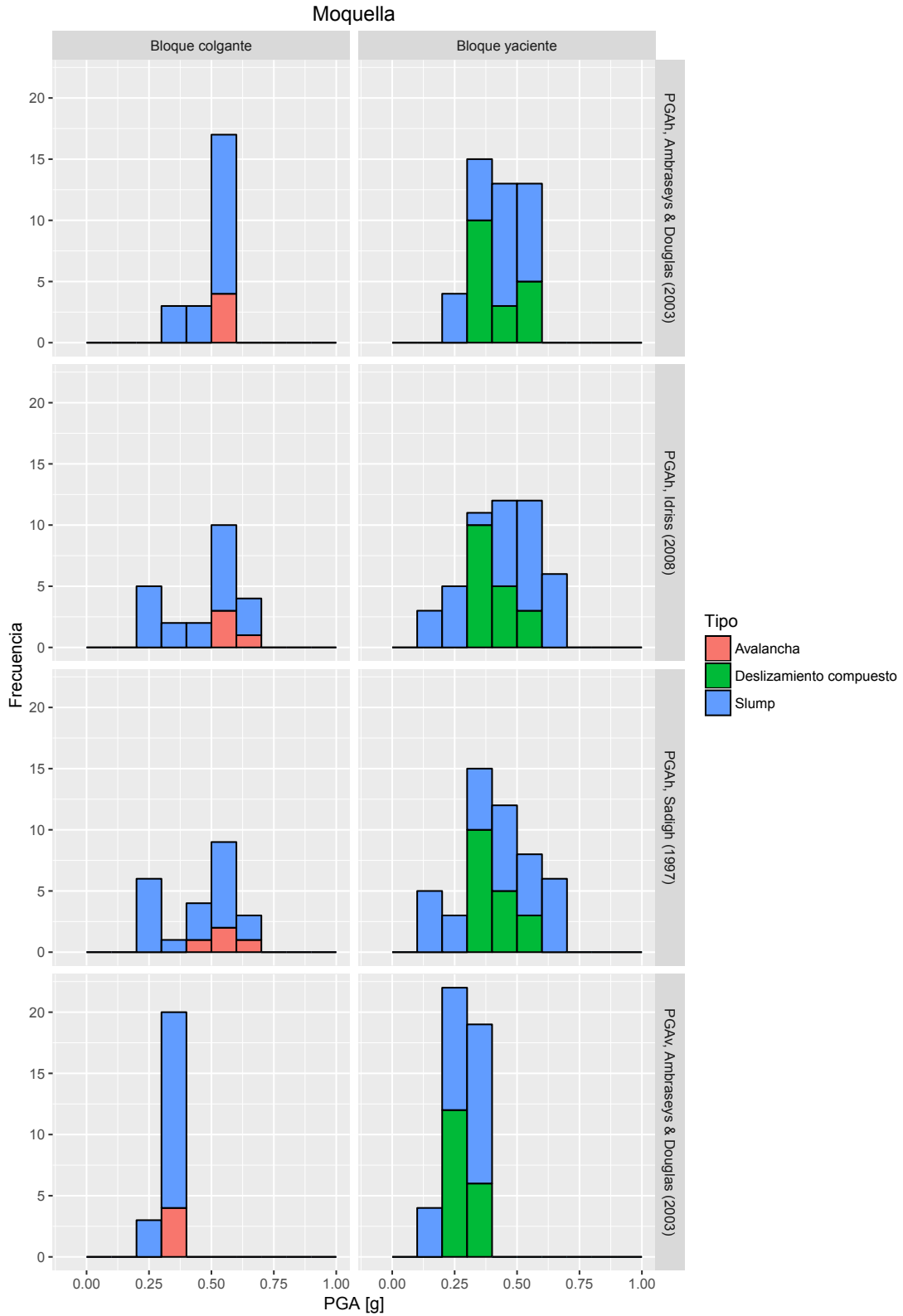


Figura U.10: Histograma PGA tomado para las remociones en masa sobre la Flexura de Moquilla, apilado por tipo de remoción en masa.

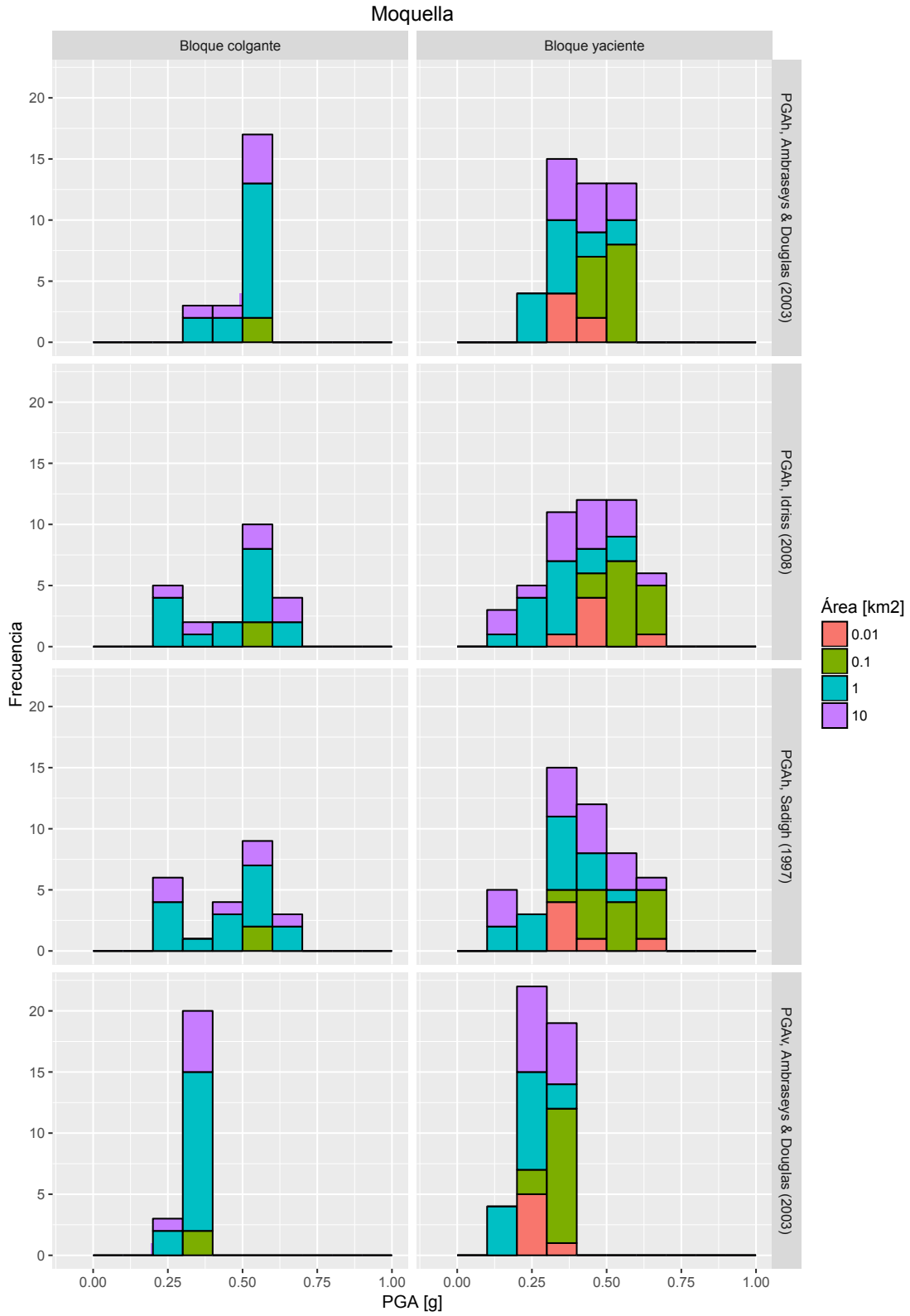


Figura U.11: Histograma PGA tomado para las remociones en masa sobre la Flexura de Moquilla, apilado por orden de magnitud de área.

