



Universidad de Chile.
Facultad de Arquitectura y Urbanismo.
Escuela de Geografía.

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO PROFESIONAL DE GEÓGRAFO

**DINÁMICA GEOMORFOLÓGICA ACTUAL DEL PAISAJE DE
MONTAÑA, CORRESPONDIENTE AL BLOQUE SUR-OESTE DE LA
REGIÓN METROPOLITANA.**

Autor: Rodrigo Arnaldo Padilla Torres.

Profesor guía: Maria Victoria Soto Bäuerle.

Santiago, Diciembre de 2007

AGRADECIMIENTOS.

A mi profesora guía María Victoria Soto Bäuerle, por su paciencia, confianza y apoyo brindado durante el desarrollo de esta memoria. A todos mis profesores que con dedicación me entregaron el conocimiento y las herramientas para llegar hasta esta etapa y superar las que vendrán.

A mi compañera Vanesa Rugiero y mis compañeros Max Elmes y Gerardo Ubilla, que siempre estuvieron dispuestos a entregar su ayuda sincera y valiosa, sin la cual, este camino hubiese sido muy arduo.

A la labor de los funcionarios de la Facultad, de la Escuela de Geografía, de la biblioteca y mapoteca, que día a día, con la mejor disposición, siempre estuvieron prestos a resolver mis necesidades cotidianas como estudiante.

A todas esas personas que durante estos últimos años han colaborado, de alguna u otra forma, en la concreción de este trabajo.

A mi hermana Paula, por...ser como es y colaborar desde el ámbito del diseño gráfico.

A mi hermana Vero, por ser la única matemática de la familia y ser el soporte en mis falencias con los números, especialmente, durante mi primer año en la universidad.

A mi hermana Sandra, por su hermosa vocación educacional. Mil gracias por ayudarme en la corrección ortográfica!...espero que nunca más se me olvide tildar las esdrújulas.

A mi mamá, que con su esfuerzo, cariño y dedicación siempre me entrego lo necesario para salir adelante y, a mi padre Pedro Guillermo Padilla Tell, ejemplo de sacrificio y rectitud.

ÍNDICE.

	Pág.
CAPÍTULO 1. PRESENTACIÓN.....	5
INTRODUCCIÓN.....	5
1.1.- Planteamiento del problema.....	7
1.2.- Hipótesis de trabajo.....	8
1.3.- Objetivos.....	9
1.3.1.- Objetivo General.....	9
1.3.2.- Objetivos específicos.....	9
1.4.- Área de estudio.....	10
CAPÍTULO 2. PROPUESTA METODOLÓGICA.....	12
2.1.- Propuesta metodológica para el análisis de la dinámica geomorfológica actual del paisaje de montaña.....	12
2.2.- ETAPA 1. Diagnostico de información. Inventario y análisis de componentes que integran el paisaje de montaña.....	14
2.3.- ETAPA 2. Reconocimiento y delimitación morfológica funcional. Sistema de vertientes y sistema de depósitos de base de vertiente.....	14
2.4.- ETAPA 3. Análisis y reconocimiento de pisos morfodinámicos. Límite inferior de la alta montaña.....	17
2.5.- ETAPA 4. Análisis del sistema de vertientes. Factores que inciden en la susceptibilidad de la ocurrencia de flujo de detritos.....	18
2.6.- ETAPA 5. Análisis del sistema de depósitos de base de vertiente. Procesos dinámicos actuales en abanicos aluviales.....	21
2.7.- ETAPA 6. Síntesis final. Dinámica geomorfológica actual del paisaje de montaña.....	24
CAPÍTULO 3. ENFOQUE TEÓRICO.....	25
3.1.- Dinámica de vertientes.....	25
3.1.2.- División funcional de la vertiente.....	26
3.1.3.- Relaciones genético-evolutivas de la vertiente.....	27
3.2.- Delimitación altitudinal de la Alta Montaña.....	28
3.2.1.- Pisos o niveles Morfodinámicos.....	29
3.2.2.- Aproximaciones al concepto de media montaña.....	30
3.3.- Remoción en masa.....	31
3.3.1.- Clasificación.....	31
3.4.- Flujos de detritos.....	32
3.4.1.- Importancia de los flujos de detritos.....	32
3.4.2.- Subdivisión de los flujos de detritos.....	33

	Pág.
3.4.3.- Ambiente de desarrollo y zonificación.....	35
3.4.4.- Capacidad erosiva, e importancia de la base de drenaje.....	36
3.4.5.- Mecanismos de movilización.....	37
3.5.- Factores de control de la remoción en masa.....	38
3.5.1.- Factores de control de los flujos de detritos.....	40
3.6.- Abanicos Aluviales.....	42
3.6.1.- Importancia del abanico aluvial.....	42
3.6.2.- Terminología.....	42
3.6.3.- Composición y facies.....	42
3.6.4.- Morfología.....	44
3.6.5.- Condiciones para su desarrollo.....	46
3.6.7.- Evolución geomorfológica. Líneas de Investigación.....	46
3.7.- Modelo de desarrollo del abanico aluvial de BLAIR and McPHERSON.....	46
3.7.1- Procesos primarios.....	46
3.7.2.- Procesos Secundarios.....	47
3.7.3.- Tipos de abanicos.....	47
3.7.4- Escenarios Evolutivos.....	49
3. 8.- Áreas activas o inactivas del abanico aluvial.....	51
3.8.1.- Consideraciones previas.....	51
3.8.2.- Identificaron de áreas activas.....	52
3.8.3- Identificaron de áreas inactivas.....	53
 CAPÍTULO 4.- RESULTADOS.....	 54
 4.1.- ETAPA 1. Diagnóstico de información.....	 54
4.1.1- Geología.....	55
4.1.1.1.- Formaciones Geológicas.....	55
4.1.1.2- Estructuras y tectónica.....	60
4.1.2.- Geomorfología.....	63
4.1.2.1.-Formas de vertientes.....	63
4.1.2.2.- Formas depositacionales de base de vertientes.....	64
4.1.2.3.- Formas de fondo de valle.....	64
4.1.3.- Suelos.....	67
4.1.3.1.- Ordenes.....	67
4.1.4.- Vegetación.....	74
4.1.4.1.- Cobertura Vegetacional.....	74
4.1.4.2.- Formaciones Vegetales.....	78

	Pág.
4.1.5.- Clima	82
4.1.5.2.- Clima del Área de Estudio.....	83
4.1.6.- Pendientes	87
4.1.7.- Exposición	89
4.2.- ETAPA 2. Reconocimiento y delimitación morfológica funcional	91
4.3.- ETAPA 3. Análisis y reconocimiento de pisos morfodinámicos	93
4.3.1.- Subetapa 3a.- Delimitación del timberline superior.....	93
4.3.2.- Subetapa 3b.- Delimitación de la línea de nieve del pleistoceno.....	98
4.3.3.- Subetapa 3c.- Reconocimiento de límite inferior de la alta montaña.....	100
4.4.- ETAPA 4. Susceptibilidad del sistema de vertientes a la ocurrencia de procesos de remoción en masa del tipo flujo de detritos	102
4.4.1.-Subetapa 4.a.- Conocimiento de la dinámica general y factores de causa del movimiento en masa de tipo flujos de detritos.....	102
4.4.2.- Subetapa 4b.- Elección de los factores y clasificación de cada mapa de factores de acuerdo a sus clases relevantes. Asignación de valores a las clases de los factores y estandarización de las escalas de medidas.....	103
4.4.3.- Subetapa 4.c.- Asignación de pesos para cada factor. Generación del mapa de susceptibilidad del sistema de vertientes a la ocurrencia de flujos de detritos (SvFd).....	111
4.5. ETAPA 5, Dinámica sedimentaria de abanicos aluviales del sistema de depósitos de base de vertiente	115
4.5.1.- Subetapa 5a).- Tipología de formas depositacionales de base de vertiente. Identificación de abanicos aluviales.....	115
4.5.2.- Subetapa 5b).- Estilos de abanicos aluviales.....	117
4.5.3.- Subetapa 5c).- - Indicios de actividad depositacional sobre estilos de abanicos.....	121
4.5.4.- Subetapa 5d).- Procesos sedimentarios asociados a la actividad depositacional sobre estilos de abanicos.....	127
4.6 - ETAPA 6. Dinámica geomorfológica actual del paisaje de montaña	131
 CAPÍTULO 5. DISCUSIÓN	 137
 CAPÍTULO 6. CONCLUSIÓN	 142
 BIBLIOGRAFÍA	 144

ÍNDICE DE FIGURAS Y CUADROS.

	Pág.
Fig. 1. Esquema de modelo teórico para determinar la dinámica geomorfológica del paisaje de montaña.....	9
Fig. 2. Vista estereométrica de relieve del área de estudio.....	10
Fig. 3. Carta base del área de estudio.....	11
Fig. 4. Clasificación funcional de la vertiente, según sistemas morfofuncionales.....	15
Fig. 5. Ejemplo de reconocimiento y delimitación morfo-funcional.....	16
Fig. 6. Esquema para la interpretación de la dinámica actual de abanicos aluviales.....	22
Fig. 7. Diagrama esquemático de pendiente-proceso, utilizados para la interpretación de la dinámica sedimentaria de abanicos aluviales del área de estudio.....	22
Fig. 8. Modelos sobre la evolución de las vertientes.....	25
Fig. 9. Clasificación funcional de la vertiente, en base a su organización morfografía-proceso.....	26
Fig. 10. Clasificación funcional de la vertiente, según relación pendiente-proceso.....	27
Fig. 11. Pisos geocológicos en montaña.....	29
Fig. 12. Clasificación de procesos de flujos y “landslides”, según concentración de sedimentos, velocidad y comportamiento del flujo.....	34
Fig. 13. Morfología de un flujo de detrito.....	35
Fig. 14. Ejemplo de acumulación y transporte de sedimentos en un canal de bajo orden.....	36
Fig. 15. Estructura de la red de canales y depresiones en un área de montaña.....	37
Fig. 16. Relaciones entre los factores condicionantes de flujos de detritos.....	41
Fig. 17. Principales formas geomorfológicas de un abanico aluvial.....	45
Fig. 18. Diagrama esquemático de los procesos primarios y secundarios comunes a los abanicos aluviales.....	49
Fig. 19. Diagrama esquemático de las pendientes de varias asociaciones de procesos primarios que comúnmente operan en los abanicos aluviales.....	51
Fig. 20. Abanico aluvial con un atrincheramiento del canal principal y depósito distal activo producto solevantamiento tectónico.....	52
Fig. 21. Contexto geológico general del área de estudio.....	56
Fig. 22. Mapa Geológico del área de estudio.....	62
Fig. 23. Carta Geomorfológica del área de estudio.....	66
Fig. 24. Mapa de ordenes de suelo del área de estudio.....	72
Fig. 25. Mapa de posición morfológica de suelos del área de estudio.....	73
Fig. 26. Mapa de cobertura vegetacional del área de estudio.....	77
Fig. 27. Superficie según formaciones vegetales del área de estudio.....	80
Fig. 28. Mapa de formaciones vegetacionales del área de estudio.....	81
Fig. 29. Perfil Ombrotérmico, Zonas Bioclimáticas del área de estudio.....	85
Fig. 30. Mapa de zonas Bioclimáticas del área de estudio.....	86
Fig. 31. Mapa de Pendientes del área de estudio.....	88

	Pág.
Fig. 32. Mapa de Exposición del área de estudio.....	90
Fig. 33. Mapa de sistemas de vertientes y sistemas de depósitos de base de vertiente del área de estudio.....	92
Fig. 34. Valores de NDVI para el área de estudio.....	94
Fig. 35. Valores de $NDVI \leq 0$ sobre sistema de vertientes del área de estudio.....	95
Fig. 36. Cobertura vegetal sobre cota 1.500 m.s.n.m, del área de estudio.....	96
Fig. 37. Formaciones vegetales sobre cota 1.500 m.s.n.m., del área de estudio.....	97
Fig. 38. Clima y límite de la precipitación nival del área de estudio.....	99
Fig. 39. Morfología de superficies culminantes del área de estudio.....	99
Fig. 40. Mapa de límite inferior de piso crionival de alta montaña del área de estudio.....	101
Fig. 41. Mapas de factores valorados y ponderados según su SvFd y mapa final de adecuación de SvFd.....	112
Fig. 42. Mapa de susceptibilidad del sistema de vertientes a la acción de flujos de detritos.....	114
Fig. 43. Depósitos correlativos a sistemas de excavación, cabeceras de la cuenca del Estero Popeta, área de estudio.....	115
Fig. 44. Principales formas del relieve, sector extremo Nor-Occidental del área de estudio.....	116
Fig. 45. Abanicos aluviales mayores, sistema del Est. Huíticalan-Qda. Ramadillas, sector Sur de la laguna de Aculeo.....	118
Fig. 46. Conos aluviales, sector Chocalán, parte baja de la cuenca del Estero Cholqui.....	119
Fig. 47. Mapa de tipología de depósitos de base de vertiente del área de estudio.....	120
Fig. 48. Mapa de depósitos de remoción en masa, según cartografía geológica del área de estudio	123
Fig. 49. Mapa de erosionabilidad relativa de suelos, área de estudio.....	126
Fig. 50. Mapa de procesos sedimentarios actuales en abanicos aluviales del área de estudio.....	130
Fig. 51. Macizo central de Altos de Cantillana.....	132
Fig. 52. Cerro Punta Alto. Suministro de materiales desde piso crionival del área de estudio.....	132
Fig. 53. Sector distal de abanico aluvial mayor, Cajón de Panamá.....	133
Fig. 54. Vertientes de dominio estructural en ambiente de media montaña del área de estudio.....	134
Fig. 55. Sector distal de cono aluvial en ambiente de media montaña del área de estudio.....	135
Fig. 56. Mapa de dinámica geomorfológica actual del paisaje de montaña.....	136
Cuadro 1. Esquema metodológico para el análisis de la dinámica geomorfológica actual del paisaje de montaña.....	13
Cuadro 2. Escala de valoración de la SvFd.....	20
Cuadro 3. Tipos de remoción en masa, versión abreviada de VARNES (1978).....	32
Cuadro 4. Criterios geomorfológicos y sedimentológicos para diferenciar flujos de sedimentos y agua.....	34
Cuadro 5. Factores que influyen en la actividad de la remoción en masa.....	38
Cuadro 6. Factores que controlan la ocurrencia y distribución de la remoción en masa superficial.....	40

	Pág.
Cuadro 7. Relaciones Cronoestratigráficas de formaciones, depósitos y cuerpos intrusivos del área de estudio.....	61
Cuadro 8. Superficie y porcentaje de suelos del área de estudio.....	69
Cuadro 9. Órdenes y subgrupos de suelos del área de estudio.....	70
Cuadro 10. Posición morfológica de suelos del área de estudio.....	71
Cuadro 11. Clasificación de categorías de uso, según clase de cobertura del área de estudio.....	75
Cuadro 12. Superficies, según categoría de uso y clases de cobertura del área de estudio.....	76
Cuadro 13. Algunos parámetros utilizados para determinar Zonas Bioclimáticas del área de estudio.....	83
Cuadro 14. Clasificación geomorfológica de pendientes.....	87
Cuadro 15. Clasificación de planos de exposición.....	89
Cuadro 16. Rangos de pendientes, valoradas según su SvFd.....	104
Cuadro 17. Rangos de exposición valorados según su SvFd.....	105
Cuadro 18. Tipos de suelos y variaciones, valorados según su SvFd.....	108
Cuadro 20. Unidades morfológicas-litoestratigráficas, valoras según la SvFd.....	110
Cuadro 21. Pesos y criterios de valoración de factores del modelo de SvFd.....	111
Cuadro 22. Matriz de análisis de erosionabilidad de los depósitos de base de vertiente de tipo abanico aluvial.....	125
Cuadro 23. Procesos sedimentarios asociados a estilos morfológicos en abanicos aluviales del área de estudio.....	129

RESUMEN.

El presente trabajo busca determinar el estado actual de la dinámica geomorfológica del paisaje de montaña, correspondiente a una parte del bloque Sur-Oeste de la Región Metropolitana, a partir del reconocimiento de una serie de elementos que dan cuenta de las características geocológicas de este paisaje. Así, la diversidad, la heterogeneidad y la organización y disposición espacio-temporal de los procesos morfogenéticos de montaña, son la base para la confección de un modelo teórico, que se materializa en la estructuración de una propuesta metodológica, donde se analizan y articulan diversos elementos de interés geomorfológico, como: las principales formas del relieve definidas por el sistema de vertientes y el sistema de depósitos de base de vertiente; el límite inferior de la alta montaña; la susceptibilidad a la ocurrencia de fenómenos gravitacionales del tipo flujo de detritos y, además, la dinámica de procesos sedimentarios en abanicos aluviales.

De la integración y síntesis de estos elementos se interpreta la dinámica geomorfológica del área de estudio, a partir del reconocimiento del dominio de sistemas morfoclimáticos de alta y media montaña; sistemas que presentan diferencias comparativas respecto a sus relaciones alométricas entre formas erosionales y depositacionales, derivadas, fundamentalmente, de la existencia de un piso crionival que se circunscribe al cordón montañoso del macizo central de Altos de Cantillana.

Desde dicha zona se desprenden los mayores valores de susceptibilidad a ocurrencia de flujos de detritos del sistema de vertientes, debido a la mayor disponibilidad de materiales débilmente sostenidos. Asociados a la disponibilidad de materiales que entrega este macizo, se reconocen un conjunto abanicos aluviales que presentan una dinámica sedimentaria actual asociada a la actividad de procesos gravitacionales en sus ápices y procesos de flujos de agua concentrados en sus zonas distales.

Sobre niveles inferiores representados por las estribaciones de la parte media y baja de los esteros Cholqui, Popeta y Culiprán, se reconoce un sistema de media montaña, donde existe una menor disponibilidad de materiales a ser potencialmente movilizados desde el sistema de vertientes (que adquiere valores de susceptibilidad a la ocurrencia de flujos de detritos bajos a moderados), lo que repercute en la escasa actividad sedimentaria de procesos primarios sobre conos aluviales.

CAPÍTULO 1. PRESENTACIÓN.

INTRODUCCIÓN.

Según la United Nation Environment Programme - World Conservation Monitoring Centre- (UNEP-WCMC, 2000), en el mundo existen cerca de 29 millones de km² de áreas de montaña equivalente al 22% del total de la superficie terrestre, lugar donde habitan aproximadamente 720 millones de personas que representan el 12% del total de la población mundial. Dichas cifras ponen de manifiesto la relevancia territorial a nivel mundial de estas áreas, hecho que se acentúa en nuestro país considerando que el 65% de su territorio esta conformado por áreas de montañas, acogiendo el 24% de la población nacional (UNEP-WCMC, 2000).

A pesar de esta realidad, es a partir de unos treinta años atrás que se ha revitalizado el interés científico por el estudio de las áreas de montaña, con el inicio de diversos programas de investigación en el marco de un esfuerzo mancomunado por comprender la diversidad y fragilidad ambiental de estos territorios, las relaciones con los hombres que las habitan y el fomento del desarrollo sustentable como medio económico y productivo.

En este contexto, desde la Geografía destacan los aportes provenientes del estudio del paisaje de montaña bajo los conceptos de la Ecología del Paisaje o Geoecología de TROLL (1972 en GARCÍA RUIZ, 1990), que se ha transformado en la actualidad en el enfoque más utilizado en los principales programas de investigación sobre áreas de montaña a escala mundial, como el programa MAB 6 “Man and Biosphere” de la UNESCO, o la propia comisión de Geoecología de montaña de la U.G.I., y la Internacional Mountain Society (IVES Y MESSERLI, 2003 en GONZALES, 2005).

Bajo el término montaña se encuentran una gran variedad de espacios y con escalas muy desiguales (GONZÁLEZ, 2005), siendo difícil lograr un consenso general a partir de un simple criterio altitudinal. No obstante, del análisis de diversas definiciones de montaña GARCÍA-RUIZ (1990) sintetiza en la altitud y en la pendiente como los rasgos más representativos citados en cualquier definición de montaña; a partir de los que se desprenden otra serie de elementos constitutivos de estas áreas (GARCÍA-RUIZ, 1990; GONZÁLEZ, 2005).

Así, el factor altitudinal se expresa en el desarrollo vertical o escalonamiento sistemático de todos los fenómenos naturales (COQUE, 1984) producto de las modificaciones en los valores térmicos, hídricos y dinámicos del clima que afectan las respectivas tasas de erosión, distinguiéndose por esta razón, pisos de vegetación, de usos de suelo y morfoclimáticos (GARCÍA RUIZ, 1990). Entendiendo estos últimos como medios caracterizados por sistemas morfogenéticos y modelados específicos (COQUE, 1984).

El factor pendiente, en conjunto con la exposición, se expresan en la disminución de las fuerzas de inercia y en la diferenciación del aporte radiativo e hídrico sobre las vertientes, intensificando y diversificando el desarrollo de formas y procesos morfogenéticos, especialmente aquellos asistidos por gravedad. De ahí que, la montaña es considerada como un relieve de alta energía, donde los procesos geomorfológicos operan con mayor rapidez e intensidad que en otras regiones (KOTARBA, 1984, 1992; GARCÍA RUIZ, 1990 y ARNAEZ-VADILLO, 1990).

Todos estos elementos o *geofactores* interactúan y se interrelacionan en el espacio plasmado una estructura morfológica y una dinámica propia y diferenciable (GONZÁLEZ, 2005) conformando el “paisaje de montaña”, considerado por GARCÍA-RUIZ (1990) como un sistema complejo compuesto por diferentes subsistemas dependientes entre sí por múltiples vínculos.

De esta manera, este sistema natural de configuración espacial organizado en bandas altitudinales diferenciables, y la heterogeneidad e inestabilidad del medio, son algunos de los rasgos más definitorios de la montaña como hecho geográfico (TROLL, 1941, 1955, 1966, 1972, 1975, en GONZÁLEZ, 2006).

1.1.- Planteamiento del problema.

La montaña, desde la perspectiva de la geocología, se reconoce esencialmente como un “paisaje geomorfológico”, donde sus formas dan cuenta de la acción enérgica y persistente de los diversos procesos modeladores del relieve. Formas y procesos que constituyen los elementos dominantes del paisaje (GONZÁLEZ, 2006) a partir de los cuales se reflejan de forma sintética aspectos dinámicos que otros criterios no realzan con tanta intensidad (GARCÍA RUIZ, 1990). Por ello, se otorga una enorme importancia a la dinámica geomorfológica a la hora de explicar la *diversidad* y la *inestabilidad* de ecosistemas de montaña (GARCÍA RUIZ, 1990).

La *diversidad* implica reconocer a estos ambientes como un complejo mosaico en el que cada tesela constituye una unidad del paisaje, definida por una combinación concreta de factores ambientales (GARCÍA RUIZ, 1990) que contribuyen a multiplicar las acciones geomorfológicas; y del mismo modo, también se reconoce cuando se analizan de forma individual los elementos que integran el paisaje (GARCÍA RUIZ, 1990). Esta mayor variedad de acciones no es exclusiva de la montaña, pero es en ella donde adquieren características especiales (ARNAEZ-VADILLO, 1990) fundamentalmente debido a su *inestabilidad*, que se relaciona con la gran energía del relieve y la constante transferencia de sedimentos desde las partes altas a las bajas, producto que los procesos morfogenéticos operan más rápidamente y con más intensidad que en otras regiones (GARCÍA RUIZ, 1990).

Pero además, todos los procesos geomorfológicos se organizan claramente en el espacio como resultado de la unión de un determinado número de factores (ARNAEZ-VADILLO, 1990) que a partir del desarrollo altitudinal del relieve se integran bajo un dominio morfoclimático específico, determinando la *organización espacio-temporal* de los procesos morfogenéticos de montaña. En este ámbito, también se puede considerar la organización morfofuncional de procesos derivados de relaciones genético-evolutivas entre procesos erosivos y depositacionales de la vertiente.

Por lo tanto, la montaña se reconoce como un paisaje donde la dinámica geomorfológica se transforma en el eje articulador y síntesis del sistema natural, y de la que se deriva esa *diversidad e inestabilidad* propia del espacio montano, que se configura, a la vez, bajo una *organización espacio-temporal*. Constituyendo estos tres conceptos, los rasgos o características más difinitorios de la montaña como hecho geográfico, y por extensión, de la montaña como hecho geomorfológico. Por ello, según ARNAEZ-VADILLO (1990)...*el estudio de un área de montaña, desde una perspectiva geomorfológica incluye necesariamente el análisis de los procesos de erosión y transporte tanto desde el punto de vista de su actividad y diversidad como el de su disposición y organización en el espacio.*

Bajo dicha premisa y, considerando la necesidad de explorar y reconocer la dinámica geomorfológica (derivado del desarrollo del proyecto FONDECYT: 1050726) de un área eminentemente de montaña de una parte del bloque Sur-Oeste de la Región Metropolitana, donde no existen referencias en dicho sentido, cabe preguntarse...¿cómo comprender y analizar la dinámica geomorfológica de un paisaje de montaña bajo los lineamientos que nos ofrece la geoecología? y, luego, en este contexto, ¿cómo se expresa actualmente la dinámica geomorfológica en el área de estudio?.

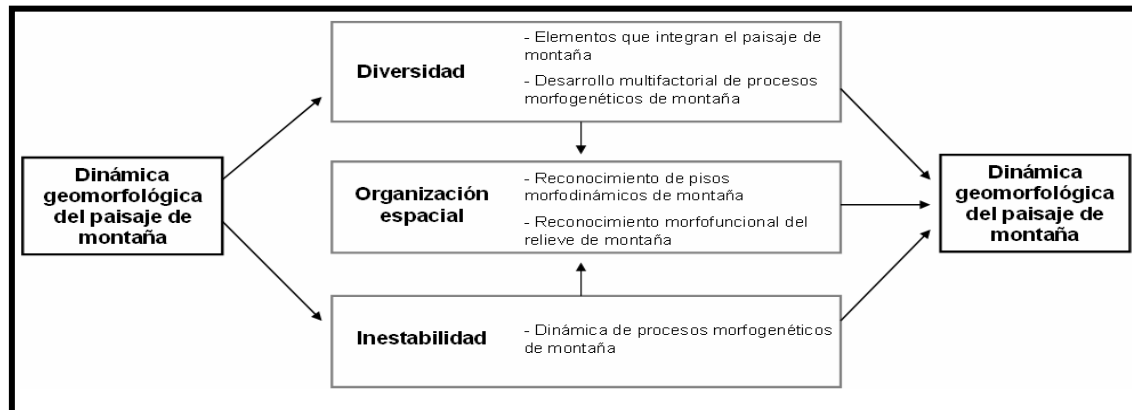
La primera interrogante se responde previamente articulando un breve modelo teórico que da razón a los más importantes factores que dan cuenta de la dinámica geomorfológica en el área de estudio. La segunda interrogante es respondida mediante el desarrollo metodológico que surge de la concatenación lógica de variables, criterios y procedimientos, derivados de los factores del modelo teórico, de donde, finalmente, se espera determinar el estado actual de la dinámica geomorfológica del paisaje de montaña del bloque Sur-Oeste de la Región Metropolitana.

1.2.- Hipótesis de trabajo.

Si la dinámica geomorfológica desde la perspectiva de la geoecología de montaña, se expresa a partir de tres rasgos fundamentales – *diversidad, inestabilidad y organización espacio-temporal* –, entonces, se infiere que, a partir de la formalización de dichos rasgos en término de un grupo de factores, viables de ser evaluados, se puede determinar, vía método analítico-sintético, la dinámica geomorfológica del paisaje de montaña del área de estudio.

Así, de acuerdo a esta proposición y, considerando principalmente las relaciones geomorfológicas reconocidas por GARCÍA RUIZ (1990) y ARNAEZ-VADILLO (1990), se diseñó el esquema de la Figura 1, de donde se derivan cinco factores que son evaluados mediante una serie de elementos de interés geomorfológico, en base a la articulación de variables, criterios y/o procedimientos que se definen y estructuran en el capítulo II, correspondiente a la propuesta metodológica, de donde nacen los objetivos de la presente investigación.

Fig. 1: Esquema de modelo teórico para determinar la dinámica geomorfológica del paisaje de montaña.



Fuente. Elaboración propia.

I.3.- Objetivos.

1.3.1.- Objetivo General.

- Determinar el estado actual de la dinámica geomorfológica del paisaje de montaña del bloque Sur-Oeste de la Región Metropolitana.

1.3.2.- Objetivos específicos.

- Reconocer, inventariar y analizar distintos elementos que integran el paisaje de montaña.
- Delimitar sistemas morfofuncionales de montaña, según reconocimiento de sistemas de vertientes y sistemas de depósitos de base de vertiente.
- Analizar y delimitar pisos morfodinámicos de montaña, según reconocimiento del *timberline* y línea de nieve del Pleistoceno.
- Analizar el sistema de vertientes, según factores que incidan en su susceptibilidad a la ocurrencia de flujos de detritos.
- Analizar el sistema de depósitos de base de vertiente, según características morfológicas, morfométricas, actividad depositacional y procesos sedimentarios asociados al abanico aluvial.
- Sintetizar los resultados derivados del análisis de los cuatro objetivos específicos anteriores.

1.4.- Área de estudio.

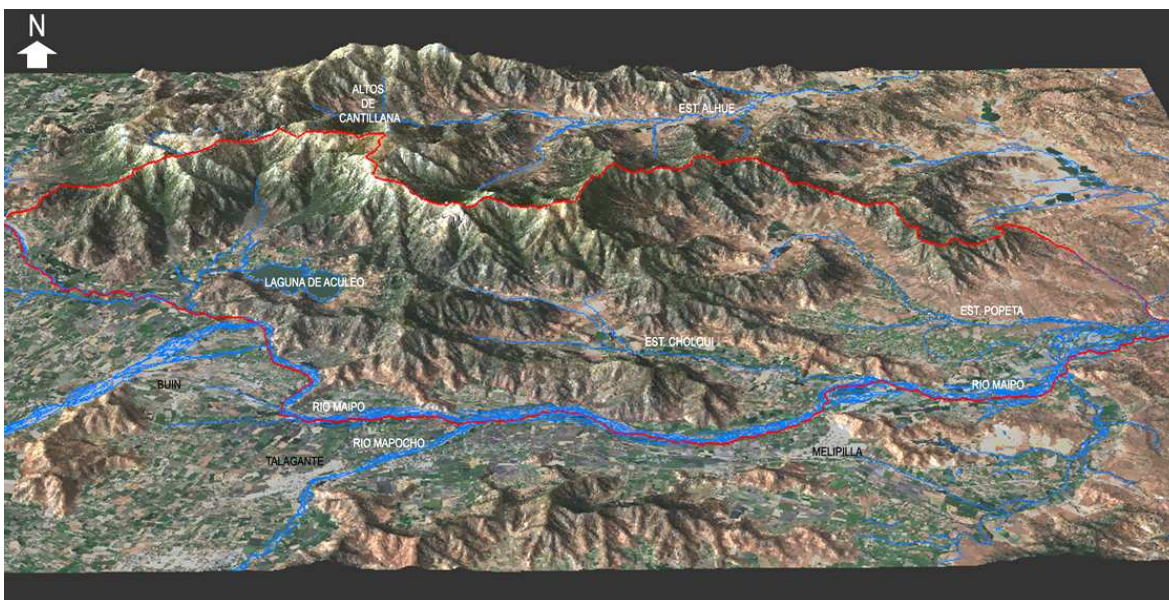
El área de estudio corresponde a un sector del bloque Sur-Oeste de la Región Metropolitana, el que comprende una superficie planimétrica total de 123.423,44 hectáreas.

Sus principales sistemas hídricos corresponden a la Laguna de Aculeo y Estero Pintué, el Estero Cholqui y los Esteros Popeta y Culiprán, todos los cuales tributan sus aguas hacia el Río Maipo.

Dicha zona se enmarca en el dominio montañoso de la Cordillera de la Costa, que se caracteriza por presentar un bloque macizo y escarpado con alturas máximas que sobrepasan los 2.000 m.s.n.m (Altos de Cantillana), desde donde se desprenden una serie de estribaciones de orientación Sureste-Noroeste, contrastando con el relieve bajo y ondulado que le antecede hacia la costa (Fig.2).

Administrativamente, esta área atraviesa, en parte, tres provincias de la Región Metropolitana, éstas son: Provincia del Maipo, Provincia de Talagante y Provincia de Melipilla, las que incluyen a las Comunas de Paine, Isla de Maipo y Melipilla, respectivamente (Fig. 3).

Figura 2. Vista estereométrica del relieve del área de estudio



Fuente: Elaboración propia a partir de MDT e imágenes verdadero color LANSAT TM+, USGS (1999).

Figura 3. Carta base del área de estudio.



CAPÍTULO 2. PROPUESTA METODOLÓGICA.

2.1.- Propuesta metodológica para el análisis de la dinámica geomorfológica actual del paisaje de montaña.

A partir los factores definidos en la hipótesis del capítulo I (Fig. 1), se estructuraron y evaluaron una serie de elementos de interés geomorfológico, determinando el estado actual de la dinámica geomorfológica del paisaje de montaña, en base a la articulación concatenada de un conjunto de variables, criterios y/o procedimientos.

De esta manera, como primera instancia, a modo de diagnóstico, se considero la información obtenida a partir del inventario y análisis de los distintos componentes que integran el paisaje de montaña.

Luego, la organización espacio-temporal morfofuncional y morfodinámica de este paisaje se reconoció mediante la identificación y delimitación del sistema de vertiente y el sistema de depósitos de base de vertiente (en base a ARAYA VERGARA, 1985), y el reconocimiento del límite inferior del piso de alta montaña (TROLL, 1972 en GARCÍA-RUIZ, 1990), respectivamente.

Especial énfasis se otorgo a la delimitación morfofuncional, que define dos sistemas (o subsistemas) que obedecen a relaciones genético-evolutivas distintas, pero, a la vez, correlacionados e interdependientes; lo que se manifiesta en condiciones alométricas de proporcionalidad entre las formas correspondientes a los procesos erosivos del sistema de vertientes y las formas derivadas de los procesos depositacionales del sistema de depósitos de base de vertiente. Procesos morfogenéticos que son gobernados y dinamizados por la interacción de múltiples factores ambientales.

En consecuencia, la dinámica de procesos morfogenéticos del sistema de vertientes se analizó en base a la evaluación de distintos factores que inciden en la susceptibilidad de la ocurrencia de procesos de remoción en masa del tipo flujos de detritos. Los sistemas de depósitos de base de vertiente se analizaron a partir del reconocimiento de los procesos sedimentarios asociados a la actividad depositacional de estilos morfológicos del abanico aluvial, según conceptos de BLAIR & Mc PHERSON (1994).

Finalmente, el estado actual de la dinámica geomorfológica del paisaje de montaña fue entendida a partir de la integración y síntesis de los distintos resultados obtenidos, siguiendo un esquema de seis etapas (Cuadro 1), que a continuación se describen en profundidad.

Cuadro 1. Esquema metodológico para el análisis de la dinámica geomorfológica actual del paisaje de montaña

ETAPAS	FACTORES EVALUADOS (en negrita) y VARIABLES, CRITERIOS y/o PROCEDIMIENTOS UTILIZADOS	PRODUCTOS
1 Diagnóstico de información	Reconocimiento de componentes que integran el paisaje de montaña. - Recolección y levantamiento de información base -	Mapas según componentes de montaña
2 Reconocimiento y delimitación morfofuncional.	Organización espacial morfofuncional de procesos genéticos-evolutivos del paisaje de montaña. - Sistema de vertiente - - Sistema de depósitos de base de vertiente -	Mapa de sistemas de vertientes y sistemas de depósitos de base de vertiente.
3 Análisis y reconocimiento de pisos morfodinámicos	Organización espacio-temporal de procesos morfodinámicos actuales del paisaje de montaña - Límite del timberline superior y línea de nieve del Pleistoceno -	Mapa de límite inferior de alta montaña
4 Análisis del sistema de vertientes	Factores que inciden en la dinámica actual de procesos morfogenéticos del sistema de vertientes - Análisis multifactorial. Susceptibilidad a la ocurrencia de flujos de detritos -	Mapa de susceptibilidad del sistema de vertiente a la ocurrencia de flujos de detritos.
5 Análisis del sistema de depósitos de base de vertiente.	Factores y características que inciden en la dinámica actual de procesos morfogenéticos del sistema de depósitos de base de vertiente - Análisis de características morfológicas y morfométricas, grado de actividad depositacional y procesos sedimentarios asociados -	Mapa de procesos sedimentarios en abanicos aluviales del sistema de depósitos de base de vertiente
6 Síntesis final.	Unión de etapas 2, 3, 4 y 5. Interpretación y síntesis de la dinámica geomorfológica actual del paisaje de montaña.	Unión mapas etapas 2, 3, 4 y 5 Mapa de dinámica geomorfológica del paisaje de montaña.

Fuente: Elaboración propia.

2.2.- ETAPA 1; Diagnóstico de información. Inventario y análisis de componentes que integran el paisaje de montaña.

Como primera aproximación al área de estudio, el diagnóstico de la información existente entregó una valoración de la cantidad y calidad de información disponible como insumo para las etapas subsiguientes. También esta información fue representativa de los componentes que integran el paisaje de montaña.

- Método.

Esta etapa implicó la recolección y levantamiento de información relevante desde diversas fuentes y formatos. Información que fue estandarizada a formatos digitales vectorial (.shp) y raster (.img), mediante la utilización de los Softwares ArcGis 9.0 y Erdas 8.5, para su posterior análisis y representación.

- Materiales.

Los materiales utilizados en esta etapa son los siguientes:

- Fotografías aéreas digitales 1: 115.000 Región Metropolitana CONAF-CONAMA, 2001. Líneas de vuelo N° 26959, 26960, 26961, 26943, 26942, 26912 y 26913.
- Cartografía digital 1.50.000 IGM, 1997. Sectores E-063, E-064, E-065, E-066, E-072, E-073, E-074 y E-075.
- Base cartográfica digital Región Metropolitana. Proyecto OTAS, 2001.
- Bases digitales del Catastro y Evaluación de Recursos Vegetacionales Nativos de Chile. Región Metropolitana. Proyecto CONAF-BIRF, 1995.
- Cartografía Geológica 1:100.000 SERNAGEOMIN. Geología del área Talagante-San Francisco de Mostazal (2001) y Mapa Geológico del área de San Antonio-Melipilla (1996).
- Imágenes LANDSAT TM+, USGS, 2004. WRS-2/p233r83, y WRS-2/p233r84.
- Bases digitales Estudio Agrológico Región Metropolitana. CIREN-CORFO, 1996.

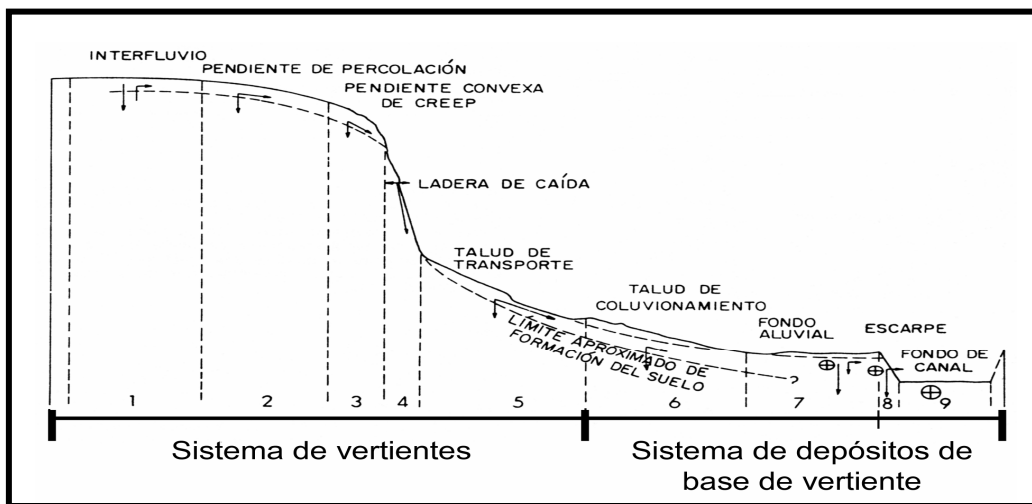
2.3.- ETAPA 2. Reconocimiento y delimitación morfológica funcional. Sistema de vertientes y sistema de depósitos de base de vertiente.

DALRYMPLE *et al* (1968) en PEDRAZA (1996) realiza una detallada división funcional de la vertiente; la que puede ser sintetizada en dos sistemas morfofuncionales deducidos a partir de las relaciones genético-evolutivas fundamentales en ambientes de montaña de ARAYA VERGARA (1985). Estos sistemas son denominados como sistemas de vertientes y sistema de depósitos de base de vertiente.

El sistema de vertientes se define como el principal medio aportador de materia y energía hacia planos inferiores y se entiende por las zonas 1 a 6 de la Figura 4.

El sistema de depósitos de base de vertiente se define como las formas depositacionales (de relativa estabilidad), correlativas a la acción de transferencia de energía y materia del sistema de ladera. Se entienden por las zonas 6 a 9 de la Figura 4.

Figura 4. Clasificación funcional de la vertiente, según sistemas morfofuncionales.



Fuente: DALRYMPLE *et al* (1968; en PEDRAZA, 1996)

- Método

Considerando las morfologías derivadas de la interpretación de la Figura 4, se determinó mediante fotointerpretación estereoscópica con apoyo de cartografía e imágenes aéreas digitales, el límite entre formas correspondientes al sistema de vertientes y las formas correspondientes al sistema de depósitos de base de vertiente y el límite entre el sistema de depósitos de base de vertiente y formas de fondo de valle; siguiendo como ejemplo, la Figura 5, donde en (A) se presenta una visión ortogonal de un relieve de montaña y en (B), su división morfofuncional.

- Materiales.

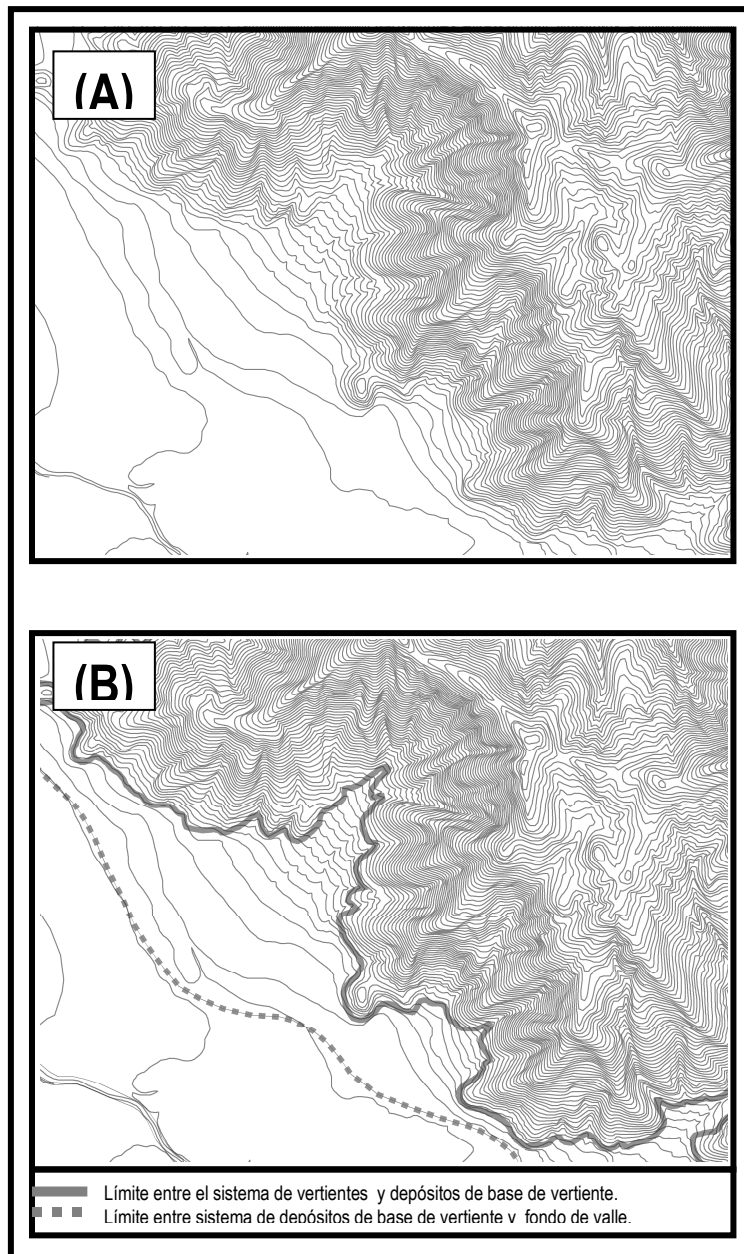
Los materiales que fueron utilizados en esta etapa son los siguientes:

- Fotografías aéreas escala 1:70.000, Santiago. SAF, 1996. L3-2194, 2195, 2196; L4-2135, 2136, 2137, 2138, 2139; L5-2122, 2123, 2124, 2125, 2126, 2127; L6-1111,

1112, 1112; L7-3825, 3826, 3827, 3828, 3829; L8-4029, 4030, 4031, 4032; L9-3743, 3744.

- Fotografías aéreas digitales 1: 115.000 Región Metropolitana CONAF-CONAMA, 2001. Líneas de vuelo N° 26959, 26960, 26961, 26943, 26942, 26912 y 26913.
- Cartografía digital 1.50.000 IGM (1997), Sectores E-063, E-064, E-065, E-066, E-072, E-073, E-074 y E-075.
- Base cartográfica digital Región Metropolitana. Proyecto OTAS, 2001.

Figura 5: Ejemplo de reconocimiento y delimitación morfofuncional.



Fuente: Elaboración propia

2.4.- ETAPA 3. Análisis y reconocimiento de pisos morfodinámicos. Límite inferior de la alta montaña.

ARNAEZ–VADILLO (1990), plantea un esquema de cinco pisos geocológicos para montañas de latitudes medias, donde establece una la delimitación inferior de la alta montaña utilizando esencialmente los criterios definidos por TROLL (1972, en GARCÍA-RUIZ, 1990). Éstos son:

- El *timberline* superior, que define bien el nivel inferior de la denudación crionival activa.
- La línea de nieve del Pleistoceno.

- Método.

El método se basó en el reconocimiento de la acción espacio-temporal del hielo/nieve como agente morfogenético y la respuesta vegetacional a dicha acción, mediante fotointerpretación, teledetección y análisis espacial de información vegetacional, climática y morfológica. Para ello, se realizó un análisis dividido en tres subetapas, a saber:

Subetapa 3.a.- Delimitación del *timberline* superior.

Se identificó el patrón de respuesta espectral de la vegetación, mediante la utilización del índice NDVI (Normalized Difference Vegetation Index) para imágenes LANDSAT TM+, adquiriendo relevancia los valores que indican el detrimento o ausencia de vegetación en los niveles más altos de las cadenas montañosas.

Complementando lo anterior, se analizó e identificó cambios fisonómicos y estructurales de la vegetación, definidos por la variación de la cobertura vegetacional y las formaciones vegetacionales de los niveles más altos de las cadenas montañosas, considerando las características del piso Matorral Andino, de cuya presencia se advierte el comienzo del *Timberline* en la Región de la cordillera de Chile Central (LUEBERT *et al*, 2000). Estas características son:

- Dominancia de matorral bajo, menor a 50 cm.
- Promedio de cobertura vegetacional, que fluctúa anualmente entre un 20 a 40%.
- Dominancia de la especie vegetacional *Chuquiraga oppositifolia* (o bien la ausencia de la especie *Kagenekia angustifolia*).

Subetapa 3.b.- Delimitación de la línea de nieve del Pleistoceno.

Se reconocieron antecedentes climáticos que indicaron el límite altitudinal actual entre las precipitaciones líquidas y sólidas y se identificaron condiciones morfológicas reguladoras de la acumulación y retención de nieve estacional.

Subetapa 3c.- Reconocimiento de límite inferior de la alta montaña.

De los resultados obtenidos en las subetapas anteriores, se reconoció el límite inferior de la alta montaña, en función del esquema de pisos geocológicos para montañas de latitudes medias de ARNAEZ-VADILLO (1990).

- Materiales.

Los materiales utilizados en esta etapa fueron los siguientes:

- Fotografías aéreas digitales 1: 115.000 Región Metropolitana CONAF-CONAMA, 2001. Líneas de vuelo N° 26959, 26960, 26961, 26943, 26942, 26912 y 26913.
- Cartografía digital 1.50.000 IGM, 1997. Sectores E-063, E-064, E-065, E-066, E-072, E-073, E-074 y E-075.
- Base cartográfica digital Región Metropolitana. Proyecto OTAS, 2001.
- Bases digitales del Catastro y Evaluación de Recursos Vegetacionales Nativos de Chile. Región Metropolitana. Proyecto CONAF-BIRF, 1997.
- Imágenes LANDSAT TM+, USGS, 1999. WRS-2/p233r83, WRS-2/p233r84.

2.5.- ETAPA 4. Análisis del sistema de vertientes. Factores que inciden en la susceptibilidad a la ocurrencia de flujo de detritos.

Según SUÁREZ (1998), la susceptibilidad, generalmente, expresa la facilidad con que el fenómeno puede ocurrir sobre la base de las condiciones del terreno (o factores condicionantes), por ello, la probabilidad de ocurrencia de un factor detonante como la lluvia o un sismo no es considerado en un análisis de susceptibilidad. El mapa de susceptibilidad, entonces, representaría una zonificación del grado de riesgo que se realiza refiriéndose a aquellos factores que conforman el medio físico (litología, pendiente, exposición, etc.) y desde cuya interacción se generan condiciones de inestabilidad de laderas (MATTERA *et al* 2005).

El análisis de susceptibilidad requiere de una modelación teórica, empírica, estadística o determinista (SUÁREZ, 1998), de las interacciones entre un grupo de factores y de la evaluación de las relaciones entre varias condiciones del terreno y el fenómeno estudiado. Optándose, en este caso, por un análisis de tipo heurístico, el que se caracteriza en que el profesional especializado decide qué factores utilizar y los valores de peso, con base en su propia experiencia (SUÁREZ, 1998), donde, generalmente, los factores se establecen mediante un análisis previo, inspirándose en las características particulares de las tipologías de los movimientos gravitacionales (MATTERA *et al*, 2005).

