UNIVERSIDAD DE CHILE
Facultad de Arquitectura y Urbanismo
Escuela de Pregrado
Carrera de Geografía

MODELACIÓN HIDROLÓGICA DE LA CUENCA ALTA DEL RÍO MAIPO MEDIANTE LA APLICACIÓN DEL SOFTWARE "COLD REGION HYDROLOGICAL MODEL" (2008-2012)

Memoria para optar al título de Geógrafo

YOHANN ALFREDO VIDELA GIERING

Profesor Guía: Francisco Ferrando Acuña

SANTIAGO – CHILE
2013

RESUMEN

La Hidrología de nieves en ambientes de montaña, cumple un rol fundamental en la disponibilidad de los recursos hídricos en zonas de climatología templada y con efectos de altura, ya que la magnitud de la nieve acumulada, su distribución espacial y temporal es de suma importancia para determinar la disponibilidad de agua en la temporada de fusión y llevar adelante diferentes actividades productivas.
En esta investigación se modela y evalúan los principales fenómenos del ciclo hidrológico nival mediante la utilización del software Cold Region Hydrological Model (Pomeroy et al., 2007), el cual corresponde a un modelo hidrológico de base física especializado para regiones con climas fríos.
El análisis se efectúa para la cuenca Alta de Río Maipo, en la zona Central de Chile, de ±4900 km^2 y con elevaciones entre los 800 y 6500 msnm. Del trabajo se concluye que existe una distribución diferencial de la cobertura nival en el área de estudio, determinada principalmente por la geomorfología abrupta del terreno. Estos factores han sido considerados en la parametrización del modelo, mostrando variaciones considerables en los tiempos de almacenamiento, lapsos de fusión, tasas de infiltración y drenaje de la cuenca. Los escenarios hipotéticos modelados demuestran notorios cambios en los hidrogramas, demostrando la frágil condición climática e hidrológica de esta cuenca de Chile Central.

ABSTRACT

Snow hydrology in mountain environments plays an important role in the availability of hydrologycal resources in warm climate areas and height effects, since the magnitude of snowpack, its spatial and temporal distribution is very important to determine the availability of water in the snowmelt season and take forward different productive activities.

This investigation models and assess the main phenomena hydrological cycle of snow using the software Cold Region Hydrological Model (Pomeroy et al., 2007), which corresponds to a physically based hydrological model, specialized in cold climate regions.

The analysis is performed for the high Maipo River basin, in Chile's central zone of ± 4900 km2, with elevations between 800 and 6500 meters above sea level. The paper concludes that there is a differential distribution of snow cover in the study area, determined mainly by steep terrain geomorphology. These factors have been considered in the parameterization of the model, showing considerable variation in storage time, melting intervals, infiltration rates and drainage basin. The fictional scenarios modeled demonstrate noticeable changes in the hydrograph, showing the fragile climate and hydrological condition of this basin of Central Chile.

AGRADECIMIENTOS

Quisiera expresar mi más profundo y sincero agradecimiento a todas aquellas personas que con su ayuda y apoyo incondicional permitieron completar una etapa importante dentro de mi vida.

En primer lugar agradecer a mis padres Alfredo y Herminda, por su amor, trabajo, y sacrificio en todos estos años, por enseñarme a tener fe en mí mismo, y en lo que me rodea. También por enseñarme a luchar por mis metas para conseguirlas. Gracias a ustedes he logrado llegar hasta aquí y convertirme en lo que soy. A mi abuelita Leonor por haber cuidado de mi los primeros años de mi vida e inculcar valores y principios de familia. A mi abuelito Yohann (el Chime), por su enorme sabiduría, consejos y amor que siempre me brindó y aunque ya no estés con nosotros, sé que siempre estuviste junto a mi apoyándome en todo. A mi tío Rodolfo por cuidarme en todo momento y ser un hermano cuando aún no lo tenía, a mi tío Juan por su enorme cariño, amor y esperanza que siempre ha tenido en mí. A todos mis hermanos, en especial a Diego y Naty, mis regalones, por ser mi motivo y esperanza de vida, los amo demasiado, y les deseo lo mejor del mundo. A mi tía Rosa, nose que haría sin ella, la quiero demasiado, y cada día se hace más importante dentro mi vida.

Agradecer también al Profesor Francisco Ferrando, guía de esta investigación, por la orientación, el seguimiento y la supervisión continúa de la misma, pero sobre todo por la motivación y el apoyo recibido a lo largo de todos estos años. Al profesor James McPhee, director de proyecto, por su confianza, disposición y buena onda en todo momento, por haberme dado la oportunidad de trabajar junto a su equipo de investigación y haber participado de sus capacitaciones y campañas de terreno, por sus consejos académicos, de vida y por todas las oportunidades brindadas a lo largo de este período. Al Profesor Pablo Sarricolea, por su inmediata y continua disposición a ayudarme a cambio de nada, Pablo eres una gran persona, sinceramente gracias.

A la UGN-DGA, en especial a Alexis, Gonzalo (terrible e' jefe) y Armando por todas las molestias, los consejos, y por ser excelentes personas y haberme enseñado tantas cosas durante mi práctica profesional.

Un abrazo gigante a mi amiga incondicional Nicole Jorquera, por estar siempre ahí cuando más la necesitaba, por darme el apoyo y salida a los obstáculos que nos pone la vida y por confiar en mí y en mis tonteras. A mis amigos de siempre Danilo, Alexis y Yonathan, por ser como son, por todas las aventuras vividas aun cuando dábamos nuestros primeros pasos, espero que nuestra amistad perdure por siempre a pesar de la distancia que exista. A mis compañeros y amigos de Universidad, Hugo, Pancho, Huala e Ignacio, por compartir más allá de un periodo académico y conocer de "verdad" lo que es vida universitaria, a mis compañeras Karly Cami, Angie y Naty Cat, por estar siempre presentes y brindar tanta buena onda y compañía. A todos ustedes agradecerles por esas interminables noches de estudio y carrete que pasamos.

Finalmente agradecerle a Dios por haberme permitido vivir hasta este día, haberme guiado a lo largo de mi vida, por ser un apoyo, mi luz y mi camino.

ÍNDICE DE CONTENIDO

CAPÍTULO I PRESENTACIÓN 15
1.1 INTRODUCCIÓN 15
1.2 PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA 16
1.2.1 Contexto país 16
1.2.2 Justificación 16
1.2.3 Alcances 17
1.3 ÁREA DE ESTUDIO 17
1.4 OBJETIVOS 19
1.4.1 Objetivo general 19
1.4.2 Objetivos específicos 19
CAPÍTULO II ANTECENDENTES TEÓRICO-METODOLÓGICOS 20
2.1 FUNDAMENTOS DE LA HIDROLOGIA DE SUPERFICIE 20
2.1.1 Cuenca hidrográfica 20
2.1.2 Características de la cuenca y los cauces 20
2.1.3 Topografía de cuenca 22
2.1.4 Curva hipsométrica 23
2.2 CONCEPTOS GENERALES DE LA HIDROLOGÍA DE NIEVES EN CUENCAS DE MONTAÑA 24
2.2.1 Cobertura nival 25
2.2.2 Transporte de nieve por el viento 26
2.2.3 Redistribución 27
2.2.4 Sublimación estática 28
2.2.5 Sublimación dinámica 29
2.2.6 Intercepción de la nieve por la cubierta vegetal 29
2.2.7 Distribución de la cubierta nival 30
2.2.8 Equivalente en agua *(SWE)* 31
2.3 ASPECTOS DE METEOROLOGÍA LOCAL 32
2.3.1 Evaporación 32
2.4. ASPECTOS DE PERCEPCIÓN REMOTA APLICADA 33
2.4.1 Percepción remota en ambientes nivales. 33
2.4.2 Índice de Vegetación Diferencial Normalizado (Ndvi) 34

2.5 MODELACIÓN HIDROLÓGICA EN AMBIENTES DE MONTAÑA 35
2.5.1 Tipos de modelación 35
2.5.2 Representatividad espacial 36
2.5.3 Unidades de respuesta hidrológica o URH's 37
2.5.4 Concepto de Regionalización en modelación Hidrológica. 38
2.5.5 El Modelo Hidrológico para Regiones Frías (CRHM) 39
2.5.6 Aplicabilidad del modelo 40
2.5.7 Módulos a utilizar 41
CAPITULO III ANTECEDENTES GENERALES 48
3.1 CUENCA DEL RÍO MAIPO 48
3.1.1 Contexto total de la cuenca. 48
3.1.2 Sistema Físico Natural 49
3.2 CARACTERIZACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO 51
3.2.1 Delimitación hidrológica del área 51
3.2.2 Geomorfología del área 53
3.2.3 Información Fluviométrica 55
3.2.4 Descripción de estaciones Fluviométricas 57
3.2.5 Descripción de las Estaciones de Aforo según Curva de Variación Estacional CVE 57
CAPITLO IV METODOLOGIA 67
4.1 MATERIALES 67
4.1.1 Espaciales 67
4.1.2 Archivos vectoriales shapefile (SHP) 67
4.1.3 Estadísticas 67
4.1.4 Software 68
4.2 PREPARACIÓN DE LAS BASES DE DATOS 68
4.2.1 Precipitación 68
4.2.2 Estimación de precipitaciones areales. 69
4.2.3 Estimación y generación de la superficie de precipitación media anual basado en inverso a la distancia con corrección topográfica. 73
4.2.4 Temperatura 78
4.2.5 Humedad relativa 79
4.2.6 Velocidad del viento 80
4.3 ZONIFICACIÓN 81

4.3.1 Delimitación de URH's 81
4.3.2 Estandarización de URH's 90
4.4 CONSTRUCCION DEL MODELO 91
4.4.1 Estructura general del modelo 91
4.4.2 Configuración de parámetros asociados a cada URH 92
CAPITULO V RESULTADOS 96
5.1 EVALUACIÓN DEL MODELAMIENTO. 96
5.1.1 Módulo Nieve: Prairie Blowing Snow Model (PBSM) Pomeroy and Li, (1999) .. 96
5.1.2 Modulo de Caudales, Redes de flujo "Netroute" 111
5.1.3 Evaluación de caudales en URH's para el modelo 2 módulo "Inflow" 115
5.2 VALIDACIÓN DEL MODELO 121
5.2.1 Correlación de Caudales modelados v/s observados 121
5.2.2 Curva de Agotamiento 122
5.2.3 Información de imágenes Satelitales MODIS 122
5.3 SIMULACIÓN DE ESCENARIOS HIPOTÉTICOS 123
5.3.1 Déficit de precipitaciones en un 25 y 30% para el período de análisis. 124
5.3.2 Aumento de temperatura en 1 y 2 ºC para el período de análisis 124
5.3.3 Simulación de caudales bajo condiciones de: disminución de precipitaciones en un 25% y aumento de temperaturas en 1ºC para el período de análisis. 125
5.3.4 Simulación de caudales bajo condiciones de: disminución de precipitaciones en un 30% y aumento de temperaturas en 2ºC para el período de análisis. 125
5.3.5 Resumen de simulaciones 126
CAPITULO VI DISCUSIONES, CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES FINALES 128
6.1 DISCUSIONES 128
6.1.1 Acerca de la base de datos 128
6.1.2 Acerca de la modelación espacial e hidrológica. 128
6.1.3 Acerca del modelo de nieve 129
6.1.4 Acerca del modelo de caudales. 130
6.1.5 Acerca la simulación de escenarios hipotéticos 130
6.2 CONCLUSIONES 131
6.3 RECOMENDACIONES FINALES 132
CAPITULO VII BIBLIOGRAFÍA Y REFERENCIAS 133
CAPITULO VIII ANEXOS 139
8.1MODELO 1 - 40 URH'S 139

8.1.1Tabla Resumen - Parámetros de subcuencas 05700, 05701, 05702, 05703 . 139
8.1.2 Tabla Resumen - Parámetros de subcuencas 05704, 05705, 05706, 05707 140
8.2 MODELO 2 - 45 URH'S 141
8.2.1 Tabla Resumen - Parámetros de subcuenca 05700. 141
8.2.2 Tabla Resumen - Parámetros de subcuenca 05701 142
8.2.3 Tabla Resumen - Parámetros de subcuenca 05702 143
8.2.4 Tabla Resumen - Parámetros de subcuenca 05703 144
8.2.5 Tabla Resumen - Parámetros de subcuenca 05704 145
8.2.6 Tabla Resumen - Parámetros de subcuenca 05705 146
8.2.7 Tabla Resumen - Parámetros de subcuenca 05706 147
8.2.8 Tabla Resumen - Parámetros de subcuenca 05707 148
8.3 CURVAS HIPSOMÉTRICAS DE SUBCUENCAS. 149
8.4 ZONIFICACIÓN 151
8.4.1 Delimitación del área 151
8.5 NDVI UTILIZADO EN MODELO 2 153
8.6 CONFIGURACIÓN DE OBSERVACIONES. 154
8.7 METODOLOGÍAS DE CÁLCULO UTILIZADA EN CRHM 156
8.7.1 Módulo de albedo 156
8.7.2 Módulo de radiación neta "Netall" 156
8.7.2 Módulo de deshielo Energy Budget Snow Model (EBSM) 156
8.7.3 Módulo de Evaporación *Evap* 157

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.- Cuenca alta del rio Maipo; área de estudio 18
Figura 2.- Esquematización de una cuenca hidrográfica de superficie. 20
Figura 3.- Componentes topográficos de una cuenca Hidrográfica de superficie 21
Figura 4.- Pendiente de la cuenca a lo largo del cauce. 22
Figura 5.- Esquematización de la pendiente del cauce principal a 22
Figura 6.- Esquematización de la Pendiente del cauce principal b 23
Figura 7.- Relación espacial y temporal de procesos hidrológicos y meteorológicos. 24
Figura 8.- blowing snow process transporte de nieve por viento, desde laderas con precipitación Barlovento a laderas sin precipitación sotavento. 27

Figura 9.- Perfil Fitogeográfico del área de estudio 33º 30’ - 34º 00’ de latitud Sur 30

Figura 10.- Intercambio de energía mediante evaporación. 32

Figura 11.- Comportamiento espectral de distintos tipos de nieve y hielo. Diferencias en el comportamiento espectral de distintos tipos de nieve y hielo: nieve fresca (fresh snow), Neviza (firn), hielo glaciar (glacier ice), hielo y hielo cubierto de detrito (dirty glacier ice). 34

Figura 12.- Esquema a), derecha **modelo 1** Secuencial Hidrológico en CRHM. Esquema b) Izquierda **Modelo 2** basado en una sumatoria de Unidades. 38

Figura 13.- Imagen extraída de plataforma CRHM; licencia de software de modelamiento hidrológico. 41

Figura 14.- Imagen extraída de plataforma CRHM; módulos para construir modelo. 41

Figura 15.- Modificada de plataforma CRHM; Esquema simplificado de módulos para construir modelo. 44

Figura 16.- Comportamiento de temperatura y precipitaciones medias a 2500 msnm – Período de análisis 2001- 2012. 50

Figura 17.- Precipitaciones medias anuales registradas en la Estación Quinta Normal período de análisis 2000-2012. 51

Figura 18.- Subdivisión de cuenca alta del rio Maipo de la Dirección General de Aguas (2000) 52

Figura 19.- Modelo tridimensional del área de estudio. Abajo perfil topográfico longitudinal y transversal de la cuenca. 54

Figura 20.- Localización de estaciones de medición en la Cuenca Alta del Río Maipo..... 56

Figura 21.- Comparación de caudales entre estaciones Fluviométricas de la Cuenca Alta del Río Maipo..... 57

Figura 22.- Comparación de estaciones Fluviométricas según altitud de medición y aporte según área de drenaje aguas arriba 58

Figura 23.- Grafico curva estacional, Estación Maipo en las Hualtatas, ordenada según año Hidrológico desde el 1 de Abril hasta el 31 de Marzo. 59

Figura 24.- Gráfico curva estacional, Estación Las Melosas, ordenada según año Hidrológico desde el 1 de Abril hasta el 31 de Marzo..... 60

Figura 25.- Gráfico curva estacional, Estación Los Queltehues, ordenada según año Hidrológico desde el 1 de Abril hasta el 31 de Marzo..... 61

Figura 26.- Gráfico curva estacional, Estación Río Colorado Antes Junta Río Maipo, ordenada según año Hidrológico desde el 1 de Abril hasta el 31 de Marzo. 62

Figura 27.- Gráfico curva estacional, Estación Río Colorado Antes Junta Río Maipo, ordenada según año Hidrológico desde 1 de Abril hasta el 31 de Marzo. 63

Figura 28.- Gráfico curva estacional, Estación Río Colorado Antes Junta Río Olivares, ordenada según año Hidrológico desde 1 de Abril hasta el 31 de Marzo. 64

Figura 29.- Gráfico curva estacional, Estación Río Maipo en San Alfonso, ordenada según año Hidrológico desde el 1 de Abril hasta el 31 de Marzo. 65

Figura 30.- Gráfico curva estacional, Estación Río Maipo en el Manzano, ordenada según año Hidrológico desde el 1 de Abril hasta el 31 de Marzo. 66

Figura 31.- Extrapolación de datos faltantes para las series de precipitaciones. 69

Figura 32.- Ejemplo de metodología aplicada para la simulación de precipitaciones dentro de cada URH., Período 2011. 71

Figura 33.- Resultado de extrapolación de áreas de influencia para cada estación de medición. 72

Figura 34.- Correlación existente entre superficie de precipitación por inverso a la distancia (datos Yeso Embalse en subcuenca 05702) y World Clim, Valor 73

Figura 35.- Resultado de extrapolación de áreas de influencia para cada estación de medición. 77

Figura 36.- Resultado de extrapolación de datos faltantes para las series de temperatura, Período 2012. 78

Figura 37.- Ejemplo de metodología aplicada para la simulación de temperatura dentro de cada URH, período 2011 2012 79

Figura 38.- Resultado de extrapolación de datos faltantes para las series de Humedad Relativa, Período 2012. 80

Figura 39.- Curva hipsométrica construida a partir de una reclasificación de alturas por pixel (30 x30 mts) provenientes del Modelo Digital de Elevación ASTER DEM. 82

Figura 40.- A la Izquierda, reclasificación del Modelo Digital de Elevación en cinco bandas según “Natural Break” - A la derecha Histograma de elevación que expone los rangos porcentuales en donde se agrupa la mayor cantidad de superficie. 83

Figura 41.- Reclasificación de exposición solar en 8 puntos de enfoque 84

Figura 42.- A la Izquierda. Reclasificación de exposición de laderas según parámetros de **Rutas de Nieves** “Norte Poniente, Sur Oriente”. A la Derecha Reclasificación de exposición de ladera por pixel (30 x30 mts) provenientes del Modelo Digital de Elevación ASTER DEM. 85

Figura 43.- Reclasificación del área por bandas de altitud para cada subcuenca de análisis 87

Figura 44.- Delimitación de URH’s para modelo semidistribuido 88

Figura 45.- Delimitación de URH’s para modelo Agregado. 89

Figura 46.- Ejemplo de Módulo “Shared” en CRHM. Contiene información de carácter topográfica para las 40 HRU’s. 91

Figura 47.- Ejemplo de Módulo “Global” en CRHM. Contiene información de carácter topográfica y Sinóptica para las 40 HRU’s. 91

Figura 48.- Modelación de acumulación del manto nival Snow Depth. Para el modelo 1 . 96

Figura 49.- Modelación de acumulación del manto nival Snow Depth. Para el modelo 2 . 97

Figura 50.-. Correlación de acumulación de nieve en altitud y tiempo de duración en día. Para el modelo 1..... 98

Figura 51.- Correlación de acumulación de nieve en altitud y tiempo de duración en día. Para el modelo 2..... 99

Figura 52.- Conjunto de gráficos que exponen un análisis SCA mediante imágenes modis y porcentajes de nieve almacenados en URH's, se observan porcentajes de acumulación a distintas altitudes, correlacionando estos mismos datos y obteniendo un R^2 para cada situación dada..... 100

Figura 53.- Gráfico que expone un análisis SCA, se observan los porcentajes de acumulación de nieve dentro de la cuenca en distintas épocas del período de análisis **modelo 2**..... 102

Figura 54.- Gráfico que expone un análisis SCA, y URH's modeladas, se observan la cantidad promedio máxima de área cubierta de nieve dentro de la cuenca entre el 01 de julio y 15 de agosto de cada año para el **modelo 2**. 102

Figura 55.- Mapa de isolíneas. Indica la duración de la nieve en días antes que se derrita, según correlación de modelo 2 104

Figura 56.- SWE modelado en diferentes URH's del área de estudio, según parametrización del modelo 1 105

Figura 57.- SWE modelado en URH a 2750 msnm, parametrización del modelo 2 con tasa de lapso de 0.51 ºC/100m. 106

Figura 58.- SWE modelado en URH a 2699 msnm, según parametrización del modelo 2 107

Figura 59.- SWE modelado en URH a 2100 msnm, según parametrización del modelo 2 107

Figura 60.- SWE modelado en URH a 4456 msnm, según parametrización del modelo 2 107

Figura 61.- Mapa de probabilidad de blowing Snow para un día específico, según parametrización de modelo 1. 108

Figura 62.- Mapa de probabilidad de Blowing Snow, considerando parametrización del modelo 2. 109

Figura. 63.- Gráficos que describen sublimación dinámica para cada modelo. Se considera un fetch de 300 metros y configuración por defecto del programa. URH 10 Modelo 1, URH 19 Modelo 1, URH 29 Modelo 2, URH 34 Modelo 2 110

Figura 64.- Hidrograma Cuenca del Maipo considerando el efecto de los coeficientes de almacenamiento ssrKstorage (0 dias) del módulo Netroute, factor de drenaje Rssr (15 mm/día) del módulo soil y tasa de infiltración (fatstall 50% media)..... 111

Figura 65.- Hidrograma Cuenca del Maipo considerando el efecto de los coeficientes de almacenamiento ssrKstorage (0 dias) del módulo Netroute, factor de drenaje Rssr (15 mm/día) del módulo soil y tasa de infiltración (fatstall 50% media)..... 112

Figura 66.- Hidrograma Cuenca del Maipo considerando el efecto de los coeficientes de almacenamiento ssrKstorage (15 dias) del módulo Netroute, factor de drenaje Rssr (50 mm/día) del módulo soil y tasa de infiltración (fatstall 25%) 113

Figura 67.- Hidrograma Cuenca del Maipo considerando el efecto de los coeficientes de almacenamiento ssrKstorage (15 dias) del módulo Netroute, factor de drenaje Rssr (50 mm/día) del módulo soil y tasa de infiltración (fatstall 25%) 113

Figura 68.- Hidrograma Cuenca del Maipo considerando el efecto de los coeficientes de almacenamiento ssrKstorage (30 dias) del módulo Netroute, factor de drenaje Rssr (100 mm/día) del módulo soil y tasa de infiltración (fatstall 0% nula) 114

Figura 69.- Hidrograma Cuenca del Maipo considerando el efecto de los coeficientes de almacenamiento ssrKstorage (30 dias) del módulo Netroute, factor de drenaje Rssr (100 mm/día) del módulo soil y tasa de infiltración (fatstall 0% nula) 114

Figura 70.- Hidrograma subcuenca 05702 considerando el efecto de los coeficientes de almacenamiento ssrKstorage (0 dias) del módulo Netroute, factor de drenaje Rssr (15 mm/día) del módulo soil y tasa de infiltración (fatstall 50% media)..... 115

Figura 71.- Hidrograma subcuenca 05702 considerando el efecto de los coeficientes de almacenamiento ssrKstorage (15 dias) del módulo Netroute, factor de drenaje Rssr (50 mm/día) del módulo soil y tasa de infiltración (fatstall 25%) 115

Figura 72.- Hidrograma subcuenca 05702 considerando el efecto de los coeficientes de almacenamiento ssrKstorage (30 dias) del módulo Netroute, factor de drenaje Rssr (100 mm/día) del módulo soil y tasa de infiltración (fatstall 0% nula) 116

Figura 73.- Hidrograma subcuenca 05702 considerando el efecto del coeficientes de almacenamiento ssrKstorage. Fuente: Elaboración propia 117

Figura 74.- Hidrograma subcuencas 05701 considerando el efecto de los coeficientes de almacenamiento ssrKstorage (0 dias) del módulo Netroute, factor de drenaje Rssr (15 mm/día) del módulo soil y tasa de infiltración (fatstall 50% media)..... 117

Figura 75.- Hidrograma subcuencas 05701 considerando el efecto de los coeficientes de almacenamiento ssrKstorage (15 dias) del módulo Netroute, factor de drenaje Rssr (50 mm/día) del módulo soil y tasa de infiltración (fatstall 25%) 117

Figura 76.- Hidrograma subcuencas 05701 considerando el efecto de los coeficientes de almacenamiento ssrKstorage (30 días) del módulo Netroute, factor de drenaje Rssr (100 mm/día) del módulo soil y tasa de infiltración (fatstall 0% nula) 118

Figura 77.- Hidrograma subcuenca 05701 considerando el efecto del coeficientes de almacenamiento ssrKstorage..... 119

Figura 78.- Hidrograma subcuencas 05706 considerando el efecto de los coeficientes de almacenamiento ssrKstorage (0 días) del módulo Netroute, factor de drenaje Rssr (15 mm/día) del módulo soil y tasa de infiltración (fatstall 50% media)..... 119

Figura 79.- Hidrograma subcuencas 05706 considerando el efecto de los coeficientes de almacenamiento ssrKstorage (15 dias) del módulo Netroute, factor de drenaje Rssr (50 mm/día) del módulo soil y tasa de infiltración (fatstall 25%) 120

Figura 80.- Hidrograma subcuencas 05706 considerando el efecto de los coeficientes de almacenamiento ssrKstorage (30 dias) del módulo Netroute, factor de drenaje Rssr (100 mm/día) del módulo soil y tasa de infiltración (fatstall 0% nula) 120

Figura 81.- Hidrograma subcuenca 05706 considerando el efecto de la tasa de infiltración Fatstall en 50% 25% y 0%. 121

Figura 82.- (modelado en 0 días), 83 (modelado en 15 días) y 84 (modelado en 30 días). Correlación de caudales observados y modelados en exutorio de la cuenca, Maipo en el Manzano 121

Figura 85.- Curva de agotamiento de caudales con datos observados y modelados, para el período de análisis 2008 – 2012. Maipo en el Manzano 122

Figura 86.- Correlación de superficie cubierta por nieve, proveniente de imágenes Modis fraccionarias y caudales de fusión de nieve modelados en 0 días. 123

Figura 87.- Modelación de escenario ficticio con una disminución de las precipitaciones en un 25 y 50% para el período de análisis. 124

Figura 88.- Modelación de un escenario ficticio con un aumento de las precipitaciones en un 25 y 50% para el período de análisis. 124

Figura 89.- Simulación de caudales bajo condiciones de: disminución de precipitaciones en un 25% y aumento de temperaturas en 2.5ºC para el período de análisis. 125

Figura 90.- Simulación de caudales bajo condiciones de: disminución de precipitaciones en un 50% y aumento de temperaturas en 5ºC para el período de análisis. 126

Figura 91.- Histograma de volúmenes de las diferentes simulaciones realizadas. 126

Figura A2 a.- Curva hipsométrica de la cuenca Código DGA 05700 Área: 767.78 Km^2 149

Figura A2 b.- Curva hipsométrica de la cuenca Código DGA 05701 Área: 736.96Km^2 . 149

Figura A2 c.- Curva hipsométrica de la cuenca Código DGA 05702 Área: 523.26 Km^2. 149

Figura A2 d.- Curva hipsométrica de la cuenca Código DGA 05703 Área: 627.02 Km^2 150

Figura A2 e.- Curva hipsométrica de la cuenca Código DGA 05704 Área: 533.32 Km^2 150

Figura A2 f.- Curva hipsométrica de la cuenca Código DGA 05705 Área: 788.78 Km^2 . 150

Figura A2 g.- Curva hipsométrica de la cuenca Código DGA 05706 Área: 543.06 Km^2 151

Figura A2 h.- Curva hipsométrica de la cuenca Código DGA 05707 Área: 338.01 Km^2 151

Figura A3 a.- cartografía que expone los resultados de la delimitación del área de estudio mediante ASTER DEM 152

Figura A4 a.- Índice de vegetación de diferencia normalizada. NDVI 153

Figura A5 a.- Ejemplo de encabezado de observaciones para 40 URH en CRHM. 155

Figura A5 b.- Ejemplo de observaciones hidrometeorológicas para 40 URH en CRHM. 155

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1.- Tabla de módulos a utilizar en la modelación de la cuenca..... 42

Tabla 2.- Tabla de módulos nomenclatura y salidas a utilizar en la modelación de la cuenca..... 45

Tabla 3.- Tabla de módulos nomenclatura y salidas a utilizar en la modelación de la cuenca..... 46

Tabla 4.- Tabla de módulos nomenclatura y salidas a utilizar en la modelación de la cuenca..... 47

Tabla 5.- Superficie total destinada a cada uso de suelo, dentro de la cuenca estudio. ... 49

Tabla 6.- Comportamiento de temperatura y precipitaciones medias a 1500 msnm – Período de análisis 2001- 2012. 50

Tabla 7.- Precipitaciones medias anuales registradas en la estación quinta normal período de análisis 2000 - 2012. 51

Tabla 8.- Subdivisión de cuenca alta del rio Maipo la Dirección General de Aguas (2000) 51

Tabla 9.- Estaciones Fluviométricas en la Cuenca alta del Río Maipo; área de estudio ... 55

Tabla 10.- Comparación de caudal entre estaciones Fluviométricas de la Cuenca alta del Río Maipo; área de estudio 57

Tabla 11.- Datos curva estacional, Estación Maipo en las Hualtatas, ordenada según año Hidrológico desde el 1 de Abril hasta el 31 de Marzo..... 59

Tabla 12.- Datos curva estacional, Estación Las Melosas, ordenada según año Hidrológico desde el 1 de Mayo hasta el 1 de Abril hasta el 31 de Marzo..... 60

Tabla 13.- Datos curva estacional, Estación Los Queltehues, ordenada según año Hidrológico desde el 1 de Abril hasta el 31 de Marzo. Fuente: Elaboración propia 61

Tabla 14.- Datos curva estacional, Estación Río Colorado Antes Junta Río Maipo, ordenada según año Hidrológico desde el 1 de Abril hasta el 31 de Marzo. 62

Tabla 15.- Datos curva estacional, Estación Río Colorado Antes Junta Río Maipo, ordenada según año Hidrológico desde el 1 de Abril hasta el 31 de Marzo 63

Tabla 16.- Gráfico curva estacional, Estación Río Colorado Antes Junta Río Olivares, ordenada según año Hidrológico desde 1 de Abril hasta el 31 de Marzo. 64

Tabla 17.- Tabla curva estacional, Estación Río Maipo en San Alfonso, ordenada según año Hidrológico desde 1 de Abril hasta el 31 de Marzo. Fuente: Elaboración propia. 65

Tabla 18.- Tabla curva estacional, Estación Río Maipo en el Manzano, ordenada según año Hidrológico desde el 1 de Abril hasta el 31 de Marzo. 66

Tabla 19.- Grado de correlación existente entre la superficie anual de precipitación mediante inverso a la distancia y World Clim, para cada subcuenca de análisis. 74

Tabla 20.- Cantidad de superficie expuesta en Km2 y porcentajes según rangos de exposición. 84

Tabla 21.- Cálculo de pendiente media para cada URH del área de estudio en modelo 1. 90

Tabla 22.- Cálculo de pendiente media para cada URH del área de estudio en modelo 2. 90

Tabla 23.- Valores asociados a cada módulo y configuración de parámetros, para la modelación. 93

Tabla 24.- Valores asociados a cada módulo y configuración de parámetros, para la modelación. 94

Tabla 25.- Valores asociados a cada módulo y configuración de parámetros, para la modelación. 95

Tabla A1 a 139

Tabla A1 b 140

Tabla A1 c 141

Tabla A1 d 142

Tabla A1 e 143

Tabla A1 f 144

Tabla A1 g 145

Tabla A1 h 146

Tabla A1 i 147

Tabla A1 j 148

CAPÍTULO I
PRESENTACIÓN

1.1 INTRODUCCIÓN

Chile se caracteriza por tener una morfología compleja, difícil de estudiar, así como predecir el comportamiento frente a situaciones meteorológicas propias de sus climas. En este sentido la Hidrología de nieves en ambientes de montaña, cumple un rol fundamental en la disponibilidad de los recursos hídricos en zonas de climatología templada con efectos de altura, puesto que la magnitud de la nieve acumulada, su distribución espacial y temporal es de suma importancia para determinar la disponibilidad de agua en la temporada de fusión, para riego, hidroelectricidad, abastecimiento de agua potable y otras actividades productivas. (RHMA[1] 2008)

La Región Metropolitana de Santiago, presenta características templadas con rasgos semidesérticos, ya que las precipitaciones medias son del orden de 300 mm anuales. Pese a lo anterior, en la depresión intermedia se desarrollan actividades agrícolas intensivas, mientras tanto en sectores cordilleranos se proyectan millonarios proyectos de inversión hidroeléctrica. Lo anterior sólo es posible gracias a la acumulación y posterior fusión del manto nival, así como al aporte de glaciares que cubren la Cordillera de los Andes en sus sectores más altos.

Sin embargo, estos ambientes fríos de altura, muestran fenómenos variados y complejos que comúnmente no son abordados en el ciclo hidrológico convencional, como por ejemplo, el transporte, redistribución y sublimación de nieve por efecto del viento e intercepción de nieve la por la cubierta vegetal. A esto se suma que el estudio de la Hidrología De Nieves (HDN) ha estado limitado por las barreras económicas y dificultades de acceso que significa la instalación y monitoreo mediante instrumentación adecuada para representar parte de los fenómenos recién descritos. Aun así, durante los últimos 50 años, la hidrología ha incrementado su aplicación debido a la mayor información meteorológica disponible, la que es de gran importancia para la realización de investigación sobre temas de inundación, riesgo y proyectos hidráulicos, entre otros. Junto con, esto, el estudio del comportamiento hidrológico de una cuenca hidrográfica y su evolución implica la ordenación y análisis de una gran cantidad de datos espacialmente distribuidos y de variables que operan de forma aleatoria en el tiempo. La evolución de los sistemas informáticos en los últimos años, concretamente en el campo de los Sistemas de Información Geográfica (SIG), hace que sean instrumentos de análisis y consulta de gran capacidad. La facultad para gestionar y manipular Bases de Datos Geográficos permite desarrollar modelos asociados al estudio físico, espacial y temporal, de una multitud de procesos, entre ellos la evolución del manto nival, el equivalente de agua nieve (SWE, por sus siglas en ingles) y cómo estos se relacionan con la escorrentía producida por el derretimiento de las nieves.

[1] División de Recursos Hídricos y medio Ambiente, Ingeniería Civil Universidad de Chile.

En este ámbito, para esta investigación se seleccionó el Modelo Cold Regions Hydrological Model (CRHM), el cual permite de manera eficiente y coordinada la relación de muchos componentes físicos definidos por separado a través del tiempo. Ello facilita una conexión fluida con las mediciones empíricas tomadas en terreno. Estos datos empíricos permiten ajustar el modelo de modo más exacto y acorde a la realidad, y, a su vez, el análisis de los resultados del modelo conduce a la mejor comprensión de la realidad, así como al replanteamiento de la distribución temporal y espacial de las estaciones de medición que se están llevando a cabo. Así esta herramienta, ayuda a coordinar y relacionar el trabajo de campo con el de gabinete, disponiendo de un apoyo inestimable para cualquier estudio de gestión integrada en un sistema complejo como lo es una cuenca hidrográfica.

1.2 PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

1.2.1 Contexto país

En la actualidad, desde la relación oferta-demanda, los recursos hídricos son cada día más escasos para las diferentes actividades económicas a lo largo de Chile. Una de las principales fuentes de agua la constituyen aquellas provenientes de la fusión de nieves acumuladas estacionalmente en la Cordillera de Los Andes (DGA, 2009). Además el agua es un recurso renovable, pero limitado en este tipo de ambientes y su disponibilidad para la temporada estival depende, primero, de las condiciones hidrometeorológicas, y posteriormente de un uso eficiente del recurso hídrico.

Para ello, la estimación de los recursos hídricos disponibles en la alta cordillera requiere de la utilización de modelos específicos de escorrentía de deshielo, y que a su vez necesitan disponer de información continua en el tiempo (DGF[2] 2006). Actualmente, el pronóstico de la escorrentía de deshielo en diferentes cuencas a lo largo del país es realizado por la Dirección General de Aguas (DGA) apoyado por programas de diferentes Universidades a lo largo del país. Para esta labor se utilizan modelos de simulación discretos que emplean la precipitación invernal y/o equivalente en agua del monto registrado en las escasas rutas de nieves como variables de entrada para luego, mediante regresiones estadísticas, pronosticar el caudal y el volumen de deshielo a nivel mensual y anual.

1.2.2 Justificación

El manejo de los recursos hídricos se hace cada vez más relevante tanto a nivel local como nacional, por lo que es de suma importancia establecer escenarios y pronósticos de las situaciones futuras, las cuales podrían modificar la actual situación hidrológica dentro de una cuenca.

Para esto existen aproximaciones básicas para modelar el comportamiento de los distintos componentes que influyen en una cuenca. Una de ellas es la solución por balance de energía, que mediante un modelo de base física, incorpora en sus ecuaciones factores tales como radiación solar y viento, representando estas variables mediante

[2] Dirección de Geofísica, Universidad de Chile.

índices de temperatura en donde el aire se considera un índice representativo de todas las fuentes de energía.

El Modelo Hidrológico para Regiones Frías (CRHM por sus siglas en inglés) es un sistema orientado a objetos flexibles, que permite segmentar la cuenca en Unidades de Respuesta Hídrica (URH), con el fin de establecer un balance hídrico. Entre sus ventajas está la consideración de variables físicas como viento, nieve, precipitación y temperatura. Si bien está ideado para regiones frías, como la Cordillera de los Andes, la World Meteorological Organization (WMO) indica que el CRHM mejora las predicciones en regiones polares y glaciares.

Esta herramienta de análisis multivariado y predictivo, permite incorporar nuevos parámetros y relacionarlos a través de una cuenca mediante información topográfica y geomorfológica, para así simular el ciclo hidrológico de zonas de altura, observar el comportamiento de elementos del paisaje, vincularlos episódicamente y predecir variaciones hidrometeorológicas que puedan ocurrir en el futuro cercano.

1.2.3 Alcances

Este trabajo es parte de una línea de investigación desarrollada por el Departamento de Ingeniería Civil de la Universidad de Chile el cual busca lograr un mejor entendimiento de la hidrología de nieves en Chile central (RHMA 2012).

Cabe señalar que no es objetivo principal de esta investigación calibrar el modelo CRHM para un conjunto de datos en particular. El gran número de parámetros involucrados en los distintos procesos de la hidrología de nieves, sumado a la limitada información disponible en el área de estudio, dificulta el ajuste de ecuaciones a la realidad y más aún al área de estudio, originando problemas de no unicidad en la solución y alejándola de la correcta representación física de los fenómenos considerados, lo cual restringen la utilidad de lo anterior.

1.3 ÁREA DE ESTUDIO

El estudio se enmarca en la cuenca Alta del Río Maipo, ubicada en el lado oriente de la Región Metropolitana, y comprende el macizo de la alta montaña Andina (Ver Figura 1). Geográficamente se extiende entre los paralelos 32º55’ y 34º15’ de latitud sur y entre el meridiano 69º55’ y 70º24’ de longitud oeste, abarcando una superficie de ± 4900 Km^2 y cubre prácticamente el 100% de la Cordillera de los Andes en la Región Metropolitana.

La importancia de esta zona, recae en que la mayor parte de agua contenida por precipitaciones en estado gélido durante el invierno, es parcialmente liberada en los meses de mayores escases de precipitaciones producto de la fusión de la nieve, siendo así una zona de gran importancia para el estudio hidrológico.

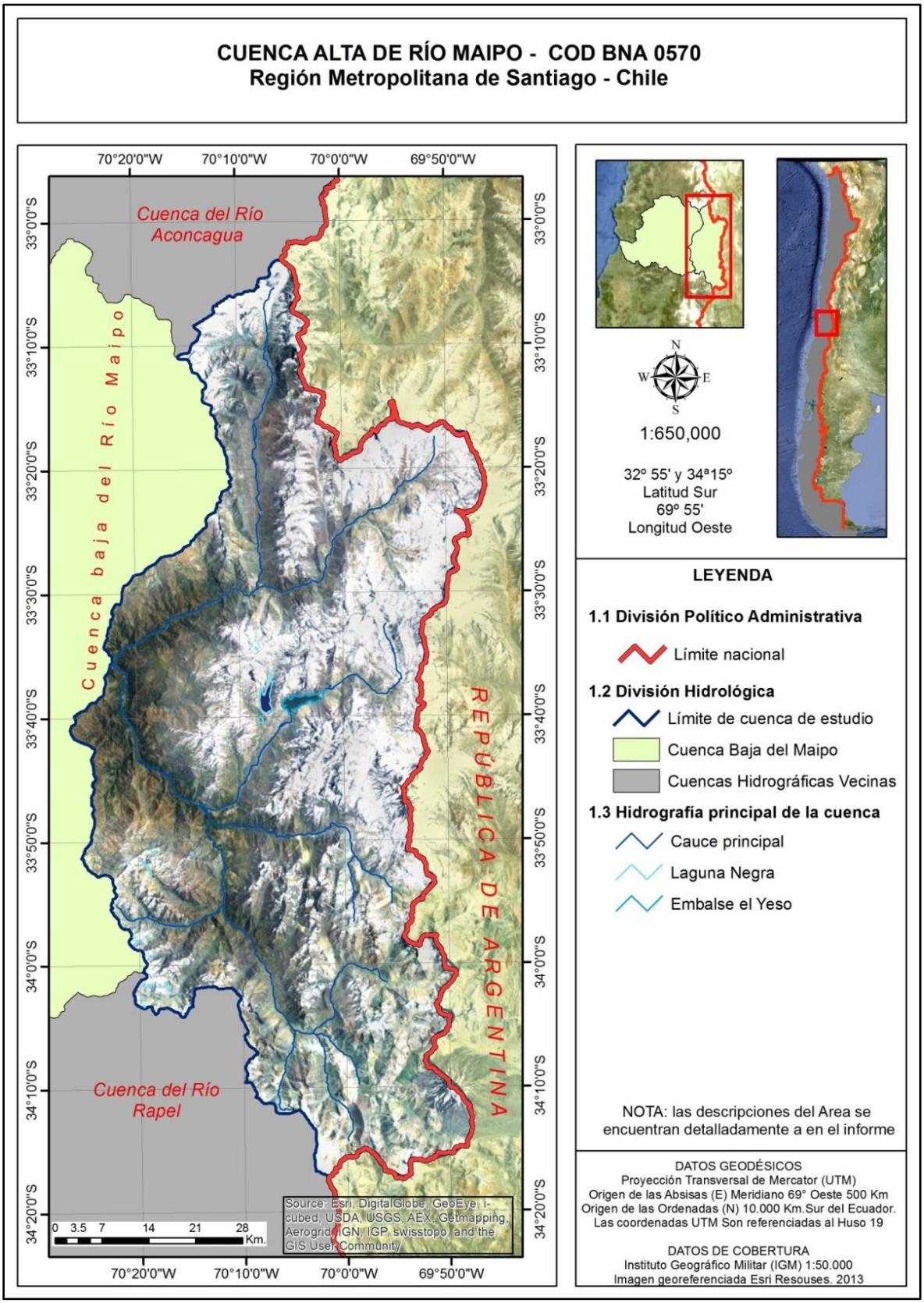


Figura 1.- Cuenca alta del rio Maipo; área de estudio
Fuente: Elaboración propia.

1.4 OBJETIVOS

1.4.1 Objetivo general

Estudiar y modelar el comportamiento físico e hidrológico de la nieve en la cuenca alta del Río Maipo, para predecir escenarios futuros y conocer el efecto del cambio estacional sobre la cobertura nival en el área de estudio.

1.4.2 Objetivos específicos

1.4.2.1 Describir físicamente los patrones y componentes climáticos que intervienen en las variaciones temporales de ciclo hidrológico nival en el área de estudio.

1.4.3.2 Evaluar el comportamiento de los hidrogramas actuales para el área de estudio, reconociendo las variaciones existentes entre diferentes subcuencas.

1.4.3.3 Modelar el escenario hidrometeorológico actual y predecir escenarios hipotéticos bajo diferentes situaciones climáticas locales.

CAPÍTULO II
ANTECENDENTES TEÓRICO-METODOLÓGICOS

2.1 FUNDAMENTOS DE LA HIDROLOGIA DE SUPERFICIE

2.1.1 Cuenca hidrográfica

Una cuenca Hidrográfica es una porción de la superficie terrestre en donde la lluvia que caen sobre ella tiende a ser drenada por el sistema de corrientes hacia un mismo punto de salida en función de la gravedad (Mijares, 1989). Así puede ser entendida como sistema de drenaje natural que puede desembocar en un cuerpo de agua interior como laguna o lago en el mar abierto. Debido a esta característica, las cuencas hidrográficas se consideran unidades principales para el manejo de los recursos naturales y en particular del agua. (WWF[3], 2012). Estas son concebidas como un sistema natural dinámico compuesto de elementos biológicos, físicos y antrópicos que reaccionan dialécticamente entre sí, creando por lo tanto un conjunto único e inseparable en permanente cambio. De igual forma puede dividirse en subcuencas, las cuales forman parte del sistema cuenca.

Vista desde el punto Geográfico, una cuenca hidrográfica (Figura 2) es una zona delimitada topográficamente que desagua mediante un sistema fluvial, en un cierto punto de un cuerpo de agua mayor. Constituye una unidad hidrológica descrita como una unidad físico-biológica y también como unidad socio-política para la planificación y ordenación de los recursos naturales (FAO, 1992)

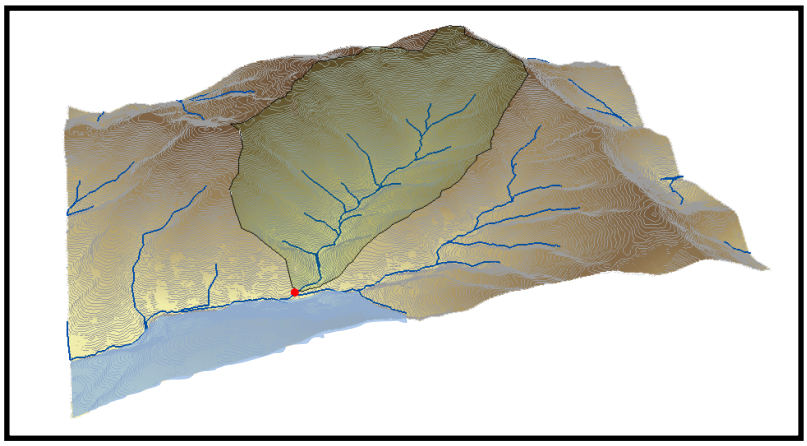


Figura 2.- Esquematización de una cuenca hidrográfica de superficie.
Fuente: Elaboración propia

2.1.2 Características de la cuenca y los cauces

El ciclo hidrológico, visto a nivel de una cuenca, se puede esquematizar como un sistema, constituido por la precipitación, al que la cuenca responde mediante procesos físicos

[3] World Wildlife Fund for Nature o Fondo Mundial para la Naturaleza en español, una de las mayores organizaciones mundiales dedicadas a la conservación de la naturaleza

como evaporación, transpiración, sublimación, infiltración y escurrimiento en su salida. Entre estos procesos ocurren varios fenómenos que condicionan la relación entre uno y otro, y que están controlados por las características exógenas de la componente física climática y biológica de la cuenca.

Dichas características se clasifican en dos tipos, según la manera en que controlan los fenómenos mencionados: las que condicionan el *volumen de escurrimiento,* como el área de la cuenca, tipo de suelo, vegetación, y permeabilidad y las que *condicionan la velocidad de respuesta,* como son el orden de corrientes, pendiente media de la cuenca y los cauces, etc.

A continuación se describen las características de la cuenca y los cauces de mayor importancia por sus efectos en la relación precipitación-escurrimiento.

El *parte aguas* es una línea imaginaria formada por los puntos de mayor nivel topográfico y que separa la cuenca de las cuencas vecinas (De la Lanza *et al*., 1999) (véase figura 3). El *área de la cuenca* se define como la superficie, en proyección horizontal, delimitada por el parte aguas. La *corriente principal* de una cuenca es el flujo de mayor caudal y que pasa por el exutorio de la cuenca. Las demás corrientes de una cuenca de este tipo se denominan corrientes tributarias. Todo punto de cualquier corriente tiene una cuenca de aportación, toda cuenca tiene una y sólo una corriente principal.

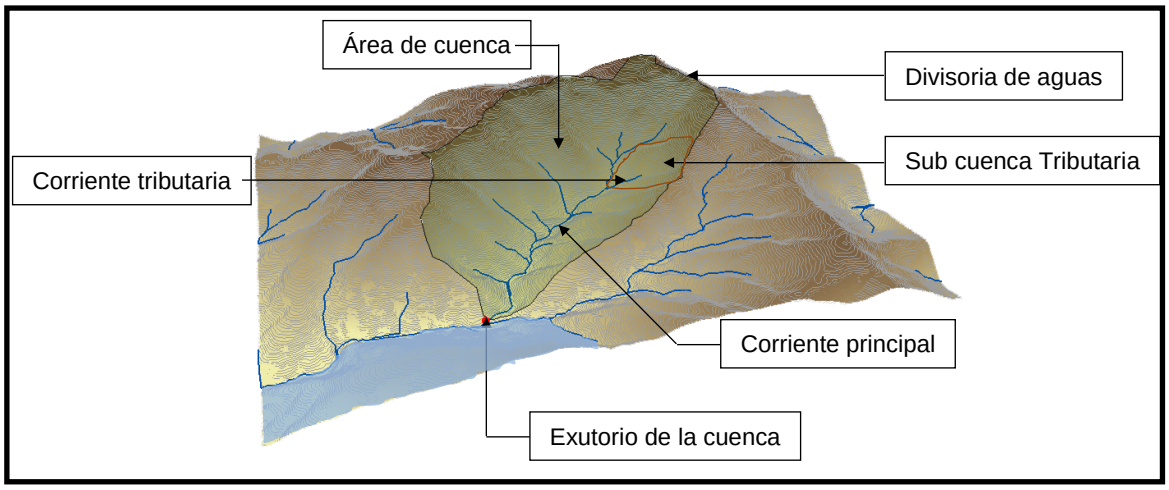


Figura 3.- Componentes topográficos de una cuenca Hidrográfica de superficie
Fuente: Elaboración propia.

Sistemáticamente, las cuencas correspondientes a las corrientes tributarias se llaman subcuencas. Entre más corrientes tributarias tenga una cuenca, es decir, entre mayor sea el grado de bifurcación de su sistema de drenaje, más rápida será su respuesta ante la ocurrencia de precipitación.

2.1.3 Topografía de cuenca

La velocidad de escurrimiento de las corrientes de agua en una Cuenca Hidrográfica depende de la pendiente de los cursos fluviales y de su rugosidad. En cuanto mayor gradiente alcance la pendiente (figura 4), mayor será la velocidad del flujo y, por lo tanto, se convierte en un factor determinante del tiempo de respuesta de la cuenca ante determinada precipitación.

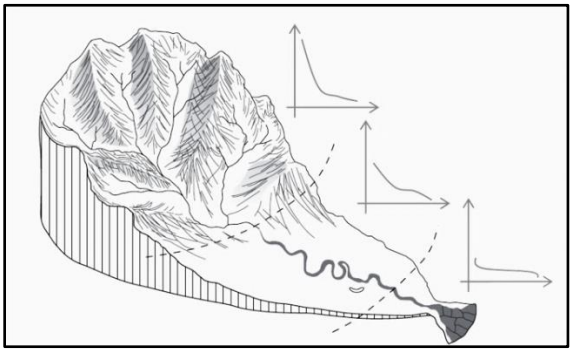


Figura 4.- Pendiente de la cuenca a lo largo del cauce.
Fuente: Adaptado de Schumm (1977).

Así uno de los indicadores más importantes del grado de respuesta de una cuenca a una tormenta es la pendiente del cauce principal. Dado que está pendiente varía a lo largo del cauce, es necesario definir la gradiente media; para ello Mijares (1989), define varios métodos, de los cuales se mencionan dos:

A. La gradiente media es igual al desnivel entre los extremos de la corriente dividido entre su longitud medida en planta.

$$Sm = \frac{H_{max} - H_{min}}{Lc} \quad (1)$$

Dónde: Sm es gradiente media del cauce.
H_{max} es la cota de altitud máxima del cauce en un tramo.
H_{min} es la cota de altitud mínima del cauce en un tramo.
Lc es el largo del cauce en un tramo o sección.