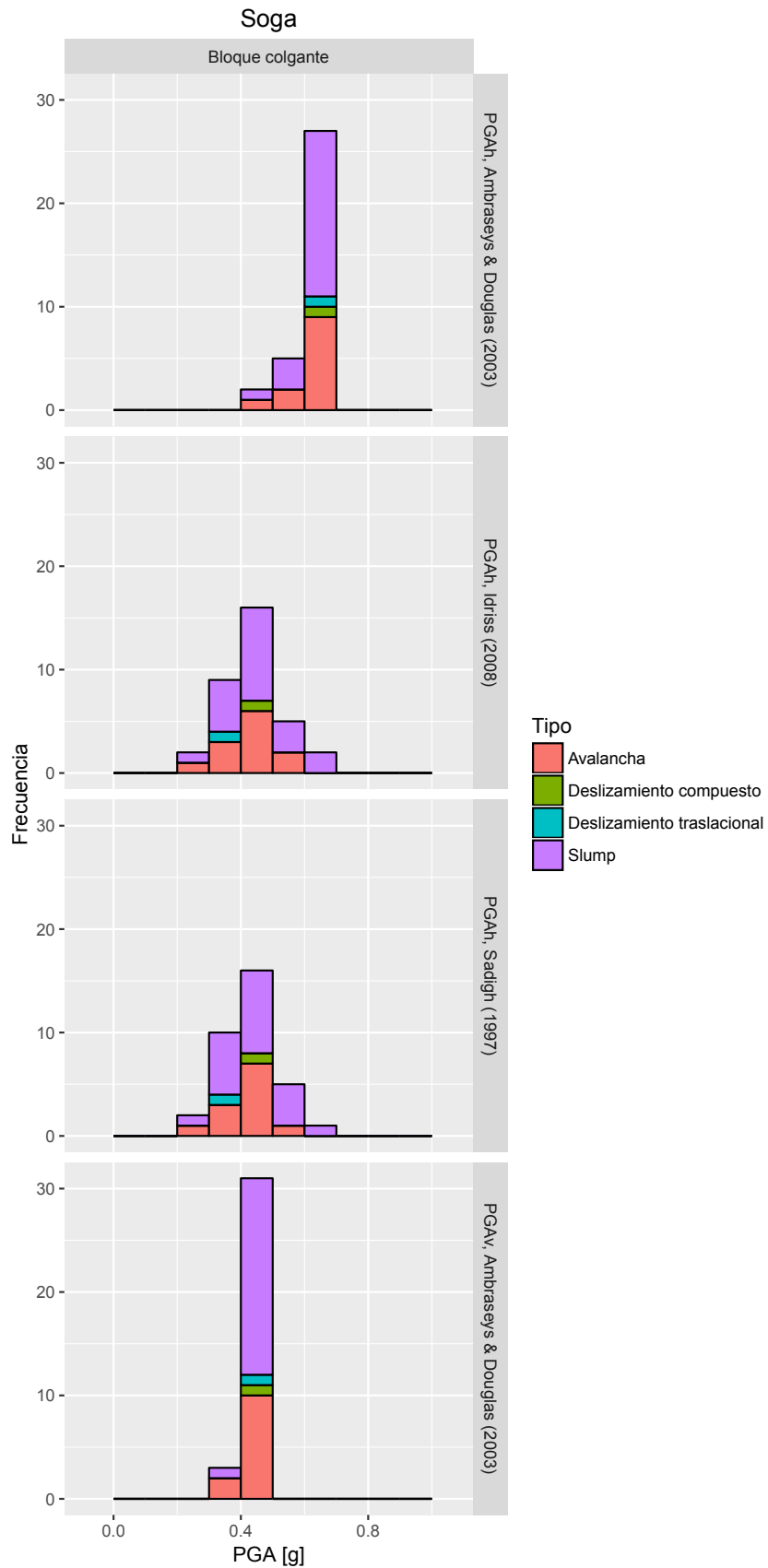


Figura U.12: Histograma PGA tomado para las remociones en masa sobre la Flexura de Soga, apilado por tipo de remoción en masa.

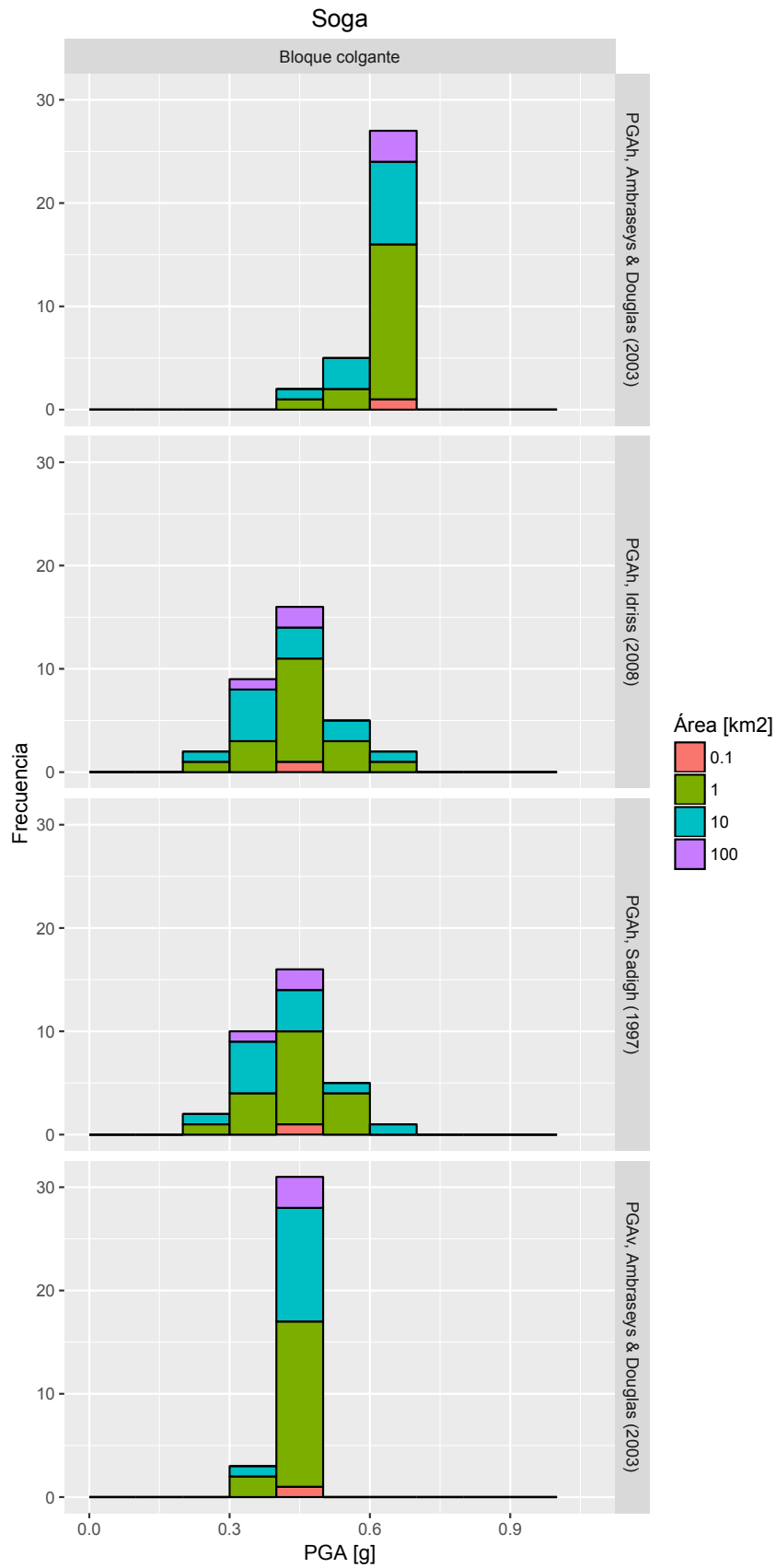


Figura U.13: Histograma PGA tomado para las remociones en masa sobre la Flexura de Soga, apilado por orden de magnitud de área.

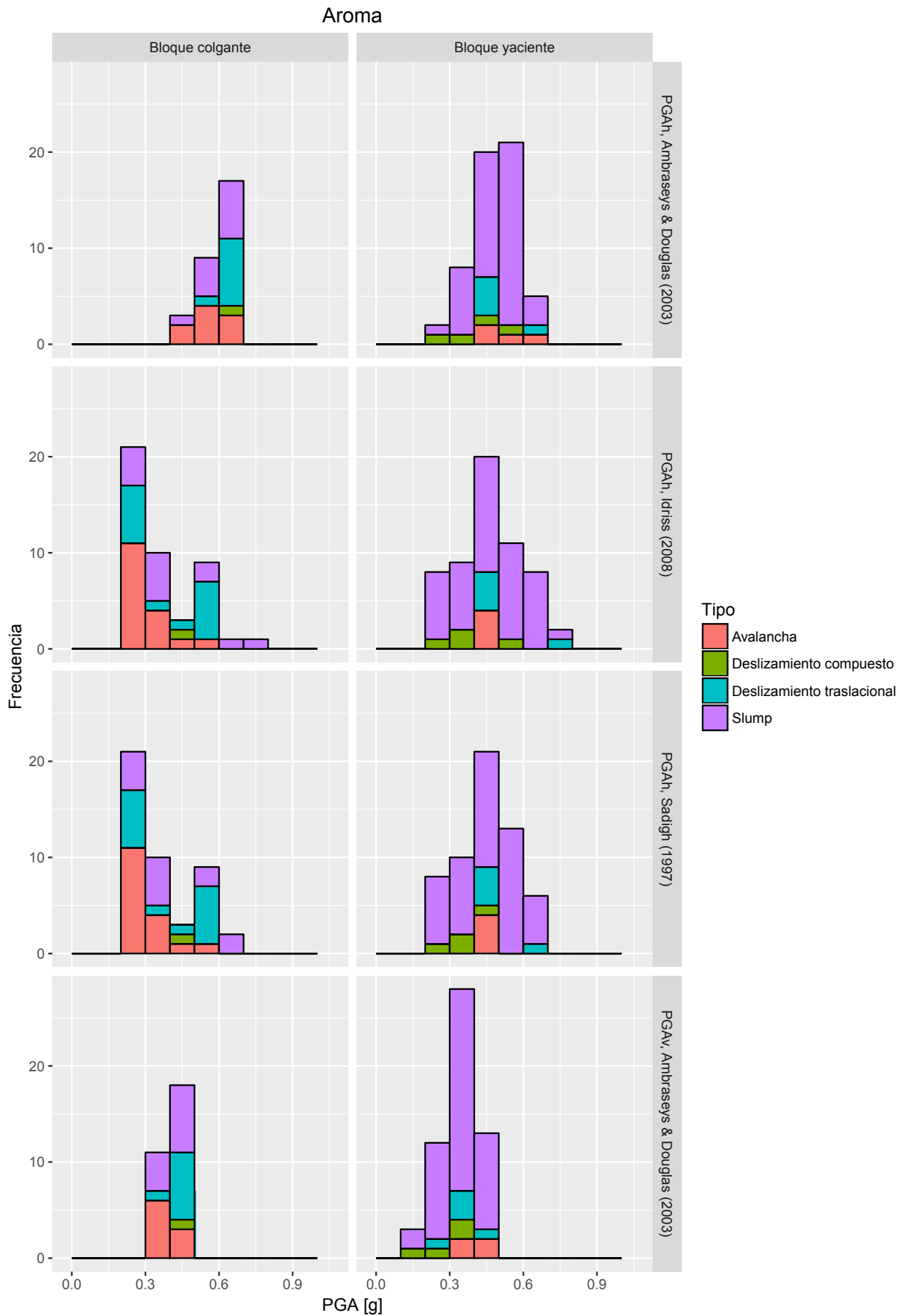


Figura U.14: Histograma PGA tomado para las remociones en masa sobre la Flexura de Aroma, apilado por tipo de remoción en masa.