Si se considera, en un contexto global, la dinámica erosiva y depositacional de la remoción en masa (a excepción de los flujos de detritos) sobre el sistema de vertientes, ella se traduce en la depositación y acumulación de materiales sobre segmentos de canales de primer y segundo orden, desde los que se gatilla la acción morfogénica de los flujos de detritos (BENDA & DUNE, 1997). En cierta medida, se deduce que la dinámica de estos flujos es un reflejo y síntesis del sistema global de procesos de remoción en masa.

Asumiendo lo anterior, se estimó apropiado restringir el análisis de susceptibilidad sólo al conocimiento de la dinámica de los flujos de detritos, a fin de lograr una aproximación, si bien acotada, de mayor certeza interpretativa y analítica.

- Método.

El método se fundamentó en un análisis heurístico multifactorial para determinar la susceptibilidad de generación movimientos en masa de tipo flujos de detritos, en base a combinaciones cualitativas de factores condicionantes.

De esta manera, en base al procedimiento de evaluación multicriterio denominado sumatoria lineal ponderada (BARREDO, 1996) o combinación lineal ponderada (EASTMAN, 2003) y, al modelo de uso de SIG para la combinación cualitativa de mapas de TURNER & McGUFFEY (1996, en SUÁREZ, 1998); se planteó un análisis en tres subetapas, a saber:

Subetapa 4.a.- Conocimiento de la dinámica general y factores de causa de flujos de detritos.

En esta etapa se reconoció las líneas generales que encausan y enmarcan el análisis multicriterio y que sustentan un objetivo posible de ser maximizado o minimizado por los distintos factores explicativos del fenómeno.

Subetapa 4.b.- Elección de los factores y clasificación de cada mapa de factores de acuerdo a sus clases relevantes. Asignación de valores a las clases de los factores y estandarización de las escalas de medidas.

Los factores se seleccionaron en consideración a los indicados teóricamente (en la subetapa anterior) y a su disponibilidad derivada de la información base de la etapa de diagnóstico del área de estudio.

Las clases de los factores se estandarizaron según su “susceptibilidad del sistema de vertientes a la ocurrencia de flujos de detritos” (**SvFd**), de acuerdo a la siguiente escala (cuadro 2):

Cuadro 2. Escala de valoración de la SvFd

Valor	SvFd
1	MUY BAJA
2	BAJA
3	MODERADA
4	ALTA
5	MUY ALTA

Fuente: Elaboración propia.

La asignación de clases y la valorización de cada factor se efectuó en base a la una aproximación teórica definida para cada caso específico. El factor suelo fue valorado según su erosionabilidad, de acuerdo a los parámetros definidos por RUGIERO (2006).

Subetapa 4.c.- Asignación de pesos para cada factor. Generación de SvFd .

Para los pesos de cada factor se tuvo como base los estimados por SEPÚLVEDA (1998, 2000) en su “metodología de evaluación del peligro de flujos de detritos en ambientes montañosos”, la que ha sido aplicada satisfactoriamente en diversos ambientes de montaña de la Región Metropolitana, de condiciones similares al área de estudio.

Finalmente, el mapa de susceptibilidad se confeccionó a partir de la integración de los factores mediante el procedimiento de la combinación lineal ponderada, que se describe en la siguiente ecuación:

$$S = \sum w_i x_i$$

Donde;

S : Adecuación. (Sumatoria final de los índices de SvFd)

Wi : Valor de la clase del factor i

Xi : Peso de factor i

Fuente. EASTMAN (2003)

Este procedimiento multiplica cada mapa estandarizado de factores (cada celda raster dentro de cada mapa) por el peso del factor y luego suma los resultados, utilizando para ello, el módulo MCE (multi-criteria evaluation) del software Idrisis Kilimanjaro.

- Materiales.

Los materiales que fueron utilizados en esta etapa son los siguientes:

- Cartografía digital 1:50.000 IGM, 1997. Sectores E-063, E-064, E-065, E-066, E-072, E-073, E-074 y E-075.
- Base cartográfica digital Región Metropolitana. Proyecto OTAS, 2001.
- Bases digitales del Catastro y Evaluación de Recursos Vegetacionales Nativos de Chile. Región Metropolitana. Proyecto CONAF-BIRF, 1997.
- Cartografía Geológica 1:100.000 SERNAGEOMIN. Geología del área Talagante – San Francisco de Mostazal (2001) y Mapa Geológico del área de San Antonio-Melipilla (1996).
- Imágenes LANDSAT TM+, USGS, 2004. WRS-2/p233r83, WRS-2/p233r84.
- Bases digitales Estudio Agrológico Región Metropolitana. CIREN-CORFO, 1996.

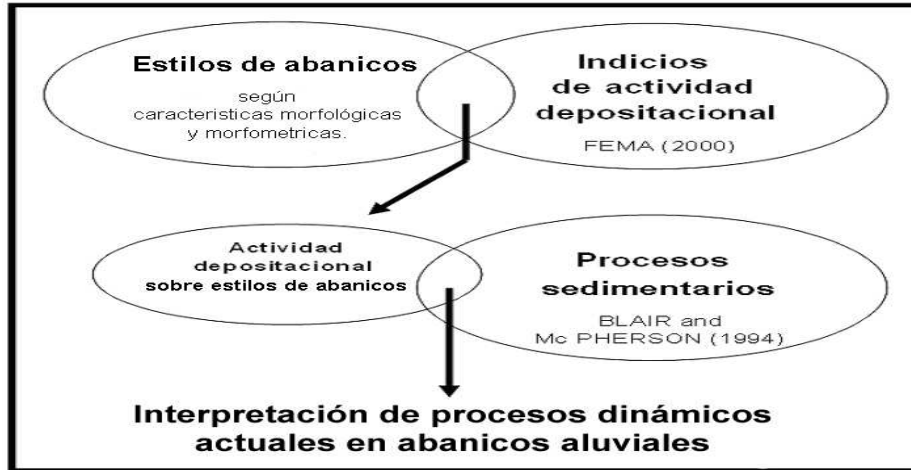
2.6.- ETAPA 5. Análisis del sistema de depósitos de base de vertiente. Procesos dinámicos actuales en abanicos aluviales.

Según HARVEY *et al* (2005), las investigaciones sobre los abanicos aluviales se han centrado en destacar sus relaciones y características sedimentológicas, morfológicas y morfométricas; también se ha puesto atención al estilo morfológico del abanico en la medida que este refleja una adaptación o ajuste frente a cambios generales de almacenamiento y evacuación de sedimentos desde la base de drenaje, aunque en la actualidad se ha puesto énfasis en considerar cómo interactúan los factores globales que controlan el desarrollo del abanico aluvial (controles de la base de drenaje, tectónica y evolución geomorfológica a largo plazo, controles climáticos y fluctuaciones de nivel de base) y cómo se refleja dicha interacción en los estilos morfológicos y sedimentarios.

En este caso, se analizaron los procesos dinámicos actuales en abanicos aluviales a partir de la integración de aspectos relacionados con sus características morfológicas y morfométricas, como también, la actividad depositacional y sus procesos sedimentarios asociados (Fig. 6). Este último aspecto fue reconocido a partir del modelo de BLAIR & Mc PHERSON (1994), donde el desarrollo del abanico aluvial puede ser idealizado sobre cuatro escenarios “estado-evolutivo”, a saber:

- Formación del cono de talud. (30 a 40° de pendiente).
- Abanico incipiente (10 a 25° de pendiente).
- Desarrollo común de la morfología compuesta del abanico (3 a 15° de pendiente).
- Progradación del abanico (2 a 8° de pendiente).

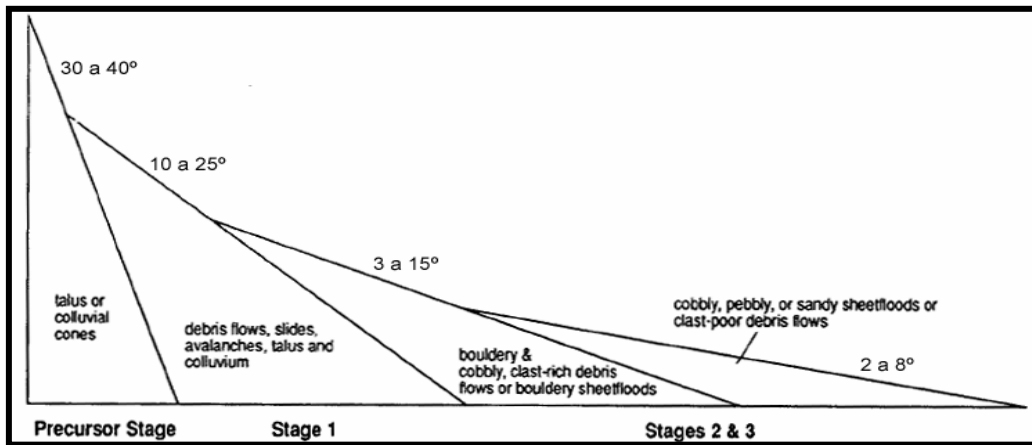
Figura 6. Esquema para la interpretación de la dinámica actual de abanicos aluviales



Fuente: Elaboración propia.

Dicho esquema de cuatro escenarios (Fig. 7) se entendió como el dominio de ciertos grupos de procesos sedimentarios sobre la totalidad o parte del abanico, cuyos umbrales son asociados a cambios de la pendiente del abanico. Dichos umbrales o límites entre grupos de procesos sedimentarios no es exacto ni obedecen a una clasificación rígida, sino más bien, la identificación de estos límites dependió en gran medida del reconocimiento e interpretación de aspectos relacionados con la actividad depositacional sobre estilos morfológicos y morfométricos de los abanicos aluviales (Fig. 6).

Figura 7: Diagrama esquemático de pendiente-proceso, utilizados para la interpretación de la dinámica sedimentaria de abanicos aluviales del área de estudio.



Fuente: BLAIR and Mc PHERSON (1994).

-Método.

El análisis propuesto (derivado de la Fig. 6) enfatizó el reconocimiento de características morfológicas, relaciones morfométricas y la actividad morfológica sobre el abanico, que se correlacionaron a la acción o dominio de procesos sedimentarios de dinámica actual. Todo lo anterior se efectuó en base al análisis de información derivada de fotointerpretación estereoscópica, con apoyo de topografía e imágenes aéreas digitales, el análisis espacial de antecedentes geológicos, vegetacionales y suelos, además, de la confección de un modelo digital de terreno. Para ello se establecen cuatro subetapas, a saber:

Subetapa 5a).- Tipología de formas depositacionales de base de vertiente. Identificación de abanicos aluviales.

Implicó la diferenciación de los depósitos de base de vertiente según sus principales aspectos morfológicos.

Subetapa 5b).- Estilos de abanicos aluviales.

Involucró el reconocimiento y agrupación de los abanicos aluviales según estilos, derivados de sus características morfológicas y relaciones morfométricas.

Subetapa 5c).- Indicios de actividad depositacional sobre estilos de abanicos.

Se analizaron antecedentes geológicos, vegetacionales y suelos que, según FEMA (2000), son indicativos de las condiciones y ritmos actuales de actividad o inactividad sobre los estilos de abanicos aluviales (definidos en la subetapa anterior). Los suelos fueron analizados mediante la confección de una matriz, donde propiedades como la textura superficial, profundidad, contenido de materia orgánica y porcentaje de arcilla, se relacionaron sobre distintas zonas morfológicas (proximal, medial y distal) de los estilos de abanicos aluviales, lo que, finalmente, se expresó en valoración cualitativa según grados relativos de erosionabilidad.

Subetapa 5d).- Procesos sedimentarios asociados a la actividad depositacional sobre estilos de abanicos.

Una vez analizada la actividad depositacional sobre los estilos de abanicos aluviales, se aplicó, principalmente, los conceptos asociados al modelo de desarrollo del abanico aluvial de BLAIR & Mc PHERSON (1994), donde, finalmente, la dinámica sedimentaria actual sobre los estilos de abanicos se comprendió a partir de la relación pendiente-proceso (Figura 7).

- Materiales.

Los materiales utilizados en esta etapa son los siguientes:

- Fotografías aéreas escala 1:70.000, Santiago. SAF, 1996. L3-2194, 2195, 2196; L4-2135, 2136, 2137, 2138, 2139; L5-2122, 2123, 2124, 2125, 2126, 2127; L6-1111, 1112, 1112; L7-3825, 3826, 3827, 3828, 3829; L8-4029, 4030, 4031, 4032; L9-3743, 3744.
- Fotografías aéreas digitales 1: 115.000 Región Metropolitana CONAF-CONAMA, 2001. Líneas de vuelo N° 26959, 26960, 26961, 26943, 26942, 26912 y 26913.
- Cartografía digital 1.50.000 IGM, 1997. Sectores E-063, E-064, E-065, E-066, E-072, E-073, E-074 y E-075.
- Base cartográfica digital Región Metropolitana. Proyecto OTAS, 2001.
- Cartografía Geológica 1:100.000 SERNAGEOMIN. Geología del área Talagante – San Francisco de Mostazal y Mapa Geológico del área de San Antonio-Melipilla.
- Bases digitales Estudio Agrológico Región Metropolitana. CIREN-CORFO, 1996.

2.7.- ETAPA 6. Síntesis final. Dinámica geomorfológica actual del paisaje de montaña

Finalmente, mediante la integración de los resultados de las etapas 2, 3, 4 y 5, se realizó la síntesis final, determinando la dinámica geomorfológica del paisaje de montaña del área de estudio.

- Método.

Superposición de información, derivada de los mapas finales de las etapas 2, 3, 4, 5.

-Materiales.

- Mapa de sistemas de vertientes y sistemas de depósitos de base de vertiente.
- Mapa de límite inferior de la alta montaña.
- Mapa de susceptibilidad del sistema de vertientes a la ocurrencia de flujos de detritos.
- Mapa de procesos sedimentarios en abanicos aluviales del sistema de depósitos de base de vertiente.

CAPÍTULO 3. ENFOQUE TEÓRICO.

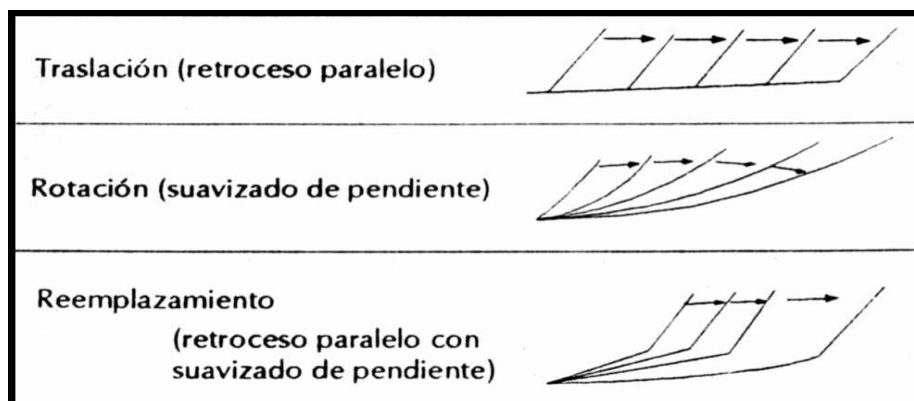
3.1.- Dinámica de vertientes.

Las vertientes pueden ser consideradas como fisonomías complejas y, genéticamente, se debe a múltiples procesos (gravitacionales, tectónicos, volcánicos, periglaciales, entre otros). La función general de las vertientes es rebajar o anular escarpes y taludes (PEDRAZA, 1996). Sin embargo, se suele generalizar, en los procesos derivados de la acción gravitacional, como los de mayor recurrencia en el modelado de las vertientes.

La disciplina geomorfológica reconoce a las vertientes como geoformas dinámicas afectadas por procesos genético-evolutivos, plasmando principalmente tres teorías que dan a entender su evolución a lo largo del tiempo (YOUNG, 1972; PEDRAZA, 1996); éstas son (Fig. 8):

- Traducción o retroceso paralelo (KING, 1962). Se entiende como el retroceso progresivo y paralelo a la inclinación inicial, principalmente producto de los procesos modeladores de las vertientes.
- Rotación o declinación de la vertiente (DAVIS, 1899). Se entiende como la atenuación progresiva de su inclinación al rebajarse simultáneamente los interfluvios, producto de cambios cíclicos en el nivel de base.
- Reemplazo de la vertiente (PENCK, 1924). Se entiende como una ligera rotación o desgaste de los interfluvios, aunque domina el retroceso “casi paralelo” de la pendiente, producto de procesos formadores endógenos, conjuntamente a la acción de procesos modeladores exógenos

Figura 8: Modelos sobre la evolución de las vertientes.



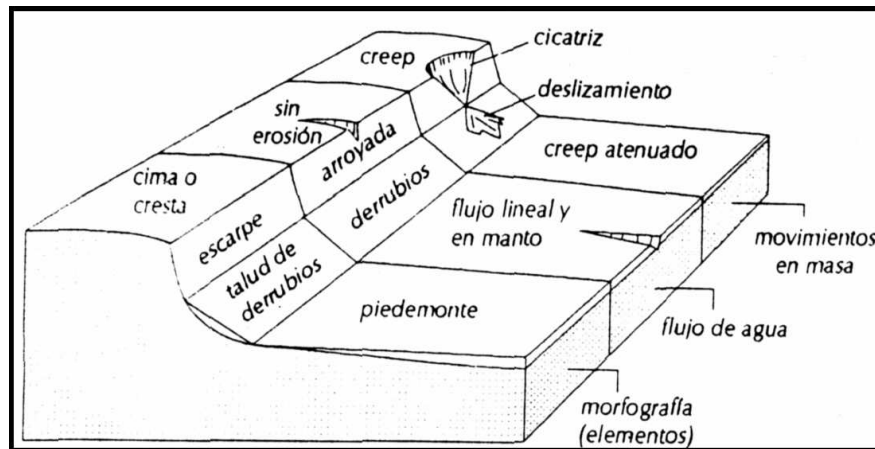
Fuente: PEDRAZA (1996)

3.1.2.- División funcional de la vertiente.

Los aspectos funcionales de la vertiente interesan en el sentido que permiten establecer relaciones de causalidad mediante correspondencias entre geometrías y procesos tipos (PEDRAZA, 1996).

Una correspondencia a nivel general es realizada por KING (1962, en PEDRAZA 1996), basada en una organización morfografía-proceso (Fig. 9). Este autor considera que, la *Vertiente Estándar* (Standard hillslope) es el resultado natural de la evolución de la vertiente producto de la actividad fluvial y/o movimientos en masa, independiente del control climático, pero se necesita un substrato rocoso adecuado para que aparezcan los elementos (YOUNG, 1972).

Figura 9: Clasificación funcional de la vertiente, en base a su organización morfografía-proceso.

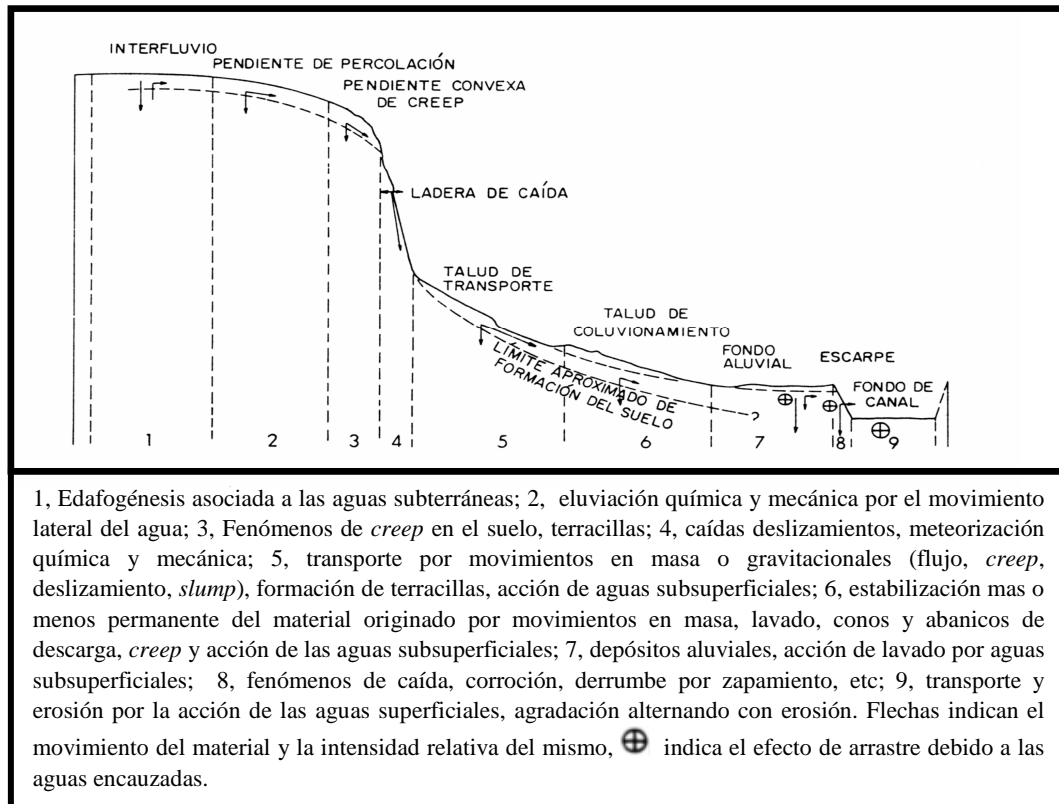


Fuente. KING (1962, en PEDRAZA 1996)

A partir de estos elementos, la vertiente se puede definir como una superficie inclinada, cuyo gradiente se determina por su inclinación respecto a la horizontal y cuya longitud se determina por la distancia inclinada entre su cresta y su pie (WHITTOW, 1984).

Una clasificación funcional de la vertiente mas detallada es realizada por DALRYMPLE *et al* (1968, en PEDRAZA, 1996), basada en relaciones entre pendiente-procesos (Fig. 10).

Figura 10: Clasificación funcional de la vertiente, según relación pendiente-proceso.



Fuente: DALRYMPLE et al (1968; en PEDRAZA, 1996)

3.1.3.- Relaciones genético-evolutivas de la vertiente.

Así como los aspectos funcionales de la vertiente permiten establecer relaciones de correspondencias entre geometrías y procesos tipos, también permiten establecer relaciones genéticas para su análisis evolutivo, según sea el proceso dominante.

De esta forma, del análisis de la carta geomorfológica de la cuenca del Mapocho (ARAYA VERGARA, 1985), se reconocen dos grandes elementos interpretativos de la génesis y evolución de la vertiente, éstos son: las vertientes y las formas de base de vertiente. Elementos que conjuntamente realzan las relaciones alométricas dentro del sistema general de erosión y depositación.

En ambientes de montaña, los aspectos genéticos-evolutivos o genéticos-dinámicos fundamentales, se sustentan en la relación entre vertientes o vertiente-*talweg* y depósitos de base de vertiente (ARAYA VERGARA, 1985; CASTRO *et al* 2003; SOTO, *et al* 2006), donde la *vertiente* se define como el principal medio aportador y exportador de materia y

energía hacia zonas y planos inferiores (SOTO *et al*, 2006), predominando mecanismos de transporte de materiales mediante procesos de remoción en masa y escorrentía. Los depósitos de base de vertiente se definen como formas depositacionales correlativas a la acción de transferencia de materia y energía de las vertientes. Estos últimos son indicativos, a su vez, de la dinámica de aporte de masa actual y subactual, permitiendo una concepción geodinámica externa actual del paisaje (SOTO *et al*, 2006).

3.2.-Delimitación altitudinal de la alta montaña.

Unas de las cuestiones más debatidas ha sido la delimitación inferior de la alta montaña, concepto que encierra una gran ambigüedad y confusión a la hora de delimitar sus dominios (GARCÍA-RUIZ, 1990). En la literatura germana, tradicionalmente, se han distinguido dos tipos de montaña, *hochgebirge* (alta montaña) y *mittelgebirge* (media montaña). Las diferencias entre ambas vienen marcadas por factores topogeomorfológicos, climáticos y biogeográficos (ARNAEZ-VADILLO, 1990). Al respecto TROLL (1972, en GARCÍA-RUIZ, 1990) define tres criterios para delimitar la alta montaña de la media montaña.

- La línea de nieve del Pleistoceno.
- El nivel inferior del modelado periglacial activo
- El *timberline* superior, que define bien el nivel inferior de la denudación crionival activa

GARCÍA-RUIZ (1990) deduce que es el papel del hielo como agente morfogenético en combinación con la vegetación (posición altitudinal del *timberline*), el que determina el comienzo y la importancia espacial de la alta montaña y no un simple criterio altitudinal. La media montaña se desarrolla por debajo del *timberline*.

Respecto al *timberline*, la aplicación de éste presenta dos grandes limitaciones. Primero, dicho límite sólo puede aceptarse en montañas con bajo nivel de antropización, ya que este hecho se manifiesta en un descenso artificial del *timberline*, lo que se asocia a un descenso altitudinal de los procesos periglaciales. Segundo, la posición altitudinal del *timberline* es de carácter zonal, debido a que esta se halla controlada casi exclusivamente por las temperaturas del mes más calido y la acumulación de grados-días en el verano, por lo que, en algunos ambientes áridos, esta línea se distingue con dificultad (GARCÍA RUIZ, 1990).

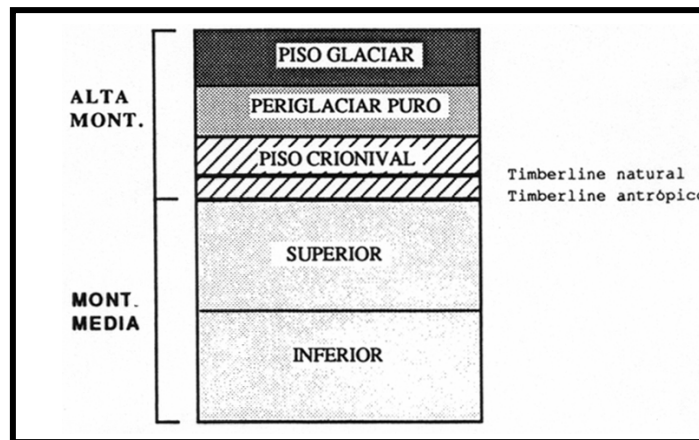
Complementando lo anterior, se debe tener presente la existencia de cuatro principales tipos de relieves en sistemas de alta montaña, descritos por BARSH & CAINE (1984, en OWEN & SLAYMAKER, 2004). Estos son: tipo alpino (o de latitudes medias), tipo montañas rocosas, montañas polares y montañas de desierto, existiendo diferencias sustanciales entre ellas en cuanto a la existencia y acción glacial y periglacial, como también, a la existencia y desarrollo del *timberline*.

Existen varios esquemas generales adaptados en montañas de tipo alpina para delimitar la organización espacial en la montaña, destacando los aportes de CAINE (1985), KOTARBA *et al* (1987), CHARDON (1989) y GARCÍA RUIZ *et al* (1990). Todos ellos coinciden en al menos dos pisos o cinturones, que en mayor o en menor medida de desagregación, se definen por la acción del hielo y la nieve como agentes morfogenéticos y el tipo y densidad de la cobertura vegetal, ratificando los criterios definidos por Troll hace ya más de treinta años y cuyo valor sigue plenamente vigente.

3.2.1.- Pisos morfodinámicos en montañas de latitudes medias

Para ARNAEZ-VADILLO (1990), la organización espacial de los procesos de erosión en los dos tipos de montaña - alta montaña y media montaña - se resuelven en una primera aproximación por medio de pisos o niveles morfodinámicos, ajustados por las características climáticas que impone la altitud, existiendo una continua interacción entre los flujos de materia y energía entre unos pisos y otros. Este autor entrega un esquema de pisos geocológicos para montañas de latitudes medias (Fig. 11).

Figura 11. Pisos geocológicos en montaña



Fuente: Arnaez-Vadillo, (1990)

La alta montaña se sitúa por encima de *timberline* y se identifica con los sectores más elevados de las cordilleras, el hielo se configura como el principal agente de erosión y transporte. La relativa suavización de las condiciones climáticas de este nivel determina el funcionamiento crionival, es decir, cobra importancia en el modelado la nieve y su fusión estacional. De este sistema es importante mencionar los siguientes pisos geocológicos:

- Piso periglacial: Se caracteriza por presentar condiciones climáticas con bajas temperaturas extremas y medias y escasa a nula cobertura vegetal, también destaca su fuerte control estructural al coincidir con relieves jóvenes de reciente

formación (Pirineos, Alpes, Himalayas, Andes, etc). En el piso periglacial la meteorización mecánica y el permafrost condicionan la actividad geomorfológica de las laderas.

- Piso crionival: En este nivel las condiciones climáticas se hacen más suaves, con varios meses por encima de los 0° de temperatura media, lo que influye en la fusión más rápida de la nieve. La cubierta vegetal es dominada por comunidades herbáceas, sobre suelos comparativamente más evolucionados y, a veces, lixiviados por excesos de precipitaciones. El papel de la nieve es determinante, ésta ocupa gran extensión espacial y temporal, siendo básica para la naturaleza y eficacia de algunos procesos geomorfológicos como la solifluxión, erosión laminar, flujos de detritos y pequeños deslizamientos. También es importante el rol regulador que ejerce la nieve, en cuanto ésta cumple una función reductora de la erosión (erosión directa por impacto de precipitaciones sobre el suelo desnudo) y almacén temporal de agua.

La media montaña se extiende por debajo del *timberline*. El descenso de la altitud, con la consiguiente suavización de las temperaturas y la reducción de las precipitaciones en forma de nieve, impiden la acción de ésta. La media montaña se caracteriza como un relieve controlado por la escorrentía superficial y diferentes tipos de movimientos en masa, con pendientes menores a 35°, sólo en sectores con algún tipo de control estructural, aparecen formas de frentes de cuevas, hog-backs, saltos de falla, etc. También se reconoce el papel estabilizador de la vegetación en relación a la dinámica geomorfológica, sobre todo en el ámbito hidrogeomorfológico de las laderas.

3.2.2.- Aproximaciones al concepto de media montaña.

En cuanto a la actividad y diversidad de los procesos geomorfológicos de media montaña, COQUE (1986), caracteriza al “piso de bosques”, por la actividad de sistemas morfogenéticos dominados por alteraciones y los movimientos en masa. La exposición se manifiesta también como un factor de diferenciación primordial (especialmente en montañas de latitudes medias), controlando el ritmo de fusión nival, acelerando procesos de arrollada y de la gelifracción.

KOTARBA (1984), para los Cárpatos en la zona de los Trata, define un sistema morfológico de media montaña que se desarrolla entre +/- 1700-1500 m, y los 900 m. de altitud; de carácter erosional-denudacional, con huellas de morfogénesis periglacial, vertientes moderadamente escarpadas a escarpadas, relleno con sedimentos de origen glacial, glaciofluvial, nivofluvial y moderada incisión por escurrimiento superficial.

CAINE (1985) citado por GARCÍA-RUIZ (1990), realizó estudios en el área del Colorado Front Range (borde oriental de las Montañas Rocosas), definiendo un piso forestal

montano, de gran actividad por la probabilidad de lluvias intensas, una menor densidad de la cubierta forestal y la perturbación antrópica generalizada.

GARCÍA-RUIZ (1990), inspirado en parte por el modelo de escalonamiento del medio natural en la montaña alpina de CHARDON (1989), define un piso forestal y un piso de laderas bajas y valles, en el primero, dominan procesos de reptación, arrollamiento, desprendimientos, transporte torrencial, sedimentación en conos de aludes; en el segundo, dominan las inundaciones y la sedimentación fluvial y torrencial. Según este mismo autor, para los Pirineos Centrales, la media montaña se encuentra bien representada en el rango que va desde los +/- 1500-1600 m, a los 800 m de altitud.

En Chile, para la cuenca alta del río Cachapoal y su afluente Las Leñas, CASTRO *et al* (2003), si bien determinan la influencia altitudinal de la media montaña entre los 1800 a 800 m.s.n.m, para definir correctamente ambientes de alta y media montaña, utilizan criterios de aspectos morfológicos tales como, línea de vegetación, geomorfología (restos de acción glacial), rangos de pendientes, morfotectónica y estructura.

SOTO *et al* (2006), para el borde meridional de la cuenca del río Maipo, define un conjunto de vertientes de estilo estructural monoclinal, en las que se han desarrollado un sistemas de vertientes que obedecen a la dirección de buzamiento de los estratos, observándose un conjunto de vertientes inversas (subsecuentes o anaclinales) y conformes (consecuentes o cataclinales). Además, se reconocen diferencias entre media y baja montaña, dadas por la diferenciación de relaciones cono-glacis, en la primera y, cono aluvial, en la segunda.

3.3.- Remoción en masa.

Uno de los principales fenómenos que inciden en la dinámica y evolución de las vertientes son los distintos procesos de remoción en masa que se desarrollan en ella. Éstos se definen como un movimiento descendente de un volumen de material constituido por roca, suelo o por ambos (CRUDEN, 1991 en HAUSER, 1993). Por otra parte, la Federal Emergency Management Agency de EEUU- (FEMA, 1989) define, en forma genérica, el término *landslide*, como todo movimiento perceptible de suelo, roca y vegetación, bajo la influencia gravitacional, sea ésta de origen natural o antrópico.

3.3.1.- Clasificación de la remoción en masa.

En cuanto a las tipologías y clasificaciones, se han propuestos diversas formas de clasificar estos fenómenos, dependiendo la ciencia o disciplina que los haya estudiado (AYALA, 1996). HAUSER (1993) destaca que el criterio mas ampliamente utilizado para clasificar los fenómenos de remoción en masa, corresponde a los propuestos por VARNES (1978) basado en el tipo de movimiento y en la naturaleza del material involucrado (Cuadro 3).

Cuadro 3. Tipos de remoción en masa, versión abreviada de VARNES (1978)

TYPE OF MOVEMENT		TYPE OF MATERIAL		
		BEDROCK	ENGINEERING SOILS	
			Predominantly coarse	Predominantly fine
FALLS		Rock fall	Debris fall	Earth fall
TOPPLES		Rock topple	Debris topple	Earth topple
SLIDES	ROTATIONAL	Rock slide	Debris slide	Earth slide
	TRANSLATIONAL			
LATERAL SPREADS		Rock spread	Debris spread	Earth spread
FLOWS		Rock flow (deep creep)	Debris flow	Earth flow (soil creep)
COMPLEX		Combination of two or more principal types of movement		

Fuente: USGS (2004)

3.4.- *Flujos de detritos.*

Según VARNES (1978, en FEMA, 1989), un flujo de detritos es una forma de movimiento en masa rápido donde el suelo suelto, piedras y materia orgánica, se combina con el aire y agua incorporados, formando una pulpa o concentrado liquido-sólido que fluye ladera abajo.

Estos movimientos en masa superficiales son característicos de materiales sin cohesión y, principalmente, tienen lugar en suelos que sufren una considerable pérdida de resistencia con el movimiento y cuyos materiales removidos actúan, temporalmente, como fluido FERRER (1989, en AYALA, 1996).

3.4.1.- **Importancia de los flujos de detritos.**

Los flujos de detritos forman un eslabón crítico entre las laderas de montaña y los procesos fluviales en todas las cuencas de montaña, debido a que estos procesos episódicos transportan grandes volúmenes de sedimentos, material que puede estar almacenado en pequeñas cuencas por décadas y siglos (MAY, 2001).

En regiones de montaña, sobre laderas cubiertas por coluviones y/o sustratos rocosos mal consolidados, estos flujos pueden convertirse en el principal mecanismo de acceso de sedimentos heterométricos hacia los cauces, especialmente con lluvias intensas y en áreas de escasa cubierta vegetal (CASTROVIEJO y GARCIA-RUIZ, 1990), removilizando el

material acumulado en canales de primer y segundo orden, hasta canales de órdenes superiores (BENDA & DUNE,1997).

Se considera que estos flujos son los procesos geomorfológicos más comúnmente perjudiciales en áreas de montaña (HUNGR *et al* 1984, en JACOB & JORDAN, 2001); ellos también presentan el más alto riesgo a las vidas y propiedad (COSTA, 1984 en BENDA *et al* 2005).

3.4.2- Subdivisión de los flujos de detritos.

Si bien VARNES (1978) realiza una subdivisión en función de los componentes granulométricos de estos tipos de flujo, esta clasificación no es consistente con los principios y mecanismos de los flujos (SELBY 1993, en SEPÚLVEDA, 1998). De esta manera, COSTA (1998, en AYALA, 1996) considerando aspectos reológicos-hidrodinámicos, geomorfológicos y sedimentológicos, diferencia cuantitativamente estos flujos, proponiendo tres categorías:

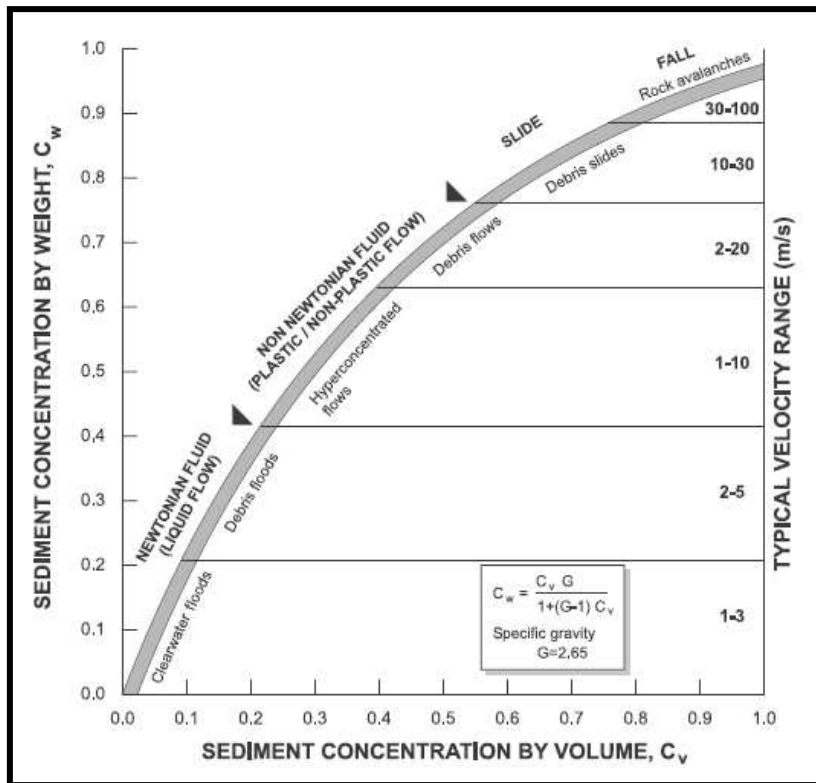
- Flujos de detritos (debris flows)
- Flujos hiperconcentrados (hiperconcentrated flow/flow-flood) y
- Crecidas o avenidas fluviales (stream flood, debris flood)

En esta última categoría, la concentración de sólidos por volumen es inferior al 20%, siendo el agua el factor determinante del flujo, por ello, dichos eventos no clasifican técnicamente dentro de los procesos de remoción en masa (considerados como flujos no newtonianos).

Los flujos de detritos se desarrollan en pequeñas cuencas del orden 10 km^2 , en cambio, las crecidas o avenidas fluviales se desarrollan en cuencas entre 10 km^2 a 10^5 km^2 . Un flujo de detritos en ocasiones puede tener un flujo de sedimentos similar a los de una crecida fluvial, pero se diferencia por un menor período de tiempo en que el máximo de volumen de sedimento está transportándose. En contraste, las crecidas fluviales ocurren sobre períodos de tiempo más largos y, normalmente, no son directamente por un gatillamiento de una remoción en masa (JACOB & JORDAN, 2001).

Un claro resumen de algunas características reológicas e hidrodinámicas de estos tipos de flujos se presenta en la Figura 12. Las características geomorfológicas y sedimentológicas se resumen en el Cuadro 4.

Figura 12: Clasificación de procesos de flujos y “landslides”, según concentración de sedimentos, velocidad y comportamiento del flujo.



Fuente: JACOB & JORDAN(2001). Figura modificada por O`BRIAN (2000) con datos de HUNGR et al (2000) y PIERSON & COSTA (1987).

Cuadro 4. Criterios geomorfológicos y sedimentológicos para diferenciar flujos de sedimentos y agua.

Flow Type	Landforms and Deposits	Sedimentary Structures	Sediment Characteristics
Stream flow	Bars, fans, sheets, splays; channels have large width-to-depth ratio	Horizontal or inclined stratification to massive; weak to strong imbrication; cut-and-fill structures; ungraded to graded	Beds well to moderately sorted; clast supported
Hyperconcentrated flow	Similar to water flood, rectangular channel	Weak stratification to massive; weak imbrication; thin gravel lenses; normal and reverse grading	Poorly to moderately sorted; clast-supported
Debris flow	Marginal levees, terminal lobes, trapezoidal to U-shaped channel	No stratification; weak to no imbrication; inverse grading at base; normal grading near top	Very poor to extremely poor sorting; matrix supported; extreme range of particle sizes; may contain megaclasts

Fuente: GIRAUD 2005. Modificado de COSTA (1988).

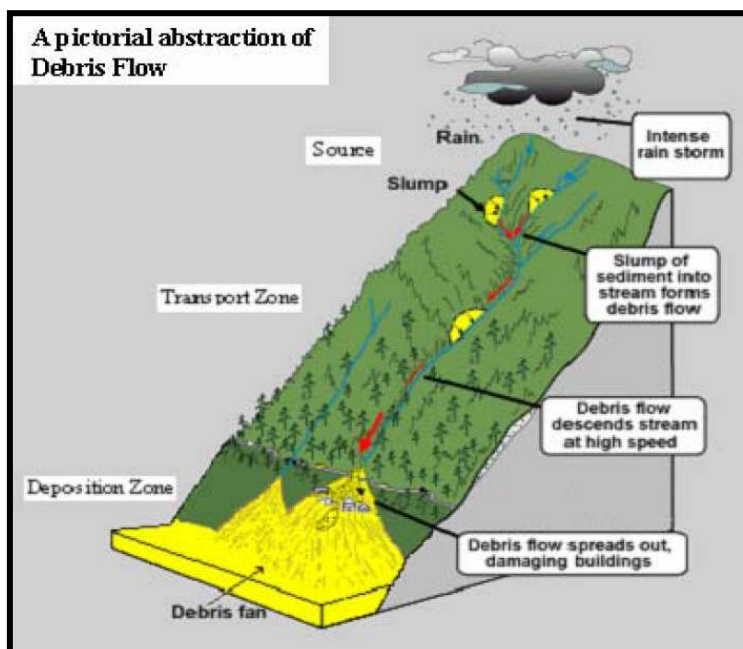
3.4.3.- Ambiente de desarrollo y zonificación.

Los segmentos de canales de primer y segundo orden (STRALER, 1964) pueden representar el 60 a 80 por ciento de los canales acumulados a lo largo de territorios de montaña (SHREVE, 1969 en MAY, 2001), muchos de estos canales de bajo orden son naturalmente susceptible al desarrollo de flujos de detritos a causa de la adyacencia de escarpes, laderas propensas a remoción en masa y a causa de canales estrechos y de alto gradiente (BENDA & DUNE, 1997 en MAY, 2001). En estas zonas es común encontrar coberturas de depósitos superficiales, a veces de varios metros de espesor, estos depósitos incluyen *colluvium*, *till* glacial, suelo residual, *alluvium* y material orgánico, el que puede estar suelto y tener altos volúmenes de agua (MCDUGALL & HUNGR, 2005).

Comúnmente, los flujos de detritos, para su iniciación, requieren secciones escarpadas de canales de por lo menos 15°, pero más comúnmente de 25° (VANDINE, 1985 en KELLERHALS & CHURCH, 1990). Sin embargo, laderas con pendientes mayores a 56°, comúnmente, son muy empinadas como para mantener una cobertura coluvial.

Un flujo de detritos puede ser dividido fundamentalmente en tres zonas, un área fuente, una zona de transporte (confinada o noconfinada) y una zona de la deposición (Fig. 13). La fuente del flujo a menudo se define como una pequeña depresión topográfica en la ladera, que proporciona detritos continuamente a los canales del arroyo. La zona de transporte, se caracteriza por la existencia de cárcavas (si es confinada), aunque también pueden ocurrir en zonas no confinadas. La zona de deposición es fácilmente reconocible a causa de una morfología típica del abanico de detritos. (SEKHAR, 2006).

Figura 13: Morfología de un flujo de detrito.



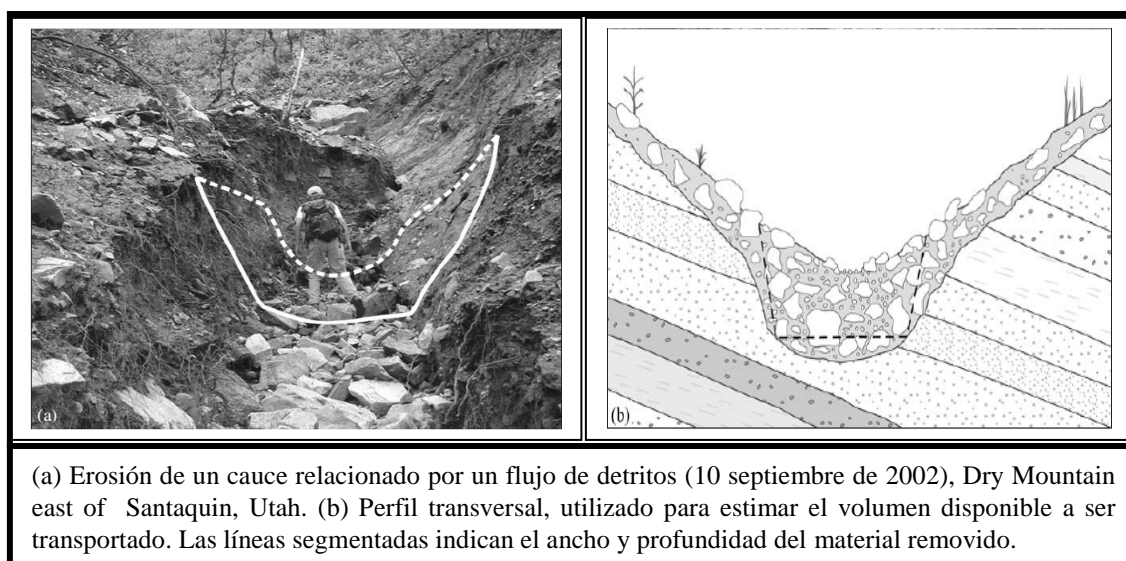
Fuente: SEKHAR, 2006. Adaptado y modificado de CCI & AD (2003).

3.4.4.- Capacidad erosiva e importancia de la base de drenaje.

Desde un punto de vista dinámico los flujos de detritos se caracterizan por una enorme capacidad de transporte, que incluye el desplazamiento de bloques de dimensiones métricas junto con material de granulometría más fina (CASTROVIEJO & GARCÍA-RUIZ, 1990). Estos flujos pueden llevar una carga comúnmente entre 10m^3 a 50m^3 de material por metro de longitud en las zonas de los “canales coluviales” (BENDA et al, 2005). Al respecto MCDUGALL & HUNGR (2005), sostiene que rangos entre los 30m^3 son bien reportados en todo el mundo, pudiendo erosionar hasta profundidades de 6 m.

La frecuencia y magnitud de los flujos de detritos es directamente relacionado con la acumulación de sedimentos en canales de bajo orden, éstos son gobernados por el tiempo de acumulación desde el último flujo (BENDA & DUNNE, 1997), hecho que puede ser un buen indicador del volumen de sedimentos a transportar por un potencial flujo de detritos (MAY, 2001). Al respecto GIRAUD (2005), estima que el volumen de sedimentos del canal disponible para ser movilizado por el canal puede alcanzar el 80% a 90% del total acumulado (Fig. 14).

Figura 14: Ejemplo de acumulación y transporte de sedimentos en un canal de bajo orden.

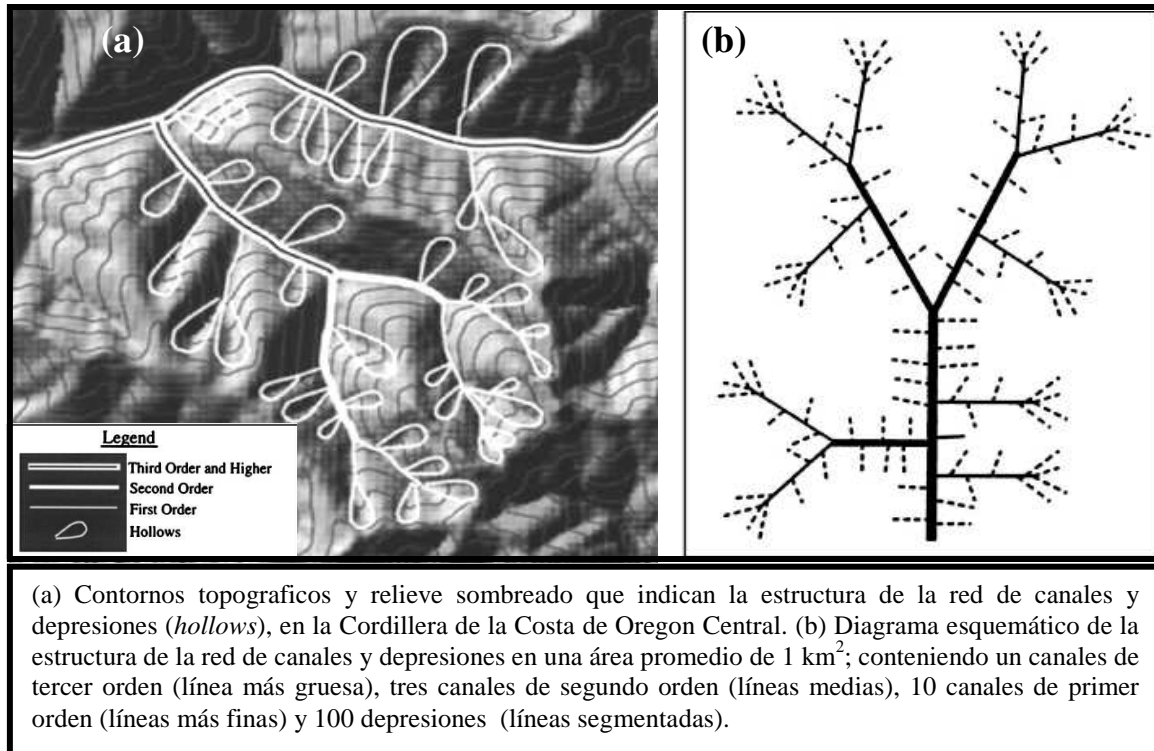


Fuente: GIRAUD (2005)

Según BENDA & DUNNE (1997), la evacuación del material coluvial se basa en la estructura dada por la red de canales y depresiones, donde el material coluvial de deslizamientos y reptación de suelos se almacenan en pisos correspondientes a canales de primer y segundo orden. Los deslizamientos pueden también gatillar flujos de detritos que recorren por canales de primer y segundo orden, hasta su depositación en canales de tercer

orden o superiores. Finalmente, eventos de deslizamientos y reptación adyacentes a canales de alto orden pueden contribuir con sedimentos directamente sobre estos canales (Fig. 15).