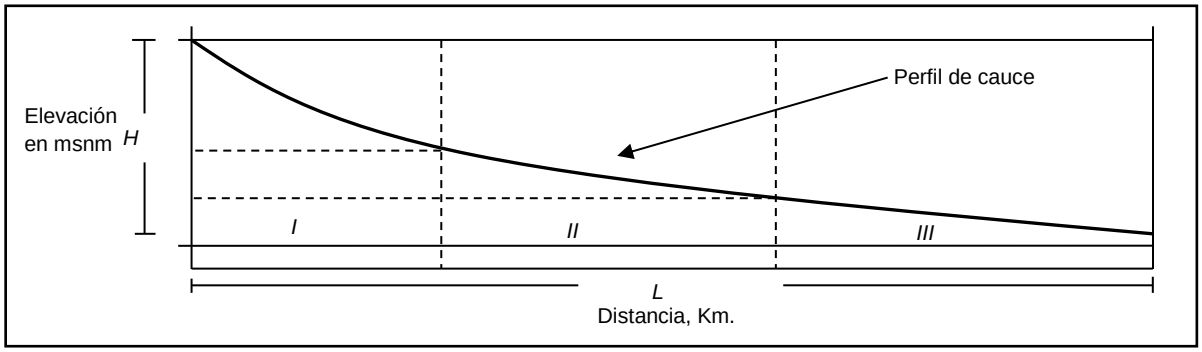


Figura 5.- Esquematización de la pendiente del cauce principal a
Fuente: Elaboración propia en base a Mijares 1989

Como se aprecia en la figura 4, el principal problema en esta definición es que se obtiene un promedio general basado en diferencia de altura, y ello no representa la pendiente real del cauce.

B. El segundo concepto que define la pendiente media, es el de una línea recta que, apoyándose en el exutorio de la corriente, hace que se tengan áreas iguales entre el perfil del cauce y dicha línea (Ver figura 6).

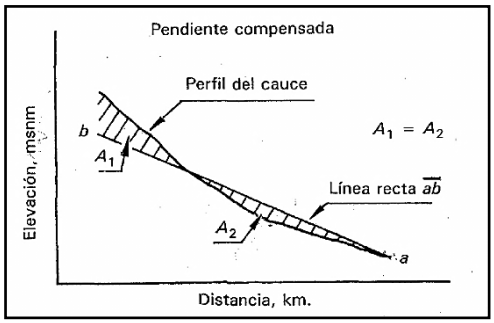


Figura 6.- Esquematización de la Pendiente del cauce principal b
Fuente: Mijares 1989

2.1.4 Curva hipsométrica

La curva hipsométrica sugerida por Langbein (1947), proporciona información sintetizada sobre la altitud, la que expresa gráficamente la distribución y porcentaje del área de la cuenca según rangos predefinidos. Dicha curva presenta, en el eje de las abscisas, las distintas cotas de altura de la cuenca, y en ordenadas la superficie de la cuenca que se halla por encima de dichas cotas, bien en Km² o porcentaje de la superficie total de la cuenca.

A partir de esta curva se puede extraer la relación hipsométrica

$$\mathcal{R}h = \frac{Ss}{Si} \tag{2}$$

Donde *Ss* y *Si* son, respectivamente, las áreas sobre y bajo la curva hipsométrica. Según Strahler (en Llamas, 1993), la importancia de esta relación reside en que es un indicador del estado de equilibrio dinámico de la cuenca. También Scheidegger (1987) postula que dependiendo de la forma resultante en la gráfica, dependerá el nivel de actividad de los procesos morfológicos, factor que mostraría el nivel de erosión. Así también visualiza los rangos altitudinales en los que se ordena el área total, permitiendo reconocer altitudes en donde la cuenca concentra mayor superficie.

2.2 CONCEPTOS GENERALES DE LA HIDROLOGÍA DE NIEVES EN CUENCAS DE MONTAÑA

La hidrología de nieves se entiende como el área de la hidrología que estudia el comportamiento, distribución espacial y temporal, cantidad y calidad de la nieve, además de los factores que influyen en su derretimiento y la consiguiente generación de escorrentía (Cartes, 2009).

La nieve se define como un fenómeno meteorológico que es parte del ciclo hidrológico, consistente en la precipitación a baja temperatura de pequeños cristales de hielo que adoptan formas geométricas fractales y se agrupan en copos de manera granular. La principal característica de la nieve viene dada por su composición física; presenta una estacionalidad de acumulación y derretimiento.

La dinámica de acumulación y derretimiento se consideran procesos continuos en el tiempo, por lo mismo, con el fin de lograr una adecuada modelación y caracterización de ellos, es necesario entender la escala temporal a las que ocurren.

Según se indica en la figura 7, el proceso acumulación-derretimiento se desarrolla en una escala temporal diaria, pero dependerá de la escala espacial asociada si se estudia a un nivel temporal mayor o menor. Dado que generalmente las cuencas tienen una escala de miles a cientos de kilómetros cuadrados, cobrará entonces más importancia un estudio temporal a nivel estacional. Por otra parte, este proceso junto con la topografía condicionará la distribución espacial del manto nival y por ende la generación de escorrentía de deshielo, consistente en una dinámica metamórfica basada principalmente en un balance energético vertical entre la interacción suelo-manto de nieve-aire.

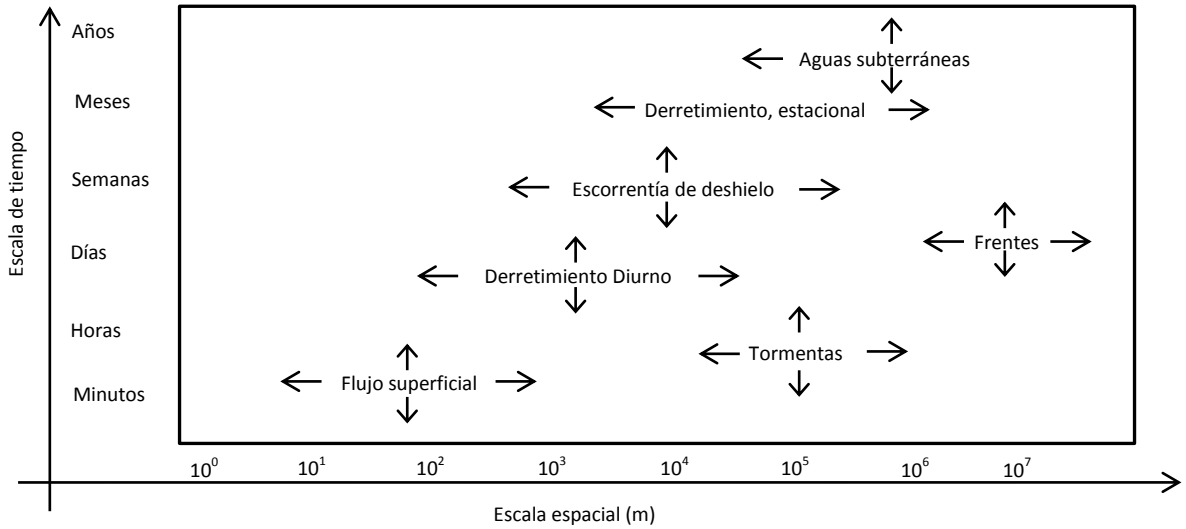


Figura 7.- Relación espacial y temporal de procesos hidrológicos y meteorológicos.
Fuente: Adaptado de Cartes, 2009.

Así también, para entender la dinámica del manto nival, es necesario conocer ciertas variables de estado tales como: cobertura, transporte por el viento e interacción con la cobertura vegetal entre otras. A continuación se describen cada una de ellas.

2.2.1 Cobertura nival

En las cuencas de montaña la extensión del área cubierta de nieve es uno de los indicadores de magnitud, y la cantidad de recursos hídricos almacenados dependen entonces del espesor (Martinec *et al*., 1983, 1991; Baumgartner *et al.,* 1987). El área cubierta de nieve depende de una serie de factores que afectan la temperatura del manto y la radiación solar incidente, los que a su vez están condicionados por la pendiente, orientación y elevación de cada punto. En cuencas de montaña resulta difícil ponderar el efecto combinado de todos estos factores, incluyendo situaciones como la sombra de montes cercanos que puede disminuir significativamente el flujo diario de radiación solar incidente, a menos que se realice un análisis detallado para cada punto.

Aunque muchas veces su importancia es ignorada, la nieve forma parte importante de las actividades antrópicas. La acumulación de nieve cumple un rol fundamental en el balance energético de la tierra, dado que su alto albedo afecta el balance energético en la superficie terrestre y con ello los sistemas climáticos e hidrológicos que sobre ella se desarrollan.

En regiones de montaña, y particularmente en zonas áridas o semiáridas, la acumulación de nieve en las cumbres más altas es un aporte relevante de agua que se requiere durante la temporada estival, de donde nace la necesidad de entender de buena forma los distintos procesos asociados a la hidrología de nieves.
La nieve se acumula con la llegada de la temporada invernal, la consiguiente baja en las temperaturas y la menor radiación neta incidente, lo que se conoce como período de acumulación; Esta permanece sobre el suelo hasta que las temperaturas y la radiación nuevamente suben y generan su derretimiento, conocido como período de ablación o derretimiento (Martínez 2010).

Diversos procesos controlan la acumulación y fusión del manto nival, determinados por las condiciones meteorológicas y las características de la cuenca. Al caer, la nieve puede ser interceptada por la cubierta vegetal y el follaje, ser erosionada y transportada por el viento, infiltrarse en el suelo, o bien por evaporación y sublimación volver nuevamente hacia a la atmósfera. Además, en ambientes de montaña la pendiente y orientación de las laderas, asi como la estrechez de horizonte, provocan diferencias en los flujos energéticos sobre la superficie terrestre, lo que se traduce en una ablación diferencial que provoca una desigual distribución del manto nival. De ahí la importancia de conocer la topografía del área de estudio e incorporarla en todos los análisis y algoritmos creados para esta investigación.

Tanto el albedo como la estructura de la nieve varían con el tiempo; para nieve de mayor edad el albedo decrece y el manto nival se compacta. Una medida común para estimar el

agua que representa el manto nival es el equivalente de agua en nieve o *SWE*, que se determina a partir de una estimación según la densidad.

2.2.2 Transporte de nieve por el viento

El transporte de nieve por el viento, o blowing snow, es un fenómeno común y que puede llegar a cumplir un importante rol en el balance hídrico, debido a la redistribución de la nieve como producto a su relocalización y posterior acumulación, y a las pérdidas por sublimación durante el transporte. Este último fenómeno es denominado sublimación dinámica, para diferenciarlo de la sublimación estática del manto nival.

El proceso de blowing snow ha sido abordado bajo el mismo enfoque clásico que el transporte hidráulico de sólidos, considerando tres mecanismos de transporte: suspensión, saltación, y arrastre. En general, el transporte de nieve es dominado por suspensión y, en menor medida, por saltación (DeWalle y Rango, 2008).

El transporte de nieve depende de la cantidad y edad de la nieve, y principalmente de la magnitud del viento y temperatura del aire. De acuerdo a Li y Pomeroy (1997), una velocidad umbral $\boldsymbol{u_{10-u}}$ (m/s) a partir de la cual se tiene transporte de nieve por viento, y con ello sublimación y relocalización. Esta se define como:

$$\boldsymbol{u_{10-u}} = 9.43 + 0.18\mathcal{T} + 0.0033\mathcal{T}^2 \quad (3)$$

Donde $\mathcal{T}$ (ºC) es la temperatura del aire a 2 (m).

El blowing snow puede estar dado por variados fenómenos como el transporte por suspensión. Este ocurre cuando las partículas inicialmente transportadas por saltación alcanzan una velocidad suficiente que permite equilibrar los efectos gravitatorios con los turbulentos Pomeroy y Male (1992). Así CRHM calcula el transporte de nieve por el viento según.

$$\frac{dS}{dt}(x) = P - p\left[\nabla F\,(x) + \frac{\int E_B\,(x)dx}{x}\right] - E - M \quad (4)$$

Donde dS/dt es la superficie de acumulación nival transportada (kg m^{-2} s^{-1}), P es la cantidad de nieve caída (kg m^{-2} s^{-1}), p es la probabilidad de ocurrencia de blowing snow, F es la velocidad del transporte de la nieve (kg m^{-2} s^{-1}), E_B es la tasa de sublimación por blowing snow (kg m^{-2} s^{-1}), x es el **fetch**[4] (m), E es la superficie de sublimación por blowing snow (kg m^{-2} s^{-1}), M es el derretimiento de la nieve (kg m^{-2} s^{-1}).

[4] Se define fetch como la longitud rectilínea sobre la cual el viento esta incidiendo con uniformidad.)

2.2.3 Redistribución

Uno de los efectos directos del transporte de nieve por el viento es la redistribución del manto nival, heredando nieve desde zonas fuente y localizándola en zonas viento abajo o sotaviento. Esta redistribución puede tener importantes consecuencias en el comportamiento hidrológico. La variabilidad generada en la profundidad de la nieve y el área cubierta por nieve (SCA) se traduce posteriormente en una ablación diferencial del manto nival, incidiendo en los tiempos y magnitud de Fusión.

Los efectos de redistribución con fuertes vientos, son importantes, particularmente en llanuras que permiten el desarrollo de fetch suficientemente largos (Fang y Pomeroy, 2009), pero también en ambientes alpinos donde la interacción con el follaje (si es que hay vegetación) cumple un rol importante en la variabilidad espacial del manto nival (Hiemstra *et al*., 2002). Por su parte los altos grados de pendiente y escarpada topografía, facilitan la ocurrencia de avalanchas y desprendimientos de nieve (Mizukami *et al*., 2003), erosionando y transportando la nieve de las superficies planas, cumbres y laderas de barlovento a zonas con depresiones topográficas, laderas de sotavento (Figura 8) y superficies con vegetación (Matthew K *et al*., 2009). Esto queda comprobado al evaluar los Regímenes de acumulación de nieve que varían considerablemente con la topografía. Pomeroy *et al*., (1997) encontró que las nevadas de invierno expresadas en SWE en el Ártico habían producido acumulaciones máximas de nieve de 68, 252 y 617 mm en la tundra, matorral-tundra y pendientes pronunciadas, respectivamente. McCartney *et al*., (2006) midieron máximos estacionales de acumulación de nieve de 102, 229, 164 y 201 mm en arbustos bajos, matorral alto, laderas de barlovento (orientada al sur) y las laderas de sotavento (norte-revestimientos), demostrando de igual forma que la captación y acumulación de nieve estacional gobierna la magnitud, tiempo y duración de deshielo (Luce *et al*., 1998).

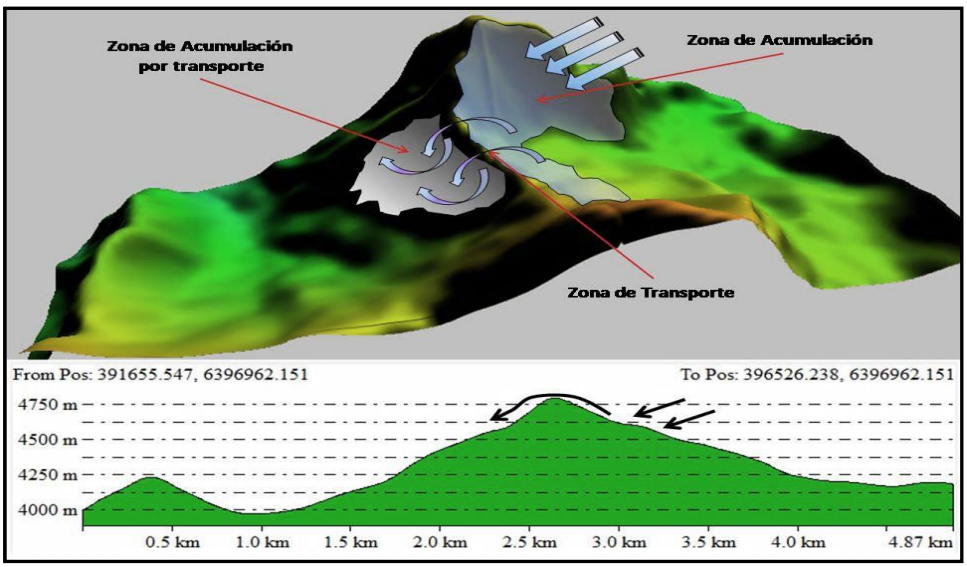


Figura 8.- blowing snow process transporte de nieve por viento, desde laderas con precipitación Barlovento a laderas sin precipitación sotavento.
Fuente: Elaboración propia.

2.2.4 Sublimación estática

La sublimación es un fenómeno que existe sólo bajo ciertas condiciones termodinámicas de presión y temperatura, y su intensidad depende fuertemente de las características de la capa superficial de la atmosfera. De esta forma, los lugares más favorables para la ocurrencia de sublimación, y consecuentemente los que han recibido mayor atención, son los casquetes polares y zonas de alta montaña. Debido a la compleja accesibilidad inherente a tales ambientes, sumada a la costosa instrumentación que se requiere, los estudios sobre sublimación han sido bastante limitados.

Particularmente en Chile, los primeros trabajos que advirtieron acerca de la importancia de la sublimación corresponden a Lliboutry (1954), quien le atribuyó un rol clave en la formación de los penitentes, sin llegar a cuantificarla. En la misma línea, Corripio y Purves (2005) estimaron una tasa de sublimación de 2 mm/d, derivada a partir de mediciones puntuales en los glaciares Juncal Norte y Loma Larga. Posteriormente Falvey y Garreaud (2007) han deducido, en una aproximación muy gruesa, una tasa de 1.5 mm/d para la misma zona. Favier *et al*., (2009) estimaron una tasa de sublimación de 80 mm/año en la zona andina del Norte Chico, en donde recientemente MacDonell *et al*., (2010) han desarrollado trabajos en los cuales cuantifican las tasas de sublimación mediante el método de las covarianzas turbulentas. Los resultados mostraron que de 0,5 a 3 mm/día de sublimación se produjeron durante el período de estudio, realizado entre el 23 al 31 de Enero del 2008.

Es posible separar las metodologías para estimar la sublimación en dos grandes grupos: los métodos directos y los métodos indirectos. Dentro de los primeros se encuentran el método gravimétrico (lisímetros de pesada) y el método de las covarianzas turbulentas. Si bien ambos enfoques se han utilizado frecuentemente en estudios sobre sublimación (e.g: Cox *et al.*, 1971; Wagnon *et al*., 1999; Zhang *et al*., 2004; Cullen et al., 2007; Molotch *et al*., 2007), los problemas de representatividad y automatización que representan los lisímetros, y las barreras económicas que significan, por ejemplo, el analizador de gases y anemómetro sónico de una instalación de covarianzas turbulentas, han derivado en que las metodologías indirectas sean las más utilizadas para estimar la sublimación. En virtud de la teoría de la similaridad, se pueden obtener expresiones que relacionan los flujos turbulentos (y consecuentemente las tasas de sublimación) con las variables micrometeorológicas. Por su simpleza, el método de arrastre aerodinámico *(bulk aerodynamic method)* es el más recurrido para realizar estas estimaciones y, para el cálculo del flujo de calor latente $\mathcal{H}_L$ queda dado por:

$$\mathcal{H}_L = \rho \cdot L_u \cdot C_{\mathcal{E}z} \cdot U(z) \cdot [Q_0 - Q(z)] \qquad (5)$$

Donde ρ es la densidad del aire, L_u es el calor latente específico de sublimación, $C_{\mathcal{E}z}$ es un coeficiente que incorpora los efectos de rugosidad y estabilidad atmosférica, su determinación usualmente es empírica y se obtiene de una regresión lineal cuando las variables de la fórmula nº 5 han sido medidas, $U(z)$ es la velocidad del viento a la altura de referencia (z), Q_0 y $Q(z)$ son, respectivamente, las humedades específicas en la superficie y a la altura z, usualmente Q_0 se adopta como la humedad de saturación

(Hicks y Martin, 1972). En términos generales, las tasas de sublimación se estiman considerablemente menores que las de fusión, sin embargo, en ambientes de montaña con características semiáridas la sublimación puede cumplir un importante rol en el balance hídrico (Strasser *et al*., 2008; MacDonald *et al.*, 2010), no sólo por la cantidad de agua sublimada, sino también porque la cantidad de energía que requiere puede limitar aquella disponible para el derretimiento de la nieve (Winkler *et al.*, 2009).

2.2.5 Sublimación dinámica

Cuando se tiene transporte de nieve por el viento, una parte de la nieve erosionada es relocalizada y otra parte es sublimada a la atmósfera. Las pérdidas por sublimación dinámica pueden llegar a ser mucho mayores que las asociadas a la sublimación estática del manto nival debido a la mayor superficie de la nieve expuesta al viento (DeWalle y Rango, 2008).

En general, tasas importantes de sublimación dinámica han sido reportadas para terrenos relativamente llanos (Pomeroy y Gray, 1994; Pomeroy y Essery, 1999), donde existe un fetch suficiente que permite generar el transporte y consiguientemente la sublimación de la partícula de nieve. Paralelamente, existen estudios que demuestran que el transporte de nieve por el viento es importante también en ambientes de montaña, (MacDonald *et al*., (2010) determinaron que en ambientes alpinos la acumulación de nieve puede estar sobreestimada en un 30% al despreciar la sublimación dinámica, variable que al momento de modelar los caudales, entregaría resultados exagerados exagerados.

2.2.6 Intercepción de la nieve por la cubierta vegetal

Al precipitar, antes de llegar a la superficie, la nieve puede ser obstaculizada por la cubierta vegetal y el follaje, este fenómeno se conoce como intercepción y tiene gran influencia en la hidrología nival, dado que tiene importantes consecuencias tanto en los flujos másicos como energéticos.

La nieve interceptada por la cubierta vegetal puede ser sublimada, caer al manto nival en forma sólida, o bien derretirse y alcanzar el manto nival en forma líquida. El conocimiento detallado de la distribución y tipo de vegetación en la región de estudio es esencial para modelar satisfactoriamente los efectos de la intercepción sobre el deshielo (DeWalle y Rango, 2008).

Si bien la Cuenca Alta del Río Maipo muestra variaciones fitogeografías, Quintanilla (1983) destaca que la escasa vegetación del área presente en fondos de valles y laderas por sobre los 2000 msnm, (ver figura 9) se caracteriza por soportar bajas temperaturas adaptada a un sustrato de suelo pedregoso y al violento viento con precipitaciones nivosas.

Desde este punto de vista los factores que afectan la intercepción de la nieve son meteorológicos y característicos del tipo de vegetación. Por ejemplo, la descarga por gravedad de una masa de nieve interceptada por la cubierta vegetal depende de la

flexibilidad de las ramas, o también, la nieve caída a una temperatura cercana a los 0 (ºC) tiene una mayor facilidad para ser interceptada, ya que presenta una mayor cohesión que cuando cae a temperaturas menores.
Un parámetro común utilizado en el cálculo de la intercepción de nieve es el Índice de Superficie Foliar (LAI, por sus siglas en inglés), definido como el área proyectada de las hojas y/o ramas integradas desde las partes más altas del follaje hasta la superficie del suelo; ciertamente la intercepción aumenta en la medida que aumenta el LAI.

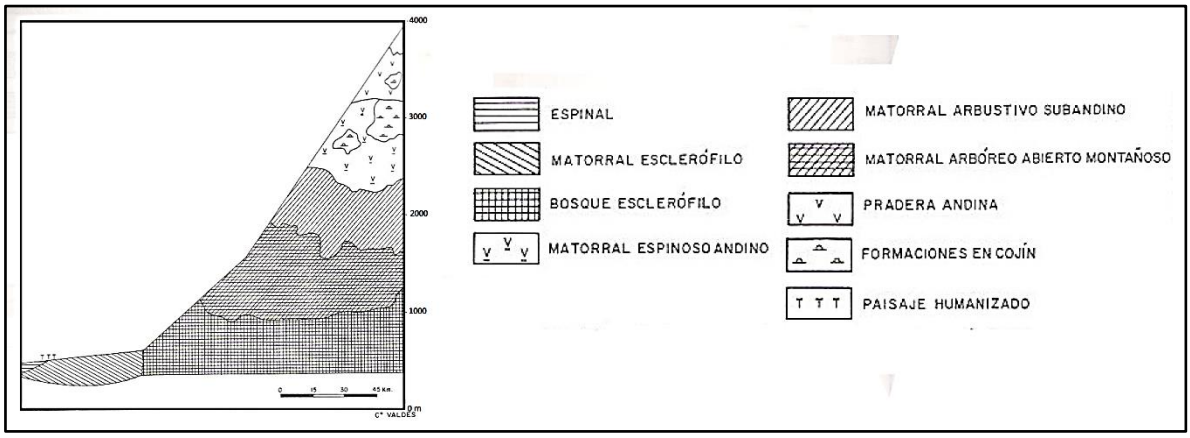


Figura 9.- Perfil Fitogeográfico del área de estudio 33º 30' - 34º 00' de latitud Sur
Fuente: Adaptado de Quintanilla (1983)

2.2.7 Distribución de la cubierta nival

El monitoreo del área cubierta por nieve o Snow Covered Area (SCA) juega un rol fundamental en la hidrología de nieves, dado que su análisis temporal y espacial puede ser utilizado para mejorar la predicción de los caudales de deshielo. Incluso, algunos modelos usan la curva de agotamiento [5] como una herramienta de validación para sus resultados (Gonthier 2011)

En una cuenca cualquiera, la distribución del SCA está lejos de ser uniforme, debido a factores como la intercepción o el transporte de nieve por el viento (mencionados con anterioridad), y la ablación diferencial producto de distintas condiciones de temperatura o radiación. Esto último es particularmente importante en cuencas de montaña, dónde la orografía genera diferencias en la forma que incide la radiación solar, creando incluso zonas de sombra, las cuales no reciben radiación solar directa y donde el manto de nieve tiende a perdurar por más tiempo que en zonas expuestas directamente a los rayos del sol. Şensoy *et al*., (2010) analizaron la relación entre el SCA, la topografía y ciertas variables hidrometeorológicas en una cuenca piloto al este de Turquía, ubicada en la cabecera del río Éufrates, de características similares a la zona de estudio considerada en este trabajo. Sus resultados indican un derretimiento diferencial debido a la topografía, no sólo por la elevación, sino también como producto de la pendiente y la orientación.
En este estudio se analizará el efecto de los parámetros morfológicos anteriores en las simulaciones y, aunque el enfoque espacial considerado no permite realizar evaluaciones

[5] Se entiende la *curva de agotamiento* como aquella que relaciona el valor medio del SWE con el área cubierta por nieve o SCA.)

finas del SCA, resultados a partir de imágenes satelitales permitirán validar la existencia o no de nieve en ciertas zonas.

2.2.8 Equivalente en agua *(SWE)*

Como ya se ha mencionado a lo largo de esta investigación, la hidrología de nieves se enfoca en el estudio de los procesos físicos que caracterizan la variabilidad espacio-temporal y la condición del manto nival. La evolución del manto nival presenta una periodicidad anual caracterizada por la acumulación de la nieve (precipitación), derretimiento de la nieve (debido al intercambio energético con el medio circundante) y la generación de escorrentía de deshielo. El concepto de equivalente en agua (SWE) (6) representa la altura de la lámina de agua generada (H) si un volumen de nieve con una densidad dada (P_s) es derretido completamente, convirtiéndose en agua líquida (P_w). El SWE es usado para cuantificar el volumen de agua en forma de nieve existente en un área determinada (Cornwell 2012).

$$SWE = H\ (P_s\ /\ P_w) \qquad (6)$$

El proceso de acumulación del manto nival se debe a la precipitación en forma de nieve formada a partir del proceso de nucleación de gotas frías en la atmósfera en condición sobresaturada las cuales generan un estado de coexistencia, transfiriendo calor entre el vapor de agua y los núcleos fríos. Posteriormente se produce la solidificación y nieve, la cual, precipita desde las nubes por efecto gravitacional. (Mckay *et al* 1981)

La formación y precipitación de nieve depende de la ubicación geográfica, características climatológicas y morfológicas (frentes fríos y cálidos, efectos orográficos, convergencia) como también hidráulicas (presencia de cuerpos de agua superficial).

La distribución espacial del manto nival es altamente variable y difícil de predecir debido a que revela no solo una serie de fenómenos climáticos superpuestos, sino que además, se ve afectada por los procesos de transporte eólico (mediante saltación, suspensión turbulenta o arrastre) e intercepción vegetal descrita en el punto 2.2.6. Paralelamente, las características morfológicas de la cuenca (elevación, orientación, pendiente y el grado de exposición al viento entre otras, descritas en el punto 2.1) afectan la distribución de la nieve al caracterizar indirectamente gradientes de temperatura y precipitación, la relación de pendientes entre el terreno y el ángulo de reposo del manto nival y, la distribución espacial de la radiación solar incidente (SIR), entre otros efectos.

A nivel de cuenca, el derretimiento está estrechamente relacionado con la radiación solar incidente, temperatura del aire, presencia de glaciares en la cuenca y el área de cobertura nival, presentando menor aleatoriedad que los hidrograma de cuencas pluviales. La presencia de glaciares tanto limpios como detríticos produce alteraciones del hidrograma de escorrentía extendiendo el período de caudales máximos y/o generando dos períodos de caudales máximos, el primero debido al derretimiento del manto nival y el segundo debido a la superposición del derretimiento retardado de nieves de alta montaña y de glaciares, siendo este último un aporte importante durante el período estival. (Ferrando F, 2012 comunicación oral). En zonas áridas y altas, durante el fin del período de

derretimiento y al inicio del período de acumulación, los glaciares controlan la dinámica del proceso de escurrimiento.

2.3 ASPECTOS DE METEOROLOGÍA LOCAL

2.3.1 Evaporación

La evaporación se produce básicamente por el aumento de energía cinética que experimentan las moléculas de agua cercanas a la superficie de un suelo húmedo o una masa de agua, producido por la radiación solar, el viento y las diferencias en tensión de vapor.

Este aumento de energía cinética provoca que algunas moléculas de agua asciendan de manera continua a la atmósfera. Al mismo tiempo, algunas de las moléculas que ya se encuentran en la atmósfera se condensan y regresan al cuerpo de agua. Naturalmente, lo que interesa en el modelamiento hidrológico es el flujo neto de partículas a la atmósfera, al cual se le denominará en lo sucesivo evaporación (figura 10).

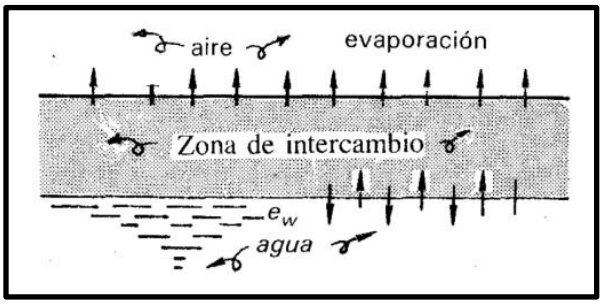


Figura 10.- Intercambio de energía mediante evaporación.
Fuente: Mijares 1989.

El intercambio de moléculas descrito en la figura 10, se forma en una pequeña zona situada junto a la superficie del agua. La evaporación será entonces igual a la cantidad de agua que logre salir de la zona de intercambio. Si e_w es la tensión de vapor existente en la zona de intercambio, e_a la tensión de vapor del aire que se tiene en un momento dado y $e_s$la tensión de vapor de saturación, se pueden presentar dos situaciones:

a) $e_s > e_w$ En este caso se produce evaporación mientras e_a sea menor que e_wCuando la tensión del vapor del aire alcanza el valor $e_w$deja de haber paso de moléculas de la zona de intercambio a la atmósfera y, por lo tanto, cesa la evaporación. Esto sucede antes de que el aire se sature.

b) $e_s < e_w$ En este caso la evaporación cesa cuando e_a alcanza el valor e_s a pesar de que aún existe un gradiente de tensión de vapor entre la zona de intercambio y la atmósfera. A partir de ese momento comienza a invertirse el proceso y se produce condensación, pues $e_a > e_s$

En cualquier caso, la evaporación es proporcional al gradiente de tensión de vapor entre la zona de intercambio y la atmósfera. Esto se conoce como *Ley de Dalton* y se expresa en la forma:

$$E = k(e_w - e_a) \quad (7)$$

Donde k es una constante de proporcionalidad y E es la evaporación. Debido a la reducida dimensión vertical de la zona de intercambio, la presión del vapor en la misma es difícil de medir; sin embargo, e_w generalmente tiene un valor cercano a e_a de manera que la ecuación (7) se expresa en forma aproximada como (8):

$$E = k(e_s - e_a) \quad (8)$$

La mayor parte de las fórmulas empíricas que se han propuesto se basan en el planteamiento aproximado de la ley de Dalton Granger (1972) y Priestley (1989), y principalmente están limitadas a encontrar la evaporación real limitada por la existente del suelo.

2.4. ASPECTOS DE PERCEPCIÓN REMOTA APLICADA

2.4.1 Percepción remota en ambientes nivales.

La Percepción Remota es la técnica para obtener información de un objeto o un proceso, por análisis de datos obtenidos mediante un instrumento que no se encuentra en contacto físico con los elementos a analizar.

El tipo de datos susceptibles de ser obtenidos por percepción remota puede originarse en la distribución o cambios de diferentes longitudes de onda electromagnética.

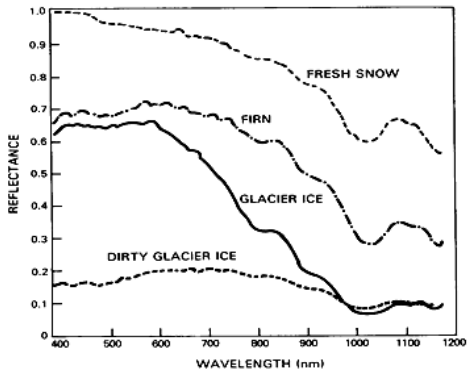
Su fundamento radica a que todo cuerpo sometido a temperaturas superiores a 0° Kelvin (-273ºC), emite energía electromagnética y la intensidad de energía emitida, depende de las características del material que predomina en su superficie. El coeficiente de emisividad es una característica de la materia y ante una misma temperatura ambiente, dos cuerpos diferentes emiten o absorben distinta intensidad de energía calórica.

Así el interés radica en medir la reflexión de objetos a intervalos de una longitud de onda específica. Tal como indica la figura 11, la reflexión característica de la fisonomía de la superficie de la Tierra puede ser cuantificada por mediciones de porciones de la energía incidente, que es reflejada como una función de la longitud de onda – el espectro de reflexión, *R(λ)*

$$R(\lambda) = \frac{ER(\lambda)}{EI(\lambda)} = \frac{\begin{matrix}Energía\ de\ \ longiud\ de\ onda\\ \lambda\ reflejada\ por\ el\ objeto\ x\ 100\end{matrix}}{\begin{matrix}energía\ de\ la\ longitud\ de\ onda\\ \lambda\ incidetal\ sobre\ el\ objeto\end{matrix}} \quad (9)$$

Fuente. Kônig *et al.,* 2001.

En Hidrología de nieves, la percepción remota se ha usado para acceder a datos de las masas de hielo en tiempo real y continuo, abarcando también una gran cantidad de años en el caso de estudios temporales (como Modis SCA) y para cubrir extensas áreas cubiertas por hielo y nieve (Kônig*et al.,* 2001, en Barcaza & Aniya, 2007).



Tipo de superficie	Mayor rango de reflectividad µm
Nieve fresca	0,4-0,5µm
Hielo glaciar	0,42-0,6µm
Hielo sucio	0,65-0,75µm

Figura 11.- Comportamiento espectral de distintos tipos de nieve y hielo. Diferencias en el comportamiento espectral de distintos tipos de nieve y hielo: nieve fresca (fresh snow), Neviza (firn), hielo glaciar (glacier ice), hielo y hielo cubierto de detrito (dirty glacier ice)
Fuente: Königet al., 2001

La observación desde satélites permite, hoy en día, obtener medidas de alta precisión y relativamente continuas de la cobertura nival, independientemente de las facilidades de acceso, siendo posible disponer de este tipo de antecedentes casi para cualquier cuenca en cualquier instante, aunque persisten algunas dificultades de interpretación debido a la existencia de nubes y otros fenómenos. (Maxson *et al*., 1996; Simpson *et al*., 1997). La disponibilidad de este tipo de información ha permitido el desarrollo de modelos de pronóstico de caudales de derretimiento de nieve y glaciares, especialmente orientados al empleo de datos de este estilo en cuencas de montaña (Martinec *et al*., 1983, Singh, 1995).

2.4.2 Índice de Vegetación Diferencial Normalizado (Ndvi)

Un Índice de Vegetación puede ser definido como un parámetro calculado a partir de los valores de la reflectancia a distintas longitudes de onda, y es particularmente sensible a la cubierta vegetal (Justice *et al.,* 1985; Batista *et al.,* 1997, Gilabert et al, 1997). Estos índices no miden directamente productividad ni disponibilidad forrajera, pero tienen una estrecha relación con estas variables, lo que permite utilizarlos para análisis regionales. Es decir, que los cambios del índice de vegetación permiten decir si un determinado mes o año es mejor o peor respecto al valor histórico.

El utilizar estos índices tiene su fundamento en el particular comportamiento radiométrico de la vegetación. Una cubierta vegetal en buen estado de salud, tiene una firma espectral que se caracteriza por el contraste entre la banda del rojo (entre 0,6 y 0,7 µm.), la cual es absorbida en gran parte por las hojas, y el infrarrojo cercano (entre 0,7 y 1,1 µm.), que es reflectada en su mayoría. Esta cualidad de la vegetación permite la realización de su valoración cualitativa.

El Índice de Vegetación Diferencial Normalizado se calcula mediante la expresión (10):

$$NDVI = \frac{IRC-R}{IRC+R} \qquad (10)$$

Donde IRC es la reflectividad en el infrarrojo cercano y R es la reflectividad en el rojo.

El rango de valores de las reflexiones espectrales se encuentra entre el 0 y el 1; ya que, tanto la reflectividad del infrarrojo cercano como la del rojo, son cocientes de la radiación reflejada sobre la radiación entrante en cada banda espectral. Por consecuencia de estos rangos de valores, el NDVI varía su valor entre -1 y 1.

Respecto a otros índices de vegetación más complejos, el NDVI tiene las ventajas de tener una gran sencillez de cálculo y de facilitar la interpretación directa de los parámetros biofísicos de la vegetación. Además permite la comparabilidad entre datos obtenidos por diferentes investigadores. Por otro lado tiene el inconveniente de que posee poca capacidad de minimizar la influencia del suelo y de la atmósfera.

El NDVI permite identificar la presencia de vegetación verde en la superficie y caracterizar su distribución espacial así como la evolución de su estado a lo largo del tiempo. Esto está determinado fundamentalmente por las condiciones climáticas. La interpretación del índice debe asimismo considerar los ciclos fenológicos y de desarrollo anuales para distinguir oscilaciones naturales de la vegetación de los cambios en la distribución temporal y espacial causados por otros factores. El agua tiene reflectancia R>IRC, por lo tanto valores negativos de NDVI. Las nubes presentan valores similares de R y IRC, por lo que su NDVI es cercano a 0. El suelo descubierto y con vegetación rala presenta valores positivos aunque no muy elevados. La vegetación densa, húmeda y bien desarrollada presenta los mayores valores de NDVI.

2.5 MODELACIÓN HIDROLÓGICA EN AMBIENTES DE MONTAÑA

2.5.1 Tipos de modelación

La hidrología de nieves es compleja y los modelos hidrológicos buscan simplificar la realidad, reteniendo los aspectos relevantes de estos sistemas mediante un set de ecuaciones que relacionan las entradas con las salidas del modelo.

En general, los modelos hidrológicos pueden ser clasificados de acuerdo a la naturaleza de su algoritmo de cálculo (empírico, conceptual, o físicamente basado), al enfoque con el cual se maneja la información y los resultados (estocásticos o determinísticos), y a su representatividad espacial (agregados, distribuidos o semidistribuidos). En este trabajo se utiliza un modelo de base física, es decir, que hace uso de estas leyes para describir los procesos hidrológicos; determinístico, donde las variables de estado quedan definidas únicamente por las condiciones iniciales, entradas y parámetros del modelo, sin incluir rangos de incerteza; y semidistribuido, basado en las Unidades de Respuesta Hidrológica o URHs.

En lo que respecta a la modelación en hidrología de nieves, la mayoría de los modelos se basa en uno de los siguientes enfoques: modelación mediante algoritmos tipo grado – día, o bien mediante balances energéticos en la superficie o el manto nival.

Los algoritmos tipo grado – día han sido el enfoque más utilizado para modelos de derretimiento gracias a que requieren poca información de entrada y a su buen desempeño en diversos ambientes, a pesar de su simplicidad. La formulación básica fue desarrollada por Anderson *et al*., (1973), dada por:

$$M = MF \cdot (T_a - T_b) \qquad (T_a \geq T_b) \qquad (11)$$

$$M = 0 \qquad (T_a \leq T_b)$$

Donde M es el derretimiento, MF es el factor o tasa de fusión por grado, T_a es la temperatura del aire, y T_b es la temperatura del aire sobre la cual la nieve comienza a derretirse. Si bien el uso de este tipo de modelos puede ser exitoso, su aplicación está restringida a condiciones puntuales, pudiendo no ser adecuado en situaciones más complejas o cuando la temperatura no es un buen estimador de la entrada de energía al manto nival (Dornes, 2009). En el caso particular de cuencas de montaña, la alta variabilidad espacial de las temperaturas y características del manto nival dificultan la estimación de los factores MF (en formula 11) a partir de mediciones puntuales, requiriendo de calibración.

Por su parte, los modelos físicamente basados (o de base física) incorporan un balance energético en su formulación. Bajo este enfoque, el derretimiento es estimado a partir de una conservación energética sobre la superficie de la nieve, o bien bajo un volumen de control que incluye el manto nival. Los términos considerados en este balance dependen de la complejidad considerada por el modelo para representar los flujos, entre los que se cuentan flujos radiativos, flujos turbulentos, y flujos convectivos (asociados a la precipitación y al gradiente térmico entre la superficie suelo – nieve).

Modelos de fusión físicamente basados han reportado un mejor desempeño que modelos basados en el algoritmo grado – día, con la ventaja adicional que las fuentes de error pueden ser identificadas, y con ello diagnosticar las correcciones para mejorar el modelo (Walter *et al*., 2005).
En este estudio se utilizó un modelo de base física, el cual se menciona posteriormente junto a la descripción de *Cold Regios Hydrological Model* (CRHM).

2.5.2 Representatividad espacial

La representación espacial de una cuenca puede ser abordada desde dos enfoques de modelación: el enfoque agregado o el enfoque distribuido.

Los modelos hidrológicos se desarrollaron originalmente considerando que las cuencas presentaban características físicas homogéneas, adoptando valores promediados para los parámetros morfológicos del modelo (Gonthier 2011), tales como tipos de suelo, pendientes, elevaciones, entre otros. Este enfoque, que representa un sistema real a partir de las características medias observadas, es llamado agregado. Los modelos agregados son simples y, en general, fáciles de implementar, pero no toman en cuenta la variabilidad espacial de las características de la cuenca y los procesos que sobre ella ocurren.

El enfoque distribuido, por su parte, toma en cuenta la distribución espacial de los parámetros del modelo y la heterogeneidad de las características de la cuenca. Ciertamente, el mayor nivel de detalle asociado a modelos distribuidos requiere una mayor cantidad de información de entrada y un mayor costo computacional. El avance tecnológico ha permitido, en general, despreocuparse de los tiempos de cálculo, sin embargo, Beven (2006) reconoce que modelos más complejos requieren una mayor cantidad de parámetros y condiciones iniciales y, por lo tanto, presentan más grados de libertad, lo que puede significar una complejidad mayor que se traduce en una mayor incerteza en las predicciones.

Es posible reconocer también los modelos semidistribuidos, los cuales representan algunas características y/o parámetros de forma homogénea dentro de ciertas zonas, y otras sobre las cuales si se representa su variabilidad espacial. Singh (1995) declara que, en estricto rigor, la mayoría de los modelos distribuidos no lo son completamente, porque generalmente algunas de sus características son agregadas. Más aun, los modelos distribuidos usualmente presentan una grilla de modelación donde cada celda tiene un determinado conjunto de parámetros asociados, y aunque ésta puede ser suficientemente pequeña respecto al área de modelación, al conjunto de parámetros de una determinada celda corresponde una agregación de los parámetros asociados al interior de dicha celda.

En este estudio la representatividad espacial para ambos modelos está dada por un enfoque Semidistribuido, basado en las Unidades de Respuesta Hidrológica o URH's (Hydrological Response Units).

2.5.3 Unidades de respuesta hidrológica o URH's

Las unidades de respuesta hidrológica son los elementos espaciales básicos de cálculo del modelo CRHM, razón por la cual gran parte del éxito de la modelación radica en una "*sabia distribución y delimitación de las URH's en la cuenca*". En general, se puede definir una URH como una unidad espacial que tiene un comportamiento hidrológico similar dado que presenta ciertos atributos en común. Estos atributos se pueden clasificar en tres grupos:

· Estructura biofísica: Suelos, vegetación, pendiente, aspecto, elevación y área.
· Estado hidrológico: Nieve equivalente en agua (SWE), energía interna del manto nival, nieve interceptada por la cubierta vegetal, humedad del suelo, y nivel freático del agua subterránea.
· Flujo nivológico: Transporte por viento, sublimación, evaporación, deshielo, infiltración, drenaje y escorrentía.

En la actualidad, la disponibilidad de software de Sistemas de Información Geográfica (SIG) ha facilitado el delineamiento de las URH's, y su concepto ha sido tratado y utilizado en distintos estudios (Flügel, 1995; Gurts *et al*., 1999; Guzmán *et al*., 2009; Khan *et al*., 2011).

Si bien una URH no necesita estar físicamente conectada, debe tener cierto grado de aproximación geográfica o una ubicación definida dentro de una secuencia hidrológica, con el objetivo de representar naturalmente los flujos que ocurren dentro de una cuenca. De esta forma, en CRHM (Figura 12 Esquema a **Modelo 1**) los flujos de agua interactúan entre distintas URHs antes de salir de la cuenca, contrastando con otros enfoques (Figura 12 esquema b **Modelo 2**) en que el resultado es el producto agregado de las unidades espaciales analizadas de forma independiente. Esto se ejemplifica en la Figura 12.

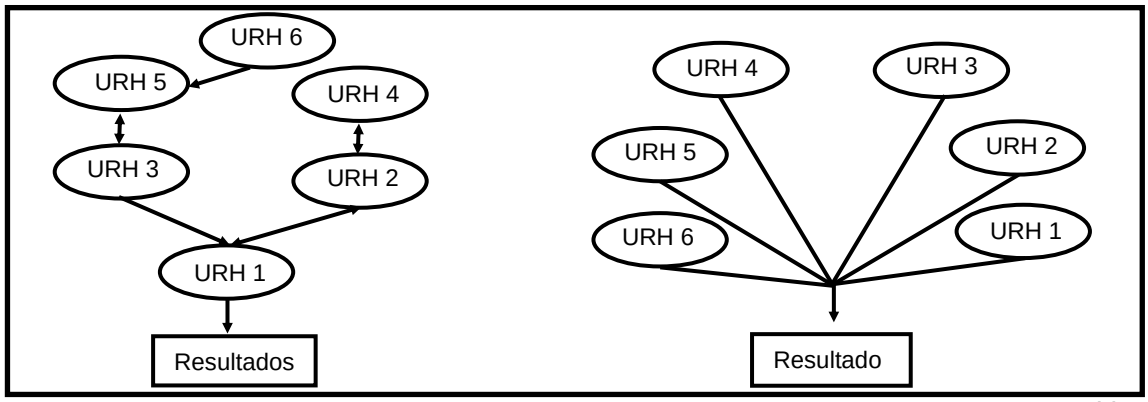


Figura 12.- Esquema a), derecha **modelo 1** Secuencial Hidrológico en CRHM. Esquema b) Izquierda **Modelo 2** basado en una sumatoria de Unidades.
Fuente: Adaptado de Gonthier 2011.

Incluso, la dirección de los flujos dentro de una misma URH puede ser distinta dependiendo del proceso que representan, por ejemplo, la escorrentía y flujos subterráneos de una determinada URH podrían descargar hacia alguna URH aguas abajo, mientras que el transporte de nieve por el viento, dependiendo de las características superficiales del área estudio y particularmente de la vegetación, puede transportarse hacia una URH aguas arriba. Veith *et al*. (2003) compararon tres modelos hidrológicos para representar una cuenca agrícola en Pennsilvannia: uno basado en las URHs para representar la cuenca (AVSWAT2000), y los otros utilizando grillas para representar la variabilidad espacial (ANSWERS-2000 y SMDR). El modelo basado en las URHs mostró los mejores ajustes a las observaciones.

Similarmente, años de investigación en las cuencas canadienses Wolf Creek y Trail Valley Creek permitieron concluir la identificación de las URH como un factor clave en el modelamiento de la dinámica de la acumulación de nieve y su posterior ablación (Marsh y Pomeroy, *et al.,* 2003)

2.5.4 Concepto de Regionalización en modelación Hidrológica.

En la modelación hidrológica, se entiende regionalización como la transferencia de ciertos parámetros del modelo desde una cuenca que se espera que tenga un comportamiento hidrológico similar a la cuenca de interés (Dornes, 2009).

En general las técnicas de regionalización se basan en métodos de regresión entre los parámetros calibrados de un modelo y las características de la cuenca (Abdulla y Lettenmaier, 1997). Si bien la regionalización puede llegar a ser una herramienta poderosa, sobre todo en cuencas sobre las cuales no se tienen mediciones de terreno, estudios al respecto han mostrado un limitado éxito, dependiente del grado de similaridad entre las cuencas y del tipo de información utilizada (Littlewood, 2003).

Aunque se han realizado varios intentos para evaluar la regionalización de parámetros en modelos hidrológicos, la mayoría corresponde a modelos conceptuales, y pocos han tratado con modelos de base física. Incluso, Kuczera y Mroczkowiski (1998) sugieren que en enfoques conceptuales, para cuencas sin información, la regionalización es prácticamente imposible, debido principalmente al problema de la no unicidad.

Merz y Blöschl (2004) encontraron que metodologías basadas en la cercanía espacial permitían una mejor regionalización que aquellas que involucraban regresiones sobre las características de la cuenca, aunque lo anterior se explica en parte porque su estudio consideró cuencas hidrológicamente heterogéneas. Similarmente, Dornes *et al*. (2008) concluyeron que en modelos distribuidos y físicamente basados, la transferencia de parámetros de acuerdo al paisaje, es decir, con similares características geomorfológicas, vegetaciones e hidrológicas, parece ser más confiable que aquellos esquemas de regionalización que utilizan métodos de regresión.

2.5.5 El Modelo Hidrológico para Regiones Frías (CRHM)

El Modelo Hidrológico para Regiones Frías o CRHM (Cold Regions Hydrological Model) (Pomeroy *et al*., 2007a) es una plataforma desarrollada por el Centro de Hidrología de la Universidad de Saskatchewan, Canadá, como resultado de una extensa línea de investigación en ambientes fríos.

El modelo CRHM presenta una estructura modular, en donde los fenómenos son representados de forma distribuida a través de distintas URH's. Aspectos relevantes del modelo CRHM son la flexibilidad al permitir escoger los módulos de acuerdo a las necesidades u objetivos de la modelación; el fundamento teórico basado en los procesos físicos del sistema hidrológico; la representación de la secuencia natural de flujos a través de las URH; y su sensibilidad frente a impactos en el uso del suelo o cambio climático. El enfoque orientado a la representación de los procesos físicos contribuye a un mejor entendimiento de la hidrología, permitiendo transferir regionalmente los parámetros involucrados y, en teoría, prescindir de calibración.

El modelo CRHM permite simular los siguientes procesos característicos en regiones frías: fusión y acumulación del manto nival, infiltración, balance de humedad del suelo, evapotranspiración, balance energético, intercepción vegetacional y sublimación, transporte de nieve y seguimiento direccional de flujos superficiales y subterráneos.

Este estudio pretende describir las características Básicas del modelo de CRHM, señalando sus ventajas, alcances y limitaciones, con especial énfasis en la descripción de los módulos utilizados en este trabajo.

2.5.6 Aplicabilidad del modelo

La plataforma CRHM fue desarrollada originalmente para proveer de un marco de trabajo dentro del cual se integraran algoritmos numéricos derivados de observaciones de una serie de procesos hidrológicos de considerable incerteza, basados en las interacciones físicas que los controlan, para cuencas de pequeña y mediana escala. Estos procesos consideran: transporte de nieve por el viento, intercepción de nieve por el follaje, sublimación, ablación, infiltración, rastreo del agua, evaporación, intercambio radiativo, entre otros.

Dado que los distintos módulos de CRHM tienen algún grado de significancia física, el modelo no tiene limitaciones para ser utilizado en altas latitudes y altitudes en la medida que los módulos escogidos sean adecuados para representar los principales procesos hidrológicos de la zona de interés. Un aspecto importante de CRHM es que no dispone de ninguna herramienta de calibración, lo cual, lejos de ser una desventaja, permite acotar la incerteza y mejorar la representación numérica de los procesos hidrológicos y consiguientemente mejorar las predicciones (Pomeroy *et al*., 2007). Lo anterior tiene como objetivo evitar forzar parámetros sin significancia física para ajustar la convergencia de los datos observados y los predichos, como ocurre generalmente en la modelación convencional y, al mismo tiempo, servir como una herramienta de auto diagnóstico para identificar falencias en la representación del modelo, ya sea por las metodologías consideradas, por la representación de la cuenca, o por la adquisición de observaciones.