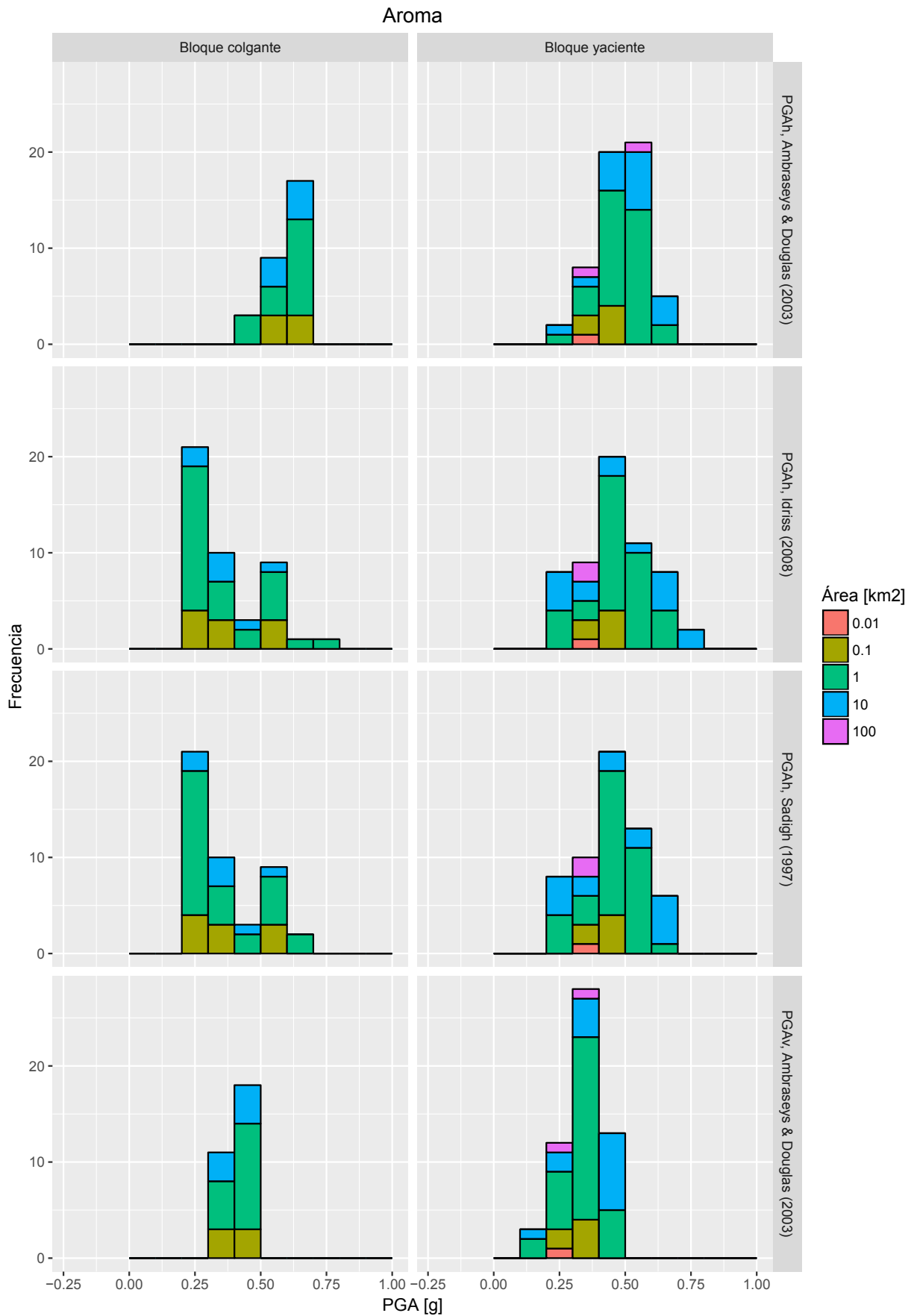


Figura U.15: Histograma PGA tomado para las remociones en masa sobre la Flexura de Aroma, apilado por orden de magnitud de área.

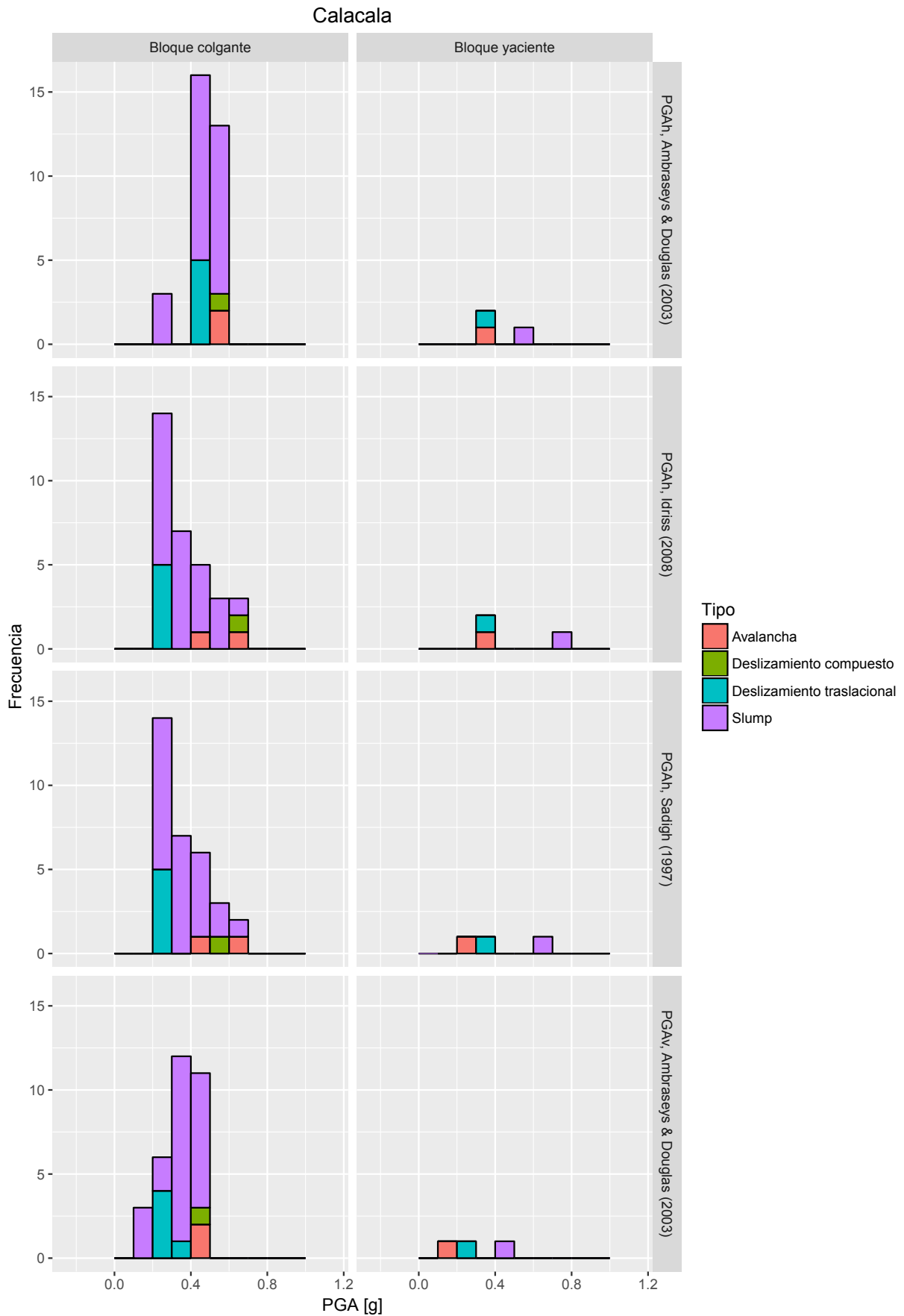


Figura U.16: Histograma PGA tomado para las remociones en masa sobre la Flexura de Calacala, apilado por tipo de remoción en masa.