Figura 15. Estructura de la red de canales y depresiones en un área de montaña.



Fuente: BENDA & DUNNE (1997)

De esta forma, la base de drenaje y la red de canales (de bajo orden), determinan las condiciones y procesos que gobiernan los suministros de sedimentos y transporte hacia la superficie del cono. La caracterización de la base de drenaje bajo parámetros morfológicos, geología superficial, densidad y tipos de cobertura vegetal, estimación de volúmenes de sedimentos del canal, entre otros, proveen importante información sobre la probabilidad de ocurrencia de futuros flujos de detritos (GIRAUD, 2005).

3.4.5.- Mecanismos de movilización.

Los mecanismos que desencadenan un flujo de detritos están siempre asociados a un aporte considerable e instantáneo de agua, sea por una intensa precipitación o por una rápida fusión de nieve (CASTROVIEJO & GARCÍA-RUIZ, 1990), generando un rápido cambio de tensión del material del cause (MCDUGALL & HUNGR, 2005).

SEPÚLVEDA (1998) destaca la importancia de la saturación del suelo, ya que ésta, al alcanzar una saturación cercana al 100%, causa que la cohesión de las partículas del suelo

se vuelva crítica, generándose presiones intersticiales a lo largo de potenciales planos de cizalla y fractura. Estos planos de cizalla en general se asocian a la zona de contacto entre el suelo y el material parental.

Respecto a la movilización de material inestable sobre suelo, BLAIR & McPHERSON (1994), destacan que los flujos de detritos se inician debido a dos mecanismos. El mecanismo más común se refiere a la transformación del deslizamiento coluvial húmedo en un flujo de detritos, mediante el arrastre e incorporación de aire y agua (*entrainment*) y, por lo tanto, el empuje, deformación y la pérdida de individualidad de las partículas en el movimiento ladera abajo. Esta transformación del deslizamiento coluvial a flujo de detritos es probablemente debido a mecánicas de liquifacción o dilatación del material (ELLEN & FLEMING, 1987 en BLAIR & McPHERSON, 1994). Un segundo escenario puede ser iniciado por un rápido movimiento de agua que intercepta áreas cubiertas con abundantes sedimentos, lo que resulta en un rápido proceso de arrastre e incorporación de sedimentos, aire y agua. La generación de un flujo de detritos por este mecanismos ocurre óptimamente donde las descargas de flujos de agua cruzan o infiltran coberturas con abundante sedimentos.

3.5.- Factores de control de la remoción en masa.

Estos fenómenos son producto de la acción de dos grandes factores de carácter universal; la gravedad y el agua. La gravedad es la fuerza motora en tanto que el agua reduce la cohesión del material y aumenta su peso (AYALA, 1996), por ello, cualquier factor que reduzca la resistencia gravitacional y que potencie la acción del agua, contribuye a la ocurrencia de procesos de remoción en masa.

VARNES (1978, en SEKHAR, 2006) provee una lista de los factores que mayormente contribuyen e influyen en la actividad de la remoción en masa (cuadro 5).

Cuadro 5. Factores que influyen en la actividad de la remoción en masa.

Factor	Element	Examples
Geologic	1. Landform 2. Composition 3. Structure	1. Geomorphic History; Stage of Development 2. Lithology; Stratigraphy; Weathering Products 3. Spacing and attitude of faults, joints, foliation and bedding surfaces
Environmental	1. Climate and hydrology 2. Catastrophes	1. Rainfall; Stream, current and wave actions; Groundwater flow; Slope Exposure; Wetting and Drying; Frost Action 2. Earthquakes; Volcanic Eruptions; Hurricanes; Typhoons and Tsunamis; Flooding; Subsidence
Human	Human Activity	Construction; Quarrying and mining; Stripping of Surface Cover; Over Loading, vibrations
Temporal	Common to all categories	

Fuente. VARNES (1978, en SEKHAR, 2006)

Atendiendo a las principales condiciones de generación de estos fenómenos, estos factores se suelen clasificar en dos grupos; estos son: los factores desencadenantes y los factores condicionantes.

Los factores desencadenantes pueden ser considerados como externos, ya que al actuar sobre el terreno provocan o desencadenan los procesos al modificar las condiciones de equilibrio pre-existentes (GIJÓN, 1995, en FERNÁNDEZ & LUTZ, 2003). En cambio, los factores condicionantes son aquellos que están unidos a la propia naturaleza, composición, estructura y forma de terreno, por ejemplo, se pueden mencionar los siguientes factores:

- **Geología:** GALLART & CLOTET (1988, en GALLART, 1990) indican que la litología es uno de los principales factores que condicionan tanto el número como el tipo de movimiento en masa. La litología influye en la resistencia y deformación de los materiales. También la estructura es importante, ya que incide en la cantidad y tamaño de detritos que se generan, así como la permeabilidad y capacidad de infiltración del macizo rocoso (SEPULVEDA, 1998). En general, las cuencas con mayor producción de sedimentos se hallan relacionadas con litologías poco resistentes o fuertemente tectonizadas (GARCÍA RUIZ *et al*, 1990).
- **Vegetación:** Ésta cumple dos funciones principales. En primer lugar, tiende a determinar el contenido de agua en la superficie y, además, da consistencia por el entramado mecánico de sus raíces (SUÁREZ, 1998). La cobertura vegetal actúa como una barrera protectora contra la erosión, disminuyendo el impacto de las gotas de lluvia sobre el suelo, modificando la escorrentía superficial y subsuperficial y aumentando los valores de infiltración. Además, mediante el enraizamiento estabiliza y aumenta progresivamente la capa de suelo. Por el contrario, la vegetación sobre todo en condiciones boscosas puede favorecer al desencadenamiento de movimientos en masa a causa de que favorece la infiltración y que representa una sobrecarga de la vertiente (TRICART, 1977; VARNES, 1982; en GALLART, 1990).
- **Pendiente:** El grado o ángulo de pendiente se relaciona directamente con la mayor o menor resistencia de los materiales a la fuerza que ejerce la gravedad. A mayor pendiente, disminuye la fuerza de inercia y aumenta la fuerza de gravedad, por ende, dificulta la cohesión de los materiales, potenciado el desarrollo de procesos de remoción en masa. Por otra parte, GALLART & CLOTET (1988, en GALLART, 1990) señalan que los diversos tipos de movimientos en masa muestran distintas relaciones con la pendiente topográfica.

Respecto a la diversidad y tipología de estos factores dependen, en gran medida, del conocimiento que se tenga del área particular de estudio, como también de él o los tipos de movimientos en masa a investigar.

3.5.1.- Factores de control de los flujos de detritos.

GOLUBEV (1973 en AYALA, 1996) estima que para la generación de flujos de detritos se requieren tres condiciones, a saber:

- La cuenca debe contener abundante material detrítico, lo que constituye la fase sólida de la corriente.
- Gran cantidad de agua lluvia, de fusión de nieve o hielo y de agua proveniente del vaciado súbito de embalses naturales o artificiales, las que forman la fase líquida de la corriente.
- El lecho de la hoya debe tener pendientes empinadas para asegurar que por efecto gravitacional se movilice la masa.

Dichas condiciones implican la interacción entre distintos factores que controlan la ocurrencia y distribución de flujos de detritos, que son generados a partir de factores condicionantes y factores desencadenantes. Por ejemplo, SEKHAR (2006), para remoción en masa superficial (flujos de detritos), distingue entre variables estáticas y las variables dinámicas. Siendo los procesos climáticos e hidrológicos y la actividad antrópica, los que controlan las variables dinámicas (cuadro 6).

Cuadro 6. Factores que controlan la ocurrencia y distribución de la remoción en masa superficial.

Static Variables	Soil Properties (Thickness, Permeability and Material Cohesion), Seepage in the bed rock, Topography (Elevation, Slope, Areas of Convergence and Divergence)
Dynamic Variables	Degree of Saturation of Soil, Cohesion due to the presence of the roots and/or to partial saturation, Landuse/Landcover

Fuente: SEKHAR (2006).

SEPÚLVEDA (1998) distingue cuatro factores condicionantes, de los que se desprenden otra serie de factores de interés que influyen en la ocurrencia de los flujos de detritos, éstos son:

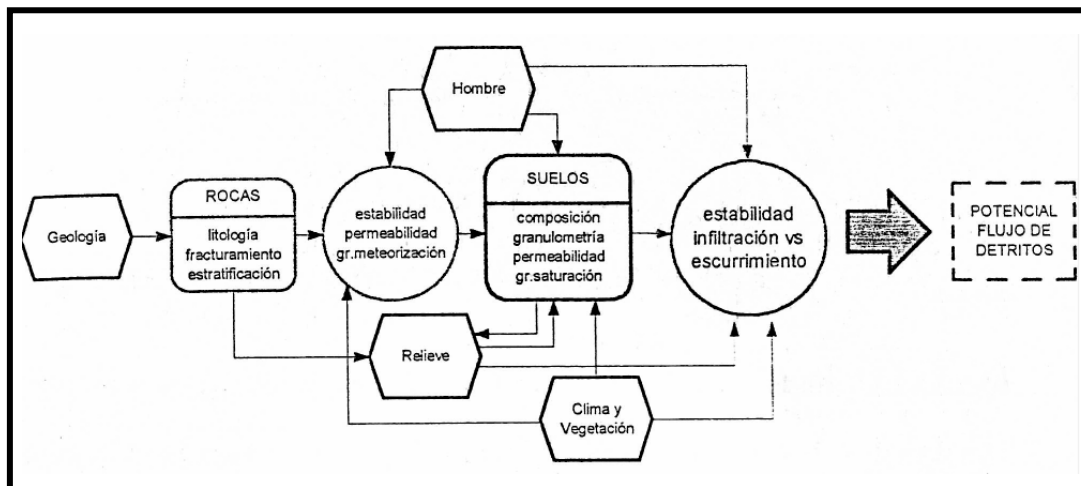
- Relieve y morfología: Esto incluye las fuertes pendientes que aceleran los materiales deslizados y favorece el escurrimiento de agua en detrimento de la infiltración, la superficie y forma de la cuenca receptora en relación al tiempo de concentración del agua y la exposición al sol de valles y laderas, que se traduce en una mayor participación de los agentes meteorizantes en planos donde incide el sol.
- Geología: Controla en gran parte la existencia de depósitos de sedimento o suelos residuales generados por meteorización *in situ*, muchos de los cuales son altamente permeables, afectando eventualmente su estabilidad. La disgregabilidad de la roca es

otro factor relevante, ya que es el generador de material detrítico, lo que se relaciona con las características litológicas y estructurales del sustrato.

- Vegetación: La cobertura vegetal, generalmente, actúa como una defensa contra la erosión, protegiendo el suelo de la acción erosiva de la lluvia y el agua escorrentía, además, mediante el enraizamiento, ayuda a la estabilización de laderas de pendientes moderadas.
- El factor humano: La intervención del hombre puede generar condiciones favorables para la generación de flujos de detritos, en la medida en que sus acciones modifiquen la dinámica natural del ambiente, afectando la estabilidad de laderas, la capacidad de infiltración, el escurrimiento y la recepción eficiente de las aguas por parte de la red de drenaje.

Finalmente, este autor determina que los factores condicionantes más relevantes para el desarrollo de los flujos de detritos son todos aquellos factores que inciden directamente en la capacidad de infiltración, susceptibilidad a la erosión y estabilidad de la masa del suelo (Fig. 16). Éstos son: la pendiente local, la vegetación, la acción humana sobre la vegetación y la estabilidad de los taludes y las propiedades del suelo.

Figura 16. Relaciones entre los factores condicionantes de flujos de detritos.



Fuente: SEPÚLVEDA (1998)

3.6.- Abanicos Aluviales.

Según FEMA (2000), el abanico aluvial se define como un depósito sedimentario localizado en una zona de quiebre topográfico como la base de un frente montañoso, escarpe o el costado de un valle, formando un abanico parcial o totalmente extendido.

3.6.1.- Importancia del abanico aluvial.

Según HARVEST (2005), en todos los ambientes climáticos, el abanico aluvial juega un importante rol de amortiguador del sistema sedimentario de montaña, ya que éstos retienen la mayor parte del sedimento grueso repartido desde la cuenca de montaña y, por lo tanto, regula el efecto de la dinámica sedimentaria abanico abajo o en relación a sistemas fluviales distales o el ambiente sedimentario de la base de la cuenca.

Existe un reconocimiento creciente que los abanicos aluviales representan un *continuum* de procesos depositacionales (SAITO & OGUCHI 2005, en HARVEST, 2005), generando formas cuyo gradiente, granulometría y composición, varían según el proceso dominante en el abanico o parte de éste.

3.6.2.- Terminología

El abanico aluvial puede ser considerado como un término polisémico, en el sentido que éste abarca formas de diversas escalas de representatividad, así, por ejemplo, en la literatura geológica, pequeños abanicos, comúnmente, son llamados “conos aluviales” (BLISSENBACH, 1954), donde sus materiales constituyentes incluyen otros tipos de depósitos, aparte del *aluvium* en estricto rigor (McCARTUR, 1987) y, en otro extremo, se encuentran los “mega abanicos de dominio fluvial” (GOHAIN & PARKASH 1990 en HARVEY *et al*, 2005), asociados al relleno de extensas cuencas.

Por otra parte, los abanicos aluviales a menudo pueden coalescer lateralmente a lo largo de un frente montañoso, formando un piedmont depositacional (ECKIS, 1928 en LECCE, 1990) o piedmont aluvial (BLISSENBACH, 1954; BULL, 1964b).

3.6.3.- Composición y facies.

La composición y facies del abanico aluvial está siempre asociada a los procesos depositacionales que en él se desarrollan, encontrándose referencias, según sea el sitio estudiado, el proceso depositacional dominante en el abanico o bien, según el estado del conocimiento de él o los procesos que construyen el abanico, especialmente, los referidos a los flujos de detritos.

BLISSENBACH (1954) considera que el abanico aluvial es formado por procesos ligados a inundaciones del arroyo con ángulos de pendiente que, raramente, excede los 10° y que, generalmente, se sitúan entre 5 o 6°. El abanico comienza inmediatamente después del talud, donde predominan depósitos de deslizamientos gravitacionales con pendientes entre 10 a 30°. Estos depósitos transitan entre gravas, arena y barro donde, sólo uno o dos de estas facies sedimentarias, normalmente, se desarrollan en el abanico. En general, los granos gruesos predominan en el ápice del abanico aluvial, el material intermedio ocupa la zona central y, el sedimento y arcillas dominan en el área de la base.

BULL (1964a) centra su estudio en abanicos aluviales localizados al Norte del Valle Central de California. En este caso, la construcción del abanico se produce a partir de la acción de flujos de barro, depósitos de agua y un depósito intermedio entre estos dos. Los flujos de barro producen un depósito rico en arcillas y clastos, principalmente emplazados en la zona de cabecera del abanico (el que puede ser fuente para otros eventos como el intermedio y los depósitos de agua.), en cambio, los depósitos de agua son pobres en clastos y ricos en arena. El tamaño de los clastos decrece abanico abajo, mientras que el contenido de arcilla aumenta, abanico abajo.

HOOKE (1968) realiza estudios en la región árida del desierto de California, donde estima que el abanico es compuesto, principalmente de materiales gruesos de mayor pendiente asociados a flujos de detritos y por materiales finos y tamizados de menor pendiente, asociados a la acción de procesos fluviales.

ARAYA VERGARA (1985), para la cuenca del río Mapocho (Chile), establece una diferencia entre conos caóticos de origen torrencial, asociados a con el desarrollo de glaciares y los conos regulares o grandes conos, formadores del gran piedmont.

En semejanza con el autor anterior, McCARTUR (1987) en la Cuenca del Cass, Canterbury (Nueva Zelanda), establece una diferencia entre abanicos de borde de valle (“valley-side fans”), de menor tamaño, generados principalmente a partir de remoción en masa y abanicos de valle de inundación (“valley-floor fans”), asociados con arroyos que desembocan desde una cuenca hidrográfica substancialmente mayor. Los “abanicos de borde de valle” están compuestos principalmente de flujos de detrito matriz-soportado bien ordenados, pero bajos en arcilla y limo.

BLAIR & Mc PHERSON (1994), a partir de observaciones realizadas en abanicos aluviales de la zona del Valle de la Muerte, California y el lago Walter, Nevada; determinan que, la zona distal del abanico casi siempre consiste en granos gruesos pobremente ordenados, los que son generados a partir de un transporte de corta distancia, que, a su vez, son efecto de procesos de remoción en masa, unido a la rápida pérdida de la capacidad de transporte del flujo. La progresiva pérdida de la capacidad de transporte abanico abajo, particularmente en abanicos largos, resulta idealmente en depósitos de sedimentos gruesos en el área

proximal y sedimentos relativamente granos finos. Estos autores reconocen la importancia de otros tipos de movimientos en masa (a parte de los flujos de detritos) como avalanchas, deslizamientos y caídas, los que se depositan en una fase temprana de desarrollo del abanico o bien en la zona distal del abanico.

Según GIRAUD (2005), el abanico aluvial es una forma del paisaje compuesta de un complejo ensamblaje de depósitos de flujos de detritos, flujos hiperconcentrados e inundaciones laminares y del arroyo. La parte proximal del abanico es generalmente compuesto de lóbulos y *leaves* de flujos de detritos que resultan en depósitos gruesos y toscos que exhibe la superficie más áspera (rugosa) del abanico. Los flujos hiperconcentrados pueden estar intercalados con depósitos de flujos de detritos en la zona proximal del abanico, pero éste es más delgado y tiene una superficie más liza debido al alto contenido de agua inicial. En la zona proximal del abanico, generalmente, transitan los materiales finos y diluidos, resultando en una superficie llana en las zonas media y distal. Por lo tanto, de una facies de granos gruesa, cambian, abanico abajo, a facies de sedimentos de granos finos, depositados por un flujo de sedimentos más diluido, lo que corresponde también, a una disminución del ángulo de pendiente del abanico aluvial (formación del glacis).

3.6.4.- Morfología.

Según BLAIR & Mc PHERSON (1994), las principales formas geomorfológicas que componen el sistema de abanicos aluviales son (Fig. 17):

- Base de drenaje (*Drainage base*): Constituye el área del territorio levantado donde predomina el aporte y acumulación de sedimentos, sobre todo en los canales de orden superior.
- Canal alimentador (*Feeder channel*): Es el principal canal activo y alimentador del abanico aluvial.
- Ápice (*Apex*): Es el punto donde el canal alimentador emerge del frente montañoso, representa el sector más proximal y más alto de abanico aluvial.
- Canal incidido (*Incised channel*): Es la extensión del canal alimentador sobre el abanico, puede comprender un solo canal o varios distribuidores, el que finaliza, generalmente, en la zona proximal o medial del abanico, pero que, incluso, se puede extender hasta la zona distal. El punto donde este canal termina es llamado “punto de intersección”.
- Canales distribuidores (*Distributary channel*): Canales que se desprenden desde el canal incidido del abanico aluvial hasta el “punto de intersección”.
- Punto de intersección (*Intersection point*): Este es el punto de expansión lateral de los flujos provenientes del canal incidido o canales distribuidores.

3.6.5.- Condiciones para su desarrollo.

El abanico aluvial es comúnmente reconocido en regiones áridas y semiáridas con montañas tectónicamente activas y abundante suministro de sedimentos (LECCE, 1990), también puede ocurrir en cualquier ambiente climático, como el ártico, alpino, húmedo-templado e, incluso, en ambientes húmedos tropicales (HARVEY *et al.*, 2005).

Según BLAIR & Mc PHERSON (1994), tres condiciones son necesarias para un óptimo desarrollo de los abanicos aluviales, éstas son: la configuración topográfica que, comúnmente, está representado por un bloque estructural solevado; la producción sedimentaria de la base de drenaje y los mecanismos de movilización de sedimentos, donde destacan los mecanismos asociados a la remoción en masa y descargas catastróficas de arroyo.

3.6.7.- Evolución geomorfológica. Líneas de investigación.

Antes de definir un modelo general de desarrollo del abanico aluvial (y por consiguiente comprender su evolución geomorfológica) es pertinente reconocer la existencia de modelos evolutivos que responden a distintas hipótesis que la disciplina geomorfológica ha ido desarrollando en el transcurso del tiempo. Esta dificultad de establecer un modelo general de consenso LECCE (1990) lo ha denominado como “el problema del abanico aluvial”.

Dicho autor considera que en el último período se observan tres líneas de investigación, éstas son: investigaciones específicas de procesos depositacionales y su importancia relativa de diversos procesos en distintos ambientes, consideraciones de los efectos de eventos catastróficos en los procesos y morfologías de los abanicos aluviales y el uso de la sedimentología y técnicas de datos numéricos para analizar la historia del desarrollo de los abanicos aluviales. En este contexto, se opta por el modelo de desarrollo del abanico aluvial de BLAIR & Mc PHERSON (1994), el cual se centra en la importancia de los diferentes procesos depositacionales y erosivos que contribuyen a la evolución del abanico aluvial.

3.7.- Modelo de desarrollo del abanico aluvial de BLAIR and Mc PHERSON.

Según este modelo, los procesos sedimentarios en abanicos aluviales activos se clasifican en dos grandes grupos; procesos primarios y procesos secundarios.

3.7.1- Procesos primarios

Se definen como los mecanismos responsables del transporte de sedimentos desde la base de drenaje hasta el abanico. Estos procesos incluyen caída de rocas, avalancha de rocas, deslizamientos gravitacionales, flujos de detritos, flujos de inundación laminares y flujos de

inundación canalizados. Estos procesos, en general, resultan en la construcción o agradación del abanico, en concomitancia con el aumento de los sedimentos removidos desde la base de drenaje.

Los procesos primarios del abanico aluvial o de la base de drenaje se dividen en dos clases, éstas son, la sedimentación por flujos gravitacionales (sediment-gravity flows) y flujos de agua (fluid-gravity flows).

- Sedimentación por flujos gravitacionales: Abarca un conjunto de procesos relacionados con el movimiento en masa, donde la lenta o rápida transferencia lateral abajo de largos volúmenes de roca u otras coberturas sedimentarias, dan forma al abanico. Estos procesos son fundamentales para la formación del abanico aluvial. Casi todo el sedimento que llega al abanico es, al menos, parcialmente transportado por algún tipo de estos mecanismos desde la base de drenaje. Estos procesos incluyen: caída de rocas, avalanchas de rocas, deslizamientos gravitacionales y flujos de detritos. Este último, es el proceso más significativo en términos del volumen del material depositado directamente en el abanico aluvial.
- Sedimentación por flujos de agua: Son fluidos Newtonianos caracterizados por una baja capacidad de corte y por el hecho de que el agua y los sedimentos permanecen separados durante la fase de transporte. Los dos tipos de procesos que operan en el abanico aluvial son flujos laminares y flujos canalizados. Estos flujos resultan de la rápida concentración en la base de drenaje producto de un evento extremo de precipitación. Ellos sólo pueden depositar la fracción de sedimentos más gruesos, debido al alto flujo de competencia creada por el canal confinado, pero durante pequeños eventos de descarga, pueden acumular sedimentos en la zona lateral del canal

3.7.2.- Procesos Secundarios.

El largo período de tiempo entre sucesivos episodios depositacionales en el abanico aluvial expone el sedimento superficial a la modificación de los procesos secundarios, los que actúan esencialmente removilizando y modificando el sedimento que previamente ha sido depositado. Estos procesos incluyen el retrabajamiento superficial por agua, la actividad eólica, procesos asociados a la bioturbación, la actividad del agua subterránea, la geotectónica, la acción de la meteorización y procesos ligados al desarrollo del suelo.

3.7.3.- Tipos de abanicos.

A pesar de las complejidades inherentes, los abanicos aluviales pueden agruparse en dos tipos (I y II), en base al proceso dominante y el resultado constituyente y composición morfológica (Fig. 18).

- Abanicos aluviales tipo I: Son construidos principalmente por flujos de detritos, con o sin canal activo incidido en el segmento superior, siendo la mayor forma constituyente, los lóbulos y *levess*. Conos coluviales pueden presentarse en el área proximal del abanico. El promedio de la pendiente puede variar entre 5 a 15°, con un perfil radial constante.

Debido a la baja frecuencia de intervalos de la actividad de los flujos de detritos en abanicos tipo I, ésta puede propiciar la acción de procesos secundarios, dando origen a “rills” y cárcavas o una delgada cobertura de gravas, aunque su acción global es menor.

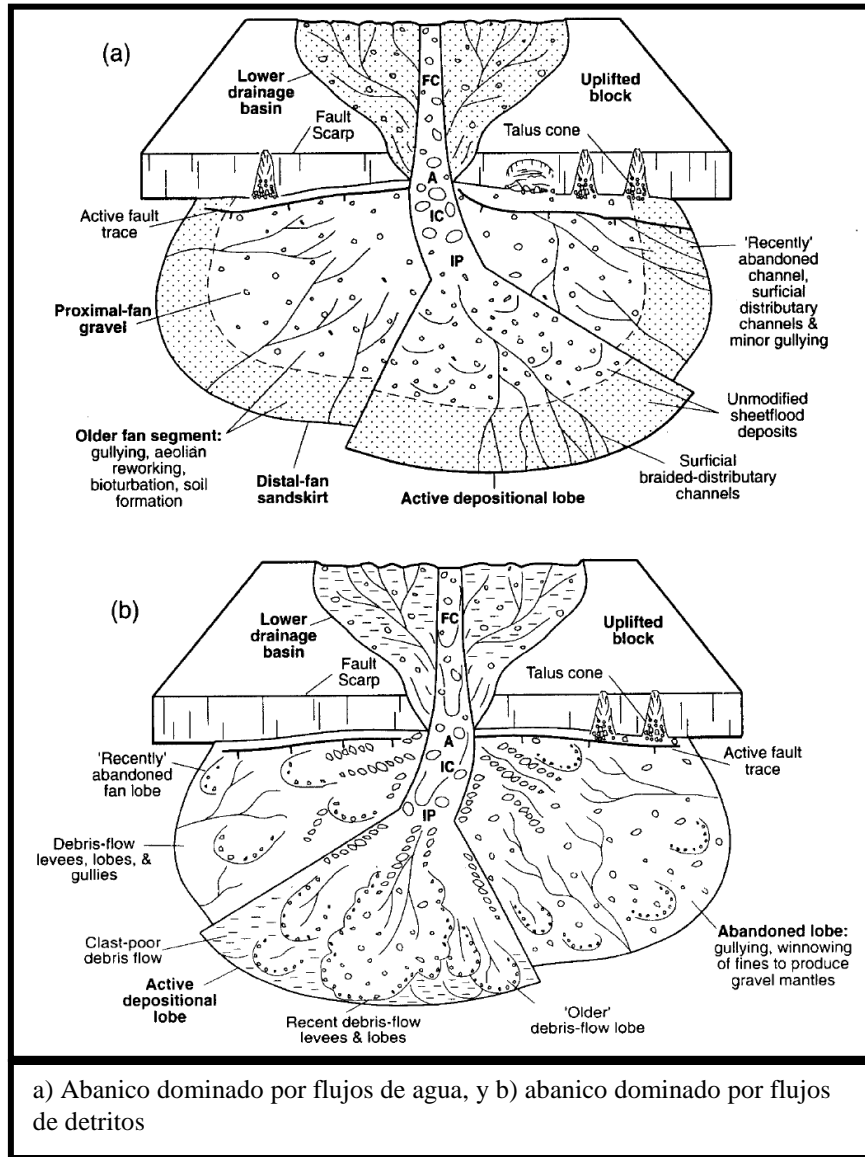
Cuando las condiciones litológicas y morfológicas de la base de drenaje no son óptimas para la producción de sedimentos, genera, como resultado, un extensivo arrastre de sedimentos finos por flujos superficiales secundarios, creando una estratigrafía caracterizada por una intercalación de depósitos gruesos y mal ordenados con depósitos finos. Se puede hacer una distinción entre abanicos dominados por flujos de detritos (tipo IA) y abanicos con un mínimo retrabajamiento secundario (tipo IB).

- Abanicos aluviales tipo II.: Se deben principalmente a la sedimentación por flujos de agua, aunque la sedimentación de flujos gravitacionales se presenta sólo en forma local, asociada, principalmente, a formas constituyentes primarias de flujos de detritos y caídas de rocas, que se presentan en el área proximal del abanico.

El desarrollo de flujos canalizados es muy común y los depósitos de flujos laminares varían desde rodados a arena. Ambos flujos estratigráficamente se presentan habitualmente en forma intercalada. La superficie del abanico es en general relativamente uniforme, con pendientes entre los 2 a 8°, con una progresiva disminución de la pendiente correspondiente a la reducción del tamaño de los materiales.

Dominan los procesos secundarios, destacándose el modelado de regueras y cárcavas, con un modelo de distribución trenzado por flujos superficiales no catastróficos. Este retrabajamiento secundario puede variar desde una acción mínima (Tipo IIA) a una máxima (Tipo IIB).

Figura 18: Diagrama esquemático de los procesos primarios y secundarios comunes a los abanicos aluviales.



Fuente: BLAIR & Mc PHERSON (1994)

3.7.4- Escenarios Evolutivos.

Siguiendo las consideraciones anteriores, el desarrollo del abanico aluvial se puede idealizar sobre cuatro escenarios “estado-evolutivo”. Estos escenarios reflejan el progresivo agrandamiento del abanico en concomitancia con la evolución de la base de drenaje (Fig. 19).

a).- Estado Precursor del abanico: Formación del cono de talud.

La primera acumulación de material en los márgenes de abruptos valles se deposita en forma de conos de talud o conos coluviales. Éstos son muy empinados, ya que, comúnmente, asumen pendientes entre los 30 a 40°. La mayoría de estos conos no podrán iniciar el desarrollo de un abanico aluvial, salvo que éstos se localicen cercanos al frente de montaña, pueden continuar la sedimentación y convertirse en la parte incipiente de un abanico aluvial.

b).- Estado 1: Fundación del desarrollo del abanico (abanico incipiente).

Se diferencia del cono de talud por presentar complementariamente depósitos de sedimentación de flujos gravitacionales con pendientes relativas de entre 10 a 25°. Un marcado contraste se observan en los ángulos de la ladera, donde el incipiente abanico a abierto una brecha al cono precursor del abanico. Este abanico incipiente puede extenderse significativamente (hasta unos 0.5 km) fuera del frente montañoso. En esta etapa se pueden reconocer incipientes abanicos tipo I y II, según sea el proceso predominante.

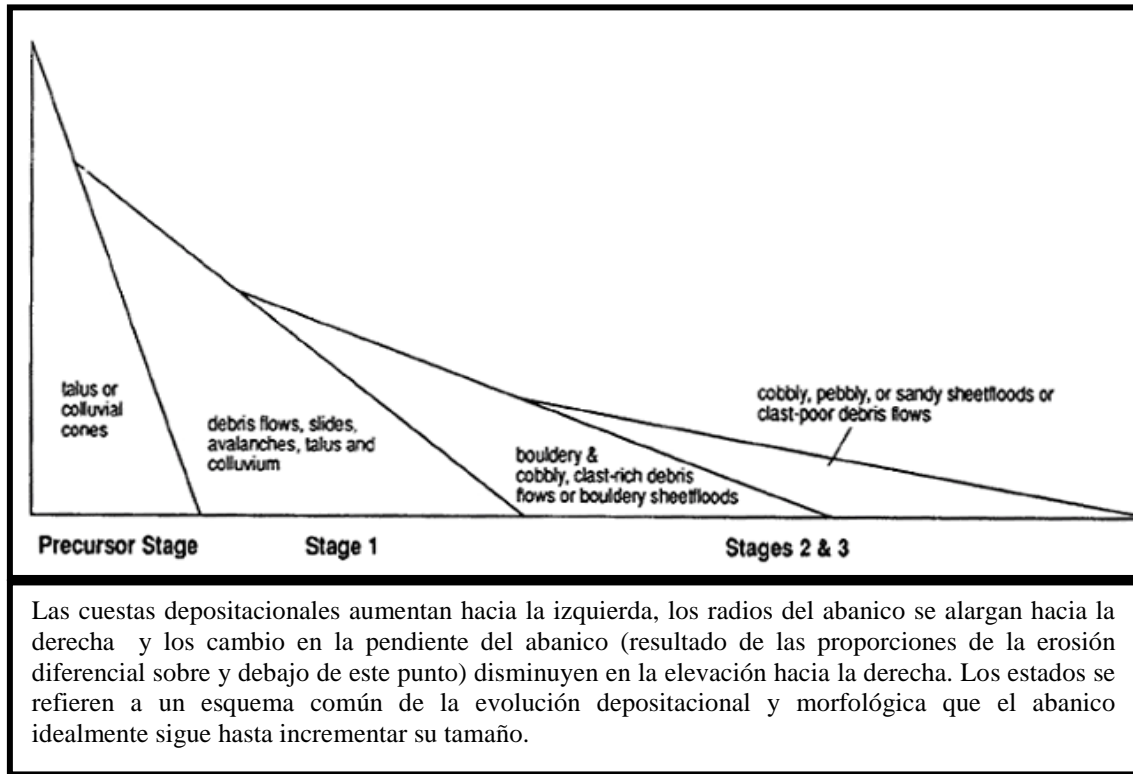
c).- Etapa2: Desarrollo común de la morfología compuesta del abanico.

En esta etapa, el desarrollo de los abanicos aluviales tipo I y II, se caracterizan por la creación de una cuesta más suave (3 a 15°), resultado de la entrada reducida de todos los procesos de remoción en masa, excepto de los flujos de detritos (cohesivos y no cohesivos). Los flujos primarios desde la base de drenaje son depositados directamente sobre el lóbulo depositacional activo y no sobre el ápice del abanico. Estos depósitos, comúnmente son sujetos a la acción de procesos secundarios, especialmente la erosión por regueras y cárcavas. La longitud radial de este estado por lo general, está bajo los 3 km.

d).- Etapa 3: Escenarios de progradación del abanico.

En este estado, el desarrollo de los abanicos tipo I y II, se caracterizan por un agrandamiento progradacional del lóbulo depositacional activo y de un progresivo alargamiento del canal incidido. El radio de esta etapa es, comúnmente, de 2 a 10 km de longitud. Los procesos que operan en el estado 1 y 2 se mantienen, incluyendo los flujos de detritos. La única forma distintiva de esta etapa es el desarrollo prominente del canal incidido que se extiende significativamente (≥ 1 km) bajo el ápice, de esta forma se facilita la acumulación de flujos de detritos en áreas distales del abanico. El promedio de pendiente de las cuestas es de 2 a 8°, debido al movimiento abanico abajo del sitio de los depósitos.

Figura 19: Diagrama esquemático de las pendientes de varias asociaciones de procesos primarios que, comúnmente, operan en los abanicos aluviales (2x exageración vertical).



Fuente: BLAIR & Mc PHERSON (1994).

3.8.- Áreas activas o inactivas del abanico aluvial.

Otra perspectiva en cuanto al reconocimiento de la dinámica de los abanicos aluviales es la identificación de la condición activa/inactiva de éstos, en función de la presencia o ausencia de actividad morfológica sobre el abanico. Al respecto FEMA (2000), determina algunos criterios para determinar esta dualidad.

3.8.1.- Consideraciones previas.

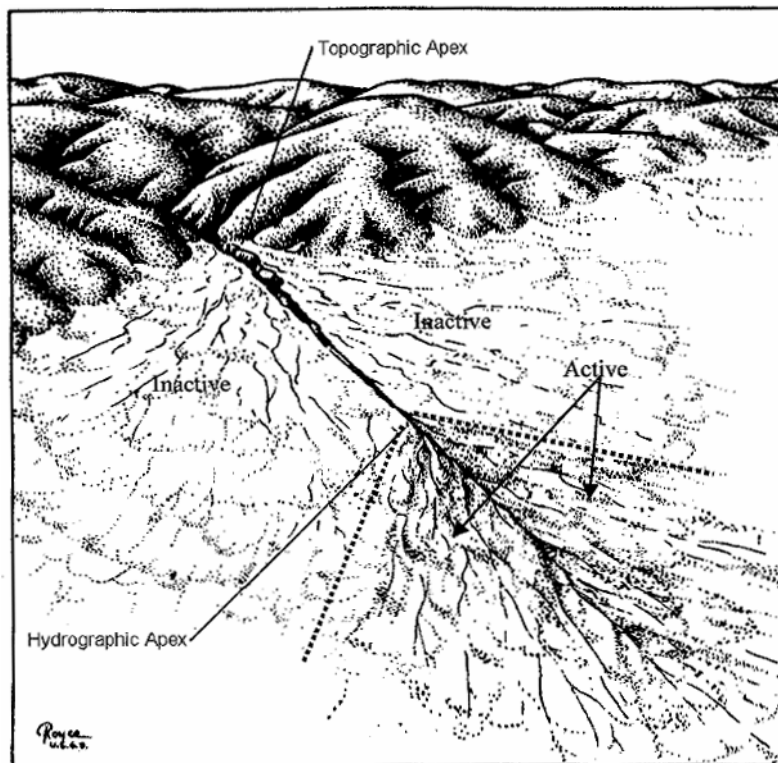
Las zonas activas de inundación del abanico aluvial tienden a ocurrir en todas partes del abanico, en algún tiempo del pasado geológico, en orden a la construcción de la forma del paisaje, eso sí, considerando que todas partes son igualmente susceptibles a la actividad de inundación del abanico aluvial (FEMA, 2000).

Según FEMA 2000, en los Estados Unidos, es posible identificar partes de abanicos aluviales que son activamente construidos durante el Pleistoceno (2 millones a 10.000 años

atrás) y partes que han sido muy activas en el Holoceno (10.000 años atrás hasta el presente). El Pleistoceno marca una época de periodos glaciales, en general, de condiciones frías. El Holoceno, en cambio, es una época del tiempo interglaciar de condiciones cálidas. Estas variaciones en épocas climáticas tienen como resultado diferentes rangos y magnitudes de inundaciones y sedimentaciones.

Otra consideración, tiene que ver con los cambios en los ritmos tectónicos de solevantamiento a lo largo del frente montañoso que pueden resultar en el abandono de parte del abanico aluvial (Fig. 20).

Figura 20: Abanico aluvial con un atrincheramiento del canal principal y depósito distal activo producto solevantamiento tectónico.



Fuente: FEMA, 2000., complementado por el autor con LECCE, 1990.

3.8.2.- Identificación de áreas activas.

El término activo se refiere a la porción del abanico aluvial donde la depositación, erosión y flujos inestables del canal son posibles. Si la inundación y la depositación ocurren en la parte del abanico aluvial de los últimos 100 años, claramente esa parte se considera como activa (FEMA, 2000).

3.8.3- Identificación de áreas inactivas.

Si la situación anterior no existe, entonces, se considera que el abanico aluvial es inactivo y no esta sujeto a depositación, erosión y flujos inestables del canal que construyen el abanico. Sin embargo, estas áreas pueden estar sujetas a un notable atrincheramiento del canal principal (FEMA, 2000).

Evidencia de áreas inactivas pueden ser relativamente reconocidas por una estabilización a lo largo de los márgenes de áreas que bordean zonas activas, existencia de vegetación antigua y una falta de cambios de flujos del canal (FEMA, 2000).

La densidad y tipo vegetacional puede proveer buenos indicios sobre la edad de la superficie del abanico aluvial. La textura y composición de los sedimentos en adición con la capacidad de retención de agua se relacionan con la superficie vegetacional. Depósitos aluviales recientes contienen pequeñas cantidades de materia orgánica y arcilla, restringiendo la capacidad de desarrollo vegetacional. La vegetación también puede ser limitada sobre superficies de abanicos antiguos, debido al impacto de lluvia directa que puede causar pérdida de suelo. Edades intermedia de la superficie (Holoceno medio a tardío) contienen la mayor densidad y diversidad de vegetación (FEMA, 2000).

CAPÍTULO 4.- RESULTADOS.

4.1.- ETAPA 1. Diagnóstico de información.

A continuación se analizan los siguientes componentes:

- Geología
- Geomorfología.
- Suelos.
- Vegetación.
- Clima.
- Pendientes .
- Exposición.

4.1.1- Geología.

En el área de estudio, se distinguen dos grandes dominios estructurales, éstos son: “dominio de basamento” y “dominio de cobertura” (WALL *et al*, 1996).

El “Dominio de Basamento” (Fig. 21) se caracteriza por un relieve maduro que no alcanza los 960 m de altura, constituidos por rocas metamórficas e intrusivos del Paleozoico-Triásico, cubiertas en el sector costero por depósitos Neógenos y Cuaternarios (WALL *et al*, 1996). Esto corresponde a lo que CORVALAN & DAVILA (1964) denominaron como “Basamento Metamórfico” y MUÑOZ CRISTI (1962) designa como “Batolito de la Costa” (en CORBALÁN & MUNIZAGA, 1972); el primero, cercano a la costa, agrupado bajo el nombre de Formación Quintay, constituido por anfibolitas, gneis y cuarcita; el segundo, definido como un complejo intrusivo constituido principalmente por tonalita y, en menor cantidad, de adamelita y granodiorita. Este complejo intrusivo granítico se caracteriza por presentar un fuerte diaclasamiento de dirección predominante Noroeste.

El “Dominio de Cobertura” (Fig. 21) corresponde a un relieve montañoso abrupto con alturas máximas de 2000 m, disectado por valles encajonados de dirección predominante noroeste, constituidos por intrusivos Jurásicos y Cretácicos y las rocas volcánicas y sedimentarias Mesozoicas (formación Cerro Calera, Horqueta, Lo Prado, Veta Negra y estratos de Horcón de Piedra), que constituyen una secuencia monoclinial de rumbo Norte-Sur a Noroeste y una inclinación promedio de 25°-35° hacia el Este (WALL *et al*, 1996). Parte de este dominio corresponde a lo que MUÑOZ CRISTI (1962) denominó como “Batolito Central”, constituido principalmente por granodiorita y menor proporción por tonalita y adamelita, intruyendo en su borde oriental Norte a rocas estratificadas del Cretácico inferior.

4.1.1.1.- Formaciones Geológicas.

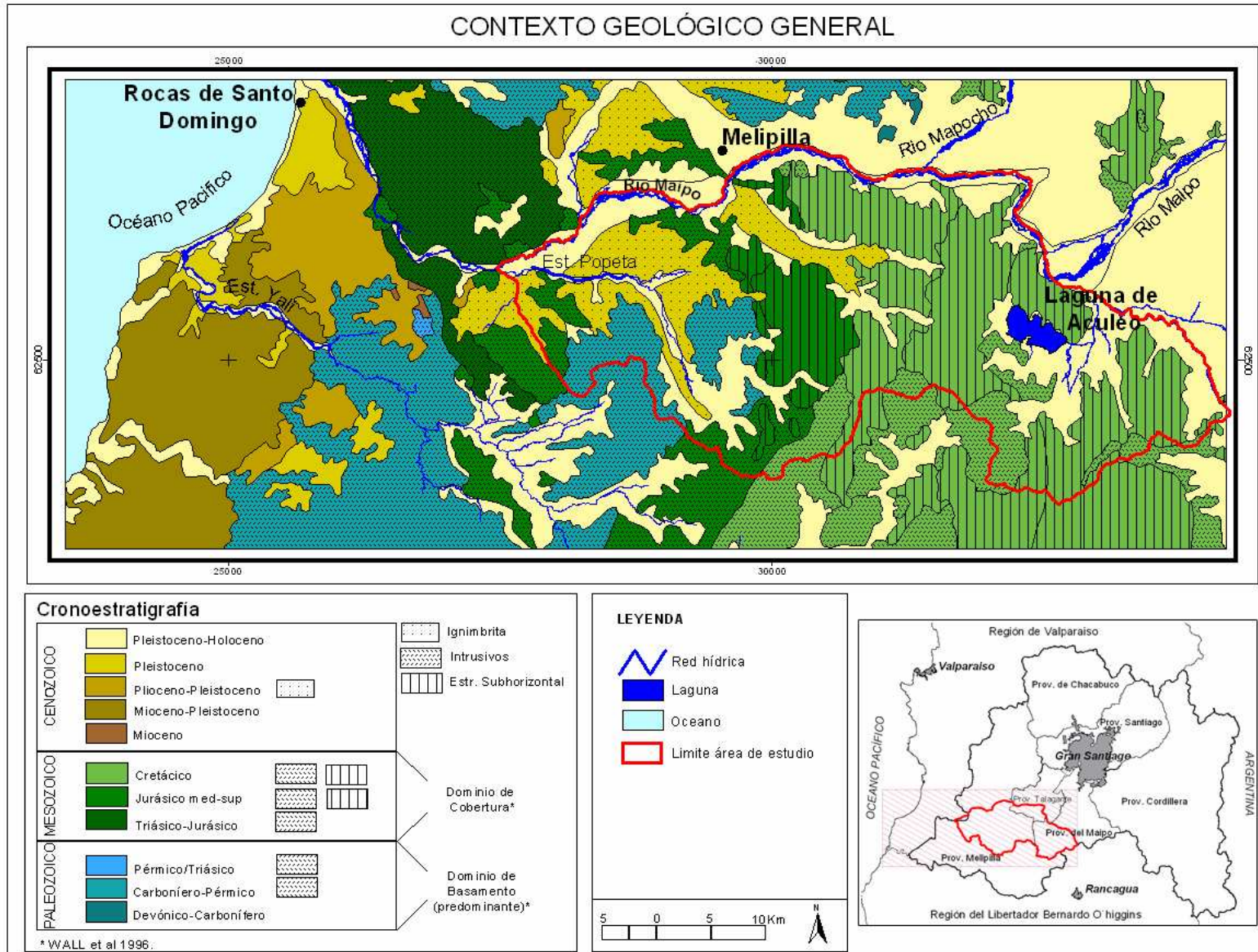
A continuación se detallan las principales características litológicas, estructurales y cronoestratigráficas de las formaciones y cuerpos intrusivos, presentes en el área de estudio, en base a WALL *et al* (1996) y SELLÉS y GANA (2001) (Cuadro 7 y Fig. 22).

Depósitos Cuaternarios.

a) Depósitos fluviales (Qf). Holoceno.

Sedimentos no consolidados de cursos fluviales activos. Constituidos, principalmente, por ripios, gravas, gravas arenosa clastos-soportadas, incluyendo lentes arenosos estratificados y algunos niveles de limos.

Figura 21: Contexto geológico general del área de estudio.



Fuente: Elaboración propia en a partir de bases digitales, Mapa Geológico de Chile 1:1.000.000. SERNAGEOMIN

b) Depósitos fluviales antiguos (Qfa). Holoceno.

Sedimentos no consolidados que forman terrazas, compuestos por gravas arenas y limos, ubicados a alturas de 3 a 20 m. con respecto al curso fluvial actual.

c) Depósitos aluviales de piedmont (Qap). Pleistoceno Superior-Holoceno.

Sedimentos no consolidados, ubicados en la desembocadura de quebradas mayores. Están constituidos por una alternancia de depósitos de remoción en masa (flujos de detritos, depósitos fluviales y de crecida fluvial).

d) Depósitos coluviales (Qc). Pleistoceno Superior – Holoceno.

Sedimentos no consolidados, ubicados en faldas y pie de cerros, a la salida de quebradas y pequeños valles intermontanos, compuestos principalmente de clastos y bloques mal seleccionados (escombros de falda).

e) Depósitos aluviales (Qa). Pleistoceno Medio – Pleistoceno Superior

Sedimentos no consolidados que forman extensos abanicos aluviales provenientes de las hoyas hidrográficas principales. Hacia sus cabeceras, éstos se interdigital con depósitos coluviales (Qc) y aluviales de piedmont (Qap). Los depósitos aluviales están compuestos de gravas y arenas con sedimentos finos en menor proporción.

f) Depósitos de remoción en masa. (Qrm). Pleistoceno-Holoceno.

Depósitos originados por flujos de detritos, flujos de barro, deslizamientos, desprendimientos de bloques, reptación y hundimiento.

g) Depósitos Lacustres (Ql). Pleistoceno – Holoceno.

Sedimentos no consolidados, formados por limos, arcillas y arenas limosas, finamente laminados o macizos, ubicados en zonas deprimidas.

h) Ignimbrita Pudahuel (Qip). Pleistoceno Medio.

Depósitos piroclástico de ceniza y lapilli pumiceo, de composición riolítica, de amplia distribución en la Depresión Central y valles orientales.

Formaciones Volcanosedimentarias Cretácicas.

a).- Formación Las Chilcas (Kilc). Aptiano-Albiano

Secuencia volcánica y sedimentaria de amplio espectro de facies. Se dispone en discordancia angular sobre la formación Veta Negra y subyace en discordancia de erosión a la Formación Abanico en las laderas del cerro Challay. Está intruida por rocas plutónicas del Cretácico Superior.

b).- Formación Veta Negra (Kvn, Kvm(a)). Barremiano?-Aptiano?

Unidad volcánica y en parte subvolcánica, incluye andesitas del tipo ocoita, lavas andesíticas porfídicas y afaníticas e intercalaciones sedimentarias subordinadas. Dispuesta, concordantemente, a la formación Lo Prado y subyace en discordancia angular a la formación Las Chilcas. Esta intruida por granitoides (Kdgt). Lentas calcáreas en la base de la formación (a).

c).- Formación Lo Prado (klp). Berriasiano-Hauteriviano.