Con más de una década de desarrollo, CRHM se encuentra hoy en el estado del arte de la modelación hidrológica de regiones frías. CRHM ha sido utilizado principalmente por la Universidad de Saskatchewan, en Canadá, donde fue desarrollado, y ha sido aplicado para simular los distintos procesos del ciclo hidrológico bajo distintas condiciones, tales como la sublimación y redistribución de nieve por el viento en ambientes alpinos (MacDonald *et al*., 2009), la acumulación y fusión en zonas de bosques (Ellis *et al*., 2010), derretimiento, infiltración y rastreo en diversas cuencas canadienses (Dornes, 2009), o la acumulación de nieve sobre terrenos agrícolas (Neilly, 2011), entre otros. Además, recientemente CRHM fue utilizado en el proyecto SnowMIP2 (Essery *et al*., 2009), el cual contempla treinta y tres modelos desarrollados en distintas partes del mundo para evaluarlos y compararlos en tres sitios representativos de la hidrología de nieves en ambientes de bosques, en Suiza, Canadá y Estados Unidos.

En lo que respecta a este trabajo, se dispone de algunos antecedentes por parte del autor que el modelo CRHM se ha utilizado previamente en el hemisferio sur, pero su aplicación a cuencas de montaña no ha sido calibrado, ya que el objetivo de estas investigaciones es demostrar el funcionamiento del modelo en base a los datos disponibles para el área de estudio (Gonthier 2011).

La versión de CRHM utilizada en esta memoria corresponde a la 4.11 16, modificada el 15 de Diciembre de 2012, y proporcionada por el desarrollador de CRHM, Tom Brown, previa comunicación por correo electrónico.

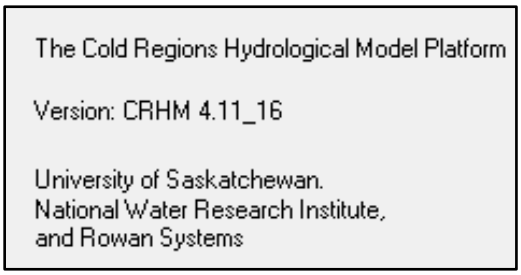


Figura 13.- Imagen extraída de plataforma CRHM; licencia de software de modelamiento hidrológico.
Fuente: Elaboración propia.

2.5.7 Módulos a utilizar

El modelo CRHM dispone de una gran cantidad de módulos para representar distintos procesos involucrados en la hidrología de nieves. De igual forma permite crear nuevos módulos de acuerdo a las necesidades de cada investigación. Por esto en este estudio solo se describen aquellos que se utilizan en la modelación. Para mayor información se sugiere remitirse al manual de ayuda de CRHM.

Como indica la figura 14 dentro de la librería de CRHM, los módulos pueden diferenciarse entre aquellos básicos, avanzados, personalizados, u obsoletos, entre otros. Sin embargo para poder correr un modelo se deben incorporar a lo menos los comandos básicos correspondientes a: basin, global, obs, pbsm, ebsm, netall, greencrack, evap, soil y netroute, puesto que manejan datos y formulas relacionadas entre sí.

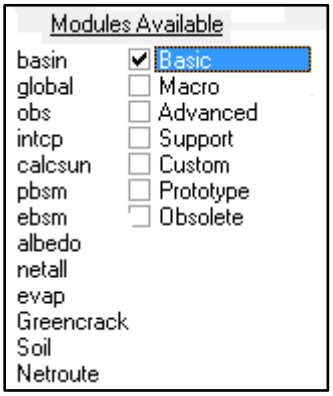


Figura 14.- Imagen extraída de plataforma CRHM; módulos para construir modelo.
Fuente: Elaboración propia.

Además, se ha incorporado el módulo avanzado Annandale, que permite estimar la radiación de onda corta incidente a partir de las temperatura extremas, ya que no se contó con información radiativa continua para el área de estudio. A pesar de su nombre, los módulos básicos involucran complejos procesos e interacciones entre ellos, más aun, la mayoría de los estudios que han utilizado CRHM generalmente se centran en procesos específicos del ciclo hidrológico, utilizando una cantidad limitada de módulos y bajo períodos de simulación acotados que comúnmente no superan un año o una temporada. En rigor, los módulos deberían ser escogidos en base a la información disponible y su confiabilidad, a las características de la cuenca, a los fenómenos que se quieren representar, y a las variables de salida que se quieren evaluar.

Dado que este estudio busca una evaluación general de una cuenca de montaña en Chile Central más que un ajuste entre las variables observadas y predichas, es que se han escogidos módulos para representar cada uno de los principales procesos del ciclo hidrológico nival. También cabe señalar que otro aspecto que motivó la elección de los módulos utilizados en este trabajo radica en que algunos módulos de CRHM disponen de escasa documentación bibliográfica y datos observados, lo cual podría derivar en una errónea modelación y malos resultados generales.

En este estudio, todos los módulos que representan los procesos hidrológicos son de base física, a excepción de los módulos *soil y netroute*, de origen conceptual. Por lo anterior, los parámetros de estos dos últimos módulos quedaran sujetos a calibración y ajuste manual según la condición de permeabilidad del suelo y la cobertura vegetal de en cada URH en el área de estudio.

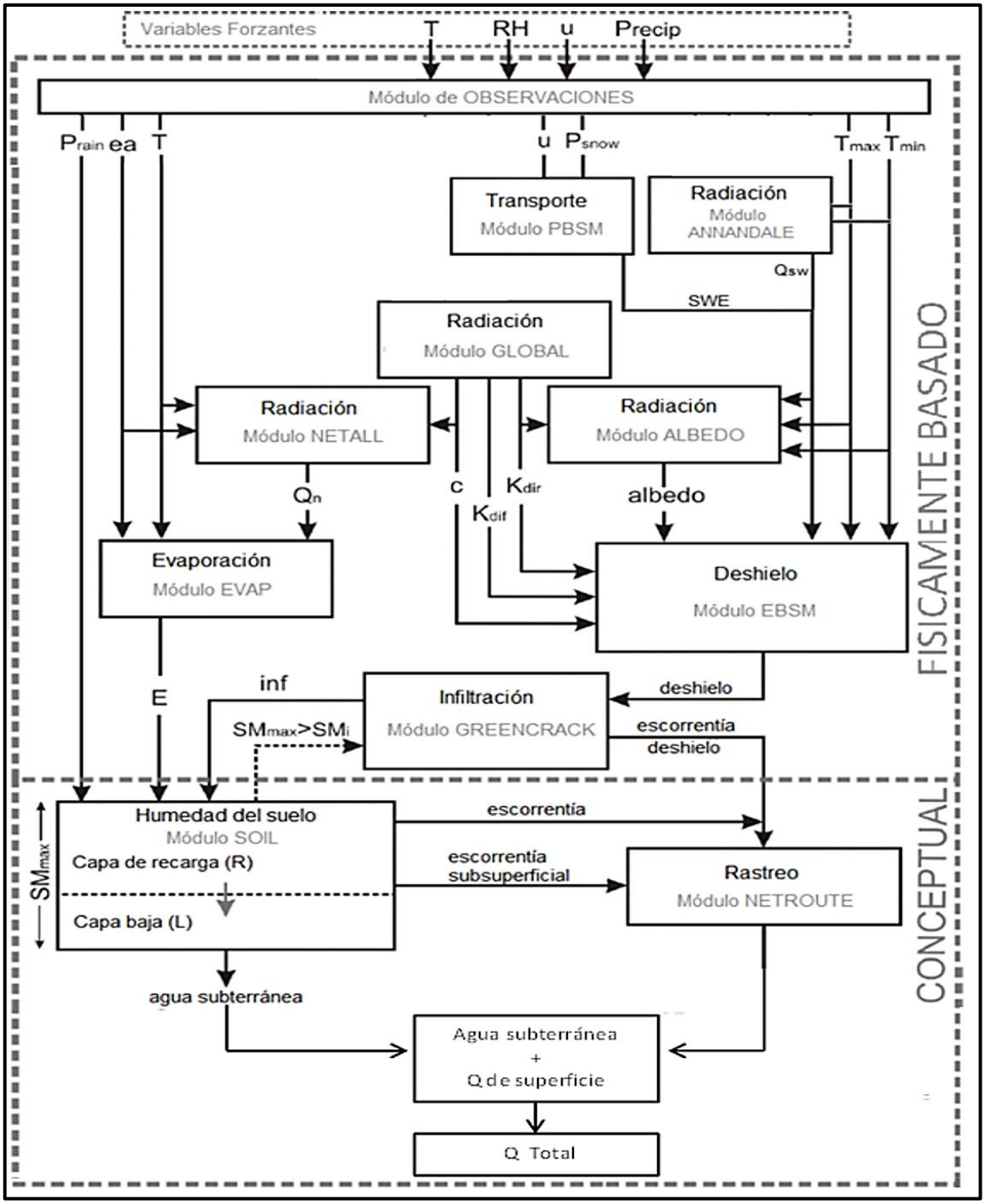
A continuación se presenta una tabla con una breve descripción de los módulos utilizados en este trabajo.

Módulo	Descripción general
basin	Maneja las características morfológicas de la cuenca y su caracterización espacial, definiendo los atributos de cada URH
global	Estima la radiación neta teórica, así como también las componentes directa y difusa de la radiación solar incidente y las horas de sol diarias.
obs	Procesa la información de entrada ingresada al modelo y la distribuye al resto de los módulos.
pbsm	Estima el transporte de nieve por el viento y la sublimación dinámica asociada. También maneja como variable de estado el equivalente en agua SWE.
ebsm	Modelo de nieves que simula el período de acumulación y ablación en base a un balance energético.
netall	Estima la radiación neta y el flujo de calor desde el suelo, estos cálculos no son utilizados por el modelo de nieves, sino por el módulo que simula la evapotranspiración.
greencrack	Calcula la infiltración para suelos en ambientes fríos. Cuando no se tiene nieve utiliza la metodología de Green – Ampt.
evap	Estima las tasas de evaporación siguiendo las metodologías de Granger o Priestley Taylor.
soil	Simula la humedad subsuperficial mediante la conceptualización de dos capas de suelo.
netroute	Maneja la secuencia de flujos a través de la cuenca, en base a tiempos de almacenamientos y desfases asociados a cada URH.
Annandale	Estima la radiación solar incidente a partir de las temperaturas diarias extremas

Tabla 1.- Tabla de módulos a utilizar en la modelación de la cuenca
Fuente: Modificada por el autor a partir de Gonthier 2011.

La Figura 15 muestra un esquema simplificado de las interacciones entre los módulos ocupados en esta memoria. Por simplicidad, debido a la gran cantidad de parámetros y variables manejadas por cada módulo, al final de este subcapítulo se presentan las Tablas 2, 3 y 4 que exponen, de acuerdo a la nomenclatura adoptada por CRHM, las variables asociadas a cada uno de los módulos considerados en este trabajo, y que se irán calculando metodológicamente en base a las variables de entrada.

Las variables de entrada y el pre y procesamiento de datos son explicados detalladamente en el punto N° 4.2



Las flechas indican las entradas/salidas de los módulos. ***T*** : temperatura (ºC), ***RH*** Humedad Relativa (%), Q_{sw} : Radiación Solar Incidente ($W*m^{-2}$), ***u***: Velocidad del viento ($m*s^{-1}$), ***ea***: presión de vapor (Pa), ***Precip***: precipitación (mm), K_{dir}: radiación de onda corta directa ($W*m^{-2}$), K_{dir}: radiación de onda corta difusa ($W*m^{-2}$), ***c***: índice de nubosidad , T_{max}: temperatura máxima diaria (ºC), T_{min} : temperatura mínima diaria (ºC), Q_n : radiación neta ($W*m^{-2}$), P_{snow} : precipitación sólida (mm), ***E***: evaporación (mm), SM_{max} : humedad máxima del suelo (mm), SM_i : humedad del suelo (mm), ***inf***: infiltración. **Q**: Caudal

Figura 15.- Modificada de plataforma CRHM; Esquema simplificado de módulos para construir modelo.
Fuente: Adaptada de Gonthier 2011.

Módulo	Variable	Unidad	Descripción
global	QdroD	MJ /m^2 d	Radiación solar directa diaria sobre cielo despejado
	QdroDext	MJ /m^2 d	Radiación solar directa diaria en el tope de la atmósfera, independiente de la pendiente y el aspecto
	QdfoD	MJ /m^2d	Radiación solar difusa diaria sobre cielo despejado
	Qdro	W/m^2	Radiación solar directa sobre cielo despejado
	Qdfo	W/m^2	Radiación solar difusa sobre cielo despejado
	Qdflat	W/m^2	Radiación solar neta sobre la superficie terrestre, independiente de la pendiente y el aspecto
	QdflatE	W/m^2	Radiación solar neta en el tope de la atmosfera, independiente de la pendiente y el aspecto
	SolAng	Rad	Angulo solar en radianes
	SunMax	H	Horas diarias teóricas de sol
obs	hru t	º C	Temperatura
	hru rh	%	Humedad relativa
	hru ea	kPa	Presión de vapor
	hru u	m / s	Magnitud de la velocidad del viento
	hru p	mm / int	Precipitación
	hru rain	mm / int	Precipitación pluvial
	hru snow	mm / int	Precipitación nival
	hru tmax	º C	Temperatura máxima diaria
	hru tmin	º C	Temperatura mínima diaria
	hru tmean	º C	Temperatura media diaria
	hru eamean	kPa	Presión de vapor media diaria
	hru umean	m / s	Magnitud de la velocidad del viento media diaria
	hru rhmean	%	Humedad relativa media diaria
	hru newsnow	Adimensional	Variable binaria que indica si se tiene nieve fresca
intcp	net rain	mm / int	Precipitación pluvial descontada la intercepción
	net snow	mm / int	Precipitación nival descontada la intercepción
	net p	mm / int	Precipitación descontada la intercepción
	intcp evap	mm / int	Intercepción evaporada
Annandale	hru SunAct	H	Horas de sol

Tabla 2.- Tabla de módulos nomenclatura y salidas a utilizar en la modelación de la cuenca
Fuente: Elaboración propia.

Módulo	Variable	Unidad	Descripción
pbsm	SWE	Mm	Equivalente en agua del manto nival
	Subl	mm / int	Sublimación producto del blowingsnow
	Drift	mm / int	Nieve transportada fuera de la URH
	Prob	Adimensional	Probabilidad de ocurrencia de blowingsnow
	snowdepth	M	Profundidad del manto nival
albedo	Albedo	Adimensional	Albedo
	meltflag	Adimensional	Variable binaria que indica los días en que el deshielo es posible
	winter	Adimensional	Variable binaria que indica la temporada de invierno
netall	net	MJ /m^2 int	Radiación neta
	netD	MJ /m^2 d	Radiación neta diaria
	RnD	mm/m^2 d	Radiación neta diaria
ebsm	snowmeltD	mm / d	Deshielo diario
	LW ebsm	Mm	Agua líquida en el manto nival
	u ebsm	MJ	Déficit de energía en el manto nival
	Qmelt	MJ / d	Energía disponible para el deshielo
evap	hru actet	mm / int	Evapotranspiración real (limitada por la cantidad de humedad en el suelo)
	hru evap	mm / int	Evaporación
	hru evapD	mm / d	Poder secante según Granger
	evapGrangerD	mm / d	Evaporación diaria estimada a partir de medias diarias
Greencrack	infil	mm / int	Infiltración
	snowinfil	mm / int	Infiltración proveniente de la nieve
	runoff	mm / int	Escorrentía
	meltrunoff	mm / int	Escorrentía proveniente de la nieve
	crackstat	Adimensional	Variable de estado de la infiltración
	RainOnSnow	Mm	Precipitación acumulada sobre el manto nival
	crackon	Adimensional	Variable binaria que indica cuando la rutina crack está habilitada

Tabla 3.- Tabla de módulos nomenclatura y salidas a utilizar en la modelación de la cuenca
Fuente: Elaboración propia.

Módulo	Variable	Unidad	Descripción
soil	Sd	Mm	Almacenamiento por depresión
	soil rechr	Mm	Contenido de humedad del suelo en la zona de recarga
	soil moist	Mm	Contenido de humedad del suelo de la zona de raíces
	soil gw	mm / int	Exceso desde soil moist y Sd que va al agua subterránea
	soil gw D	mm / d	soil gw acumulado diario
	soil ssr	mm / int	Escorrentía subsuperficial desde soil rechr y Sd
	soil ssr D	mm / d	soil ssr acumulado diario
	soil runoff	mm / int	Resto del exceso de agua en el suelo
	soil runoff D	mm / d	soil runoff acumulado diario
Netroute	inflow	mm× km^2 / int	Suma del aporte de otras URH y flujo superficial y subsuperficial del mismo URH
	outflow	mm× km^2 / int	Salida desde la URH después de aplicar el retardo
	gwoutflow	mm× km^2 / int	Salida de agua subterránea desde la URH después de aplicar el retardo
	ssrinflow	mm× km^2 / int	Escorrentía subsuperficial hacia la URH
	ssroutflow	mm× km^2 / int	Escorrentía subsuperficial desde la URH
	runinflow	mm× km^2 / int	Suma de escorrentía y escorrentía proveniente del deshielo hacia la URH
	runoutflow	mm× km^2 / int	Salida de escorrentía después de aplicar el retardo
	basinflow	m^3 / int	Salida media de escorrentía y flujo subsuperficial
	basingw	m^3 / int	Salida media de agua subterránea

Tabla 4.- Tabla de módulos nomenclatura y salidas a utilizar en la modelación de la cuenca
Fuente: Elaboración propia.

CAPITULO III
ANTECEDENTES GENERALES

3.1 CUENCA DEL RÍO MAIPO

3.1.1 Contexto total de la cuenca.

La cuenca hidrográfica del Río Maipo abarca prácticamente la totalidad del territorio de la Región Metropolitana, parte de la V y VI regiones extendiéndose entre los paralelos 32º55'-34º15' latitud sur y meridianos 69º55'-71º33' longitud oeste. Drena una superficie de 15.304 Km^2 cubriendo prácticamente el 100% de la Región Metropolitana y una mínima superficie de las Regiones de Valparaíso (Provincia de San Antonio y Valparaíso) y del Libertador Bernardo O'Higgins (Provincia de Cachapoal). El Río Maipo tiene una longitud de 250 Km y es la principal fuente de agua de la Región Metropolitana. Atiende alrededor del 70% de la demanda actual de agua potable y cerca de un 90% de las demandas de regadío. Otro aprovechamiento intensivo es el hidroeléctrico. Esta cuenca, posee una alta concentración de habitantes e industrias.

El uso del agua en la cuenca del Maipo comprende la acuicultura, pesca deportiva y recreativa, captaciones superficiales y subterráneas para agua potable, generación de energía eléctrica, actividad industrial y minera, y para el riego de más de 246.440 hectáreas destinadas a la agricultura.

El régimen hidrológico de la cuenca del Maipo presenta una componente pluvial, dada por las precipitaciones en la cuenca media y baja que comprende la depresión central, Cordillera de la Costa, y una componente nival asociada al deshielo de la cuenca alta cordillerana[6], con precipitaciones medias anuales cercanas a 480 mm de agua equivalente, concentradas en los meses de Junio, Julio y Agosto (CADE – IDEPE, 2004)

En el área andina, los asentamientos humanos, en general, se emplazan en el fondo de los valles del río Maipo y sus principales tributarios el río Mapocho y el río Colorado.

En la cuenca media (depresión central) y de acuerdo al número de habitantes de cada localidad, Santiago es la ciudad que concentra el mayor número de habitantes a nivel regional y nacional, ya que es la capital, principal núcleo industrial y comercial del país. La población de la Región Metropolitana según e reciente resultado preliminar del censo de población 2012, alcanza los 6.045.532 habitantes que corresponde al 41 % de la población total del país.
El desarrollo de diversas actividades productivas ha hecho que esta región se constituya como el principal centro económico del país (Ver Tabla 5). La Región Metropolitana es la que concentra la mayor cantidad de población y a la vez el mayor porcentaje del Producto

[6] Existen nieves da baja montaña (< 2000msnm) que se funden rápidamente; Nieves de media montaña (2000 a 3000) que se funden gradualmente durante la primavera; y nieves de alta montaña (>3000) que aportan durante el verano mediante fusión tardía.

Interno Bruto (PIB), convirtiéndola en una de las regiones con un ritmo de crecimiento por encima del promedio nacional.
Clasificación de uso del suelo Cuenca del río Maipo.

Cuenca del río Maipo	Uso de suelo	Superficie (Ha)	(%) de destinada para cada uso
15.304 Km^2	Praderas	64.736	4,2
	Terrenos agrícolas y agricultura de riego	246.447	16,1
	Plantaciones forestales	9.584	0,6
	Áreas urbanas e industriales	58.220	4
	Minería industrial	1.966	0,1
	Bosque nativo y bosque mixto	73.190	4,8
	Otros Usos*	633.921	41,4
	Áreas sin vegetación	442.336	28,9

* Referidos a los siguientes usos: matorrales, matorral – pradera, rotación cultivo – pradera, áreas no reconocidas, cuerpos de agua, nieves – glaciares y humedales.
Tabla 5.- Superficie total destinada a cada uso de suelo, dentro de la cuenca estudio.
Fuente. Adaptada de Diagnóstico y clasificación de los Cursos y cuerpos de agua Según objetivos de calidad. DGA 2004.

3.1.2 Sistema Físico Natural

Climatología local
La cuenca del Río Maipo se caracteriza por presentar un ciclo anual de precipitación bien definido, caracterizado por un máximo invernal y un período estival con un monto significativamente menor que va aumentando hacia el sur. Este régimen se conoce como clima templado mediterráneo y abarca desde los 30ºS hasta los 40º S

En la parte alta, la Cuenca del Maipo registra una temperatura media anual de 10 ºC con fuertes contrastes térmicos pudiendo registrar temperaturas máximas que alcanzan valores superiores a 27 ºC durante el día (Ver figura 16 y tabla 6). En este sector las precipitaciones se pueden presentar en forma de nieve sobre los 1.500 msnm aumentando en función de la altura y alcanzando valores medios anuales de 536 mm en Estación San José de Maipo y 640 mm. en Estación Yeso Embalse como también, temperaturas medias anuales de 14,2ºC (Estación Las Melosas). Por sobre los 3.000 msnm las bajas temperaturas y las precipitaciones sólidas caracterizan un clima Frío de Altura, permitiendo la acumulación de nieve y mantención de cuerpos de hielo en cumbres y quebradas de la alta Cordillera, donde estos últimos años ha predominado un balance de masa negativo Ferrando (2003).

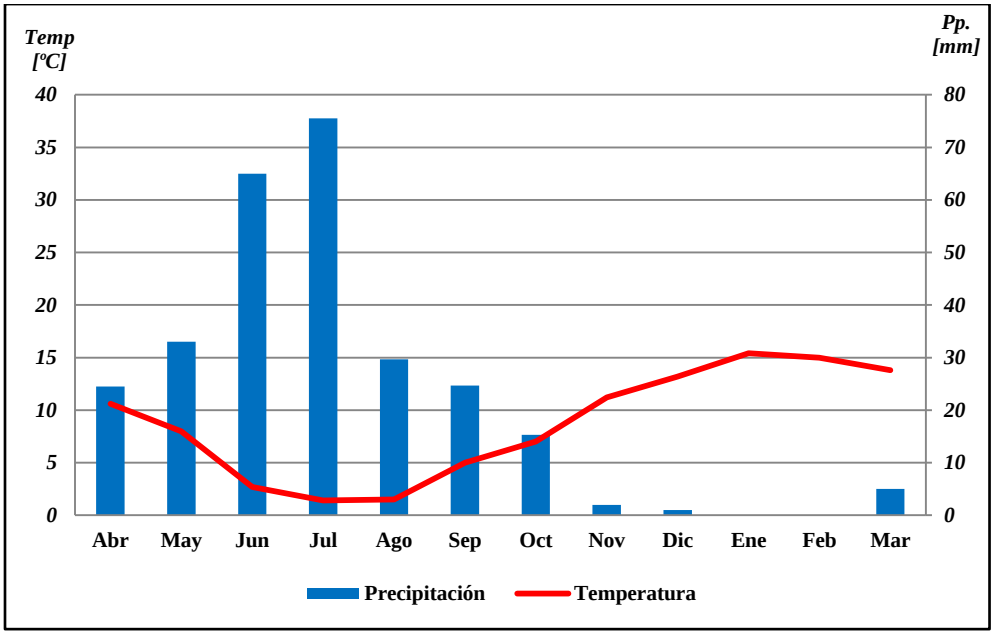


Figura 16.- Comportamiento de temperatura y precipitaciones medias a 2500 msnm – Período de análisis 2001- 2012.
Fuente: Elaboración propia en base a datos DGA. Provenientes de Estación Yeso Embalse

Variable	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic	Ene	Feb	Mar
Temperatura	10.6	8	2.7	1.4	1.5	5	7	11.2	13.2	15.4	15	13.8
Precipitación	24.5	33	65	75.5	29.7	24.7	15.3	2	1	0	0	5

Tabla 6.- Comportamiento de temperatura y precipitaciones medias a 1500 msnm – Período de análisis 2001- 2012.
Fuente: Elaboración propia en base a datos DGA. Provenientes de Estación San José del Maipo en Renten.

En la cuenca media, Santiago registra una temperatura media anual de 22,5º C, pero al igual que en la Cordillera de los Andes, los contrastes térmicos son fuertes, alcanzando las máximas en verano valores superiores a 30º C durante el día. Respecto a las precipitaciones, estas se concentran principalmente durante los meses de mayo a septiembre, marcando un punto máximo en los meses de Junio y julio (Véase figura 17 y tabla 7). Lo anterior logra un marcado contraste entre la estación seca y lluviosa, los que en promedio duran 8 y 4 meses respectivamente.

Por su parte, en el sector medio (depresión central) y valles interiores de la Cordillera de la Costa, se impide la influencia del océano, provocando una inversión térmica y la disminución de precipitaciones en los sectores aledaños a su ladera oriental (sotavento).

Lo anterior se contrapone con el ya mencionado clima de altura en la parte alta de la cuenca, donde La Cordillera de los Andes produce un efecto contrario, aumentando las precipitaciones a medida que se asciende en altitud (Barlovento). Esto provoca que existan dos áreas completamente diferentes entre el sector andino y la depresión intermedia.

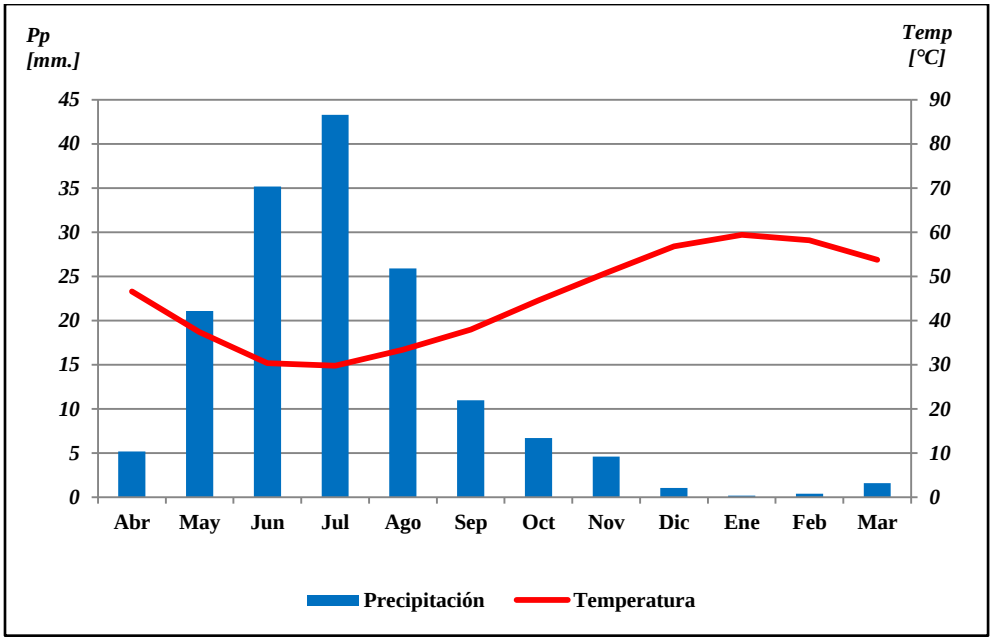


Figura 17.- Precipitaciones medias anuales registradas en la Estación Quinta Normal período de análisis 2000-2012.
Fuente: Elaboración propia en base a datos de pp. Anual.

Variable	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic	Ene	Feb	Mar
Temperatura	23.3	18.7	15.2	14.9	16.7	19	22.3	25.4	28.4	29.7	29.1	26.9
Precipitación	10.4	42.2	70.4	86.6	51.8	22	13.4	9.2	2.1	0.4	0.8	3.2

Tabla 7.- Precipitaciones medias anuales registradas en la estación quinta normal período de análisis 2000 - 2012.
Fuente: Elaboración propia en base a datos de pp. Anual.

3.2 CARACTERIZACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

3.2.1 Delimitación hidrológica del área

Según la delimitación de cuencas de la Dirección General de Aguas (2000) La cuenca Alta del Río Maipo esta particionada en ocho sub cuencas.

CÓDIGO DE CUENCA	CÓDIGO DE SUBCUENCA	CÓD BNA SUB SUB CUENCA	NOMBRE DE SUB SUB CUENCA	AREA Km^2
057	0570	05707	Rio Colorado entre Rio Olivares y Rio Maipo	338,12
		05706	Rio Olivares hasta junta Río Colorado	543,2
		05705	Rio Colorado antes junta Rio Olivares	788,82
		05704	Rio Maipo entre Rio Volcán y Rio Colorado	533,37
		05703	Rio Yeso hasta Junta río Maipo	627,01
		05702	Rio Volcán hasta Junta Río Maipo	523,28
		05701	Rio Maipo entre Rio Negro y Rio Volcán	737,07
		05700	Rio Maipo bajo junta Rio Negro	767,53
TOTAL				4858,4

Tabla 8.- Subdivisión de cuenca alta del rio Maipo la Dirección General de Aguas (2000)
Fuente: Elaboración propia.

En sentido estricto, y como se aprecia en la tabla 8 y figura 18, las subsubcuencas son secciones inferiores de las subcuencas principales mientras que otras son subcuencas secundarias y afluentes de las primeras. Ello altera el sentido de las áreas tributarias respecto del río principal. Lo anterior se ejemplificó, al observar las CVA y caudales de la

subcuenca 05707, ya que dentro de su área de drenaje incluye aportes de 05705 y 05706. La situación es más compleja en la subcuenca 05704 donde se reúnen los aportes de todas las subcuencas.

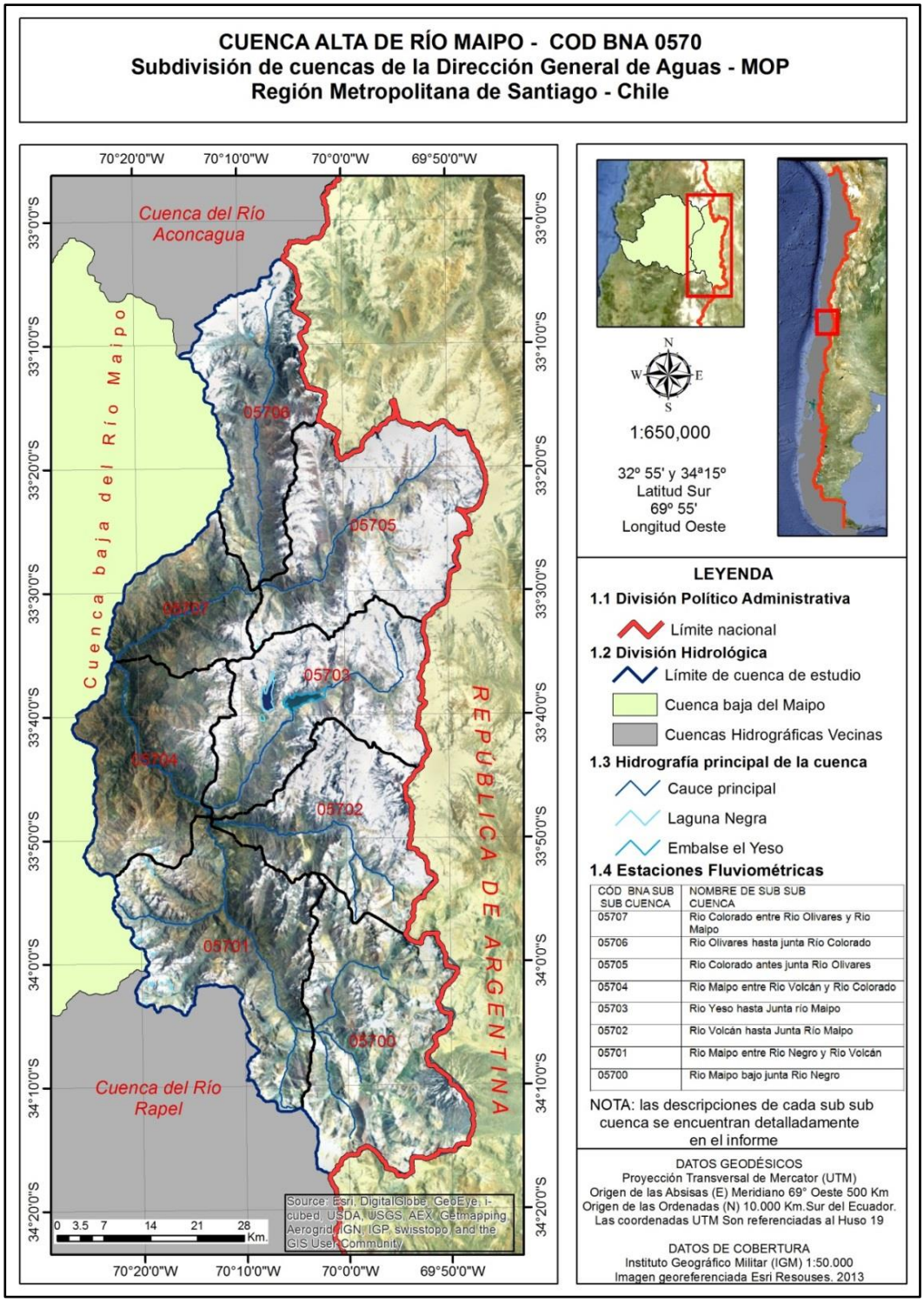


Figura 18.- Subdivisión de cuenca alta del rio Maipo de la Dirección General de Aguas (2000)
Fuente: Elaboración propia en base a SIG DGA 2012.

3.2.2 Geomorfología del área

La cuenca muestra una morfología glacial y periglacial redondeada en las partes medias y bajas por procesos fluviales. Se caracteriza fuertes por valles encerrados, cuyas laderas presentan pendientes que promedian entre los 28º y los 32º (Ver figura 19). El perfil altitudinal varía aproximadamente entre los 1000 y 6500 msnm. Concentrándose la mayor cantidad de área alrededor de los 3600 msnm, tema que se trata con más detalle en el punto 4.3.

Geomorfológicamente la cuenca del río Maipo, presenta depósitos sedimentarios de origen glacial, fluvioglaciales, fluviales, gravitacionales y cineríticos dispuestos sobre rocas graníticas paleozoicas y mesozoicas, además de rocas volcánicas y sedimentarias cretácicas.

En la parte alta los sedimentos glacifluviales, se disponen en niveles aterrazados ocupando el fondo de los valles glaciales, a medida que se desciende en altura estos varían entremezclándose con unidades de terrazas fluviales, claro ejemplo de ello se aprecia en la confluencia de los ríos Maipo y Yeso. Según Araya-Vergara (1991) se distinguen dos familias de depósitos glacifluviales, una asociada al río Yeso (DGY) y la segunda asociada al Maipo (DGM) confluyendo ambos ríos en la localidad de San Gabriel. En este punto existe una tendencia de ubicación del DGM por debajo de DGY.

La existencia de unidades sedimentarias en el sector del río Yeso, exhiben morrenas, depósitos glaciofluviales (DGF) y flujo de detritos, en contacto. En toda el área de estudio se ubican conos de deyección como de coluvios. Los coluvios están ligados a antiguas zonas glaciales, donde antes pasaba una lengua glacial, dando paso a laderas rocosas e inestables afectadas por el sistema de erosión periglacial. De igual forma se pueden encontrar unidades glaciales como morrenas laterales, de fondo y llanuras glaciofluviales, en el fondo de los valles.

Los valles que se adentran en la cuenca, poseen laderas con alta gradiente, rasgos de disgregación periglacial y escasa cobertura vegetal (figura 19). Esto demuestra lo severo del clima de altura.

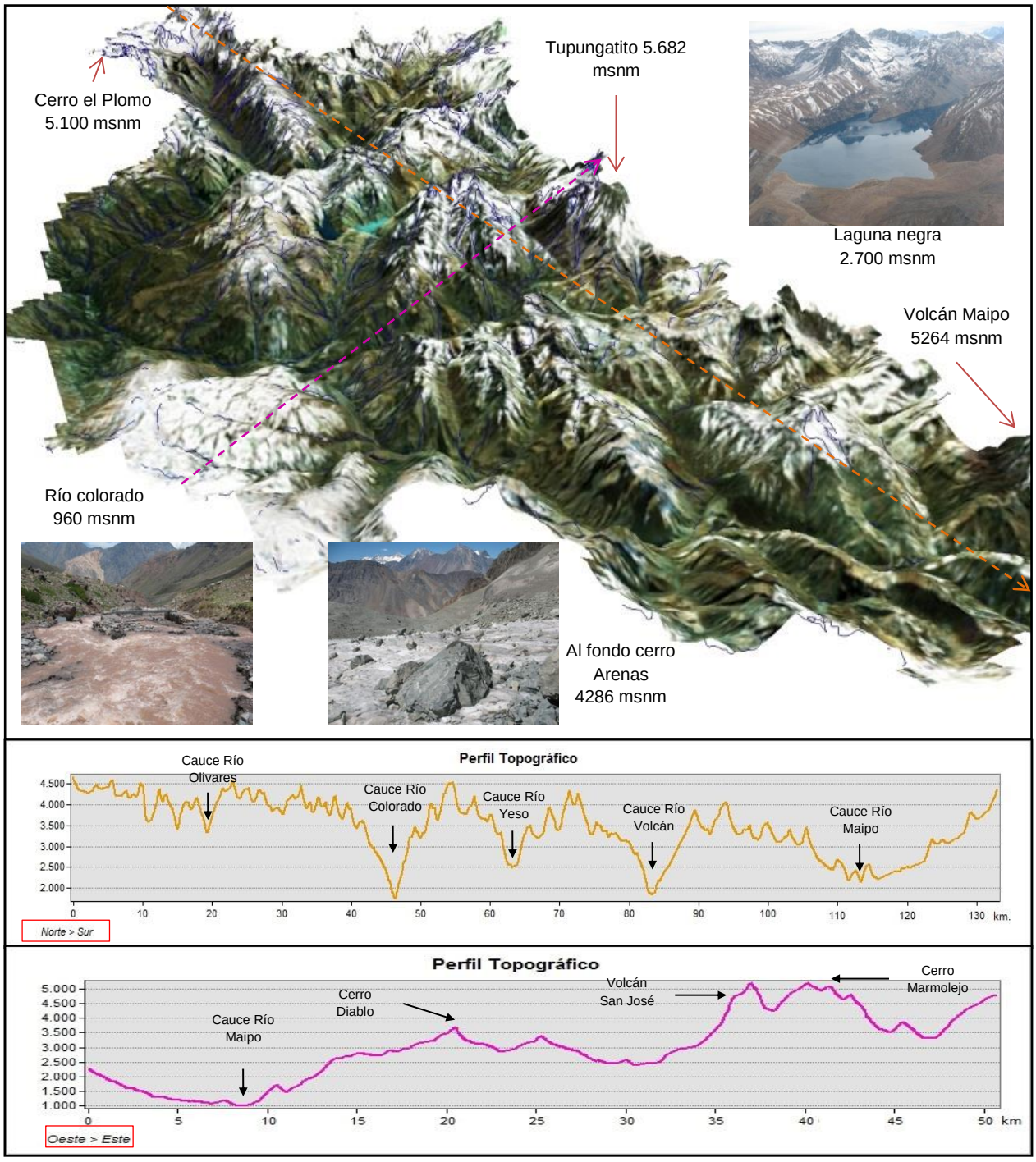


Figura 19.- Modelo tridimensional del área de estudio. Abajo perfil topográfico longitudinal y transversal de la cuenca.
Fuente: Elaboración propia.

3.2.3 Información Fluviométrica

En Chile, la distribución de las estaciones meteorológicas y fluviométricas se concentran en la depresión intermedia y hacia la costa, encontrándose un bajo número de éstas en la pre-cordillera y sólo algunas en la alta montaña (DGA 2011). Esto ha generado un conocimiento mayor en las zonas bajas, en contraste con las zonas altas donde el dominio de las variables es insuficiente, y por lo tanto, un menor entendimiento.
El área de estudio posee una buena cantidad de estaciones fluviométricas, lo que hace posible tener un control íntegro de los recursos hídricos superficiales. Sin embargo, este control no es continuo en el tiempo ya que las crecidas influyen negativamente en las mediciones, generando vacíos en el registro. A pesar de ello el régimen de escorrentía y la disponibilidad de información concuerdan con los principales criterios de selección e intervalo de tiempo medido, de acuerdo a los alcances de la modelación en CRHM. Otros criterios fueron el área de la sub-cuenca y el bajo grado de alteración del régimen natural.

Según el registro de las estaciones fluviométricas actualmente operando en la cuenca alta del Río Maipo se pueden distinguir dos régimen hidrológicos: Predominio Nival y Nivo-Pluvial, siendo el primero el más representativo del área de estudio (Figura 20). El primer régimen se desarrolla en la zona de influencia de la Cordillera de los Andes, donde los mayores caudales se presentan en los meses de deshielo (Ver tabla 8). Se sabe también que existe aporte de agua de fusión glacial y que la línea de nieves es variable durante el invierno, rondando los 2000 msnm. (Ferrando 2008) Establece que la Línea de Nieve Estacional (LNE) de invierno suele ubicarse unos 100 metros más baja de la altura media de la isoterma 0 *(ºC),* es decir a unos 1650 msnm. En años con precipitación entorno al promedio de 600 mm/año.

Grupos de Estaciones Fluviométricas

N°	Régimen	Nombre Estación	COD BNA	LAT	LON	ALTITUD
1	PREDOMINIO NIVAL	RIO MAIPO EN LAS HUALTATAS	05701001-0	33,98	70,15	1820
2		RIO OLIVARES ANTES JUNTA RIO COLORADO	05706001-8	33,49	70,14	1532
3		RIO MAIPO EN LAS MELOSAS	05701005-3	33,85	70,2	1527
4		RIO COLORADO ANTES JUNTA RIO OLIVARES	05705001-2	33,59	70,13	1500
5		RIO VOLCAN EN QUELTEHUES	05702001-6	33,81	70,21	1365
6		RIO COLORADO ANTES JUNTA RIO MAIPO	05707002-1	33,49	70,37	920
7	PREDOMINIO NIVO-PLUVIAL	RIO MAIPO EN SAN ALFONSO	05704002-5	33,73	70,3	1092
8		RIO MAIPO EN EL MANZANO	05710001-K	33,76	70,16	864

Tabla 9.- Estaciones Fluviométricas en la Cuenca alta del Río Maipo; área de estudio
Fuente: Elaboración propia.

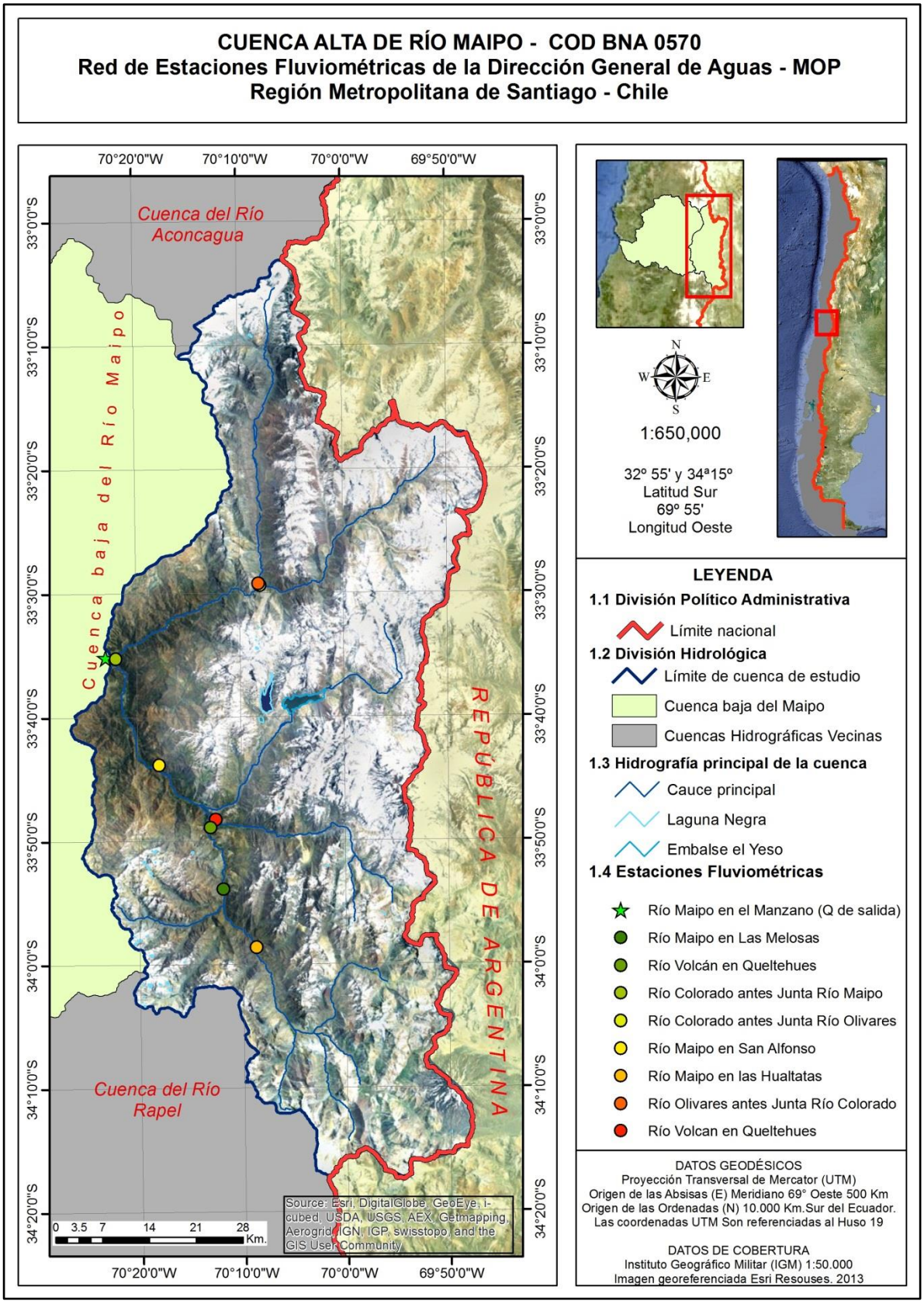


Figura 20.- Localización de estaciones de medición en la Cuenca Alta del Río Maipo.
Fuente: Elaboración propia.

3.2.4 Descripción de estaciones Fluviométricas

Variaciones de caudal medio mensual según estación.

Nombre de estación	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic	Ene	Feb	Mar	Abr
Maipo en el Manzano	149.41	180.14	156.1	135.31	142.84	181.93	289.69	422.26	414.86	330.09	245.88	176.52
Maipo en San Alfonso	66.33	104.91	67.89	79.54	90.74	105.51	170.18	299.66	265.5	216.1	145.82	80.14
Colorado antes de Junta Río Maipo	29.11	32.08	36.69	28.04	33.31	48.09	63.48	98.39	98.66	82.07	56.4	41.66
Maipo en las Melosas	14.4	19.26	12.49	16.04	10.76	38.85	77.4	155.32	200.47	107.6	75.41	35.63
Maipo en las Hualtatas	27.69	26.99	18.65	16.54	17.1	27.58	59.66	106.76	162.03	97.22	52.18	34.2
Colorado antes junta Río Olivares	15.74	19.45	13.32	13	16.03	16.56	29.92	53	69.1	53.6	36.07	22.41
Volcán en Queltehues	4.63	5.61	4.43	4.05	6.94	8.98	20.04	40.74	47	36.8	22.1	12.5
Olivares antes de junta con Río Colorado	5.83	6.31	7.54	6.89	8.55	6.69	18.43	30.84	37.14	26.83	15.85	8.88

Tabla 10.- Comparación de caudal entre estaciones Fluviométricas de la Cuenca alta del Río Maipo; área de estudio
Fuente: Elaboración propia.

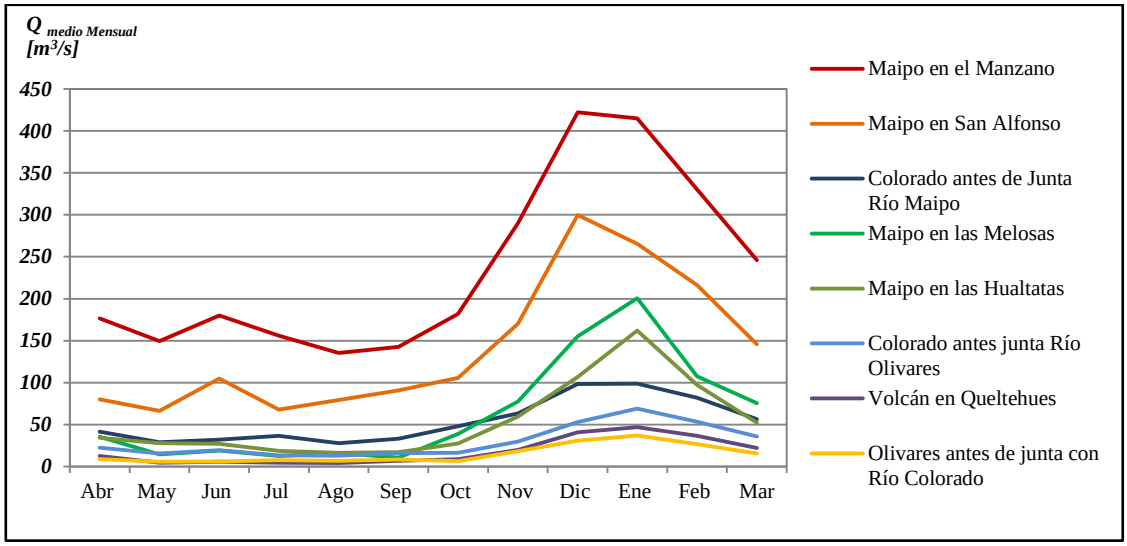


Figura 21.- Comparación de caudales entre estaciones Fluviométricas de la Cuenca Alta del Río Maipo.
Fuente: Elaboración propia.

3.2.5 Descripción de las Estaciones de Aforo según Curva de Variación Estacional CVE

Nomenclatura de medición establecida según DGA 2004:

Pex (%) corresponde a la probabilidad de excedencia, y la fila Dist entrega la abreviatura de la distribución de mejor ajuste para el mes correspondiente. La abreviatura corresponde a la siguiente:

Distribución	**Abreviatura**
Normal	: N
Log-Normal 2 parámetros	: L2
Log-Normal 3 parámetros	: L3
Gumbel o de Valores Extremos Tipo I	: G
Gamma 2 parámetros	: G2
Pearson Tipo III	: P3
Log-Gamma de 2 parámetros	: LG
Log-Pearson tipo III	: LP

A continuación se presenta las Curvas de la Variación Estacional de Caudales medios mensuales y para probabilidades de excedencia de 5%, 10%, 20%, 50%, 85% y 95% de las estaciones Fluviométricas actualmente operando y que se utilizaron en este estudio para la evaluación de recursos hídricos superficiales de la Cuenca Alta del Río Maipo. Estos cuadros corresponden a la situación actual con un período de análisis de 20 años, por lo que se considera un ejercicio real observado, en base a datos proveniente de la red Hidrometeorológica de la Dirección General de Aguas MOP.

Es importante mencionar que cada estación de medición está caracterizada por un régimen a lo largo del año Hidrológico. Para esto (Ferrando F, 2013 com. oral) describe que aquellas estaciones con predomino de régimen nival se pueden clasificar según su altitud, y el porcentaje al aporte del caudal total será resultado de su procedencia y temporada en que se encuentre. Así las estaciones que se encuentren en:

Baja montaña (< 2000 msnm): se caracterizan por aportar agua de fusión a inicios de la primavera.
Media montaña (2000 a 3500 msnm): aportan mayormente caudales de fusión desde mediados de primavera hasta finales de primavera.
Alta montaña (> 3500 msnm): aportan caudales de fusión mayormente desde inicios de verano, sumando a este aporte caudales de fusión de glaciares y del permafrost.

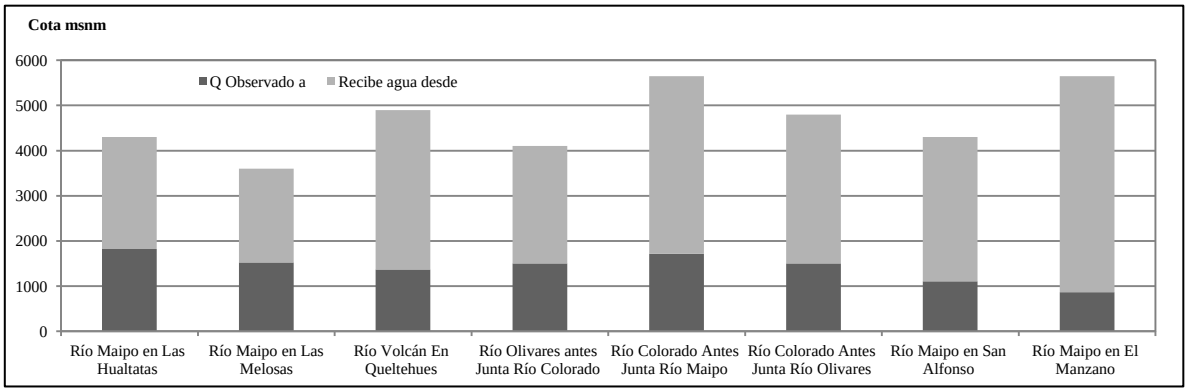


Figura 22.- Comparación de estaciones Fluviométricas según altitud de medición y aporte según área de drenaje aguas arriba
Fuente: Elaboración propia.