### Calacala

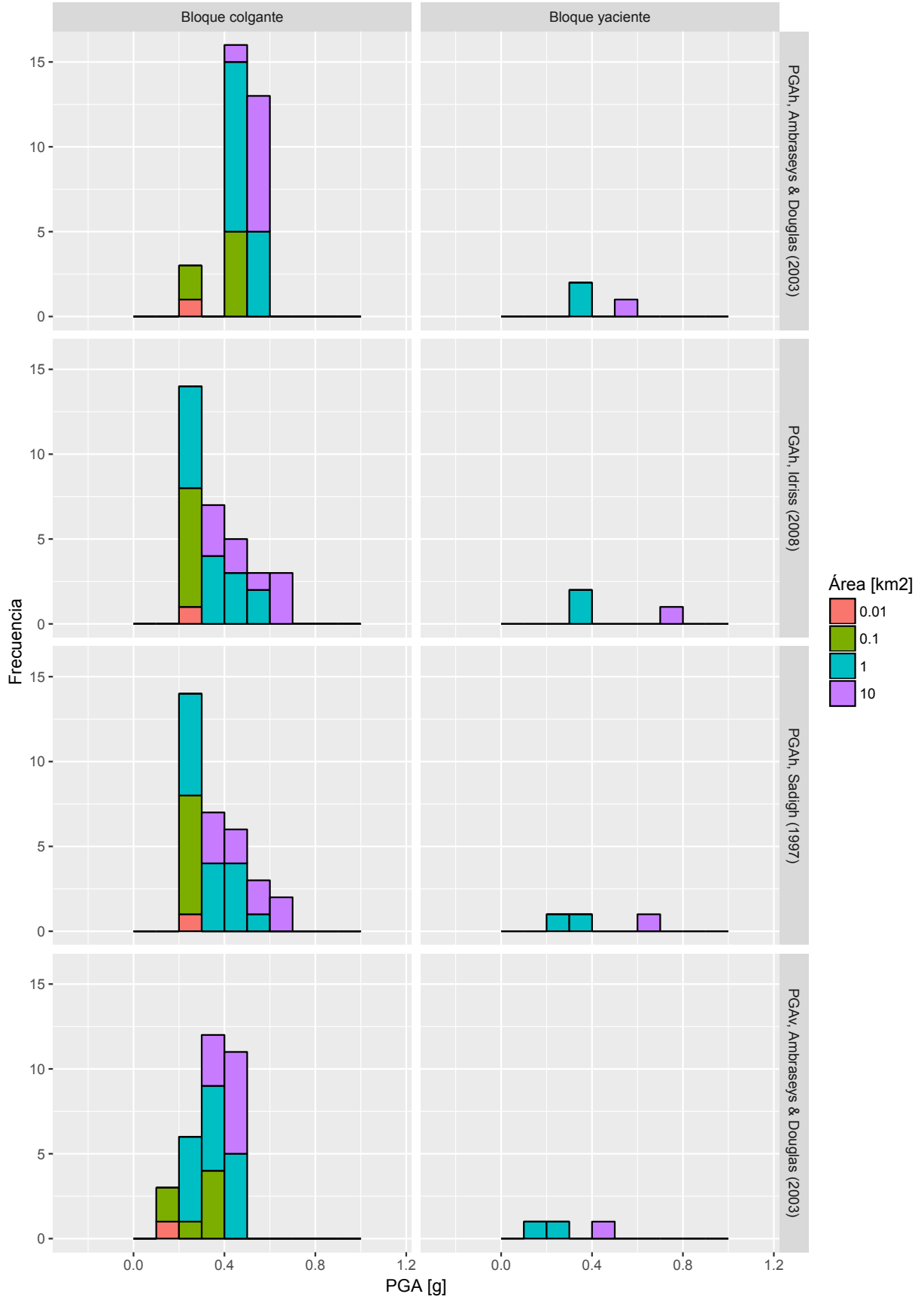


Figura U.17: Histograma PGA tomado para las remociones en masa sobre la Flexura de Calacala, apilado por orden de magnitud de área.

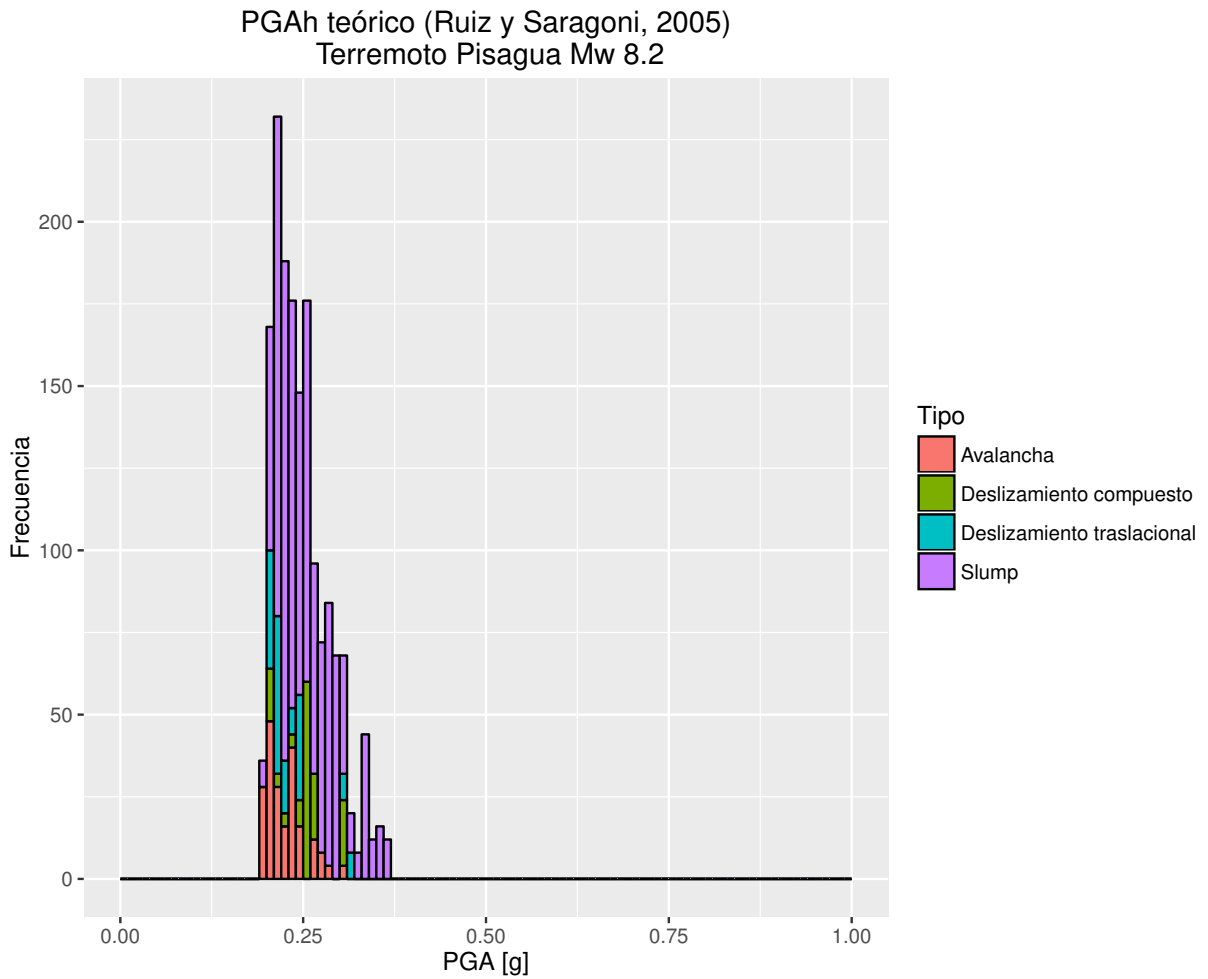


Figura U.18: Frecuencia de PGA medido sobre las remociones en masa para PGA teórico de terremotos de subducción, estimado con la ley de Ruiz y Saragoni (2005) para terremotos de subducción. Se utilizó el ejemplo del terremoto de Pisagua (Mw 8.2), 2014. Se agrupa la frecuencia según tipo de remoción en masa.