Unidad sedimentaria marina y volcánica, dispuesta en aparente concordancia con la formación Veta Negra y Horcón de Piedra. Se encuentra intruida por plutones (Kdgt, Kdm) que presentan extensas aureolas de alteración hidrotermal. Presenta zonas de alteración hidrotermal y su desarrollo litológico vertical permite distinguir tres miembros.

- Klps Miembro Superior: Calizas fosilíferas marinas, areniscas y conglomerados con intercalaciones de rocas volcánicas andesíticas a dacíticas; mayor presencia de rocas volcánicas hacia el Sur

- Klpm Miembro Medio. Lavas, lavas brechosas y tobas de composición andesítica, dacítica y riolíticas e intercalaciones sedimentarias subordinadas.

- Klpi. Miembro Inferior: Areniscas, areniscas calcáreas fosilíferas marinas, lutitas calcáreas, areniscas y conglomerados y escasas intercalaciones de lavas andesíticas y dacíticas.

Intrusivos Cretácicos.

Éstos corresponden a un complejo plutónico, de dimensiones batolíticas, que se habría emplazado en el lapso entre 90 y 100 Ma, citado anteriormente como Unidad La Dormida (GANA et al., 1994a).

a).- Ksg.

“Stocks” de monzodiorita cuarcífera a granodiorita de anfíbola, biotita y piroxeno, de hasta 28 Km² de superficie expuesta. Afloran en el Alto de Cantillana y entorno a Laguna Aculeo, produciendo en este lugar una extensa aureola de alteración hidrotermal en rocas de la formación Las Chilcas y Veta Negra.

b).- Kdp.

Pequeños “Stock” y filones manto porfídicos, andesíticos y dioríticos de piroxeno y/o anfíbola. Constituyen cuerpos de forma irregular inferiores a 1 km² de área y tubulares de hasta 250 m de ancho. Afloran al Sur de la Laguna de Aculeo e intruyen la formación las Chilcas.

c).- Kdgt.

Granodioritas y tonalitas de anfíbola-biotita-Piroxeno y monzodioritas cuarcíferas. Intruyen a formaciones del Jurásico y Cretácico inferior y a cuerpos plutónicos del Jurásicos.

Formaciones volcanosedimentarias Jurásicas.

a).- Formación Horqueta (Jh). Batoniano-Titoniano?

Secuencia volcánica subaérea con intercalaciones sedimentarias continentales, constituidas por tobas, lavas andesíticas a riolíticas, areniscas y conglomerados volcanoclásticos de color pardo rojizo.

Subyace en aparente concordancia a la formación Lo Prado, presenta zonas de metamorfismo de contacto de relacionados a intrusitos (Kdgt, Kdp), además de zonas de alteración hidrotermal.

b).- Formación Cerro Calera (Jc). Aaleniano superior-Bajoniano?

Unidad predominantemente sedimentaria, marina y transicional, constituida por limonitas y areniscas calcáreas, areniscas y conglomerados volcanoclásticos, areniscas y conglomerados cuarzo-feldespáticos e intercalaciones de tobas. Esta cubierta concordantemente por la Formación Horqueta y su base sobreyace en contacto deposicional a intrusivos Paleozoicos (Pzmg). Se observan extensas áreas de alteración hidrotermal.

Intrusivos Jurasicos.

a).- Jlt.

Tonalitas y graneodioritas de anfibolita y biotita. Afloran como plutones alargados en sentido Este-Oeste y Noreste, de 10 a 13 km de longitud. Intruyen a granitoides del Paleozoico (Pzmg) y a rocas sedimentarias y volcánicas de las Formaciones Horqueta y Cerro Calera, generando áreas de alteración hidrotermal.

b) Jp

Tonalitas y granodioritas de hornoblenda-biotita, monzodioritas cuarcíferas y dioritas subordinadas. Forman plutones subcirculares de 2 a 13 km de diámetro, que exhiben contactos graduales entre los distintos tipos litológicos.

4.1.1.2- Estructuras y tectónica.

Según WALL *et al.*, (1996), las estructuras principales corresponden a lineamientos y fallas que en general coinciden con el lineamiento de los valles encajados (Estero Cholqui y Cajón del Rey), también reconoce estructuras menores, lineamientos y fallas inferidas que se orientan con rumbo Nor-Noreste y Nor-Noroeste. SELLÉS & GANA (2001) coinciden en la orientación de estas fallas, las que han afectado al conjunto de rocas volcánicas de la Cordillera de la Costa y a los intrusivos del Cretácico Superior que las atraviesan. También reconocen numerosos lineamientos y fallas de dirección Noroeste – Sureste, de gran extensión y coincidentes con los bordes de la depresión de la Laguna de Aculeo. WALL *et al* (1996) y YAÑEZ *et al* (1998) interpretan estas estructuras como pertenecientes al conjunto de fallas que se extienden hasta la costa y de la cual forma parte la Falla Melipilla (en SELLÉS & GANA, 2001).

SELLES & GANA (2001) ponen especial interés en la formación Las Chilcas, en la que se reconocen importantes regímenes intensivos-compresivos. Este proceso de deformación habría tenido lugar al comienzo del Cretácico Superior, alrededor de los 98-90 Ma, probablemente relacionada con el alzamiento de la Cordillera de la Costa (GANA & ZANTILLI, 200 en SELLES & GANA, 2001).

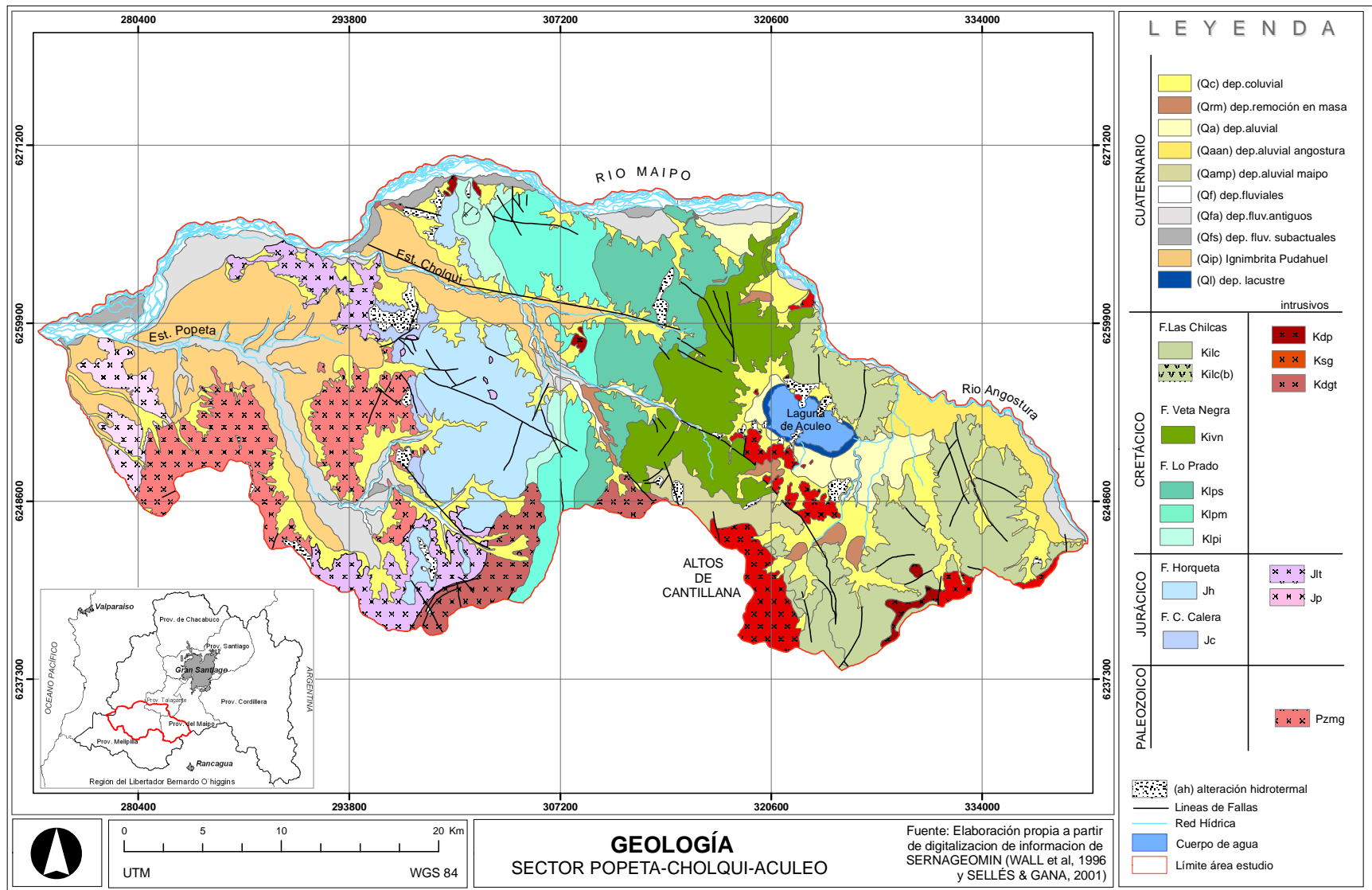
Por otra parte, YAÑEZ (1998), analizando la tectónica del área de la falla de Melipilla, concluye que, si bien no se cuenta con datos suficientes que permitan determinar la cinemática y edad de estas estructuras, se puede inferir de relaciones de terreno, que el último desplazamiento, de tipo normal, fue posterior al Mioceno-Plioceno. Sin embargo, existen evidencias de que estas estructuras poseen una historia compleja, al menos desde el Triasico Superior y/o Jurasic.

Cuadro 7. Relaciones Cronoestratigráficas de formaciones, depósitos y cuerpos intrusivos del área de estudio.

Era	Sistema	Serie	Formaciones	Edad (m.a)	Intrusivos	Edad (m.a)	
Cenozoico	Cuaternario	Holoceno	(Qf) Depósitos fluviales (Qfa) Depósitos fluviales antiguos (Qap) Depósitos Aluviales de piedmont (Qc) Depósitos coluviales (Qrm) Depósitos de remoción en masa (Ql) Depósitos Lacustres	actualidad 0.01			
		Pleistoceno					
	Neogeno	Plioceno	(Qip) Ignimbrita Pudahuel (Qa) Depósitos aluviales (rio Maipo, rio Angostura)	1.8			
		Mioceno		5.3			
Mesozoico	Cretácico	Superior					
		Inferior	Kilc	F. LAS CHILCAS: Secuencia volcánica y sedimentaria (lavas andesíticas a dacíticas, areniscas calc. fosilíferas, tobas de lapilli)	96-114	Ksg "Stock" de monzodiorita cuarcífera a granodiorita de anfíbola, biotita y piroxeno Kdp Pequeños "stock" y filones manto porfídicos andesíticos y dioríticos de piroxeno y/o anfíbola Kdgt Granodioritas y tonalitas de anfíbola-biotita-piroxeno y monzodioritas cuarcíferas	83-89 83-89 92+/-2
			Kivn	F. VETA NEGRA: Secuencia lávica en parte subvolcánica y piroclástica (andesitas ocoitas y lavas andesíticas) con escasas intercalaciones sedimentarias	114-116		
			Klps Klpm Klpi	F. LO PRADO: Unidad sedimentaria marina y volcánica, compuesta por tres miembros M. SUPERIOR: Calizas fosilíferas marinas, areniscas y conglomerados con intercalaciones de rocas volcánicas andesíticas a dacíticas M. MEDIO: Lavas, lavas brechosas, tobas andesítica, dacítica e intercalaciones sedimentarias subordinadas M. INFERIOR: Areniscas, areniscas calc. fosilíferas marinas lutitas calc. areniscas y conglomerados	116-135		
Jurásico	Jh	F. HORQUETA: Secuencia volcánica subaerea con intercalaciones continentales (tobas, lavas andesíticas, areniscas y conglomerados)	135-167	Jlt Tonalitas y granodioritas de anfíbola y biotita	155-160		
	Jc	F. CERRO CALERA: Unidad sedimentaria, marina y transicional (limolitas, areniscas calc., areniscas y conglomerados)	167-180				
	Triásico						
Paleozoico					Pzmg Tonalitas y granodioritas de anfíbola y biotita	274-289	

Fuente: Elaboración propia.

Figura 22. Mapa Geológico del área de estudio.



4.1.2.- Geomorfología.

En el área de estudio se distinguen tres grandes grupos de formas (Fig. 23):

- Formas de vertientes.
- Formas depositacionales de base de vertientes.
- Formas de fondo de valle:
 - Formas Fluviales.
 - Terrazas de cinerita.

4.1.2.1.-Formas de vertientes.

Según la taxonomía de ARAYA-VERGARA (1985), su validación para otras áreas de montaña (ARAYA-VERGARA 1996) y la adaptación de SOTO *et al* (2006) para áreas de baja y media montaña, se distinguen en el área de estudio cuatro tipos de vertientes.

a) Vertientes estructurales monoclinales en sustrato volcánicosedimentario: Se caracterizan por presentar un modelado esculpido en secuencias estratificadas de rocas volcanosedimentarias, de estilo estructural monoclinal, en el que se han desarrollado sistemas de vertientes que obedecen a la dirección de buzamiento de los estratos. Lo anterior, se analiza en detalle en SOTO *et al* (2006), para el borde meridional de la cuenca del río Maipo, observándose un conjunto de vertientes inversas (subsecuentes o anaclinales) y conformes (consecuentes o cataclinales). Se asume que este juego de vertientes corresponde a lo que se pudiese encontrar en esta clase de vertientes.

b) Vertientes estructurales monoclinales en sustrato volcánicosedimentario calcáreo: Se distinguen por presentar un modelado en sustrato volcanosedimentario marino (rocas calcáreas y areniscas), constituidas por los miembros superior, medio e inferior de la Formación lo Prado (WALL *et al*, 1996), que, en teoría, se reconocen de menor competencia frente a procesos erosivos.

Sobre este tipo de vertientes destaca la presencia de una superficie de erosión residual denominada Poca Pena (SOTO, *et al* 2006). Esta superficie corta estratos inclinados de diferente litología y constituye un nivel más bajo, probablemente asociado al bloque hundido relacionado a las fallas del sector cerro Yerbas Buenas (SOTO, *et al* 2006).

c) Vertientes intrusivas macizas altas: Se caracterizan por tener una edad relativa al Cretácico superior (entre 83 y 92 m.a), las que intruyen a las formaciones estratificadas volcanosedimentarias, especialmente las situadas en zonas culminantes asociadas al macizo central de Altos de Cantillana. En esta última zona, se distinguen importantes áreas relacionadas a superficies de erosión residual que corresponden a formas de “mesetas”. Éstas han sido descritas por distintos autores como WEBER (1946); BRUGGEN (1950) y

BORDE (1966) en FIGUEROA (1992). Según BORDE (1966), estas superficies formaron parte de una antigua área peneplanizada durante el Paleógeno, que sufrió dos solevantamientos hasta alcanzar su nivel actual, el primero, durante el Oligoceno superior a Mioceno inferior y, el segundo, durante el Plioceno inferior. Estas superficies pueden ser consideradas como verdaderos “relictos geomorfológicos”, ya que éstas superficies representarían los últimos vestigios del nivel de base de la peneplanicie paleógena en la Región.

b2) Vertientes intrusivas macizas bajas: Se emplazan preferentemente en la parte occidental del área de estudio. Se caracterizan por ser intrusivos de mayor antigüedad asociados al Paleozoico-Triásico (160 a 289 m.a). Las vertientes, en general, están representadas por macizos plutónicos que por su antigüedad se deduce su alto grado de desgaste y rebajamiento, como también su mayor delesnabilidad (se cuenta con numerosas explotaciones de canteras de maicillo en este sector). Estas vertientes se caracterizan, también, por presentarse como un relieve bajo y suavizado (sus alturas no sobrepasan los 900 m.s.n.m y, en promedio, se sitúan entre los 500 m.s.n.m), presentándose en algunas zonas altamente incididos por la acción de la esorrentía superficial.

4.1.2.2.- Formas depositacionales de base de vertientes.

a) Conos coluvio-aluvial: En general estos depósitos se presentan en contacto con formas de fondo de valle. En las zonas bajas de los valles (de mayor amplitud y menor pendiente), estos depósitos se encuentran en contacto con depósitos polifásicos fluviales, en cambio, en las zonas altas de los valles (de menor amplitud y mayor pendiente) se encuentran en contacto con otros depósitos coluvio-aluviales, formando a veces complejos sistemas donde se observa interacciones de coalescencia y superposición (SOTO *et al*, 2006). En el área baja del valle del estero Popeta, los depósitos coluvio-aluviales se presentan en contacto y sobre imponiéndose a depósitos de cinerita.

b) Glacis de derrame: Estos depósitos se derivan del lavado y tamizaje de los materiales mas finos del sistema de conos del cajón de Laguna de Aculeo, formando extensos planos débilmente inclinados que entran en contacto con planicies de origen lacustre.

4.1.2.3.- Formas de fondo de valle.

En este grupo de formas se distinguen dos grupos, las formas fluviales y las formas de terrazas de cineritas, las que en general se encuentran altamente intervenidas por la actividad agrícola.

a).- Formas fluviales.

En cuanto a la acción fluvial, se da relevancia a las formas polifásicas, a través, de la noción de terraza (ARAYA VERGARA, 1985), distinguiéndose, a lo menos, dos niveles de terraza, además del cause actual. Éstos son:

- Terraza T` (Holoceno): Corresponde a depósitos de sedimentos de gravas, arenas y limos no consolidados de cursos fluviales abandonados o esporádicamente inundados. Pueden presentar una cobertura vegetal incipiente.
- Terraza Pleistocénica (Pleistoceno Superior Holoceno): Corresponden a depósitos de sedimentos gravas, arenas y limos no consolidados, presentando un marcado aterrazamiento, además de una cobertura de suelo bien desarrollada y vegetación nativa o cultivos.
- Cause actual: Representa los causes fluviales activos (ya sea en época de estiaje y crecida) compuestos por gravas clasto-soportadas y bancos de arena.

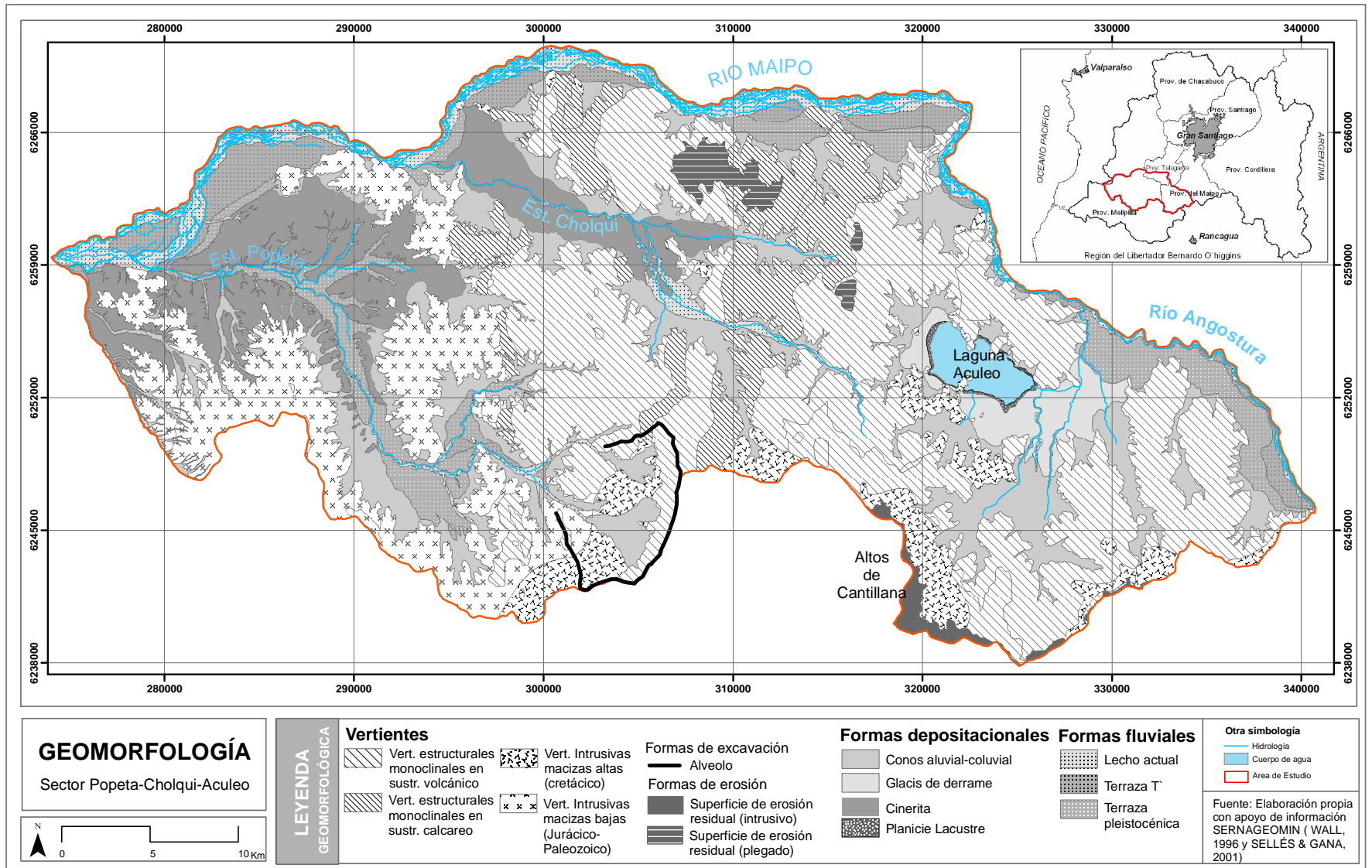
b).- Terraza de cinerita.

Según WALL *et al*, (1996), corresponden a depósitos piroclásticos de ceniza y lapilli pumiceo, con una potencia máxima observada de 5 m al Sur de Melipilla, generados producto de una explosión de Caldera Diamante (Complejo Volcánico Maipo), 130 km hacia el Suroeste en la cordillera andina en el Pleistoceno Superior.

Estos depósitos, en el área de estudio, abarcan una gran extensión, ocupando casi toda la parte baja del Estero Popeta y la Rinconada de Culiprán. También estos ocuparían gran parte del valle del Estero Cholqui.

Morfológicamente, estos depósitos corresponden a una “terrazza de cinerita” (ARAYA VERGARA, 1985), la cual cubre depósitos aluviales y se encuentra fuertemente disectada por cursos fluviales, formando un relieve ondulado con una gran cantidad de desniveles de 20 a 30 m. de altura. También se encuentra aterrazada por depósitos fluviales antiguos (Pleistoceno) del Estero Popeta y por depósitos coluvio-aluviales de base de vertiente.

Fig. 23: Carta Geomorfológica del área de estudio.



4.1.3.- Suelos.

Según la información obtenida del Estudio Agrológico de la Región Metropolitana (CIREN-CORFO, 1996), en el área de estudio se reconocen 24 series de suelos, 3 tipos de asociaciones, 4 tipos de suelos misceláneos, 2 unidades no diferenciadas, terrazas recientes y causas fluviales actuales (Cuadro 8).

Del total de suelos, destacan por su gran extensión la asociación Mansel con 35,30% y la serie Lo Vázquez con un 28,40%, sumando en conjunto un 63,7 % del total de superficie de suelos (Cuadro 8). En general, son suelos de regímenes térmicos secos y de desarrollo reciente, ocupando posiciones morfológicas de montaña, abanicos coluvio-aluviales y terrazas aluviales (Cuadro 9, 10 y Fig. 24, 25).

4.1.3.1.- Ordenes.

Estos suelos se pueden agrupar en cinco órdenes (Cuadro 9):

a) Entisol.

Los entisoles son suelos de desarrollo superficial y reciente que solo han formado un epipedon ocrico o simplemente horizontes superficiales. En el área de estudio corresponden principalmente a suelos en una posición morfológica de piedmont, principalmente asociados al sistema coluvio-aluvial de los estrechos valles y quebradas del área del Cajón de Aculeo. Estos suelos varían de *Mollic haplaquents* a *Aquic xerorthents*, diferenciándose estas subórdenes en que, el primero permanece húmedo durante un mayor periodo en el año que el segundo.

b) Inceptisol.

Son suelos con mayor grado de desarrollo (aunque inmaduros) que los entisoles, ya que presentan un horizonte B bien definido, incluso pueden tener un horizonte superficial negro con alto contenido de materia orgánica. En el área de estudio corresponden a suelos que se emplazan en diversas posiciones morfológicas, destacando por su extensión la Serie Mansel en posición de cerros, la Serie Viluma en posición de abanico coluvial, la Serie Cholqui en posición de terraza aluvial y la Serie Peumo Lo Chacón, en posición de depresión aluvial, predominando el suborden *Typic xerochrepts*, de bajo contenido de materia orgánica y de ambientes secos durante 60 días consecutivos o más en 7 de cada 10 años (BUOL, et al 1990).

c) Mollisol.

Son suelos profundos con un horizonte superficial negro, rico en materia orgánica, que se han formado en condiciones de estepa y pradera. En el área de estudio corresponden a

suelos en posición de baja montaña como la Serie Challay, en posición de terraza aluvial como las Series Codigua y Popeta y en posición de piedmont, como la Serie Los Cardenales. Estos suelos deben su evolución a factores de sitio, que se traducen, comparativamente, en un mayor aporte de humedad. Destacan los subórdenes *Entic Haploxerolls* y *Fluventic Haploxerolls*, que se caracterizan por estar secos durante más de 60 días consecutivos la mayoría de los años, aunque presentan características de humedad. (BUOL, et al 1990).

d) Alfisol.

Son suelos cuya característica esencial es poseer un horizonte B y, particularmente, por expresar un gran incremento de arcilla en relación con el horizonte A. En el área de estudio corresponden a suelos en posición de montaña, de las series La Lajuela y Lo Vázquez. Estos suelos se emplazan, principalmente, en la mitad occidental del área de estudio de sustrato granítico. Compuesto solo por el suborden *Ultic haploxeralfs*, estos son suelos se caracterizan por estar anualmente secos (más de 60 días consecutivos) y suelen tener una acumulación de carbonatos a base de solum (BUOL, et al 1990).

e) Andisol.

Son suelos derivados de cenizas volcánicas, de muy buenas condiciones físicas y morfológicas por lo que se puede cultivar con facilidad. En el área de estudio se distingue por formar un relieve característico, muy ondulado y disectado, que ocupa parte importante de la zona baja y media del valle del Estero Popeta.

Cuadro 8. Superficie y porcentaje de suelos del área de estudio.

SUELOS	HECTÁREAS	%
Series de suelo		
PEUMO CHICO	1.077,69	0,91
PEUMO LO CHACON	1.263,26	1,07
PINTUE	4.205,26	3,56
POPETA	1.280,15	1,08
PUDAHUEL	7.822,12	6,62
QUILAMUTA	1.038,31	0,88
SAN DIEGO	30,35	0,03
TRONADOR	272,75	0,23
VALDIVIA DE PAINE	413,64	0,35
VILUMA	2.113,94	1,79
VIÑA VIEJA	525,21	0,44
AGUA DEL GATO	316,57	0,27
CODIGUA	2.965,72	2,51
CHIÑIGUE	256,07	0,22
CHOLQUI	1.807,41	1,53
ESTANCILLA	941,61	0,80
HACIENDA ALHUE	226,89	0,19
HOSPITAL	917,46	0,78
ISLA DE HUECHUN	175,69	0,15
LA HIGUERA	339,94	0,29
LAS PERDICES	448,69	0,38
LO VAZQUES	33.557,19	28,40
LOS CARDENALES	1.221,45	1,03
MAIPO	737,98	0,62
Asociaciones		
CHALLAY	2.141,73	1,81
LA LAJUELA	376,82	0,32
MANSEL	41.702,88	35,30
Misceláneos		
MISCELANEO RIO	839,37	0,71
MISCELANEO QUEBRADA	194,21	0,16
MISCELANEO COLUVIAL	2.008,42	1,70
MISCELANEO PANTANO	34,79	0,03
Unidades no diferenciadas		
PIEDMONT ESTRATIFICADO	1.120,88	0,95
TERRAZAS ALUVIALES ESTRATIFICADAS	1.620,63	1,37
Terrazas recientes		
TERRAZAS RECIENTES	58,64	0,05
Cause fluvial		
RIO	4.088,75	3,46
TOTAL	118.142,48	100,00

Fuente: Elaboración propia.

Cuadro 9. Órdenes y subgrupos de suelos del área de estudio.

ORDEN	SUBGRUPO	SERIES	superficie/hect	Porcentaje
ENTISOL	Mollic haplaquents	HOSPITAL	917,46	0,78
	Aquic xerorthents	PINTUE	4205,26	3,56
				total 4,33
INCEPTISOL	Calcixerollic xerochrepts	AGUA DEL GATO	316,57	0,27
	Typic xerochrepts	CHOLQUI	1807,41	1,53
	Typic xerochrepts	HACIENDA ALHUE	226,89	0,19
	Typic xerochrepts	LAS PERDICES	448,69	0,38
	Typic xerochrepts	MAIPO	737,98	0,62
	Typic Xerochrepts	MANSEL	41702,88	35,30
	Typic xerochrepts	PEUMO CHICO	1077,69	0,91
	Typic xerochrepts	PEUMO LO CHACON	1263,26	1,07
	Typic xerochrepts	QUILAMUTA	1038,31	0,88
	Typic xerochrepts	ESTANCILLA	941,61	0,80
	Vertic xerochrepts	TRONADOR	272,75	0,23
	Mollic haplaquents	VALDIVIA DE PAINE	413,64	0,35
	Typic xerochrepts	VILUMA	2113,94	1,79
MOLLISOL	Entic Haploxerolls	CODIGUA	2965,72	2,51
	Fluventic Haploxerolls	CHIÑIGUE	256,07	0,22
	Fluventic Haploxerolls	LOS CARDENALES	1221,45	1,03
	Fluventic Haploxerolls	ISLA DE HUECHUN	175,69	0,15
	Typic Calcixerolls	LA HIGUERA	339,94	0,29
	Pachic haploxerolls	POPETA	1280,15	1,08
	Aquultic haploxerolls	VIÑA VIEJA	525,21	0,44
	Lithic haploxerolls	CHALLAY	2141,73	1,81
		SAN DIEGO	30,35	0,03
				total 7,56
ALFISOL	Ultic haploxerafls	LO VAZQUES	33557,19	28,40
	Ultic Haploxerafls	LA LAJUELA	376,82	0,32
				total 28,72
ANDISOL		PUDAHUEL	7822,12	6,62
				total 6,62
OTRAS SUELOS SIN IDENTIFICACIÓN DE ORDEN			54187,13	8,44

Fuente: Elaboración propia.

Cuadro 10. Posición morfológica de suelos del área de estudio.

POSICION MORFOLOGICA	REFERENCIAS DE DIFERENCIACION
Suelos en posición de montaña	
CHALLAY	
LA LAJUELA	
MANSEL	
LO VAZQUES	
Suelos en posición de abanico aluvial	
QUILAMUTA	2 a 3 % de pendiente
VIÑA VIEJA	2 a 3% de pendiente
ESTANCILLA	1 a 3% de pendiente
MAIPO	
Suelos en posición de abanico coluvial	
PEUMO CHICO	
VILUMA	
MISCELANEO COLUVIAL	
HACIENDA ALHUE	2 a 3% de pendiente
Suelos en posición de piedmont	
PINTUE	
PIEDMONT ESTRATIFICADO	
LOS CARDENALES	
LAS PERDICES	
Suelos en posición de depresiones	
PEUMO LO CHACÓN	aluvial
TRONADOR	lacustre
MISCELANEO PANTANO	
AGUA DEL GATO	lacustre
Suelos en posición de terrazas aluviales	
TERRAZAS ALUVIALES ESTRATIFICADAS	origen reciente
MISCELANEO RIO	origen reciente
TERRAZAS RECIENTES	origen reciente
CODIGUA	terrazza mas baja y planicie de inundación
ISLA DE HUECHUN	terrazza mas baja y planicie de inundación
LA HIGUERA	terrazas intermedias
CHIÑIGUE	terrazas antiguas
CHOLQUI	terrazas antiguas
POPETA	
SAN DIEGO	
QUILAMUTA	0 a 1% de pendiente
VIÑA VIEJA	0 a 1% de pendiente
ESTANCILLA	0 a 1% de pendiente
HACIENDA ALHUE	0 a 1% de pendiente
Suelos en posición de planicies aluviales	
VALDIVIA DE PAINE	
HOSPITAL	
Suelos en posición de cajas de ríos y quebradas	
RIO	
MISCELANEO QUEBRADA	
Suelos en posición de terraza de cinerita	
PUDAHUEL	

Fuente: Elaboración propia

Figura 24: Mapa de ordenes de suelo del área de estudio.

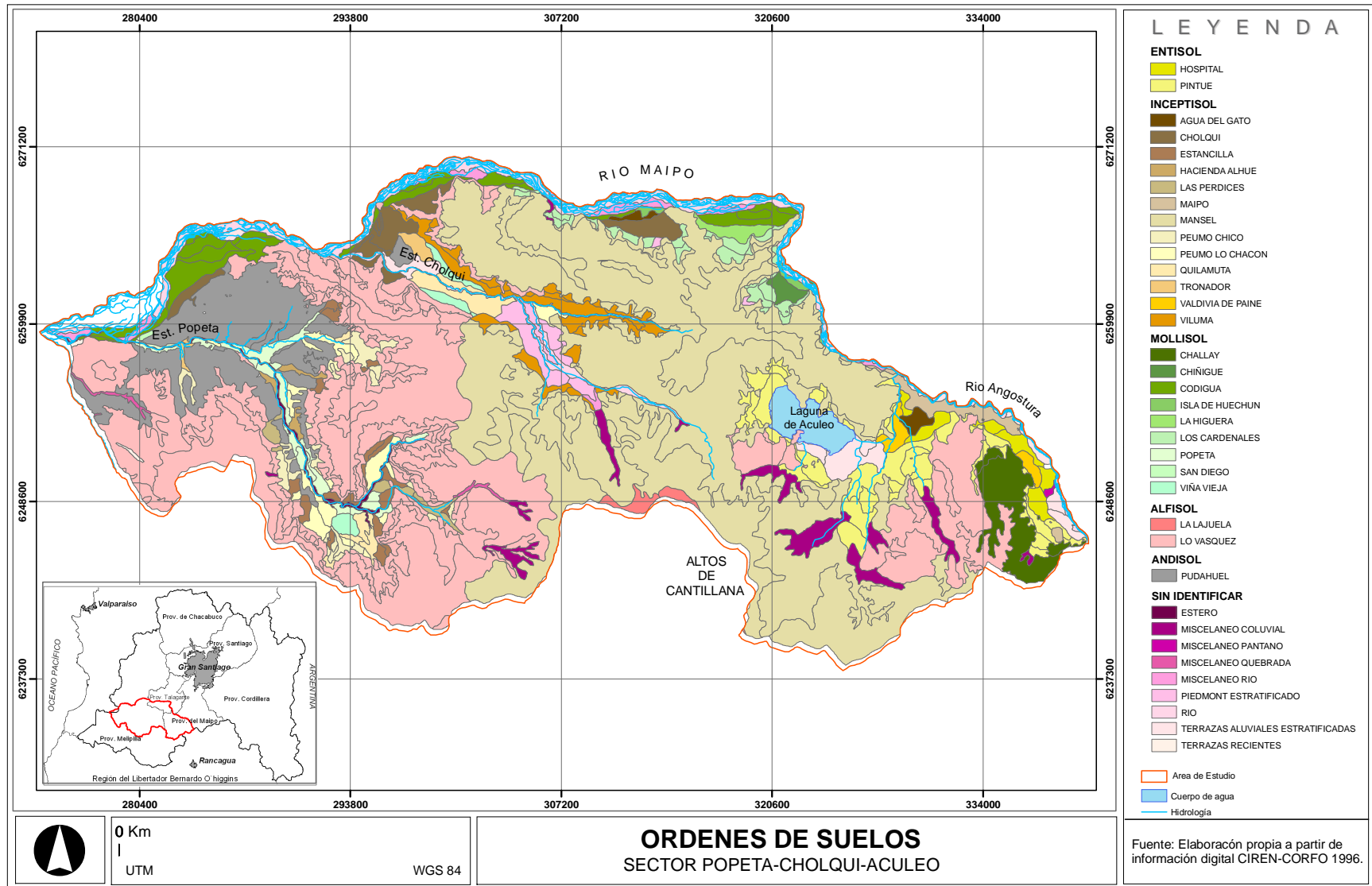
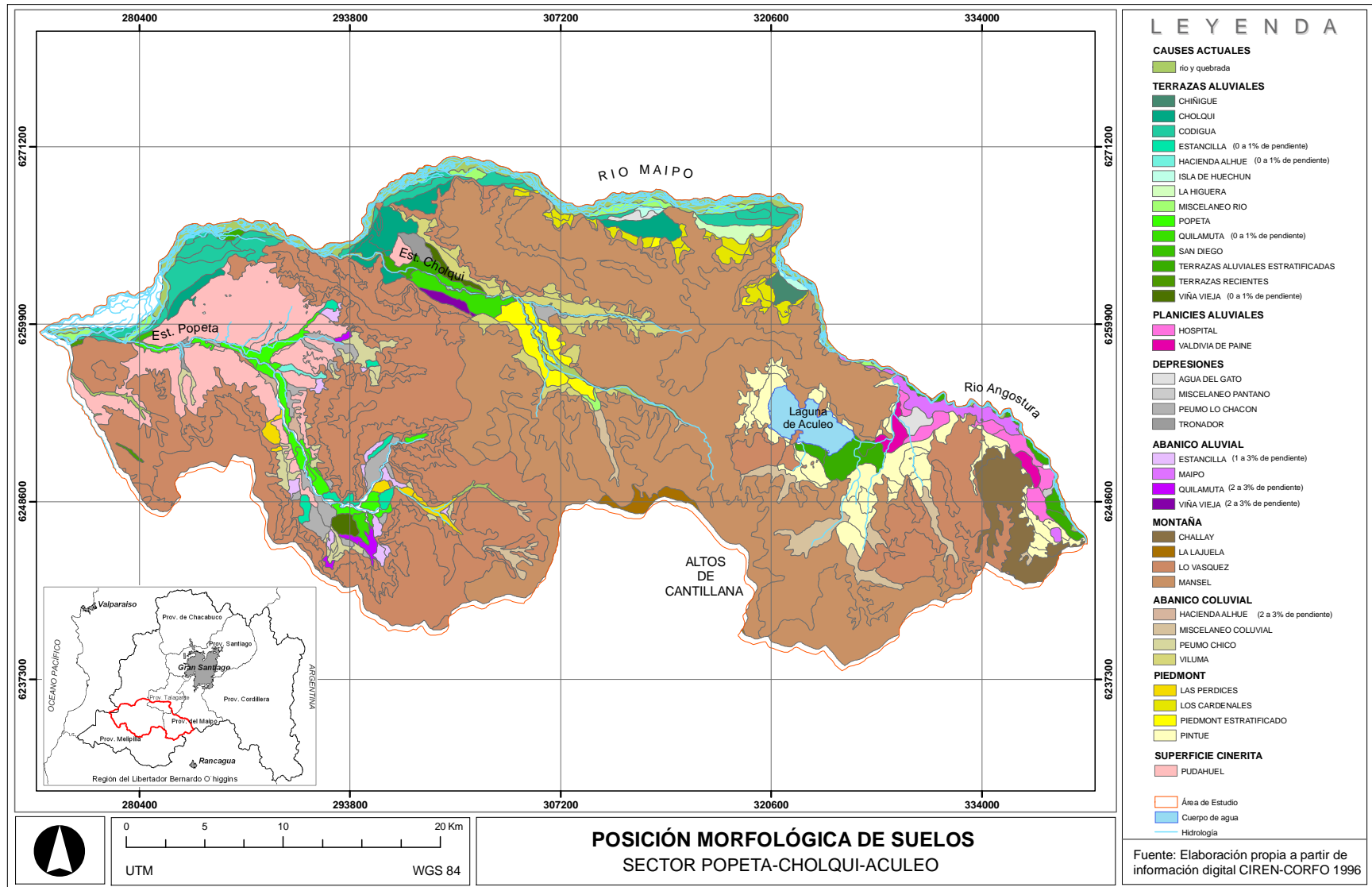


Figura 25: Mapa de posición morfológica de suelos del área de estudio.



4.1.4.- Vegetación.

La vegetación se define como el mosaico de comunidades de plantas vasculares que constituyen el paisaje vegetal, compuesto por diferentes unidades cuya distribución territorial sigue, en general, patrones bien definidos (GAJARDO, 1994). Según QUINTANILLA (1987), se acepta, generalmente, que la cubierta vegetal constituye una representación aproximada, pero no menos válida de los ecosistemas y permite, a la vez, reconstruir el estado de potencial biológico en cada punto o región sin la acción humana.

4.1.4.1.- Cobertura Vegetacional.

La cobertura vegetacional se describe en base a la información proporcionada por el Catastro y Evaluación de Recursos Vegetacionales Nativos de Chile (Proyecto CONAF-BIRF, 1995), cuya metodología considera a la vegetación como un indicador de las características ambientales y grado de intervención de los ecosistemas (EULA, 2004).

La cobertura vegetacional se entiende como la proyección de la copa del estrato arbóreo o arbustivo en el suelo, medido en porcentaje y expresado en densidad (Proyecto CONAMA-BIRF, 1995). La densidad es la expresión simplificada de la cobertura de copas de los tipos biológicos que conforman una determinada formación, expresada en las categorías densas (0-25%), semidensas (25-50%), abiertas (50-75%) y muy abiertas (75-100%).

A continuación se describe la clasificación utilizada para las categorías identificadas en el área de estudio (Cuadro 11 y Fig. 26).

a).- Categoría de Praderas y Matorrales: Se refieren a formaciones herbáceas, arbustivas y arbustivo-herbáceas. Se subdividen de acuerdo al tipo biológico preponderante (pastos o arbustos) y las especies dominantes.

- Sub categoría Matorral: formación vegetal donde el tipo biológico árbol es menor al 10% el de arbustos puede ser entre 10 a más del 75% y las herbáceas pueden estar entre 0-100%.
- Sub categoría Matorral arborescente: Matorral con árboles > 2m de altura en que la cobertura del tipo biológico árbol está entre 10-25%, el tipo biológico arbusto entre 10 a 100% y el tipo biológico herbáceas entre 0-100%.
- Sub categoría Matorral con suculentas: formación vegetal donde la presencia de suculentas es > 5%, la cobertura del tipo biológico árboles menor al 25%, la cobertura de arbustos puede estar entre 10-100%, lo que le da la denominación de muy abierto, abierto, semidenso o denso.

b).- Categoría bosques.

Esta categoría se subdivide en la subcategorías Plantaciones, Bosque Nativo y Bosque Mixto.

- Sub categoría Bosque Nativo: Ecosistemas donde el estrato arbóreo esta constituido por especies nativas, tiene una altura ≥ 2 m y una cobertura de copas $\geq 25\%$. Esta subcategoría a la vez se divide en Bosque adulto, Renoval, Bosque adulto/Renoval y Bosque achaparrado.
 - Renoval: Corresponde a un bosque nativo secundario originado ya sea de semillas y/o reproducción vegetativa después de una perturbación antrópica o natural (incendio, tala rasa, derrumbe). En general, son homogéneos en su estructura vertical y sus diámetros.

Cuadro 11: Clasificación de categorías de uso, según clase de cobertura del área de estudio.

SUBCATEGORIAS DE USO	CLASE DE COBERTURA	% de recubrimiento por tipo biológico.		
		ÁRBOLES	ARBUSTOS	HERBACEAS
Matorral con suculentas	denso		>75	
	semidenso	<10	50-75	0-100
	muy abierto		oct-25	
Matorral	denso		>75	
	semidenso	<10	50-75	0-100
	abierto		25-50	
Matorral arborescente (matorral con árboles >2m de altura)	muy abierto		10 - 25	
	denso		>75	
	semidenso	oct-25	50-75	0-100
Renoval	abierto		25-50	
	semidenso	>75	0-100	0-100
	denso	50-75		

Fuente: Elaboración propia.

La vegetación nativa de la cordillera de Santiago ha tenido una larga historia de intervención humana, habiendo sido gran parte desplazada a los valles andinos y costeros de mas difícil acceso. (ALLIENDE & HOFFMANN 1983, FUENTES et al 1984, FUENTES & MUÑOZ 1995, en LUEBERT *et al* 2000).

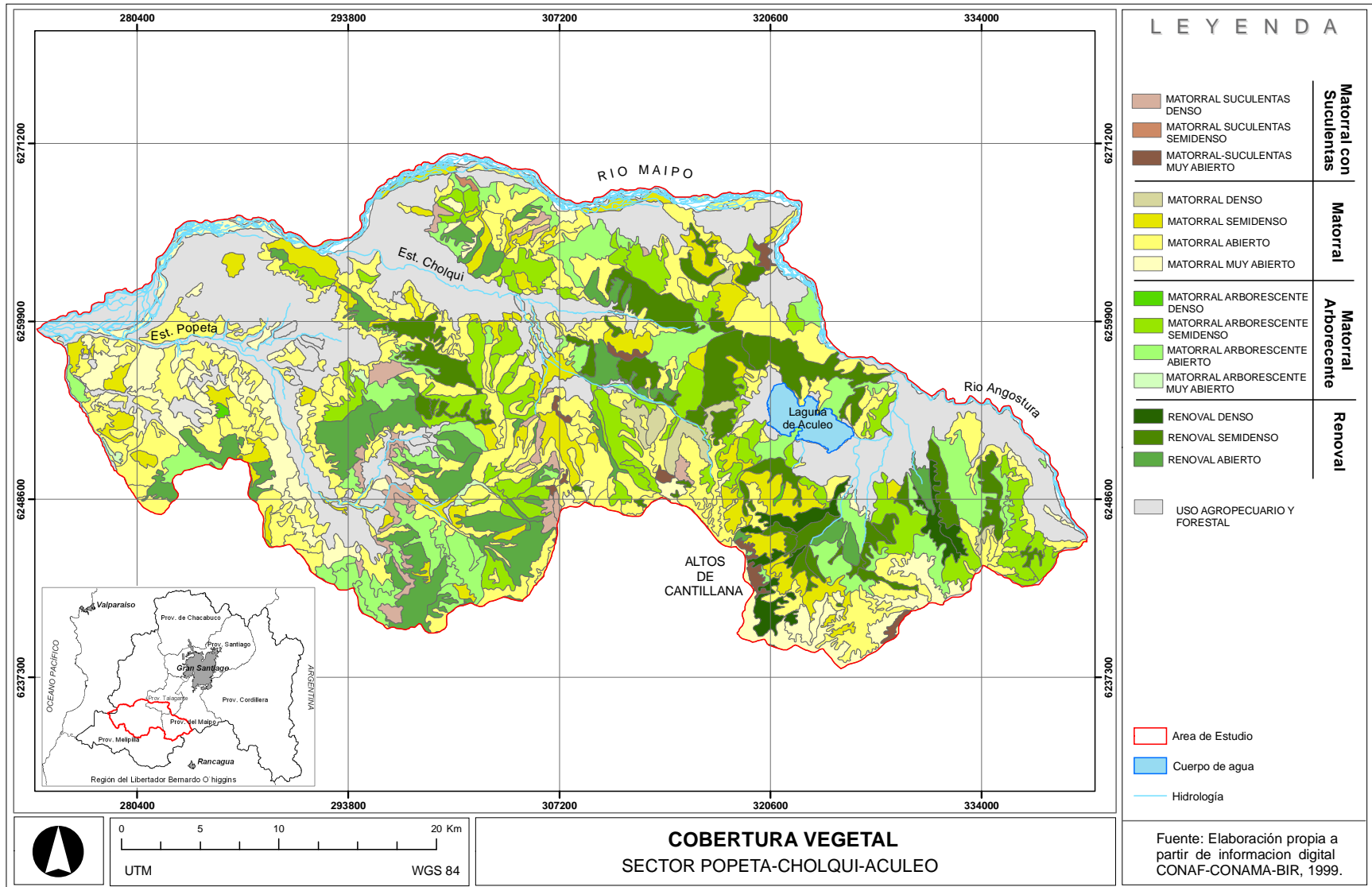
En el área de estudio, la cobertura vegetal nativa se presenta casi exclusivamente en zonas de montaña o en áreas donde la utilización productiva del suelo es limitada. Predomina la subcategoría matorral, abierto y muy abierto, las que suman un 38% del total de cobertura vegetal, seguido de la subcategoría Renoval, semidenso y denso, sumando un 27,8% del total y la subcategoría matorral arborescente semidenso y abierto, sumando un 21,33 % del total de cobertura vegetal (Cuadro 12). Considerando la cercanía a centros poblados y productivos, todas estas categorías vegetacionales asumen algún grado (mayor o menor) de intervención respecto al potencial biológico efectivo.

Cuadro 12. Superficies, según categoría de uso y clases de cobertura; área de estudio.

CATEGORIA DE USO	Clase de cobertura	Hectáreas	%
Matorral con suculentas	denso	2.087,78	1,58
	semidenso	56,54	0,04
	muy abierto	858,94	0,65
Matorral	denso	1.192,71	0,90
	semidenso	9.791,53	7,40
	abierto	30.119,47	22,77
	muy abierto	20.150,05	15,23
Matorral arborescente	denso	89,83	0,07
	semidenso	16.724,51	12,64
	abierto	11.493,81	8,69
	muy abierto	223,89	0,17
Renoval	denso	2.726,76	2,06
	semidenso	14.628,52	11,06
	abierto	22.144,64	16,74
TOTAL		132.288,9807	100

Fuente: Elaboración propia.

Figura 26: Mapa de cobertura vegetal del área de estudio.



4.1.4.2.- Formaciones Vegetales.