Se observa en la figura 22, que todas las cuencas poseen aportes de alta montaña, variable que es considerada al momento de delimitar cada URH para el área de estudio, puesto que los hidrogramas modelados, deberían presentar pequeñas variaciones provenientes de fusión de glaciar. De igual forma la Estación Maipo en el Manzano por tratarse de una estación donde se reúnen el total de drenaje, representa un punto importante de análisis.

1. Río Maipo en Las Hualtatas

La estación Maipo en las Hualtatas se encuentra en la Cordillera de Los Andes a 1820 msnm, con un área de drenaje de 843 km^2 y una altura máxima de 4500 msnm. Presenta caudales mensuales con un marcado régimen nival en donde los mayores gastos se presentan en el período de fusión o derretimiento de la nieve, entre los meses de noviembre y marzo, alcanzando sus mayores registros en el mes de enero para años húmedos y en el mes de diciembre para los años secos. En la siguiente tabla (Nº 11) se expresan los datos de la curva de variación estacional de la estación de aforo indicada, ordenada según año hidrológico desde el 1 de mayo al 30 de Abril. Por su parte la figura 23 refleja las variaciones antes descritas.

Curva de Variación Estacional en Maipo en las Hualtatas
Cod BNA 05701001-0

Pex (%)	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic	Ene	Feb	Mar
Pex= 5 %	34,2	27,69	26,99	18,65	16,54	17,1	27,58	59,66	106,76	162,03	97,22	52,18
Pex= 10 %	29,41	23,97	22,54	17,01	15,55	16,22	26,13	55,77	95,38	124,74	77,69	46,19
Pex= 20 %	24,86	20,4	18,47	15,31	14,43	15,21	24,49	51,34	83,21	92,44	60,32	39,85
Pex= 50 %	18,93	15,63	13,46	12,73	12,51	13,46	21,57	43,6	64,11	55,84	39,81	30,06
Pex= 85 %	14,78	12,18	10,24	10,44	10,5	11,58	18,31	35,22	46,49	35,12	27,46	21,23
Pex= 95 %	13,31	10,93	9,19	9,4	9,47	10,6	16,56	30,85	38,49	29,14	23,68	17,31
Dist	L3	L3	L3	G	L2	L2	G2	N	L2	L3	L3	L2

Tabla 11.- Datos curva estacional, Estación Maipo en las Hualtatas, ordenada según año Hidrológico desde el 1 de Abril hasta el 31 de Marzo.
Fuente: Elaboración propia

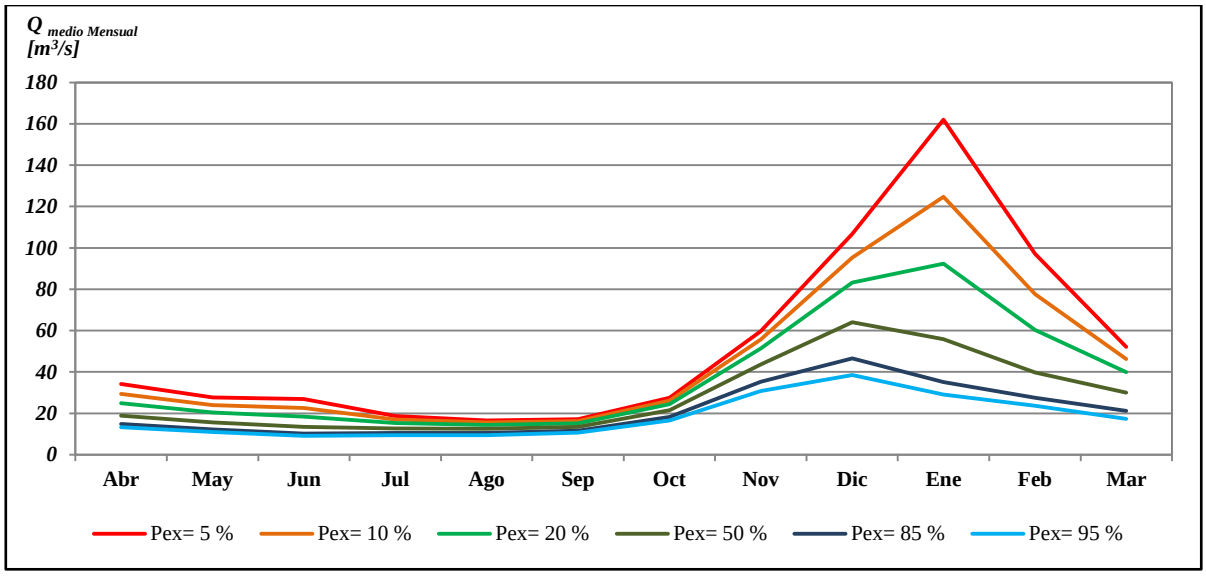


Figura 23.- Grafico curva estacional, Estación Maipo en las Hualtatas, ordenada según año Hidrológico desde el 1 de Abril hasta el 31 de Marzo.
Fuente: Elaboración propia

2. Río Maipo en Las Melosas

A menor elevación que la estación Maipo en las Hualtatas, se ubica Maipo en las Melosas, a 1527 m.s.n.m., con un área de drenaje de 1488 km^2. Esta estación presenta un comportamiento similar al de la estación Maipo en las Hualtatas, donde los máximos se muestran durante los meses de Diciembre y Enero. La tabla 12 muestra los datos con los respectivos porcentajes de excedencia, mientras la figura 24 refleja la curva de variación estacional, mostrando un claro régimen nival, con bajísimos caudales durante la temporada invernal.

Curva de Variación Estacional estación Maipo en Las Melosas
Cod BNA 05701005-3

Pex (%)	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic	ene	Feb	Mar
Pex= 5 %	35,63	14,4	19,26	12,49	16,04	10,76	38,85	77,4	155,32	200,47	107,6	75,41
Pex= 10 %	24,26	10,26	12,77	8,35	10,65	8,98	32,97	70,3	131,21	153,16	82,91	52,57
Pex= 20 %	15,24	6,81	7,76	5,17	6,52	7,11	26,58	61,69	106,97	110,54	60,46	34,51
Pex= 50 %	6,26	3,11	2,99	2,14	2,64	4,3	16,49	45,25	72,4	59,27	33,06	16,66
Pex= 85 %	2,09	1,18	0,93	0,82	0,98	1,8	7,59	25	44,76	27,51	15,72	8,45
Pex= 95 %	1,1	0,67	0,47	0,53	0,62	0,66	3,96	13,11	33,75	17,53	10,16	6,51
Dist	L2	L2	L2	L3	L3	G	P3	N	L2	L2	L2	L3

Tabla 12.- Datos curva estacional, Estación Las Melosas, ordenada según año Hidrológico desde el 1 de Mayo hasta el 1 de Abril hasta el 31 de Marzo.
Fuente: Elaboración propia.

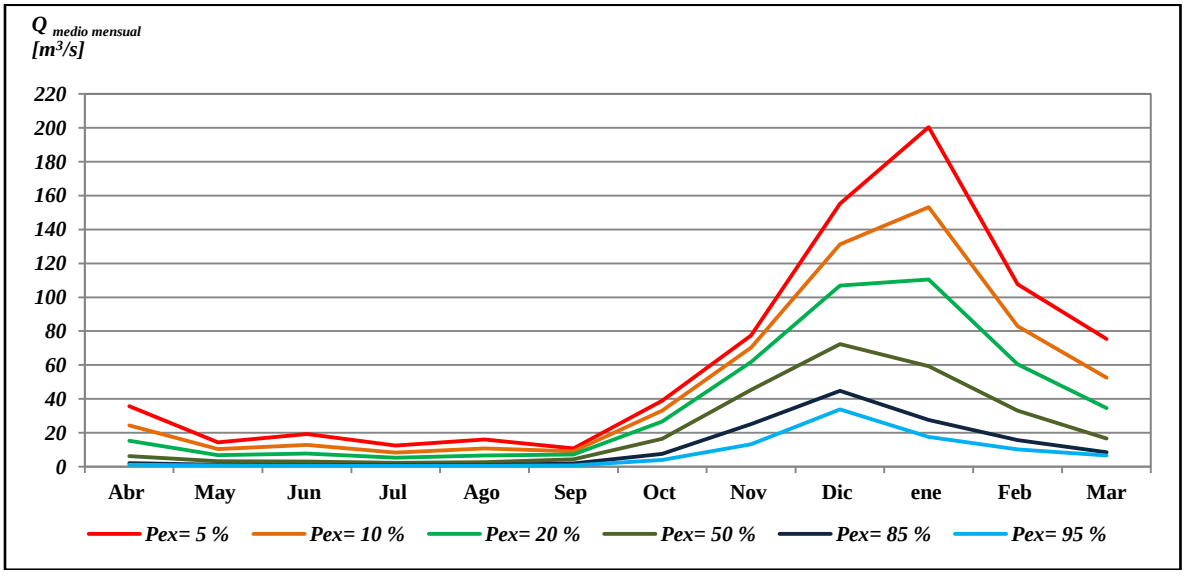


Figura 24.- Gráfico curva estacional, Estación Las Melosas, ordenada según año Hidrológico desde el 1 de Abril hasta el 31 de Marzo.
Fuente: Elaboración propia

3. Río Volcán En Queltehues

La estación Volcán en Queltehues se localiza aguas arriba de la junta con el río Maipo, a 1365 m.s.n.m., con un área de drenaje de 523 km^2. Esta estación presenta un comportamiento de régimen nival muy similar al de la estación Maipo en las Hualtatas, sin embargo el período de caudales mínimos se da entre los meses de Mayo a Agosto, a diferencia de Hualtatas que se extiende hasta Septiembre. (Ver tabla 13 y figura 25) La principal influencia es la altura mostrando una diferencia importante en las precipitaciones. Tema que se discute en los resultados ya que muestra resultados distintos para el período modelado.

Curva de Variación Estacional estación Volcán en Los Queltehues
Cod BNA 05702001-6

Pex (%)	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic	Ene	Feb	Mar
Pex= 5 %	12,5	4,63	5,61	4,43	4,05	6,94	8,98	20,04	40,74	47	36,8	22,1
Pex= 10 %	8,5	3,36	4,14	3,46	3,39	5,1	7,48	18,23	36,04	39,71	29,95	18,04
Pex= 20 %	5,33	2,3	2,86	2,57	2,71	3,52	5,89	16,03	30,79	32,27	23,34	13,8
Pex= 50 %	2,19	1,17	1,42	1,45	1,68	1,73	3,49	11,83	22,17	21,44	14,49	7,62
Pex= 85 %	0,73	0,59	0,6	0,72	0,76	0,72	1,58	6,66	13,98	12,51	8,06	3,01
Pex= 95 %	0,38	0,44	0,36	0,48	0,35	0,43	0,9	3,63	10,3	8,85	5,71	1,53
Dist	L2	L3	L2	L2	G	L2	G2	N	LG	L3	L2	G2

Tabla 13.- Datos curva estacional, Estación Los Queltehues, ordenada según año Hidrológico desde el 1 de Abril hasta el 31 de Marzo.
Fuente: Elaboración propia

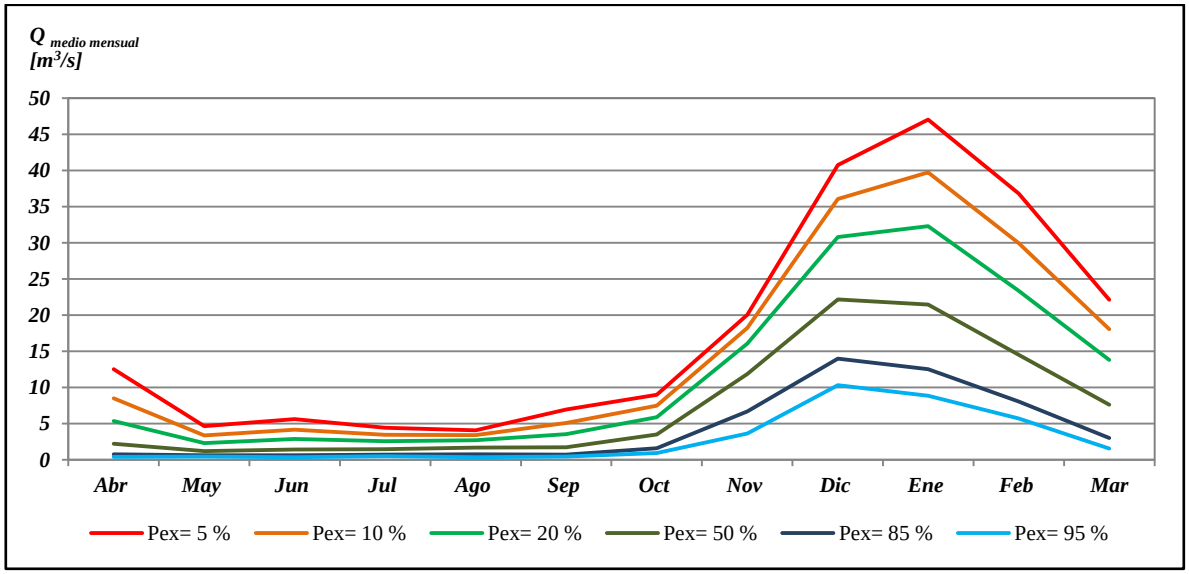


Figura 25.- Gráfico curva estacional, Estación Los Queltehues, ordenada según año Hidrológico desde el 1 de Abril hasta el 31 de Marzo.
Fuente: Elaboración propia.

4. Río Olivares antes Junta Río Colorado

Esta estación fluviométrica se encuentra a 1500 m.s.n.m., presentado un área de drenaje de 531 km^2, recibiendo mayoritariamente las aguas provenientes del derretimiento glacial y fusión de nieve, en el período comprendido entre los meses de noviembre y marzo, alcanzando sus mayores registros en el mes de enero, tal como se muestra en la tabla 14 y figura 26.

Curva de Variación Estacional estación Río Colorado Antes Junta Río Olivares
Cod BNA 05705001-2

Pex (%)	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic	Ene	Feb	Mar
Pex= 5 %	8,88	5,83	6,31	7,54	6,89	8,55	6,69	18,43	30,84	37,14	26,83	15,85
Pex= 10 %	7,28	4,91	4,94	5,15	5,14	6,07	5,38	13,57	24,55	29,59	22,95	14,24
Pex= 20 %	5,61	3,93	3,67	3,29	3,61	4,05	4,1	9,37	18,62	22,47	18,75	12,29
Pex= 50 %	3,15	2,43	2,08	1,5	1,84	1,96	2,4	4,61	10,97	13,28	12,18	8,57
Pex= 85 %	1,28	1,19	1,03	0,7	0,8	0,93	1,17	1,93	5,72	6,95	6,48	3,97
Pex= 95 %	0,67	0,73	0,68	0,52	0,49	0,67	0,72	1,15	3,9	4,75	4,2	1,28
Dist	G2	P3	L3	L3	G	L3	L3	L2	L2	L2	G2	N

Tabla 14.- Datos curva estacional, Estación Río Colorado Antes Junta Río Maipo, ordenada según año Hidrológico desde el 1 de Abril hasta el 31 de Marzo.
Fuente: Elaboración propia

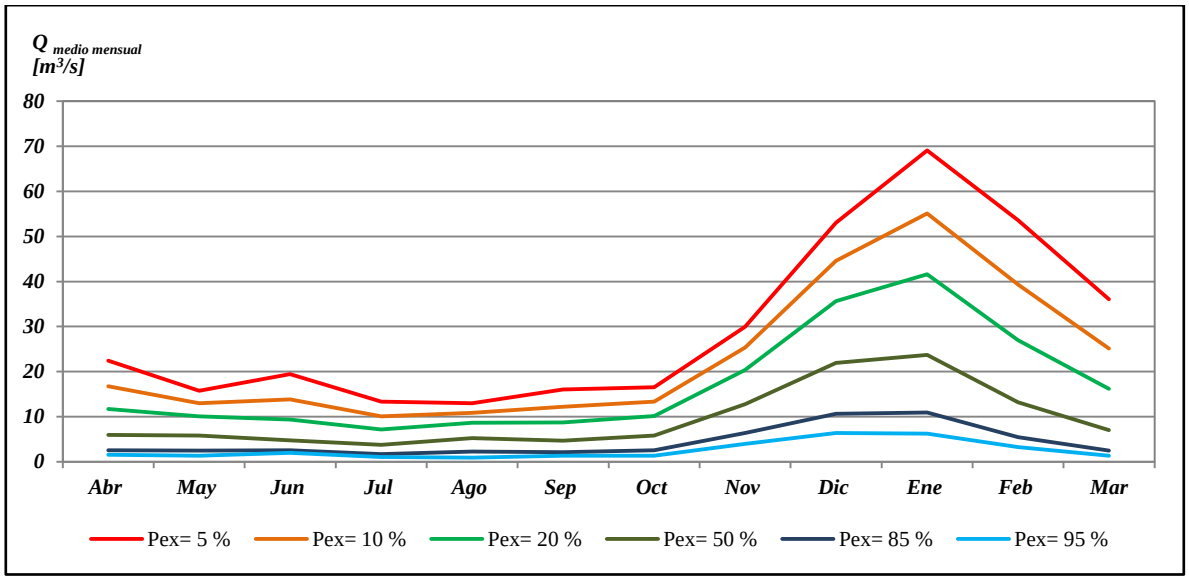


Figura 26.- Gráfico curva estacional, Estación Río Colorado Antes Junta Río Maipo, ordenada según año Hidrológico desde el 1 de Abril hasta el 31 de Marzo.
Fuente: Elaboración propia

5. Río Colorado Antes Junta Río Maipo

Esta estación se localiza a 890 m.s.n.m., y representa un área de drenaje de 1713 km^2. Recibe los aportes provenientes del río Olivares y de la parte alta del río Colorado. Parte de su cuenca recibe precipitación nival y la otra es de precipitación líquida. La tabla 15 muestra los datos respectivos a cada probabilidad de excedencia y la metodología de mejor ajuste mensual utilizada. Por su parte la figura 27 refleja los datos mediante una gráfica de variación estacional.

Curva de Variación Estacional estación Río Colorado Antes Junta Río Maipo
Cod BNA 05707002-1

Pex (%)	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic	Ene	Feb	Mar	Abr
Pex= 5 %	41,66	29,11	32,08	36,69	28,04	33,31	48,09	63,48	98,39	98,66	82,07	56,4	41,66
Pex= 10 %	34,31	25,61	26,16	29,4	24,59	29,04	42,11	58,14	87,7	87,33	72,81	49,63	34,31
Pex= 20 %	27,51	21,97	20,96	22,81	20,99	24,59	35,51	51,68	75,8	75,53	63,16	42,51	27,51
Pex= 50 %	19	16,46	14,92	14,86	15,56	17,86	24,82	39,32	55,9	57,69	48,57	31,62	19
Pex= 85 %	13,4	11,57	11,39	9,91	10,74	11,88	14,92	24,11	35,75	41,85	35,62	21,96	13,4
Pex= 95 %	11,54	9,35	10,34	8,34	8,55	9,17	10,62	15,17	25,8	34,66	29,74	17,73	11,54
Dist	L3	G	L3	L3	G	G	G2	N	L3	G	G	L2	L3

Tabla 15.- Datos curva estacional, Estación Río Colorado Antes Junta Río Maipo, ordenada según año Hidrológico desde el 1 de Abril hasta el 31 de Marzo.
Fuente: Elaboración propia

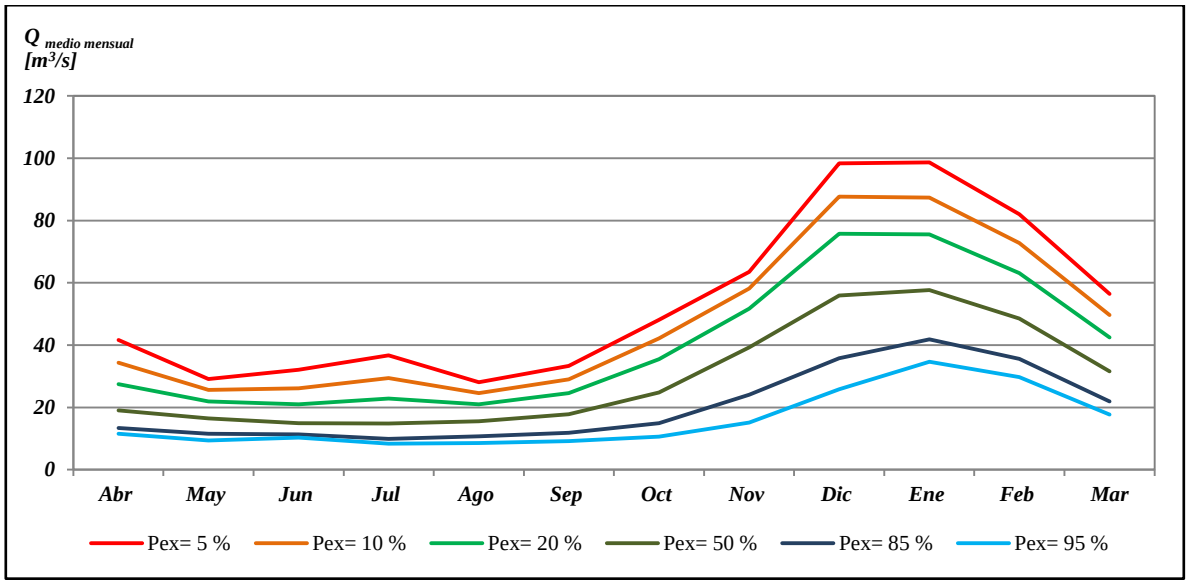


Figura 27.- Gráfico curva estacional, Estación Río Colorado Antes Junta Río Maipo, ordenada según año Hidrológico desde 1 de Abril hasta el 31 de Marzo.
Fuente: Elaboración propia

6. Río Colorado Antes Junta Río Olivares

Esta estación fluviométrica se encuentra a 1500 m.s.n.m., presentado un área de drenaje de 834 km^2, recibiendo mayoritariamente las aguas provenientes de fusión, en el período comprendido entre los meses de noviembre y marzo, alcanzando sus mayores registros en el mes de enero. Pese a la altitud, la curva de variación presenta un leve incremento durante los meses de Mayo y Junio. (Ver tabla 16 y figura 28) Esto se da principalmente por las primeras precipitaciones del año Hidrológico. Razón que demuestra un área de transición de nival a nivo-pluvial.

Curva de Variación Estacional estación Río Colorado Antes Junta Río Olivares
Cod BNA 05705001-2

Pex (%)	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic	Ene	Feb	Mar
Pex= 5 %	22,41	15,74	19,45	13,32	13	16,03	16,56	29,92	53	69,1	53,6	36,07
Pex= 10 %	16,71	12,99	13,84	10,06	10,86	12,18	13,3	25,31	44,61	55,06	39,3	25,12
Pex= 20 %	11,71	10,09	9,33	7,16	8,62	8,74	10,13	20,38	35,65	41,58	26,99	16,2
Pex= 50 %	5,93	5,78	4,73	3,74	5,24	4,64	5,79	12,77	21,94	23,71	13,17	7,01
Pex= 85 %	2,57	2,46	2,53	1,68	2,25	2,12	2,55	6,39	10,62	10,89	5,44	2,5
Pex= 95 %	1,57	1,32	1,98	1,05	0,89	1,34	1,34	3,94	6,38	6,26	3,23	1,36
Dist	L2	G2	L3	L2	G	L2	L3	G2	G2	L3	L2	L2

Tabla 16.- Gráfico curva estacional, Estación Río Colorado Antes Junta Río Olivares, ordenada según año Hidrológico desde 1 de Abril hasta el 31 de Marzo.
Fuente: Elaboración propia

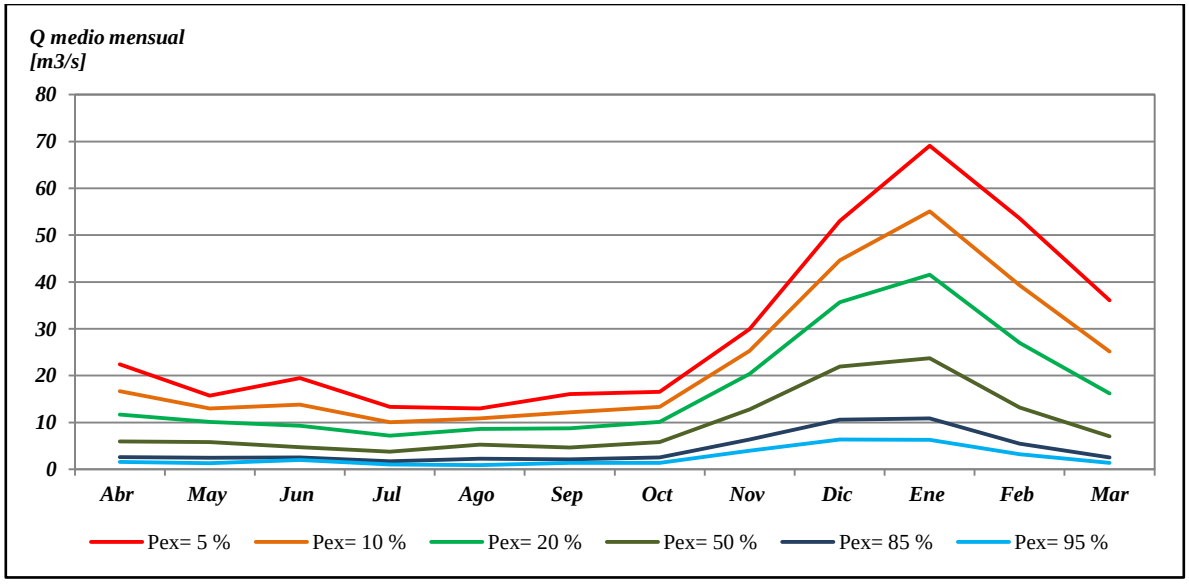


Figura 28.- Gráfico curva estacional, Estación Río Colorado Antes Junta Río Olivares, ordenada según año Hidrológico desde 1 de Abril hasta el 31 de Marzo.
Fuente: Elaboración propia

7. Río Maipo en San Alfonso

La estación Maipo en San Alfonso se localiza a 1108 m.s.n.m., presenta un área de drenaje de 2850 km^2, y se encuentra aguas abajo de la confluencia de los ríos Volcán y Yeso. Esta estación presenta importantes crecidas en los períodos de deshielo, en el período comprendido entre los meses de noviembre y marzo, (ver tabla 17 y figura 29) alcanzando sus mayores registros en el mes de enero para años húmedos y en el mes de diciembre para los años secos. Sin embargo para aquellos años húmedos, presenta una crecida en el mes de junio, por el aumento considerable de las precipitaciones.

Curva de Variación Estacional estación Río Maipo en San Alfonso
Cod BNA 05704002-5

Pex (%)	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic	Ene	Feb	Mar
Pex= 5 %	80,14	66,33	104,91	67,89	79,54	90,74	105,51	170,18	299,66	265,5	216,1	145,82
Pex= 10 %	70,73	58,73	80,7	59	63,2	73,26	93,77	155,33	251,88	221,38	171,02	118,13
Pex= 20 %	60,93	50,81	59,91	49,78	49,02	57,73	81,28	138,15	204,09	177,64	131,32	92,73
Pex= 50 %	46,12	38,84	36,65	35,97	32,91	39,44	61,85	107,58	136,52	116,63	85,2	61,31
Pex= 85 %	32,96	28,22	23,72	24,11	23,74	28,45	44,17	73,71	83,19	69,47	58,08	41,01
Pex= 95 %	26,99	23,39	20,06	19,06	21,08	25,1	36,25	55,59	62,19	51,24	49,97	34,37
Dist	G	G	L3	L2	L3	L3	L2	L3	L2	L2	L3	L3

Tabla 17.- Tabla curva estacional, Estación Río Maipo en San Alfonso, ordenada según año Hidrológico desde 1 de Abril hasta el 31 de Marzo.
Fuente: Elaboración propia.

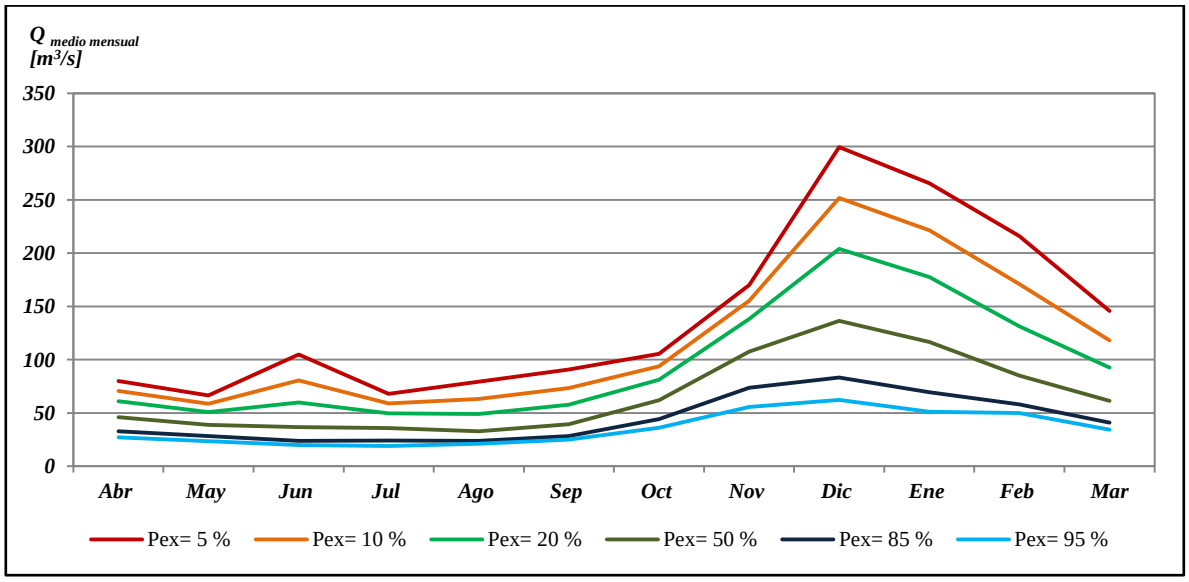


Figura 29.- Gráfico curva estacional, Estación Río Maipo en San Alfonso, ordenada según año Hidrológico desde el 1 de Abril hasta el 31 de Marzo.
Fuente: Elaboración propia.

8. Río Maipo en El Manzano

Se ubica a la elevación 864 m.s.n.m., con un área de drenaje de 4968 km^2. Recibe mayoritariamente las aguas provenientes del deshielo, en el período comprendido entre los meses de noviembre y marzo, alcanzando sus mayores registros en el mes de enero, tal como se aprecia en la siguiente tabla. Además los datos descritos en la tabla 18 como la curva expuesta en la figura 30, demuestran que durante los meses de Mayo, Junio y Julio, recibe influencia derivada de las precipitaciones de invierno, razón que describe un leve aumento en la curva de variación estacional. Esta estación es representativa del régimen nivo-pluvial y ha sido elegida como patrón de comparación para los análisis de la modelación del área de estudio

Curva de Variación Estacional Estación Río Maipo en El Manzano
Cod BNA 05710001-K

Pex (%)	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic	Ene	Feb	Mar
Pex= 5 %	176.52	149.41	180.14	156.1	135.31	142.84	181.93	289.69	422.26	414.86	330.09	245.88
Pex= 10 %	138.71	117.13	136.13	120.69	113.49	123.24	158.46	250.18	362.91	346.11	259.82	191.75
Pex= 20 %	105.72	88.94	98.87	90.09	91.72	102.81	134	209.46	300.34	277.9	198.38	145.45
Pex= 50 %	67.95	56.58	58.08	55.53	61.05	71.96	97.05	149.16	204.35	182.69	127.75	93.96
Pex= 85 %	46.21	37.89	36.16	36.05	36.98	44.55	64.23	98.19	118.8	108.98	86.88	65.62
Pex= 95 %	39.84	32.4	30.14	30.46	27.55	32.11	49.34	76.8	81.15	80.45	74.84	57.66
Dist	L3	L3	L3	L3	L2	G	G	L2	L3	L2	L3	L3

Tabla 18.- Tabla curva estacional, Estación Río Maipo en el Manzano, ordenada según año Hidrológico desde el 1 de Abril hasta el 31 de Marzo.
Fuente: Elaboración propia.

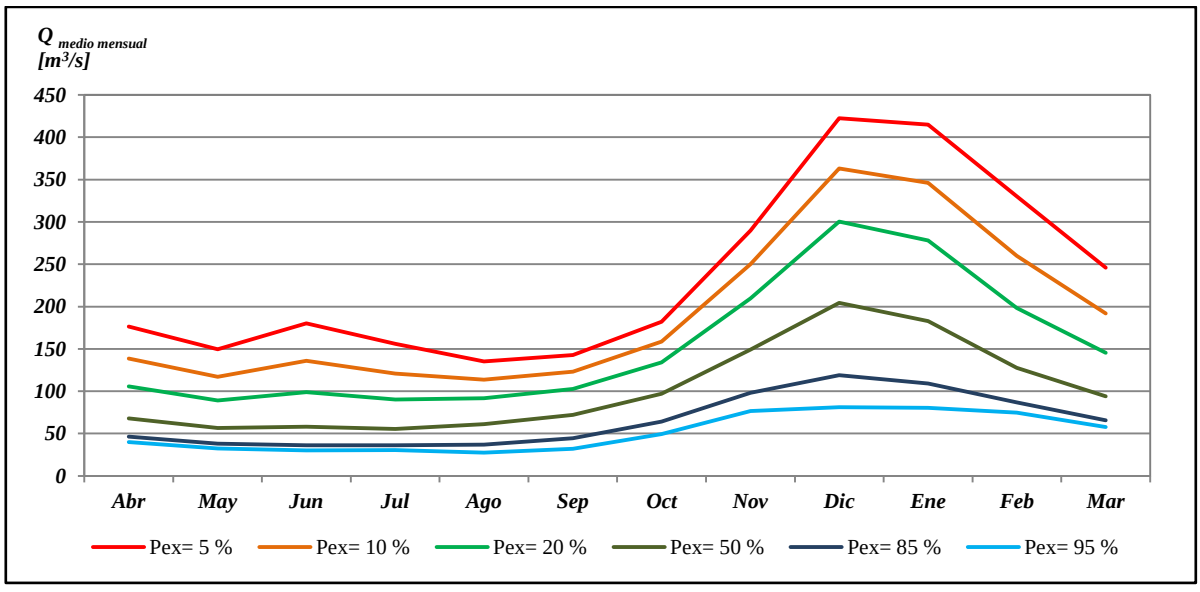


Figura 30.- Gráfico curva estacional, Estación Río Maipo en el Manzano, ordenada según año Hidrológico desde el 1 de Abril hasta el 31 de Marzo.
Fuente: Elaboración propia.

CAPITLO IV
METODOLOGIA

4.1 MATERIALES

La información empleada en la elaboración de esta memoria de título fue guiada por datos espaciales y estadísticos.

4.1.1 Espaciales

4.1.1.1 Sensor ASTER nivel 3 (AST14DMO Orthorectified + DEM), el cual conforma un producto multi-archivo que contiene un Modelo Digital de Elevaciones, más conocido como DEM (Digital Elevation Model) y 15 imágenes (una por banda) orto-rectificadas y calibradas radiométricamente.
Adquisición: libre acceso vía web.

4.1.1.2 World Imagery Database, Esri ArcGis. Imagen mundial de bases de datos Esri.
Adquisición: libre acceso Data base Esri.

4.1.2 Archivos vectoriales shapefile (SHP)

4.1.2.1 Proyecto OTAS (Bases para el Ordenamiento Territorial Ambientalmente Sustentable, versión 2008).

Adquisición: Laboratorio de Medio Ambiente y Territorio, Departamento de investigación, Geografía, Universidad de Chile.

4.1.2.2 Cartografía regular del IGM 1.50.000.

Adquisición: Departamento de Ingeniería Civil, Universidad de Chile.

4.1.2.3 Mapa geológico de chile SERNAGEOMIN 1.1.000.000 versión 1.0 2003.

Adquisición: Biblioteca Virtual, Tercer piso, Escuela de Geología, Universidad de Chile.

4.1.2.4 Mapoteca SIG DGA, del Departamento de Estudios Territoriales.

Adquisición: Solicitado mediante ley de transparencia.

4.1.3 Estadísticas

4.1.3.1 Serie de datos anuales, mensuales y diarios – Estaciones de medición Dirección General de Aguas.

Temperatura (T - ºC), Precipitación (Pp - mm), Ruta de Nieves (SWE - Kg/mm), Escorrentía y Caudales (Q - mts^3/seg), Viento (V – m/seg), Radiación solar (Rs w/m^2)

Adquisición: Solicitado mediante ley de transparencia.

4.1.3.2 Serie de datos anuales, mensuales y diarios – Estaciones de medición - Universidad de Chile.

Temperatura (T - ºC), Precipitación (Pp - mm), Ruta de Nieves (SWE - Kg/mm), Escorrentía y Caudales (Q - mts^3/seg), Viento (V – m/seg), Radiación solar (Rs w/m^2)

Adquisición: Departamento de Ingeniería Civil, Universidad de Chile.

4.1.4 Software

SIG	: ArcGis™ 9.x 10, Global Mapper™ 13, Google earth™ 6.1
Matemáticos	: Microsoft Excel™, Mat lab™, Statgraphics™, surfer™ 11
Modelación	: Cold Region Hydrological Model™
Procesadores Txt	: Microsoft word™, notepad™, Texpad™

4.2 PREPARACIÓN DE LAS BASES DE DATOS

4.2.1 Precipitación

Los datos proporcionados por la Dirección General de Aguas (D.G.A.), con frecuencia presentan discontinuidades en el tiempo, lo que se traduce en datos faltantes, ya sean de precipitaciones, temperatura o caudales. Por ello, fue necesario completar datos faltantes, proceso que se realizó con los métodos propuestos por UNESCO para el Balance Hídrico de América del Sur (1982) y los alcances hechos por Ausensi (2005).

Es importante señalar que la principal forma de extrapolación que se utilizó, fueron regresiones lineales simples, combinadas con regresiones múltiples, tanto para precipitación como para caudal. Además, se probaron diferentes agrupaciones de los datos, con el fin de alcanzar un menor error, como por ejemplo, separando los datos en meses secos y húmedos (Cabrera 2008).

En el caso de las precipitaciones, la estación que presentan mayor nivel de información es El Yeso Embalse, por lo cual a través de una regresión lineal, se completó la estación San José de Maipo Retén (Ver figura 31).

Las estaciones San Gabriel y Maipo en San Alfonso, fueron completadas a través de regresiones múltiples, ya que de esta manera se obtuvo el mejor error estándar de estimación, por lo cual se utilizaron como variables independientes las estaciones El Yeso y San José.

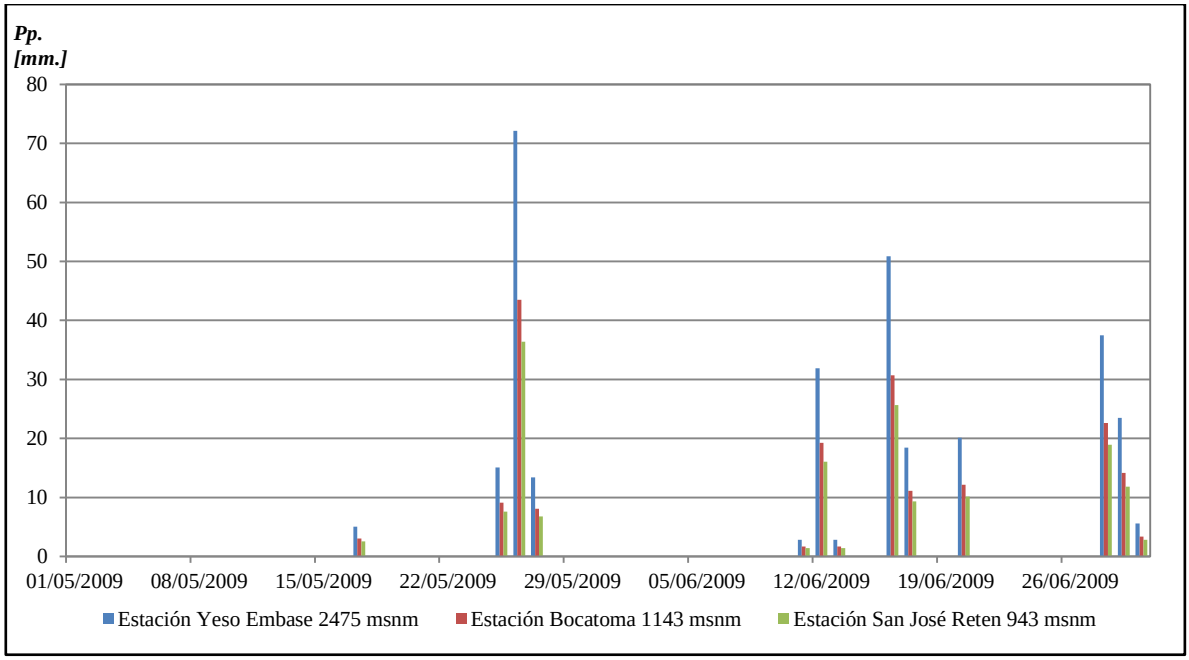


Figura 31.- Extrapolación de datos faltantes para las series de precipitaciones.
Fuente: Elaboración Propia.

4.2.2 Estimación de precipitaciones areales.

Al terminar la extrapolación de datos pluviométricos faltantes para la cuenca alta del Maipo, fue necesario definir la superficie de influencia de cada estación, mediante el método de los Polígonos de Thiessen, el cual pondera de manera representativa las precipitaciones en función de la superficie.

Los Polígonos de Thiessen fueron utilizados para la estimación de las precipitaciones medias areales, ya que son necesarias al momento de realizar cualquier análisis y cálculo. Hay que mencionar que este modelo asigna una ponderación de representatividad en función de la superficie, y fue validado para la Región del Maule por Ramírez (1998).

Además para ajustar las precipitaciones se elaboró se utilizó una Interpolación con ajuste Logarítmico. Este se justifica mediante una investigación realizada por Gonthier (2011) en donde expone que existen numerosos estudios que muestran un comportamiento lineal de las precipitaciones respecto a la altitud (Osborn, 1984; Singh y Kumar, 1997), sin embargo, para la cuenca del Aconcagua utilizó un ajuste logarítmico desarrollado por Cortés (2010), el cual relacionaba de mejor forma al ambiente andino de esta zona.

Según Gonthier (2011) lo anterior genera ciertas hipótesis respecto al perfil de precipitaciones, entre ellas, las diferencias entre el perfil logarítmico y un perfil lineal. Sin embargo este estudio ha considerado válida la relación expresada por Cortés para estimar la precipitación media anual por la cercanía geográfica a la cuenca de estudio. La expresión queda dada por:

$$Pp = 367{,}53 \cdot ln(z) - 2154{,}9 \quad (12)$$

Donde Pp (mm) es la precipitación, ln es logaritmo natural y z (m) la altitud. La relación (12) presenta un coeficiente de correlación de $R^2 = 0.94$ y fue derivada a partir del promedio histórico anual de precipitaciones en Vilcuya, Los Andes, Riecillos, Río Blanco, Portillo, El Sauce, Catapilco y San Felipe, todas ellas entre los 500 m y 3000 m de altitud. La validez de esta relación es discutible, debido a factores como la escasa representatividad en las zonas más altas (Portillo es la única estación considerada sobre los 1500 m), y a que no representa la variabilidad climática ni estacional. Sin embargo, la limitada disponibilidad de información no permite tener una conceptualización más robusta de la pluviometría (Cortes 2010).

CRHM Está pensado para modelar planicies por lo que no realiza correcciones por altitud sobre las precipitaciones, considerando la misma cantidad de precipitaciones para todas las URH. Sin embargo, es posible ingresar distintos conjuntos de observaciones y asociarlos a una URH en particular. En este estudio se corrigieron los registros de precipitaciones diarias de acuerdo a (13) para cada URH, considerando que la lluvia media anual en la estación El Yeso Embalse es 640 mm, según:

$$\boldsymbol{Pp_{URH}} = \frac{Pp_{YE} \cdot (367.35 \cdot Ln(z_{HRU})) - 2154.9}{640} \quad (13)$$

Donde Pp_{YE} (mm) es la precipitación diaria registrada en la estación Yeso Embalse y $\boldsymbol{Pp_{URH}}$ (mm) es la precipitación diaria estimada en la URH de elevación media (z_{URH}).

Esta corrección se hiso primordialmente, porque se considera que la precipitación es la principal entrada de un modelo hidrológico. Sin embargo estos valores de ajuste son propios de cada año hidrológico y tienen como único objetivo lograr una mejor concordancia entre las entradas y salidas del modelo (Cortes 2010). Por esto, es que la extrapolación hecha producto de una estación base a una URH solo representa una estadística forzada, lo que al momento de modelar, podría presentar variaciones respecto a el caudal observado.

La figura 32 muestra los resultados extrapolados a la URH nº 21, demostrando claras diferencias de precipitaciones en función de la gradiente altitudinal.

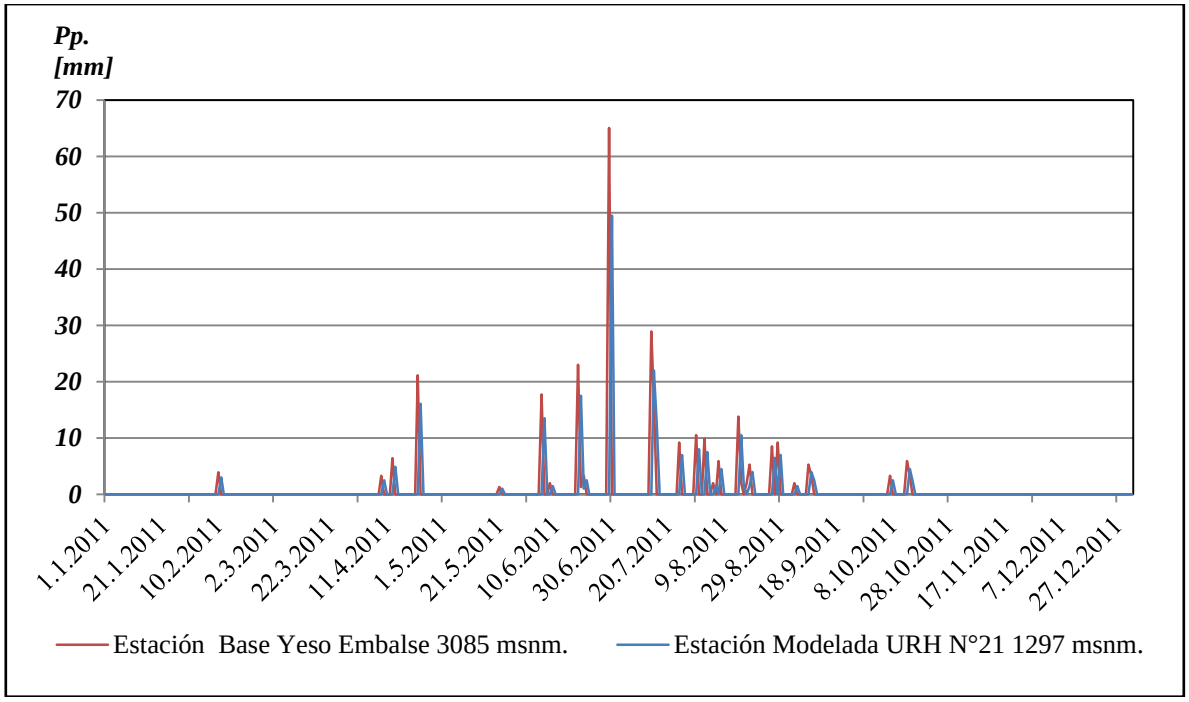


Figura 32.- Ejemplo de metodología aplicada para la simulación de precipitaciones dentro de cada URH., Período 2011. Fuente: Elaboración Propia

El análisis anterior fue ejecutado mediante las coberturas digitales de la red de Estaciones Meteorológicas de la DGA, asignando un valor de ponderación “1” para cada estación, el objetivo es que estas representen un mismo peso y la diferencia de influencia esté determinada por la topografía circundante. Así fue simulada mediante un punto dentro de la cuenca, asignando una correlación continua en función de la altitud.

Determinados los polígonos de Thiessen, se realizó el cálculo de área de influencia fue mediante el comandos surface spot el cual permite extraer la topografía asociada a cada estación (representada en un punto), y logra establecer el área de influencia mediante una delimitación de divisorias, y kriging, que extrapola el área en función de las dos variables antes mencionadas. La figura 33 muestra los resultados obtenidos en el proceso antes descrito.

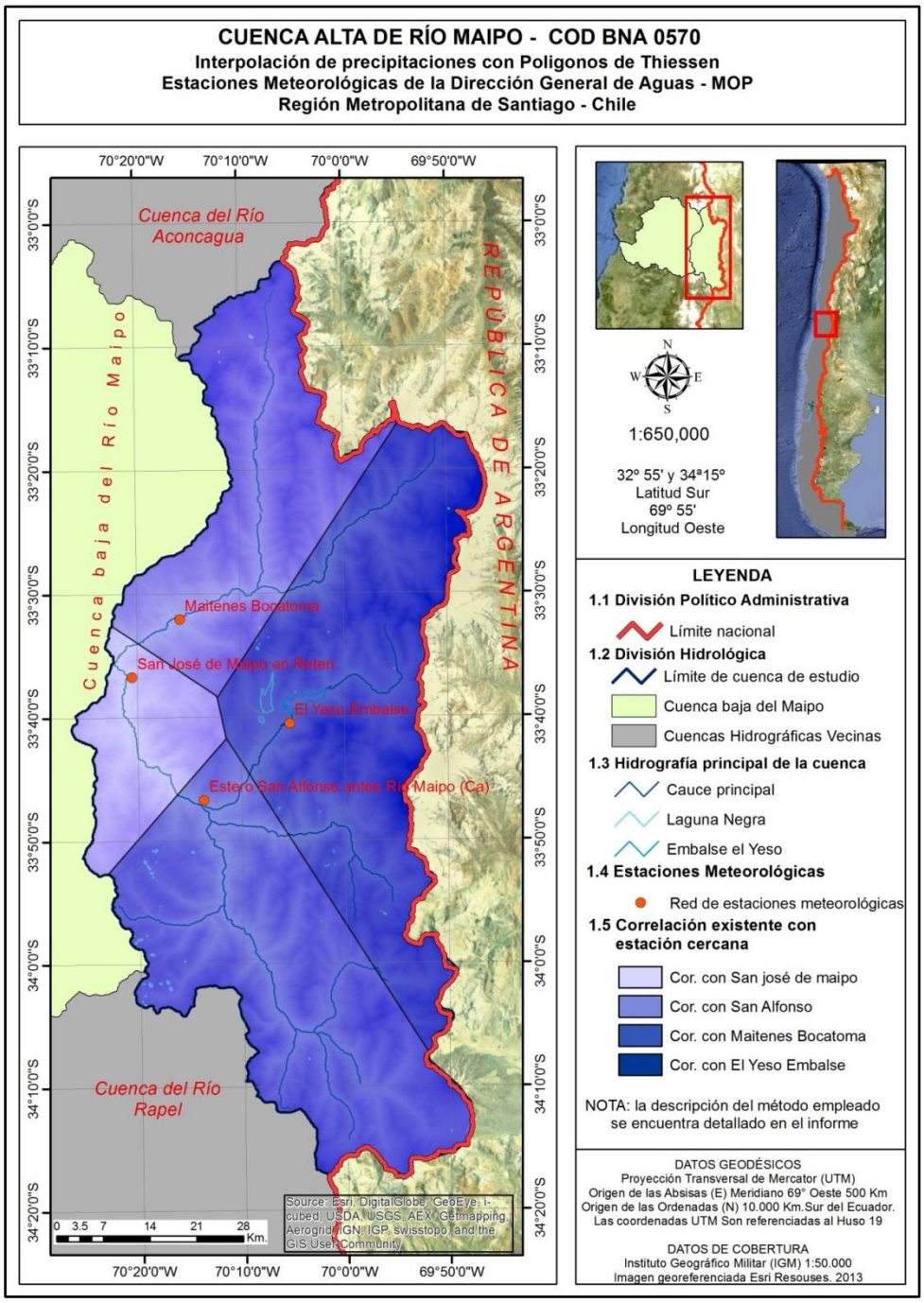


Figura 33.- Resultado de extrapolación de áreas de influencia para cada estación de medición.
Fuente: Elaboración Propia.

En la figura 33 se observa que la poca existencia de estaciones, hace que espacialmente las precipitaciones no se distribuyan de acuerdo a lo esperado. Lo que está dado por una mala distribución de las estaciones dentro del área, razón que llevó a buscar nuevas metodologías de interpolación de precipitaciones de acuerdo a los datos bases existentes en el área y las características topográficas del área de estudio.

4.2.3 Estimación y generación de la superficie de precipitación media anual basado en inverso a la distancia con corrección topográfica.