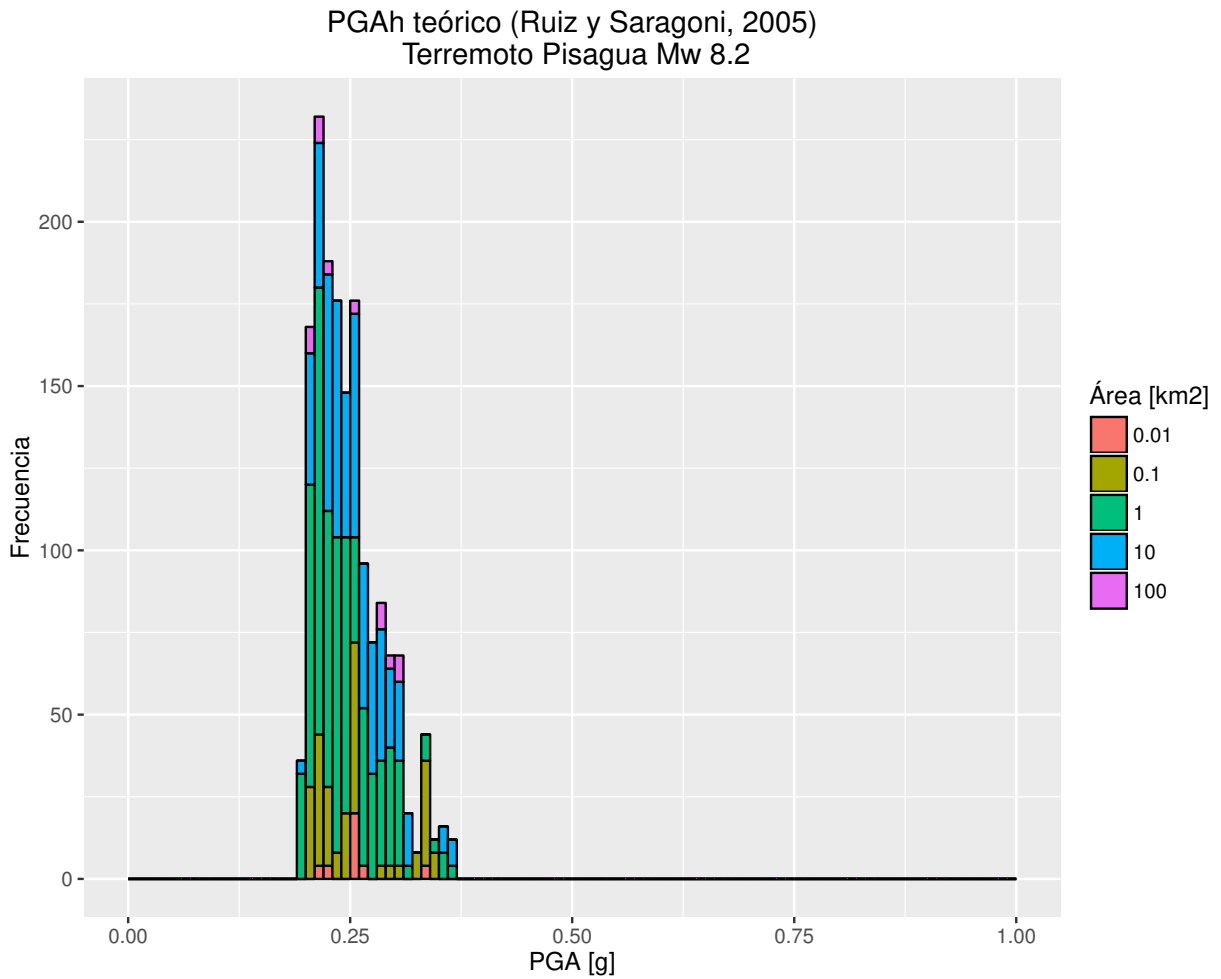


Figura U.19: Frecuencia de PGA medido sobre las remociones en masa para PGA teórico de terremotos de subducción, estimado con la ley de Ruiz y Saragoni (2005) para terremotos de subducción. Se utilizó el ejemplo del terremoto de Pisagua (Mw 8.2), 2014. Se agrupa la frecuencia según el área de los polígonos de remoción en masa.

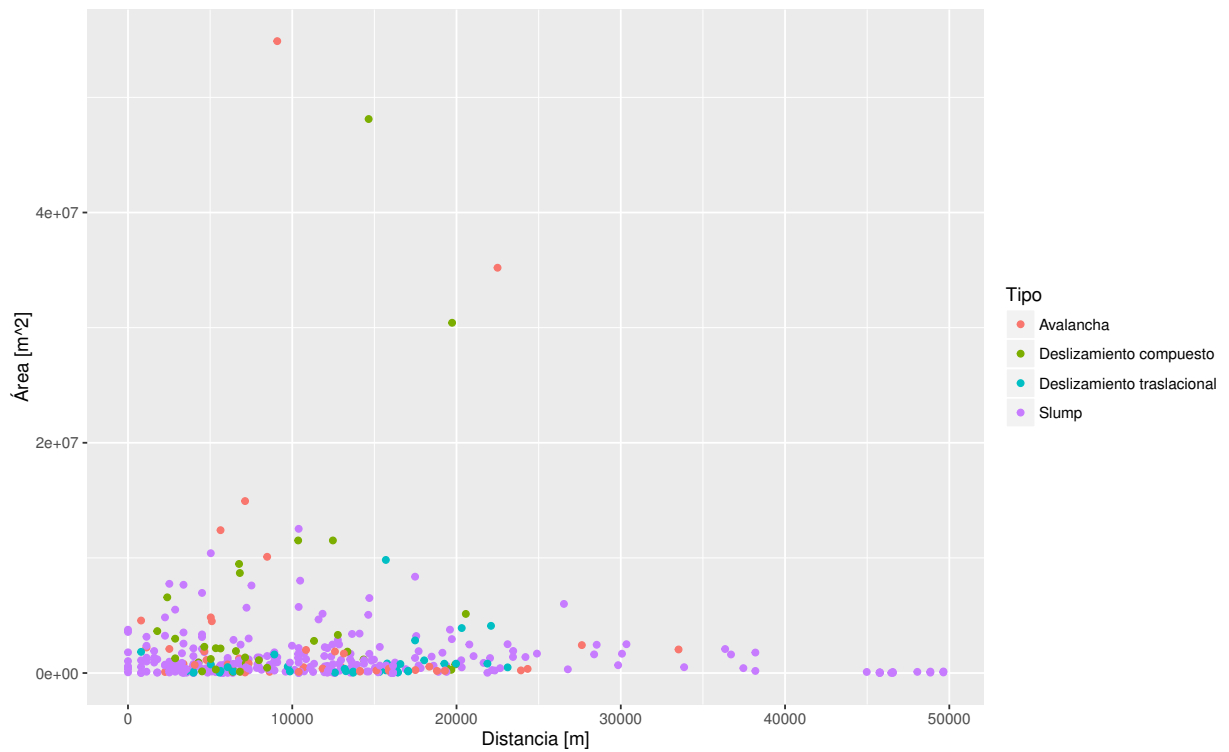


Figura U.20: Relación entre tamaño de las remociones en masa y su distancia a la posible fuente medida en planta hasta la traza.

## **Anexo V**

# **Resumen Extendido, XIV Congreso Geológico Chileno**

# Susceptibilidad a remociones en masa en el escarpe costero entre Iquique y Antofagasta

Valeska Fariás\*, Sergio Sepúlveda y Sofía Rebolledo

Departamento de Geología Universidad de Chile, Plaza Ercilla 803, Santiago, Chile

\* email: vale.f.s@gmail.com

**Resumen** La persistente amenaza sísmica del norte de Chile (Hayes et al., 2014) representa daños potenciales sobre la escarpada morfología del acantilado costero, por lo que es necesario caracterizar su susceptibilidad a remociones en masa gatilladas por sismicidad. Mediante la superposición de mapas ponderados, se obtuvo que la zona costera más susceptible se encuentra entre Iquique y Tocopilla. La metodología fue validada con los daños en el talud post-terremoto de Iquique (2014), los cuales coincidieron con zonas de susceptibilidad clasificadas como “alta” o “muy alta”.

**Palabras Claves:** Susceptibilidad, Remociones en masa, Terremoto, Norte de Chile.

## 1 Introducción

La susceptibilidad a generar remociones en masa se puede definir como la predisposición del terreno a sufrir una remoción en masa en función de ciertos factores condicionantes; tales como geomorfología, geología y geotecnia, hidrología e hidrogeología y por último clima y vegetación (Hauser, 1993).

La realización de inventarios y caracterización de remociones en masa es de crucial importancia debido a las pérdidas económicas y/o humanas asociadas a su ocurrencia (e.g. Guzzetti, 2003). En reconocidas zonas sísmicas, como lo es el norte de Chile, es imprescindible contar con mapas que permitan reconocer (por lo menos) de forma cualitativa las zonas más susceptibles a generar remociones en masa asociadas a sismicidad.

El objetivo de este estudio es caracterizar de manera cualitativa la susceptibilidad a remociones en masa (en términos de Aleotti y Chowdhury 1999), sujeta a condiciones de sismicidad, en el talud costero entre Iquique y Antofagasta, que quedará plasmado en un mapa de intensidad de colores en escala 1:100.000.

## 2 Metodología

Consiste en la superposición de pesos de factores ponderados (e.g. Lara, 2007) integrada en una plataforma SIG, en la cual se consideran los distintos factores condicionantes de la inestabilidad del acantilado costero identificados tanto en terreno como mediante fotointerpretación de imágenes satelitales (Google Earth Profesional).

### 2.1 Mapa inventario

Este se realiza a escala decimétrica, con el fin de caracterizar la evidencia de inestabilidad a remociones en masa incorpora: (1) todas las remociones en masa (actuales y antiguas) observadas en terreno, (2) las zonas con características asociadas a estos procesos, y (3) daños por remoción en masa durante los sismos de Tocopilla 2007 y Tarapacá 2005 (información MOP).

### 2.2 Definición de unidades morfológicas

El área de estudio fue subdividida en unidades morfológicas de acuerdo a los dos factores condicionantes más determinantes del comportamiento en esta zona: litología y pendientes. De este modo la zona quedó dividida en dos grandes grupos litológicos: roca y suelo.

Dada la escala de trabajo, las condiciones geológicas y geomorfológicas presentes, y el tipo de remociones en masa a estudiar (gravitacionales), se estimó el índice de susceptibilidad a partir de la evaluación de cuatro variables que fueron consideradas críticas en el control de la ocurrencia de remociones en masa: (1) pendiente, (2) cercanía a estructuras geológicas, (3) tipo de material involucrado y por último (4) un factor calibrador, basado en los antecedentes resumidos en el mapa inventario. A cada uno de estos parámetros se les asignó un peso numérico ponderado (máximo) de acuerdo a su incidencia en la generación de remociones en masa (Tabla 1).

Tabla 1: Puntaje máximo ponderado para cada categoría.

Factor Condicionante	Roca	Suelo
Pendiente Promedio (PP)	40 %	50 %
Litología (L)	40 %	40 %
Evidencia de Inestabilidad (EI)	10 %	10 %
Cercanía a Estructuras Geológicas (EG)	10 %	0 %

Cada una de estas categorías (factores condicionantes) fue subdividida en un número de casos relevantes o clases, a las cuales se les atribuyó un valor dentro el rango asignado para ese parámetro, tal como se explica en los siguientes ítems.