Tomando como referencia las formaciones vegetales para el área de Altos de Cantillana, definidas por EULA (2004) y PNUD (2006), además de la información de especies dominantes, del Catastro y Evaluación de Recursos Vegetacionales Nativos de Chile (Proyecto CONAF-BIRF, 1995), se definieron las siguientes formaciones vegetales para el área de estudio (Fig. 28).

a).- Bosque caducifolio de Altos de Cantillana: Corresponden, principalmente, a renovales y en menor grado a matorral arborescente, dominado por *Nothofagus macrocarpa*, acompañado de elementos del bosque esclerófilo, principalmente por *Cryptocarya alba*, *Lithrea caustica* y *Peumus boldus*, ocupando preferentemente sectores de pendientes escarpada y exposición Sur entre los 1200 a 2000 m.s.n.m., ocupando en el área de estudio una extensión de 5.901 hectáreas. El bosque caducifolio se presenta como límite superior de las situaciones más favorables del bosque esclerófilo. Ocurre en altitud, en ambas cordilleras, representando situaciones relictuales y de reducida extensión (GAJARDO, 1994).

b).- Bosque esclerófilo arborescente: Corresponde a renovales dominados por especies de hojas duras y coriáceas. Según LUEBERT & PLISCOFF (2004), la estructura y composición de este bosque está fuertemente determinada por el sitio, especialmente las condiciones de exposición, pudiendo observarse situaciones fuertemente contrastantes de una ladera a otra contigua. En este sentido esta formación se puede subagrupar en asociaciones de tendencia de sitio húmedos y secos, las primeras dominadas por especies como *Cryptocarya alba* y *Quillaja saponaria* acompañados, principalmente, de *Lithrea caustica* y *Peumus boldus*, que, para el área de estudio, ocupan una extensión de 23.289 hectáreas. Las segundas, dominado por especies de *Lithrea caustica* y *Retanilla trinervia* y acompañado, principalmente, de *Cryptocarya alba* y *Quillaja saponaria* que, para el área de estudio, ocupan una extensión de 10.352 hectáreas.

c).- Matorral arborescente esclerófilo: Corresponde a comunidades del bosque esclerófilo que debido, tanto a la intervención antrópica o a condiciones extremas de sitio como suelos delgados y falta de humedad, el estrato arbóreo se encuentra poco desarrollado, con una cobertura de copa que no supera el 25% y distribuidos en pequeños mosaicos dentro del matorral. Predominan las especies arbustivas de sucesión post tala o post incendio (EULA, 2004). Al igual que, en el bosque esclerófilo arborescente podemos distinguir dos componentes; el primero, asociado a condiciones más favorables de sitio, donde destacan la asociación *Cryptocarya alba*- *Quillaja saponaria* o bien *Quillaja saponaria*-*Lithrea caustica*, ocupando en el área de estudio 4.285 hectáreas. El segundo, de características más secas dominado por especies de *Lithrea caustica* y *Retanilla trinervia*, acompañados, principalmente, de *Quillaja saponaria* y *Cryptocarya alba*, ocupando para el

área de estudio un total de 23.967 hectáreas. Presenta una amplia distribución en el área de estudio.

d).- Matorral esclerófilo árido: Corresponde a un estado sucesional del matorral arborescente. La diferencia con la formación anterior se debe a la baja presencia de especies arbóreas con un recubrimiento menor al 10% y a la ausencia casi total de especies esclerófilas de mayor requerimiento de humedad y sombra como *Cryptocarya alba-Quillaja saponaria*. Esta formación está dominada por *Retanilla trinervia* y *Lithrea caustica*, acompañadas, principalmente, de *Colliguaja odorifera*, *Acacia caven* y *Eryngium paniculatum*, en sitios aún más secos y abruptos se acompaña también de *Puya sp.* y *Echinopsis chilensis*, las que conforman 24.632 hectáreas.

e).- Matorral Esclerófilo con Suculentas: Corresponde a una formación vegetal donde la presencia de suculentas es > 5%. Acompañado por algunas suculentas tales como *Puya sp.* y *Echinopsis chilensis* (EULA, 2004), dominado por *Colliguaja odorifera*, *Retanilla trinervia* y *Eryngium paniculatum*. Conformando una superficie de 3.003 hectáreas.

f).- Matorral esclerófilo de espino: Representa un estado degradado del bosque esclerófilo que corresponde a antiguos sectores habilitado para la agricultura (EULA, 2004). Ésta formación esta dominada por *Acacia caven* y acompañadas principalmente de *Lithrea caustica*, *Retanilla trinervia* y *Eryngium paniculatum*, conformando una superficie de 16.360 hectáreas, ubicados generalmente en valles y sectores planos, adyacentes a terrenos agrícolas.

g).- Matorral esclerófilo subandino: Corresponde a comunidades ubicadas principalmente en el la parte alta de la Cuenca de la Laguna de Aculeo y Altos de Cantillana, dominado por *Colliguaja odorifera* y acompañado de *Eryngium paniculatum* y *Lithrea caustica*, conformando una superficie de 14.730 hectáreas.

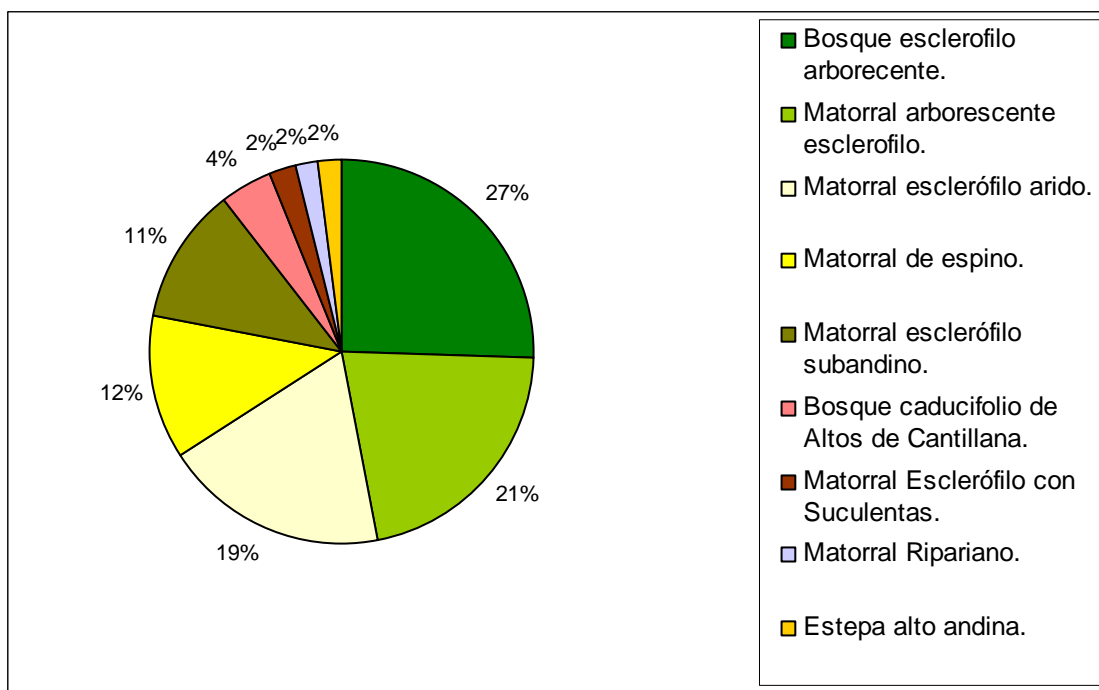
h).- Estepa alto andina: Esta comunidad se caracteriza por la dominancia de matorral bajo, menor a 50 cm. Las especies dominante incluyen *Chuquiraga oppositifolia*, *Mulinum spinosum* *Anarthrophyllum cumingii* y *Laretia acaulis*, ocupa sitios altos, sobre los 1.900 m.s.n.m en la meseta de Altos de Cantillana (EULA, 2004), conformando una superficie de 2.516 hectáreas.

i).- Matorral Ripariano. Comunidad asociada a los cursos de agua, donde dominan especies de *Salix chilensis* y *Baccharis concava*, conformando una superficie de 2.564 hectáreas.

Según PLISKOF (2005), los bosques esclerófilos de Chile han estado sometidos a fuertes presiones antrópicas (incendios, talas, pastoreo), razón por la que, actualmente, se encuentran muy degradados. Este mismo autor, destaca que la degradación de bosque esclerófilo original tiene como efecto una transformación estructural y cambios en la composición florística, que dependen del tipo y nivel de perturbación. De esta manera, los primeros estadios de degradación producen la transformación estructural de bosque a matorral arborescente. Perturbaciones más severas podrían producir la transformación completa del bosque en un espinal dominado por *Acacia caven* o incluso en una pradera anual. Teóricamente, en ausencia de perturbaciones, estas comunidades de degradación tenderían a recuperarse.

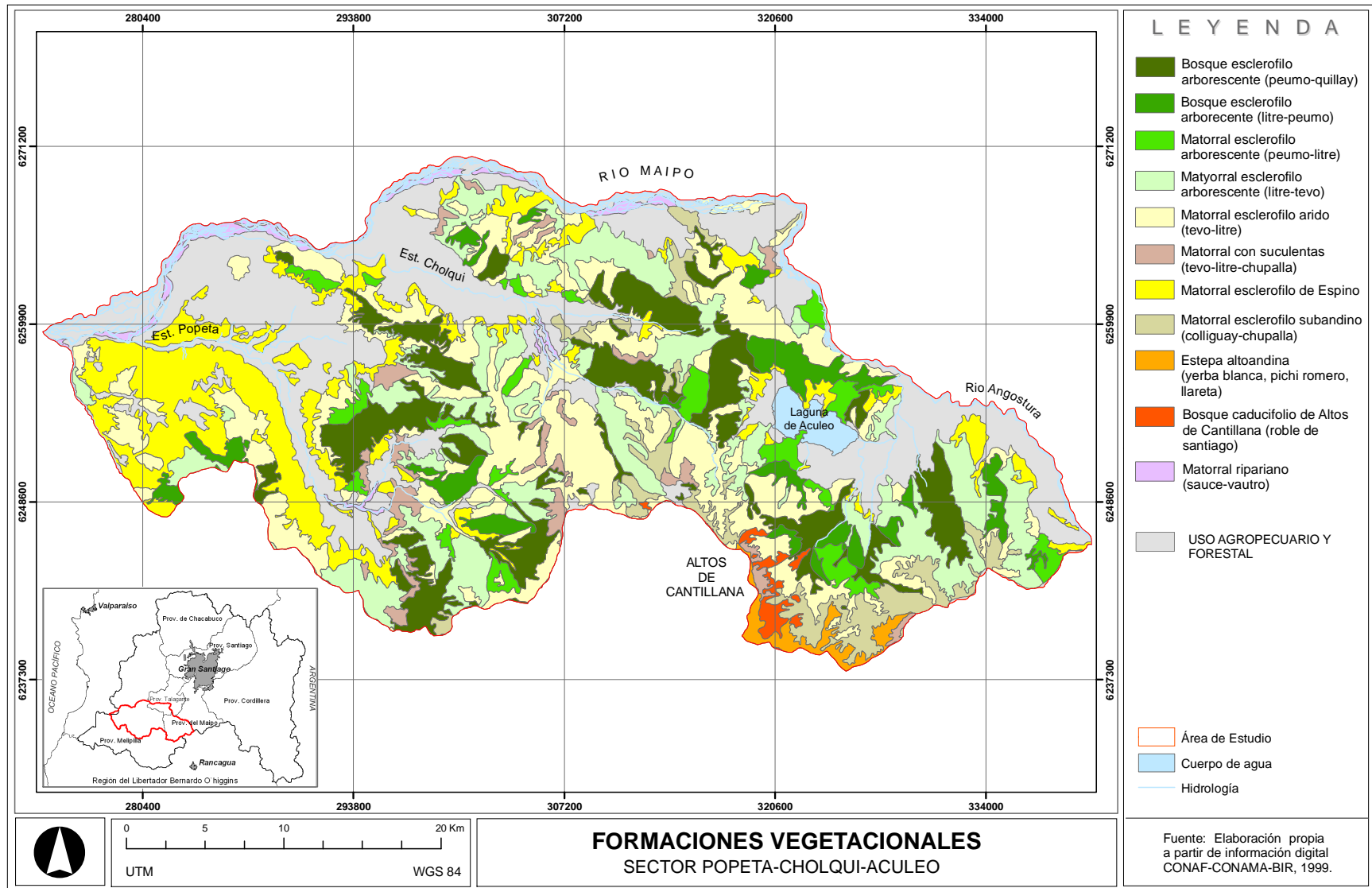
En consideración a lo anterior y, al observar las distintas superficies, según formaciones vegetales (Fig. 27 y Fig. 28), se puede inferir (de forma tentativa) que dicho proceso degradacional se manifiesta en el área de estudio, en la secuencia bosque esclerófilo arborescente - matorral arborescente esclerófilo - matorral esclerófilo árido - matorral esclerófilo de espino. Dicha secuencia, presenta las características sucesionales degradativas del bosque esclerófilo de Chile Central, antes descritas.

Figura 27: Superficies según formaciones vegetales del área de estudio.



Fuente: Elaboración propia.

Figura 28. Mapa de formaciones vegetacionales del área de estudio.



4.1.5.- Clima.

El clima de la Región Metropolitana se caracteriza por ser de tipo templado cálido con lluvias invernales y una estación seca prolongada de 7 a 8 meses. La principal característica son las precipitaciones que caen, preferentemente, en invierno, entre mayo y agosto, donde precipita alrededor del 80% de lo que cae en todo el año. Estas precipitaciones son de nieve en aquellas zonas ubicadas sobre 1.500 m de altura. La época seca está constituida por 7 u 8 meses en que llueve menos de 40 mm en cada uno de ellos. También se presenta un clima templado cálido con estación seca de 4 a 5 meses, que corresponde a los sectores de alta cordillera, con temperaturas frecuentemente bajo los 0°C. (DMCh, 2006).

En Chile, se pueden reconocer en el clima mediterráneo (o clima templado), tres variantes biogeográficas: una litoral con influencias oceánicas, otra interior en ubicación intermedia y una tercera montaña y sujeta a influencias algo más continentales, lo que se expresa en el decrecimiento de las precipitaciones desde la costa hacia el valle longitudinal, para aumentar nuevamente desde éste hacia la Cordillera de los Andes, dándose así, las líneas bioclimáticas generales de la zona central de Chile (diCASTRI & HAJEK, 1976). En concordancia a lo anterior, es posible distinguir tres subsectores climáticos en la Región Metropolitana:

a) Cordillera de la Costa: La Cordillera de la Costa cumple un importante rol bioclimático, que se traduce en impedir la penetración de las influencias marinas y actuando en sus laderas de barlovento como disipadores de lluvia y, en su sector de sotavento, como áreas de sombra pluviométrica (IGM, 1983). La vertiente oriental (barlovento) recibe la influencia directa de la brisa marina y está expuesta a una fuerte insolación, en períodos estivales. La vertiente occidental (sotavento), en cambio, es de características más secas y calurosas, donde destaca el cordón costero oriental Sur (bloque que incluye los cordones al Sur del río Maipo), el que se encuentra muy cercano a las estribaciones cordilleranas andinas y cuyas cumbres (como Altos de Cantillana), comparten condiciones climáticas andinas (CIREN, 1990).

b).- Valle central: La cuenca de Santiago presenta un extraordinario encerramiento, flanqueado por las Cordillera de la Costa por el Oeste, la Cordillera de los Andes por el Este, la Cuesta de Chacabuco por el Norte y Angostura de Paine por el Sur, conformado un perímetro de elevaciones de más de 2.000 m de altitud, lo que se traduce en una marcada continentalidad climática de la cuenca, de hecho, según diCASTRI & HAJEK (1976), en las zonas NW de la Cuenca de Santiago (Colina, Batauco y los Cerrillos) se presentan uno de los mayores índices de continentalismo relativo del país, con amplitudes térmicas entre los 13 y 15°. Sin embargo, la brisa marina logra penetrar aguas arriba por el río Maipo, beneficiando, directamente, a las zonas de Curacavi, Melipilla, Mallarauco y El Monte, lo que permite tener una menor oscilación térmica y, en menor medida, a zonas como Talagante, Peñaflo, Nos, Paine y Aculeo, que reciben cierta influencia costera que se

refleja en un leve aumento de la humedad relativa del aire temperaturas medias algo m,as moderadas (CIREN 1990).

c).- Sector cordillerano andino: Según diCASTRI & HAJEK (1976), los sectores de piedmont andinos y precordilleranos, situados hasta 2.000-3.000m de altitud, tienen un clima de tipo mediterráneo, aún cuando resientan de algunas influencias continentales por la mayor amplitud térmica. La característica predominante de esta zona es el control orográfico de la temperatura, que desciende progresivamente hacia el oriente, respecto al fondo de valle, las temperaturas invernales disminuyen notablemente entre 1,36 a 2,9°C (CIREN, 1990). Por sobre esta zona corresponde a los sectores cordilleranos más altos de la Región, donde son frecuentes las temperaturas inferiores a 0°C, lo que hace que las precipitaciones invernales sean preferentemente de nieve. También el período lluvioso es más extenso, dejando una estación seca de sólo 4 a 5 meses.

4.1.5.2.- Clima del área de Estudio.

Según el proyecto OTAS (2002), para el área de estudio, encontramos siete zonas bioclimáticas, que incorporan algunos de los parámetros que se resumen en el Cuadro 13.

Cuadro 13. Algunos parámetros utilizados para determinar Zonas Bioclimáticas del área de estudio.

Zona bioclimática	Grupo climático de Koeppen	Period. seco (meses)	Temp. Media anual (C°)	Temp. Máxima Enero (C°)	Temp. Mínima Julio (C°)	Suma térmica anual*	Precip. Media anual (mm)	Heladas (días)
Santiago	Templado húmedo con veranos secos	8	13.7	28.2	4.4	1606	418.9	10.6
Melipilla	Templado húmedo con veranos secos	8	13.2	27.5	2.3	1533	429.8	33.5
Chacabuco	Templado húmedo con veranos secos	8	14.9	31.3	4.4	1990	383	9.3
Valles y Serranías Costeras	Templado húmedo con veranos secos	8	14.1	27.4	6.1	1647	447.1	2.1
Serranías Bajas y Costeras	Templado húmedo con veranos secos	8	13.8	27.7	4.7	1635	457.2	8
Serranías Interiores de Angostura de Paine	Templado húmedo con veranos secos	7	10.7	23.6	4.7	826	596.8	10.6
Serranías Altas	Templado húmedo con veranos secos	7	10.8	24.7	6.3	814	593	3.7

* Suma de temperaturas (días-grado). Corresponde a la acumulación de temperaturas efectivas para el crecimiento vegetal, es decir, es la suma de la diferencia positiva entre la temperatura media mensual y una temperatura umbral térmico, en este caso 10°C.

Fuente: Elaboración propia.

En general, según la nomenclatura de Koeppen, para toda el área de estudio domina un clima templado húmedo con veranos secos (Cs). Del perfil ombrotérmico (Fig. 29), obtenido a partir de los valores de precipitación y temperaturas medias mensuales de las zonas bioclimáticas, se observan los siguientes patrones:

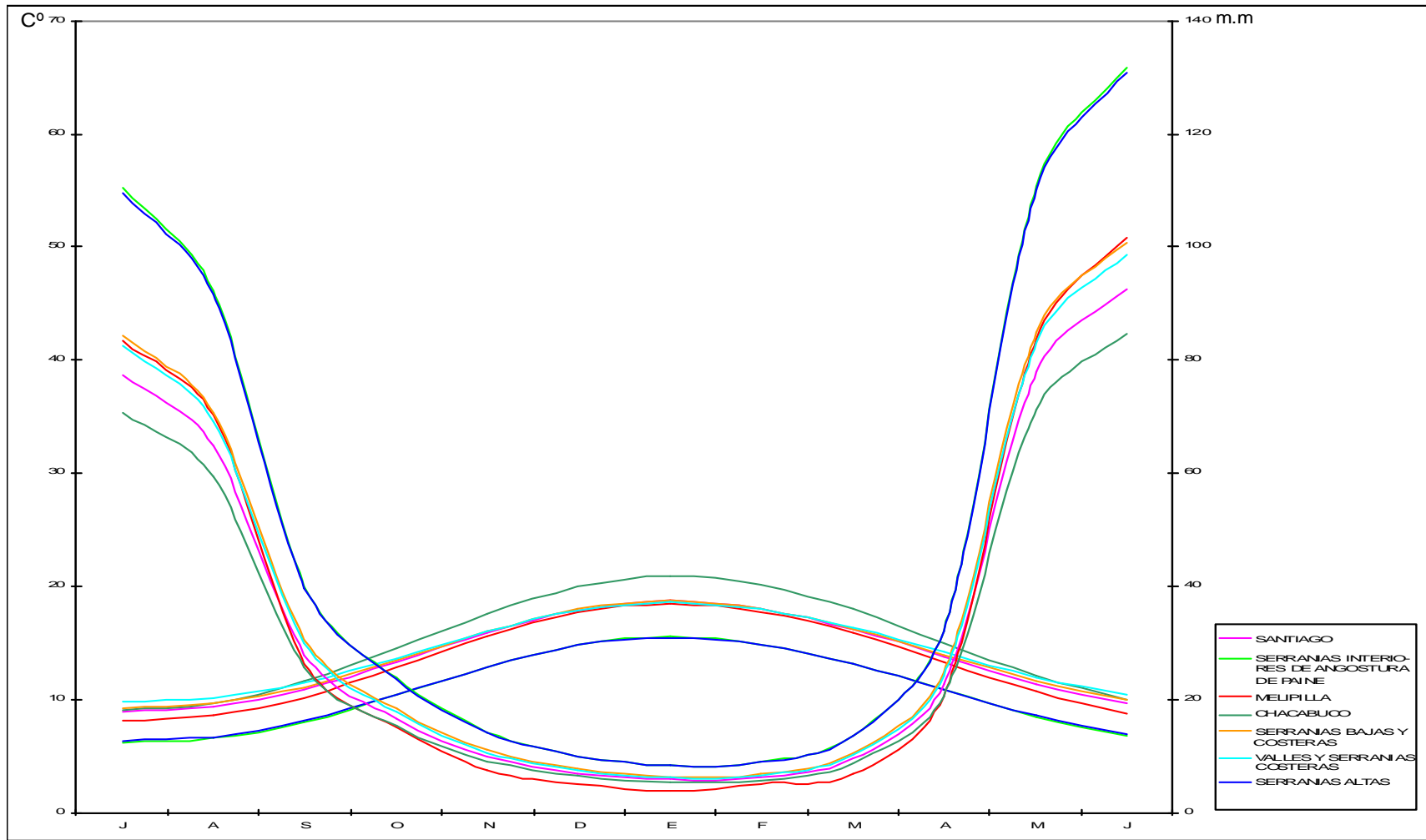
- Las zonas bioclimáticas de Santiago, Melipilla, Valles y Serranías Costeras y Serranías Bajas y Costeras, presentan un patrón bastante similar, donde la duración de los meses secos se sitúa entre el período que va desde fines de septiembre y comienzos de octubre hasta abril.
- La zona bioclimática Chacabuco, si bien presenta el patrón de distribución de los meses secos similar al descrito anteriormente, comparativamente, presenta los mayores valores de temperatura mensual y menores valores de precipitaciones mensuales. Lo que se traduciría como la zona de mayor sequedad y calor.
- Las zonas Bioclimáticas de Serranías Interiores de Angostura de Paine y Serranías Altas presentan un patrón de distribución de los meses secos, que va desde mediados de octubre a principios de abril, presentando los menores montos de temperatura y los mayores montos mensuales de precipitaciones. Lo que se traduce, en general, como las zonas de mayor humedad y menor temperatura.

Por lo tanto, para el área de estudio se configuran las siguientes características climáticas (Fig. 30):

a).- Clima de fondo de valle y estribaciones costeras bajas; caracterizado por valores promedio de precipitación de 438,2 mm y temperaturas de 13,7°C anuales, con zonas de mayor sequedad y calor, traducidas en diferencias de menos 55,1mm de precipitación y más de 1,2°C de temperatura anual.²

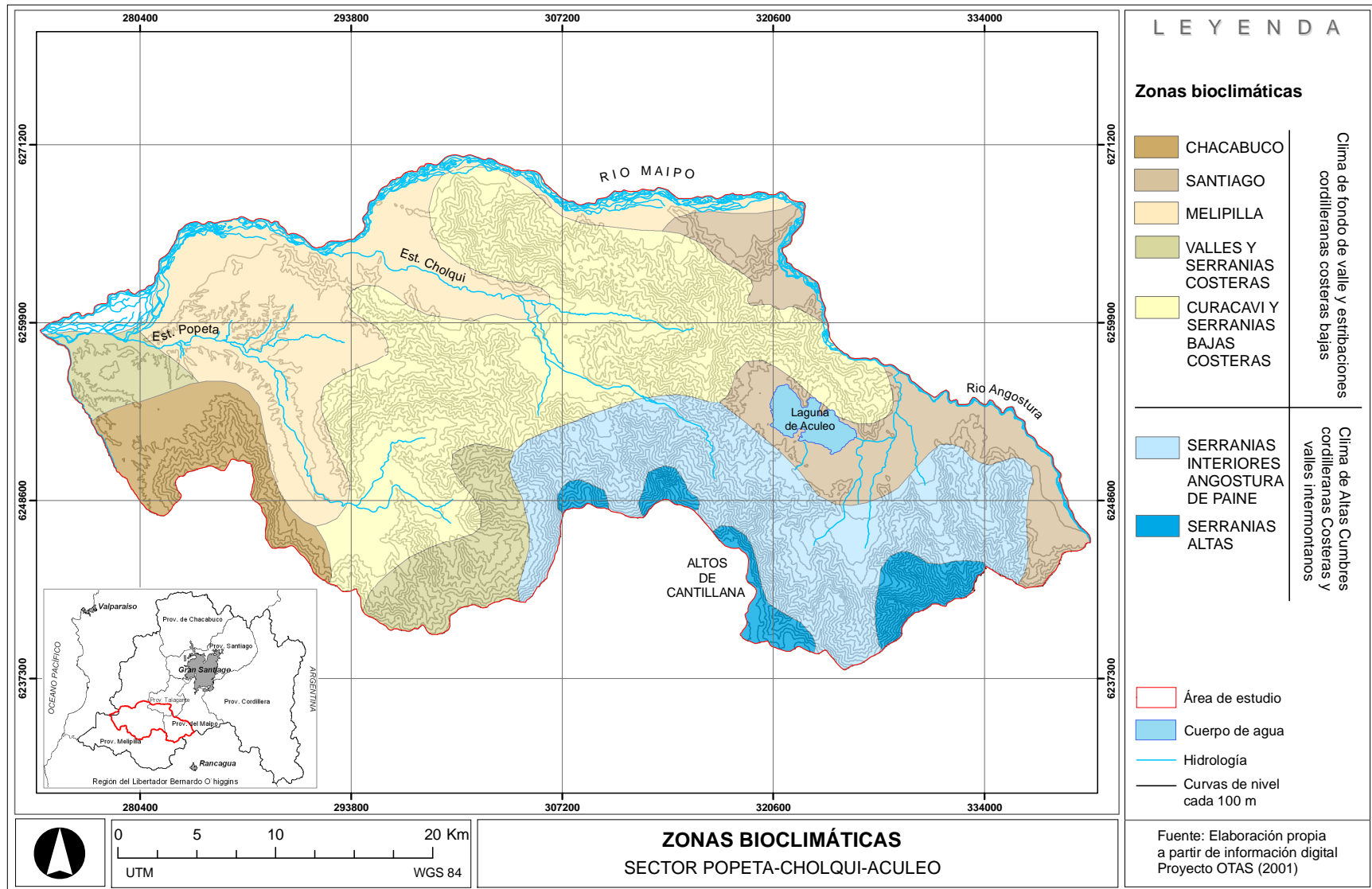
b).- Clima de Altas Cumbres Costeras y valles intermontanos; caracterizado por montos promedio anuales de precipitación de 594,9 mm y 10.7°C de temperatura. Los montos de precipitación se acercan a los estimados por SEPULVEDA (2002), el que estima una precipitación media anual de 611, 5 mm para el área de Altos de Cantillana.

Figura 29. Perfil ombrotérmico, Zonas Biclímáticas del área de estudio.



Fuente: Elaboración propia

Figura 30. Mapa de zonas Bioclimáticas del área de estudio.



4.1.6.- Pendientes.

Las pendientes del área de estudio se clasificaron según conceptos y umbrales geomorfológicos (Cuadro 14 y Fig. 31).

Éstas marcan claramente, en el área de estudio, el dominio de formas de vertientes, excepto, algunas superficies culminantes que presentan un aplanamiento asociado morfogenéticamente a superficies residuales de erosión, lo que genera una morfología de mesetas.

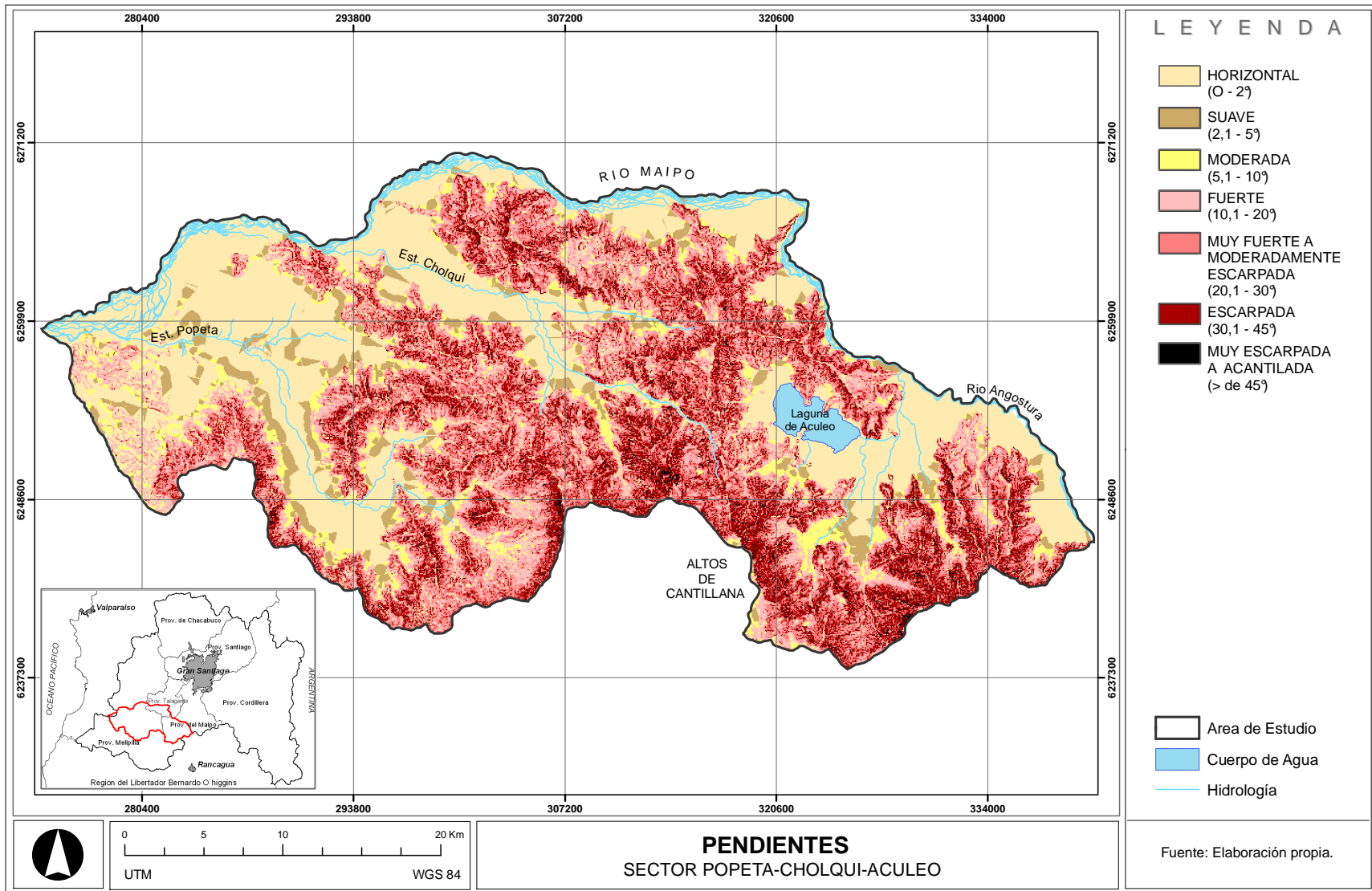
Las pendientes suaves y moderadas se asocian a formas de depósitos de base de vertientes, de quebradas y pequeños valles intermontanos, salvo las zonas más distales de estos depósitos, que alcanzan rangos asociados a pendientes fuertes.

Cuadro 14: Clasificación geomorfológica de pendientes.

Pendientes Grados	Concepto	Umbral Geomorfológico	
0 - 2	Horizontal	Erosión nula a leve	Formas y procesos Fluviales de fondo de valle
2.1 - 5	Suave	Erosión débil, difusa. Shett wash. Inicio de regueras. Soliflucción fría.	
5.1 - 10	Moderada	Erosión moderada a fuerte. Inicio erosión lineal. <i>Rill-wash</i> o desarrollo de regueras.	Formas y procesos de depósitos de base de vertiente
10.1 - 20.	Fuerte	Erosión intensa. Erosión lineal frecuente. Cárcavas incipientes	
20.1 - 30	Muy Fuerte a Moderadamente Escarpada	Cárcavas frecuentes. Movimientos en masa. Reptación	Formas y procesos de Vertientes
30.1 - 45	Escarpada	Coluvionamiento. Soliflucción intensa.	
> de 45	Muy Escarpada a Acantilada	Desprendimiento y derrumbes. Corredores de derrubios frecuentes.	

Fuente: ARAYA-VERGARA & BORGEL (1972), YOUNG (1975) y FERRANDO (1993), modificada y presentada por MESINA (2003).

Figura 31. Mapa de Pendientes del área de estudio.



4.1.7.- Exposición.

En nuestro país, las vertientes de exposición Oeste, Este, y Norte están expuestas a una mayor carga de radiación, ya que ellas, durante las diferentes estaciones del año y horas del día, se presenta como planos perpendiculares a los rayos del sol (IGM, 1983).

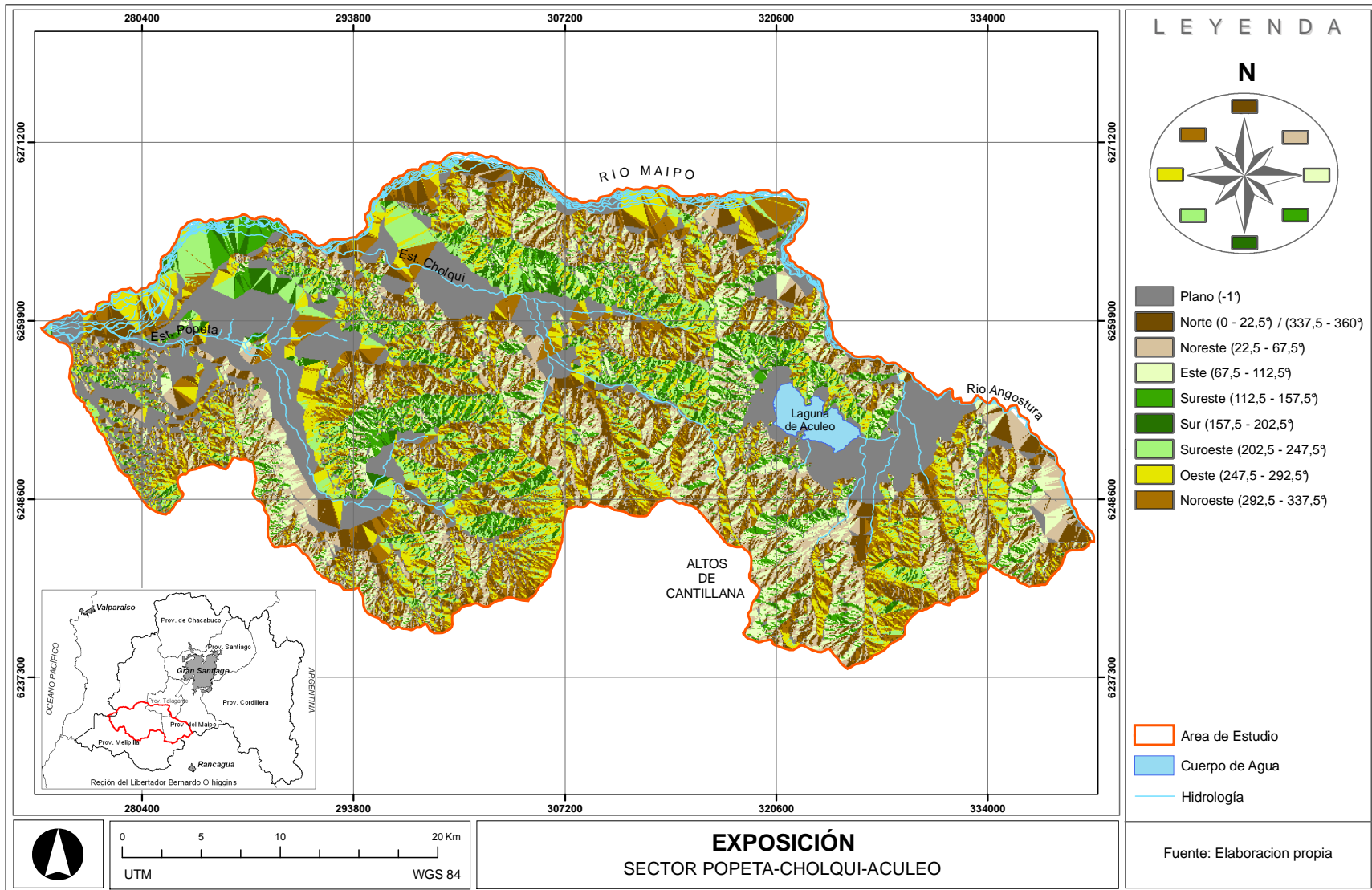
Los ángulos de los planos de exposición utilizados en la construcción de la Figura 32 se detallan en el Cuadro 15,

Cuadro 15. Clasificación de planos de exposición.

Exposición	Ángulos en grados sexagesimales
plano	-1
Norte	0-22.5/337.5-360
Noreste	22.5-67.5
Este	67.5-112.5
Sureste	112.5-157.5
Sur	157.5-202.5
Suroeste	202.5-247.5
Oeste	247.5-292.5
Noroeste	292.5-337.5

Fuente: Elaboración propia.

Figura 32. Mapa de Exposición del área de estudio.



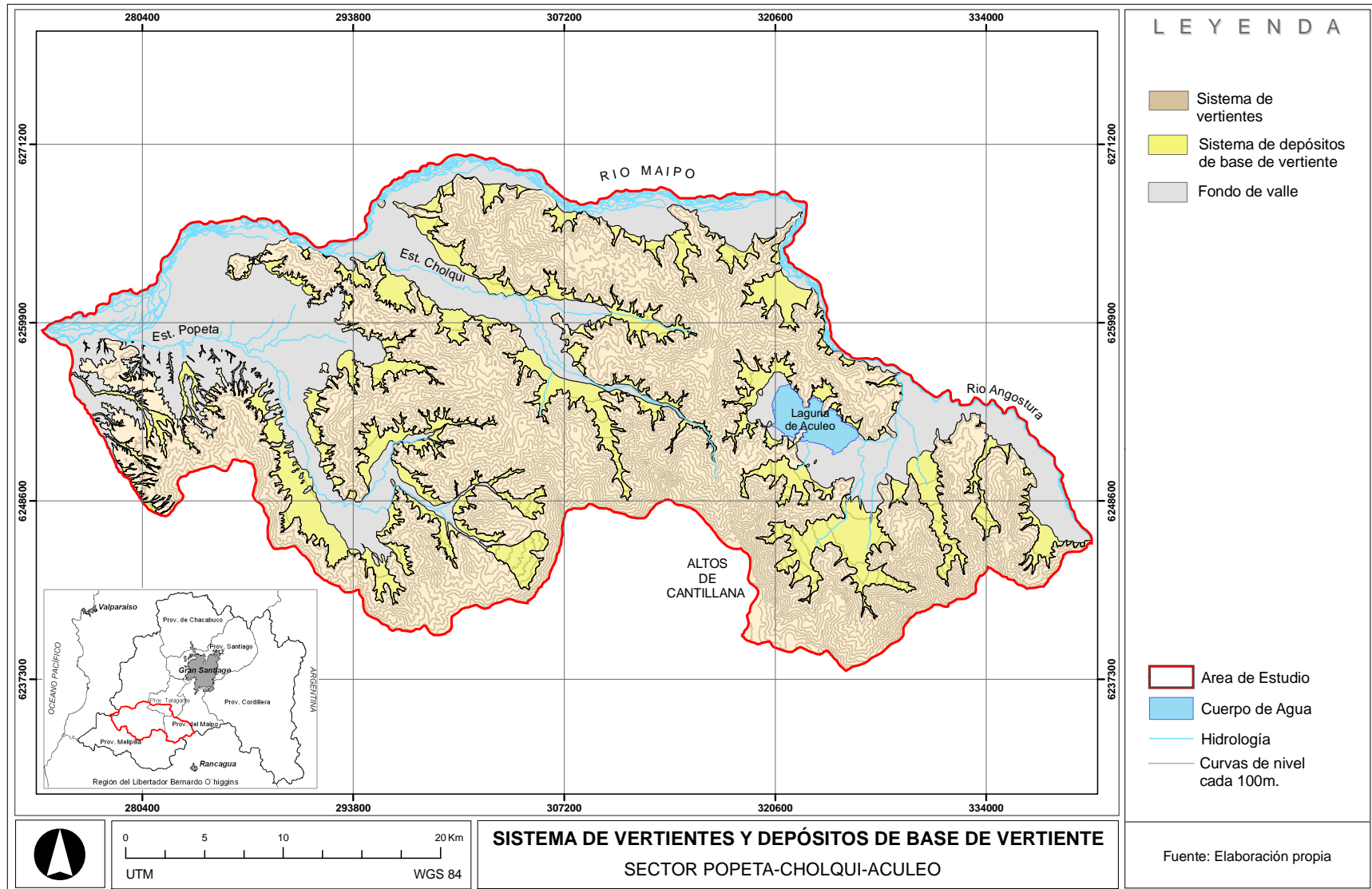
4.2.- ETAPA 2. Reconocimiento y delimitación morfológica funcional.

Según el método propuesto, se delimita el sistema de vertientes y el sistema de depósitos de base de vertiente (Fig. 33), reconociendo la funcionalidad de las formas del relieve, en el contexto del sistema general de erosión, transporte y depositación.

Así, el sistema de vertientes se reconoce, principalmente, en el área de estudio por presentar formas correspondientes a laderas de caída, talud de transporte, *talweg*, interfluvios y superficies de erosión residual, los que se conjugan formando parte de un macizo alto y escarpado, desde los que se desprenden una serie de estribaciones que descienden gradualmente en altura.

El sistema de depósitos de base de vertiente se reconoce por presentar formas correspondientes a depósitos coluvio-aluviales, característicos del relleno de quebradas y valles intermontanos y, por ser representativos de una zona transicional entre las formas del sistema de vertientes y el fondo de valle.

Figura 33. Mapa de sistemas de vertientes y sistemas de depósitos de base de vertiente del área de estudio.



4.3.- ETAPA 3. Análisis y reconocimiento de pisos morfodinámicos

4.3.1.- Subetapa 3a.- Delimitación del *timberline* superior.

De la aplicación del NDVI en el área de estudio (Fig. 34), se consideran los valores que oscilan entre 0 y -1 indicativos de la ausencia de vegetación (EASTMAN, 2003) o bien, indicativos de un importante detrimento del vigor vegetal, la capacidad de crecimiento, la superficie foliar y la cantidad de clorofila (vegetación verde) o cambios temporales debido a la dinámica fenomenológica vegetal (CHUVIECO 2002), observándose los siguientes patrones de distribución del NDVI:

- El detrimento de la vegetación o existencia de suelos desnudos asociados a la exposición Norte de las vertientes.
- El detrimento de la vegetación o existencia de suelos desnudos, sobre algunas zonas correspondientes a depósitos de base de vertiente y en relieves bajos del extremo Sur-Oeste del área de estudio, probablemente efecto de la intervención antrópica sobre la vegetación natural.
- El detrimento de la vegetación o existencia de suelos desnudos sobre superficies culminantes del área de estudio.

Este último patrón podría tentativamente asociarse al límite arbóreo o *Timberline* para el área de estudio, ya que puede ser indicativo de un quiebre significativo de las condiciones ambientales favorables para el desarrollo vegetacional arbóreo.

A modo de afinar esta última observación, se reclasificaron los valores del NDVI, obteniendo solo aquellos relativos a la ausencia o detrimento de vegetación ($NDVI \leq 0$) sobre el sistema de vertientes, fijando una línea por la cota 1.500 m.s.n.m, la que se ajusta relativamente bien al límite inferior de ausencia o detrimento vegetacional en los niveles más altos de la cadena montañosa asociada al macizo central Altos de Cantillana (Fig. 35).

Dicha cota se considera como el límite inferior a partir del cual se centrara el análisis de los valores de cobertura y formaciones vegetales.

Figura 34. Valores de NDVI para el área de estudio.

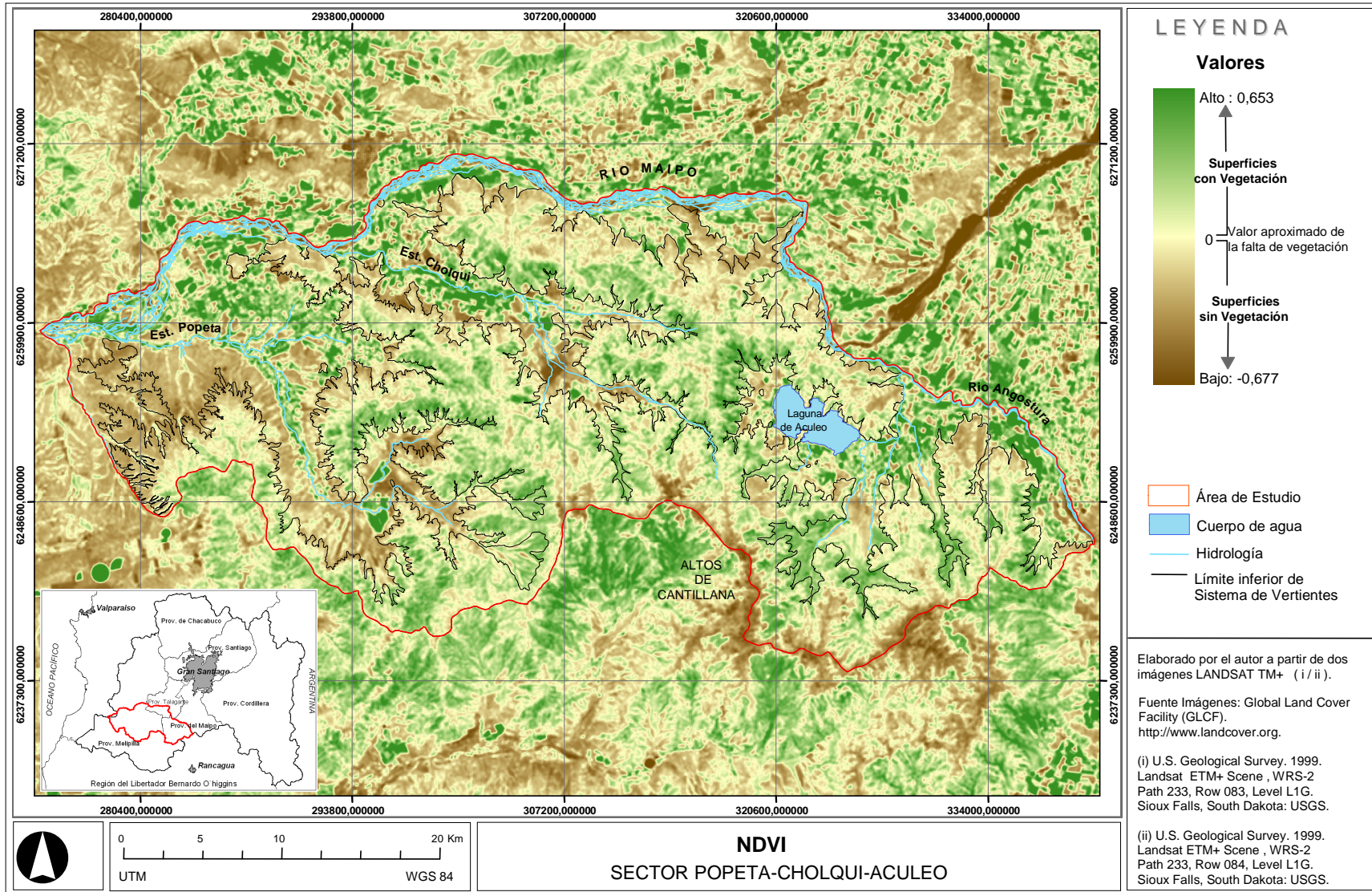
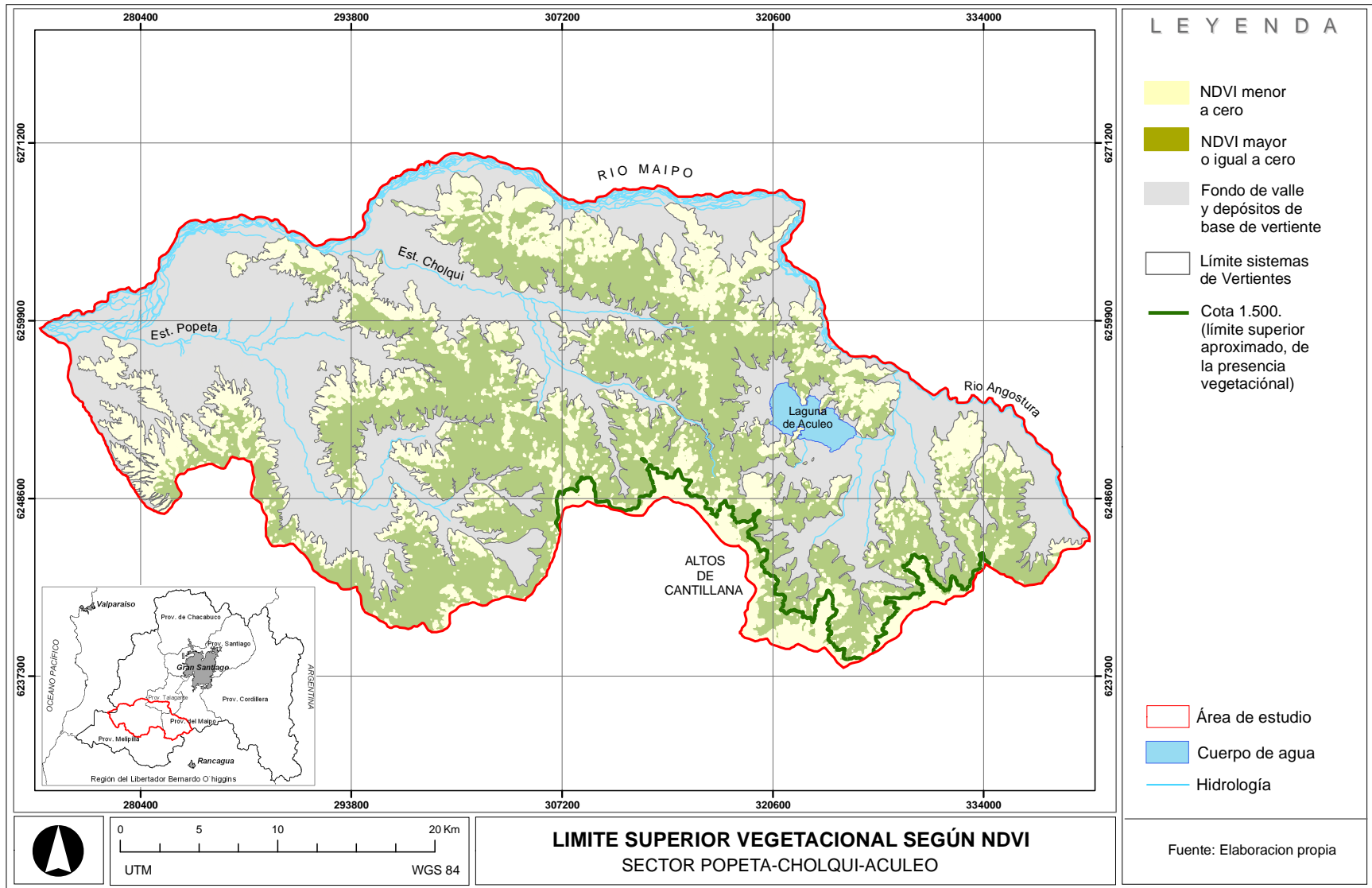


Figura 35: Valores de NDVI \leq 0 sobre sistema de vertientes del área de estudio.