En esta variante se debe considerar que la climatología en ambientes de montaña es compleja y fuertemente dependiente de las características locales de una zona, ya que no existe una expresión universal que relacione el gradiente de precipitaciones en función de la altitud.

Mendoza (2010) evaluó dos métodos de interpolación que permitiesen mantener una relación consistente entre los datos de precipitación y escorrentía observados. Así para generar la superficie de lluvia anual en la cuenca Alta del río Maipo se aplicó en primer lugar una Interpolación directa de la lluvia mediante el método de inverso a la distancia con corrección por elevación, y luego una interpolación de los errores de un modelo orográfico de lluvia mediante el método de inverso a la distancia. Los resultados de la modelación de la superficie anual de precipitación fueron correlacionados con los datos provenientes de "*World clim*" (Hijmans *et al.,* 2005) según indica la figura 33. Esta base de datos relaciona la precipitación en el espacio mediante una corrección topográfica entre el período 1950-2000. Sin embargo en este estudio solo se procesan los datos mensuales correspondientes a los 60 meses de estudio entre 2008 y 2012

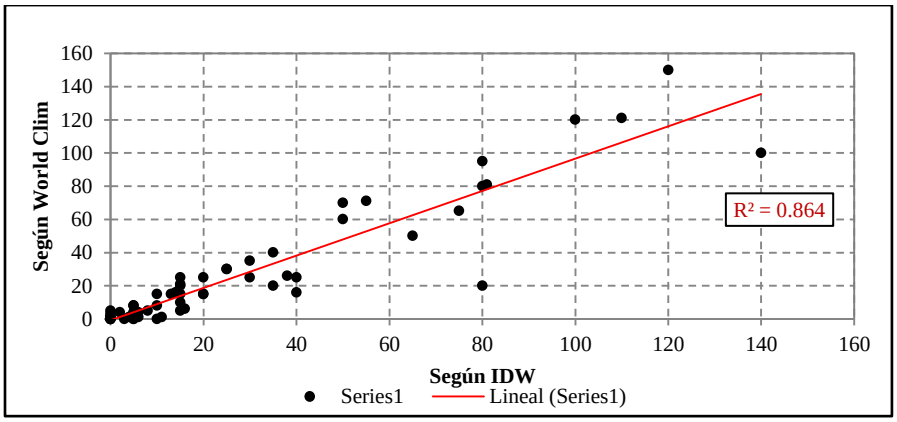


Figura 34.- Correlación existente entre superficie de precipitación por inverso a la distancia (datos Yeso Embalse en subcuenca 05702) y World Clim, Valor 0.864 es presentado en tabla 19

Fuente: Elaboración Propia.

El resultado expuesto mediante un R^2 es el grado de correlación lineal de Pearson entre el modelo adaptado de Cortes (2010) y el dado por Hijmans *et al.,* (2005). Esto permite verificar, que estaciones pluviométricas utilizadas en la modelación, se ajustan de mejor forma a la superficie de precipitación creada y de igual forma obtener el multiplicador de precipitación de mayor ajuste matemático en cada subcuenca en donde su ubica una URH.

El proceso descrito se repitió sistemáticamente para cada estación pluviométrica utilizada, arrojando un grado de correlación en función de los datos de *World clim*.

La tabla 19 expone la correlación existente entre la subcuenca de análisis indicada según código BNA (057,00-07) y la estación de mayor influencia en función de un inverso a la distancia., mientras la figura 34 presenta los resultados obtenidos con cada metodología a través de la superficie de precipitación anual para el período 2008 - 2012.

ESTACIÓN PLUVIOMÉTRICA	IDW / WORLDCLIM							
	057 00	057 01	057 02	057 03	057 04	057 05	057 06	057 07
El Yeso Embalse	0.774	0.785	0.864	0.983	0.625	0.784	0.714	0.683
San Jose de Maipo en Reten	0.574	0.653	0.742	0.652	0.975	0.652	0.652	0.954
Maitenes en Bocatoma	0.586	0.624	0.655	0.675	0.912	0.783	0.756	0.985
Estero San Alfonso Antes río Maipo	0.652	0.854	0.789	0.784	0.989	0.684	0.682	0.721

Tabla 19.- Grado de correlación existente entre la superficie anual de precipitación mediante inverso a la distancia y World Clim, para cada subcuenca de análisis.
Fuente: Elaboración Propia.

Al momento de calcular se han discriminado los valores menores a 0.78, ya que espacialmente al ser multiplicados por c en (18), no representarían un valor real o cercano a uno observado.

En segundo lugar se distribuyeron las precipitaciones en el área de estudio de acuerdo a la formulación propuesta por Mendoza 2010.

$$P_t^k = \frac{\sum_{j=1}^{nstak} W_k^j P_t^j \left(\frac{P_{anual}^k}{P_{anual}^j} \right)}{\sum_{j=1}^{nstak} W_k^j} \qquad (14)$$

Dónde:

$\boldsymbol{nstak}$**:** Número de estaciones pluviométricas que se encuentran a una distancia del centro de gravedad de la subcuenca $\boldsymbol{k}$ menor que $\boldsymbol{D_{límite}}$

$\boldsymbol{P_t^j}$: Precipitación registrada en la estación pluviométrica $\boldsymbol{J}$ para el instante $\boldsymbol{t}$.

$\boldsymbol{P_{anual}^k}$: Precipitación media anual en el centro de gravedad de la subcuenca $\boldsymbol{k}$.

$\boldsymbol{P_{anual}^j}$: Precipitación media anual en la estación $\boldsymbol{J}$.

$\boldsymbol{W_k^j}$: Peso de la estación $\boldsymbol{J}$ sobre la subcuenca $\boldsymbol{k}$.

El peso $\boldsymbol{W_k^j}$ es calculado como se indicará más adelante (Ecuación 16.) con un valor de $\boldsymbol{\alpha}$ = 1.

Es importante destacar que, previo a la distribución espacial de la precipitación, es necesario realizar una distribución temporal de la precipitación registrada en los pluviómetros para llevarla a la escala temporal diaria.

La inexistencia de pluviógrafos en las estaciones del área de estudio, llevó a utilizar los datos medios observados por los pluviómetros cada 24 horas.

Entonces si $\boldsymbol{P^j}$ es la precipitación total caída en las últimas 24 horas en la estación pluviométrica $\boldsymbol{J}$, y $\boldsymbol{nstah}$ es el número de estaciones pluviográficas, la precipitación de la estación $\boldsymbol{J}$ para cada instante de tiempo $\boldsymbol{t}$ quedará dada por la siguiente expresión:

$$P_t^j = \frac{\sum_{i=1}^{nstah} W_j^i P_t^i \left(\frac{P^j}{P^i}\right)}{\sum_{i=1}^{nstah} W_j^i} \tag{15}$$

Donde $\boldsymbol{P_t^i}$ es la precipitación en la hora $\boldsymbol{t}$ (donde $\boldsymbol{t}$ es algún instante de tiempo dentro de las últimas 24 horas) registrada por la estación pluviográfica $\boldsymbol{i}$ y $\boldsymbol{P^i}$ es la precipitación total caída en las últimas 24 horas en dicha estación. $\boldsymbol{W_J^I}$ **,** es el peso que cada estación pluviográfica $\boldsymbol{i}$ tiene sobre la estación pluviométrica $\boldsymbol{J}$, y viene dado por (Teegavarapu *et al*., 2006):

$$W_j^i = \frac{1}{d_{i,J}} \tag{16}$$

Donde $\boldsymbol{d_{i,J}}$ es la distancia entre la estación pluviográfica $\boldsymbol{i}$ y la estación pluviométrica.

En tercer lugar se utilizó una Interpolación directa de la precipitación, evaluando el método de inverso a la distancia en cada subcuenca de análisis. Se utilizó la discretización espacial dada por Aster dem (30 x30 m) calculando la precipitación media anual del centro de gravedad de cada celda en Coordenadas UTM y la elevación media obtenida a partir del mismo modelo de elevación digital.

De acuerdo al método de interpolación por inverso a la distancia (Teegavarapu *et al*., 2006), la precipitación en cada URH $\boldsymbol{P_{URH}}$ puede ser calculada en función de la precipitación observada en las estaciones vecinas con la siguiente ecuación:

$$P_{URH} = \left(\frac{\sum_{i=1}^{nsta} w_i P_i}{\sum_{i=1}^{nsta} w_i}\right) \tag{17}$$

Donde $\boldsymbol{nsta}$ es el número de estaciones pluviométricas y $\boldsymbol{w_i}$ es el peso que tiene la estación $\boldsymbol{i}$ sobre la URH de interés, el cual puede ser calculado como:

$$w_i = \frac{1}{d_i^a} \tag{18}$$

Donde d_i es la distancia entre la estación $\boldsymbol{i}$ y la URH en cuestión. El coeficiente $\boldsymbol{\alpha}$ usualmente toma valores de 1 ó 2.

El uso de factores de corrección o multiplicadores de precipitación (P_{mult}) en cada URH es una manera de mejorar la estimación de la lluvia en ellas. Usualmente, dichos factores son determinados como una función de la elevación media de la unidad de modelación (Mendoza 2010). Para este estudio, se proponen ponderadores de la siguiente forma:

$$P_{mult} = a \cdot \frac{P_z^{stac}}{P_z^{Wc}} + c \tag{19}$$

Donde $\boldsymbol{a}$ es el grado de correlación entre una estación con influencia en una subcuenca de análisis y la precipitación media de World clim en una misma área de influencia (Valor expuesto en la tabla 19), $\boldsymbol{P_z^{stac}}$ es la precipitación caída en la estación a z altitud, $\boldsymbol{P_z^{Wc}}$ es la precipitación caída proveniente de World clim a z altitud, y $\boldsymbol{c}$ es cálculo de la tasa de escorrentía Q/P (caudal/precipitación) para cada una de las subcuencas controladas. Por simplicidad, se utilizó la misma función para P_{URH} en todas las URH's. Luego, el valor final de precipitación en cada URH es estimado de la siguiente forma:

$$P_{URH} = \left(\frac{\sum_{i=1}^{nsta} w_i P_1}{\sum_{i=1}^{nsta} W_i} \right) \cdot P_{mult} \tag{20}$$

Donde P_{mult} viene dado por el valor obtenido de la correlación existente entre la estación más cercana y los datos de ese punto x,y proveniente de world clim.

Es importante destacar que, debido a la falta de información pluviométrica en zonas de cota superior a 3.000 msnm, existe un importante grado de incertidumbre asociado a la precipitación estimada en las URH´s de mayor elevación. Además, otra importante desventaja del método es que al aplicarlo al total de la cuenca, se pierden valores reales observados.

La figura 35 expone secuencialmente de izquierda a derecha, como se creó la superficie de precipitación meda anual, desde un ajuste por inverso a la distancia hasta un ajuste topográfico ajustado por los datos provenientes de World clim, la cual se ha aplicado en los dos modelos propuestos para este estudio.

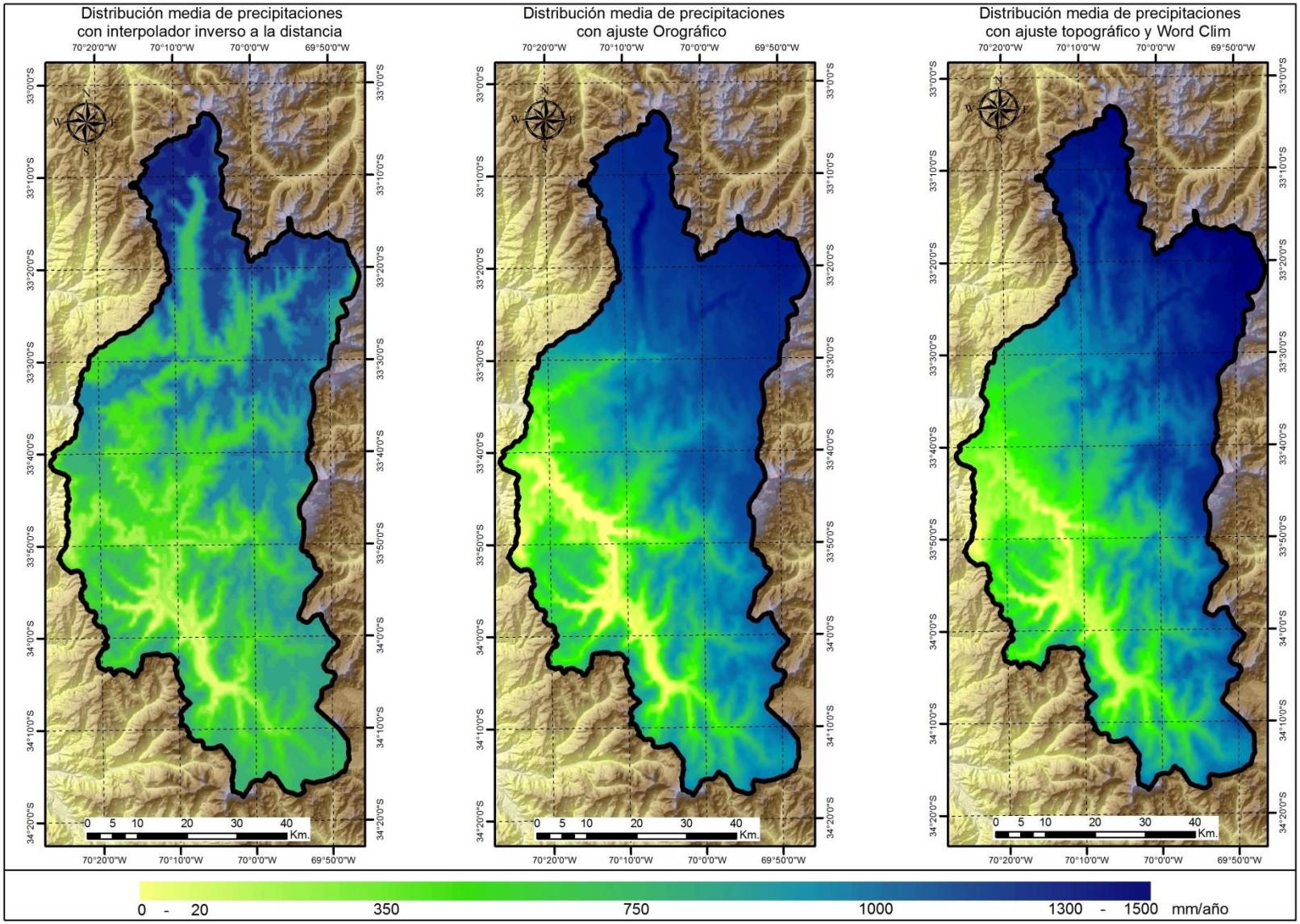


Figura 35.- Resultado de extrapolación de áreas de influencia para cada estación de medición.
Fuente: Elaboración Propia.

4.2.4 Temperatura

Los datos de temperatura recopilados en diferentes estaciones de la cuenca del Maipo, mostraron series diarias incompletas en diferente período del año. Esto llevó a completar las series de datos según Paulus y Kohler, (1952**) y** Barrera, *et al* (2002)**.** Este método consiste en calcular el dato incompleto, *x(t),* de una serie a partir de los datos de las series de dos o tres estaciones vecinas, que presenten un alto grado de correlación con la serie a completar, a través de la expresión:

$$X(t) = \frac{1}{3}\left(\frac{X}{X_1}X_1(t) + \frac{X}{X_2}X_2(t) + \frac{X}{X_3}X_3(t)\right) \quad (21)$$

Donde $X_1, X_2\ y\ X_3$ son las medias de las variables en cuestión de la serie incompleta y de las tres series vecinas, respectivamente; y $X_1(t)$, $X_3(t)$ y $X_3(t)$ son los datos correspondientes a las series vecinas, respectivamente. Este método juega con la variabilidad registrada en otras estaciones y con la razón proporcional entre ellas. Al ser tres estaciones se suaviza la influencia que podría tener un error en una de ellas.

La figura 36 muestra los resultados tras completar las series faltantes.

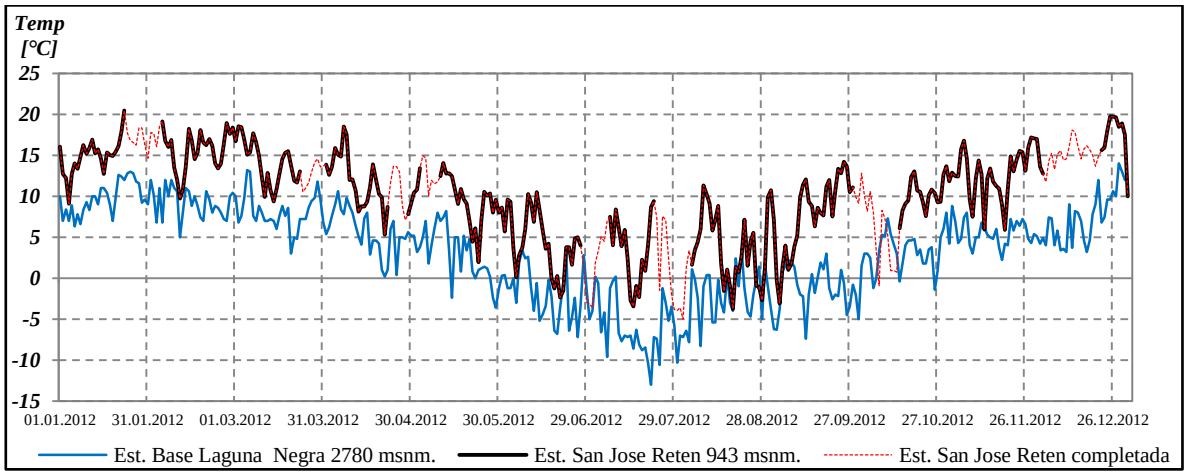


Figura 36.- Resultado de extrapolación de datos faltantes para las series de temperatura, Período 2012.
Fuente: Elaboración Propia.

De igual forma poseer una buena base de temperaturas es primordial en el modelamiento del ciclo hidrológico nival, sobre todo si se trata de mostrar simulaciones de acumulación, derretimiento, equivalente de nieve en agua, o caudales como es el caso para este estudio.

Por esto se realizó una corrección de temperatura por altitud, la cual se llevó a cabo según la estimación de Cortes 2010, el cual estimó una tasa de lapso de 5.5 ºC/Km para la cuenca del Aconcagua, Sin embargo, al evaluar esta relación en la cuenca del Maipo, se derivó que los resultados excedían considerablemente la temperatura medida en una estación secundaria. Esto llevo a evaluar las distintas estaciones localizadas en el área de estudio y estimar una tasa de lapso diferente para que no sobreestime las temperaturas.

Se consideró una tasa de lapso de 5.1 ºC/Km, mostrando resultados similares a los registrados en estaciones cercanas y series de años anteriores. La principal variación estaba dada por la estación base en la cuenca del Aconcagua (Vilcuya 1100 msnm) mientras que la estación base de Yeso Embalse se localiza por sobre los 3000 msnm.

Así la corrección de temperatura para cada URH queda dada por (22):

$$T_{URH} = T_{YE} - \lambda \cdot (z_{URH} - z_{YE}) \quad (22)$$

Donde T_{URH} es la temperatura estimada en una URH, T_{YE} es la temperatura asociada o registrada en la estación base (Yeso embalse) λ es la tasa de lapso calculada para la cuenca del Maipo, z_{URH} es la altitud promedio en msnm de la URH y z_{YE} es la altitud en msnm de la estación base. Ver figura 37

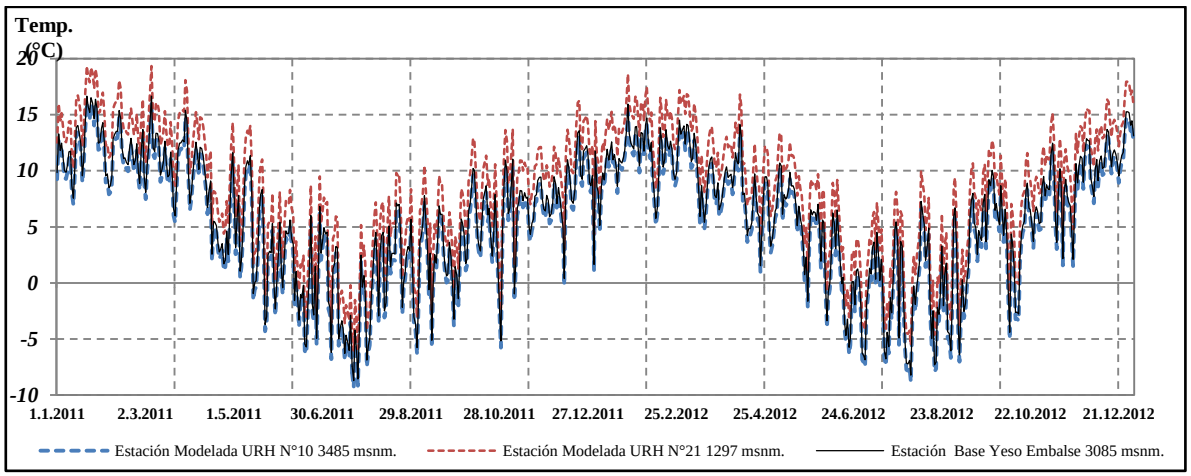


Figura 37.- Ejemplo de metodología aplicada para la simulación de temperatura dentro de cada URH, período 2011 2012
Fuente: Elaboración Propia

4.2.5 Humedad relativa

Respecto a esta variable, existe una escasa información en el área de estudio, por lo que las series de datos encontradas se completaron mediante el criterio de correlación lineal.

Este método consiste en el cálculo de los valores inexistentes por el ajuste, a través del método de los mínimos cuadrados, de una recta de regresión lineal del tipo $y = a \cdot x + b$; entre dos estaciones: una incompleta, cuya serie es la variable dependiente *(y),* y otra completa que proporciona la variable independiente *(x)* de la cual depende la anterior. La base teórica del cálculo admite como hipótesis de partida que entre las dos series a comparar existe una correlación apreciable, de tal modo que las variaciones que se producen en ambas son similares. Esto quiere decir que la estación que se utiliza de referencia presenta un coeficiente de correlación lineal lo más cercano posible al valor 1. El coeficiente de correlación lineal que se calcula es el de Pearson y para calcularlo, previamente fue necesario normalizar las series mensualmente según:

a) La existencia de un número de años comunes en ambas series. Barrera, A (2004) recomienda que el número de años mínimos en la serie a completar debe oscilar entre 5

y 15 años; pero cuantos más años con datos en común tengan ambas series, más creíble será la correlación encontrada entre ambas series. El número mínimo de años que se requieren, también depende de la variable meteorológica que se tenga en cuenta: por ejemplo en el caso de series de humedad, más regulares, 5 años puede ser un umbral mínimo aceptable.

La base de datos proporcionada por el Departamento Ingeniería Civil Universidad de Chile, permitieron correlacionar al menos dos estaciones con datos entre los años 2001-2011, permitiendo obtener una correlación simple para los meses faltantes del año 2012.

b) La proximidad geográfica de las estaciones es necesaria, debido a las modificaciones que pueden introducir los factores locales del clima. Por lo tanto es necesario que las dos estaciones presenten rasgos climáticos similares.

Finalmente se comprobó que la nueva serie resultante aporta un incremento a la información original y no una simple modificación (figura 38). Esto se consiguió evaluando el cociente entre la varianza de la muestra original y la muestra completada. Esto se demuestra cuando el coeficiente de determinación de la regresión, x^2, cumple que:

$$x^2 \geq \frac{1}{n_1 a - 2} = R^2 \tag{23}$$

Siendo n_1 la longitud de la serie incompleta y R^2 sobre 0.78 y menor a 0.96.

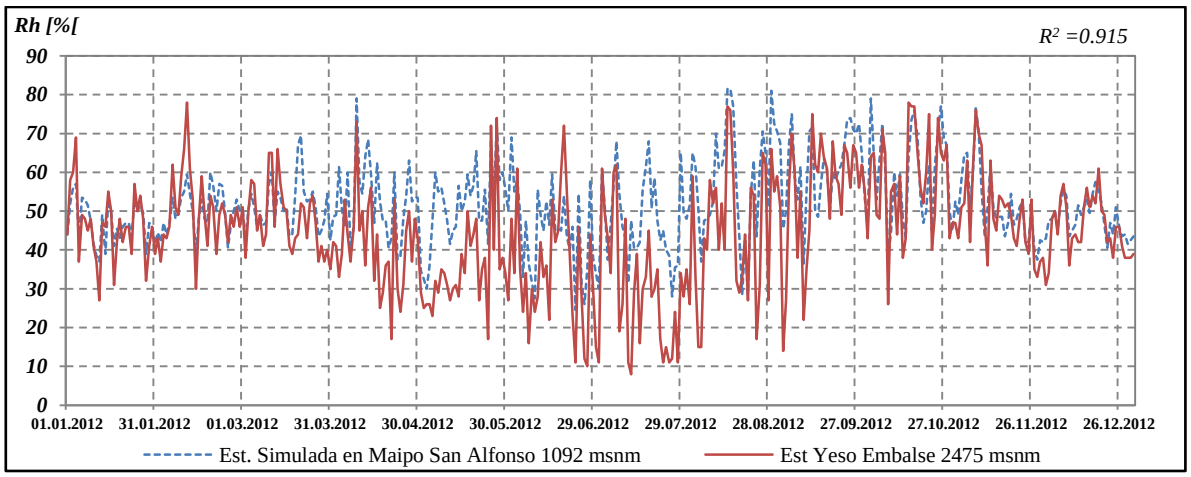


Figura 38.- Resultado de extrapolación de datos faltantes para las series de Humedad Relativa, Período 2012.
Fuente: Elaboración Propia.

4.2.6 Velocidad del viento

Se han logrado encontrar dos estaciones de medición, con mutilaciones en su serie de datos temporales (Bocatoma en maitenes y El yeso Embalse). El principal inconveniente en esta variable es que no existe un método que pruebe una correcta correlación para completar la serie. Tomando en cuenta que es una variable que está dominada por fenómenos globales de gran escala, pero influenciada por fenómenos locales orográficos y topográficos, lo único que se puede hacer es utilizar el método de completado que da el

mínimo error. Así pues, para completar series de esta variable se utilizó el criterio del valor medio teniendo en cuenta que el coeficiente de variación medio de esta variable se ajusta bastante bien a lo observado en años anteriores al período de modelación. A parte, este método es el propuesto por la FAO en Allen *et al*. (1988) para rellenar lagunas en series de velocidad del viento para poder calcular la evapotranspiración de una zona. Y su formulación está dada por (24):

$$U_2 = u_z \cdot \left[\frac{4.87}{\ln(67.8Z - 5.42)}\right] \quad (24)$$

Dónde:

$\boldsymbol{U_2}$ Es la velocidad del viento a 2 m por encima de la superficie del suelo medido [m s^{-1}] (altura de vela), $\boldsymbol{u_z}$ mide la velocidad del viento a z metros encima de la superficie del suelo [m s^{-1}], **ln** es logaritmo natural, z es la altura $\boldsymbol{Z}$ de la medición por encima de la superficie del mar [m].

4.3 ZONIFICACIÓN

4.3.1 Delimitación de URH's

Las unidades de respuesta hidrológica (URH's) son áreas de una cuenca que son homogéneas en términos de su respuesta hidrológica y características geo-climáticas.

Esta homogeneidad no es sinónimo de microzonificación; por el contrario, un HRU está conformada usualmente por áreas dispersas, desconectadas entre sí, pero que mantienen propiedades comunes de especial importancia hidrológica, como son: pendiente (que determina la velocidad de la escorrentía superficial), elevación (pues el volumen de precipitación varía con la altura), aspecto (especialmente en cuencas con nieve), tipo de suelo, cubierta vegetal, usos de suelo, etc.

No todas las propiedades mencionadas se utilizan en la definición de URH's: depende del criterio del modelador, definir cuáles son las propiedades dominantes que se utilizarán en la definición.

Para definir el grupo de URH's en esta investigación se eligieron diferentes categorías o variables que describen la topografía de una cuenca. Estas se prefirieron tomando en cuenta la importancia en el proceso de formación de la escorrentía superficial dentro de la cuenca.

La cuenca del Maipo posee una morfología definida por subcuencas con parámetros similares entre ellas y que se encuentran en altitudes semejantes. Sin embargo, por tratarse de laderas encajonadas, guiadas por un cauce central, las URH's se han delimitado en función de la altitud y la exposición.

Para esto se utilizó el Modelo Digital de Elevación Áster, e ilustrado en el anexo 8.4. Así el área de estudio se subdividió en 5 bandas de elevación, según quiebre natural, con el

objetivo de visualizar en que quintil se concentraba la mayor parte de superficie y las principales variaciones.

Los resultados de la evaluación espacial mostraron que cerca del 80% del área se localiza entre 2200 y 4900 msnm. Estos resultados capturados mediante la información topográfica procesados en el software ArcGis 9.3. Luego fueron exportados a Excel 2010 para construir una curva hipsométrica de la cuenca (figura 39), y corroborar gráficamente el comportamiento del área en función de la altura. Tanto el comportamiento espacial (figura 40) como los datos reclasificados en Excel mostraron resultados similares, razón que validó el proceso para ser aplicado a cada subcuenca de análisis (las curvas de cada subcuencas son ilustradas en el anexo 8.3).

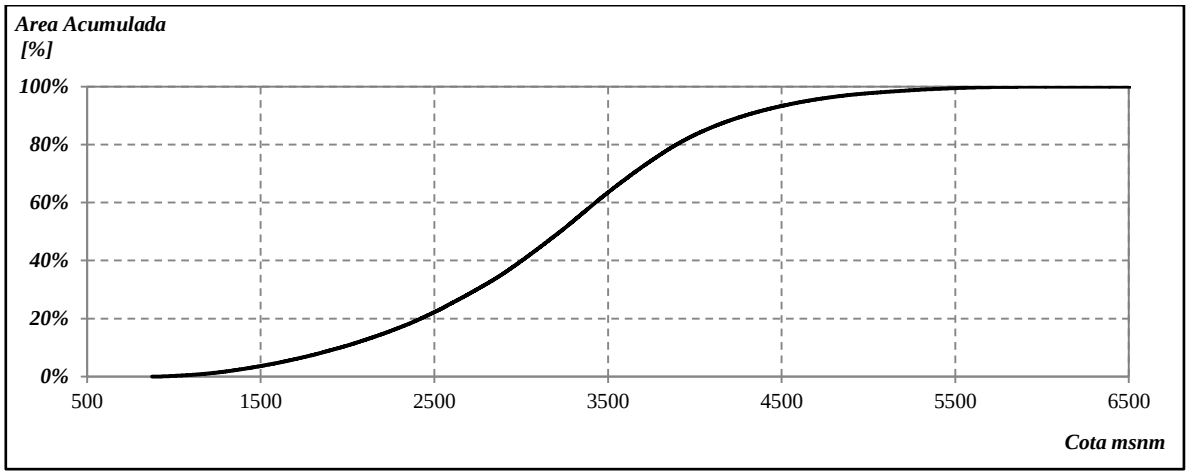


Figura 39.- Curva hipsométrica construida a partir de una reclasificación de alturas por pixel (30 x30 mts) provenientes del Modelo Digital de Elevación ASTER DEM.
Fuente: Elaboración Propia.

Se desprende la figura 39 que más del 80% del área de la cuenca se encuentra ubicada entre los 2000 y 5000 msnm. Por sobre los 5000 msnm se concentra 3 % de área, sector que se vería influenciado por factores meteorológicos extremos para el área.

Finalmente se aplicó el mismo proceso a cada subcuenca, subdividiéndolas en tres bandas altitudinales, situando la banda baja en función del cauce principal de cada subcuenca, y las dos restantes en función del quiebre natural.

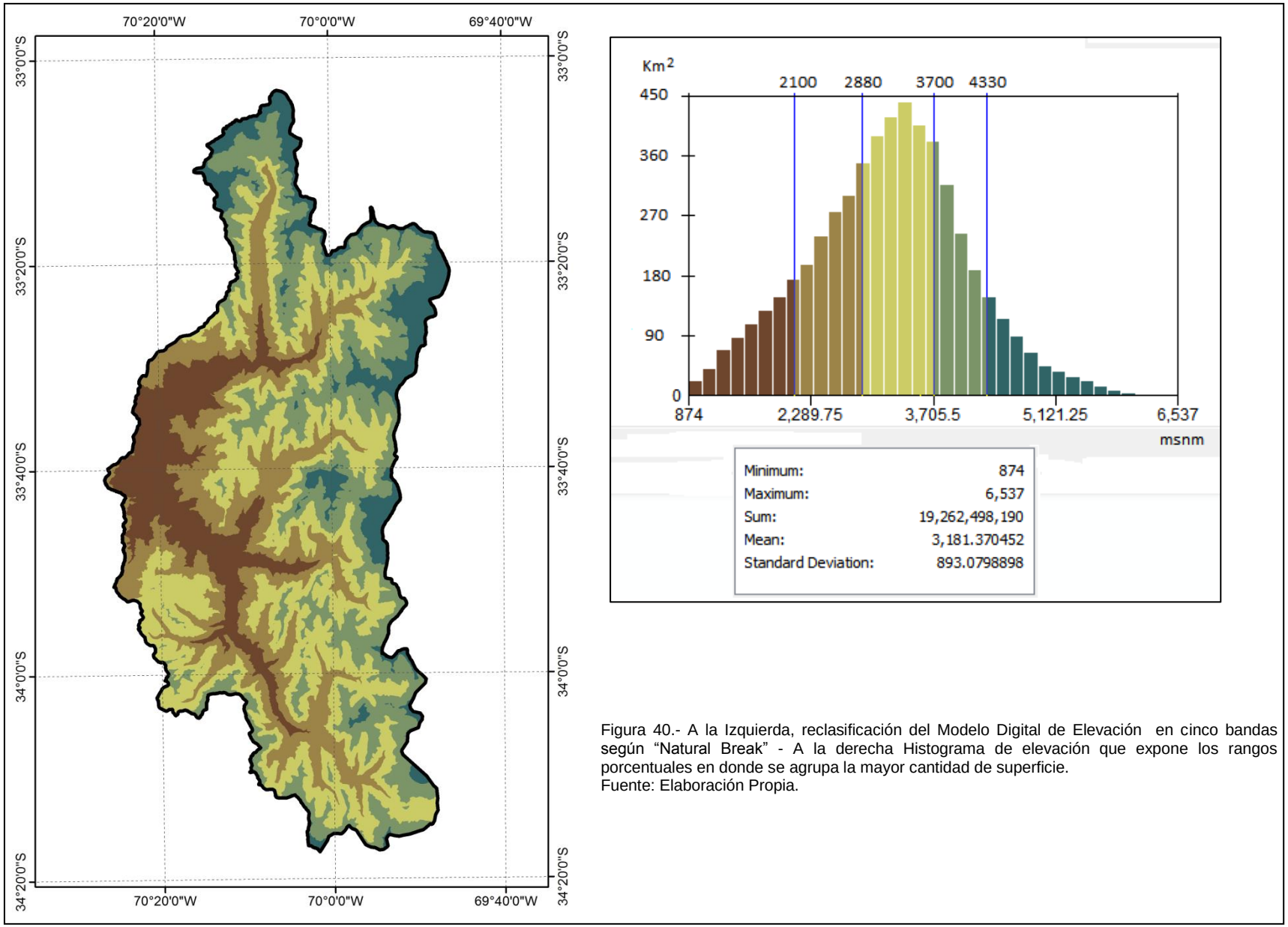


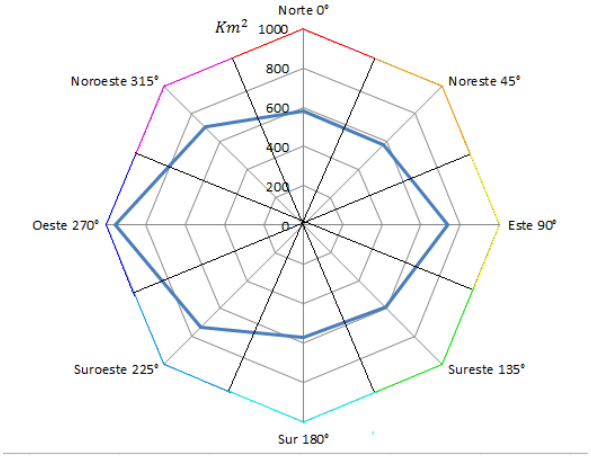
Figura 40.- A la Izquierda, reclasificación del Modelo Digital de Elevación en cinco bandas según "Natural Break" - A la derecha Histograma de elevación que expone los rangos porcentuales en donde se agrupa la mayor cantidad de superficie.
Fuente: Elaboración Propia.

Un segundo Factor asociado a la topografía de las URH's, fue considerar la exposición por su influencia en la conservación de la nieve en las laderas. Por su parte, la orientación, permite reconocer zonas con mayor influencia nival dentro del área, como así también simular espacialmente URH's donde la acumulación y transporte de nieve (Blowing Snow) sean de mayor relevancia.

Para esto se reprocesó el Modelo Digital de Elevaciones mediante el módulo 3d Analyst de ArcGis, considerando cuatro exposiciones principales y cuatro secundarias.

Los resultados mostrados en la figura 38 indican que la mayor superficie de las URH's está expuesta al Oeste (245.5º a292.5º). Considerando que el DEM está configurado por celdas de 30x30 mts, el porcentaje corresponde al 17.6% del total de la cuenca.

El mismo proceso fue realizado para delimitar la orientación geográfica de cada URH, realizando en primera instancia un análisis mediante un DEM y luego para validar el proceso realizado por el software, se exportaron los datos contenidos en el Modelo Digital de Elevaciones, y se reclasificaron según la misma parametrización anterior, mostrando resultados similares en todas las exposiciones. Así se extendió la misma metodología para cada subcuenca de análisis. Ver figura 41 y tabla 20.



ORIENTACIÓN	AREA KM2	% DEL TOTAL
Norte	577.59	10.60%
Noreste	581.05	10.66%
Este	731.83	13.43%
Sureste	590.00	10.83%
Sur	571.31	10.49%
Suroeste	737.65	13.54%
Oeste	955.41	17.54%
Noroeste	703.65	12.91%

Figura 41.- Reclasificación de exposición solar en 8 puntos de enfoque.
Tabla 20.- Cantidad de superficie expuesta en Km2 y porcentajes según rangos de exposición.
Fuente: Elaboración Propia

El modelo espacial de orientaciones de la cuenca es ilustrado en la figura 42, exponiendo además dos orientaciones principales en función de las rutas de nieve utilizadas en la cordillera de los Andes.

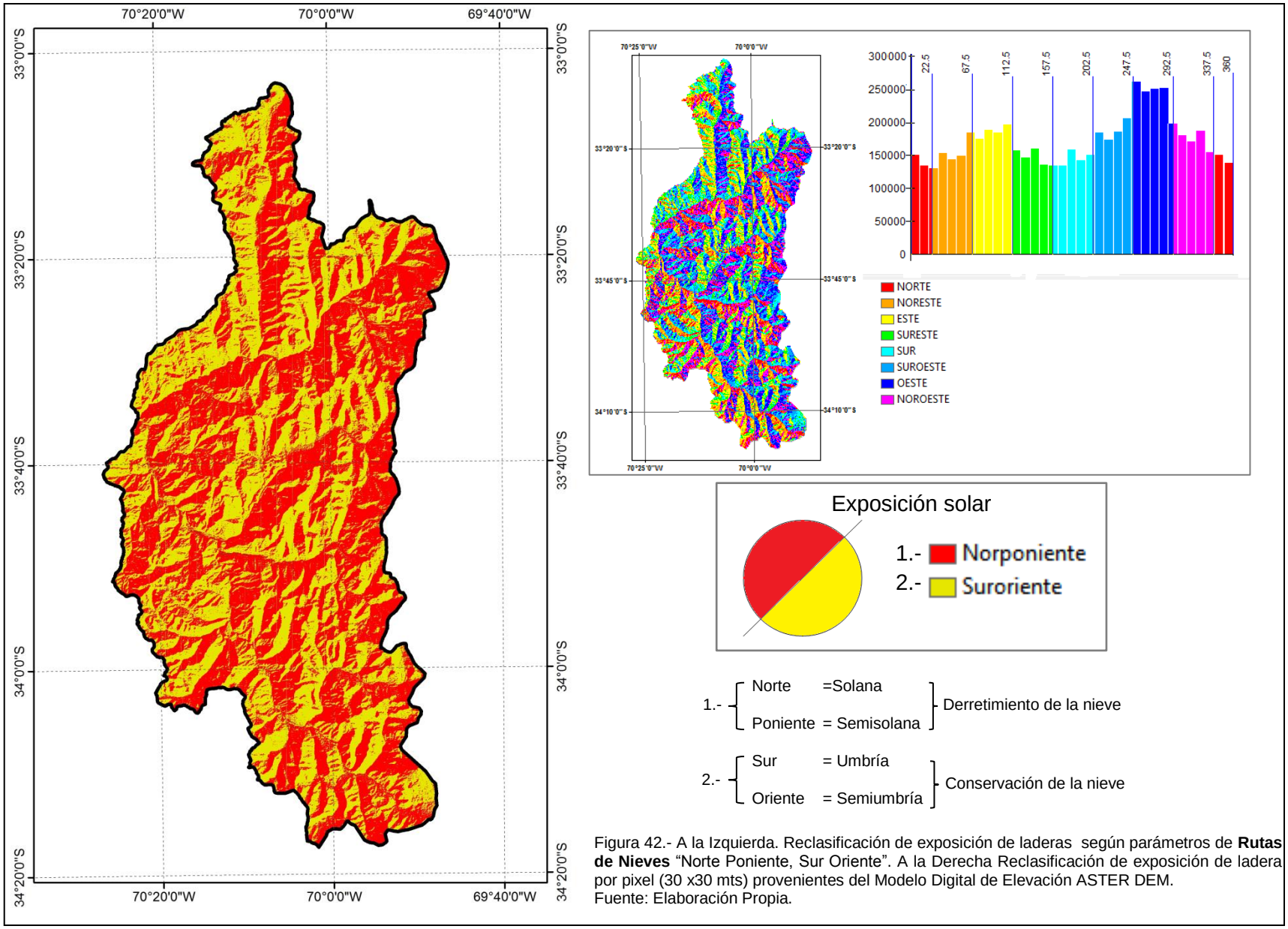


Figura 42.- A la Izquierda. Reclasificación de exposición de laderas según parámetros de **Rutas de Nieves** "Norte Poniente, Sur Oriente". A la Derecha Reclasificación de exposición de ladera por pixel (30 x30 mts) provenientes del Modelo Digital de Elevación ASTER DEM.
Fuente: Elaboración Propia.

Posteriormente se han analizado estos datos con las principales direcciones de viento del área, demostrando una alta diferenciación con predomino de barlovento hacia sotavento (suroeste a noroeste respectivamente). Lo anterior podría indicar que existiría una deflación de la nieve a barlovento mayor acumulación del manto nival a sotavento según el desplazamiento de los frentes de precipitación.

Una vez realizado este proceso en todas las subcuencas se procedió a delimitar cada URH's en función de las variables antes descritas. Para esto se elaboraron dos modelos de URH's a nivel de subcuenca según la caracterización semidistribuida abordada en el punto 2.5.3. El **Modelo 1** mediante la metodología "Secuencial Hidrológica" en que una URH's es tributaria de otra formando una cascada hasta una URH que representa el exutorio de la cuenca y el **Modelo 2** basado en una "sumatoria de unidades", en donde el caudal de salida es el resultado de todas las URH's en forma independiente. La distribución espacial de las distintas variables abordadas, tanto topográficas como meteorológicas, mostraron cambios notorios en la distribución de cada URH's, La figura 43 muestra una diferenciación por bandas de altitud para cada subcuenca, No obstante para esta diferenciación altitudinal se ha considerado la media de isoterma cero tanto para invierno como en primavera, con el objetivo de lograr esclarecer la condición de fusión de la nieve en distintas temporadas de estudio. La figura 44 expone la delimitación final de URH's para un **modelo 1**, y la figura 45 presenta la delimitación de URH's para el **modelo 2,** Se aprecia una gran diferencia entre la delimitación de ambos modelos, mientras el modelo 1 posee URH's independientes con características únicas en un determinado espacio, el modelo 2 muestra unidades dispersas en el área, pero que poseen características en común.

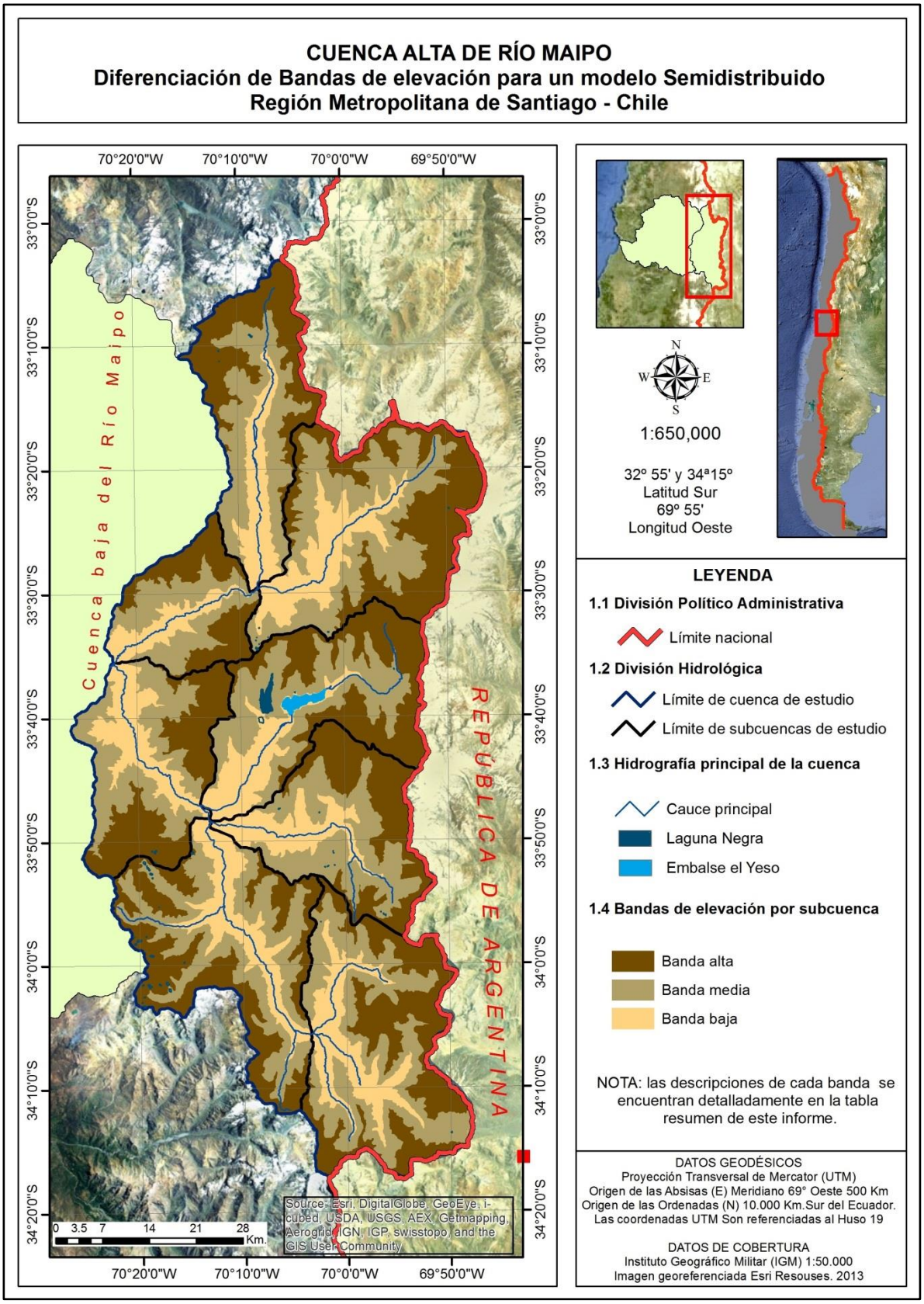


Figura 43.- Reclasificación del área por bandas de altitud para cada subcuenca de análisis.
Fuente: Elaboración Propia.

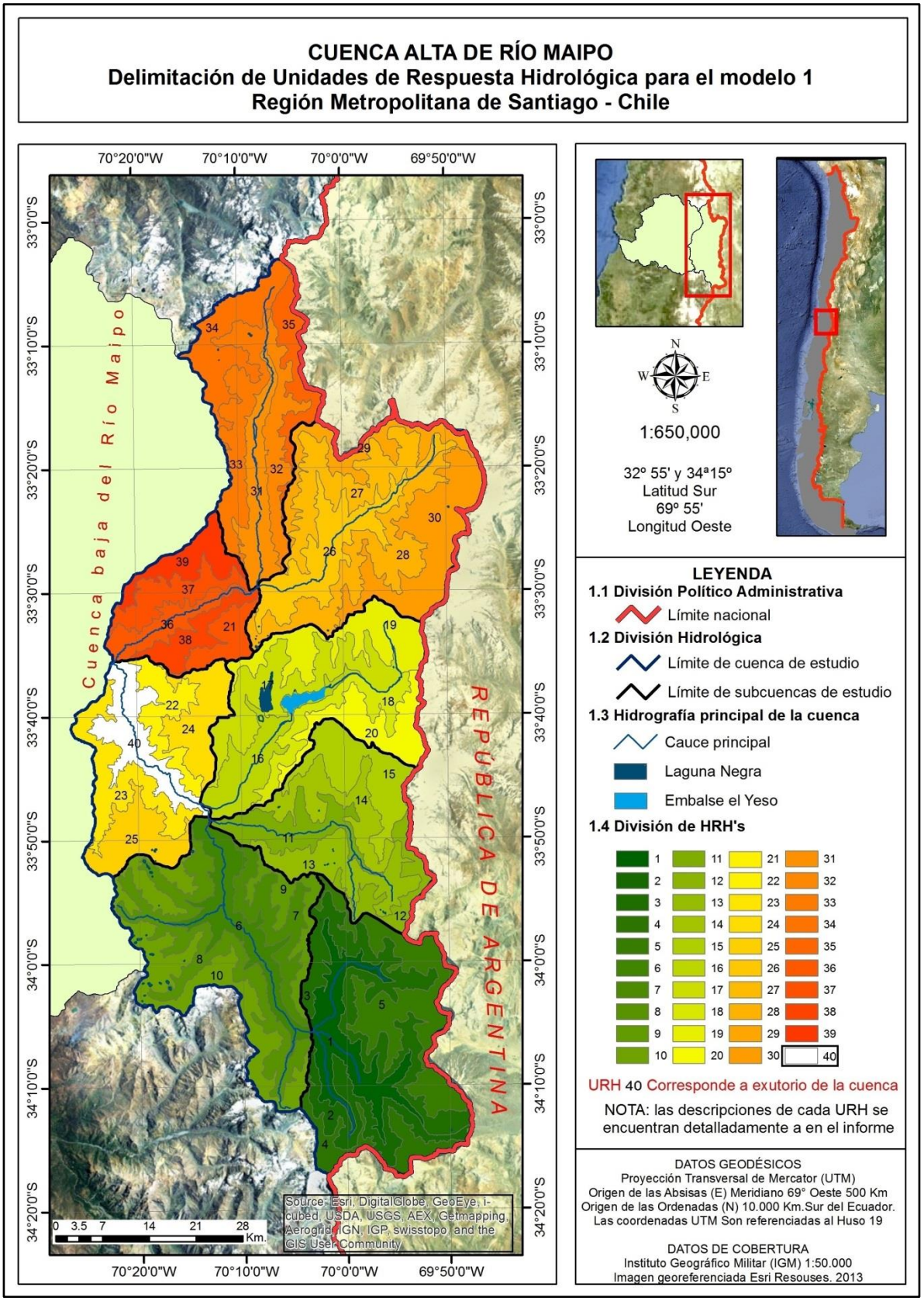


Figura 44.- Delimitación de URH's para modelo semidistribuido
Fuente: Elaboración Propia.