**(L) Litología:** Categorización de litología de acuerdo a la presencia o evidencia de algún tipo de remociones en masa, según el mapa inventario, para cada una de las unidades de roca y suelo. Se define DL (porcentaje de unidades morfológicas dañadas según litología) como:

$$DL = \frac{n^{\circ} \text{ de polígonos de cada litología} * 100}{n^{\circ} \text{ de polígonos con remociones en masa para cada litología}}$$

Posteriormente fue asignado un puntaje a L para cada rango de DL, como muestra la Tabla 2.

Tabla 2: Ponderación máxima para cada clase de la categoría L, según su rango DL.

DL %	Puntaje L Roca	Puntaje L Suelo
( 0-15 ]	10 %	10 %
( 15-30 ]	20 %	20 %
( 30-50 ]	30 %	30 %
( 50-100 ]	40 %	40 %

**(PP) Pendiente promedio:** se extrajo la pendiente promedio asociada a cada unidad geológica de un modelo de elevación digital (ASTER GDEM V2, de Earth Explorer), mediante las herramientas de ArcGis. Las clases se muestran en la Tabla 3.

Tabla 3: Ponderación para clase Pendiente Promedio. [\*]Rangos de pendiente basados en Nadim et al. (2006).

Pendiente Promedio* [°]	Puntaje PP Roca	Puntaje PP Suelo
0 - 1	0 %	0 %
1 - 8	10 %	12,5 %
8 - 16	20 %	25 %
16 - 32	30 %	37,5 %
32 - 90	40 %	50 %

**(EI) Evidencia de inestabilidad:** Este factor indica si hay una o más características indicadoras de remociones en masa dentro del polígono evaluado (Tabla 4). Esta puntuación se basa en el Mapa Inventario realizado con anterioridad.

Tabla 4: Ponderación para cada clase del factor EI.

Hay evidencia	Puntaje EI Roca	Puntaje EI Suelo
Sí	10 %	10 %
No	0 %	0 %

**(EG) Cercanía a estructuras geológicas:** Se considera que la presencia de cualquier tipo de estructura favorece la ocurrencia de remociones en masa, puesto que implican un deterioro por fracturamiento y meteorización en los afloramientos que afectan. Se creó un buffer de 300 m para las estructuras de carácter regional definidas en las Cartas Geológicas a escala 1:100.000 y 1:250.000 disponibles en el Servicio Nacional de Geología y Minería. La distribución de puntaje según la posición respecto a las estructuras se muestra en la Tabla 5.

Tabla 5: Cercanía a estructura geológica

Distancia estructura/polígono	Puntaje EG Roca	Puntaje EG Suelo
>300 m	0 %	-
≤ 300 m	5 %	-
Corta al polígono	10 %	-

### 2.3 Índice de Susceptibilidad (IS)

Finalmente sumando cada factor porcentual se obtiene el índice de susceptibilidad a remociones en masa para cada polígono de unidad geomorfológica con un máximo de 100, de acuerdo a las ecuaciones:

$$IS \text{ Roca} = PP + L + EI + EG$$

$$IS \text{ Suelo} = PP + L + EI$$

Este índice de susceptibilidad (IS) fue dividido en cuatro clases y cartografiado en escala tipo semáforo como se muestra en la Tabla 6.

Tabla 6: Categorías de puntajes ponderados para IS

IS	Clase	Color en mapa	Alcances
< 40	Baja	Verde	Poco propensa, no se esperaría que ocurrieran RM. Por causas naturales o antrópicas no intencionales. Salvo excepciones bajo condiciones sísmicas o de lluvias intensas.
40 - 60	Media	Amarillo	Favorabilidad baja a moderada a ocurrencia de RM ante condiciones de sismicidad fuerte
60 - 80	Alta	Naranja	Zona propensa a RM bajo condiciones naturales
80 - 100	Muy Alta	Rojo	Ocurrencia esperable de RM, sobre todo ante sismicidad

### 3 Resultados

Del mapa de susceptibilidad obtenido se puede observar que la zona de mayor susceptibilidad se encuentra entre Iquique hasta Punta Chipana (Figura 1), donde tanto en roca como en suelo se puede observar rangos de susceptibilidad que van desde “alta” a “muy alta”, este tramo está caracterizado por desprendimientos en cortes en afloramientos de taludes abruptos, caídas de rocas desde los taludes secundarios (bolones gigantes), zonas de avalanchas de gran dimensión (mega-remociones en masa), y daños a escala más de detalle que corresponden a sectores de actividad antrópica. En este tramo se exceptúan algunos trechos de poca extensión en donde la Ruta 1 pasa un poco más alejada del talud principal, pero cercana a abanicos aluviales que reposan en ángulo de descanso. Otro sector de susceptibilidad “alta” tanto para roca como suelo se extiende entre los sectores de Caleta Loa y Punta Arenas en donde no se ha identificado ninguna característica que evidencie la ocurrencia procesos de remoción en masa actuales o antiguos. Esta misma condición de susceptibilidad “alta” se encuentra en el segmento entre el norte de Tocopilla y el sector del Túnel Pedro Galleguillos, caracterizada por la predisposición del talud a generar remociones en masa del tipo caída de rocas.

El último tramo de susceptibilidad “media a alta” se encuentra entre Punta Bandurrias del Norte y Punta Michilla, corresponde a un sector de caída de rocas, y fracturamiento y diaclasamiento de un intrusivo (monzonita cuarcífera, Jsc) que lo mantiene en condiciones de inestabilidad y por ende peligrosidad asociada a la Ruta-1.

#### **4 Discusión**

Una de las grandes ventajas de esta metodología es que mediante el uso apropiado de una base de datos en GIS y actualizaciones periódicas, es posible una casi total automatización del uso de esta metodología. Aunque al ser esta cualitativa dependerá en gran cantidad de la capacidad de observación y análisis del técnico que la esté utilizando. Otra ventaja es que es económico, y fácil de aplicar y reproducir en regiones de características similares.

La aplicabilidad de esta metodología en otras regiones se debe evaluar, en primera instancia se debería observar si se cuenta con características morfológicas y geológicas similares; y posteriormente si se deben conservar los mismos factores condicionantes, y si tienen el mismo grado de participación, lo cual obviamente queda sujeto a las condiciones locales de cada región de estudio. Sin embargo sigue siendo una metodología económica y reproducible al menos para una porción mayor del acantilado costero del norte de Chile.

Con posterioridad al sismo de subducción con epicentro en Pisagua (Mw 8.2, 1 abril 2014) fue realizada la validación del mapa de susceptibilidad mostrando una buena correlación entre las zonas que sufrieron distintos daños por remoción en masa, y las zonas señaladas como muy altamente o altamente susceptibles (en rojo o naranja). Con respecto a la factibilidad predictiva de este mapa se obtuvo un único caso de caída de rocas, para el que no se conocían evidencias de desarrollo de remociones en masa. Para todos los demás sectores con daño en el talud (durante el terremoto de Iquique) ya se contaba con este tipo de antecedentes.

Las zonas expuestas a remociones en masa, corresponden a las que están en la zona de despliegue de remociones en masa y también su área de alcance, por lo que los tramos más riesgosos serían aquellos en donde el talud se encuentra más cercano al camino. Entonces, se debe considerar que para fines de evaluación de riesgo no es útil, ya que no entrega un alcance de las remociones que este talud podría generar. Así por ejemplo, no es lo mismo (en términos de riesgo) tener una zona demarcada como de "muy alta susceptibilidad a remociones en masa" que se encuentre junto al camino, como tenerla a más de 200 metros hacia el acantilado. Por lo que es necesario desarrollar un mapa de riesgo con aplicabilidad al camino, el cual podría generarse a partir de este trabajo.

Se observa que la zona costera más susceptible se encuentra desde Tocopilla hasta Iquique, lo cual podría estar relacionado con la ausencia de sismicidad de subducción del último período, de casi 150 años.

Para la interpretación de este mapa es sustancial comprender que de acuerdo a la extensión del área de estudio (cercana a 400 km), la metodología desarrollada (carente de recursos para realizar ensayos geotécnicos) y la escala de trabajo (1:100.000), la susceptibilidad estimada para las distintas unidades tiene cierta variabilidad. Es decir, en algunos casos puede no haber sido posible representar las particularidades expresadas en zonas locales, de unos pocos metros de extensión, contenidas en las unidades geomorfológicas definidas, que en general son mayores a 1 km de largo. Un ejemplo de esto podría ser el sector de Punta Arenas, en el cual a pesar de haberse observado caída de bloques de alto alcance, esto no quedó caracterizado en la susceptibilidad total del polígono (IS “media”).

Otro problema relacionado a la metodología es la asignación dual de peso al deterioro de los afloramientos (sobre todo los rocosos); contenido dentro de los factores “EG” y “EI”, ya que para ambos casos la clase en la cual se clasifique cada unidad geomorfológica, puede estar ligada a la calidad de los afloramientos, lo cual ya se ve reflejado en la categoría L mediante el ranking de DL.

#### **4 Conclusiones**

Las unidades geomorfológicas mapeadas representan sectores con distintas características geomorfológicas y litológicas y por lo tanto con distintos valores de susceptibilidad. Se reconocieron dos grupos litológicos obvios, suelo y roca, en los cuales se identificó una distribución bien guiada por el cambio de pendiente de aproximadamente 32°, cuya susceptibilidad fue calculada considerando sus distintos alcances y comportamiento geotécnico. De este modo se obtuvieron 141 unidades geomorfológicas para suelo y 167 para roca, que se prolongan casi paralelas a la carretera por trayectos entre aproximadamente 800 metros y 4 kilómetros de largo.