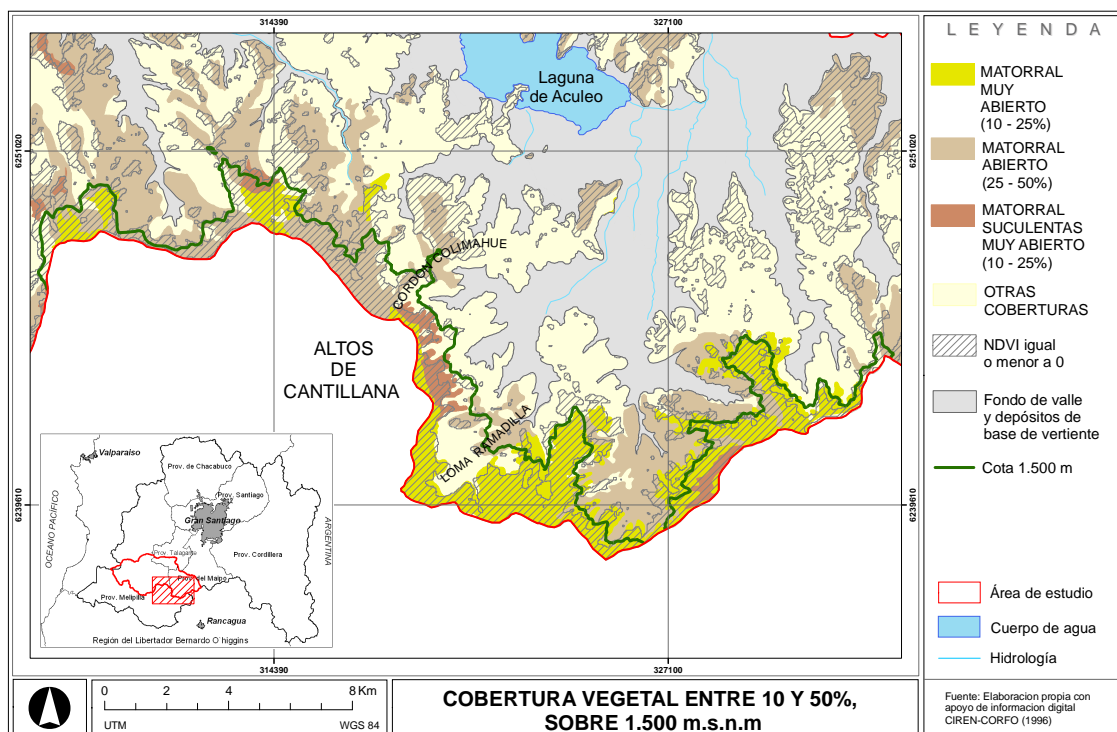


De esta forma, respecto a la cobertura vegetal, se distinguen dos patrones de distribución (Fig. 36):

- La dominancia de las categorías matorral muy abierto y matorral con suculentas muy abierto, con coberturas entre un 10 a 25%, extendiéndose desde el límite oriental de la cota 1.500, hasta, aproximadamente, el Cordón Colimahue.
- La dominancia de la categoría matorral abierto, cuya cobertura se sitúa entre el 25 a 50%, extendiéndose aproximadamente desde el Cordón Colimahue, hasta el límite occidental de la cota 1.500.

Al contrastar estos valores de cobertura vegetal con los obtenidos por el $NDVI \leq 0$ (Fig. 35), queda en evidencia que dicho índice no representa necesariamente la ausencia de vegetación o presencia de suelos desnudos, más bien, en este caso, constituye un valor que refleja un importante cambio en la continuidad de los valores de cobertura vegetal, bien definido en el rango entre 10 a 25%, aunque también, tomando valores superiores al 25%, especialmente desde Cordón Colimahue hasta el límite occidental de la cota 1.500 m.s.n.m, aproximándose a los valores de cobertura y tipo biológico característicos del piso Matorral Andino.

Figura 36: Cobertura vegetal sobre cota 1.500 m.s.n.m. área de estudio

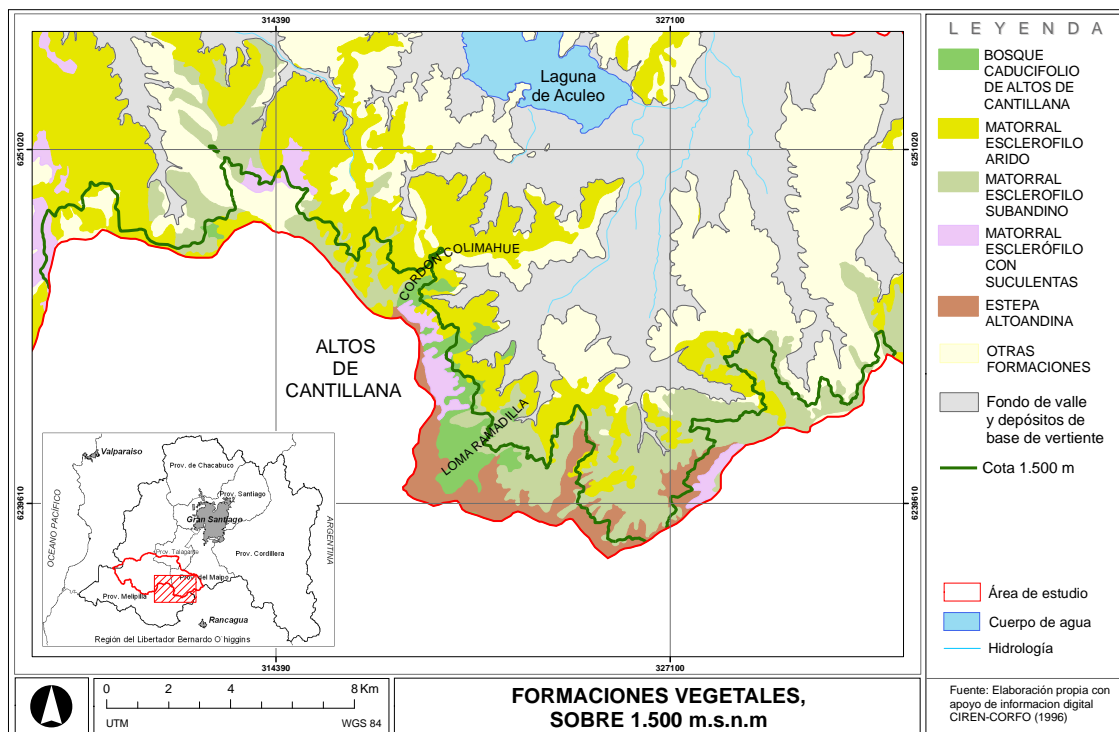


En cuanto a las formaciones vegetales, destaca la presencia de la formación Estepa Alto Andina (Fig. 37). Esta formación se caracteriza por desarrollarse aproximadamente sobre los 1.900 m.s.n.m, con preeminencia de matorral bajo (menor a 50 cm) y contando, además, con la dominancia de la especie *Chuquiraga oppositifolia*, siendo coincidente con la estructura fisonómica del piso Matorral Andino.

La formación Estepa Altoandina es secundada en altura por las formaciones del Matorral Esclerófilo Subandino, el Matorral Esclerófilo con Suculentas y el Matorral Esclerófilo Árido. Estas tres formaciones, si bien no son representativas del piso botánico de alta montaña, se puede estimar que en zonas donde alcanzan sus máximas altitudes (sobre la cota 1.500 m.s.n.m.), presentan características fisonómicas de cobertura vegetal que pueden ser indicativas de un umbral o ecotono entre dichas formaciones y la formación de alta montaña propiamente tal.

Cabe destacar la existencia de la formación Bosque Caducifolio de Altos de Cantillana, el que se presenta entre los 1.200 a 2.200 m.s.n.m. Gran parte de esta formación, para el área de estudio, se emplaza en la zona superior de la Loma Ramadilla, hecho que se manifiesta localmente en la ascensión del límite arbóreo (Fig.37).

Figura 37: Formaciones vegetales sobre cota 1.500 m.s.n.m., área de estudio.



4.3.2.- Subetapa 3b.- Delimitación de la línea de nieve del Pleistoceno.

Como se constató en el diagnóstico del componente climático, las precipitaciones en la Región Metropolitana predominan entre mayo y agosto, período donde precipita cerca del 80% del total anual, estas precipitaciones son de nieve en zonas ubicadas sobre 1.500 m de altura (DMCh, 2006).

Según LLIBOUTRY (1956), respecto a la cubierta de nieve para los Andes de Santiago, ésta, generalmente, no llega a mantenerse por bajo de los 1.800 m.s.n.m en junio y los 2.400 m.s.n.m en agosto. Sólo a 2.600 m.s.n.m hay una cubierta de nieve continua de mediados de mayo a mediados de septiembre.

En los cordones montañosos del área de estudio, que alcanzan alturas máximas de 2.300 m.s.n.m, se observan, regularmente, precipitaciones nivales sobre los 1.800 m.s.n.m (diCASTRI & HAYEK, 1976 en EULA, 2004). En estas zonas altas se distingue el Clima de Altas Cumbres Costeras y Valles Intermontanos, el que se diferencia por presentar una mayor extensión del período húmedo, de aproximadamente 7 meses, respecto a los 4 a 5 meses, del Clima de Fondo de Valle y Estribaciones Costeras Bajas (Fig. 38).

Según HOFFMANN & HOFFMANN (1982, en LUEBERT *et al*, 2000), una de las principales condiciones que incide en las variaciones del límite arbóreo se encuentra ligada, posiblemente, a una recepción diferencial de la precipitación nival. Variaciones locales en la duración y época de derretimiento de la nieve podrían tener influencia directa en dicho límite. En este sentido, la existencia de condiciones morfológicas que incidan en una mayor acumulación y retención de nieve, especialmente en superficies culminantes situadas sobre el límite de la precipitación nival, puede favorecer la acción de mecanismos morfológicos asociados al piso crionival.

Considerando lo anterior, se constata que existe una recepción diferencial de la precipitación nival, manifestada en la presencia de superficies residuales de erosión, en los sectores culminantes de la cadena montañosa asociada al macizo central de Altos de Cantillana, conformando una superficie total de 2.635,72 hectáreas. (considerando, la extensión de dichas superficies tanto dentro como fuera del área de estudio), lo que otorga condiciones favorables para el almacén temporal de nieve y la acción de procesos geomorfológicos crionivales sobre la superficie (Fig. 39).

Figura 38: Clima y límite de la precipitación nival del área de estudio.

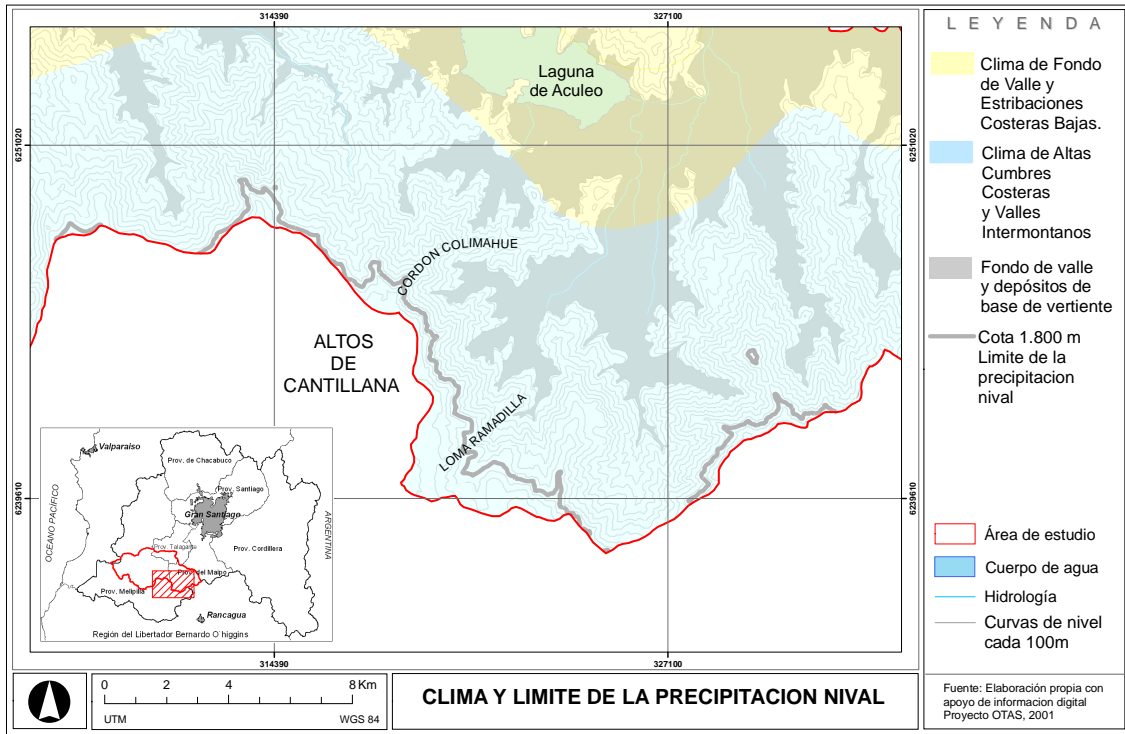
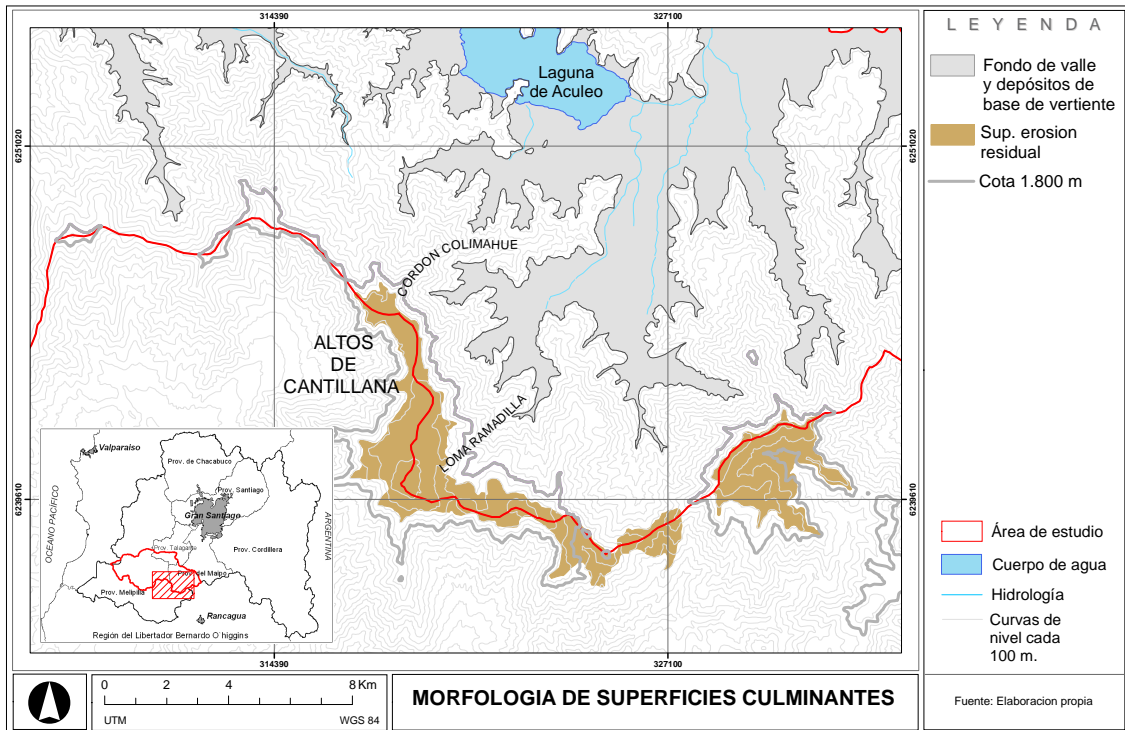


Figura 39: Morfología de superficies culminantes del área de estudio.



4.3.3.- Subetapa 3c.- Reconocimiento de límite inferior de la alta montaña

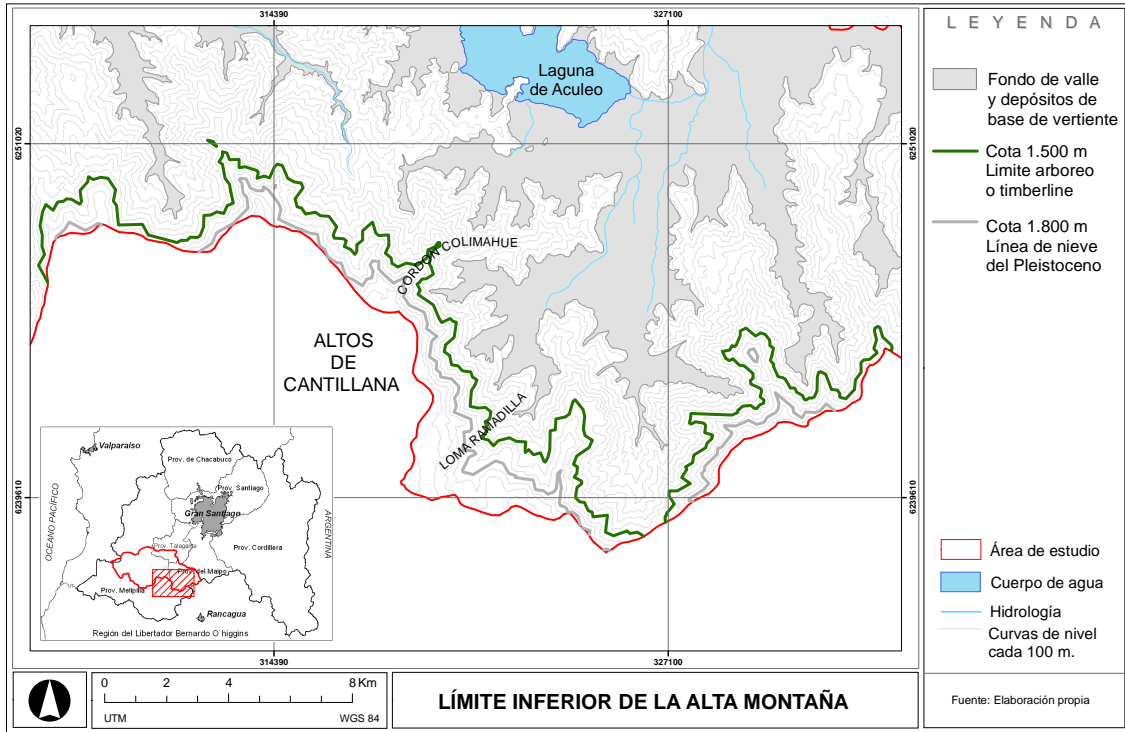
En consecuencia, con el esquema de pisos geocológicos de montaña, para montañas de latitudes medias planteado por ARNAEZ–VADILLO (1990), se constata en el área de estudio la existencia de un piso crionival asociado a la actividad morfodinámica de la alta montaña (Figura 40).

Desde los niveles más altos de las cadenas montañosas, hasta los 1.800 m.s.n.m, se desarrolla claramente un piso crionival de alta montaña. En esta zona se conjugan principalmente factores morfológicos y climáticos, que propician la alimentación y retención de la precipitación nival, facilitando mecanismos geomorfológicos relacionados con la acción del hielo-deshielo, propios de este piso.

La franja que va desde los 1.800 a los 1.500 m.s.n.m puede ser considerada como el área de inmediata influencia del piso crionival. Esta última cota, marca un cambio significativo en la estructura vegetacional, manifestado a partir de los valores adquiridos por el NDVI y los valores de cobertura vegetal. Aunque en estricto rigor botánico, el límite arbóreo o *timberline* debiera situarse aproximadamente entre los 1800 y 1900 m.s.n.m, donde comienza a desarrollarse la formación Estepa Altoandina (coincidiendo con la línea de nieve del Pleistoceno), se estima que la cota 1.500 representa el inicio de condiciones desfavorables para el desarrollo arbóreo, efecto de una mayor influencia temporal del frío y la nieve, no descartándose un posible efecto asociado al denominado *Timberline Antrópico* (ARNAEZ–VADILLO, 1990).

En consideración a lo anterior, es importante tener en cuenta que, según HOFFMANN y HOFFMANN (1982, en LUEBERT *et al*, 2000), el *timberline* es bastante difuso en la Cordillera de los Andes a esta latitud, siendo muy improbable distinguir límites de pisos vegetacionales aplicables a toda la cordillera de Santiago, debido a variaciones locales (LUEBERT, *et al* 2000). Situación que se hace palpable en distintos transectos realizados en la zona cordillerana de la Región Metropolitana por LUEBERT, *et al* (2000), donde el límite arbóreo (determinado en la franja en que desaparecen los últimos individuos de *Kagenekia angustifolia* se sitúa en los 1.750 m.s.n.m (río Maipo), los 2.000 m.s.n.m (río Yeso) y los 1.700 m.s.n.m (estero El Sauce).

Figura 40: Mapa de límite inferior de piso crionival de alta montaña del área de estudio.



4.4.- ETAPA 4. Susceptibilidad del sistema de vertientes a la ocurrencia de procesos de remoción en masa del tipo flujo de detritos.

4.4.1.-Subetapa 4.a.- Conocimiento de la dinámica general y factores de causa del movimiento en masa de tipo flujos de detritos.

Se reconoce en los flujos de detritos como uno de los principales fenómenos que inciden en la evolución de los ambientes de montaña, cuya dinámica es resumida en los siguientes puntos:

- Los segmentos de canales de primer y segundo orden, donde el aporte y acumulación de material coluvial es más intenso, son las zonas donde comienzan a desarrollarse los flujos de detritos hasta su depositación, generalmente, en canales de tercer orden o superiores.
- Comúnmente, para su iniciación requieren escarpadas secciones de canales de por lo menos 15°, pero, más comúnmente, sobre 25°. Pendientes mayores a 56° son muy empinadas para mantener una cobertura coluvial.
- Los mecanismos de movilización se asocian al aporte significativo de agua al sistema, afectando la cohesión de las partículas del suelo (saturación del suelo), generando un deslizamiento coluvial húmedo que se transforma en flujo de detritos mediante el *tracto* o arrastre e incorporación de aire y agua ladera abajo. Un segundo escenario puede ser iniciado por un rápido movimiento de agua que intercepta áreas cubiertas con abundante sedimentos, resultando en un rápido proceso de arrastre e incorporación de sedimentos, aire y agua.
- Estos flujos una vez desencadenados son encausados, generalmente, por una zona confinada (generalmente *talweg* y *carcavas*) hasta llegar a un plano de depositación.
- Pueden erosionar el material superficial suelto de los *talweg* y *carcavas* en rangos entre los 30m³, con profundidades de hasta 6 m, pudiendo transportar entre el 80 a 90 % del material acumulado en estas zonas (canales de primer y segundo orden).
- Los flujos de detritos se manifiestan en distintas concentraciones sedimentarias, presentando, así, diferentes manifestaciones erosivas y depositacionales.

Los flujos de detritos y su dinámica antes resumida son controlados por dos grupos de factores denominados factores desencadenantes y factores condicionantes, siendo estos últimos, los que actúan sobre el terreno, provocando o desencadenando los procesos al modificar las condiciones de equilibrio pre-existentes, pudiéndose mencionar los siguientes factores:

- Pendiente, elevación, exposición, áreas de convergencia y divergencia de flujos y morfología de la cuenca.
- Formaciones sedimentarias. Litología, estructura y permeabilidad del sustrato rocoso.

- Cobertura vegetal y tipos biológico.
- La acción humana sobre la vegetación y la estabilidad de los taludes. Uso del suelo.
- Composición, profundidad, permeabilidad, granulometría y grado de cohesión del suelo.

Finalmente se deduce que a la hora de evaluar un conjunto de factores condicionantes cobra importancia el aporte de estos factores, en tanto estos maximicen o minimicen sus efectos, expresados en la “susceptibilidad del sistema de vertientes a la ocurrencia de flujos de detritos” (**SvFd**) sobre la acumulación de material y la estabilidad del sustrato superficial, lo que, finalmente, se traduce en el suministro de sedimentos desde sistema de vertientes y el potencial transporte hacia planos inferiores.

4.4.2.- Subetapa 4b.- Elección de los factores y clasificación de cada mapa de factores de acuerdo a sus clases relevantes. Asignación de valores a las clases de los factores y estandarización de las escalas de medidas.

De la etapa de diagnóstico y considerando los factores mencionados en la subetapa anterior, se seleccionaron cinco factores condicionantes para ser evaluados y valorados, según la susceptibilidad del sistema de vertientes a la ocurrencia de flujos de detritos (**SvFd**). Éstos son:

- Pendiente
- Vegetación
- Exposición
- Suelos
- Litología-Geomorfología.

Por otra parte, al momento de evaluar dichos factores se estimó que ellos son la manifestación de un paisaje que se ha ajustado a diversas variaciones ambientales en el largo plazo y, que están bajo un estado de *equilibrio dinámico* o *equilibrio dinámico metaestable* (SCHUMM, 1977), por lo que, se considero evaluar la respuesta de estos factores frente al desarrollo de variaciones ambientales “normales” que den cuenta de la persistencia del paisaje actual, más que eventos particulares o extremos.

- Pendiente.

De la clasificación geomorfológica de pendientes propuesta por ARAYA-VERGARA & BORGEL (1972), YOUNG (1975), FERRANDO (1993) y MESINA (2003), además de los valores de pendientes para flujos de detritos estimados por VANDINE (1985 en KELLERHALS & CHURCH, 1990) y SEPÚLVEDA (2000), se confeccionó el Cuadro 16, donde se valoraron los rangos de pendientes según su **SvFd**.

WILLIAMS & GUY (1973), GOVI *et al* (1983) y GALLART & CLOTET (1988) en GALLART (1990) coinciden en indicar que, prácticamente, no se dan movimientos en masa en vertientes de menos de 15-16° de pendiente, por ello, los rangos entre 0 a 15° se asignan los valores más bajos de **SvFd**.

El rango de pendiente entre los 15 a 25° se puede considerar como el umbral a partir del cual comienzan a manifestarse los flujos de detritos y otros tipos de movimientos en masa. Desde los 25 a 55° de pendiente, el desarrollo de estos flujos alcanza su máxima expresión. Sobre 55°, si bien representa el máximo rango de pendiente, se considera (especialmente respecto a la dinámica de los flujos de detritos) que sobre este rango la acumulación superficial de material inestable se vuelve crítica, por lo que la **SvFd** sobre este valor es minimizada.

Cuadro 16. Rangos de pendientes, valoradas según su SvFd.

Pendientes (°)	Concepto	Umbral Geomorfológico	SvFd
0 - 2	A nivel o débilmente inclinado	Erosión nula a leve	Muy baja
2 - 5	Moderadamente inclinado	Erosión débil, difusa. Shett wash. Inicio de regueras.	Muy baja
5 - 15	inclinado	Erosión moderada a fuerte. Inicio erosión lineal. Rill-wash o desarrollo de regueras y carcavas	Muy Baja
15 - 25.	Muy inclinado	Erosión intensa. movimientos en masa; flujos de detritos poco frecuentes	Moderada
25 - 35	Muy inclinado a moderadamente escarpada	Erosión intensa, movimientos en masa; flujos de detritos frecuentes.	Muy alta
35 - 55	Moderadamente Escarpada	Coluvionamiento, movimientos en masa; flujos de detritos y deslizamientos frecuentes.	Muy Alta
> de 55	Escarpada a Acantilada	Desprendimiento y derrumbes. Escombros de falda	Baja

Fuente: Elaboración propia.

- Exposición.

La orientación de las vertientes se considera un factor condicionante a causa de la diferencia de humedad antecedente entre umbría y solana (GALLART, 1990), lo que se expresa comúnmente en variaciones locales o de sitio y, a veces, con fuertes contrastes de una ladera a otra contigua.

En las vertientes de exposición Norte y Noroeste se desarrolla una cubierta vegetal especializada a las condiciones de aridez, esta cubierta, generalmente, es poco expresiva en cuanto a su densidad y cobertura vegetal, en consecuencia, la fijación del sustrato superficial (que ejerce eficazmente una cobertura vegetal nativa más densa) es comparativamente menor a una vertiente de exposición Sur o Suroeste, potenciándose la acción de mecanismos asociado a procesos de remoción en masa y flujos de detritos.

En consideración a lo anterior, se establecieron nueve clases de exposición que fueron valoradas, considerando el curso de la carga radiativa diaria, sobre los distintos planos de exposición sobre el sistema de vertientes, determinándose que los valores de **SvFd** se maximizan sobre los planos Norte y Noroeste y se minimizan sobre los planos Sur y Sureste (Cuadro 17).

Cuadro 17. Rangos de exposición valorados según su **SvFd**.

Exposición	Ángulos en grados	SvFd
Plano	-1	Muy baja
Norte	0-22.5/337.5-360	Muy alta
Noreste	22.5-67.5	Alta
Este	67.5-112.5	Baja
Sureste	112.5-157.5	Muy baja
Sur	157.5-202.5	Muy baja
Suroeste	202.5-247.5	Moderada
Oeste	247.5-292.5	Alta
Noroeste	292.5-337.5	Muy alta

Fuente: Elaboración propia.

-Vegetación.

En general se estima que la densidad de la vegetación expresada, ya sea en términos de biomasa o cobertura, suele asociarse a la mejora de la conservación del suelo, gracias al aumento de la pedogénesis y a la disminución de las pérdidas por erosión (PUIGDEFABREGAS, 1996 en BELMONTE y ROMERO, 1998).

Las consecuencias de la vegetación sobre la ocurrencia de flujos de detritos, según SEKHAR (2006), se entienden a partir de sus efectos hidrológicos y mecánicos. Los efectos hidrológicos comprenden la reducción del impacto de las gotas de lluvia sobre el suelo por interceptación y la remoción de la humedad del suelo por evapotranspiración (cuando la intensidad de lluvia no alcanza a saturar el suelo), este último se considera uno de los efectos más significantes respecto de la iniciación de flujos de detritos. Los efectos mecánicos corresponden a la estabilización del suelo de la ladera por cohesión, producto principalmente del enraizamiento. Teóricamente, las raíces de los árboles refuerzan mayormente el suelo en tanto que estas penetren la zona de fricción o de cizalla.

Sin embargo, GALLART (1990) estima que son numerosos los autores que consideran que durante condiciones hidrológicas extremas este papel estabilizador de la vegetación es insuficiente, o bien, pueden potenciar procesos de remoción en masa debido al bajo ritmo de evapotranspiración y el gran peso agregado a la ladera, donde el deslizamiento se genera dependiendo esencialmente de si la pendiente topográfica es respectivamente superior o inferior a cierto umbral. Por ello, los valores de **SvFd** fueron evaluados suponiendo el efecto potencial de un evento normal de precipitaciones sobre la cubierta vegetal.

En el área de estudio se valoraron catorce categorías de cobertura vegetal derivadas del Catastro y Evaluación de Recursos Vegetacionales Nativos de Chile (Proyecto CONAF-BIRF, 1995), estableciéndose los menores pesos de **SvFd** a las categorías en que la vegetación presenta un desarrollo arborecente nativo denso y semidenso, entendiéndose que este tipo biológico es el que mejor aporta a la protección frente a la pérdida del sustrato superficial debido a su mayor desarrollo de área foliar y profundidad de enraizamiento. En consecuencia, las categorías correspondientes al matorral y matorral con suculentas abierto y muy abierto, recaen los mayores valores de **SvFd** (Cuadro 18).

Es pertinente considerar el alto grado de degradación a que ha estado sometida la vegetación nativa en el área de estudio respecto a su potencial biológico efectivo; entendiéndose que la estructura y composición vegetal está fuertemente determinada por el sitio y las condiciones de exposición. Los procesos degradativos de la vegetación pueden tener especial trascendencia en aumentar los valores de la **SvFd**, en las categorías del matorral y matorral con suculentas, cuyas condiciones de regeneración se vuelven más extremas y comienzan a competir con procesos erosivos y de acumulación de material inestable.

Cuadro 18. Categorías de uso, según clase de cobertura, valorados según su **SvFd**.

Subcategoría de uso	Clase de cobertura	% de recubrimiento por tipo biológico.			SvFd
		Árboles	Arbustos	Herbáceas	
Matorral con suculentas	denso		>75		Muy alta
	semidenso	<10	50-75	0-100	Muy alta
	muy abierto		10-25		Muy alta
Matorral	denso		>75		Moderada
	semidenso	<10	50-75	0-100	Alta
	abierto		25-50		Alta
	muy abierto		10-25		Muy alta
Matorral arborescente (matorral con arboles >2m de altura)	denso		>75		Muy baja
	semidenso	10-25	50-75	0-100	Baja
	abierto		25-50		Baja
	muy abierto		10-25		Moderada
Renoval	denso	>75			Muy baja
	semidenso	50-75	0-100	0-100	Muy baja
	abierto	25-50			Muy baja

Fuente: Elaboración propia.

- Suelos.

De la revisión de varios autores, SEPÚLVEDA (1998) estima que los mecanismos de generación de flujos de detritos están siempre asociados a la saturación del suelo, de manera que se generen fuertes presiones intersticiales que actúan sobre potenciales planos de fracturas, además, de la ascensión del nivel freático que afecta la cohesión entre partículas. En este sentido, HAUSER (1993 en SEPÚLVEDA, 1998), valora el papel de los suelos en tanto influya su composición, distribución granulométrica, grado de saturación y permeabilidad.

Así, existen suelos que pueden ser saturados y desagregados más rápidamente que otros, producto de la variabilidad de sus propiedades. Dicha cualidad se acerca al concepto de *erosionabilidad* de los suelos que, para MORGAN (1997 en RUGIERO, 2006), es definida como “la resistencia del suelo a los procesos de desprendimiento y transporte”.

En el sistema de vertientes, del área de estudio, se presentan tres asociaciones (Challay, La Lajueta y Mansel) y una serie de suelos (Lo Vásquez). Cada tipo de asociación y series de suelos presentan, generalmente, una amplia diversidad de variaciones debido a condiciones litológicas, topográficas y geomorfológicas, propias del ambiente de montaña.

En definitiva, los valores de **SvFd** se asignan, considerando propiedades del suelo como estructura, textura superficial y profundidad (Cuadro 19). Propiedades que son evaluadas y

valoradas según los parámetros establecidos por RUGIERO (2006) para determinar la erosionabilidad del suelo.

Cuadro 18. Tipos de suelos y variaciones, valorados según su SvFd

Nombre	Variación	Estructura	Textura superficial	Profundidad	SvFd
Challay	CHL - 5	BLOQUES ANGUL MEDIOS	FRANCO ARCILLO LIMOSA	DELGADO	Alta
	CHL - 4	BLOQUES ANGUL MEDIOS	FRANCO ARCILLO LIMOSA	DELGADO	Alta
La lajuela	LAL - 3	BLOQUES SUBANGUL MEDIO Y FINOS	FRANCO ARCILLO ARENOSA	MUY DELGADO	Alta
	LAL - 4	BLOQUES SUBANGUL MEDIO Y FINOS	FRANCO ARCILLO ARENOSA	MUY DELGADO	Alta
Lo vazques	LVZ - 1	BLOQUES SUBANGUL Y ANGUL FINOS	FRANCO ARCILLO ARENOSA	MODERA PROFUNDO	Baja
	LVZ - 2	BLOQUES SUBANGUL Y ANGUL FINOS	FRANCO ARCILLOSA	MODERA PROFUNDO	Baja
	LVZ - 4	BLOQUES SUBANGUL Y ANGUL FINOS	FRANCA	MODERA PROFUNDO	Moderada
	LVZ - 5	BLOQUES SUBANGUL Y ANGUL FINOS	FRANCA	MODERA PROFUNDO	Moderada
	LVZ - 6	BLOQUES SUBANGUL Y ANGUL FINOS	FRANCO ARCILLOSA	LIGERA PROFUNDO	Moderada
	LVZ - 7	BLOQUES SUBANGUL Y ANGUL FINOS	FRANCO ARCILLOSA	MODERA PROFUNDO	Baja
	LVZ - 9	BLOQUES SUBANGUL Y ANGUL FINOS	ARCILLOSA	DELGADO	Baja
	LVZ - 11	BLOQUES SUBANGUL Y ANGUL FINOS	ARCILLOSA	MUY DELGADO	Moderada
Mansel	MN - 1	BLOQUES ANGULARES MEDIOS	FRANCO ARCILLO LIMOSA	MODERA PROFUNDO	Baja
	MN - 3	BLOQUES ANGULARES MEDIOS	FRANCO ARCILLO LIMOSA	MODERA PROFUNDO	Baja
	MN - 4	BLOQUES ANGULARES MEDIOS	FRANCO ARCILLO LIMOSA	MODERA PROFUNDO	Baja
	MN - 6	BLOQUES ANGULARES MEDIOS	FRANCO ARCILLO LIMOSA	MUY DELGADO	Alta
	MN - 5	BLOQUES ANGULARES MEDIOS	FRANCO ARCILLO LIMOSA	LIGERAMENTE PROFUNDO	Moderada

Fuente: Elaboración propia.

- Geomorfología-Geología.

Del diagnóstico del área de estudio, en su componente geomorfológico, se evidenció la existencia de relaciones morfoestructurales dadas por los estilos morfológicos actuales y las propiedades litológicas-cronoestratigráficas del sustrato. Por esta razón, se evaluó en forma conjunta aspectos geológicos y geomorfológicos (Cuadro 20).

La geología de la zona controla en gran parte la existencia de depósitos de sedimentos o suelos residuales generados por meteorización *in situ* (SEPULVEDA, 1998), por lo que, a la hora de valorar este aspecto, se consideró, esencialmente, la acción de mecanismos de meteorización y desgaste que afectan en forma diferencial los distintos sustratos y estructuras litológicas. En otros casos, adquiere mayor relevancia la antigüedad comparativa del sustrato y el nivelado o rebajamiento de las formas.

En general, se ha reconocido que las vertientes graníticas presentan una red de drenaje más densa (que acorta el recorrido de un potencial flujo de detrito), donde los procesos de remoción en masa actúan sobre un sustrato superficial o *gruss* poco profundo del orden de

<1m (ONDA, 2005), por ello, las vertientes macizas altas (Cretácicas) pueden presentar un alto potencial de generación de procesos de remoción en masa, especialmente los referidos a flujos de detritos (criterio coincidente con la valoración efectuada en la zona de piedmont de Puente Alto, por ELMES, 2005). Las denominadas vertientes macizas bajas configuran un relieve comparativamente más antiguo y maduro, expresado en el rebajamiento general de las formas y la mayor delesnabilidad del sustrato, presentando en varias zonas una red de drenaje incidida que en muchos casos llega hasta el sustrato basal. Estas dos últimas condiciones, si bien son favorables para la generación de flujos de detritos son sopesadas al considerar el menor tamaño y longitud de estas cuencas y el bajo potencial cinético que adquiriría un eventual flujo. Asociado a estos grupos intrusivos, se encuentran algunas zonas de alteración hidrotermal, las que, según SEPÚLVEDA (1998), pueden ser altamente susceptibles a experimentar erosión.

Comúnmente, se considera que, si la roca es estratificada, la disposición de las capas es importante, dado que, los planos de estratificación constituyen superficies preferenciales para deslizamientos y desprendimientos que generan material suelto y canales, que facilitan la infiltración (SEPÚLVEDA, 1998). Atendiendo a este hecho, se considera que las unidades correspondientes a vertientes estructurales monoclinales en sustrato volcánico-sedimentario calcáreo, presentan condiciones propicias para la producción de material susceptible de ser removido por flujos de detritos. Respecto a las vertientes estructurales monoclinales en sustrato volcánico-sedimentario, se estima que, si bien, pueden presentar comparativamente un mayor grado de resistencia a la erosión y desgaste, aún gravitan las condiciones estructurales sobre el aporte de materiales.

Respecto a las formas de erosión, importa reconocer la preeminencia de procesos y mecanismos de regolitización profunda y pedogénesis que actúan sobre ellas. Así, las superficies de erosión residual en estructura maciza corresponden a mesetas situadas sobre los 1.800 m.s.n.m, bajo un régimen de alimentación nival temporal, donde, si bien, no debiesen generarse flujos de detritos, importa valorar esta morfología como un potencial agente generador de detritos, especialmente, considerando la presencia de regolitización en gran parte de estas superficies de sustrato cristalino. En cambio, las superficies de erosión residual en estructura plegada se sitúan en sectores de montaña de posición altimétrica notablemente más baja, por lo tanto, más susceptibles a presentarse en un estado general de biostasia, disminuyendo el aporte potencial de materiales.

Cuadro 20. Unidades morfológicas-litoestratigráficas, valoras según la SvFd.

Unidad Geomofológica	Formación Geológica	Intrusivos	Edad (m.a)	Sistema	Descripción	SvFd
Vertientes estructurales monoclinales en sustrato volcánicosedimentario	Las Chilcas		96-114	Cretácico Inferior	Secuencia volcánica y sedimentaria (lavas andesíticas a dacíticas, areniscas calc.fosilíferas, tobas de lapilli)	Moderada
	Veta Negra		114-116	Cretácico Inferior	Secuencia lávica en parte subvolcánica y piroclástica (andesitas ocoitas y lavas andesíticas) con escasas intercalaciones sedimentarias	Moderada
	Lo Prado Medio		116-135	Cretácico Inferior	Lavas, lavas brechosas, tobas andesítica,dacítica e intercalaciones sedimentarias subordinadas	Moderada
Vertientes estructurales monoclinales en sustrato volcánicosedimentario calcáreo.	Lo Prado Inferior		116-135	Cretácico Inferior	Areniscas,areniscas calc. fosilíferas marinas lutitas calc. areniscas y conglomerados	Alta
	Lo Prado Superior		116-135	Cretácico Inferior	Calizas fosilíferas marinas, areniscas y conglomerados con intercalaciones de rocas volcánicas andesíticas a dacíticas	Alta
Vertientes intrusivas macizas altas		Ksg	83-89	Cretácico Inferior	"Stock" de monzodiorita cuarcífera a granodiorita de anfíbola, biotita y piroxeno	Muy alta
		Kdp	83-89	Cretácico Inferior	Pequeños "stock" y filones manto porfídicos andesíticos y dioríticos de piroxeno y/o anfíbola	Muy alta
		Kdgt	92 +-2	Cretácico Inferior	Granodioritas y tonalitas de anfíbolabiotita-piroxeno y monzodioritas cuarcíferas	Muy alta
Vertientes intrusivas macizas bajas	Horqueta		135-167	Jurásico	Secuencia volcánica subaerea con intercalaciones continentales (tobas,lavas andesíticas, areniscas y conglomerados)	Baja
	Cerro Calera		167-180	Jurásico	Unidad sedimentaria, marina y transicional (limolitas, areniscas calc.,areniscas y conglomerados)	Moderada
		Jlt	155-160	Jurásico	Tonalitas y granodioritas de anfíbola y biotita	Muy baja
		Pzmg	274-289	Carbonífero	Tonalitas y granodiritas de anfíbolita y biotita	Baja
Superficie de Erosión Residual altas	Las Chilcas		96-114	Cretácico Inferior	Secuencia volcánica y sedimentaria (lavas andesíticas a dacíticas, areniscas calc.fosilíferas, tobas de lapilli)	Baja
		Ksg	83-89	Cretácico Inferior	"Stock" de monzodiorita cuarcífera a granodiorita de anfíbola, biotita y piroxeno	Baja
Superficie de Erosión Residual bajas	Veta Negra		114-116	Cretácico Inferior	Secuencia lávica en parte subvolcánica y piroclástica (andesitas ocoitas y lavas andesíticas) con escasas intercalaciones sedimentarias	Baja
	Lo Prado Medio		116-135	Cretácico Inferior	Lavas, lavas brechosas, tobas andesítica,dacítica e intercalaciones sedimentarias subordinadas	Muy baja
	Lo Prado Superior		116-135	Cretácico Inferior	Calizas fosilíferas marinas, areniscas y conglomerados con intercalaciones de rocas volcánicas andesíticas a dacíticas	Muy baja
		Alteración hidrotermal				Alta

Fuente: Elaboración propia.

4.4.3.- Subetapa 4.c.- Asignación de pesos para cada factor. Generación del mapa de susceptibilidad del sistema de vertientes a la ocurrencia de flujos de detritos (SvFd).

Tomando como referencia los pesos de factores condicionantes estimados por SEPULVEDA (1998, 2000) se determinaron los pesos para cada factor (Cuadro 21).

Cuadro 21. Pesos y criterios de valoración de factores del modelo de SvFd..

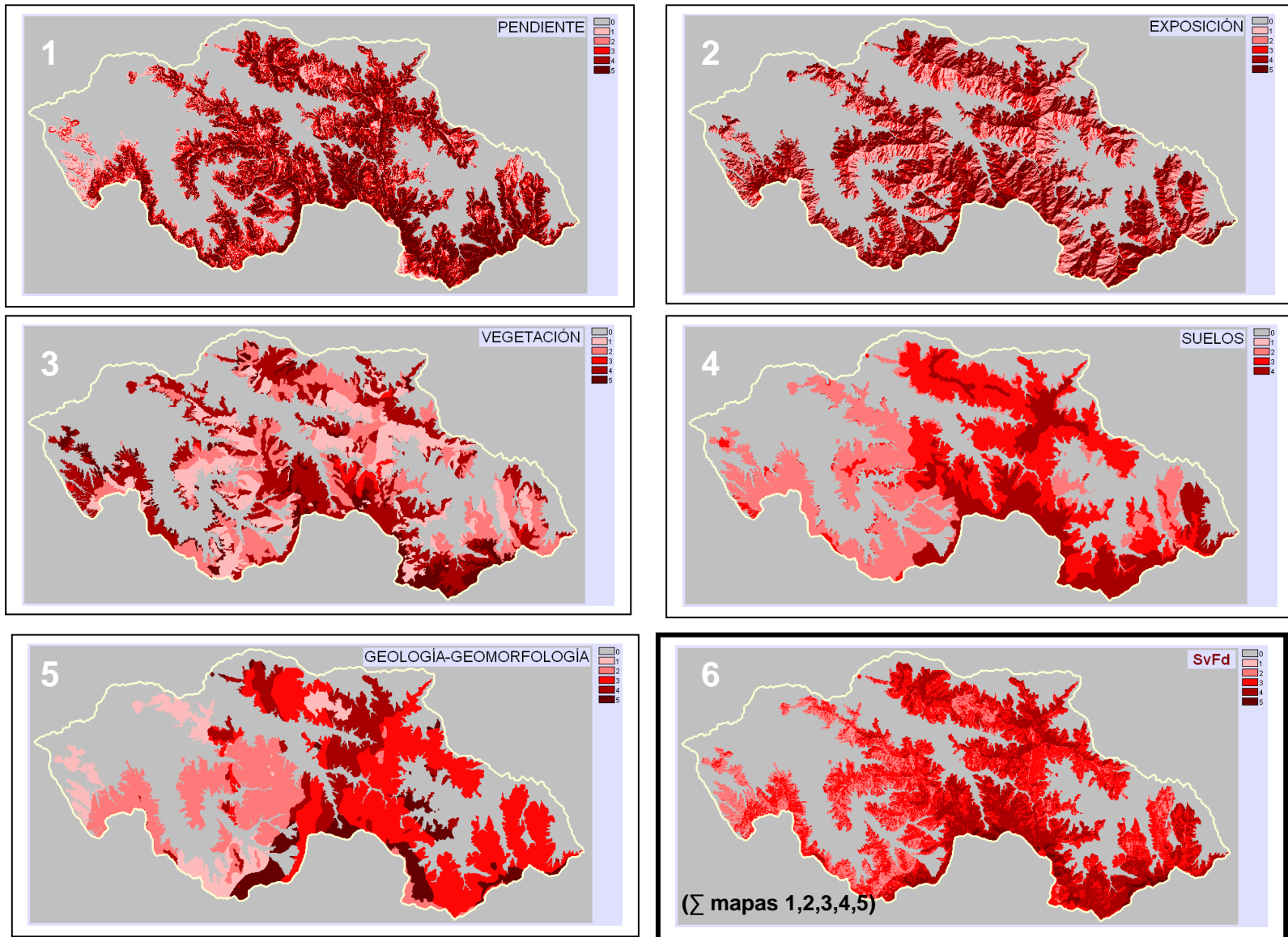
Factor	Criterio de valoración	Peso
Pendiente:	Umbral de desencadenamiento del proceso.	23%
Exposición	Exposición radiativa diaria sobre planos de las vertientes.	12%
Vegetación	Estructura y composición de cobertura vegetal.	12%
Suelos	Erosionabilidad.	30%
Litología-Geomorfología.	Condición Lito-estratigráfica y morfoestructural	23%

Fuente: Elaboración propia.