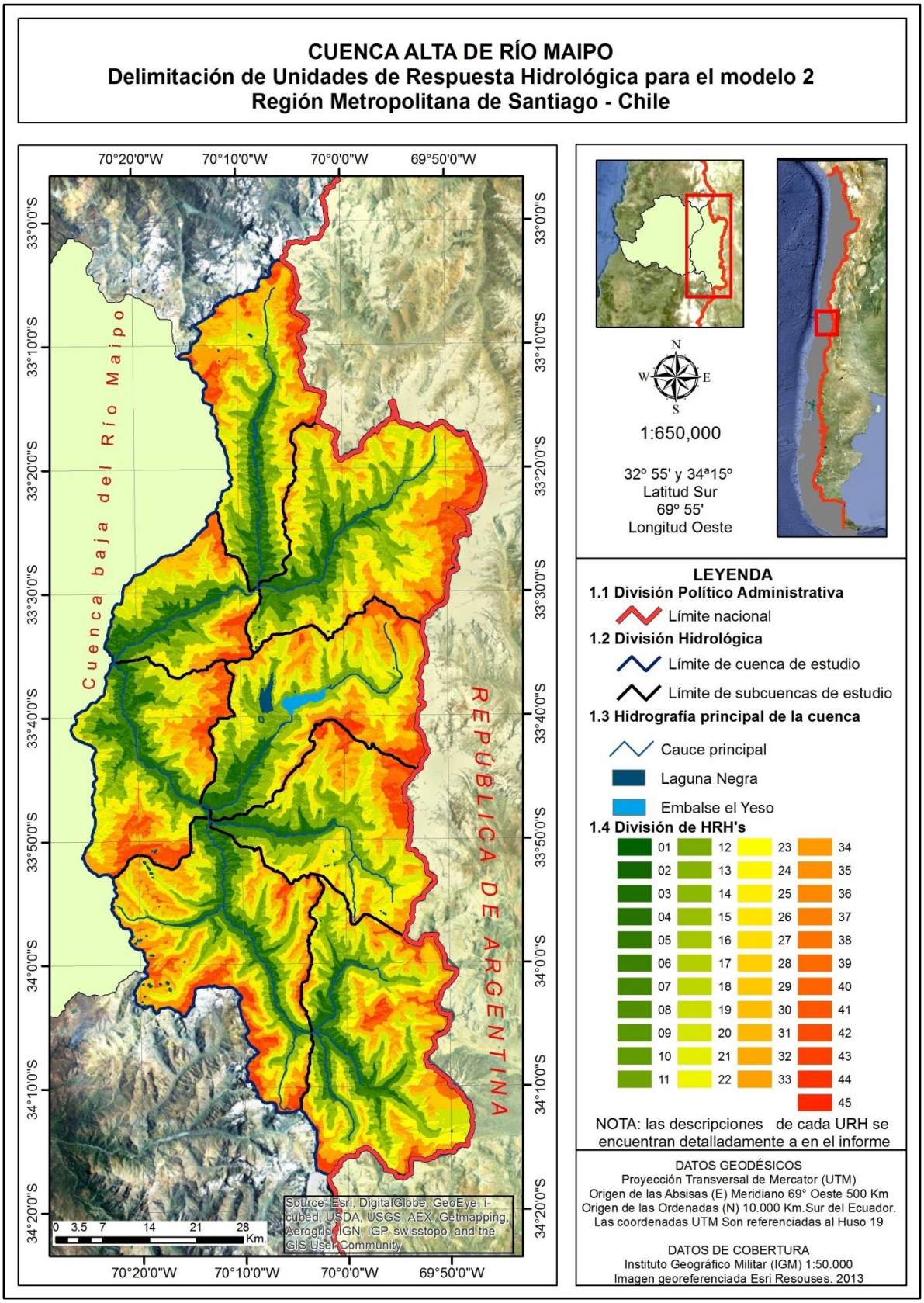


Figura 45.- Delimitación de URH's para modelo Agregado.
Fuente: Elaboración Propia

Definida espacialmente cada URH, se calculó la pendiente media como variable de parametrización del modelo. Al igual que el cálculo de altitud y exposición se adoptó la metodología, mediante 3d analyst de ArcGis y captura y reclasificación de datos en bruto en Excel.

Los resultados para cada modelo y URH del se exponen en la tabla 21 y 22

N° HRU	PENDIENTE MEDIA (°)	N° HRU	PENDIENTE MEDIA (°)	N° HRU	PENDIENTE MEDIA (°)	N° HRU	PENDIENTE MEDIA (°)
1	24.12	11	25.99	21	22.13	31	25.04
2	26.25	12	27.1	22	24.73	32	30.7
3	24.34	13	26.04	23	24.37	33	28.84
4	26.85	14	24.76	24	21.55	34	23.32
5	26.78	15	27.29	25	21.83	35	31.52
6	24.38	16	21.31	26	28.85	36	22.49
7	29.29	17	23.46	27	26.39	37	23.37
8	29.96	18	25.76	28	27.43	38	25.86
9	30.79	19	28.63	29	32.9	39	20.8
10	27.18	20	30.14	30	26.52	40	28.84

Tabla 21.- Cálculo de pendiente media para cada URH del área de estudio en modelo 1.
Fuente: Elaboración Propia.

N° HRU	PENDIENTE MEDIA (°)	N° HRU	PENDIENTE MEDIA (°)	N° HRU	PENDIENTE MEDIA (°)	N° HRU	PENDIENTE MEDIA (°)
1	22.5	12	25.2	24	20.1	35	24.9
2	26.7	13	26.3	25	23.9	36	31.2
3	25.3	14	25.1	26	24.2	37	35.3
4	25.2	15	24.8	27	22.1	38	24.2
5	28.3	16	26.5	28	22.3	39	30.5
6	242	17	23.2	29	27.6	40	22.5
7	23.5	18	24.8	30	25.3	41	24.82
8	28.3	19	29.5	31	24.8	42	25.9
9	29.2	20	26.7	32	31.9	43	21.2
10	25.2	22	30.5	33	27.1	44	29.8
11	27.4	23	31.3	34	35.2	45	25.2

Tabla 22.- Cálculo de pendiente media para cada URH del área de estudio en modelo 2.
Fuente: Elaboración Propia.

4.3.2 Estandarización de URH's

La escasa información en el área de estudio, llevó a buscar metodologías de estandarización para la cuenca, donde cada URH debe estar guiada por datos que representen a esta unidad dentro del software, y así lograr una representación espacial que muestre una correlación con los datos de salida que se modelan.

Como se detalló en el punto 4.2, los datos tuvieron que ser extrapoladas para poder completar la serie de tiempo modelado, sin embargo, la literatura muestra que una cuenca no posee un comportamiento uniforme, por esto los datos deben ser llevados a cada URH, considerando los parámetros topográficos como climático-locales, de modo que

cada unidad tenga todos los parámetros de entrada estimados para esa unidad en particular.

Así se adoptaron diferentes fórmulas con la idea de simular una estación de medición en cada URH, y poder tener datos de entrada en toda la cuenca.

4.4 CONSTRUCCION DEL MODELO

La preparación y pre-procesamiento de las bases de datos puede consistir en engorrosas metodologías de transformación y estandarización de series periódicas, sin embargo no es más que un conjunto de información original u observada, combinada con variables espacio-temporales que aumentan el número de entradas con el fin de otorgar mayor estabilidad en la modelación.

Así la caracterización de la información desarrollada en el punto 4.2 fue un pilar fundamental en la estructura de modelación, ya que para la configuración general de CRHM, representan por un lado las *"Observaciones"* y por otro lado las características geomorfológicas de la cuenca de estudio, permitiendo una mejor comprensión del fenómeno estudiado y otorgando un conocimiento más acabado acerca de la aplicación y de la información disponible.

4.4.1 Estructura general del modelo

Como ya se mencionaba en el punto 2.3.7, el modelo CRHM se estructura en parámetros y observaciones, cada uno de estos se relacionan adoptando características únicas, que dan origen a una respuesta en cada URH.

Cada módulo, contiene la información mínima para trabajar de acuerdo a su categoría. El Modulo *Shared*, establece relación con *Basin* y juntos requieren de "parámetros" o datos en común como área total de la cuenca, área asociada a cada URH, elevación media y latitud entre otras.

HRU	1	2	3	4	5	6	39	40		Minimum	Maximum
Shared											
basin_area	4858									1E-6	1E9
hru_area	153.3	103.9	209.2	79.7	221.3	147.6	77.67	56.58		1E-6	1E9
hru_elev	2699	3306	3334	3942	3962	1959	2855	3052		0	100000
hru_lat	-34.17	-34.25	34.15	34.27	-34.09	-33.94	-33.46	-33.72		-90	90

Figura 46.- Ejemplo de Módulo "Shared" en CRHM. Contiene información de carácter topográfica para las 40 HRU's.
Fuente: Elaboración Propia

El módulo *Global* requiere de "parámetros" base como orientación y pendiente de cada URH

HRU	1	2	3	4	5	6	39	40		Minimum	Maximum
global											
hru_ASL	178	153	190	121	197	175	177	175		-360	360
hru_GSL	28.84	26.25	24.34	26.85	26.78	24.38	20.8	22.13		-90	90

Figura 47.- Ejemplo de Módulo "Global" en CRHM. Contiene información de carácter topográfica y Sinóptica para las 40 HRU's.
Fuente: Elaboración Propia.

Una vez construido el modelo en el comando *Build* de CRHM e ingresado los parámetros de configuración se guarda en el comando Project cuidando la extensión ".prj"

Por su parte las *"observaciones"* o datos de entrada son aquellos que han sido medidos u observados en las distintas estaciones meteorológicas y que han sido estandarizados y proyectados a cada URH en el punto 4.2.
Si bien esta información ha sido procesada en tablas de datos, al igual que los módulos requiere de un orden específico de entrada y de una extensión característica de CRHM.

Los datos de *"observaciones"* se han ordenado según el período de modelación para este estudio, el cual se encuentra entre el 1 de Enero del 2008 y el 31 de diciembre del 2012.

Los datos u *"observaciones"* forzantes para el modelo construido según los módulos elegidos en el punto 2.3.7, son:

Precipitación	[mm]
Temperatura media	[°C]
Temperatura máxima	[°C]
Temperatura mínima	[°C]
Humedad relativa	[%]
Velocidad del Viento	[m/s].
Tensión de vapor	[K/Pa] (Ha sido calculada indirectamente por CRHM)

Cada una de estas variables con una escala temporal diaria, durante los 5 años de modelación.

4.4.2 Configuración de parámetros asociados a cada URH

Cada uno de los parámetros ingresados en los respectivos módulos, fue asignado según una URH definida, permitiendo establecer una relación única entre los parámetros geomorfológicos y topográficos de la cuenca y las observaciones hidrometeorológicas.

Las Tablas 23, 24 y 25, junto con las tablas del Anexo 1, resumen los parámetros utilizados en los 2 modelos construidos para este estudio. Cabe señalar que estos parámetros fueron iguales en la mayoría de las URH consideradas, salvo excepciones que son claramente explicitadas en el texto, como variaciones en la tasa de lapso, tiempo de almacenamiento de la cuenca, superficie, altitud, exposición y pendiente entre otros, los cuales se muestran en detalle en la tablas del anexo 8.1 y 8.2

También cabe destacar que algunos parámetros se modificaron para mostrar su incidencia en los resultados y simular respuestas de la cuenca bajo diferentes comportamientos, contribuyendo así a un objetivo clave dentro de esta investigación.

Otro punto en consideración, fue el coeficiente de almacenamiento para el flujo subsuperficial de la cuenca *"ssrKstorage"* del módulo *"Netroute". E*ste parámetro ha sido formulado de forma conceptual (sin base física), y en investigaciones anteriores (Krögh

2009 Gonthier 2011) tuvo gran importancia en la forma de los hidrograma simulados, razón que ha dado motivo a probar diferentes valores según los datos observados.

Módulo	Parámetro	Unidad	Valor
Albedo	hru lat	(º) grados	Ver tabla resumen
Annandale	Krs	-	0.16 o 0.19
Ebsm	basin area	Km^2	4858
	hru area	Km^2	Ver tabla resumen
Evap	evap type	-	0 (Granger)
	Zwind	mts altura medición	5
	Ht	Mts.	0.1 - 10
	Hru elev	Mts. - msnm	Ver tabla resumen
	basin area	Km^2	4858
	hru area	Km^2	Ver tabla resumen
	inhibit evap	-	0 (por defecto)
Global	Hru ASL	(º) grados	Ver tabla resumen
	Hru GLS	(º) grados	Ver tabla resumen
	Time offset	-	0 (por defecto)
	hru lat	(º) grados	Ver tabla resumen
	hru elev	mts - msnm	Ver tabla resumen
Pbsm	Distrib	-	1
	Fetch	M	300
	Ht	M	Ver tabla resumen
	basin area	Km^2	4858
	hru area	Km^2	Ver tabla resumen
	inhibit evap	-	0 (por defecto)
Obs	catchaadjust	-	2
	lapse rate	°C/100m	0.51
	obs elev	msnm	Ver tabla resumen
	snow rain determination	-	0 air temperature
	hru elev	msnm	Ver tabla resumen
	basin area	Km^2	4858
	Hru area	Km^2	Ver tabla resumen

Tabla 23.- Valores asociados a cada módulo y configuración de parámetros, para la modelación.
Fuente: Elaboración Propia.

Módulo	Parámetro	Unidad	Valor
Netroute	basin area	Km^2	4858
	gwKstorage	mm/d	0 (por defecto)
	gwLag	Hr	0 (por defecto)
	Gwwhereto	-	Ver tabla Resumen
	Kstorage	d	0 (por defecto)
	Lag	Hr	0 (por defecto)
	Order	-	Ver tabla resumen
	nunKstorage	d	0 (por defecto)
	nunLag	H	1 (por defecto)
	ssrKstorage	D	0-25-50-75-100
	ssrLag	H	1 (por defecto)
	Whereto	-	Ver tabla resumen
	hru area	Km^2	Ver tabla resumen
	Sdmax	mm	0 (por defecto)
	soil rechr max	Mm	0 (por defecto)
Soil	cov type	-	1 crops (recarga de capa)
	gw init	mm	187
	gw K	mm/d	0 (por defecto)
	gw max	mm/d	375
	lower ssr K	mm/d	0 (por defecto)
	rechr ssr K	mm/d	8
	Sdinit	Mm	0 (por defecto)
	Sd gw K	mm/d	0
	Sd ssr K	mm/d	25
	soil gw K	mm/d	25
	soil rechr init	mm	250
	soil withdrawal	-	2 Loam
	transp limited	-	0
	basin area	Km^2	4858
	Hru area	Km^2	Ver tabla resumen
	Sdmax	Mm	0 (por defecto)
	soil rechr max	mm	1000
	soil moist max	Mm	1000
	soil moist init	mm	0
	inhibit evap	-	0 (por defecto)

Tabla 24.- Valores asociados a cada módulo y configuración de parámetros, para la modelación.
Fuente: Elaboración Propia.

Módulo	Parámetro	Unidad	Valor
Shared	basin area	Km^2	4858
	hru area	Km^2	Ver tabla resumen
	hru elev	mts – msnm	Ver tabla resumen
	hru lat	(º) grados	Ver tabla resumen
	Ht	Mts.	Ver tabla resumen
	inhibit evap	-	0 (por defecto)
	Sdmax	-	0 (por defecto)
	soil moist int	mm.	1000
	soil moist max	mm.	1000
	soil rechr max	mm.	250

Tabla 25.- Valores asociados a cada módulo y configuración de parámetros, para la modelación.
Fuente: Elaboración Propia.

CAPITULO V
RESULTADOS

5.1 EVALUACIÓN DEL MODELAMIENTO.

5.1.1 Módulo Nieve: Prairie Blowing Snow Model (PBSM) Pomeroy and Li, (1999)

5.1.1.1 Acumulación “Snow depth”
Modelo 1

Se ha evaluado el módulo de acumulación del manto nival para todo el período de modelación. Los Resultados obtenidos de los datos y presentados en las figuras 48 y 49, demuestran que la acumulación sobre la superficie comienza a aumentar, desde el punto en que las precipitaciones se acercan a temperaturas diarias de 0ºc, proceso que física y meteorológicamente trasformaría las precipitaciones liquidas (lluvia) en sólida (nieve).

En el modelo 1 se ha evaluado la acumulación del manto nival a una altura de 2780 msnm cercana a la estación Laguna Negra y correspondiente a nieve de alta montaña. Se observa en la figura 48 que la acumulación nival modelada fue más fuerte durante el período 2008 – 2010, ya que durante el segundo período 2011 – 2012, esta se redujo en al menos un 30%. Por su parte los máximos de acumulación modelados para el primer período, se concentran durante la segunda quincena de Agosto y la primera quincena de Septiembre, declinando bruscamente hacia la segunda quincena. Respecto del período de ablación se aprecia que la pérdida de masa es rápida, alcanzando como máximo período un total de 20 días. Después que cesan las precipitaciones invernales y llegando a cero durante la primera quincena de Octubre.

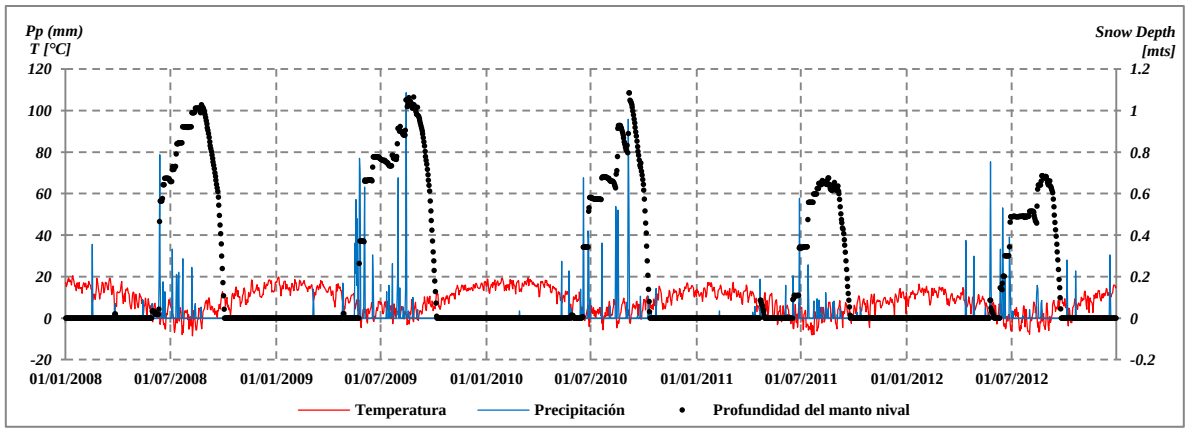


Figura 48.- Modelación de acumulación del manto nival Snow Depth. Para el modelo 1
Fuente: Elaboración propia

Respecto el segundo período evaluado (2010-2012) se obtienen acumulaciones de 0.68 mts por debajo del primer período analizado. El máximo de acumulación invernal, se muestra durante el mes de agosto, reduciendo al menos 20 días de acumulación respecto

el primer período, mientras el tiempo de ablación se da con rapidez alcanzando el máximo punto de fusión a finales de septiembre.

Es posible advertir una buena concordancia en cuanto a la dinámica de acumulación y derretimiento, ya que tanto al inicio del período de acumulación como los peaks parecen ser bien simulados, no así la duración del período de ablación de la nieve, donde los datos modelados tienden a cero rápidamente.

Modelo 2

Para el modelo 2 ilustrado en la figura 49, se evaluó igualmente una URH cercana a la del modelo 1 respecto a la altura, sin embargo se analizó de distinta forma, con el objetivo de establecer si la exposición poseía alguna correlación respecto de la acumulación del manto nival y su derretimiento.

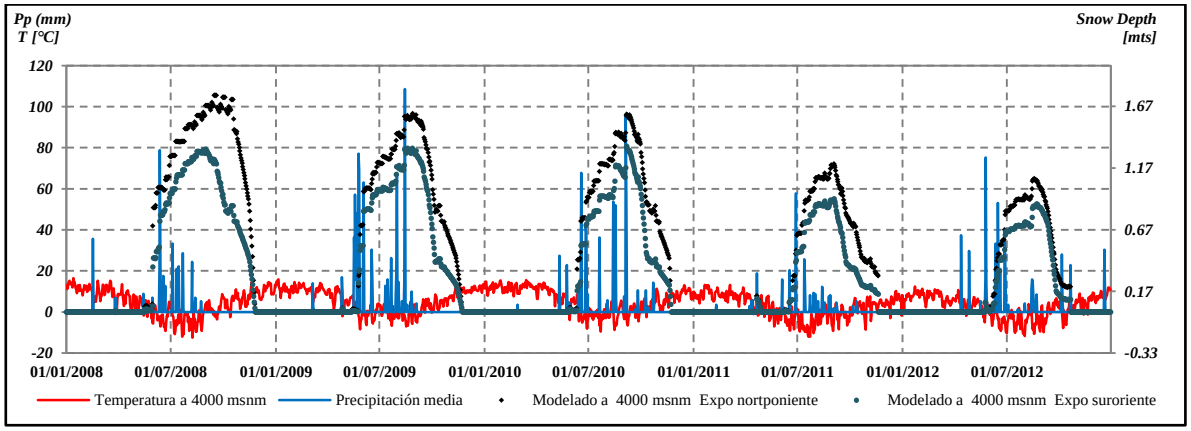


Figura 49.- Modelación de acumulación del manto nival Snow Depth. Para el modelo 2
Fuente: Elaboración propia

La modelación para el área determinó que ambas URH's con laderas de distinta exposición solar muestran un mismo grado de acumulación hasta los 0.4 mts y en un mismo intervalo de tiempo cercano a 20 días desde el inicio del período de acumulación. Pasado los 20 días la curva de acumulación de la URH con ladera de exposición Suroriente, se ve incrementada, hasta llegar a un máximo que ronda los 100 cms de profundidad, mientras la URH con ladera de exposición Norponiente demuestran un incremento más lento y de menor intensidad rondando los 80 cms.

Respecto del período de máxima acumulación, antes que comience la ablación, se observa que la URH de exposición Suoriente posee un período más extenso que va de 7 a 14 días por sobre la URH Norponiente. Así a pesar de tener las mismas características altitudinales, se observa que la orientación influencia fuertemente la acumulación de nieve, y producto de esto, los períodos de fusión son diferentes para una área con misma gradiente altitudinal.

En cuanto al período de ablación existente en el modelo 2, se observa que los máximos de acumulación entre el 2008-2010 se encuentran en la primera quincena de septiembre,

mientras que para el período 2011-2012, se localizan en la segunda quincena de agosto asumiendo pequeñas variaciones según la exposición de mayoritaria de la URH modelada. Ambas URH's modeladas muestran una misma tendencia de fusión de la nieve y con un acelerado proceso de derretimiento. Sin embargo si se comparan los períodos de ablación del modelo 1 y 2, el tiempo que tarda el segundo modelo promedia a lo menos 20 días más que el primero antes que la fusión de la nieve invernal de alta montaña se haya completado, y comience el aporte glacial importante en esta zona.

Se desprende que las simulaciones del modelo 2 indican que tal como ocurrió con el modelo 1, no existe una mejora significativa en el período de ablación, sin embargo, es posible cuantificar una clara fusión diferencial de la nieve entre las URH's con diferente orientación de ladera, lo que ratifica la influencia de la orientación sobre los tiempos y duración de derretimiento en modelos de nieve.

Por otra parte, resultó interesante analizar el desempeño del modelo para simular la ablación diferencial en todas las URH's (en ambos modelos) y el período de duración total de la nieve, considerando el período de acumulación y ablación conjuntamente. En la figura 50 y 51 se presentan los resultados para la configuración del modelo 1 y 2, en toda el área de estudio. Se relacionan las variables altitud media de cada URH (variable eje X) profundidad del manto nival (snow depth), (variable eje Y), y la duración en días de la nieve invernal hasta que se derrite completamente (variable Z en burbujas).

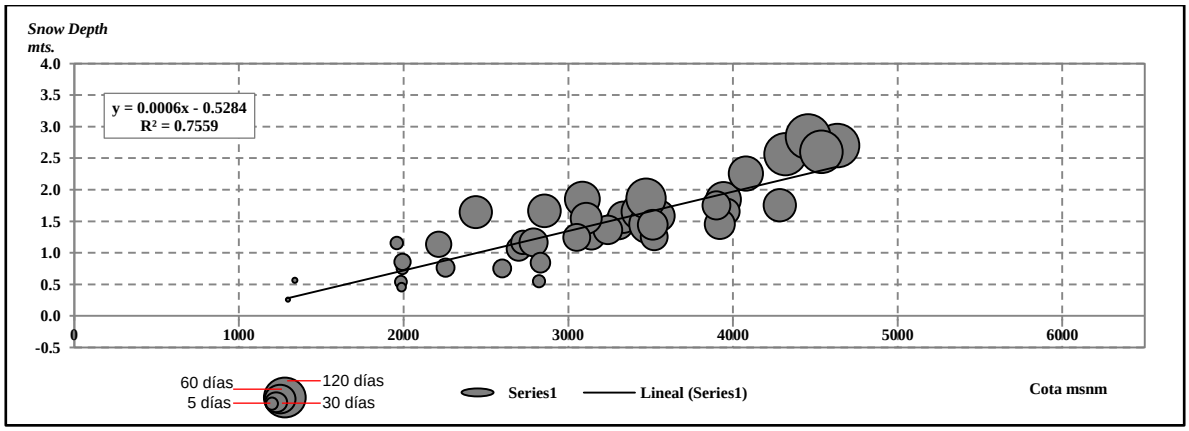


Figura 50.-. Correlación de acumulación de nieve en altitud y tiempo de duración en día. Para el modelo 1
Fuente: Elaboración propia

Se sabe que existe una correlación entre la altitud y la acumulación total de la nieve, mostrando un claro incremento en función del rango altitudinal. El modelo 1 (figura 50) indica que la persistencia en tiempo, responde de forma correlacionada a las dos variables antes descritas, incrementando la tasa de duración promedio, de los días sobre la superficie analizada.

Así también el modelo 2 (Figura 51) presenta una misma estructura, sin embargo la correlación entre las variables de análisis es mayor, ajustando de mejor forma la distribución espacial y prolongando la duración total de la nieve acumulada en un promedio de 20 días más que el modelo 1.

Lo anterior puede ser contradictorio desde el punto de vista topográfico como geomorfológico, puesto que ambos modelos presentan una misma superficie de análisis, sin embargo la distribución de las URH's varían en cada parametrización del modelo, permitiendo obtener diferentes resultados en cada modelación. Así cada modelo construido, ha simulado de diferente forma la acumulación de nieve, mostrando resultados distintos para una misma área en particular, relacionando un promedio de muchas variables para el modelo 1 o bien discriminando de forma independiente parámetros como orientación de ladera, exposición solar gradiente del terreno, altitud y cobertura vegetal como se usa en el modelo 2.

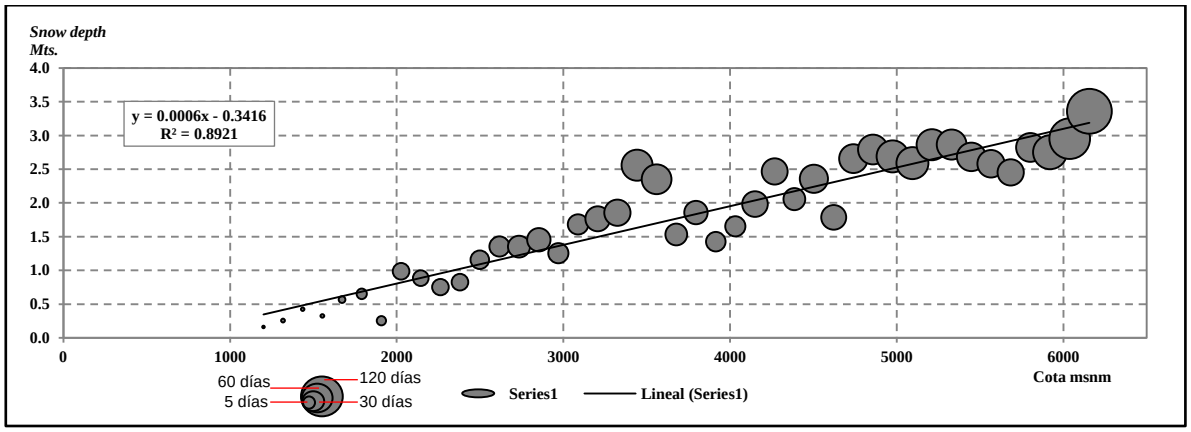


Figura 51.- Correlación de acumulación de nieve en altitud y tiempo de duración en día. Para el modelo 2
Fuente: Elaboración propia

Cabe destacar, que en la parametrización de ambos modelos, se adoptó el mismo gradiente térmico según la altitud (Tasa de lapso de 0.51 ºC/100), con el objetivo de mantener una misma caracterización, y reconocer las diferencias en sentido de la configuración espacial de cada URH. Así, el segundo modelo (45 URH) mostró en general, una mejor concordancia en función de la altitud. Razón que comprueba que para esta zona tanto la altitud como la componente geomorfológica, son factores importantes al momento de correr un modelo de estas características.

Así en función de los datos modelados, se realizó un análisis del área cubierta por nieve en diferentes URH's del modelo 2, relacionando estas con imágenes Modis a escala diaria mediante un Análisis SCA. Esto permitió conocer el porcentaje de área cubierta por nieve en un día específico y correlacionarla directamente con el porcentaje de área ocupada en una URH dentro de la cuenca. Para esto se eligieron 4 URH's en diferentes Altitudes, permitiendo conocer el porcentaje de nieve almacenada en cada Unidad de Respuesta Hidrológica y validar dicho análisis mediante imágenes Modis. El conjunto de gráficos expuesto en la figura 52, describen el porcentaje de acumulación nival en cada URH a determinada altura, y el comportamiento, de estas en función del tiempo analizado.

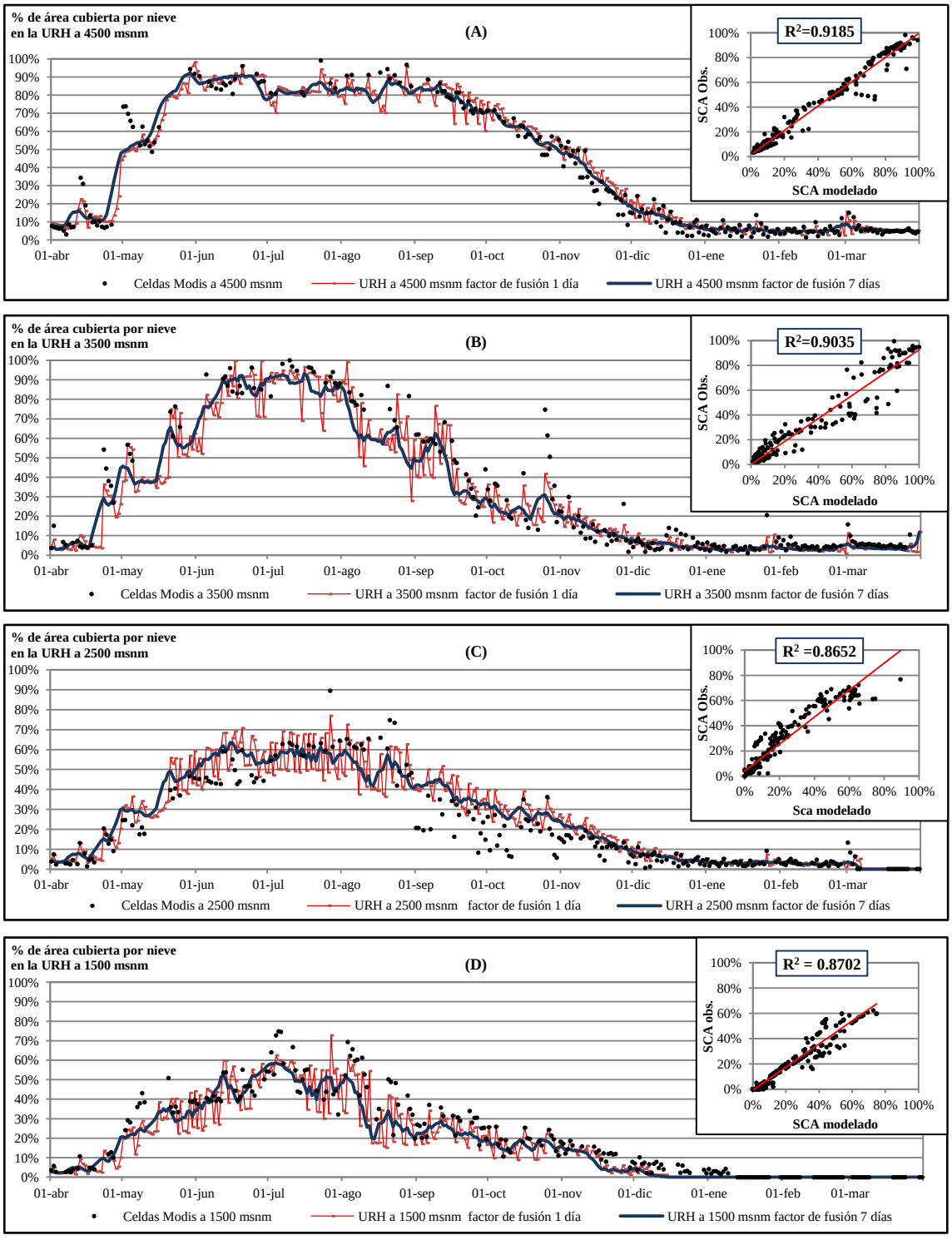


Figura 52.- Conjunto de gráficos que exponen un análisis SCA mediante imágenes modis y porcentajes de nieve almacenados en URH's, se observan porcentajes de acumulación a distintas altitudes, correlacionando estos mismos datos y obteniendo un R^2 para cada situación dada.
Fuente: Elaboración propia

Los gráficos expuestos en la figura 52, muestran el porcentaje promedio de nieve ocupado dentro de una URH para todo el período de análisis, y han sido contrastado con la fracción de nieve ocupada en los diferentes pixeles provenientes de imágenes Modis Terra de carácter fraccionarias. Además el análisis considera dos configuraciones del factor de fusión de la nieve "Snow melt" ocupado por el modelo CRHM en el módulo "ebsm". El gráfico (A) en la figura 52 muestra cómo se comporta el porcentaje de nieve ocupada dentro de la URH a 4500 msnm, demostrando un grado de correlación coherente (R^2 0.92) a través del año hidrológico. Al considerar el factor de snow melt en un día los datos modelados respecto de los observados, muestran variaciones notables durante el período de acumulación nival, mostrando errores del orden del 12 al 15% en el porcentaje de nieve presente en la URH. La situación es diferente al considerar un factor de fusión de 7 días, ya que la curva correspondiente a la URH, se ve normalizada. Así también el gráfico (B), modela una URH a 3500 msnm, se observa que el área bajo la curva, es menor a la expuesta en el grafico antes analizado, lo que indica un porcentaje menor de acumulación nival dentro de la URH. De igual forma se observan variaciones notorias en la curva a nivel diario, mostrando variaciones fuertes que van entre un 15 y 20 % respecto al observado. Tanto en el período de acumulación como de ablación, la curva muestra deviaciones del promedio diario proveniente del SCA, lo que se podría traducir en constantes períodos de fusión y acumulación, sin embargo esto no puede ser comprobado ya que durante el período invernal existen vacíos de información en imágenes Modis producto de días cubiertos por nubosidad, no obstante al igual que en el gráfico (A) al modificar la configuración del modelo y parametrizar el factor de fusión en 7 días, se obtienen diferentes resultados, en los períodos de acumulación y fusión de la nieve. En el gráfico (C) de la figura 52, se observa un buen ajuste a los datos observados, sin embargo los datos analizados indican que la URH a 2500 msnm alcanza un monto del 73% de área total, y esto solo ocurre durante un día. De igual forma el área bajo la curva de análisis, se ha reducido considerablemente en función de la altitud, producto de una condición de fusión acelerada, las variaciones ilustradas en la curva de la HRU, demuestran una alta variabilidad a escala diaria, no obstante la curva se normaliza modificando el factor de fusión. El grafico (D) representa un URH a 1500 msnm, mostrando claras variaciones puntuales a lo largo del período, en respuesta a períodos de acumulación cortos seguidos de una fusión constante. El período de acumulación invernal se ve acortado en relación a las URH's antes descritas, tendiendo rápidamente el porcentaje de nieve ocupado a cero.

Es importante destacar la parametrización del módulo Snow melt, ya que ha mostrado normalizar la curva, y detener el derretimiento apresurado de la nieve en una URH, no obstante se debe considerar que el período máximo de configuración permitido es de 15 días, y en este modelo no se registraron cambios notorios respecto de los expuestos en la figura 52.

Paralelo a esto se ha realizado una sumatoria de todas las URH's en particular, considerando el porcentaje de área que aporta al 100% de la cuenca y correlacionando esta con los datos provenientes de un SCA al igual que el análisis anterior.

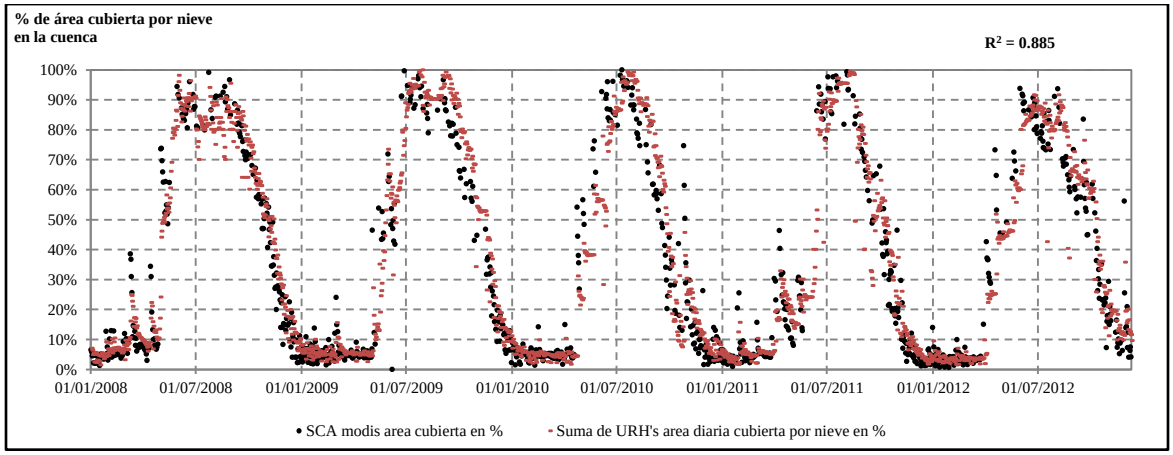


Figura 53.- Gráfico que expone un análisis SCA, se observan los porcentajes de acumulación de nieve dentro de la cuenca en distintas épocas del período de análisis **modelo 2**.
Fuente: Elaboración propia

Se han correlacionado las imágenes disponibles para el área de estudio, discriminando aquellas obstruidas con nubosidad parcial y totalmente cubierta, para no alterar el sentido real del estudio (figura 53). En general se aprecia una buena relación entre el porcentaje de nieve almacenado en la cuenca proveniente de las imágenes Modis en relación al porcentaje de nieve almacenado en la sumatoria de URH's de la modelación, al correlacionar ambas fuentes de datos, se ha logrado obtener un R^2 = 0.862, sin embargo si se evalúa en forma separada los períodos de acumulación y ablación, el índice de Pearson se ajusta de mejor forma durante la acumulación de nieve (R^2 0.90), no así durante la fusión de la nieve, donde los porcentajes de las URH's tienden a ser más acelerados que los mostrados en las Imágenes Modis.

De igual forma es importante destacar que por medio de este análisis se pudieron comparar los montos máximos promedios de área cubierta por nieve en la cuenca, en los 5 años de modelación y se detallan en la figura 54.

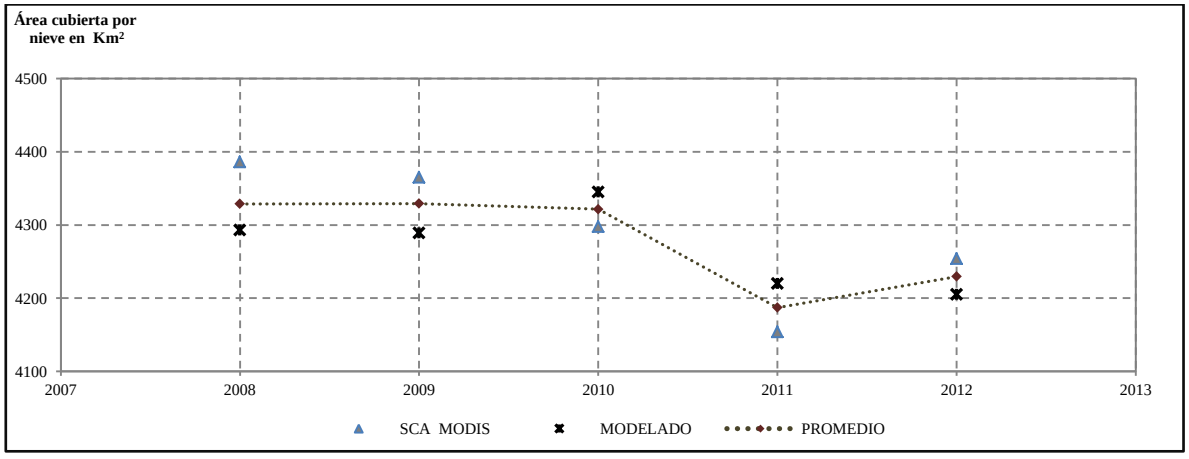


Figura 54.- Gráfico que expone un análisis SCA, y URH's modeladas, se observan la cantidad promedio máxima de área cubierta de nieve dentro de la cuenca entre el 01 de julio y 15 de agosto de cada año para el **modelo 2**.
Fuente: Elaboración propia

Se aprecia en la figura 54 que a nivel general de la cuenca, durante el período 2008-2010 la hubo una mayor cobertura nival respecto de los años 2011-2012, alcanzando promedios de 4300 Km^2 en los días de máxima acumulación respecto de los 4180 Km^2 existente en los dos últimos años analizados, sin embargo es importante saber que esta cobertura nival tiene distintos períodos de fusión y almacenamiento dentro de la cuenca, dependiendo de la altitud y punto geográfico en que se encuentre. De igual forma se observa que el desempeño del modelo es variable interanualmente, puesto que durante el período 2008-2009, los resultados parecieran ser cercanos a los observados, sin embargo durante el 2010 y 2011 la situación modelada es diferente, y los resultados se alejan de lo esperado.

A raíz de lo anterior y basado en los datos simulados del modelo 2 se realizó una regresión múltiple en que se deriva la formula (25) con error medio cuadrático de 0.92. Con esto se elaboró un mapa de isolíneas (figura 55) que describe la duración promedio de la nieve en días antes que se derrita, y paralelamente una grilla raster que simula la distribución espacial media de la nieve dentro la cuenca correspondiente al período invernal en el área de estudio.

$$\boldsymbol{Ac_{n\,(x,y)} = -6.94 + 0.0018Z_{dem} + 29.93Z_{snow\ depth}} \qquad (25)$$

Donde $Ac_{n\,(x,y)}$ es la acumulacion de nieve en la coordenada *x,y* UTM, Z_{dem} es el modelo digital de elevación del área de estudio en msnm $\boldsymbol{Z_{snow\ depth}}$ es la altura de acumulación de nieve modelada en mts obtenida del módulo PBSM y presentado en la figura 49.

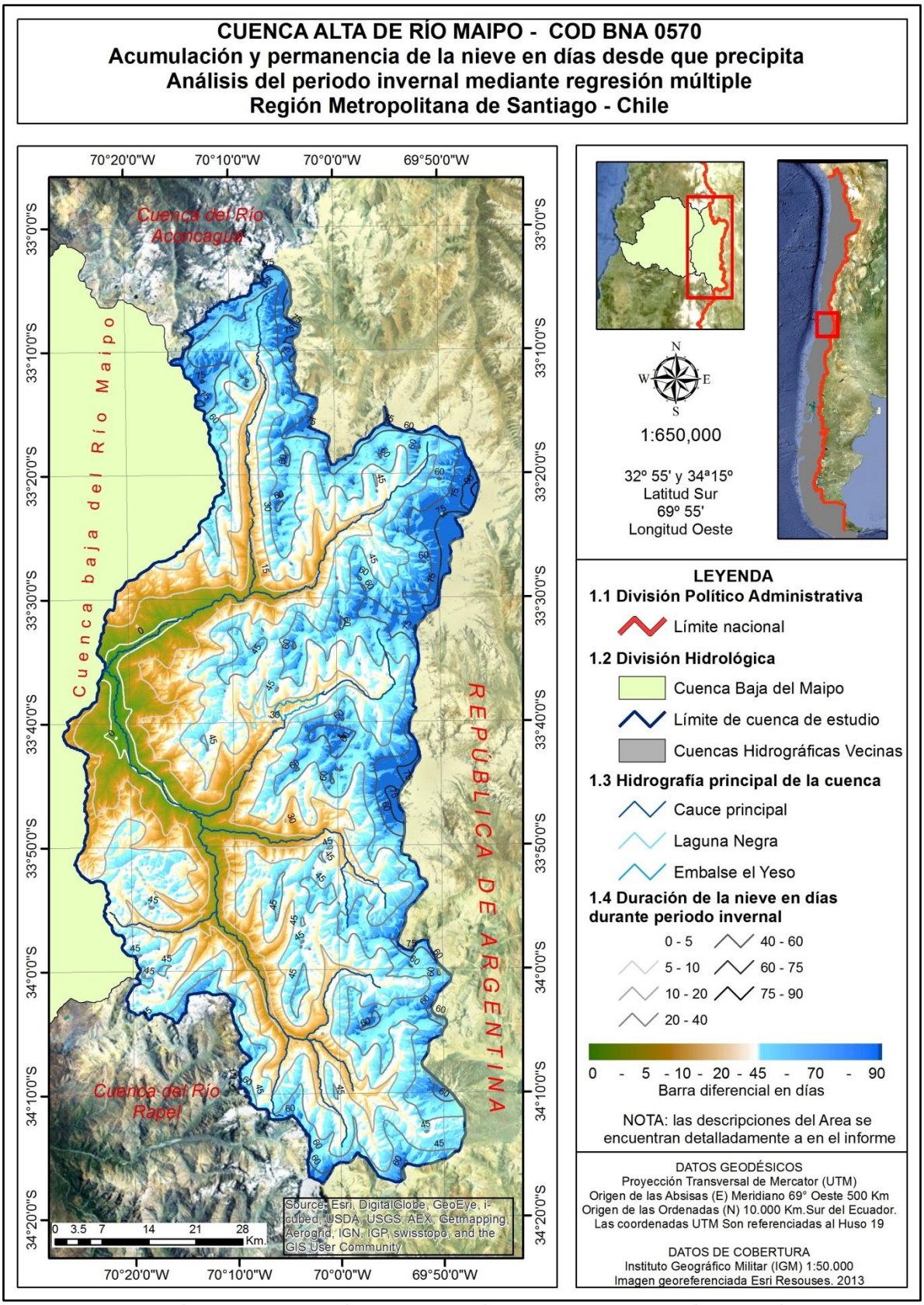


Figura 55.- Mapa de isolíneas. Indica la duración de la nieve en días antes que se derrita, según correlación de modelo 2
Fuente: Elaboración propia

5.1.1.2 Equivalente de agua nieve, Snow Water Equivalent “SWE”

Modelo 1

La figura 56 muestra los resultados para el módulo de Equivalencia de agua en nieve (SWE). El modelo 1 de 40 URH se configuró usando una tasa de lapso de 0.51 ºC/100m, para todo el período de simulación. Se observa claramente que CRHM es incapaz de representar correctamente el SWE bajo esta configuración, no obstante existe una concordancia en el día donde el SWE comienza a aumentar en diferentes URH modeladas, sin embargo hay una subestimación notoria del SWE observado en Laguna negra (LN), respecto del modelado en la HRU 14 de una misma altitud.

Las Variables que no permiten representar correctamente el SWE son multiples, como pendiente, exposición solar, orientacion de ladera, y altitud, sin embargo, estudios anteriores como Gonthier (2011), Cornwel (2012), han demostrado que existe una correlacion de la acumulacion de nieve en un mismo nivel altitudinal y en cuencas vecinas de similares caracteristicas, razon que demuestra que esta configuración esta lejos de representar de forma correcta el SWE.

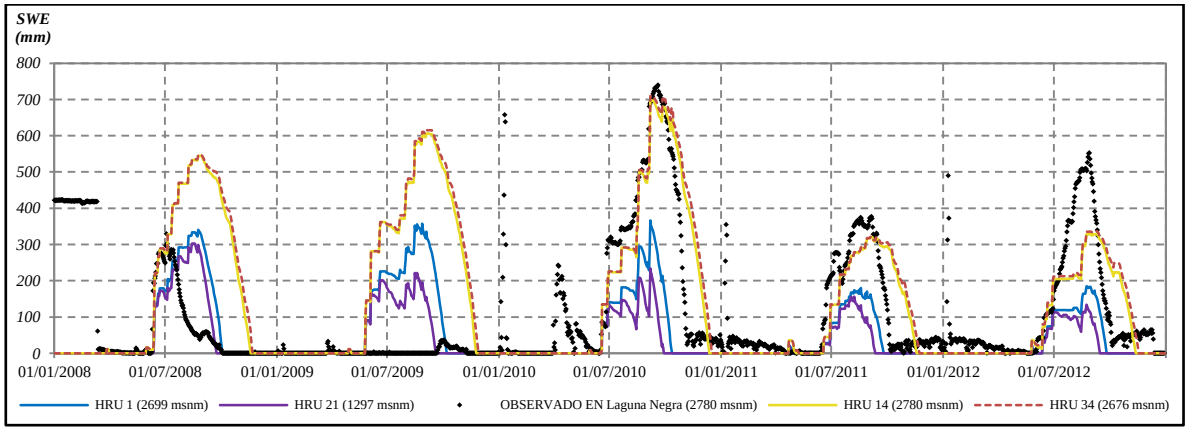


Figura 56.- SWE modelado en diferentes URH’s del área de estudio, según parametrización del modelo 1
Fuente: Elaboración propia

Como se mencionó en el punto 5.1.1.1, el error por subestimación y sobreestimación del volumen de acumulación nival y en este caso del SWE, está fuertemente influenciado por la tasa de lapso, no obstante, es importante reconocer que una buena modelación espacial de URH, depende también, de que tan fina sea la configuración y parametrización del modelamiento, considerando la geomorfología del área y la orientación de cada una de las Unidades de Respuesta Hidrológicas. Paralelo a esto es importante señalar, que la información observada en terreno (Laguna Negra) presenta período de datos de inexistencia (período 2009), lo que al momento de comparar con las modelación, genera cierto grado de incertidumbre, razón que motiva a buscar formas de validar el modelo, para asegurar una cierta concordancia con la realidad.

Modelo 2

En la configuracion realizada en el modelo 2 de 45 URH, se empleó la misma tasa de lapso de 0.51 ºC/100m, para poder comprobar en qué medida, la parametrización y configuración espacial y topográfica modificará el SWE de cada URH modelada. Los porcentajes son notorios en la modelación y acumulación del SWE, llegando a representar entre el 75% y 80% del equivalente en agua nieve, en comparación del observado en URH's de similares características y banda altitudinal.

La figura 57, muestra una curva similar a la observada en Laguna Negra. El período que va entre el 27 de mayo y 15 de julio del 2008, muestra una acumulación semejante en tiempo y duración, sin embargo el período de ablación pareciera ser prolongado en el tiempo según el modelo CRHM y no así en la realidad propiciando un escenario acelerado de derretimiento. A partir del año 2010 las curvas presentes en la gráfica demuestran similitudes generalizadas, tanto en el período acumulación como en el de ablación de la nieve.

Si se compara el volumen de nieves presentes en ambas curvas, se observa que existe una subestimación del SWE modelado en la URH a 2750 msnm, sin embargo estudios realizados en campañas de terreno por RHMA de la Universidad de Chile, han demostrado que el *Snow pillow* localizado en Laguna Negra, sobreestima la cantidad de nieve de su alrededor en al menos un 20%. Razón que permite pensar, que la modelación construida en el modelo 2 no se aleja tanto de una correcta representación.

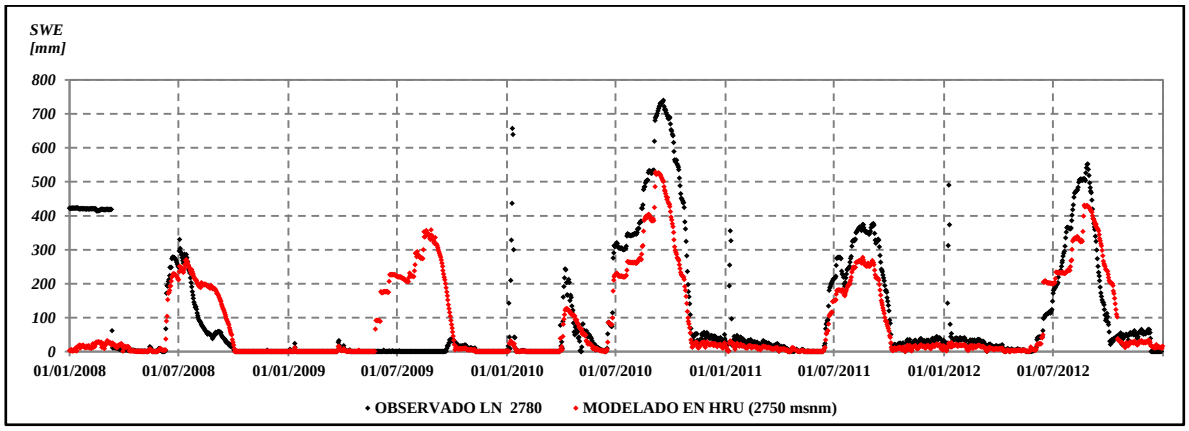


Figura 57.- SWE modelado en URH a 2750 msnm, parametrización del modelo 2 con tasa de lapso de 0.51 ºC/100m.
Fuente: Elaboración propia

Lo anterior promueve la idea de representar diferentes URH's en la cuenca de estudio y modelar el SWE, en una determinada área y altitud. Las figuras 58, 59 y 60, muestran la modelación del SWE, a diferentes altitudes, pero utilizando la misma tasa de lapso indicada en la figura 57. Cada SWE muestra de forma diferenciada la acumulación de nieve, bajo diferentes curvas y períodos de acumulación y ablación. Sin embargo se observa que el período de ablación propia de cada URH se correlaciona de forma inversa con el aumento paulatino de los caudales, de tal forma que a medida que se pierde la acumulación dentro de una URH, ello se expresa de forma inmediata en el módulo

"outflow" mediante un aumento del caudal de deshielo (tema analizado en el punto 5.1.2). Ello implica que la modelación del SWE obtenido debiera ser directamente proporcional al caudal de deshielo observado y, a la vez, este caudal debiera ser proporcional a la magnitud promedio del flujo de energía disponible para el derretimiento del volumen total acumulado del SWE en un período.