Para fines de planificación territorial es necesario complementar este mapa con estudios de detalle en las zonas de mayor susceptibilidad, y también concretar un estudio de peligro de remociones en masa asociado a sismicidad.

#### **Agradecimientos**

Doy mis formales agradecimientos al Proyecto FONDEF D10|1027 por financiar parcialmente las campañas de terreno muy necesarias para concluir este trabajo.

#### **Referencias**



Aleotti, P. y Chowdhury, R. (1999). "Landslide hazard assessment: summary review and new perspectives". *Bull. Eng. Geol. Env.*, Vol. 58, 21-44.

Fariás, V., in prep. Remociones en masa en el norte de Chile: análisis multiescala en dos ambientes geomorfológicos distintos. Tesis para optar al grado de Magíster, Departamento de Geología, Universidad de Chile.

Guzzetti, F.; Mondini, A. C.; Cardinali, M.; Fiorucci, F.; Santangelo, M. Y Chang, K.-T. (2012). «Landslide inventory maps: New tools for an old problem». *Earth-Science Reviews*, 112(1-2), pp. 42-66. ISSN 00128252. doi: 10.1016/j.earscirev.2012.02.001. <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0012825212000128>

Hauser, A., 1993. Remociones en masa en Chile. Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago. Boletín No. 45, p. 7-29.

Hayes, G. P.; Herman, M. W.; Barnhart, W. D.; Furlong, K. P.; Riquelme, S.; Benz, H. M.; Bergman, E.; Barrientos, S.; Earle, P. S. y Samsonov, S. (2014). «Continuing megathrust earthquake potential in Chile after the 2014 Iquique earthquake». *Nature*. ISSN 0028-0836. doi: 10.1038/nature13677.

Lara, M., 2007. Metodología para la evaluación y zonificación de peligro de remociones en masa con aplicación en quebrada San Ramón, Santiago Oriente, Región Metropolitana. Tesis para optar a Título de Geóloga, Universidad de Chile. Santiago de Chile.

Nadim, F., Kjekstad, O., Domaas, U., Rafat, R., Peduzzi, P., 2006. Global landslides risk case study. In: Arnold, M. et al. (eds), *Natural Disaster Hotspots, Case Studies*. The World Bank Disaster Risk Management Series, N°6, pp 21-78.

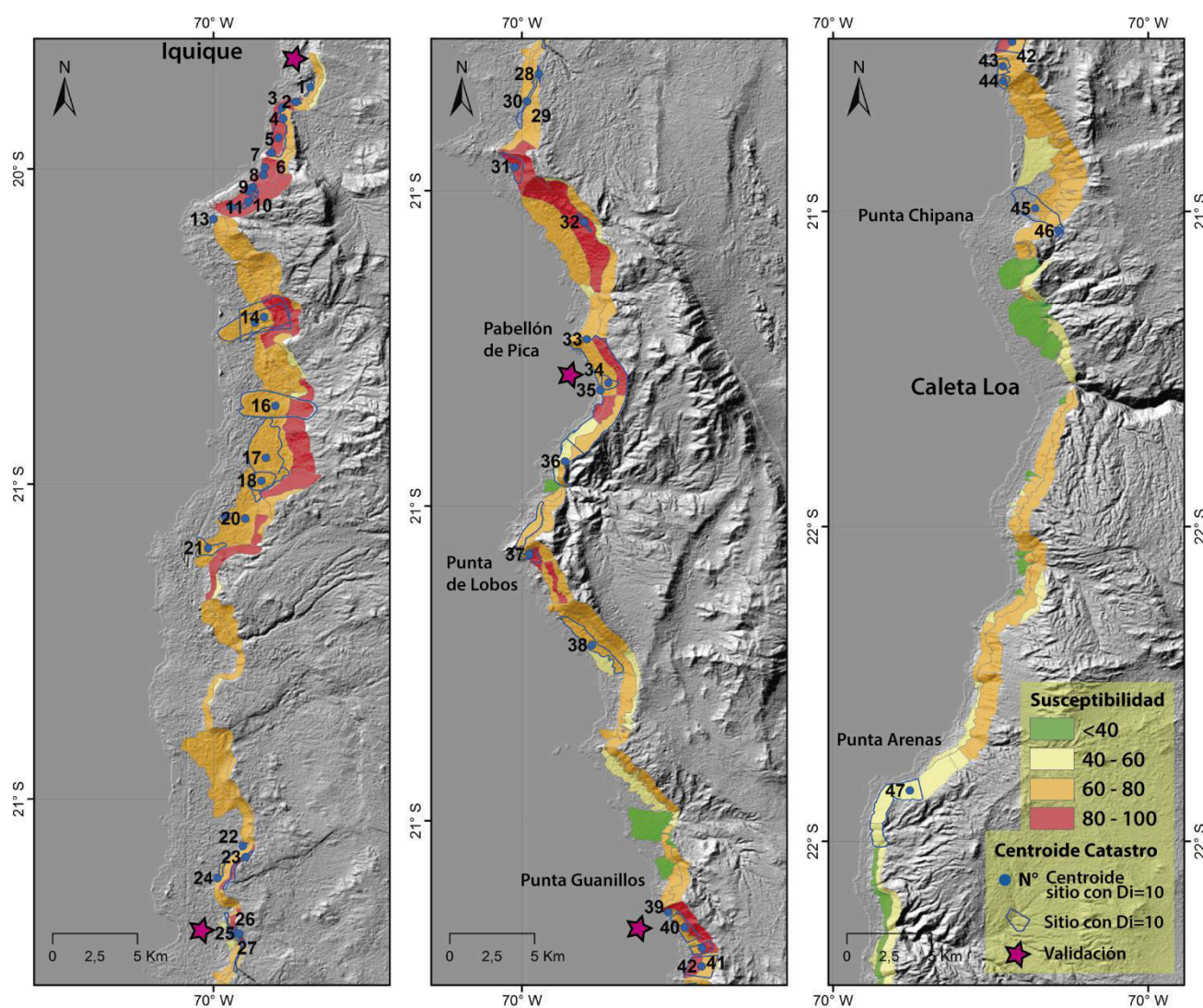


Figura 1: Tramo del mapa de susceptibilidad obtenido en los tramos entre Iquique y Caleta Loa. Se presenta la superposición del mapa catastro (ver detalle para simbología numérica en Fariás, en prep.) con la validación para comparar los casos en los cuales ya se había obtenido remociones en masa y presentar el caso en que se logró predecir. Las estrellas muestran sectores (polígono a la derecha) en donde hubo algún tipo de remoción en masa post terremoto 2015.

**Anexo W**

**Poster, XIV Congreso Geológico Chileno**

# ANÁLISIS DE SUSCEPTIBILIDAD A REMOCIONES EN MASA EN LA ZONA COSTERA ENTRE IQUIQUE Y ANTOFAGASTA



FONDEF  
Fondo de Fomento al Desarrollo Científico y Tecnológico

Valeska Farías, Sergio Sepúlveda, Sofía Rebolledo  
Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile



**RESUMEN:** La persistente amenaza sísmica del norte de Chile (Hayes et al., 2014) representa daños potenciales sobre la escarpada morfología del acantilado costero, por lo que es necesario caracterizar la susceptibilidad a remociones en masa sujetas a condiciones de sismicidad (e.g. Guzzetti, 2003). Mediante una metodología de superposición de mapas ponderados (en términos de Aleotti y Chowdhury 1999), se identificaron las zonas costeras más susceptibles entre Iquique y Antofagasta, ubicándose en general al norte de Tocopilla. La metodología fue validada con observaciones posteriores al terremoto de Iquique (2014), las cuales coincidieron con zonas de susceptibilidad clasificadas como "alta" o "muy alta".

## METODOLOGÍA

### I.- Mapa inventario

A escala de decenas de metros, para caracterizar la evidencia de inestabilidad a remociones en masa incorpora: (1) todas las remociones en masa (actuales y antiguas) observadas en terreno, (2) las zonas con características asociadas a estos procesos, y (3) daños por remoción en masa durante los sismos de Tocopilla 2007 y Tarapacá 2005 (información MOP).

### II.- Definición de unidades morfológicas

Subdivisión del área de estudio en Unidades Morfológicas (UM) de acuerdo a los factores condicionantes más determinantes: litología y pendientes.

Para estimar el Índice de Susceptibilidad (IS) se consideran las siguientes variables como críticas para el control de la ocurrencia de remociones en masa: (1) pendiente, (2) cercanía a estructuras geológicas, (3) tipo de material involucrado y (4) un factor calibrador, basado en los antecedentes resumidos en el mapa inventario. A cada uno de estos parámetros se les asignó un peso numérico ponderado de acuerdo a su incidencia en la generación de remociones en masa (Tabla 1).

Cada una de estas categorías (factores condicionantes) fue subdividida en un número de casos relevantes o clases, a las cuales se les atribuyó un valor dentro del rango asignado para ese parámetro, tal como se explica en los siguientes ítems.

Tabla 1: Puntaje máximo ponderado para cada categoría

Factor Condicionante	% en Roca	% en Suelo
Pendiente Promedio (PP)	40%	50%
Litología (L)	40%	40%
Evidencia de Inestabilidad (EI)	10%	10%
Cercanía a Estructuras Geológicas (EG)	10%	0%

(L) **Litología:** Categorización de litología de acuerdo a la presencia o evidencia de algún tipo de remociones en masa, según el mapa inventario, para cada una de las unidades de roca y suelo. Se define DL (porcentaje de unidades morfológicas dañadas según litología), y se asigna un puntaje a L para cada rango de DL (Tabla 2) como:

$$DL = \frac{\text{Número de Polígonos con Remociones en Masa para cada litología} \times 100}{\text{Número de Polígonos para cada litología}}$$

Tabla 2: Ponderación máxima para cada clase de la categoría L, según su rango DL.