El mapa de susceptibilidad del sistema de vertientes a la ocurrencia de flujos de detritos (**SvFd**) se generó a partir de la integración de los factores condicionantes (una vez valorados y ponderados), mediante el procedimiento de la combinación lineal ponderada (Fig. 41).

Al momento de realizar este último procedimiento, se obtuvieron sólo cuatro, de las cinco categorías finales (Fig. 42). La categoría “muy baja” obtuvo una escasa y casi nula representatividad territorial (representada por algunos píxeles en el mapa), por ello, dicha categoría es agrupada dentro de la siguiente categoría contenedora (“baja”), acción que no conlleva cambios sustanciales en la distribución global de los datos.

Figura 41: Mapas de factores valorados y ponderados según su **SvFd** (mapas 1,2,3,4,5) y mapa final de adecuación de **SvFd** (mapa 6).

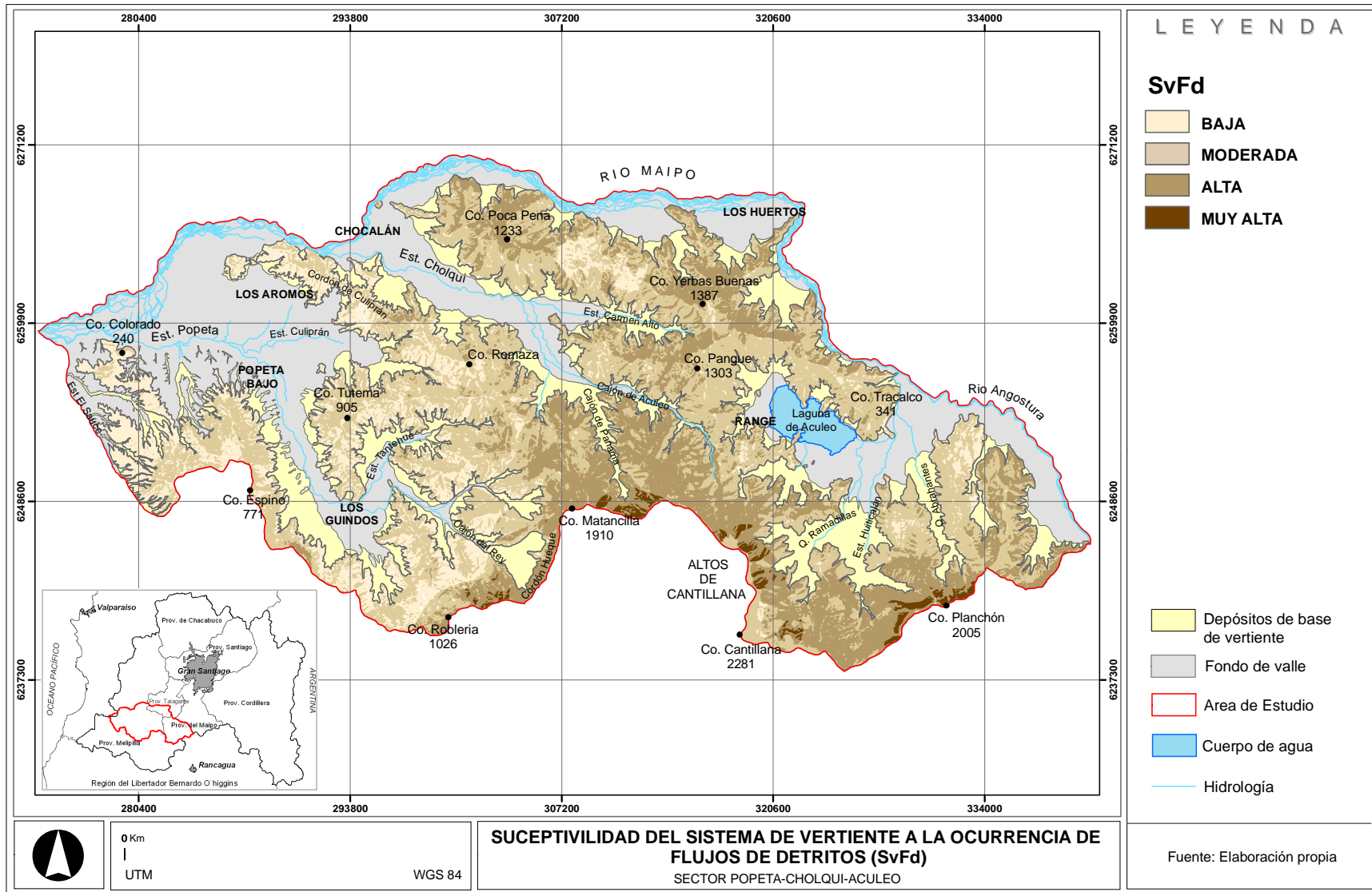


Fuente: Elaborado por el autor.

Finalmente, de la Figura 42, se puede observar los siguientes patrones:

- Los valores muy altos de **SvFd** se distribuyen, preferentemente, asociados a zonas de cabeceras y altas cumbres del macizo central de Altos de Cantillana, destacando la cabecera superior del Cajón de Panamá, Quebrada Ramadillas y Estero Huiticalán y cordones cercanos al Cerro Planchón.
- Los valores altos de **Svfd** se distribuyen en sectores inmediatamente después de la categoría anterior, abarcando importante zonas de la parte Centro-Este del área de estudio. Estas zonas se asocian a las estribaciones que bajan, directamente, desde el macizo central de Altos de Cantillana y a vertientes de exposición Noroeste, que bajan desde los cerros Poca Pena, Yervas Buenas y Pangué.
- Los valores moderados de **SvFd** se distribuyen asociados a relieves bajos del sistema de quebradas del sector Sur de la Laguna de Aculeo, a las vertientes Norte y Sur del valle del Estero Cholqui y a vertientes de exposición Norte, de estribaciones de la parte baja y media del sistema hídrico Popeta-Culiprán.
- Los valores bajos de **SvFd** se distribuyen, preferentemente, en zonas de la parte Oeste del área de estudio, asociadas a vertientes de exposición Sur de estribaciones de la parte baja y media del sistema hídrico Popeta-Culiprán. También se asocian a la superficie de erosión residual denominada Poca Pena (SOTO, *et al* 2006), situada entre los cerros Poca Pena y Yervas Buenas.

Figura 42. Mapa de susceptibilidad del sistema de vertientes a la acción de flujos de detritos.



4.5. ETAPA 5. Dinámica sedimentaria de abanicos aluviales del sistema de depósitos de base de vertiente.

4.5.1.- Subetapa 5a).- Tipología de formas depositacionales de base de vertiente. Identificación de abanicos aluviales.

Sobre el sistema de depósitos de base de vertiente se identifican tres tipos de formas depositacionales, éstas son: depósitos correlativos a sistemas de excavación, depósitos compuestos y depósitos de abanicos aluviales (Fig. 47).

Los depósitos correlativos a sistemas de excavación, como su nombre lo indica, son generados a partir de alvéolos de vertientes de excavación (ARAYA VERGARA, 1985) de las cabeceras del Cajón del Rey y el Cajón Los Bellotos. Estos depósitos se caracterizan por disponerse en forma de abanico inverso, dominando pendientes entre 10 a 40° asociadas a la alimentación gravitacional proveniente desde sus cornisas estructurales (Fig. 43).

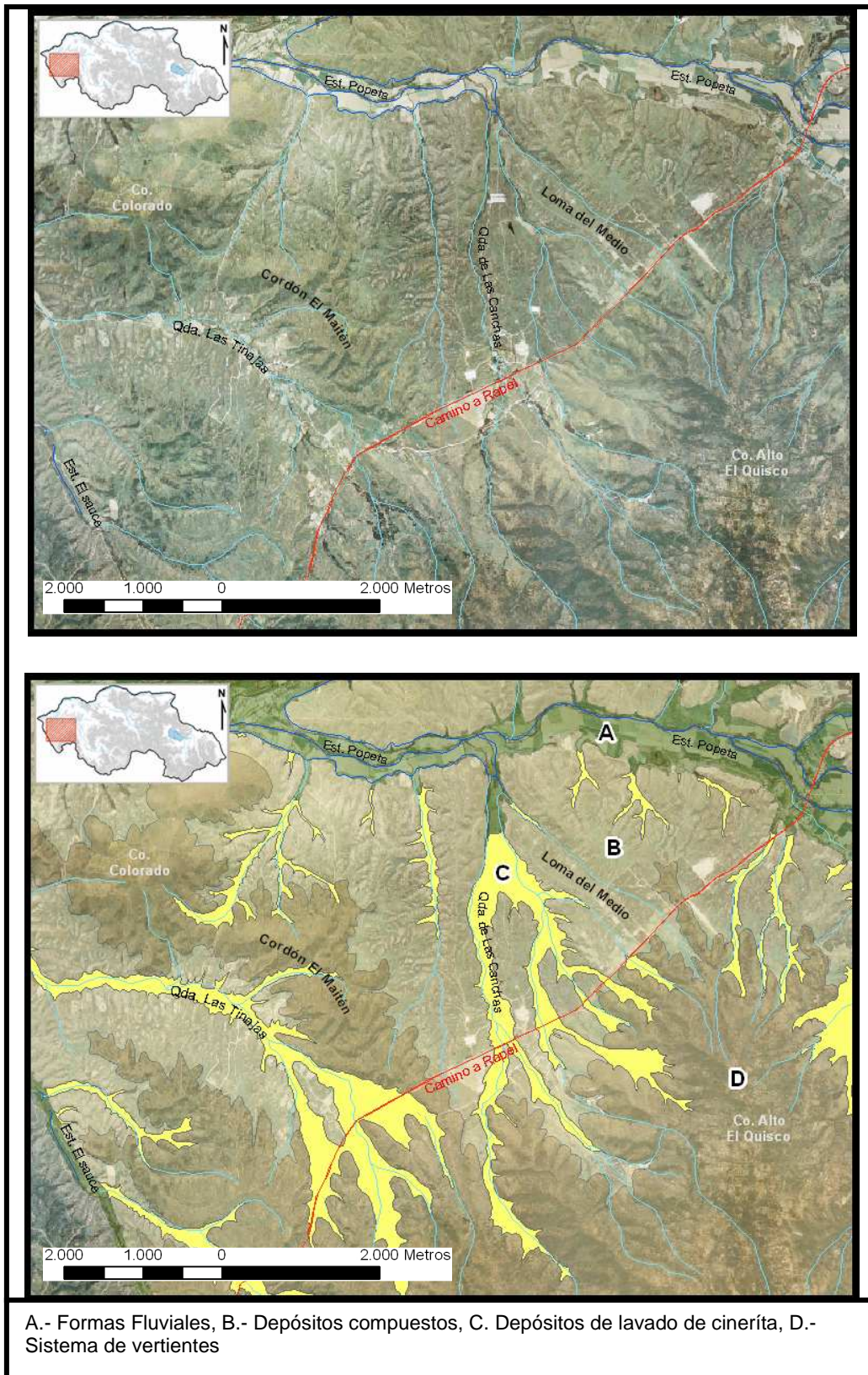
Los depósitos compuestos corresponden a materiales provenientes del lavado de la cubierta cinerítica, como a materiales de las vertientes cercanas y, en ocasiones, de materiales fluviales que se encausan a través de estrechos canales, generados a partir del modelado sobre depósitos cineríticos de edad Pleistocénica (Fig. 44).

Figura 43. Depósitos correlativos a sistemas de excavación, cabeceras de la cuenca del Estero Popeta, área de estudio.



Fuente: Elaboración Propia, a partir de fotografía aérea CONAF-CONAMA 2001. Exageración vertical 1,5x.

Figura 44. Formas del relieve, sector extremo Nor-Occidental del área de estudio.



Fuente: Elaboración Propia, con apoyo de bases digitales OTAS, 2001 y fotografía aérea CONAF-CONAMA (2001).

Los depósitos de abanicos aluviales corresponden a las principales formas depositacionales, derivadas de la acción sedimentaria de las bases de drenaje (de distintos tamaños y jerarquías) del sistema de vertientes. No, necesariamente, se distinguen por presentar una forma de abanico semi extendido en estricto rigor, sino que, pueden presentar variaciones como resultado de la adaptación a su espacio de expansión, o bien, como consecuencia de la interacción con otros depósitos.

Para tener una magnitud del grado de representatividad de los distintos tipos de depósitos identificados, se puede mencionar que, de la superficie planimétrica total de 19.196,43 hectáreas, correspondiente a los depósitos de base de vertiente del área de estudio, un 89,78% corresponden a formas de abanico aluvial, mientras que, los depósitos correlativos a sistemas de excavación representan sólo el 4,72% y los depósitos compuestos, el 5,50%.

4.5.2.- Subetapa 5b).- Estilos de abanicos aluviales.

Atendiendo a sus características morfológicas y relaciones morfométricas más relevantes, se reconocen dos estilos de abanicos, a saber:

- Abanicos aluviales mayores.
- Conos aluviales.

Estos dos grupos pueden ser asociados a los abanicos de valle de inundación (“valley-floor fans”) y abanicos de borde de valle (“valley-side fans”) definidos por McCARTUR (1987).

- Abanicos aluviales mayores

Están asociados al relleno de valles y cajones intermontanos, que se desprenden desde las máximas cumbres del bloque montañoso de Altos de Cantillana, destacando, especialmente, aquellos pertenecientes al sistema de quebradas del sector Sur de la Laguna de Aculeo.

En general, estos valles y cajones intermontanos son dominados por uno o dos abanicos aluviales mayores y, como lo verifica SOTO *et al* (2006), se presentan muy incididos y disectados por *talweg* torrenciales, llegando a desarrollar en su zonas distales formas asociadas a *glacis* de derrame.

También se destaca la abundante presencia de conos laterales, cuyos depósitos se contactan con los abanicos mayores a lo largo de las zonas periféricas laterales de estos últimos, generando relaciones morfométricas complejas con patrones de yuxtaposición y coalescencia (SOTO *et al*, 2006), expresión de las distintas competencias jerárquicas, que se desarrollan en un mismo valle o, como lo define VISERAS *et al* (2003 en HARVEY, 2005), el “espacio de acomodación” (Fig. 45).

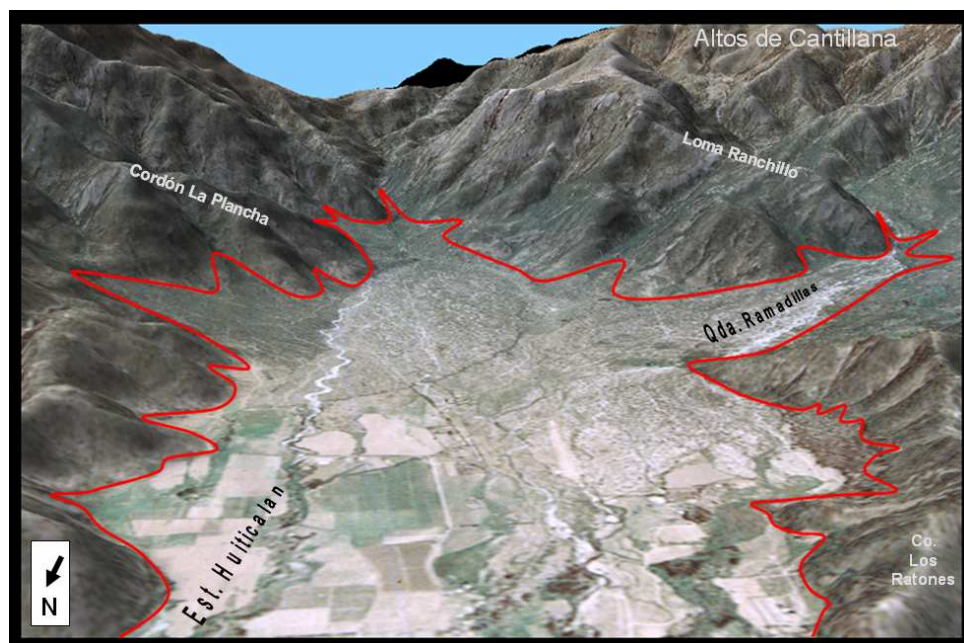
Caso aparte, cabe mencionar los depósitos asociados a la cabeceras del Cajón de Aculeo, los que, por su tamaño y extensión, no presentan las características antes señaladas, probablemente, debido a un despegue prematuro de la acción y modelado fluvial. Sin embargo, prevalece el hecho de derivar de una base de drenaje que se desprende, directamente, desde el bloque de Altos de Cantillana.

- Conos Aluviales.

El segundo grupo corresponde a un conjunto de conos aluviales que se desprenden desde las quebradas y barrancos de estribaciones montañosas menores (en general abarcando los depósitos que no se desprenden directamente del macizo central de Altos de Cantillana) y que, comparativamente, ofrecen una base de drenaje menor, resultando, generalmente, en conos individuales, aislados, de menor tamaño y altura (SOTO *et al*, 2006). Lo anterior, configura un escenario que evidencia escasas relaciones morfométricas, o bien, la microtopografía. Derivada de éstas, se encuentran, actualmente, arrasadas y niveladas.

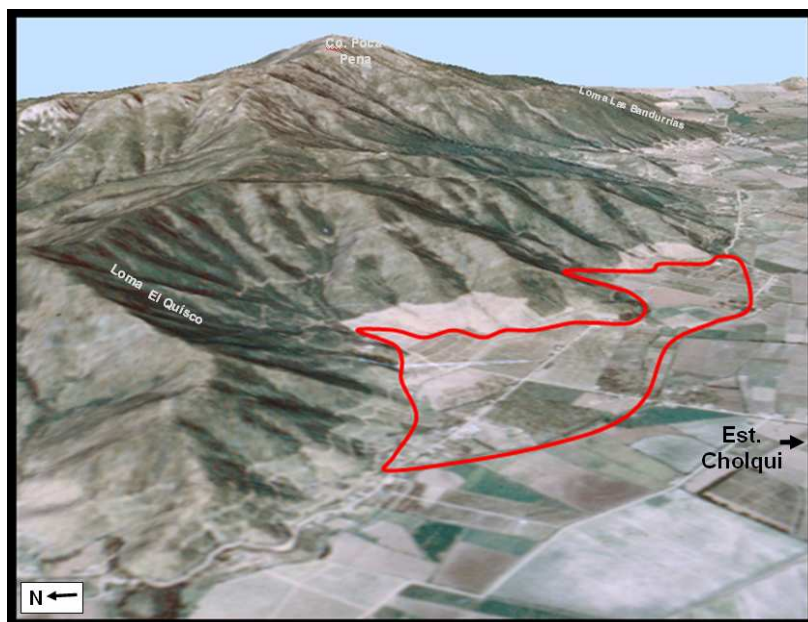
La contigüidad de muchos de estos depósitos permite generar un patrón de coalescencia lateral sobre sus zonas distales, formando así largas y angostas áreas de piedmont que bordean las estribaciones montañosas menores y que suelen entrar en contacto con los depósitos fluviales del valle principal (Fig. 46).

Figura 45. Abanicos aluviales mayores, sistema del Est. Huiticalan-Qda. Ramadillas, sector Sur de la laguna de Aculeo.



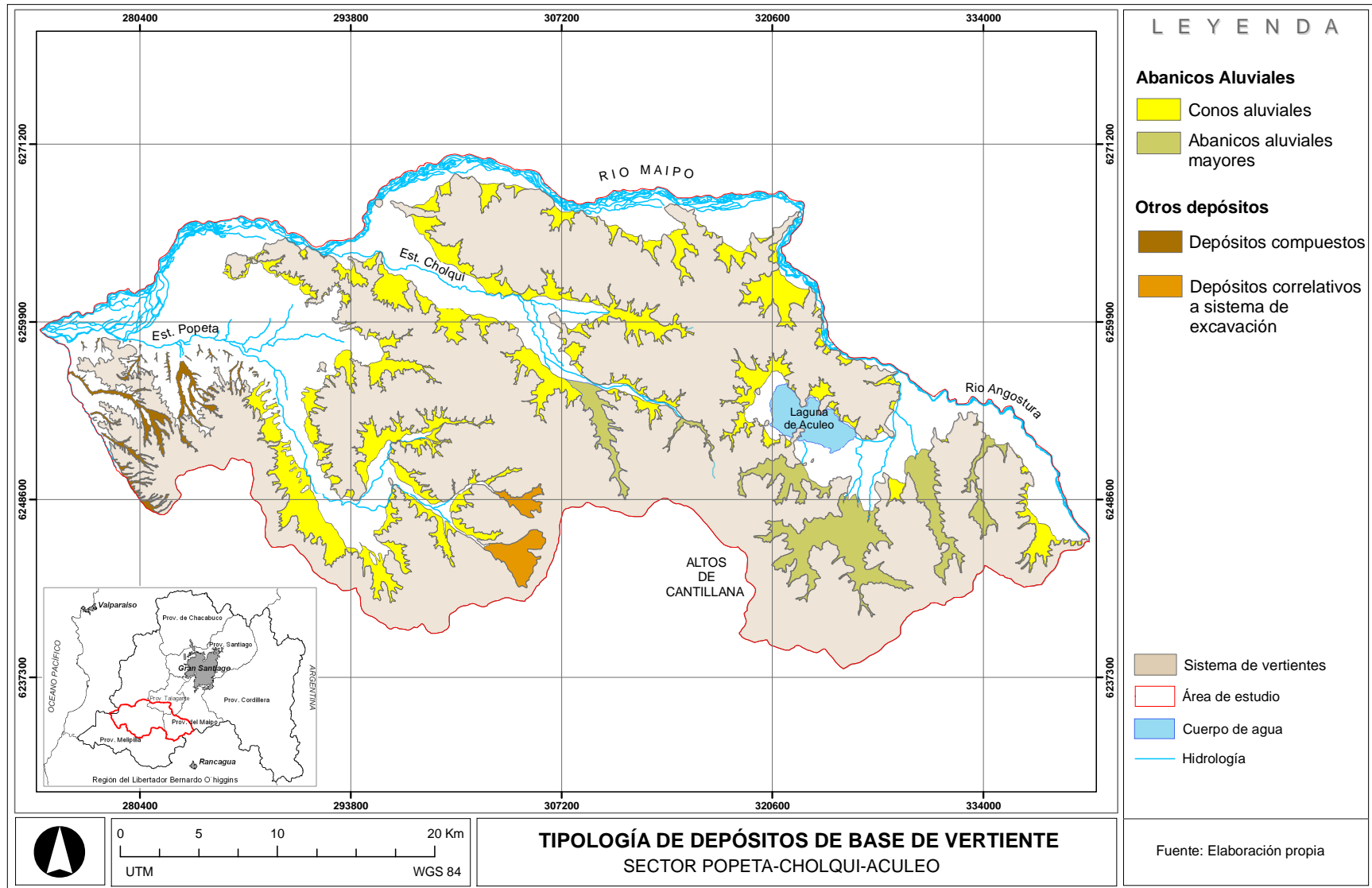
Fuente: Elaboración Propia a partir de fotografía aérea CONAF- CONAMA 2001.
Exageración vertical 1,5x.

Figura 46. Conos aluviales, sector Chocalán, parte baja de la cuenca del Estero Cholqui.



Fuente: Elaboración Propia a partir de fotografía aérea CONAF-
CONAMA 2001. Exageración vertical 1.

Figura 47. Mapa de tipología de depósitos de base de vertiente del área de estudio.



4.5.3.- Subetapa 5c).- - Indicios de actividad depositacional sobre esteros de abanicos.

- Geología; actividad Holocénica.

SELLES y GANA (2001) estiman que la depositación de los abanicos aluviales del área de estudio (que en la cartografía Geológica se identifican como depósitos coluviales y depósitos de remoción en masa) es correlativa a una edad Holocénica, período cuya dinámica sedimentaria puede ser entendida en consideración a su variabilidad climática.

Al respecto, HARVEY (2005) considera que para abanicos aluviales cuaternarios en una gran variedad de ambientes, los factores climáticos parecen tener un control predominante sobre estilos morfológicos y sedimentarios, ya que, si un cambio climático modifica la capacidad de inundación y/o sedimentación, el abanico responde cambiando su régimen erosional y depositacional, resultando en una variación en el ambiente sedimentario.

Según registros paleoecológicos de la zona de Chile Central (30 a 34°S), VILLA (2002) determina tres ciclos climáticos que afectaron al Holoceno, a saber:

- Holoceno Superior a Medio: Entre los 7.500 a 5.700 años se estima un predominio de condiciones cálidas y secas (probablemente desde inicios del Holoceno).
- Holoceno Medio: Entre los 5.700 a 3.200 años se estima un predominio de condiciones más templada y húmeda.
- Holoceno Inferior: Finalmente, durante los últimos 3200 años, la tendencia anterior se acentúa, marcada por una fuerte variabilidad de las precipitaciones, dada por su inconstancia y torrencialidad.

En términos generales, dichas secuencias climáticas evidencian que la construcción del abanico aluvial durante el Holoceno, en una primera instancia, pudo haber estado dominada por procesos gravitacionales, reflejo de las condiciones de aridez imperante. Posteriormente, el predominio paulatino de condiciones más templadas y la entrada regular de agua al sistema (unido a un desarrollo vegetacional más expresivo) pudo implicar la acción creciente de procesos depositacionales derivados de flujos de escorrentía (laminares y canalizados) y flujos de detritos, en concomitancia con procesos gravitacionales. La tendencia de los últimos 3.000 años puede interpretarse como un aumento de la importancia modeladora de eventos ligados a flujos de escorrentía, aunque, manteniéndose la importancia de los flujos de detritos, de una menor recurrencia temporal, pero de alto impacto depositacional y erosivo sobre el abanico.

Según los conceptos de BLAIR & MCPHERSON (1994), se puede establecer en forma análoga que, los abanicos del área de estudio son producto de la sucesión entre la dinámica de abanicos tipo I, dominados por procesos primarios de flujos gravitacionales y una escasa acción de procesos secundarios y la dinámica de abanicos tipo II, dominados por procesos primarios de flujos de agua y un predominio de procesos secundarios.

WALL *et al* (1996) y SELLÉS Y GANA (2001) identifican una serie de depósitos de remoción en masa (Fig. 48), los que, por su baja cantidad y dispersión, se consideran insuficientes para determinar algún grado de tendencia o correlación, sin embargo, éstos no son descartables como elementos interpretativos. De esta forma, los depósitos recientes de remoción en masa indican los sectores del abanico donde se depositan los flujos gravitacionales y, especialmente, en este caso, la recurrencia sobre determinados estilos de abanicos aluviales.

Observando la Figura 48, se puede notar que los depósitos recientes de remoción en masa se concentran, preferentemente, sobre el estilo correspondiente a abanicos aluviales mayores, asociados a las quebradas Las Palmillas y Ramadillas, el Cajón de Panamádo y el Estero Huiticalán, donde la presencia de estos depósitos frescos puede significar un incremento de la dinámica depositacional abanico abajo, producto de la removilización de los mismos.

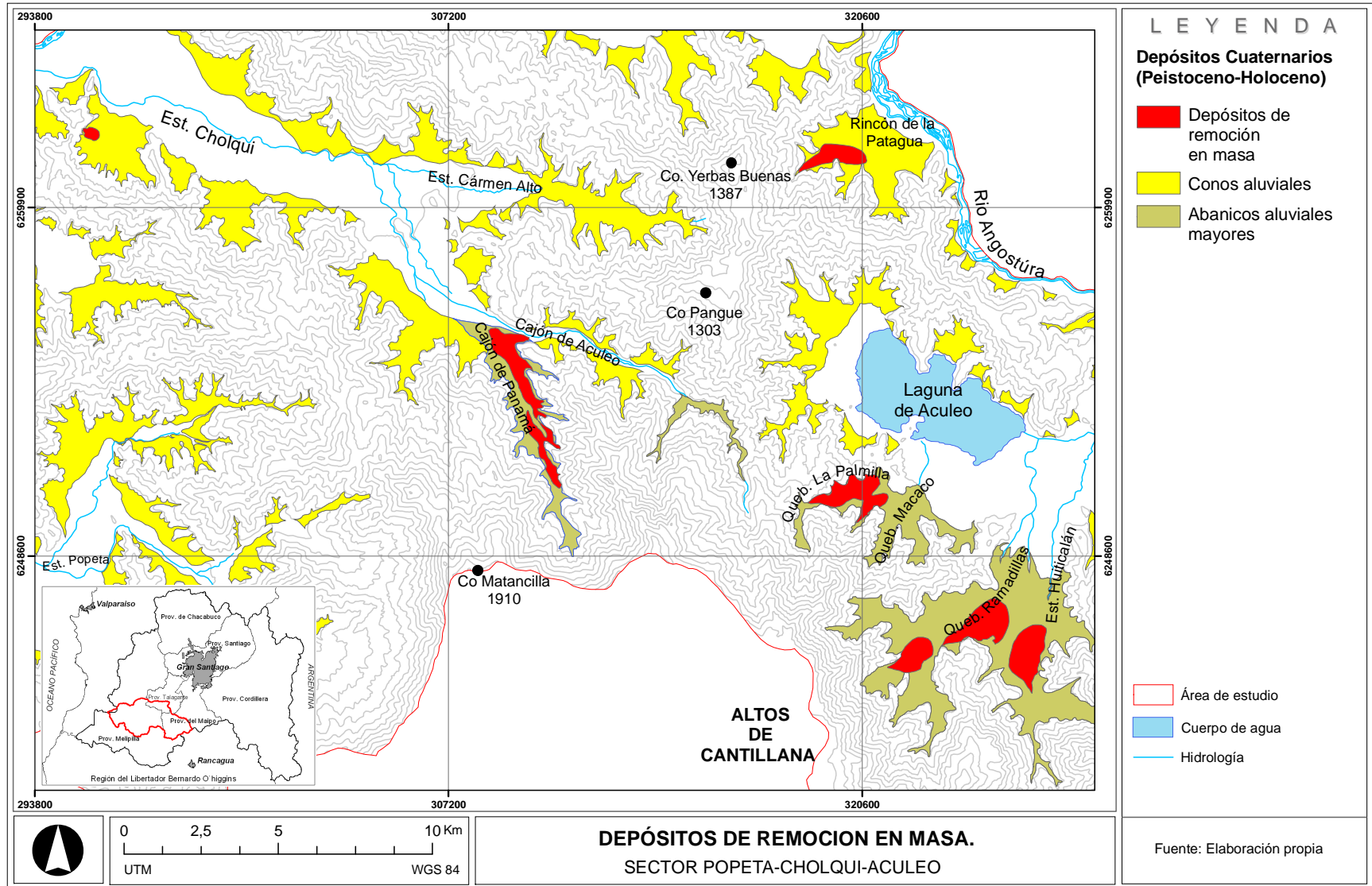
Por otra parte, las formaciones geológicas han estado sometidas a una larga historia de deformaciones activas entre el Triásico y Cretácico Superior, no encontrándose mayores antecedentes sobre Neotectónica, que pueda indicar cambios significativos en los actuales ritmos sedimentarios.

- Vegetación.

A partir de los últimos 100 años, la vegetación nativa del área de estudio ha estado sometida a una fuerte intervención antrópica (VILLA, 2002), mostrando cambios estructurales y fisonómicos, además de estar sujeta a cambios producto de la extensión de la frontera agrícola, que se traduce en el reemplazo de la cobertura vegetal nativa por otra de características ajenas a la dinámica del sistema natural, hecho que ha afectado, especialmente, gran parte de la superficie de los abanicos aluviales del área de estudio.

Debido a lo anterior, se considera inapropiado tomar aspectos vegetacionales como indicador del grado relativo de actividad o inactividad de los abanicos aluviales. Aunque, en forma general, se puede considerar que todos los abanicos aluviales se sitúan bajo el *Timberline* (1.500 m.s.n.m), por ende, afectos al desarrollo (en menor o mayor grado) vegetal arbustivo y arbóreo de formaciones esclerófilas de ambiente de media montaña.

Figura 48. Mapa de depósitos de remoción en masa, según cartografía geológica del área de estudio.



- Suelos.

Según FEMA (2000), propiedades como la textura, composición, materia orgánica y arcilla, pueden ser relacionados con la superficie vegetal y entregar indicios del grado de actividad o inactividad sobre el abanico aluvial. Al igual que en el análisis del factor suelo de la etapa anterior, dichos aspectos pueden ser correlacionados al concepto de erosionabilidad. Así, mientras mayor sea el grado de erosionabilidad asignado a un conjunto de suelos, se estima que mayor será la propensión a ser movilizado, por lo tanto, disminuye las posibilidades de lograr un desarrollo edafogenético y el establecimiento de la vegetación.

De esta forma, los suelos asociados a los estilos del abanico aluvial son evaluados en una matriz de análisis de erosionabilidad (Cuadro 22 y Figura 49), tomando, principalmente, como referencia, la textura superficial y la profundidad, correlacionadas con su posición morfológica dominante en el abanico. En este punto es preciso mencionar que, las unidades que el estudio CIREN-CORFO (1996) asigna como suelos en posición de abanico aluvial, piedmont y abanico coluvial, presentan carencias en cuanto a la exactitud de sus límites morfológicos y a la integridad de la información base, motivo por el cual no coinciden con los límites de abanicos aluviales definidos en etapas anteriores. Atendiendo a esto, el análisis de esta información se considera útil sólo a modo de obtener un panorama general de la erosionabilidad en los estilos de abanicos antes definidos.

De la matriz de análisis de erosionabilidad se puede concluir que, el estilo de abanico correspondiente a conos aluviales, en general, presentan grados de erosionabilidad menores a moderados, asociados principalmente a texturas superficiales franco arcillosa y franco, moderadamente profundos, representando el 92,03% de la superficie total de este estilo. En algunas zonas proximales, la erosionabilidad aumenta a un nivel alto, representando sólo el 7,97% del total.

Respecto a los abanicos aluviales mayores, el grado de erosionabilidad es comparativamente mayor, presentando grados altos en sus zonas medial y proximal, asociados principalmente a texturas superficiales franco arenosa y grados muy altos de erosionabilidad en sus zonas distales, asociados a terrenos pedregosos, compuestos por materiales heterométricos no consolidados (misceláneo coluvial).

Cuadro 22. Matriz de análisis de erosionabilidad de los depósitos de base de vertiente de tipo abanico aluvial.

Textura superficial	Clase textural	Profundidad	Materia orgánica	% estimado de arcilla	Zonas morfológicas*	Tipo de abanico**	% de superficie***	Grado relativo de erosionabilidad
Fina	Arcillosa	Profundo	1,9	>45%	Sector distal	A	2,19	Bajo o menor
Mod. Fina	Franco arcillo limoso	Mod. Profundo	S/l	20 a 40%	Sector distal cono aluvial	A	10,05	Bajo a menor
Mod. Fina	Franco arcilloso	Mod/Lig. Profundo	1,9	20 a 40%	(completo) y sectores medio y distal	A	45,70	Bajo a menor
Mod. Fina	Franco arcillo arenoso	Lig. Profundo	3,4	20 a 40%	Sector medial y distal	A	1,93	Bajo a menor
Media	Franco	Mod/Lig. Profundo	1,9 a 3,6	15 a 25%	(completo) y sectores medial y proximal	A	32,16	Bajo a moderado
Media	Franco arenoso muy fino	Mod. profundo a profundo	2,2	15 a 25%	Sector proximal	A	1,19	Alto
Mod. Gruesa	Franco arenoso fino	Mod. profundo a profundo	0,9 a 3,4	15 a 25%	Sector proximal	A	2,67	Alto
Mod. Gruesa	Franco arenoso fino a muy fino	Mod. Profundo	2,2	15 a 25%	Sector proximal	A	3,08	Alto
Mod. Gruesa	Franco arenoso	Mod/Lig. Profundo	1,9 a 2,9	15 a 25%	Sector medial y proximal	B	72,02	Alto
Gruesa	Areno francoso fino	Lig. Profundo	S/l	5 a 15%	Sector proximal	B	1,99	Muy alto
Gruesa	Areno francoso muy fino	Lig. Profundo	S/l	5 a 15%	Sector proximal	A	0,29	Muy alto
Miscelaneo coluvial					Sector medial y proximal	B	25,99	Muy alto

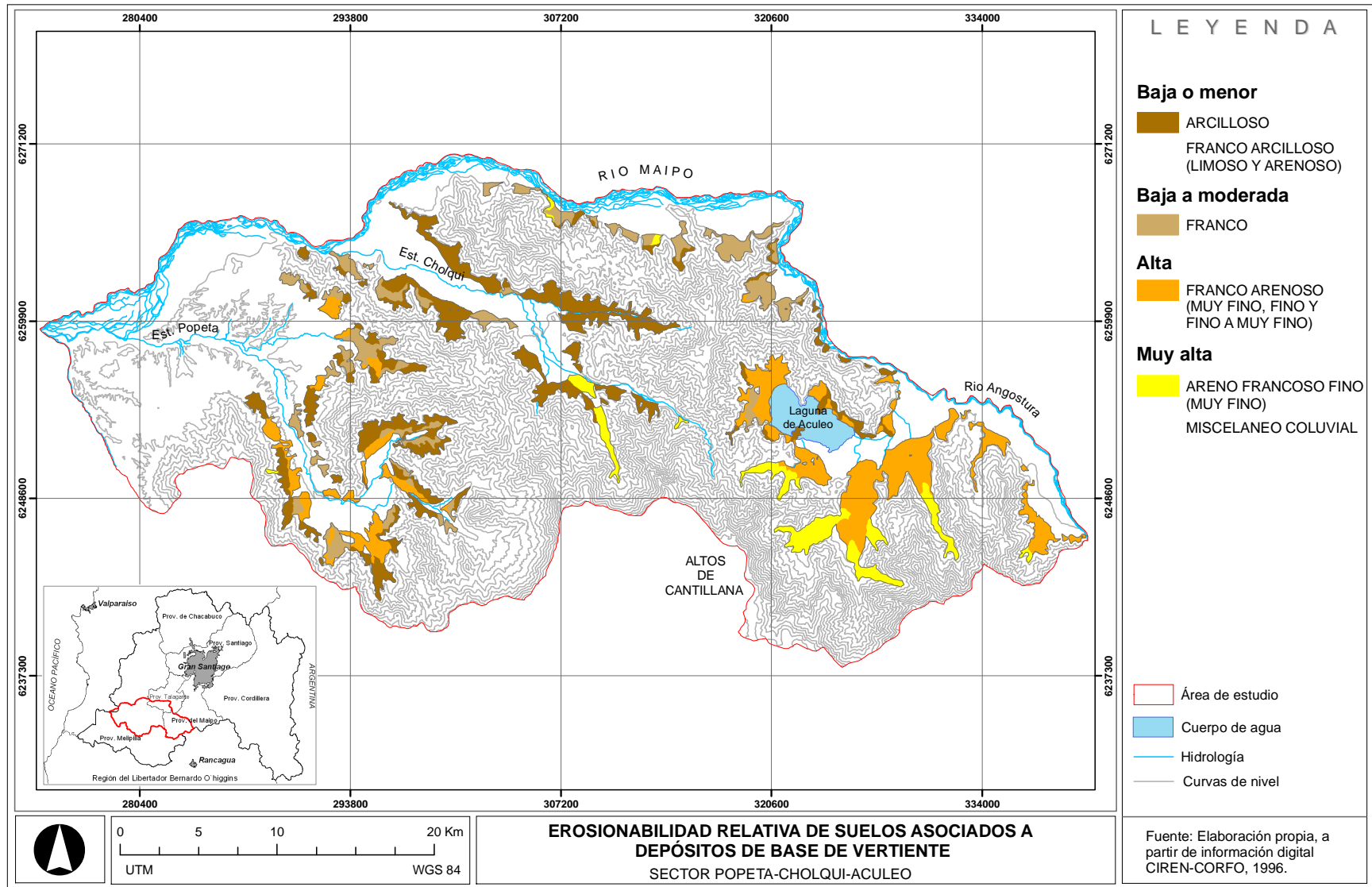
* Corresponde a una aproximación de la zona morfológica distal, media y proximal del abanico aluvial, donde se expresa la dominancia de los distintos valores de erosionabilidad.

** Corresponde a estilos de abanico aluvial: Tipo A; cono aluvial y Tipo B; abanicos aluviales mayores

*** Porcentaje de superficie, según el total de cada estilo de abanico aluvial.

Fuente: Elaboración Propia.

Figura 49. Mapa de erosionabilidad relativa de suelos, área de estudio.



4.5.4.- Subetapa 5d).- Procesos sedimentarios asociados a la actividad depositacional sobre estilos de abanicos.

Según los ritmos climáticos del Holoceno definidos por VILLA (2002) y los tipos de abanicos aluviales de BLAIR & MCPHERSON (1994), se puede deducir que, probablemente, desde fines del Pleistoceno hasta el Holoceno medio fue el período donde se depositó gran parte del material constituyente de los abanicos aluviales del área de estudio, reflejo de las condiciones de aridez imperantes y una mayor disponibilidad de materiales desde las bases de drenaje, unido a la acción de procesos primarios de flujos gravitacionales, lo que se puede asociar a la dinámica de crecimiento de los abanicos aluviales Tipo I. Luego, dicha tendencia pudo ir cambiando, paulatinamente, hasta el establecimiento y dominio de condiciones climáticas más templadas y húmedas, que son las imperantes en la actualidad. Por ello, la dinámica actual de los abanicos aluviales es entendida en el contexto del dominio de procesos primarios de flujos de agua y procesos secundarios, que actúan esencialmente como modificadores de las formas depositacionales heredadas (del abanico tipo I), dinámica que se asemeja al desarrollo de los abanicos aluviales Tipo II.

De esta forma, los estilos de conos aluviales, en general, presentan grados de erosionabilidad baja a menor, lo que es indicativo, indirectamente, de un mayor desarrollo edafogénico bajo una condición general de biostásia, donde la recurrencia de eventos catastróficos (como flujos de detritos) es baja, por lo que, su modelado actual debiese obedecer, principalmente, a la acción de procesos secundarios, aunque no se descartan efectos localizados, producto de procesos de flujos de agua canalizados y, en menor medida, de flujos gravitacionales. Respecto a esto último, en SOTO *et al* (2006) se reconoce el aporte actual de materiales debido a caídas de rocas sobre conos cuya base de drenaje expone afloramientos estructurales de vertientes inversas.

La asociación pendiente-proceso en este estilo de abanico debe interpretarse como “relictos depositacionales”, aunque sin desconocer la escasa actividad de procesos primarios de baja recurrencia y la actividad casi imperceptible de procesos secundarios, especialmente, aquellos ligados al retrabajamiento superficial por agua y edafogénesis.

Los estilos de abanicos aluviales mayores presentan grados altos y muy altos de erosionabilidad, lo que, unido a importantes vestigios de actividad reciente de remoción en masa, indican un escenario favorable a la actividad morfológica sobre el abanico, especialmente, en sus zonas proximales, donde se presentan coberturas detríticas de gravas piedras y bolones (asociado a un suelo misceláneo coluvial) producto de un continuo abastecimiento por flujos de gravedad desde la base de drenaje. Por otra parte, en sus zonas distales la dominancia de una textura superficial franca arenosa fina a muy fina evidencia la actividad de procesos ligados a eventos de inundación que, en la actualidad, presenta un funcionamiento ligado a flujos de agua canalizados en *talweg* torrenciales.

Dichas facies sedimentológicas, que gradan desde sedimentos gruesos en zonas proximales a sedimentos finos en zonas distales del abanico, han sido descritas por autores como BLISSENBACH (1954), BULL (1964) y HOOKE (1968) y, actualmente, se consideran producto de la acción secuencial de procesos de flujos de detritos - flujos intermedio/flujos hiperconcentrados - y flujos de inundación (BLAIR & Mc PHERSON, 1994 y GIRAUD, 2005), representando un *continuum depositacional* de procesos primarios.

La asociación pendiente-proceso, en este estilo de abanico, debe ser entendida como relativamente activa, en cuanto a procesos derivados de flujos gravitacionales en zonas proximales, actividad que disminuye abanico abajo, gradando a flujos de agua canalizados de acción estacional. El predominio actual de procesos secundarios, en este caso, logra una mayor expresión en zonas distales y en sus conos laterales, disminuyendo hacia las zonas proximales del abanico.

Finalmente, las distintas asociaciones pendiente-proceso estimadas para los estilos de abanicos aluviales del área de estudio son presentadas en el Cuadro 23 y en la Figura 50.

Cuadro 23. Procesos sedimentarios asociados a estilos morfológicos en abanicos aluviales del área de estudio.

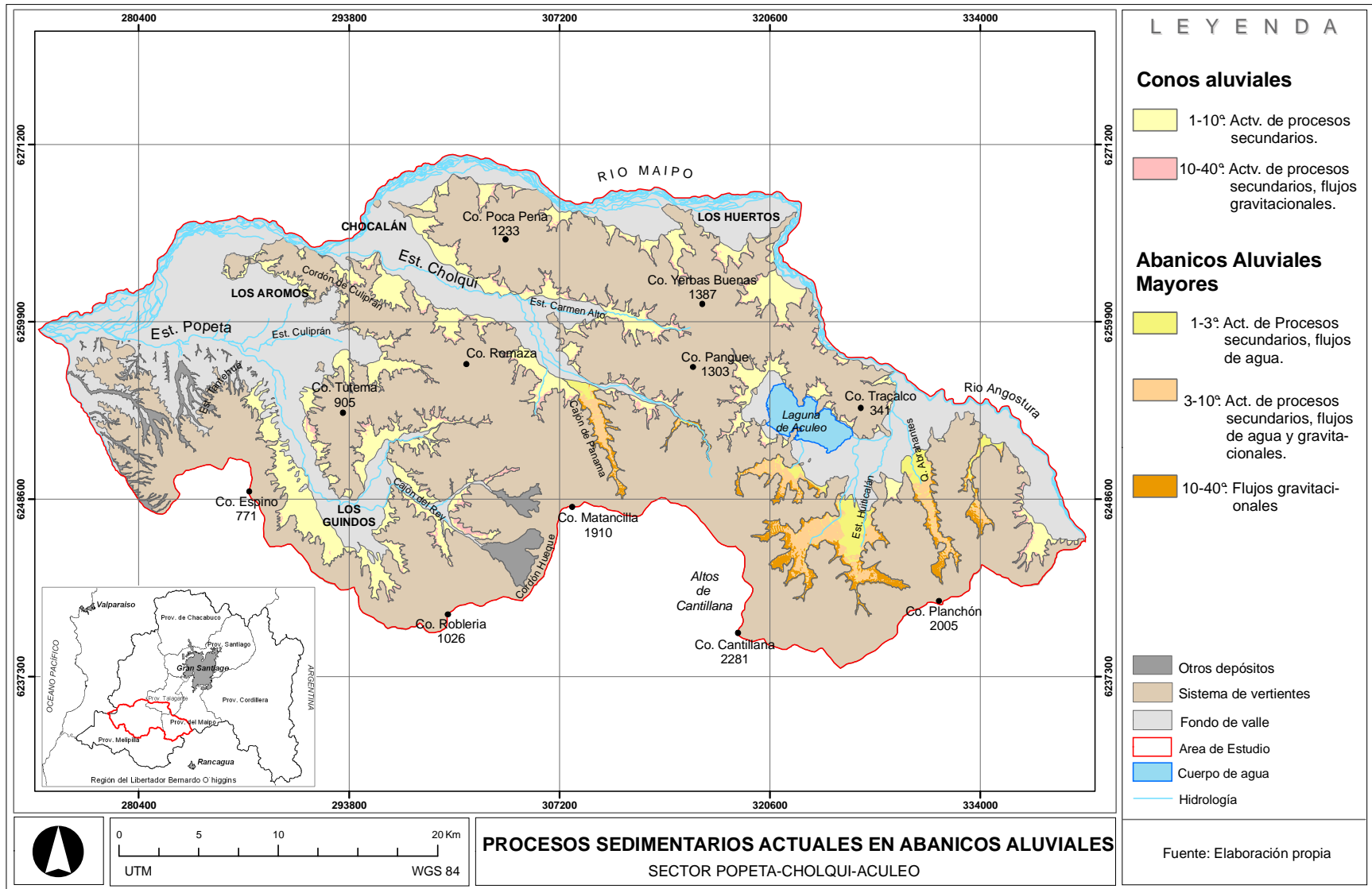
Estilo Morfológico	Pendiente*	Procesos**
Conos Aluviales	40 a 10°	<ul style="list-style-type: none"> - Edafogénesis - Retrabajamiento superficial por agua. - Flujos de agua (canalizados) - Flujos gravitacionales (asociados a condiciones estructurales y de exposición de las vertiente)
	10 a 1°	<ul style="list-style-type: none"> - Edafogénesis - Retrabajamiento superficial por agua. - Flujos de agua (canalizados)
Sistema de abanicos aluviales complejos	40 a 10°	<ul style="list-style-type: none"> - Flujos Gravitacionales. - Flujos de agua (canalizados) - Retrabajamiento superficial por agua.
	10 a 3°	<ul style="list-style-type: none"> - Edafogénesis (en declinacion) - Retrabajamiento superficial por agua. - Flujos de agua (canalizados) - Flujos Gravitacionales (flujos de detritos y flujos hiperconcentrados)
	3 a 1°	<ul style="list-style-type: none"> - Edafogénesis - Retrabajamiento superficial por agua. - Flujos de agua (canalizados)

*Según consideraciones de BLAIR and McPHERSON (1994), complementado con observaciones de AYALA (1996), GUIRAUD (2005) y BENDA et al (2005).