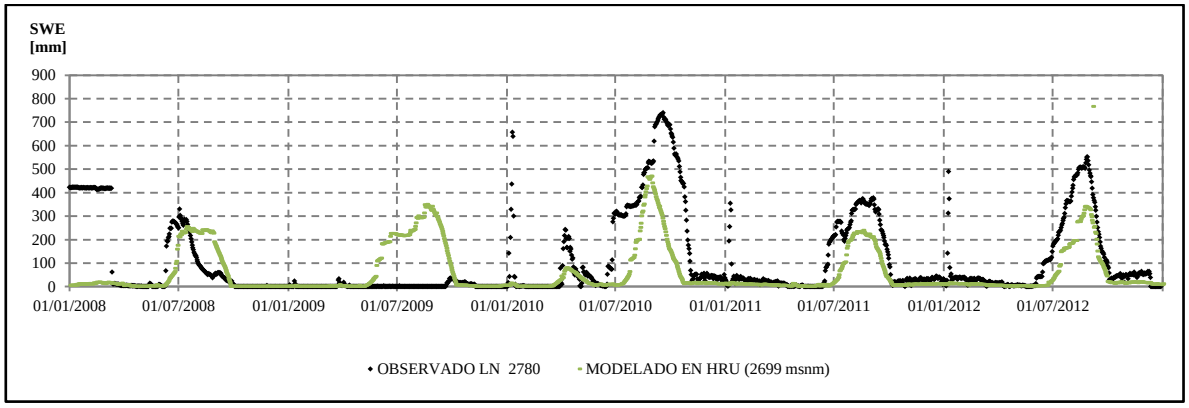


Figura 58.- SWE modelado en URH a 2699 msnm, según parametrización del modelo 2
Fuente: Elaboración propia

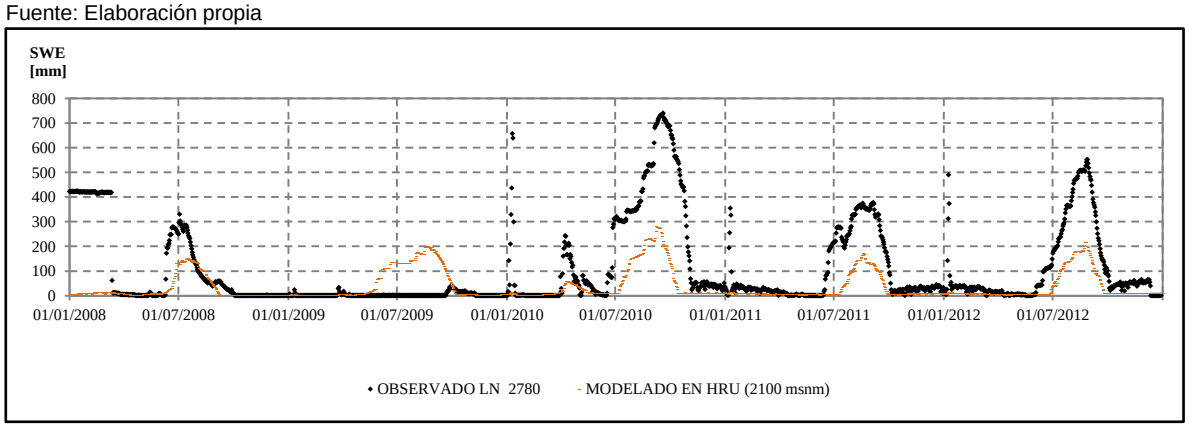


Figura 59.- SWE modelado en URH a 2100 msnm, según parametrización del modelo 2
Fuente: Elaboración propia

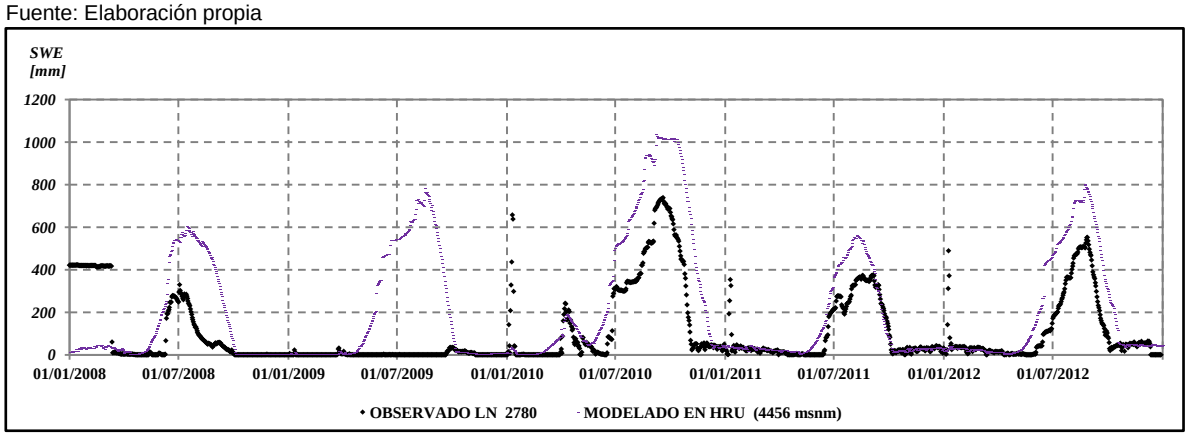


Figura 60.- SWE modelado en URH a 4456 msnm, según parametrización del modelo 2
Fuente: Elaboración propia

5.1.1.3 Probabilidad Blowing Snow (época Invernal) modelo 1

Se han especializado las 40 URH's, bajo condiciones propicias de un día con probabilidad de blowing snow. El modelo indica que la existencia de vientos por sobre 7.5 m/seg, en un día de época invernal en donde exista acumulación de nieve, existiría transporte de nieve por el viento en las URH indicadas y con su respectivo porcentaje de probabilidad.

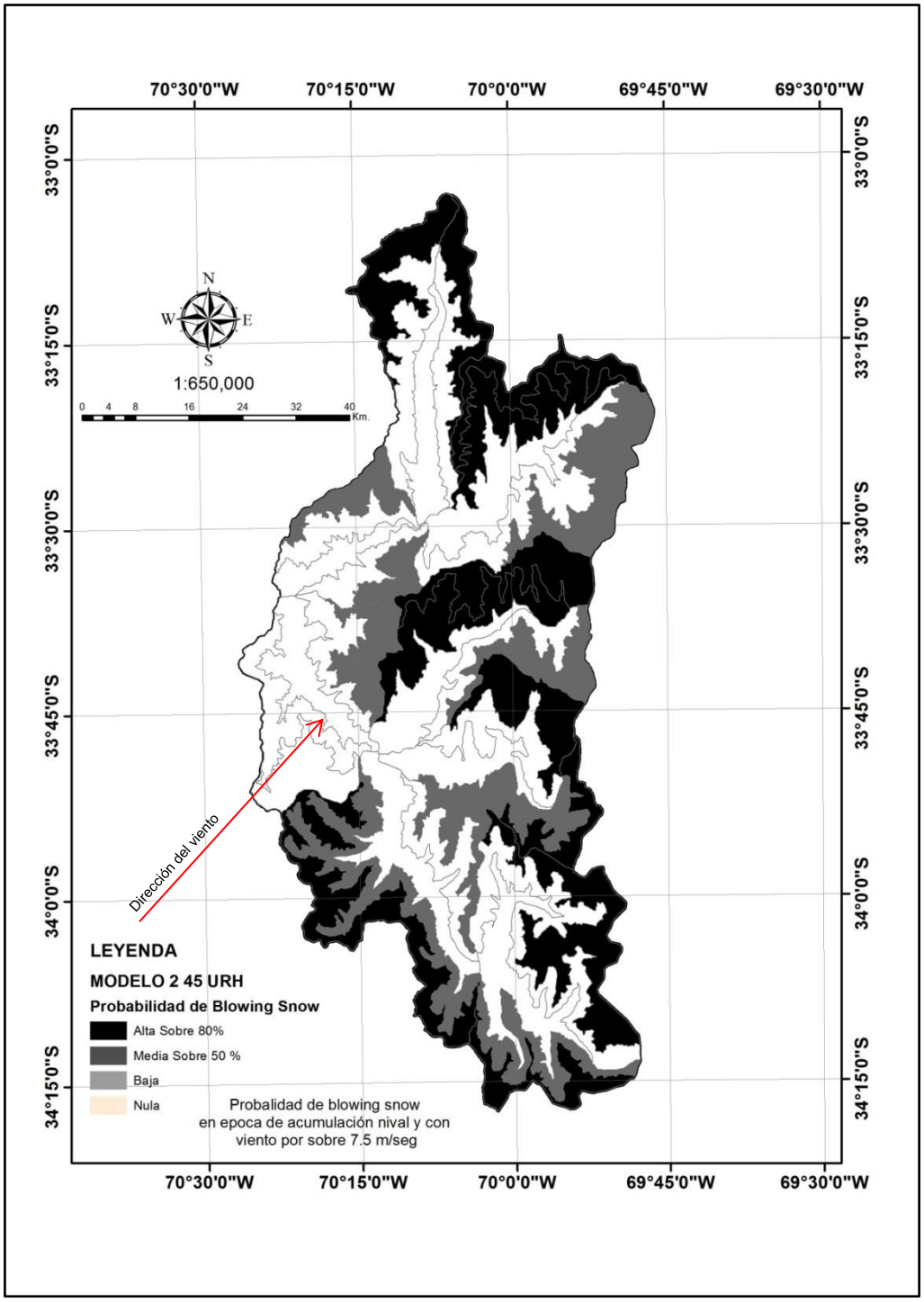


Figura 61.- Mapa de probabilidad de blowing Snow para un día específico, según parametrización de modelo 1.
Fuente: Elaboración propia

5.1.1.4 Probabilidad Blowing Snow (época Invernal) modelo 2

Se han especializado las 45 URH's, bajo condiciones propicias de un día con probabilidad de blowing snow. El modelo indica que la existencia de vientos por sobre 7.3 m/seg, en un día de época invernal en donde exista acumulación de nieve, existiría transporte de nieve por el viento en las URH indicadas y con su respectivo porcentaje de probabilidad.

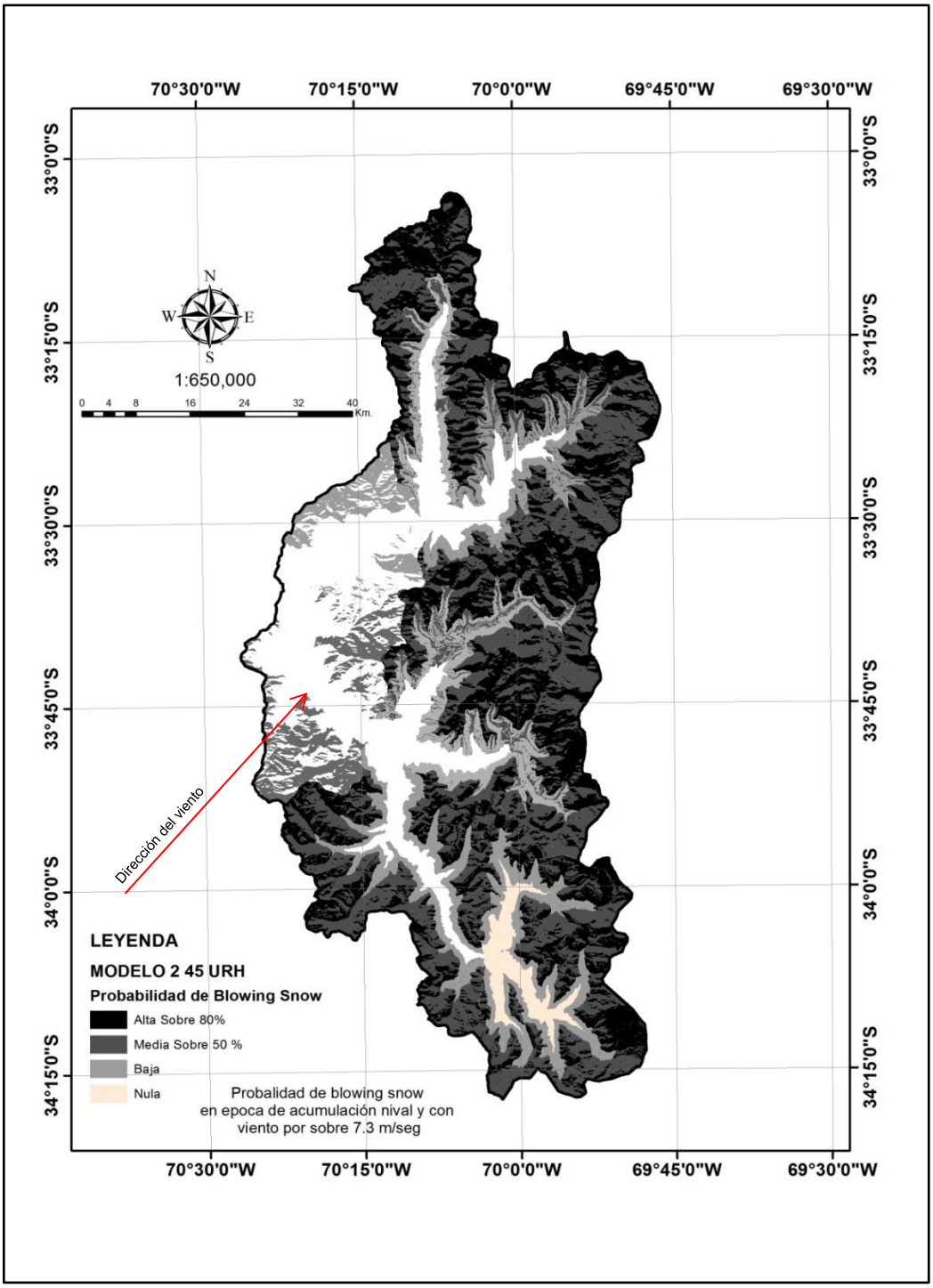


Figura 62.- Mapa de probabilidad de Blowing Snow, considerando parametrización del modelo 2.
Fuente: Elaboración propia

5.1.1.5 Descripción del Blowing Snow en el área de Estudio

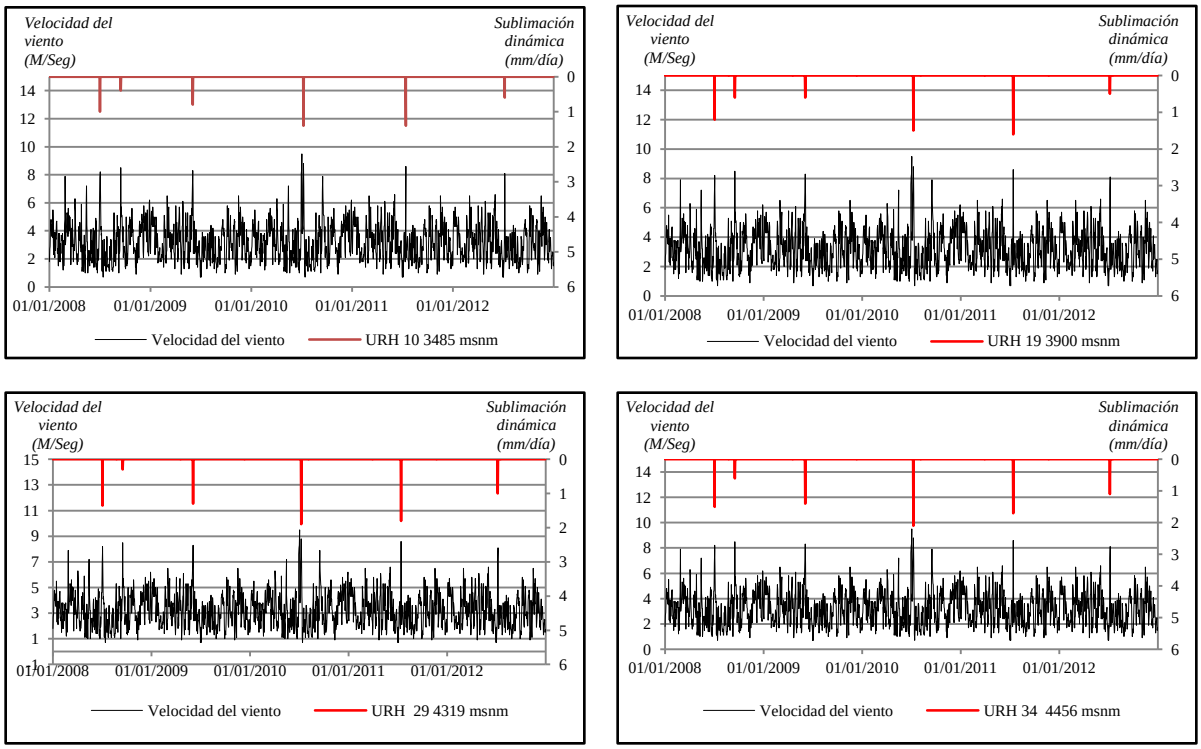


Figura. 63.- Gráficos que describen sublimación dinámica para cada modelo. Se considera un fetch de 300 metros y configuración por defecto del programa. URH 10 Modelo 1, URH 19 Modelo 1, URH 29 Modelo 2, URH 34 Modelo 2 Fuente: Elaboración propia

Se observa en la figura 63, que la ocurrencia de sublimación dinámica que propicia el Blowing snow en el área de estudio, es poco recurrente en el tiempo, sin embargo no se puede tener certeza de que esto sea así, ya que los datos trabajados, representan episodios medios diarios, y la sublimación dinámica puede darse en episodios a escala horaria. No obstante se aprecia que el viento al superar el promedio diario en un umbral de 7.3 m/seg (figura 62), produce sublimación dinámica, seguida de la probabilidad de transporte de la nieve por el viento. Aun así los resultados expuestos muestran en promedio una tasa de 1.8 mm/día, lo que sumado a la poca frecuencia anual, la hace despreciable para la zona.

La serie de datos indica que durante los primeros días de julio de cada año analizado, al menos tres días tendrían condiciones para que se dé la ocurrencia de blowing snow, sin embargo la gruesa entrada de datos ocupados como forzantes del modelo, impiden una evaluación a escala subdiaria, alejando la correcta representación del fenómeno. Además Hood *et al*., 1999, en un estudio de similares características, advierte que intervalo de modelación diario, no es el más adecuado para representar este tipo de eventos, ya que la turbulencia del viento, actúa en distintas escalas espaciales y temporales, y se han reportado altas tasas de sublimación asociada a eventos esporádicos que usualmente duran dos o tres horas. Lo anterior podría cambiar el panorama modelado, obteniendo tasas de sublimación completamente diferente a las modeladas y mostrar un mejor ajuste en tiempo y respuesta a este fenómeno.

5.1.2 Modulo de Caudales, Redes de flujo "Netroute"

5.1.2.1 Evaluación de caudales en Exutorio de la cuenca "Basin Flow" Estación Maipo en el Manzano

Se han elegido tres configuraciones distintas de los módulos conceptuales de CRHM, para simular y representar el caudal total (superficial y subsuperficial) modelado y validarlo con los observados en estaciones Fluviométricas. Ambos modelos han mostrado diferencias en la representación de los hidrogramas graficados.

Análisis con un coeficiente de almacenamiento en 0 días. Modelo 1 40 URH's

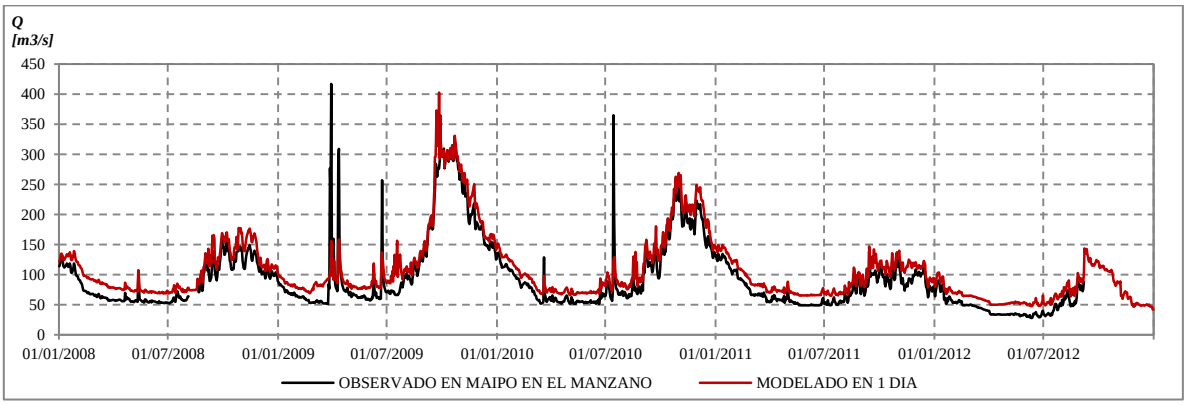


Figura 64.- Hidrograma Cuenca del Maipo considerando el efecto de los coeficientes de almacenamiento ssrKstorage (0 dias) del módulo Netroute, factor de drenaje Rssr (15 mm/día) del módulo soil y tasa de infiltración (fatstall 50% media) Fuente: Elaboración propia.

La figura 64 para el **modelo 1** y 65 para el **modelo 2**, muestran la misma configuración de parámetros. En el modelo 1 se observa una buena concordancia entre caudal modelado y observado, sin embargo hay una sobreestimación llegando a modelar solo el 17% del volumen de agua contenido en la cuenca para el período de análisis. Respecto a la frecuencia estacional de los caudales se observa que las tormentas de invierno incrementan rápidamente crecidas, pero de igual forma el modelo muestra un acelerado comportamiento en tiempo y respuesta a nivel semanal, puesto que la cuenca no retiene las precipitaciones y las drena rápidamente. Si bien el modelo 1 permite reproducir los tiempos de concentración, también se ven diferencias en tormentas de escala diaria, donde CRHM no permite modelar eficazmente los caudales observados.

Respecto al período de fusión de la nieve en el modelo 1, se observa un retardo en la curva modelada lo que se traduce en un mayor tiempo de fusión, puesto que el agua que esta retenida en forma de nieve es drenada más lenta que la curva observada. Esto se refleja claramente en la temporada de verano donde aún la diferencia de caudales es mayor. De igual forma el modelo 1 bajo las condiciones consideradas en este estudio, no es capaz de simular los peaks de los años de mayor precipitación. Este comportamiento se explica en que, tal como se mencionó en la sección 5.1, la acumulación de nieve no es bien simulada, por lo cual la precipitación líquida infiltra y es almacenada subterráneamente. Esta variable se muestra a finales del verano donde existe una

sobrestimación del 20.4% del caudal que viene sumado al caudal de superficie. Estas son limitaciones propias de la interacción de los módulos de infiltración, suelo y rastreo. Si bien estas diferencias pueden ser calibradas en la parametrización de cada módulo, la simulación final estaría forzada y se alejaría de una correcta representación física.

Análisis con un coeficiente de almacenamiento en 0 días. Modelo 2 45 URH's

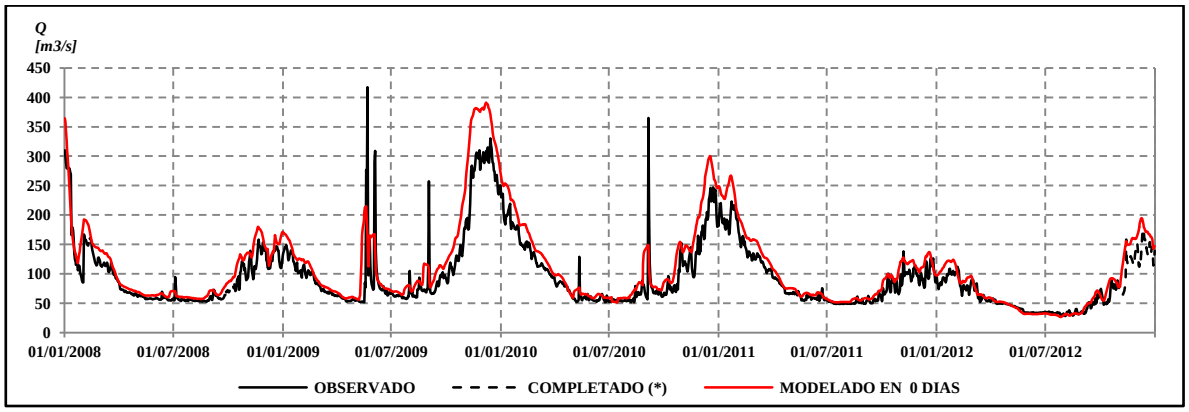


Figura 65.- Hidrograma Cuenca del Maipo considerando el efecto de los coeficientes de almacenamiento ssrKstorage (0 dias) del módulo Netroute, factor de drenaje Rssr (15 mm/día) del módulo soil y tasa de infiltración (fatstall 50% media) Fuente: Elaboración propia

El Modelo 2 correspondiente a la figura 65, muestra una concordancia, muy similar a lo observado, sin embargo al igual que en el modelo 1 existe una sobreestimación del caudal modelado, el cual es constante durante todo el período de simulación. Sin embargo la representación del hidrograma muestra excelentes resultados excediendo el volumen de agua en solo un 7.72%. Lo anterior se explica en que en el modelo 2, el agua sale de la cuenca de forma gradual debido a los tiempos de almacenamiento sobre los cuales es configurada cada URH, y permite una mejor representación de la saturación del suelo y los excesos asociados, en el sentido que las URH's más bajas tienden a presentar una mayor humedad media debido al aporte del flujo subsuperficial de zonas más altas de la cuenca. En el enfoque del modelo 1, en cambio, la respuesta de las URH's es similar entre sí, por lo cual la respuesta global es simplemente una superposición de las repuestas de cada URH, generando un peaks en cada año, explicado no por la saturación del suelo, sino por los menores tiempos en que el agua está en el sistema.

Análisis con un coeficiente de almacenamiento en 15 días. Modelo 1 40 URH's

Las figuras 66 para el modelo 1 y 67 para el modelo 2, muestran una mayor discordancia entre los caudales simulados y observados, proporcionales al error estándar de cada modelación. Si bien los parámetros han sido seleccionados tras múltiples combinaciones, las mostradas en este punto se alejan un cierto rango de la realidad observada. No obstante han representado una mejor concordancia después de las ilustradas en la figura 64 y 65.

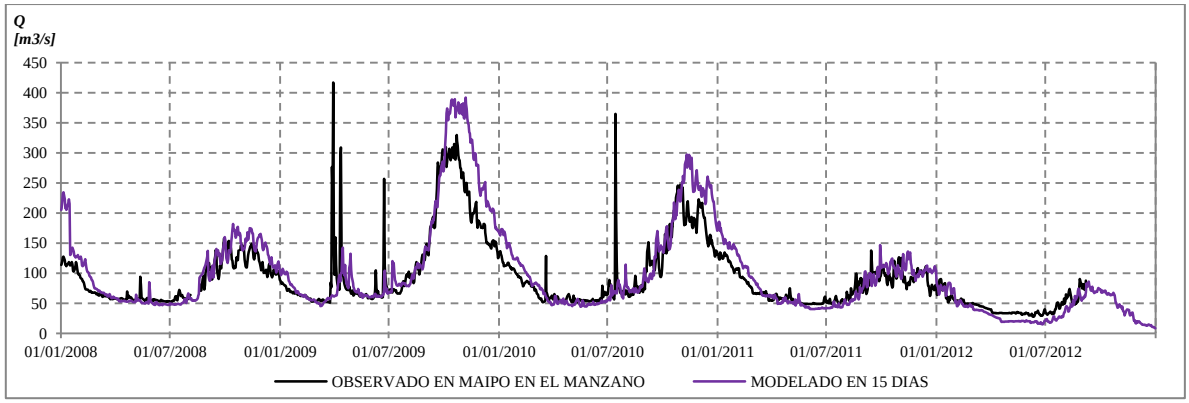


Figura 66.- Hidrograma Cuenca del Maipo considerando el efecto de los coeficientes de almacenamiento ssrKstorage (15 dias) del módulo Netroute, factor de drenaje Rssr (50 mm/día) del módulo soil y tasa de infiltración (fatstall 25%) Fuente: Elaboración propia

Análisis con un coeficiente de almacenamiento en 15 días. Modelo 2 45 URH's

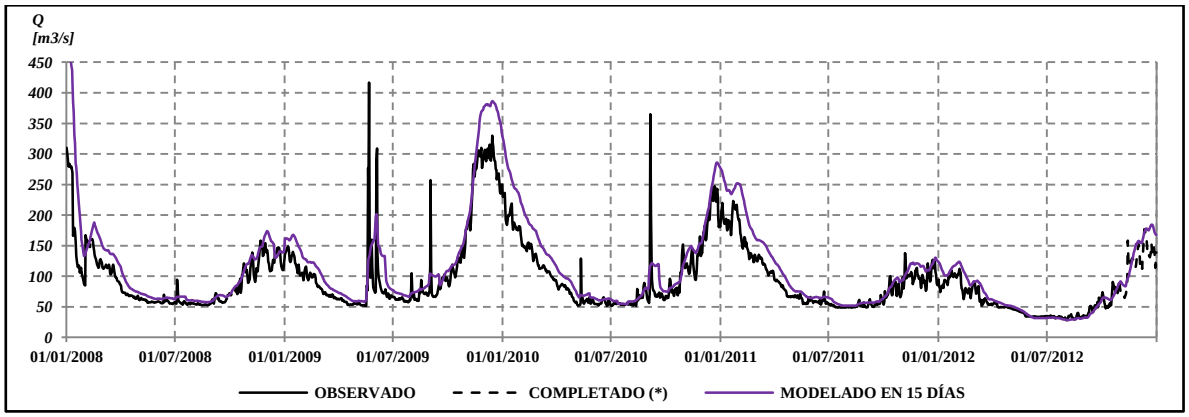


Figura 67.- Hidrograma Cuenca del Maipo considerando el efecto de los coeficientes de almacenamiento ssrKstorage (15 dias) del módulo Netroute, factor de drenaje Rssr (50 mm/día) del módulo soil y tasa de infiltración (fatstall 25%) Fuente: Elaboración propia

Los tres parámetros analizados, coeficientes de almacenamiento ssrKstorage, factor de drenaje Rssr y tasa de infiltración fatstall, han mostrado notorios cambios en los hidrogramas simulados, demostrando que la componente del módulo conceptual del suelo y rastreo, son importantes al momento de generar esta simulación.

Se evaluaron los dos modelos con distintos coeficientes de almacenamiento, 0, 15, y 30 días, demostrando que para el área de estudio, la cuenca en función de una precipitación responde de mejor forma, con un coeficiente de almacenamiento de 0 días, puesto que a medida que transcurren el tiempo, la cuenca retiene mayor volumen de agua y luego la drena de forma rápida y repentina sobre estimando los caudales observados en 9.3% y 10.25% para 15 y 30 días respectivamente. No obstantes esta última sobrestimación viene dada por el aporte del flujo subsuperficial el cual es liberado sobre los 20 días después de una tormenta, y se ve acentuado con mayor incremento durante los meses de verano, lo que se aprecia al ver la sobrestimación realizada con coeficiente de almacenamiento de 30 días para ambos modelos en la figura 68 y 69.

Análisis con un coeficiente de almacenamiento en 30 días. Modelo 1 40 URH's

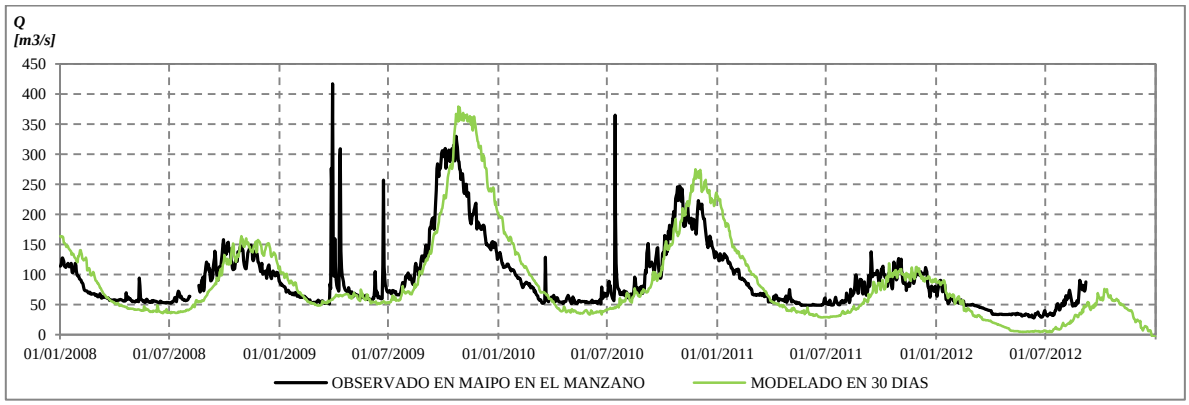


Figura 68.- Hidrograma Cuenca del Maipo considerando el efecto de los coeficientes de almacenamiento ssrKstorage (30 dias) del módulo Netroute, factor de drenaje Rssr (100 mm/día) del módulo soil y tasa de infiltración (fatstall 0% nula)
Fuente: Elaboración propia

Análisis con un coeficiente de almacenamiento en 30 días. Modelo 1 40 URH's

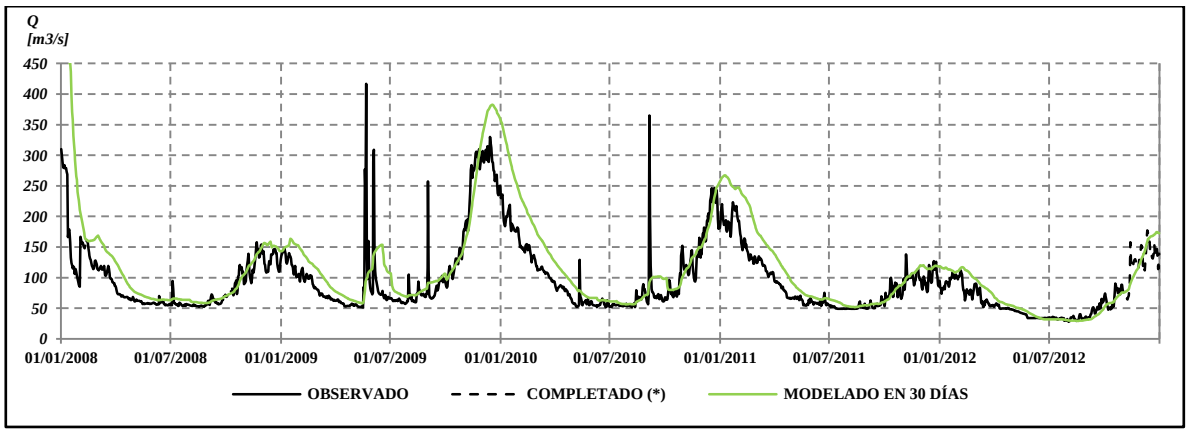


Figura 69.- Hidrograma Cuenca del Maipo considerando el efecto de los coeficientes de almacenamiento ssrKstorage (30 dias) del módulo Netroute, factor de drenaje Rssr (100 mm/día) del módulo soil y tasa de infiltración (fatstall 0% nula)
Fuente: Elaboración propia

Respecto al factor de drenaje de la cuenca, esta fue simulada en 15, 50 y 100 mm/días, demostrando que en 15 mm/días el hidrograma mostraba un mejor ajuste de salida en la URH correspondiente al exutorio, mientras tanto 50 como 100 mm/días sobreestimaban y aceleraban las crecidas diarias drenadas superficialmente desde y hacia cada URH modelada. Así al sobreestimar la aceleración de un drenaje en una URH dada, provocaría fácilmente el agotamiento repentino de una unidad hidrológica dentro de la cuenca, la excesiva acumulación en otra y a la vez saturar el suelo de esta última.

Finalmente respecto la tasa de infiltración del sustrato superficial, se simuló en tres categorías 50%, 25% y 0% de infiltración, notando resultados considerables entre 25% y 50% en los primeros 5 días después de una precipitación, y reduciendo a una tasa de 25% tras infiltrarse el agua en el sustrato superficial.

De igual forma y como ya se advertía anteriormente, las URH's que poseen un rango de pendiente entre 0 a 20% poseen una mayor tasa de infiltración pero de igual forma una mayor aceleración a la saturación del suelo, y evacuación, puesto que reciben y almacenan con mayor facilidad la escorrentía subsuperficial proveniente de las URH's de mayor altitud. Si bien existe una concentración y almacenamiento considerable en el fondo de los valles. Esta no es de gran ayuda en períodos estivales puesto que es inmediatamente drenada a los cauces principales por la porosidad del suelo. Tema que podría ser materia de una investigación futura.

5.1.3 Evaluación de caudales en URH's para el modelo 2 módulo "Inflow"

El módulo in flow suma el aporte de otras URH's mediante el comando de rastreo y seguimiento del flujo adhiriendo además el flujo superficial y subsuperficial de la misma URH de llegada. Así fue posible modelar los caudales que llegan a un punto específico dentro de la cuenca y relacionar geográficamente el área de drenaje correspondiente aguas arriba. De igual forma en los hidrogramas simulados, sólo se utilizó el modelo 2 de 45 URH's, ya que mostró resultados cercanos a lo esperado.

5.1.3.1 Estación Volcán en Queltehues

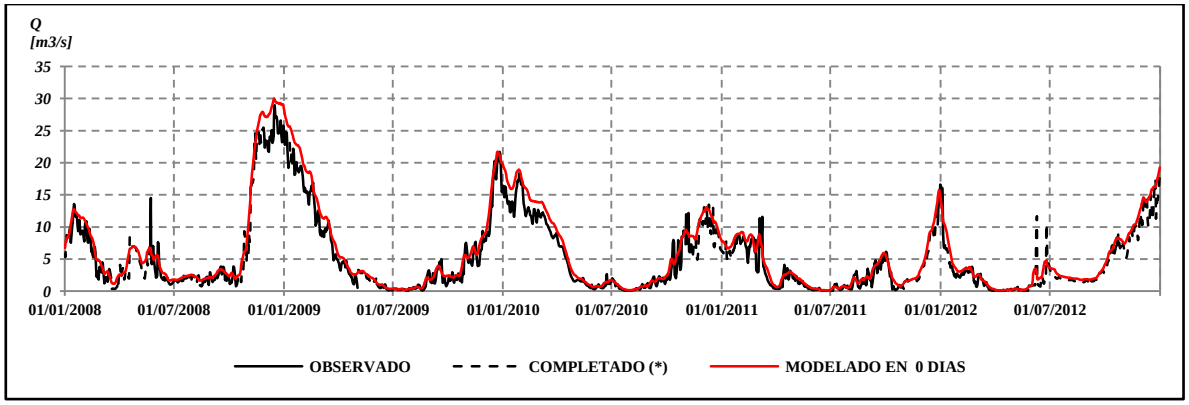


Figura 70.- Hidrograma subcuenca 05702 considerando el efecto de los coeficientes de almacenamiento ssrKstorage (0 dias) del módulo Netroute, factor de drenaje Rssr (15 mm/día) del módulo soil y tasa de infiltración (fatstall 50% media)
Fuente: Elaboración propia

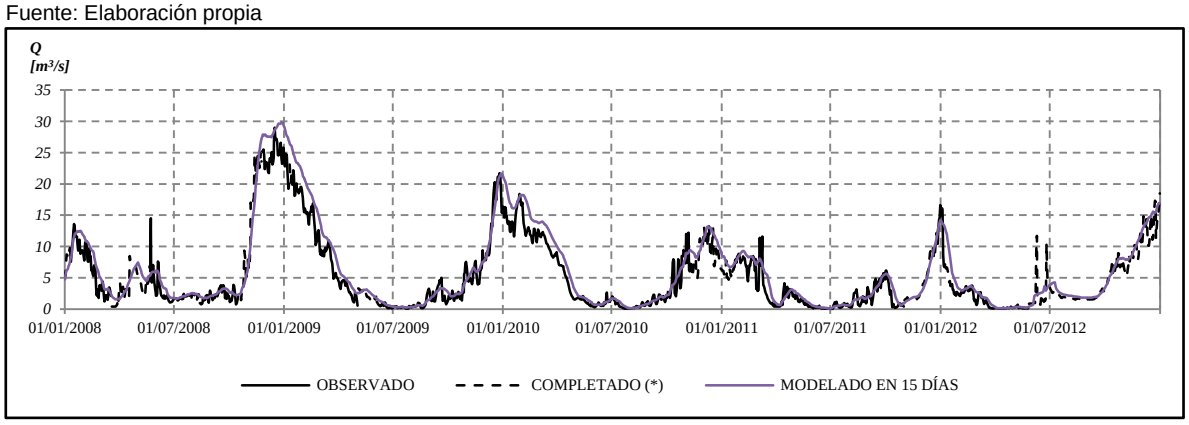


Figura 71.- Hidrograma subcuenca 05702 considerando el efecto de los coeficientes de almacenamiento ssrKstorage (15 dias) del módulo Netroute, factor de drenaje Rssr (50 mm/día) del módulo soil y tasa de infiltración (fatstall 25%)
Fuente: Elaboración propia

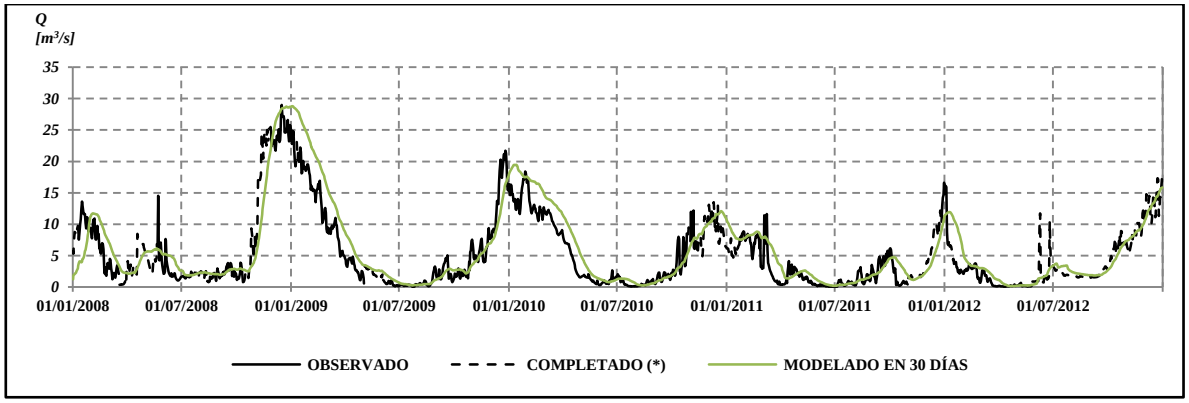


Figura 72.- Hidrograma subcuenca 05702 considerando el efecto de los coeficientes de almacenamiento ssrKstorage (30 dias) del módulo Netroute, factor de drenaje Rssr (100 mm/día) del módulo soil y tasa de infiltración (fatstall 0% nula) Fuente: Elaboración propia

La modelación de los hidrogramas expuestos en las figuras 70, 71 y 72, correspondientes a la estación volcán en queltehues posee un área de drenaje cercana a 523 Km^2, y representa escorrentías que se encuentran por sobre 1365 msnm.

Se corrió el modelo con las tres configuraciones que mostraron mejor resultados y fueron explicadas en el punto anterior de este informe. Al igual que el análisis general de la cuenca, la configuración con coeficientes de almacenamiento igual a 0 días, factor de drenaje 15 mm/día y la tasa de infiltración igual a 50% media, fue la que mejor se ajustó al caudal observado. No obstante la sobre estimación de caudales es notoria en períodos estivales, superando hasta en un 12.5% el volumen del agua drenada. La situación se ajusta de mejor forma a escala mensual durante los meses de Abril a Agosto, con márgenes de error cercanos al 4%.

Respecto a la modelación a escala diaria, se observa que CRHM, le dificulta modelar tormentas que escapan de la media mensual, pasando por alto las primeras precipitaciones del año que van entre la segunda quincena de Mayo y primera Semana de Junio. Lo anterior responde entre otras variables a que CRHM está pensado para modelar con intervalos a escala horaria, y no diaria, existiendo un vacío enorme en la entrada de datos al sistema. Esto ha hecho que fenómenos hidrometeorológicos puntuales y de poca duración hayan sido ignorados, subestimando el caudal diario y encontrando déficit de al menos un 58% de volumen, observado. El error se incrementa si se corre el modelo con un período de retardo mayor (figura 71 y 72), puesto que el hidrograma se suaviza, promediando caudales según la tasa de retardo aplicada a la URH de salida e ignorando la escala diaria.

Las diferencias se evidencian al analizar períodos cortos de simulación, (figura 73) donde la modelación a escala diaria muestra errores notorios en el volumen de agua contenido a medida que el coeficiente de retardo se incrementa en días.

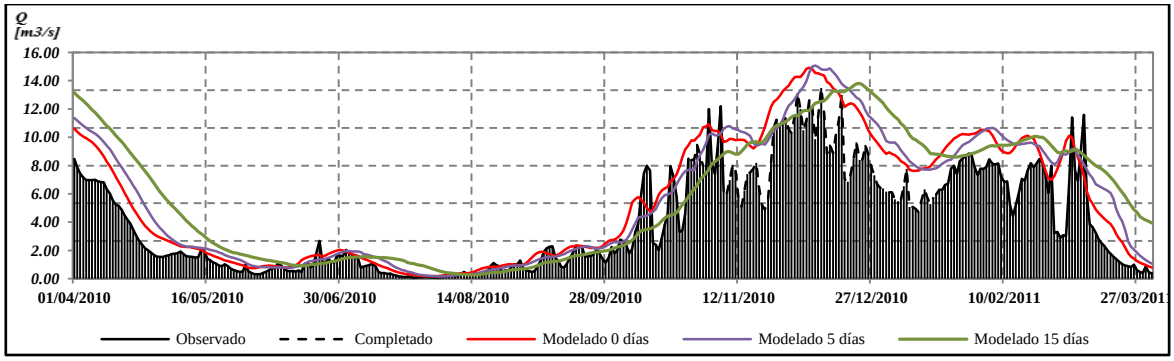


Figura 73.- Hidrograma subcuenca 05702 considerando el efecto del coeficientes de almacenamiento ssrKstorage. Fuente: Elaboración propia

5.1.3.2 Estación Maipo en Hualtatas

La estación Maipo en las Hualtatas representa un área de drenaje de 843 Km^2. Los hidrogramas reflejan precipitaciones que van entre 1820 a 3800 msnm, describiendo para la zona un marcado régimen nival.

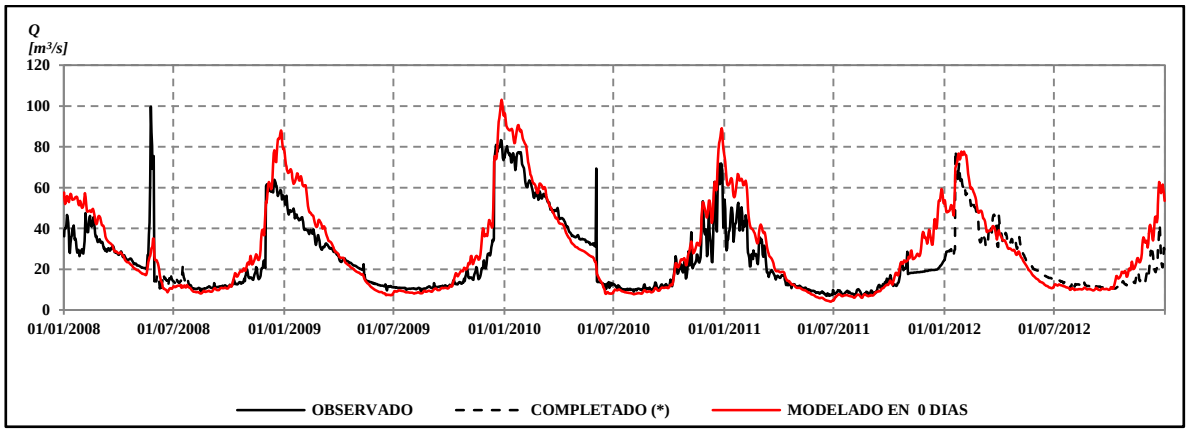


Figura 74.- Hidrograma subcuencas 05701 considerando el efecto de los coeficientes de almacenamiento ssrKstorage (0 dias) del módulo Netroute, factor de drenaje Rssr (15 mm/día) del módulo soil y tasa de infiltración (fatstall 50% media) Fuente: Elaboración propia

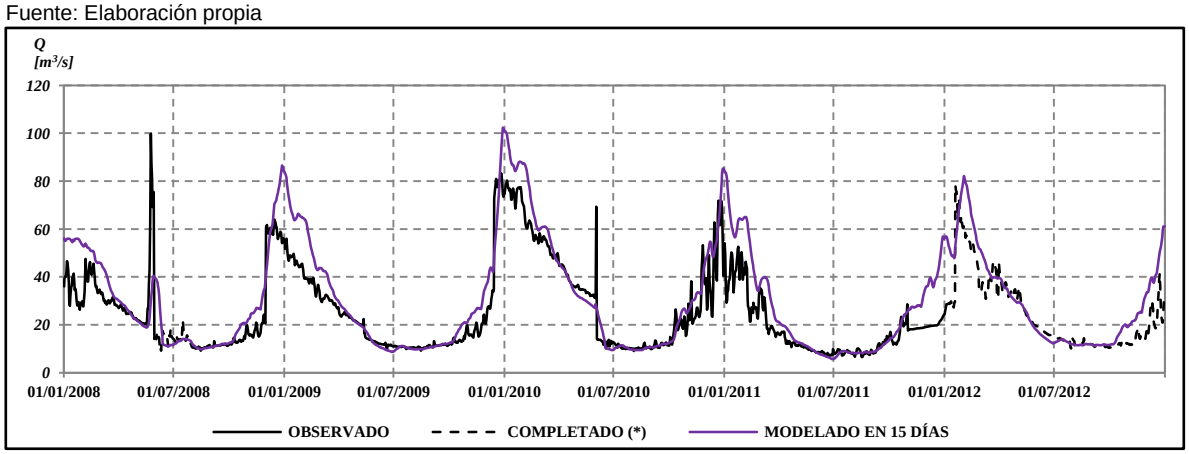


Figura 75.- Hidrograma subcuencas 05701 considerando el efecto de los coeficientes de almacenamiento ssrKstorage (15 dias) del módulo Netroute, factor de drenaje Rssr (50 mm/día) del módulo soil y tasa de infiltración (fatstall 25%) Fuente: Elaboración propia

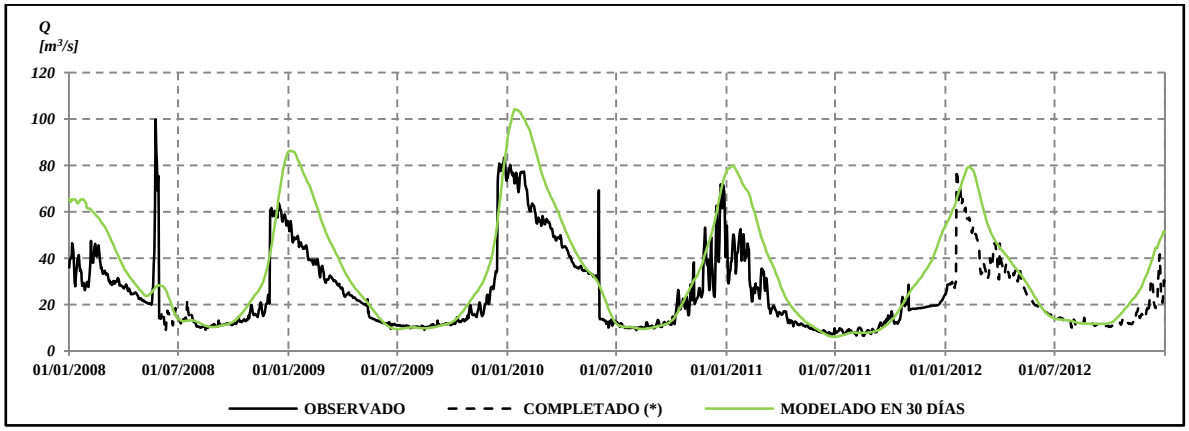


Figura 76.- Hidrograma subcuencas 05701 considerando el efecto de los coeficientes de almacenamiento ssrKstorage (30 días) del módulo Netroute, factor de drenaje Rssr (100 mm/día) del módulo soil y tasa de infiltración (fatstall 0% nula) Fuente: Elaboración propia

La modelación de caudales (figura 74, 75 y 76), mostraron buenos resultados, aplicando una tasa de retardo de 0 y 5 días, y con tasas de infiltración del orden del 50% y 25%. Sin embargo al igual que en las simulaciones pasadas, se puede observar que los desfases, de tiempo a escala diaria son notorios, pero razonables y acordes a cuencas de montaña como la estudiada. Sin embargo los hidrogramas modelados muestran una curva poco característica y esperada, durante el período 2009-2010, puesto que los peaks correspondiente al período de fusión de la nieve, se incrementan en torno a un lapso de 15 días entre noviembre y diciembre, para luego decrecer de forma paulatina, hasta el mes de junio.

Lo anterior llevó a que en esta modelación, se probaran distintas configuraciones de retardo e infiltración, sin embargo los resultados de las simulaciones considerando desfases de un día no se puede diferenciar, más aun, recién para un desfase de una semana es posible advertir visualmente pequeñas diferencias, lo mismo sucedió al parametrizar las URH's para la tasa de infiltración, razón que justifica el hecho de considerar datos a escala sub diaria para futuras investigaciones con este modelo.