DL	Puntaje L Roca	Puntaje L Suelo
(0-15)	10%	10%
(15-30)	20%	20%
(30-50)	30%	30%
(50-100)	40%	40%

(PP) **Pendiente promedio:** extraída de un modelo de elevación digital (ASTER GDEM V2, de Earth Explorer), para cada UG. Las clases se muestran en la Tabla 3.

Tabla 3: Ponderación para clase Pendiente Promedio. [\*] Rangos de pendiente basados en Nadim et al. (2006). [\*\*] Rangos de pendiente basados en Nadim et al. (2006).

Rango de pendientes [*]	Puntaje PP Roca	Puntaje PP Suelo
0-1	0%	0%
1-8	10%	12,50%
8-16	20%	25%
16-32	30%	37,50%
32-90	40%	50%

(EI) **Evidencia de inestabilidad:** Señala si hay una o más características indicadoras de remociones en masa dentro de cada UM (Tabla 4).

Tabla 4: Ponderación para cada clase del factor EI. Basado en Mapa Inventario.

Hay evidencia	Puntaje EI Roca	Puntaje EI Suelo
Sí	10%	10%
No	0%	0%

(EG) **Cercanía a estructuras geológicas:** Se considera que la presencia de cualquier tipo de estructura favorece la ocurrencia de remociones en masa, puesto que implican un deterioro por fracturamiento y meteorización en los afloramientos que afectan. Se creó un buffer de 300 m para las estructuras de carácter regional definidas en las Cartas Geológicas a escala 1:100.000 y 1:250.000 disponibles en el Servicio Nacional de Geología y Minería. La distribución de puntaje según la posición respecto a las estructuras se muestra en la Tabla 5.



1 Pabellón de pica. Fotografía post-terremoto (22-mayo-2014). Malla de contención totalmente destruida.

Sector directamente al sur de Punta Guanillos. Bloques de diámetro >1m, disponibles en ladera, hubo rodados desde la parte superior de la ladera.



Sector Ruta de la Sal. Ladera de alta pendiente, con intervención antrópica, que presentó daños en los terraplenes, caída de bloques de roca >1m de diámetro y conos de derrubios (inédito, Marin y Sepúlveda, 2014).



3 Fotografía, tomada de Informe inédito Marin y Sepúlveda, 2014. SNGM

Tabla 5: Cercanía a estructura geológica

Distancia estructura/polígono	Puntaje EG Rocas	Puntaje EG Suelo
> 300 m	0	-
≤ 300 m	0,05	-
Corta al polígono	0,1	-

Tabla 6: Categorías de puntajes ponderados para el Índice de Susceptibilidad (IS)

IS	Alianzas
Bajo	Zona poco propensa a RM. Por causas naturales o antrópicas no intencionales. Salvo excepciones bajo condiciones sísmicas o de lluvia intensas.
Medio	Favorabilidad baja a moderada a ocurrencia de RM ante condiciones de sismicidad fuerte.
Alto	Zona propensa a RM bajo condiciones naturales.
Muy Alto	Ocurrencia esperable de RM, sobre todo ante sismicidad.

### III.- Índice de Susceptibilidad (IS)

Finalmente sumando cada factor porcentual se obtiene el índice de susceptibilidad para cada unidad geomorfológica con un máximo de 100, de acuerdo a las ecuaciones:

$$IS_{Roca} = PP + L + EI + EG$$

$$IS_{Suelo} = PP + L + EI$$

Este índice de susceptibilidad (IS) fue dividido en cuatro clases y cartografiado en escala de colores cuyo significado se explica en la Tabla 6.

## DISCUSIÓN

-Ventajas de la metodología:

- Se logra una casi total automatización del proceso, mediante el uso apropiado de una base de datos en GIS y actualizaciones periódicas
- Es económica y fácil de aplicar y reproducir en regiones de características similares.
- Mediante la validación (Figura 1) posterior al terremoto de Pisagua (Mw 8,2, 1 abril 2014) se obtuvo:
  - Una buena correlación para las zonas señaladas con IS "alto" o "muy alto" para tres de los cuatro casos (estrellas celestes en Figura 1).
  - Se presentó una única predicción en una zona que había sido previamente calificada con IS "alto".
  - No hubo remociones en masa durante el terremoto de Pisagua (Mw 8,2, 1 abril 2014) en zonas con IS "bajo" o "medio".
- Los tramos más riesgosos son aquellos en donde el talud se encuentra más cercano al camino y que además se encuentran en rojo o naranja en el mapa de la Figura 1. Es necesario desarrollar un mapa de riesgo con aplicabilidad al camino, que podría generarse a partir de este trabajo.
- Se observa que la zona costera más susceptible se encuentra entre Iquique y Tocopilla, zona que además a estado en ausencia de sismicidad de subducción del último periodo, de casi 150 años. Por lo cual desarrollar un proyecto de medidas de mitigación para este sector.
- Desventajas de la metodología:
  - Dada la extensión del área de estudio (cercana a 400 km), la metodología desarrollada y la escala de trabajo (1:100.000), es imposible representar las particularidades expresadas en zonas locales, por lo cual el IS podría estar tiene cierta variabilidad para algunas UM.
  - Ej.: Sector de Punta Arenas donde se subestima el IS ("medio") a pesar del peligro inminente de caída de bloques de alto alcance observado.
  - Asignación dual de "peso" al deterioro de la calidad de los afloramientos (sobre todo los rocosos), contenido dentro de los factores "EG" (cercanía a estructuras deteriora afloramientos rocosos) y "EI" (categoría L mediante el ranking de DL).

Agradezco formalmente al Proyecto FONDEF D101027 por financiar parcialmente las campañas de terreno muy necesarias para concluir este trabajo.

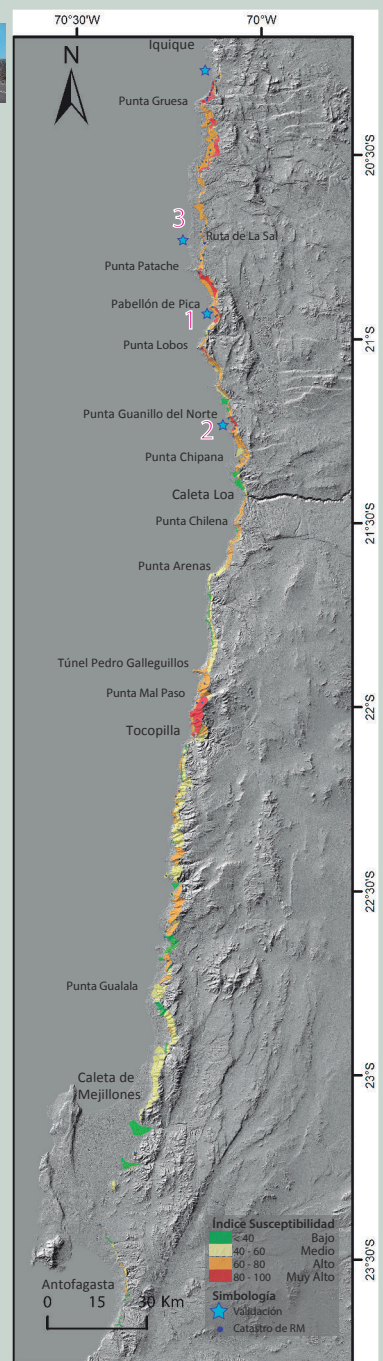


Figura 1: Mapa de susceptibilidad obtenido mediante la superposición de factores ponderados. Se representa mediante 4 rangos de Índice de Susceptibilidad (IS). La validación indica las zonas en donde hubo algún tipo de remoción en masa durante el sismo del 1 de abril del 2014. Con puntos azules se muestra el catastro de remociones en masa realizado en la primera etapa de trabajo. Modificado de Farías, en preparación.

## REFERENCIAS

Aleotti, P. y Chowdhury, R. (1999). "Landslide hazard assessment: summary review and new perspectives". Bull. Eng. Geol. Env., Vol. 58, 21-44

Farías, V., in prep. Remociones en masa en el norte de Chile: análisis multiescala en dos ambientes geomorfológicos distintos. Tesis para optar al grado de Magister, Departamento de Geología, Universidad de Chile.

Guzzetti, F., Mondini, A. C., Cardinali, M., Fiorucci, F., Santangelo, M. Y Chang, K.-T. (2012). "Landslide inventory maps: New tools for an old problem". Earth-Science Reviews, 112(1-2), pp. 42-66. ISSN 00128252. doi: 10.1016/j.earscirev.2012.02.001. <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0012825212000128>

Hayes, G. P.; Herman, M. W.; Barnhart, W. D.; Furlong, K. P.; Riquelme, S.; Benz, H. M.; Bergman, E.; Barrientos, S.; Earle, P. S. y Samsonov, S. (2014). "Continuing megathrust earthquake potential in Chile after the 2014 Iquique earthquake". Nature. ISSN 0028-0836. doi: 10.1038/nature13677.

Nadim, F., Kjekstad, O., Domaas, U., Rafat, R., Peduzzi, P., 2006. Global landslides risk case study. In: Arnold, M. et al. (eds), Natural Disaster Hotspots, ICase Studies. The World Bank Disaster Risk Management Series, N°6, pp 21-78.