**Según orden de importancia considerando la recurrencia temporal del proceso y la evidencia actual de actividad.

Fuente: Elaboración propia.

Figura 50. Mapa de procesos sedimentarios actuales en abanicos aluviales del área de estudio.



4.6 - ETAPA 6. Dinámica geomorfológica actual del paisaje de montaña.

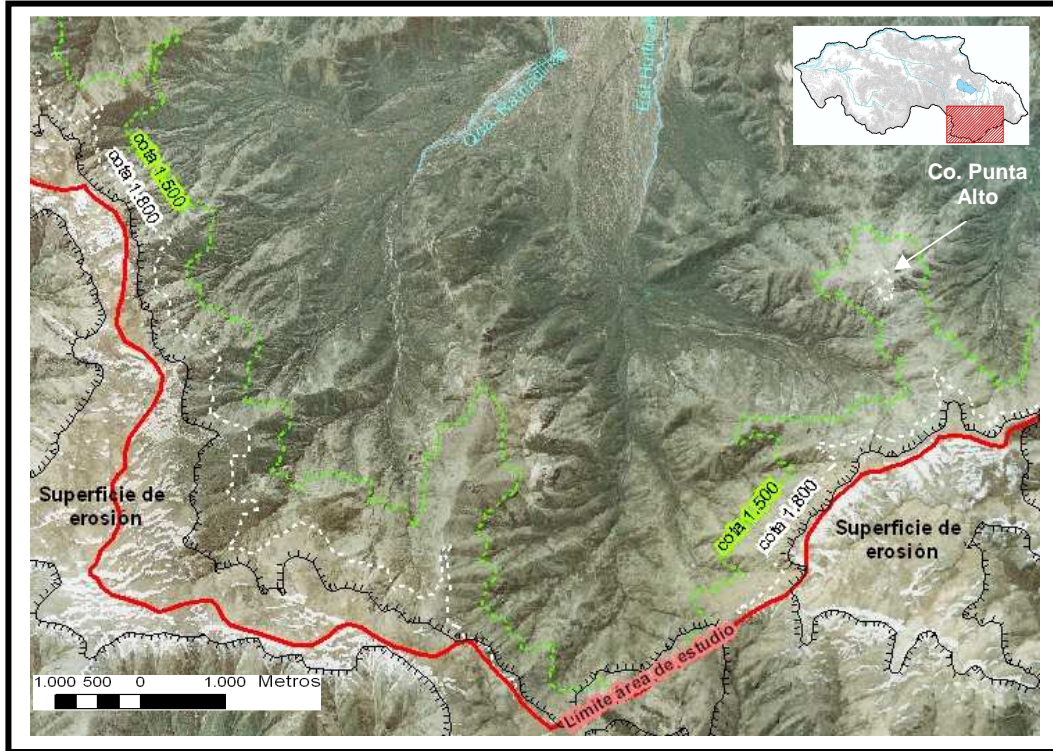
La montaña como paisaje geomorfológico constituye un sistema complejo donde, la altitud y la pendiente, se convierten en los principales elementos, a partir de los cuales, comienzan a interactuar otra serie de geofactores, que diversifican e intensifican a diversas escalas la acción de procesos morfogenéticos, organizándose en el espacio, tanto desde un punto de vista genético-evolutivo como morfoclimático. Pero es, sin duda, la presencia de niveles morfoclimáticos, producto del desarrollo vertical del relieve en tramos reducidos, lo que configura un paisaje geomorfológico, altamente dinámico, debido al traspaso de los efectos de un modelado morfogenético específico a niveles altitudinales más bajos.

Así, del análisis de las etapas precedentes, se deduce que, la dinámica actual del paisaje de montaña del área de estudio es regulada, principalmente, a partir de la existencia de un piso morfodinámico crionival de alta montaña, que se extiende desde los niveles más altos de la cadena montañosa, hasta los 1.800 m.s.n.m (límite de nieve del Pleistoceno), teniendo una clara influencia hasta los 1.500 m.s.n.m (*Timberline*) y que se circunscribe al macizo central de Altos de Cantillana (Fig. 51). En esta zona se conjugan, principalmente, factores morfológicos y climáticos que propician la alimentación y retención estacional de la precipitación nival, configurando mecanismos relacionados con la acción del hielo-deshielo, que repercuten en la dinámica del relieve en términos de los flujos de materia y energía que desbordan hacia planos inferiores y, en la configuración alométrica entre formas erosionales del sistema de vertientes y formas depositacionales del sistema de base de vertiente. Todo lo cual da paso a la conformación de un sistema de alta montaña.

Sobre zonas de cabeceras y estribaciones de contacto directo con el piso crionival, los valores de susceptibilidad a la acción de flujos de detritos del sistema de vertiente, manifiestan valores altos y muy altos, reflejo del mayor suministro de materiales superficiales que se acumulan, débilmente, sostenidos sobre laderas y segmentos de canales de primer y segundo orden, producto de la acción de procesos gravitacionales (caídas, deslizamientos y vuelcos) y suelo residual (Fig. 52).

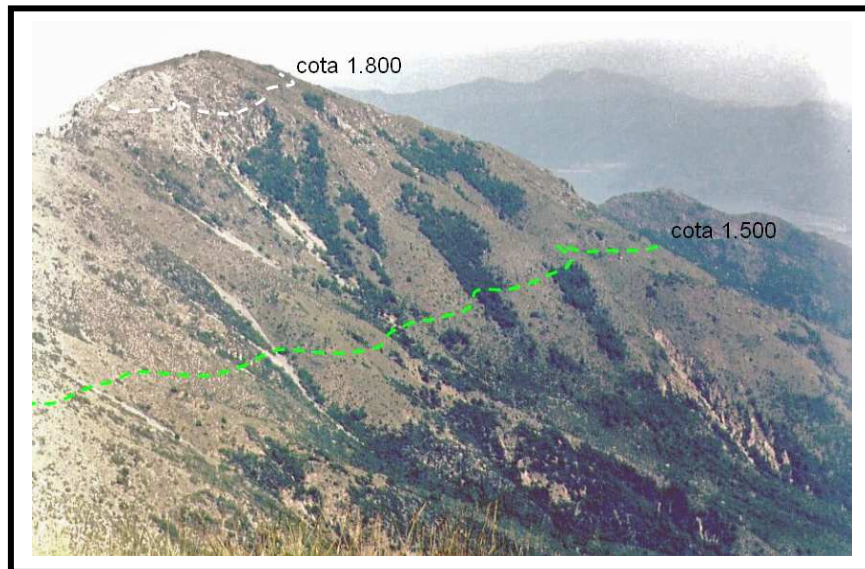
Desde este macizo central se desprenden una serie de depósitos de base de vertiente, correspondientes al estilo de abanicos aluviales mayores, los que presentan una dinámica morfogenética actual relacionada con un *continuum* sedimentario, que grada desde procesos gravitacionales en zonas proximales del abanico a procesos ligados a la acción de flujos canalizados de inundación en zonas distales del abanico (Fig. 53). Este último proceso se transforma en el eje conductor de la dinámica del piso crionival a niveles inferiores del sistema de alta montaña.

Figura. 51. Macizo central de Altos de Cantillana.



Fuente: Elaboración Propia a partir de fotografía aérea CONAF- CONAMA 2001.

Figura 52. Cerro Punta Alto. Suministro de materiales desde piso crionival del área de estudio.



Fuente: Rodrigo Padilla

Figura 53. Sector distal de abanico aluvial mayor, Cajón de Panamá.



Fuente: Rodrigo Padilla.

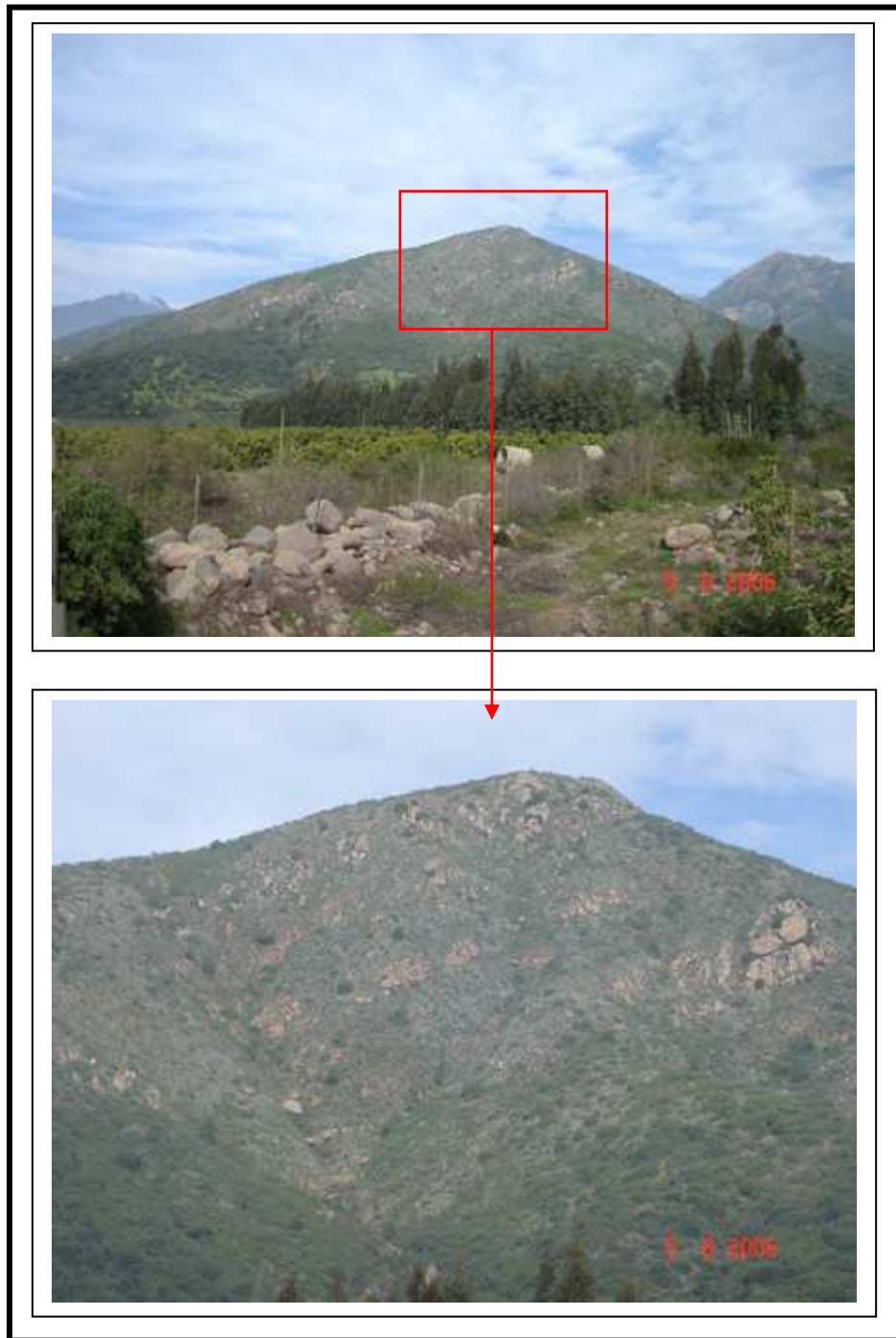
Por otra parte, sobre niveles inferiores que no reciben la influencia del sistema de alta montaña, se reconoce en el área de estudio, un sistema de media montaña, donde la actividad de flujos de materia y energía disminuyen, producto esencialmente del dominio de la acción estabilizadora de la vegetación, unido a una suavización general del relieve. Este sistema está bien representado por las estribaciones que conforman la parte media y baja de los sistemas hídricos del Estero Cholqui, Popeta y Culiprán.

Sobre este sistema los valores de susceptibilidad a la acción de flujos de detritos del sistema de vertiente asumen, generalmente, valores moderados sobre planos de exposición Norte y en lugares donde se puede asumir un deterioro del potencial biológico efectivo, producto de la acción antrópica y valores bajos de susceptibilidad sobre planos de exposición Sur, donde se desarrolla una cubierta y estructura vegetacional adecuada para la protección y estabilización del suelo. Sin embargo, bajo este ambiente se presentan algunos relieves altos y abruptos, como también, vertientes inversas de dominio estructural que explican la distribución de algunos valores altos de susceptibilidad (Fig. 54).

Los depósitos de conos aluviales presentan una escasa o nula actividad de procesos primarios, más bien, dominan procesos sedimentarios secundarios que actúan modificando los depósitos existentes por efecto de la dinámica actual de mecanismos edafogénicos y otros derivados del retrabajamiento superficial por agua (Fig. 55). A pesar de ello, se puede determinar algún tipo actividad depositacional, que se restringe en la actualidad, al aporte

de materiales de origen gravitacional (caídas, vuelcos y deslizamientos) sobre zonas proximales del cono, especialmente, cuando las condiciones estructurales de las vertientes lo permiten (Fig. 54).

Figura 54. Vertientes de dominio estructural en ambiente de media montaña del área de estudio.



Fuente: Rodrigo Padilla.

Figura 55. Sector distal de cono aluvial en ambiente de media montaña del área de estudio.

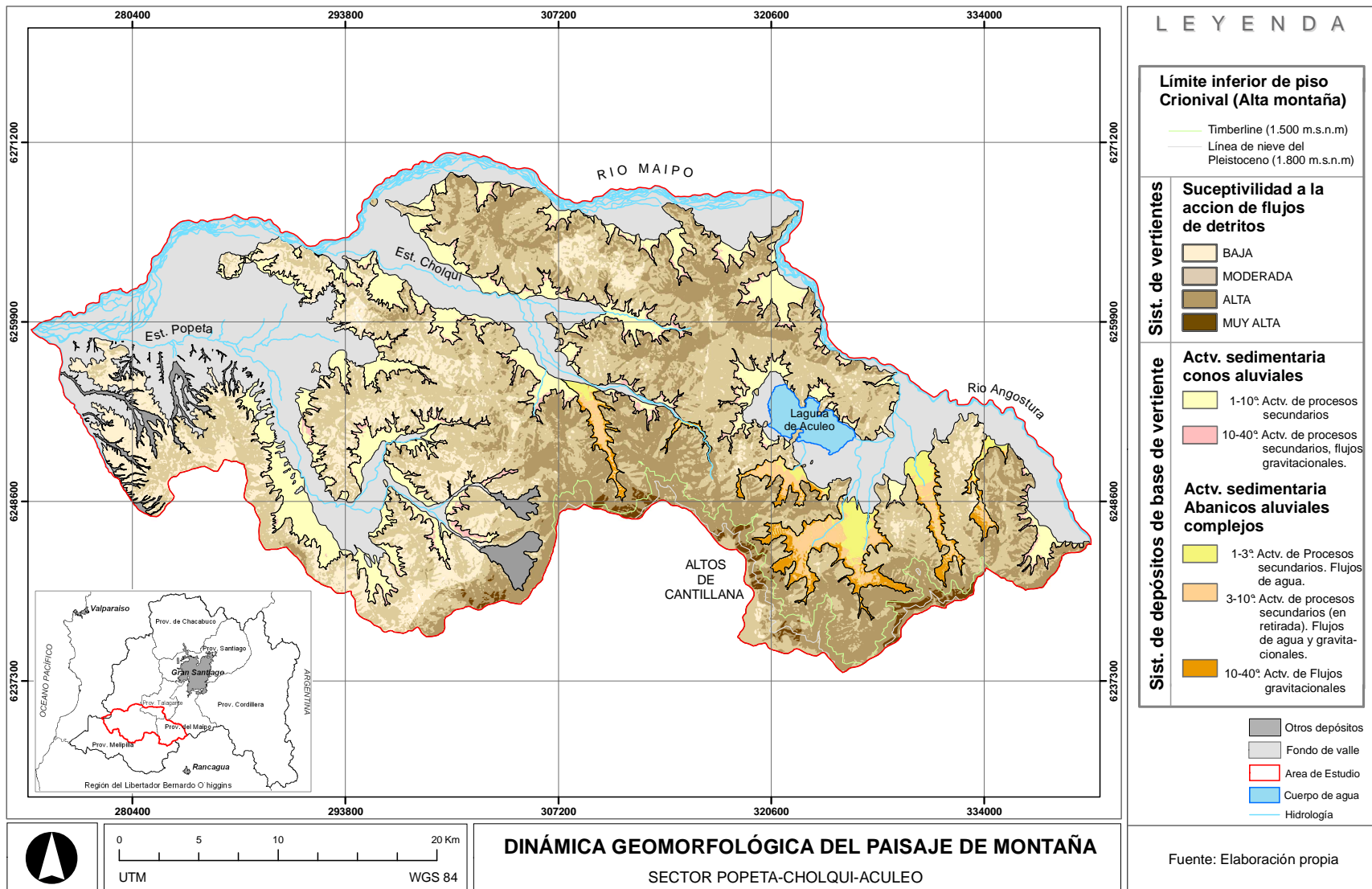


Fuente: Rodrigo Padilla.

En síntesis, sobre los sistemas de alta y media montaña, se aprecian relaciones alométricas que muestran claras diferencias comparativas, derivadas fundamentalmente del suministro de materiales desde el piso crionival (Fig. 56). Así, en alta montaña, los mayores valores de susceptibilidad (**SvFd**) del sistema de vertiente se correlacionan a un mayor desarrollo y actividad sedimentaria del sistema de depósitos de base de vertiente. En cambio, en el sistema de media montaña el menor desarrollo y la escasa actividad de su sistema de depósitos de base de vertiente se correlaciona generalmente a valores medios y bajos de susceptibilidad (**SvFd**) del sistema de vertiente.

Finalmente, cabe destacar que el límite entre los sistemas de alta y media montaña no es lineal, más bien, corresponde a un cambio gradual definido por la base de drenaje que recibe flujos diferenciales de materia y energía desde el piso crionival. En este caso, la diferenciación de los depósitos de base de vertiente parece ser clave para reconocer dichos dominios.

Figura 56. Mapa de dinámica geomorfológica actual del paisaje de montaña.



CAPÍTULO 5. DISCUSIÓN

- *Modelación multifactorial en montaña.*

La integración y análisis de una serie de factores ambientales, sobre la base de una regla de decisión relativa a estimar la propensión del medio natural a la acción de procesos erosivos, no es nueva, sino que existe una gran variedad de métodos y técnicas que cruzan distintas disciplinas del ámbito de las ciencias de la tierra.

Respecto al estudio de procesos de erosión en cuencas de montaña, RAFAELLI (2003) destaca un conjunto de modelos orientados a definir unidades del paisaje, basándose en el análisis e integración espacial de distintos factores que inciden en el potencial erosivo o la pérdida de algún componente del terreno, destacando los modelos ICONA (1982), CORINE (1992) y RUNOUT Project (Van WESTEN, 2000). También se destacan los modelos derivados a partir de las directivas dada por la formula de riesgo de la UNESCO (1972, en MATTERA *et al* 2005), asociados a la evaluación y zonificación de peligros por procesos de remoción en masa.

Este último grupo de modelos parece ser el más adecuado para explorar la dinámica geomorfológica del paisaje de montaña, debido a que se ciñe en rigor al proceso morfogenético, disminuyendo la ambigüedad respecto al objeto de evaluación. Sin embargo, dichos modelos siguen teniendo un error fundamental a la hora de valorar el peligro de remoción en masa en paisajes de montaña, ya que, como lo reconoce CRUDEN (1991, en HUABIN *et al*, 2005), existe una confusión conceptual generalizada, dado por el uso indiscriminado del termino “landslide” (remoción en masa), respecto al depósito de la masa fallada y el movimiento del material. Dicho de otra forma, se suele confundir el evento erosivo que transporta materiales desde una zona inestable, con su lugar de reposo o depósito final. Aspectos que analizados desde la perspectiva morfológica funcional de la vertiente, se entienden como dos elementos, si bien generados por un mismo proceso, pertenecientes a la dinámica genético-evolutiva sistemas distintos.

Motivo por el cual, el modelo multifactorial escogido bajo el enfoque de susceptibilidad, se aplica sólo a los dominios del sistema de vertientes del área de estudio. Sistema que se evalúa considerando dos supuestos bases. Primero, que los procesos de remoción en masa y los flujos de detritos dominan la distribución de sedimentos en cualquier base de drenaje de montaña (DIETRICH & DUNE, 1978; SWANSON *et al.*, 1982; PEARCE & WATSON, 1986, BENDA & DUNE, 1987; OHMORI & HIRANO, 1988; en BENDA & DUNE, 1997). Segundo, que dentro de los procesos de remoción en masa, los flujos de detritos representan el proceso de mayor jerarquía e importancia morfogenética en la transferencia de sedimentos acumulados sobre canales de primer y segundo orden, hasta zonas de canales de orden mayor (BENDA & DUNE, 1997).

En cierta medida, se deduce que, de la dinámica de este tipo de movimiento puede ser reconocido el sistema global de procesos de remoción en masa, ya que, al identificar distintos grados de susceptibilidad de ocurrencia de flujos de detritos sobre el sistema de vertientes, se está reconociendo, a la vez, el grado de acumulación de material superficial, que depende de la dinámica impuesta por el resto de los procesos de remoción en masa (como caídas, deslizamientos y vuelcos) y la estabilidad del sustrato superficial que, generalmente, colapsa a causa de un deslizamiento que, posteriormente, se transforma en flujo de detritos.

Volviendo a los modelos de evaluación multifactorial de procesos de remoción en masa, es reconocido que, la aplicación de todos ellos requieren de la ponderación de sus factores, no obstante, al comprender la complejidad de los mecanismos generadores de dichos procesos, se hace en extremo delicado ponderar los factores que controlan estos fenómenos, siendo éste uno de los puntos de mayor controversia que, por lo demás, es concerniente a todo modelo multifactorial. Al respecto, es interesante destacar los métodos aplicados por ARNAEZ-VADILLO (1990) y LEE *et al*, (2004), que relacionan estadísticamente la ocurrencia de distintos procesos de remoción en masa para una serie de factores, lo que finalmente, entrega un acercamiento certero y cuantitativo respecto a la contribución real o peso que cada factor conlleva en la ocurrencia de estos fenómenos. Sin embargo, la aplicación de estos métodos implica poseer un mapa con una malla de distribución amplia de todos los movimientos en masa de una región, material que, por lo general no siempre esta disponible.

Respecto a la aplicación del modelo de susceptibilidad del sistema de vertiente a la acción de flujos de detritos (**SvFd**), se obtienen sólo cuatro de cinco categorías definidas con anterioridad. La categoría muy baja de **SvFd** no se configura en el área de estudio, debido a que es absorbida por valores y ponderaciones mayores, o bien, probablemente, por efecto de una “distribución espacial incoherente” de los valores de “SvFd” asignados a cada factor de control.

Por ejemplo, la categoría “matorral muy abierto” del factor vegetación, en teoría, puede asignarse una muy alta **SvFd**, sin embargo, la distribución dicha categoría puede darse por condiciones naturales (en cuyo caso la valoración anterior es correcta), o bien, puede ser la expresión de un proceso degradativo por acción antrópica, especialmente asociados a zonas de relieves bajos, poco abruptos o de mayor accesibilidad, donde la **SvFd** debiese ser menor considerando el potencial biológico efectivo de la vegetación en dichas zonas. Caso similar puede generarse al valorar el factor pendiente, ya que, si se tienen pendientes cuya **SvFd** se consideren altas, éstas pueden tener una amplia distribución en el espacio, desde las que se desprenden de los macizos más altos y abruptos, hasta las que se presentan en bajas y angostas estribaciones.

Lo anterior, manifiesta lo complejo de las relaciones e interrelaciones de los factores modelados, por ello, es importante considerar que el mapa final de **SvFd** no es más que un modelo de la realidad y, como tal, una aproximación a ella, no carente de dificultades interpretativas y, desde luego, perfectible.

- *Abanico Aluvial.*

Continuando con la línea argumental dada por la preponderancia morfogenética de los flujos de detritos, éstos constituyen el proceso más significativo en términos del volumen del material depositado directamente en el abanico aluvial (BLAIR & MCPHERSON, 1996), que es la forma correlativa a la transferencia erosiva del sistema de vertientes de mayor representatividad en el área de estudio. Por ello, el sistema de depósitos de base de vertiente se reconoce y se analiza a partir de formas correspondientes a abanicos aluviales, según el modelo de desarrollo de BLAIR & Mc PHERSON (1996).

Este modelo puede ser considerado como uno de los pocos que intenta idealizar el desarrollo del abanico aluvial en distintas etapas evolutivas, correlacionando la pendiente del abanico con sus procesos sedimentarios. Sin embargo, como todo modelo es foco de observaciones y debates, por consiguiente, abierto a la posibilidad de nuevas interpretaciones, considerando la realidad local o regional de un área específica.

Al respecto, es interesante señalar la discusión sobre los procesos sedimentarios y evolución geomorfológica de abanicos aluviales Cuaternarios en el Suroeste de Creta, de BLAIR & Mc PHERSON y replica de NEMEC & POSTMA (1995), en donde se discute sobre la validez del modelo, o bien, a HARVEY (2005), que considera que, hasta cierto punto, este modelo refuerza el concepto tradicional de "abanicos húmedos y abanicos secos".

En este caso, se acogen los principales postulados del modelo, los que son interpretados mediante un análisis previo de las características morfológicas-morfométricas y la actividad depositacional en el abanico.

- *Sistema de alta de montaña.*

Si bien ARNAEZ- VADILLO (1990) reconoce la dinámica de pisos morfodinámicos de montaña, no es lo suficientemente claro a la hora de separar dos conceptos abordados en esta investigación. Éstos son: el piso crionival de alta montaña y el sistema de alta montaña.

El piso crionival de alta montaña se entiende como un subsistema donde se reconocen ciertos patrones de respuesta a la acción del hielo o nieve como mecanismo geomorfológico, por ello, se identifica con el *timberline* y la línea de nieve del Pleistoceno, los que indican la cota aproximada de inicio de dicha acción. En cambio, el sistema de alta

montaña se entiende a partir del reconocimiento del piso crionival de alta montaña y el “desborde” de su dinámica hacia zonas inferiores.

Por ello y, como se manifiesta en este trabajo, en la actividad diferencial de los depósitos de base de vertiente está la clave para diferenciar el dominio del sistema de alta montaña con respecto al sistema de media montaña.

- Dinámica geomorfológica del paisaje de montaña.

La montaña conforma un paisaje donde sus formas dan cuenta de la acción enérgica y persistente de los diversos mecanismos modeladores del relieve. Formas que han sido, principalmente, materia de estudio de la disciplina geomorfológica, de cuyo análisis morfodinámico tradicional se expone principalmente los procesos exógenos dominantes en una región y su grado de actividad o intensidad actual (LUGO, 1988). Por ello, los mapas morfodinámicos representan la funcionalidad de los procesos, incluyendo formas heredadas de dinámica no funcionales (PEÑA, 1997).

Sin embargo, según ECHEVERRÍA (1997), con la consolidación teórica de la geomorfología tradicional, en el último tiempo se ha profundizado en la faceta aplicada del estudio del relieve, de manera que muchos especialistas de otras materias trabajan con geomorfólogos de forma interdisciplinaria. De esta manera, la geomorfología ha ido enriqueciéndose con esquemas provenientes de otras disciplinas, moviéndose en contextos variados, desde el puramente geomorfológico a otros de carácter socio-económico, ambiental o administrativo. También se reconoce el avance de algunas herramientas de trabajo como los SIG, que se han convertido en indispensables, tanto en la etapa de manejo, en la presentación, como en la combinación e interpretación de datos referidos a distintos elementos del territorio.

En algunos casos, como en el de los riesgos relacionados con movimientos de terreno, ECHEVERRÍA (1997) afirma que, las cartografías apoyadas en información exclusivamente geomorfológica tienden a ser un tanto subjetivas y de difícil comparación, de aquí que se intenten cartografías donde se barajan distintos factores de inestabilidad de la ladera seleccionados, codificados y ponderados.

Por lo tanto, a partir de la geomorfología tradicional, se reconoce la existencia de diferentes formas de aproximación al estudio del relieve, considerando los aportes de otras disciplinas y el avance de distintas herramientas de trabajo.

En este caso, la montaña al ser reconocida desde la perspectiva geoecológica, se comprende como un sistema complejo compuesto por diferentes subsistemas dependientes entre sí por múltiples vínculos (GARCÍA-RUIZ, 1990), siendo, el desarrollo vertical de sus procesos

morfogenéticos, el factor fundamental que da coherencia al paisaje geomorfológico de montaña.

Así, en este ámbito, GALLART (1990) reconoce que la teoría geomorfológica actual defiende que en cada sector de la superficie terrestre los procesos morfogenéticos forman parte de un sistema de procesos y factores ambientales interrelacionados y en equilibrio; factores que, aislada o conjuntamente, incorporan una gran diversidad geomorfológica al espacio montano organizando y, distribuyendo los procesos de evolución de vertientes (ARNAEZ- VADILLO, 1990). En consecuencia, la morfodinámica de montaña puede ser entendida como el resultado de la interacción sistémica de un conjunto de procesos y factores ambientales que inciden en la dinámica geomorfológica del paisaje de montaña.

CAPÍTULO 6. CONCLUSIONES.

Del desarrollo de la propuesta metodológica se concluye que, a partir del análisis de los factores derivados de la hipótesis de trabajo se articulan una serie de elementos geomorfológicos que dan cuenta de la *diversidad, inestabilidad y organización espacio-temporal* de la montaña y, de cuya integración y síntesis se logró determinar la dinámica geomorfológica actual del paisaje de montaña del área de estudio.

Dichos elementos se presentan en el área de estudio, a partir del reconocimiento de los siguientes aspectos que corresponden, sistemáticamente, al propósito de los cinco primeros objetivos específicos, éstos son:

- Se reconoce y delimita el sistema de vertientes y el sistema de depósitos de base de vertiente. El primero corresponde, principalmente, a formas de laderas de caída, talud de transporte, interfluvios y superficies de erosión residual, mientras que, el segundo, se asocia a formas de depósitos coluvio-aluviales.
- Se reconoce, en el área de estudio, la existencia de un piso crionival de alta montaña, definido por el *timberline* superior situada en la cota 1.500 m.s.n.m y la línea de nieve del Pleistoceno situada en la cota 1.800 m.s.n.m. Dicho piso se asocia a la zona de altas cumbres del macizo central de Altos de Cantillana.
- Se reconoce, en el área de estudio, la dinámica generada por la susceptibilidad del sistema de vertientes a la acción de flujos de detritos (**SvFd**), que se manifiesta en cuatro categorías de **SvFd** (Muy Alta, Alta, Moderada y Baja), donde los mayores valores se distribuyen en zonas de cabeceras y altas cumbres asociadas al macizo central de Altos de Cantillana, desde donde se desprenden una serie de estribaciones que descienden gradualmente en altura, las que asumen valores bajos a moderados de **SvFd**.
- Se reconoce, en el sistema de depósitos de base de vertiente del área de estudio, el predominio de dos estilos morfológicos de abanicos aluviales, los que presentan diferencias sustanciales en cuanto a su dinámica sedimentaria. Así, los depósitos correspondientes a conos aluviales se muestran más expuestos a una condición general de biostasia y a la acción de procesos secundarios. Los depósitos, asociados a abanicos aluviales complejos, presentan una mayor actividad sedimentaria, reflejo de un *continuum* de procesos que gradan desde procesos gravitacionales en zonas proximales del abanico a procesos ligados a la acción de flujos canalizados de inundación en zonas distales del abanico.

Finalmente, de la integración y síntesis de estos elementos, correspondiente al último objetivo específico y al propósito general de este trabajo, se interpreta la dinámica geomorfológica a partir del reconocimiento del dominio de sistemas de alta y media montaña.

El paisaje de montaña del área de estudio se caracteriza por presentar una dinámica geomorfológica actual asociada a la existencia de un piso crionival de alta montaña, que se circunscribe al cordón montañoso del macizo central de Altos de Cantillana, desde donde se desprenden los mayores valores de susceptibilidad a ocurrencia de flujos de detritos del sistema de vertientes, debido a la mayor disponibilidad de materiales débilmente sostenidos. Asociados a la disponibilidad de materiales que entrega este macizo, se reconocen un conjunto abanicos aluviales mayores que, si bien, son de una morfogénesis pasada y están afectados en mayor o menor grado bajo una condición de biostásia, presentan una dinámica sedimentaria asociada a la actividad de procesos gravitacionales en sus ápices y procesos de flujos de agua concentrados en sus zonas distales.

Sobre niveles inferiores representados por las estribaciones de la parte media y baja de los esteros Cholqui, Popeta y Culiprán, que no reciben la influencia del sistema de alta montaña, se reconoce un sistema de media montaña, donde la acción estabilizadora de la vegetación unido a una suavización general del relieve se traduce en una menor disponibilidad de materiales a ser potencialmente movilizados desde el sistema de vertientes (que adquiere valores de susceptibilidad a la ocurrencia de flujos de detritos bajos a moderados), lo que repercute en la escasa actividad sedimentaria de procesos primarios sobre conos aluviales. Sin embargo, cuando en vertientes dominan condiciones estructurales, esto puede contribuir significativamente al aporte de materiales en bloques sobre las zonas proximales de los conos aluviales.

BIBLIOGRAFÍA.

ARAYA-VERGARA J. 1985. Análisis de la Carta Geomorfológica de la Cuenca del Mapocho. Informaciones Geográficas. Chile. N° 32, pág 31-44.

ARAYA-VERGARA, J. 1996. Primeras experiencias con una clasificación dinámica de vertientes de montaña. En I Taller Internacional de Geoecología de Montaña y Desarrollo Sustentable de los Andes del Sur. Santiago: Universidad de Chile-Unicef-The United Nations University, pág. 389-399.

ARNÁEZ-VADILLO, J. 1990. Dinámica y organización espacial de los procesos de evolución de vertientes de montaña. En: Geoecología de las áreas de montaña. J.M García-Ruiz (Ed.). Geoforma Ediciones. Logroño, pág. 33-57.

AYALA L., 1996. Hidráulica de los fenómenos de remoción en masa: Corrientes de detritos y flujos de barro. Curso Pre-XVII Congreso Latinoamericano de Hidráulica, Guayaquil, Ecuador.

BELMONTE y ROMERO. 1998. La cubierta vegetal en las regiones áridas y semiáridas: Consecuencias de la interceptación de la lluvia en la protección del suelo y los recursos hídricos. Norba. Revista de Geografía, N° 10, pág 9-22.

BENDA & DUNE, 1997. Stochastic Forcing of Sediment Supply to Channel Networks from Landsliding and Debris Flow. Water Resources Research, Vol. 33, N° 12, pag. 2849–2863.

BENDA, L; HASSAN, M; CHURCH, M; MAY, C. 2005. Geomorphology of Steepland Headwaters: The Transition from Hillslopes to Channels. Journal of the American Water Resources Association. Middleburg Tomo41, N° 4; pg. 835, 17 pgs

BARREDO J. 1996. Sistemas de Información Geográfica y Evaluación Multicriterio en la Ordenación del Territorio, Editorial RA-MA, Madrid.

BLAIR & Mc PHERSON. 1994. Alluvial Fans Processes and Forms. Geomorphology of Desert Environments. Chapman & Hall, London.

BLISSENBACH, E. 1964. Geology of Alluvial Fans in Semiarid Regions. Bulletin of the Geological society of America. Vol. 55, pág 176-190.

BUOL, S; HOLE, F. y MCCRACKENS, R.J. 1990. Génesis y Clasificación de Suelos. Editorial Trillas. México

BULL, W. 1964a. Alluvial Fans and Near-Surface Subsidence in Western Fresno County, California. Geological Survey Professional Paper 437-A.

BULL, W. 1964b. Geomorphology of Segmented Alluvial fans in Western Fresno County, California. Erosion and Sedimentation in Semiarid Environment. United States Geological Survey Professional Paper, 352E, pág. 89–129.

CASTROVIEJO y GARCÍA RUIZ. 1990. Coladas de piedras (debris flow) y Dinámica Fluvial en los Rios Torenciales del Pirineo Central: El Caso del Río Ijuez. Cuadernos I. Geográfica, N° 16, pág. 55-72. Logroño. España.

CIREN-CORFO. 1996. Descripciones de suelos materiales y símbolos. Estudio Agrológico Región Metropolitana, Centro de Información de Recursos Naturales.

CIREN-CORFO. 1990. Atlas Agroclimático de Chile, regiones de la IV a la IX. Publicación N° 87.

CONAF-BIRF. 1995. Catastro y Evaluación de Recursos Vegetacionales Nativos de Chile. Proyecto CONAF-BIRF. Manual de Cartografía de la Vegetación. Universidad Austral de Chile. Pontificia Universidad Católica de Temuco. Geotecnia Consultores.

CORVALÁN y MUNIZAGA. 1972. Edades Radiométricas de Rocas Intrusitas y Metamórficas de la Hoja Valparaíso – San Antonio. Escala 1:250.000. Boletín N°28. Instituto de Investigaciones Geológicas.

COQUE. R., 1984. Geomorfología (traducido por Julio Muñoz Jiménez y Isabel Pérez Villanueva Tobar) Alianza, Madrid.

CHUVIECO 2002. Teledetección ambiental: la observación de la tierra desde el espacio. 1a. ed. Ariel. Barcelona.

diCASTRI y HAJEK. 1976. Bioclimatología de Chile. Vicerretoría Académica de la Universidad Católica de Chile.

EASTMAN. 2003. IDRISI Kilimanjaro. Guide to GIS and Image Processing. Clark Labs. Clark University. USA.

ECHEVERRIA. M.T. 1997. Cartografía Geomorfológica Temática y Aplicada. En: Cartografía Geomorfológica Temática y Aplicada. J.L Peña (ed). Geoforma Ediciones. Logroño, pág. 145-179.

ELMES. 2006. Análisis y evaluación de riesgos por movimientos en masa, inundación y sismicidad en el piedmont de la comuna de Puente Alto. Carmen Paz Castro Correa. Tesis para optar al título de Geógrafo. Escuela de Geografía. Universidad de Chile.

EULA. 2006. Establecimiento de un Ordenamiento Territorial Orientado a la Protección y Uso Sustentable del área del Cordón de Cantillana. Informe Final Centro EULA Chile, Universidad de Concepción.

FEMA. 1989. Federal Emergency Management Agency. EEUU. Landslide Loss Reduction: A Guide for State and Local Government. Earthquake Hazards Reduction. FEMA 182. Series 52.

FEMA. 2000. Federal Emergency Management Agency. EEUU. Guiderlines for Determining Flood Hazards on Aluvial Fans.

FIGUEROA, H. 1992. El Relieve de la Alta Cordillera de la Costa en las Regiones de Valparaíso y Santiago. Revista Geográfica de Valparaíso. N° 22-23, pag. 167-174.

FERNÁNDEZ y LUTZ, 2003. Procesos de Remoción en Masa y Erosión Fluvial en la Quebrada del río Los Sosa, Provincia de Tucuman. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 58 (2), p. 255-266.

GAJARDO, R. 1994. La vegetación natural de Chile. Clasificación y distribución geográfica. Editorial Universitaria, Santiago.

GALLART, F. 1990. El papel de los sucesos lluviosos de baja frecuencia en la evolución geomorfológica de las áreas de montañosas. En: Geoecología de las áreas de montaña. J.M García-Ruiz (Ed.). Geoforma Ediciones. Logroño, pág. 33-57.

GONZÁLEZ, J. 2006. El macizo central de los picos de Europa: Geomorfología y sus implicaciones geoecológicas en la alta montaña cantábrica. Tesis doctoral para optar al título de Doctor en Geografía. Departamento de Geografía, Urbanismo y Ordenación del Territorio Universidad de Cantabria.

GARCÍA-RUIZ, J.M. 1990. La montaña: Una perspectiva geoecológica. En: Geoecología de las áreas de montaña. J.M García-Ruiz (Ed.). Geoforma Ediciones. Logroño, pág. 16-31.

GIRAUD, R. 2005. Guidelines for the Geologic Evaluation of Debris-Flow Hazards on Alluvial Fans in Utah. Miscellaneous Publication 05-6. Utah Geological Survey. Utah Department of Natural Resources.

HARVEY, A; MATHER, A; STOKES, M. 2005. Alluvial fans: geomorphology, dynamics-introduction. A review of alluvial-fan reseach. Geological Society, London, Special Publications. Vol. 251, pág. 1-7.

HAUSER, A. 1993. Remociones en Masa en Chile. Servicio Nacional de Geología y Minería. Boletín N° 45.

HOOKE, R. 1968. Steady-State Relationships on arid-region Alluvial Fans in Closed Basins. American Journal of Science. Vol. 256, pág. 609-629.

HUABIN W; GANGJUN L; WEIYA X and GONGHUI W, 2005. Gis-based landslide hazard assessment. An overview. Progress in Physical Geography 29, 4. pág. 548-567.

IGM. 1983. Colección Geografía de Chile. Geografía de los Climas. Vol. 11.

JAKOB M. and JORDAN P., 2001. Design flood estimates in mountain streams.The need for a geomorphic approach. Canada. Civil Engineering Journal 28, pág. 425–439.

KELLERHALS and CHURCH, 1990. Hazard Management on Fans, whit Examples from British Columbia. En: Alluvial fans : a field approach. Andrzej H. Rachocki and Michael Church (Ed).

KOTARBA, A. 1984. Elevational diferentiation of slope geomorphic processes in the Polish Trata Mountains. Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica. 18, pág.117-133.

KOTARBA, A. 1992. High-energy geomorphic events in the Trata Mountains. Geografiska Annaler, 74 a (2-3), pág.123-131.

LECCE, 1990. The Aluvial Fans Problem. En: Alluvial fans: a field approach. Andrzej H. Rachocki and Michael Church (Ed).

LEE S., CHOI J., & MIN K. 2004. Probabilistic landslide hazard mapping using GIS and remote sensing data at Boun, Korea. Int. J. Remote Sensing, Vol. 25, No. 11, pág. 2037–2052.

LUEBERT y PLISCOFF, 2004. Clasificación de Pisos de Vegetación y Análisis de Representatividad de Áreas Propuestas para la Protección en Chile. Informe 1. Pisos de vegetación de la Zona Centro Norte de Chile (IV-VI). CONAMA. CHILE.

LUEBERT, F; VILLAGRÁN, C; MUÑOZ-SCHICK, M; MOREIRA-MUÑOZ. 2000. Caracterización florística y Pisos de Vegetación en los Andes de Santiago, Chile central. Bol. Mus. Hist. Nat. (Chile) 49, pág. 9-50.

LUGO, J. 1988. Elementos de Geomorfología Aplicada (Métodos Cartográficos). Instituto de Geografía. Universidad Nacional Autónoma de México, D.F.

LLIBOUTRY 1956. Nieves y glaciares de Chile: fundamentos de glaciología. Ediciones de la Universidad de Chile. Santiago.

Mc ARTHUR, J. 1987. The characteristics, classification and origin of late Pleistocene fan deposits in the Cass Basin, Canterbury, New Zealand. *Sedimentology* N° 34, pág 459-471.

Mc DOUGALL and HUNGR. 2005. Dynamic Modelling of Entrainment in Rapid Landslide. *Geotech. Journal*. Numero 42, pág. 1437 – 1448.

MAY C., 2002. Debris Flows Through Different Forest Age. Classes in The Central Oregon Coast Range. *Journal of the American Water Resources Association*. Vol. 38, Numero 4.

M. MATTERA; M. CARRASCO; J. DE PEDRAZA; J.F. MARTÍN-DUQUE; 2005. Mapa de susceptibilidad entre Idrisi32 y Bayes. Resumen del Proyecto de Investigación analítica de Susceptibilidad a los movimientos de ladera del Valle de Jerte. IGME. España.

NEMEC, W. & POSTMA, G. 1995. Quaternary alluvial fans in southwestern Crete: sedimentation processes and geomorphic evolution. Reply to Discussion by T.C. Blair & J.G. McPherson. *Sedimentology* 42, pág. 535-549.

OTAS. 2002. Proyecto Bases para un Ordenamiento Territorial Ambientalmente Sustentable para la Región Metropolitana de Santiago (OTAS). Primera Etapa Sistema de Información Georreferenciado para la Región Metropolitana de Santiago. Componente Clima. Universidad de Chile Departamento de Investigación y Desarrollo - Gobierno Regional de Santiago.

ONDA, Y. 2004. Hillslope hydrology and mass movements in the Japanese Alps. En: *Mountain Geomorphology*. Philip N. Owen y Olav Slaymaker (Ed.). London: Edward Arnold. pág. 153-164.

OWEN P. y O. SLAYMAKER 2004. An introduction to mountain geomorphology. En *Mountain Geomorphology*. Philip N. Owen y Olav Slaymaker (Ed.). London: Edward Arnold. pág. 3-29.

PEDRAZA J. 1996. Geomorfología: Principios, Métodos y Aplicaciones. Editorial Rueda. Madrid. España.

PNUD. 2004. Documento del Proyecto PNUD. Proyecto de tamaño medio PNUD-FMAM. Gobierno de Chile. Programa de Naciones Unidas para el Desarrollo. Conservación de la Biodiversidad en los Altos de Cantillana. Chile PIMS 1668.

QUINTANILLA, V. 1981. Carta de las formaciones vegetales de Chile. Universidad de Santiago de Chile, Contribuciones Científicas y Tecnológicas, Área Geociencias I, 11 (47).

RAE. 2001. Diccionario de la lengua española, vigésima segunda edición, Espasa Calpe, Madrid.

RAFAELLI, 2003. Paisaje Erosivo en Cuencas de Montaña. Modelación con Extrapolación Espacial Ascendente. Tesis de Doctorado en Ciencias de la Ingeniería. Universidad Nacional de Córdoba.

RUGIERO, V. 2006. Suelos potencialmente aptos para revegetación o uso agrícola a partir de la utilización de biosólidos provenientes de las plantas de tratamiento de aguas servidas en la provincia de Chacabuco, Región Metropolitana. Tesis para optar al título de Geógrafo. Escuela de Geografía. Universidad de Chile.

SCHUMM, S. 1977. The Fluvial System. Wiley. New York.

SEKHAR. 2006. Effect of Vegetation on Debris Flow Initiation. Conceptualisation and Parameterisation of a Dynamic Model for Debris Flow Initiation in Tikovil River Basin, Kerala, India, using PCRaster. International Institute for Geo-Information Science and Earth Observation Enschede, The Netherlands and Indian Institute Of Remote Sensing (Nrsa) Dehradun, India.

SELLES D; GANA P; 2001. Geología del área Talagante – San Francisco de Mostazal. Escala 1:100.000. Serie Geología Básica N° 74. Servicio Nacional de Geología y Minería.

SEPÚLVEDA, S. 1998. Metodología para Evaluar el Peligro de Flujos de Detritos en ambientes montañosos. Aplicación en la Quebrada Lo Cañas, Región Metropolitana. Memoria para optar al Título de Geólogo. Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas. Departamento de Geología. Universidad de Chile.

SEPÚLVEDA, S. 2000. Metodología de Evaluación del Peligro de Flujos de Detritos en ambientes montañosos. Departamento de Geología. Universidad de Chile. Comunicaciones N° 51, pág. 3-28.

SEPULVEDA, J. 2002. Líneas estratégicas de un plan de protección para Altos de Cantillana y las cuencas altas de Aculeo. Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Forestales, Escuela de Ciencias Forestales, Departamento de Manejo de Recursos Naturales. Memoria para optar al título de Ingeniero Forestal.

SNET. 2004. Servicio Nacional de Estudios Territoriales. Memoria Técnica Para el Mapa de Susceptibilidad de Deslizamientos de Tierra en el Salvador. Ministerio de Medio Ambiente y Recursos Naturales, El Salvador.

SOTO, M.V y CASTRO, C.P. 2003. Morfodinámica moderna de vertientes periglaciales de alta montaña, la cuenca del Río Cachapoal, Chile Central. Investigaciones Geográficas, Universidad de Chile. 37.

SOTO, M.V; CASTRO, C.P; MAERKER, M; RODOLFI, G; PADILLA, R. 2006. Procesos Geodinámicos Actuales en Ambiente de Media y Baja Montaña. Borde Meridional de la Cuenca del río Maipo, Región Metropolitana de Santiago. Revista de Geografía Norte Grande. Pontificia Universidad Católica de Chile. Instituto de Geografía. Numero 35, pág. 77-95.

SUÁREZ. 1998. Deslizamientos y Estabilidad de Taludes en Zonas Tropicales. Universidad Industrial de Santander. Colombia.

THIELE R. 1980. Geología de la Hoja Santiago. Escala 1:250.000. Carta N° 39. Instituto de Investigaciones Geológicas.

UNEP-WCMC. 2000. United Nation Environment Programme-World Consevation Monitoring Centre. Mountains of the world-2000. Cambridge, UK.

USGS. 2004. U.S. Geological Survey. Landslides types and processes, fact sheet 2004-3072.

VARNES, D.J. 1984. Landslide hazard zonation: a review of principles and practice. Commission on Landslides of IAEG. UNESCO. Natural Hazards. No. 3. pág 10-61.

VILLA, R. 2002. Historia del clima y la vegetación de Chile Central durante el Holoceno: una reconstrucción basada en el análisis de polen, sedimentos, microalgas y carbón. Tesis (Doctor en ciencias con mención en ecología y biología evolutiva). Universidad de Chile, Facultad de Ciencias.

WALL, R., GANA P. y GUTIÉRREZ, A. 1996. Mapa Geológico del área de San Antonio-Melipilla. Escala 1:100.000. Santiago: Servicio Nacional de Geología y Minería, Serie Geología Básica n° 2.

WHITTOW, R. 1984. Diccionario de Geografía Física. Traducido por Blanca Tello y Ricardo Torcal. Edt. Alianza, Madrid.

YAÑEZ, G; GANA, P; FERNANDEZ, R. 1998. Origen y significado geológico de la Anomalía Melipilla, Chile central. Rev. geol. Chile vol. 25 n.2.

Consultado en septiembre 2006.

DIRECCIÓN METEOROLÓGICA DE CHILE (DMCh). 2006.
http://www.meteochile.cl/climas/climas_region_metropolitana.html