A pesar de esto se han logrado simular caudales en torno al observado, obteniendo errores de sobre estimación para períodos estivales del orden del 8.4% 12.6% y 20.3% en 0, 15 y 30 días respectivamente. El caso es inverso durante la época invernal, donde los caudales se ajustan de mejor forma con una tasa de retardo de 15 días y un 5.2 % de subestimación, luego en 0 días y 6.4% de subestimación y finalmente 30 días y un 7.5 % de subestimación. Esto deja en evidencia que el tiempo de retardo y respuesta de la cuenca muestra una gran influencia en el resultado, de la forma del hidrograma, puesto que las URH's son tratadas como un contenedor de agua, y el efecto de aumentar el coeficiente de almacenamiento genera un suavizamiento del hidrograma, imposibilitando al modelo reproducir las frecuencias diarias observadas. La Figura 77 muestra el efecto al variar el coeficiente de almacenamiento para el período de modelación que va del 1 de Abril de 2010 al 31 de marzo del 2011. Se aprecia, un cambio evidente en la pendiente de

la curva modelada a escala diaria, mostrando puntos de inflexión cada vez más distantes, y alejándolos de una correcta interpretación física.

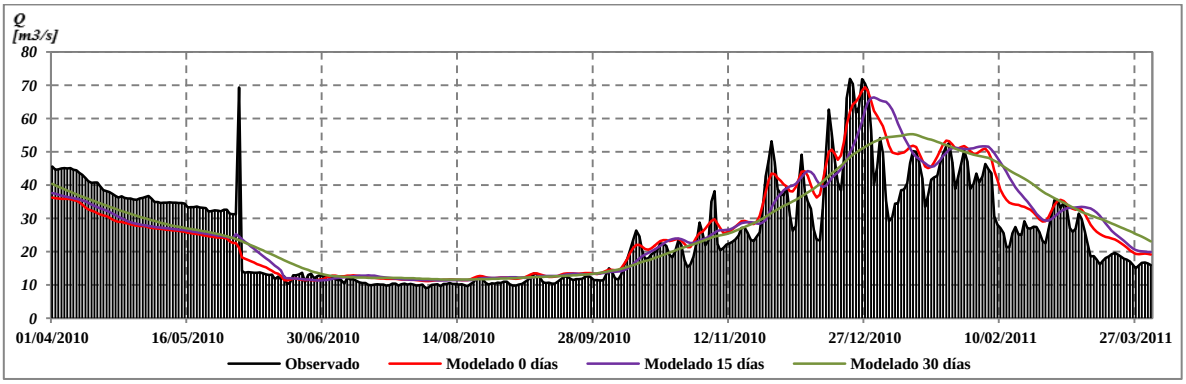


Figura 77.- Hidrograma subcuenca 05701 considerando el efecto del coeficientes de almacenamiento ssrKstorage.
Fuente: Elaboración propia

5.1.3.3 Estación Olivares antes junta Río Colorado

Los caudales Modelados para la subcuenca Río Olivares hasta junta Río Colorado, (figuras 78,79 y 80), y comparados con los datos observados en el exutorio de dicha cuenca, han mostrado resultados de gran similitud en la configuración realizada con un coeficiente de almacenamiento de 0 días, factor de drenaje de 15 días y tasa de infiltración del 50%. El volumen promedio del caudal modelado para todo el período de estudio es sobreestimado en un 4.34%, no obstante el hidrograma modelado presenta diferentes comportamiento durante el año hidrológico, sobreestimando los caudales en el período de estival y fusión de la nieve, y subestimando durante el período invernal.

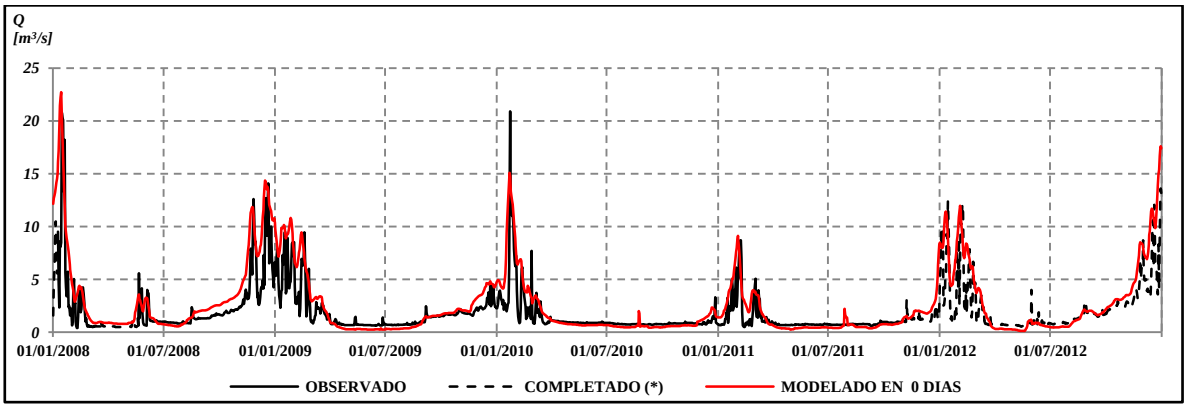


Figura 78.- Hidrograma subcuencas 05706 considerando el efecto de los coeficientes de almacenamiento ssrKstorage (0 días) del módulo Netroute, factor de drenaje Rssr (15 mm/día) del módulo soil y tasa de infiltración (fatstall 50% media)
Fuente: Elaboración propia

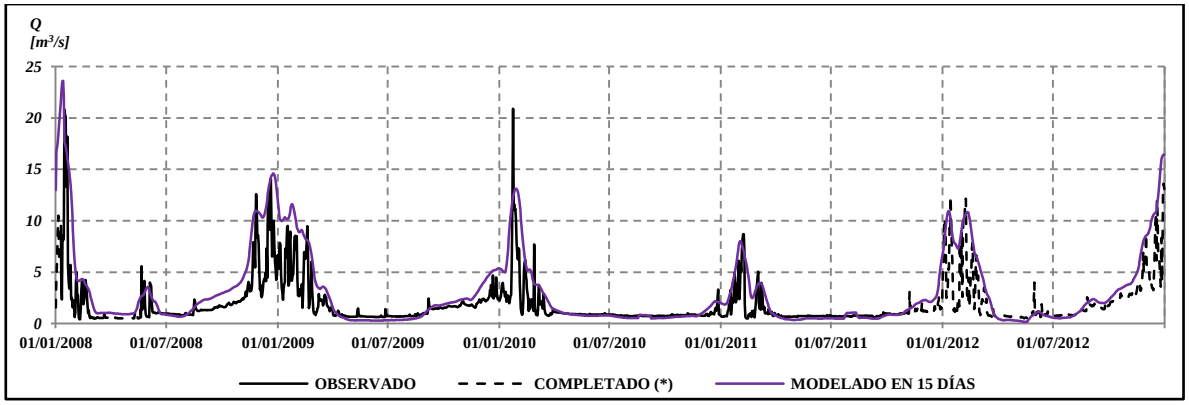


Figura 79.- Hidrograma subcuencas 05706 considerando el efecto de los coeficientes de almacenamiento ssrKstorage (15 dias) del módulo Netroute, factor de drenaje Rssr (50 mm/día) del módulo soil y tasa de infiltración (fatstall 25%) Fuente: Elaboración propia

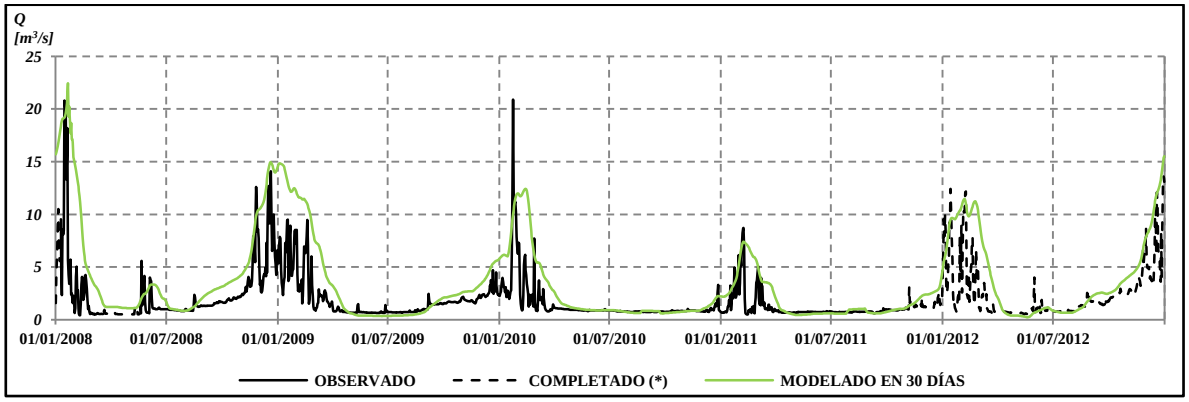


Figura 80.- Hidrograma subcuencas 05706 considerando el efecto de los coeficientes de almacenamiento ssrKstorage (30 dias) del módulo Netroute, factor de drenaje Rssr (100 mm/día) del módulo soil y tasa de infiltración (fatstall 0% nula) Fuente: Elaboración propia

La modelación, muestra una similitud de los hidrogramas en el todo el período de análisis, sin embargo se observa que los caudales modelados durante el período invernal no muestran influencia proveniente de las precipitaciones, ya que no se aprecian peaks por sobre la media, como indica el hidrograma observado (figura 78). Esto se da principalmente, porque al igual que las comparaciones realizadas en las demás cuencas de análisis, CRHM, no es capaz de representar las tormentas diarias y aisladas durante un período, dejando sin efecto las crecidas espontáneas provenientes de precipitaciones invernales.

Respecto a las distintas configuraciones realizadas en la parametrización del modelo, se comprueba que al aumentar el factor de drenaje en días y restringir la tasa de infiltración (Figura 80), la curva modelada se suaviza, alejando la ya difícil representación diaria del modelo, y adoptando valores promedios a escala semanal. Los valores se hacen cada vez menos validos al mostrar una tasa de infiltración de 0%, lo que en la realidad transformaría el suelo en una capa impermeable, y el caudal de salida sería similar a la cantidad de mm precipitados, alejando una correcta representación física.

La diferenciación de curvas modeladas se hace más notoria si se representa a escala anual, (figura 81), en donde claramente se observa una sobreestimación de caudales, en las tres configuraciones realizadas, las que alcanzan 23.4% en 0 días, 25.48% en 15 días y 28.25% en 30 días. Lo que comprueba que la modelación en CRHM mejora con series de datos a escala sub-diaria y períodos análisis interanuales largos, y no con series a escala diaria y períodos cortos como el evaluado en este estudio.

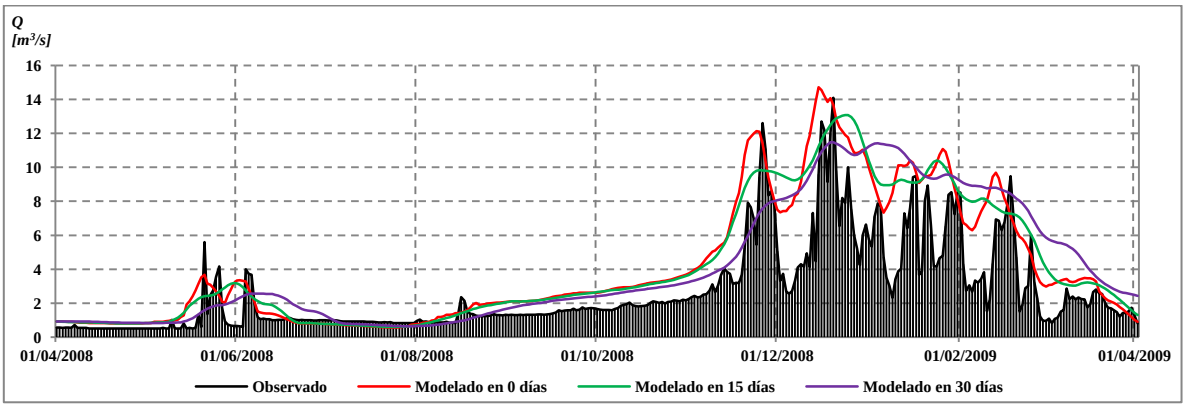


Figura 81.- Hidrograma subcuenca 05706 considerando el efecto de la tasa de infiltración Fatstall en 50% 25% y 0%.
Fuente: Elaboración propia

5.2 VALIDACIÓN DEL MODELO

5.2.1 Correlación de Caudales modelados v/s observados

Se han correlacionado los caudales medios diarios superficiales y subsuperficiales observados en la Estación Maipo en el Manzano junto con los caudales obtenidos en la URH de salida de la cuenca del modelo 2 que arrojó mejores resultados. Los resultados de la Correlación son presentados en las figuras 82, 83 y 84 respectivamente.

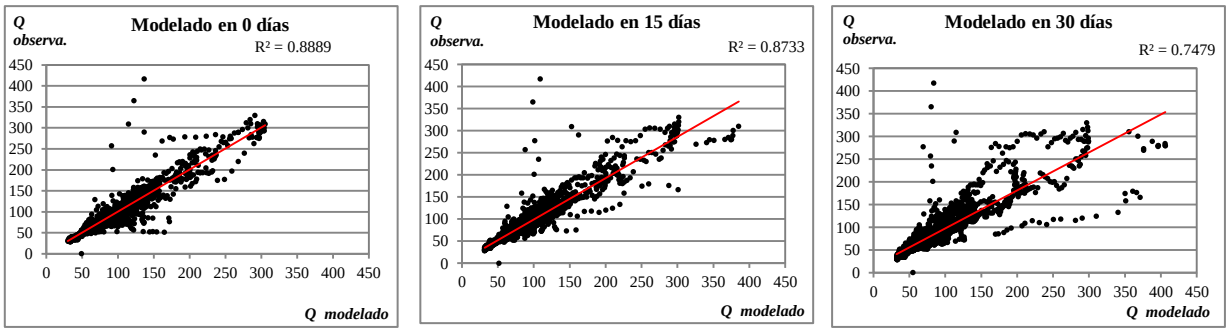


Figura 82.- (modelado en 0 días), 83 (modelado en 15 días) y 84 (modelado en 30 días). Correlación de caudales observados y modelados en exutorio de la cuenca, Maipo en el Manzano
Fuente: Elaboración propia.

Se observa un buen ajuste de caudales modelados en 0 y 15 días, no así en 30 días donde el error medio cuadrático ajustado al índice lineal de Pearson alcanza un 0.75. Sin embargo esta correlación solo representa un ajuste matemático. Por esto es necesario corroborar que los datos modelados sean coherentes con la realidad espacial del área de estudio, recurriendo a análisis mediante información satelital que permita validar lo

modelado anteriormente, de esta forma el o los modelos presentados serán validados en primer lugar con caudales observados y posteriormente con información de carácter espacial.

5.2.2 Curva de Agotamiento

Para Validar el modelo realizado, se elaboró en primera instancia, la curva de agotamiento de caudales (figura 85), para los 5 años de modelación desde principios de la época de fusión de la nieve (estimada al día 15 de agosto de cada año), luego se realizó un analisis SCA mediante la evaluación de imágenes Modis a nivel de cuenca y evaluar la superficie cubierta por nieve y correlacionar inversamente el derretimiento y disminución de la cubierta nival, con el aumento porcentual de los caudales de fusión.

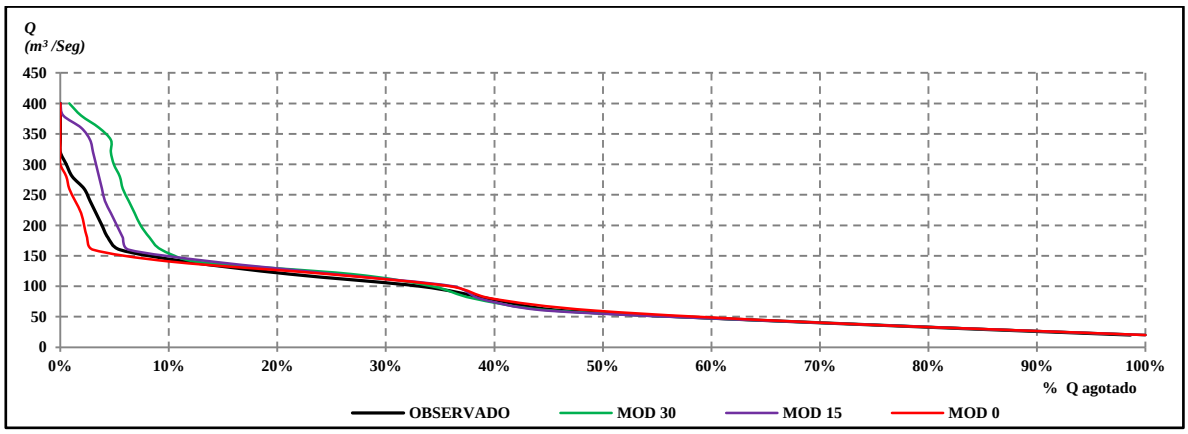


Figura 85.- Curva de agotamiento de caudales con datos observados y modelados, para el período de análisis 2008 – 2012. Maipo en el Manzano
Fuente: Elaboración propia

Tal y como se esperaba, y en relación a los caudales correlacionados mas arriba, la curva de agotamiento mostró un rápido descenso de los peaks mas altos durante los 5 años,ya que estos responden a tormentas puntuales dentro de un deteminado tiempo. Se observa que el caudal se normaliza alrededor de 150 m^3/seg, y decae lentamente hasta llegar a 50 m^3/Seg. Flujo que representaría la cantidad minima observada y modelada en el período de fusion de la nieve.

5.2.3 Información de imágenes Satelitales MODIS

Reconstruido el caudal proveniente de fusión de la nieve utilizando la modelación en 0 días, se analizaron las imágenes Modis, provenientes del sensor Terra. Si bien estas imágenes son de gruesa representatividad por ser grillas de 500 x 500 mts, aún son válidas para comprobar la concordancia de los caudales en una cuenca de 4870 Km^2. Las imágenes analizadas son de carácter diario y fraccionaria es decir cada celda posee un valor de 1 a 100 representando el porcentaje de nieve día a día en cada celda, esto permite estimar la disminución de la superficie total cubierta por nieve dentro de la cuenca y en un período determinado.

La figura 85, muestra que la reducción de la superficie del manto nival, se ajusta correctamente con el aumento paulatino de los caudales en temporada de fusión de la nieve. Para esto se han omitido los valores máximos y mínimos de caudal, exhibidos en la curva de variación (figura 86), ya que al evaluarlos, se observó que representan valores erróneos y aislados en la medición. Se observa que mientras existe una cobertura nival alrededor de 4000 Km^2, los caudales no superan los 60 m^3/seg, y a medida que la superficie de nieve acumulada en la cuenca comienza a disminuir, producto de la fusión por temperatura, el caudal se va incrementado, existiendo una alta correlación entre los datos analizados, lo que valida con un error medio cuadrático de 0.94 la modelación propuesta para la cuenca del Maipo.

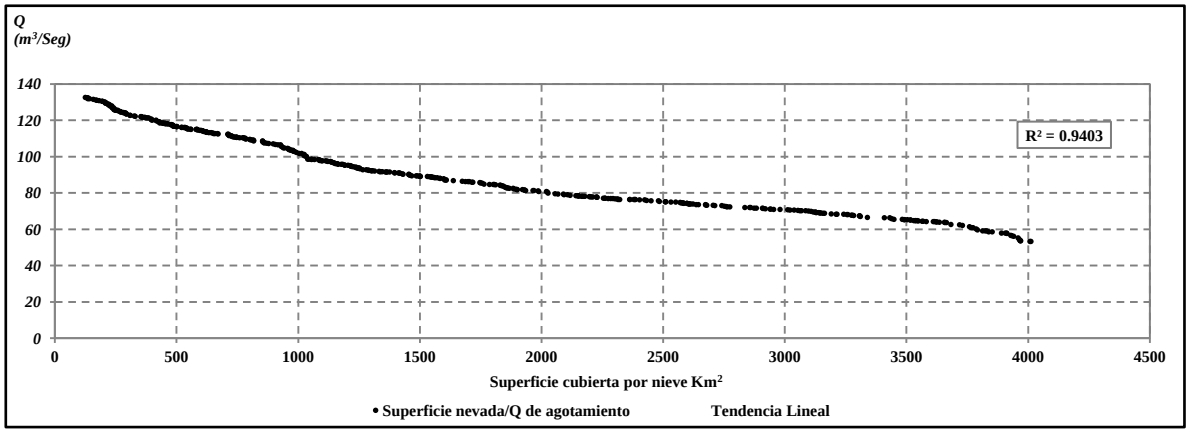


Figura 86.- Correlación de superficie cubierta por nieve, proveniente de imágenes Modis fraccionarias y caudales de fusión de nieve modelados en 0 días.
Fuente: Elaboración propia

5.3 SIMULACIÓN DE ESCENARIOS HIPOTÉTICOS

En este punto se muestran los resultados obtenidos de una simulación ficticia de escenarios climáticos. Se ha corrido el modelo con la misma parametrización del modelo 2 de 45 URH, pero modificando las variables forzantes de entrada. Las precipitaciones se han disminuido en 25 y 30% y se han incrementado las temperaturas de la cuenca en 1 y 2ºC promedio para el período. El objetivo es ver como se comportaría la cuenca bajo estas condiciones y poder anticipar posibles cambios en el régimen de caudales y en la cobertura nival ante posibles escenarios climáticos más cálidos y áridos en el futuro. Como primera hipótesis, es razonable esperar un traslado en los caudales hacia el invierno debido al anticipo de la temporada de fusión, y una disminución de la máxima cobertura nival. También se espera una disminución en los máximos anuales de acumulación de nieve.

5.3.1 Déficit de precipitaciones en un 25 y 30% para el período de análisis.

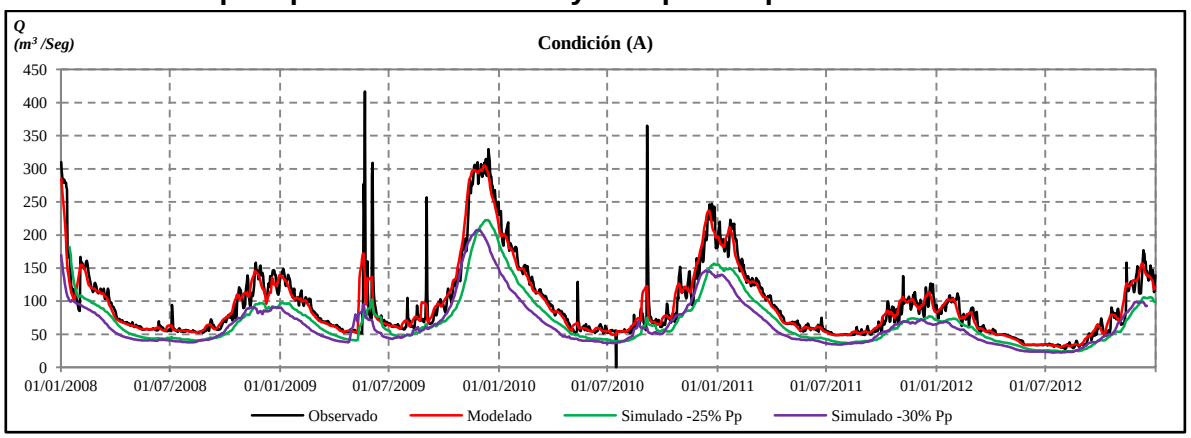


Figura 87.- Modelación de escenario ficticio con una disminución de las precipitaciones en un 25 y 50% para el período de análisis.
Fuente: Elaboración propia

La figura 87, muestra el escenario, dado bajo condiciones de disminución de precipitaciones. Se observa que la reducción de las precipitaciones, ha provocado que los caudales se vean notoriamente disminuidos respecto de la situación actual, (tanto modelada como observada) siendo está muy notoria en ambos casos. El hidrograma simulado, indica que al verse afectadas las precipitaciones en un 25%, la disminución del volumen total del caudal simulado para el período, se ve afectado en un 31.2% menos que el real. La situación es más crítica si se analiza el mismo período con una disminución del 30% de precipitaciones, puesto que el caudal simulado se encuentra en un 35.3% bajo el volumen real, además de presentar una pequeña variación, respecto a la temporada de fusión, adelanto el máximo caudal de fusión en 15 días respecto de la condición real.

5.3.2 Aumento de temperatura en 1 y 2 ºC para el período de análisis

A continuación se muestran los resultados de la simulación hipotética (b)

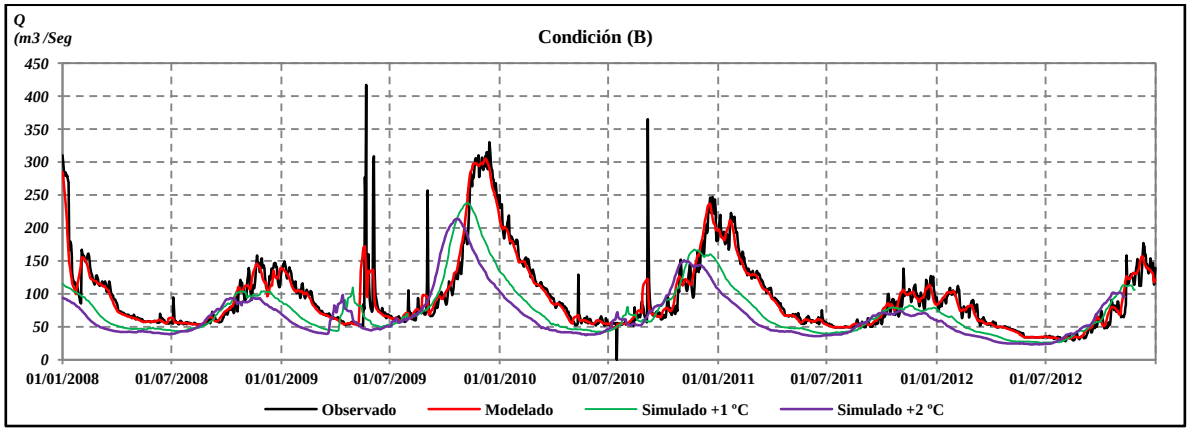


Figura 88.- Modelación de un escenario ficticio con un aumento de las precipitaciones en un 25 y 50% para el período de análisis.
Fuente: Elaboración propia

Cabe destacar que la hipótesis planteada, es de igual forma concordante con otros trabajos sobre modelación hidrológica de gran escala como IPCC, Climate Change (2001) a escala global y DGF (2006) a escala regional y su uso para evaluar impactos del cambio climático. Es importante notar que los cambios debido a las alzas de 1 y 2°C son notorios para la cuenca, puesto que disminuyen los caudales en un 26.3 y 31.2% respectivamente (figura 88). Estos escenarios demuestran que la cuenca del Maipo es altamente frágil frente a posibles cambios que se den en el tiempo, no obstante cabe considerar, que para simular estos escenarios es recomendable calibrar la enorme cantidad de parámetros que posee el modelo en función del área de estudio, y así lograr obtener verdaderos márgenes de error y de variabilidad inter anual de la cuenca.

5.3.3 Simulación de caudales bajo condiciones de: disminución de precipitaciones en un 25% y aumento de temperaturas en 1ºC para el período de análisis.

La figura 89, describe el comportamiento de las dos principales variables de entrada (precipitación y temperatura) según las modificaciones predichas. Se observa que el modelo CRHM, simula el escenario de caudales acelerando el período de fusión nival, concentrando los peaks durante la segunda semana de noviembre, es decir, alrededor de 30 días antes del escenario real. De igual forma el volumen de caudal es notoriamente menor alcanzando el 68.5% del volumen real modelado. Si bien esto es un escenario ficticio, la pérdida de un 31.5% del agua actual significaría una escasez hídrica generalizada para toda la parte media y baja de la cuenca del Maipo, la que depende principalmente de agua de fusión para regadío y actividades económicas.

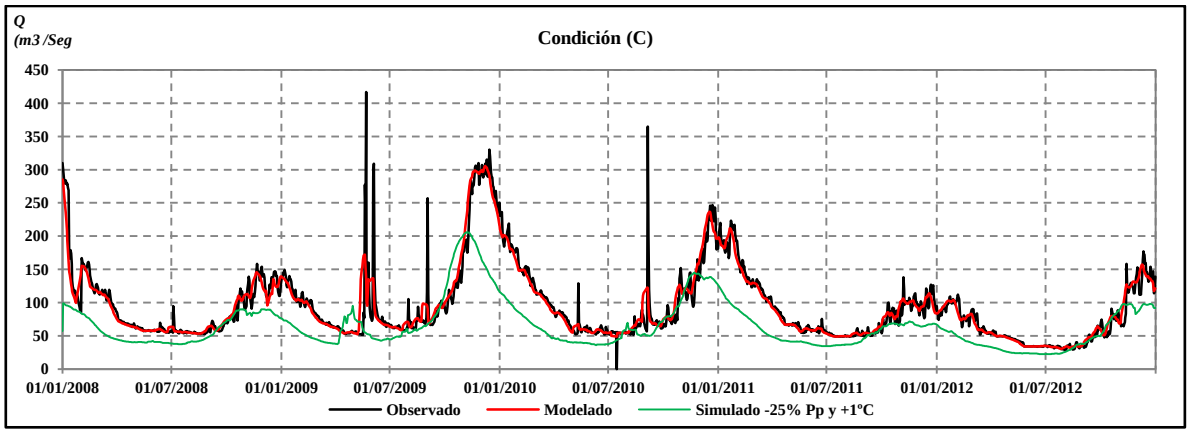


Figura 89.- Simulación de caudales bajo condiciones de: disminución de precipitaciones en un 25% y aumento de temperaturas en 2.5ºC para el período de análisis.
Fuente: Elaboración propia

5.3.4 Simulación de caudales bajo condiciones de: disminución de precipitaciones en un 30% y aumento de temperaturas en 2ºC para el período de análisis.

El escenario más crítico simulado en este estudio, demuestra que los caudales se verían reducidos en un 42.9% (figura 90), adelantando el período de fusión de la nieve en torno a 45 días y marcando los peaks de caudal durante la primera semana de Noviembre. Lo anterior, demuestra que es importante tener un buen modelo de nieves, y que represente correctamente los fenómenos físicos que en ella ocurren, puesto que esto permitirá entender de mejor forma, cómo y en que instante la nieve comienza a cambiar su estado

físico sobre la superficie, y es transportada de un lugar a otro producto de variaciones meteorológicas locales.

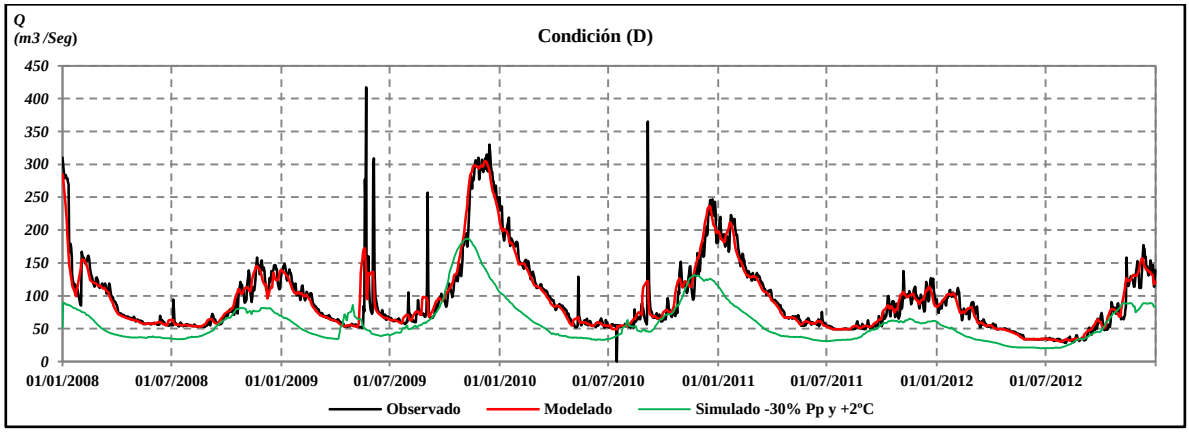


Figura 90.- Simulación de caudales bajo condiciones de: disminución de precipitaciones en un 50% y aumento de temperaturas en 5ºC para el período de análisis.
Fuente: Elaboración propia

5.3.5 Resumen de simulaciones

Es interesante notar que el modelo CRHM, pronostica que los caudales en la época invernal no disminuyen tan drásticamente como los caudales de fusión, lo que indica que no son excesivamente dependiente de las precipitaciones que ocurren durante el año, sino de la recarga de agua subterránea presente en el área, tema que daría pie a otra investigación. Sin embargo los resultados obtenidos para los distintos escenarios de precipitación concuerdan con las curvas de variación estacional descritas en el punto 3.2, no obstante al introducir el factor de temperatura la realidad cambia completamente mostrando un desfase de caudales, en todo el período analizado.

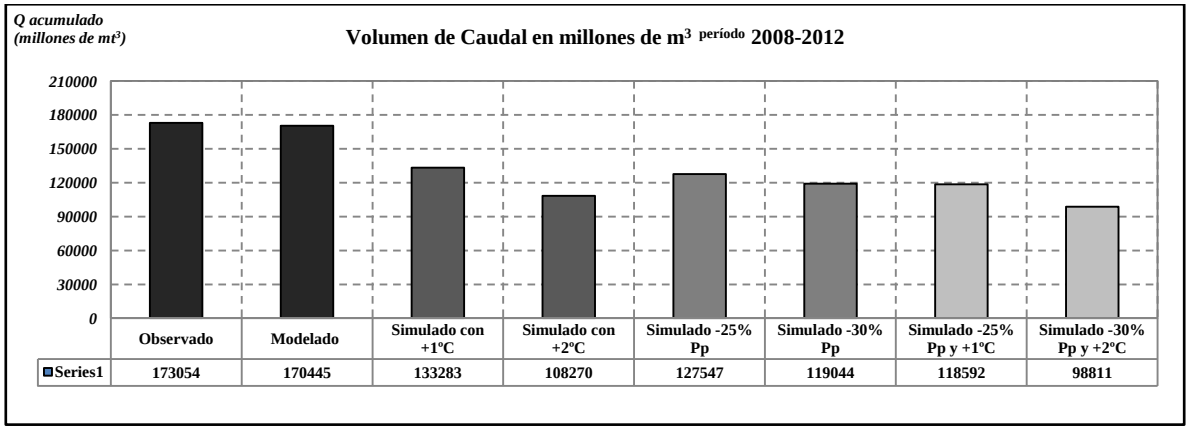


Figura 91.- Histograma de volúmenes de las diferentes simulaciones realizadas.
Fuente: Elaboración propia

La figura 91, muestra el volumen total de caudales acumulados en todo el período de análisis, y expone los distintos escenarios hipotéticos descritos anteriormente. Se observa claramente que el factor temperatura afecta considerablemente el régimen de los

caudales mostrando claras diferencias entre 1 y 2ºC. Si bien la disminución de precipitaciones es notable en comparación con el escenario actual, la reducción en 25% y 30% no presenta grandes cambios en el total acumulado. Sin embargo las dos variables de análisis en conjunto afectarían la cuenca notoriamente en comparación al régimen actual.

CAPITULO VI
DISCUSIONES, CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES FINALES

6.1 DISCUSIONES

El estudio y aplicación del modelo CRHM, ha permitido evaluar la cuenca alta de Río Maipo, desde distintos puntos de vista en relación a su comportamiento espacial como hidrológico. La compleja geomorfología e hidrología de la zona de estudio, llevó a recopilar una gran cantidad de información, sin embargo esta tuvo que ser distribuida espacialmente para lograr obtener una entrada uniforme en toda el área analizada.

A raíz de lo anterior, surgieron variados imprevistos en la realización del estudio, los que derivaron en la búsqueda de metodologías geo estadísticas, que permitieran acercarse de forma coherente a la realidad espacial, y de este modo al ciclo hidrológico de la nieve.

Las principales discusiones, que dieron pie a esta investigación hidrológica, fueron de alguna forma las que permitieron entrelazar los distintos parámetros hidrológicos con las variables espaciales, para así dar sentido real a lo que se pretendía lograr. A continuación se detallan algunos aspectos puntuales que permitieron llevar adelante esta investigación.

6.1.1 Acerca de la base de datos

La modelación del ciclo hidrológico, lleva consigo una carga de datos particularmente detallada en sus distintas variables y condiciones de estudio. Si bien Chile hoy en día, se dispone de una buena cantidad de datos hidrometeorológicos, estos son variados en el tiempo y en su intervalo de medición. Esto provoca, que exista una desigualdad de datos a través del tiempo, generando un vacío estadístico al momento de ser utilizados.

Lo anterior se genera principalmente por el difícil acceso a zonas de alta montaña, el costo de mantenimiento, y la cantidad de horas humanas que involucran las arriesgadas campañas de terreno. Sin embargo se debe considerar que la existencia muchas estaciones de medición instaladas en el área de estudio, han sido resultado de proyectos específicos en un área determinada, lo que ha generado con el pasar de los años irregularidades en la continuación de datos, y en comparación con la frecuencia de estaciones cercanas. Así también desde el punto de vista espacial, esto ha generado una pésima distribución generando vacíos dentro de la actual red y complicando la coordinación inter-estación que se esperaría de una red hidrometeorológica.

Todo esto, se traduce en un conflicto al momento de parametrizar una base de datos para un estudio en particular, lo que lleva a la búsqueda de interpolaciones y regresiones, que permitan completar una serie en particular. Esto genera cada vez más un distanciamiento de la realidad observada, alejando la correcta interpretación del fenómeno estudiado y forzando variables de extrema delicadeza en la modelación hidrológica.

6.1.2 Acerca de la modelación espacial e hidrológica.

La modelación espacial, consiste en realizar una representación de la realidad por medio de herramientas de Sistemas de Información Geográfica y Teledetección, de cualquier evento que se presente en el territorio. Para el caso de la modelación Hidrológica el tema

es más complejo, ya que para poder lograrla, es importante reconocer una gran cantidad de variables hidrometeorológicas y relacionarlas a través de un modelo espacial.

CRHM ha comprobado que es un buen modelo de nieves. Sin embargo, sus resultados dependerán de la distribución y caracterización de las Unidades de Respuesta Hidrológica (URH's) y de que tan bien este parametrizado su modelo espacial.

Se observaron grandes diferencias en los dos modelos elaborados. La principal diferencia, estaba dada por la distribución de las precipitaciones en el espacio, donde un ajuste por medio de una interpolación basada en un inverso a la distancia, se ajustó de mejor forma que un ajuste logarítmico. También se debe considerar, que las distribución espacial de las URH's, fueron de gran importancia, puesto que el mayor detalle de estas, permitió una mejor distribución de la nieve en el espacio, logrando diferenciar acumulaciones en función de la pendiente, la exposición solar y orientación de los relieves.

Otro punto importante de considerar son los módulos que se adoptaron por defecto en la modelación. El módulo de suelo, e intercepción de la cubierta vegetal, demostraron ser de gran importancia al momento de analizar la superficie de la cuenca. Si bien pareciera que la Cuenca Alta del Maipo, tuviera una misma condición de suelo y vegetación en toda su superficie, al adoptar esta característica en la parametrización del modelo 1, se evidenciaron errores notables en la acumulación y salida de flujos superficiales y subsuperficiales de cada URH. Los errores fueron solucionados de forma evidente al elaborar un Índice de Vegetación de Diferencia Normalizada (NDVI) y relacionarlo con cada URH en la parametrización correspondiente. Lo mismo en el caso del tipo de suelo al evaluar una clasificación mediante bandas de imágenes landsat 7-5-2, y reconocer diferentes zonas rocosas, arcillosas y limosas dentro del área de estudio.

A pesar de lo anterior, se ha reconocido un buen comportamiento de los módulos utilizados. Si bien los módulos conceptuales "soil" e "intcp" en un principio fueron difíciles de manejar debido a la gran cantidad de parámetros a estimar, los análisis de percepción remota descritos, permitieron ir despejando paulatinamente las incoherencias.

Si bien el modelo CRHM está pensado para regiones frías de latitud alta, y en intervalos de medición de tiempo pequeños como minutos y hora, se puede establecer que de forma general la modelación ha correspondido con lo intuido. Sin embargo no es recomendado aplicarse bajo las condiciones aquí consideradas, puesto que la escasez de datos, el limitado control que se tiene sobre cada uno de los fenómenos considerados y la falta de herramientas de calibración, lo hacen ser poco práctico y engorroso.

6.1.3 Acerca del modelo de nieve

El modelo de nieves ha demostrado, ser variable en su representación tanto en acumulación, como equivalente de agua nieve (SWE). Las modelaciones descritas en las distintas URH's, describen un período de acumulación coherente al observado y de acuerdo a lo esperado por la altitud. Sin embargo durante el período de fusión de la nieve,

se han evaluado tasas de derretimiento del 20% más rápido de lo observado. Para este caso, existen un conjunto de variables, que van desde un cambio en la tasa de lapso adoptada, el albedo utilizado, o el calor especifico que posee cada tipo de suelo en una URH's. No obstante cabe considerar que los datos obtenidos representan el resultado de una gruesa modelación a escala diaria, y esta investigación, se considera una primera aproximación a cuencas de montaña del orden de 5000 Km^2.

También, se han reconocido incongruencias, en la modelación realizada, puesto que algunas URH's mostraron tasa de derretimiento nival más lentas y a menores altitudes, exponiendo resultados opuestos a lo intuitivo, donde la permanencia de la nieve pareciera ser mayor tiempo en función de la altitud. Sin embargo estas incongruencias parecieran ser errores de configuración específica de cada URH, donde el módulo EBSM y parámetro Snowmelt, son significativos demostrando una mejoría considerable en el factor de fusión a escala diaria y semanal.

El análisis general, considerando variables de altitud acumulación y tiempo de persistencia de la nieve, resultó interesante desde el punto de vista espacial, puesto que permitió, elaborar un mapa de nieves, que indica cómo se comportarían la cuenca de estudio, bajo cierta condición de nevazón durante el período invernal, y que la ecuación derivada podría ser aplicada, bajo los diferentes escenarios ficticios creados tanto en esta investigación como en otras.

6.1.4 Acerca del modelo de caudales.

Se analizaron los dos modelos, sin embargo modelo 1 de 40 URH's no se pudo ajustar a la realidad esperada, por lo que solo se evaluó a nivel general de cuenca. Por su parte el modelo 2 de 45 URH's, mostró en todas las URH analizadas bastante congruencia con los datos observados, aportando en gran medida una cantidad de datos considerables donde no lo habían y que conlleva al fin último de una modelación.

Respecto a la configuración del módulo netroute (de caudales), cabe destacar que los coeficientes de almacenamiento, infiltración y drenaje, mostraron una gran incidencia en la forma de los hidrogramas simulados, sobre todo el coeficiente de almacenamiento de la URH más baja que representa el exutorio de la cuenca y que a la vez recibe el aporte de aguas superficiales y subsuperficiales no simulada en una URH en específico, alterando y sobreestimando el caudal observado.

De igual forma y como ya se advertía en el punto 6.1 existen parámetros que influyen enormemente en la dependencia de los resultados. Esto hace que se dificulte el uso de CRHM y a su vez límite su utilidad como herramienta de autodiagnóstico integrada, puesto que el configurar un módulo bajo una condición esperada se pierde el efecto de otro proceso del ciclo hidrológico. Lo anterior comprueba que CRHM es útil para estudios específicos, pero no como una herramienta base de gestión integrada.

6.1.5 Acerca la simulación de escenarios hipotéticos

Las simulaciones realizadas en este estudio han mostrado una notoria variabilidad en los caudales. Si bien en esta investigación no se analiza el comportamiento de la vegetación

o el impacto de la disminución del caudal en la zona media y baja de la Cuenca del Maipo, es fácil pensar que se generarían grandes cambios en el sector agrícola como ganadero, restringiendo de gran manera los predios de riego, y fomentando a gran escala el riego tecnificado. Respecto a la influencia social, se evidenciaría un déficit importante en los recursos energéticos, desatando aceleradas políticas gubernamentales, y proyectos hidráulicos mayores. Por esto es importante desarrollar constantemente predicciones de escenarios futuros, con el fin de agudizar resultados y proveer condiciones ante posibles cambios estacionales. Así también analizar su influencia en la sociedad y dar lineamientos que permitiesen tomar decisiones más concretas sobre el aprovechamiento del recurso hídrico en distintas actividades económicas.

6.2 CONCLUSIONES

La modelación Hidrológica en la cuenca alta del Río Maipo ha permitido simular condiciones poco estudiadas en el ciclo hidrológico de la nieve, aportando e incrementando a la escasa información ya existente en cuencas nivo-glaciares de gran importancia para la zona central de Chile.

Si bien la información fluviométrica, la cantidad y calidad de los datos hidrometeorológicos, y nivales están lejos de poder representar adecuadamente los principales procesos hidrológicos de la cuenca, se han logrado obtener resultados cuantitativos, y han sido validados para todo el período de análisis. Ello constituye una pequeña colaboración a la incipiente hidrología de nieves que posee nuestra realidad nacional.

Respecto al ambiente físico y espacial de la cuenca de estudio, esta se enmarca en un ambiente frágil y fragmentado por una enorme cantidad de variables. La geomorfología general de la cuenca, dejó en claro que provoca respuestas hidrológico-nivales aceleradas, que rápidamente se expresan en el espacio y son representadas a través de los caudales. Lo anterior genera, condiciones de inestabilidad constante, y cambios bruscos en la meteorología local del área. Consecutivamente, ello provoca incertidumbre en la modelación realizada y en la correcta representación física de los procesos asociados.

Por esto es importante relacionar los módulos utilizados en cada fenómeno a estudiar, y coordinar de forma simultanea los parámetros de análisis. La investigación realizada concluye que es viable evaluar primero el módulo de nieves, el cual, aparte de mantener registros de SWE, acumulación y ablación nival, permite comparar la velocidad de fusión de la nieve y el aumento paulatino de caudales en el módulo netroute. De igual forma es importante entender la dinámica de los distintos módulos conceptuales y de base física que abordan la condición, infiltración y cobertura vegetal del suelo, ya que genera gran importancia en la variabilidad de la distribución, transporte de la nieve por el viento y fusión de la misma. Si bien en la cuenca no existe suficiente información para establecer un resultado concluyente acerca de dicho proceso, la regionalización de parámetros

mediante URH's demostró ser factible entre las diferentes subcuencas, gracias a su cercanía y morfología similar.

Finalmente, respecto a la modelación general de la cuenca, y bajo las parametrizaciones realizadas acorde a la zona donde se enmarca el estudio, se concluye que la cuenca Alta del Maipo presenta una marcada caracterización modelada por la hidrología de nieve, la que está determinada por el clima frío de altura. La acumulación de nieve proveniente de las precipitaciones de invierno, deja en claro que es de suma importancia a nivel de URH, variando de forma significativa en función de la orientación y altitud de la cuenca. Las temperaturas por su parte muestran un gradiente altitudinal del orden de 0.6 ºC por cada 100 mts. Esto genera un contraste importante entre zonas con precipitación liquida y sólida. Sin embargo es esta última la que desarrolla un papel primordial en el área estudiada, ya que de no ser por la acumulación y posterior derretimiento, mucho de los actuales proyectos no se llevaría a cabo. Por esto es de gran importancia seguir avanzando en el entendimiento de la dinámica nival, y su comportamiento bajo distintas condiciones hidrometeorológicas y geográficas.

6.3 RECOMENDACIONES FINALES

Tras las distintas configuraciones realizadas en el modelamiento, se recomienda utilizar regionalizaciones de URH's mediante discriminación topográfica y vegetacional, considerando además exposición solar y orientación predominante de los relieves. También considerar que no por ser más pequeña la delimitación de cada URH esta será mejor, ya que la enorme cantidad de parámetros significa un mayor tiempo de análisis y mayor capacidad de configuración en la modelación, olvidando el significado y alejando el concepto de simplificación de la realidad.

El modelo CRHM, está diseñado para trabajar con observaciones de datos a escala subdiaria, lo que mejora la representación de fenómenos puntuales y alejados de un promedio estacional como sublimación y blowing snow. Sin embargo, es de lamentar que para este estudio, y la escala espacial que involucraba, no se pudieron representar este tipo de procesos como se debiera esperar. Por esto es importante que se parametrice, al menos en las zonas de gran importancia nival, la captura de datos en las estaciones de medición, con el fin de obtener mediciones continuas y aptas para una buena modelación hidrológica.

Por último, considerar que en este estudio se realizó un balance general de la cuenca, tratando de regenerar diferentes comportamientos y procesos asociados a la hidrología de nieves. No obstante de tener datos continuos y a la escala correspondiente, se pueden mejorar las modelaciones, dedicando un tiempo específico a cada proceso, trabajando los módulos por forma separada, y así entender de mejor forma como se relacionan con las diferentes variables de entrada.

CAPITULO VII
BIBLIOGRAFÍA Y REFERENCIAS

Abdulla, F. A. y Lettenmaier, D. P. 1997. Development of regional parameter estimation equations for a macroscale hydrologic model. J. Hydrol., 197, 230-257.

Allen et al. (1998) Allen, R., L.S. Pereira, D. Raes, and M. Smith. 1998. Crop evapotranspiration – Guidelines for computing crop water requirements. FAO Irrigation and Drainage Paper

Anderson *et al*., 1973 "National Weather Service River Forecast System-Snow Accumulation and Ablation Model", NOAA Technical Memorandum, NWS HYDRO-17, November, 1973, copies available upon request. Pag 25-26

Araya-Vergara, J.F. 1991. Primeras Experiencias con una Clasificación Dinámica de Vertientes de Montaña. Resumen de I Taller Internacional de Geoecología de Montaña y Desarrollo Sustentable de los Andes del Sur. Universidad de Chile, Unicef, The United Nations University. Santiago, Chile. pag 5-8.

Ausensi, P. 2005. Evaluación de métodos hidrológicos para la completación de datos faltantes. Tesis Ing. Forestal. Talca, Chile. Universidad de Talca. Facultad de Ciencias Forestales. 111p.

Barcaza, G. & Aniya, M. 2007. Applications of remote sensing to glacier studies. SEPPYO 69 (2): 201-220.

Barrera, A. (2004). Técnicas de completado de series mensuales y aplicación al estudio de la influencia de la NAO en la distribución de la precipitación en España. Trabajo para la obtención del Diploma de Estudios Avanzados (DEA). Programa de doctorado de Astronomía y Meteorología (Bienio 2002-2004). Pag. 27-53

Barrera, A. y M.C. Llasat (2002): *Estudios sobre variables meteorológicas y completadas de series mensuales*. Convenio de colaboración entre el Centro de Estudios y Experimentación de Obras Públicas y la Fundació Bosch i Gimpera (Universidad de Barcelona). Informe técnico. *GAMA*, *DAM/250999-11/0211*.

Batista, G. T. E., E. Shimabukuro and W. T. Lawrence (1997), "The long-term monitoring of vegetation cover in the Amazonia region of northern Brazil using NOAA-AVHRR data", *International Journal of Remote Sensing,* vol. (18), pp. 3195-3210.

Baumgartner, M. F., Seidel, K. & Martinec, J. (1987) Towards snowmelt runoff forecast based on multisensor remotesensing information. IEEE Trans, on Geoscience and Remote Sensing GE-2S, 746-75

Beven, K. J. 2006. Rainfall-Runoff Modelling: Introduction. In: Encyclopedia of Hydrological Sciences. Anderson, M.G. (Ed). John Wiley, Chichester, U.K., 1857-1868.

Cabrera, C 2008. Análisis de las escorrentías mensuales y Anuales de la cueca del Maipo y la potencial Influencia glacial en la producción de agua memoria para optar al título de: Ingeniero forestal, pag 30-35.

CADE – IDEPE. 2004. Diagnóstico y clasificación de los cuerpos de agua según objetivos de calidad: Cuenca del río Aconcagua. Gobierno de Chile. Ministerio de Obras Públicas. Dirección General de Aguas.

Cartes, M. (2009). "Pronóstico de Volúmenes de Deshielos Mediante Redes Neuronales Recurrentes e Imágenes Satelitales MODIS" Tesis para optar al grado de Magíster en recursos y Medio Ambiente Hídrico y Memoria para optar al título de Ingeniero Civil. Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad De Chile.

Corripio, J. G. y Purves, R. S. 2005. Surface Energy Balance of High Altitude Glaciers in the Central Andes: the Effect of Snow Penitentes, in C. de Jong, D. Collins, y R. Ranzi (eds), Climate y Hydrology in Mountain Areas, Wiley & Sons, London

CONAMA Comisión Nacional del Medio Ambiente (2006). "Estudio de la Variabilidad Climática en Chile para el Siglo XXI"

DGA 2010. Comunicado Oficial en base a estudio realizado. Investigación de nieves y escorrentía de deshielo en la cuenca alta del río Aconcagua. Aplicación de modelos de simulación nival y de pronóstico de volúmenes de deshielo Realizado por: Universidad de Chile, Departamento de Ingeniería Civil, División Recursos hídricos y Medio Ambiente S.I.T. N°165 Santiago, Diciembre del 2008

DGA, (2009) Estrategia nacional de Glaciares, Ministerio de Obras Públicas, Dirección General de Aguas. Realizado por Centro de estudios Científicos (CECS), S.I.T N°205, Diciembre (2009).

DGA 2008. Investigación de Nieves y Escorrentía de Deshielo en la cuenca Alta del río Aconcagua. Aplicación de modelos de Simulación nival y de pronóstico de Volúmenes de deshielo Realizado por: Universidad de chile, departamento de ingeniería Civil, división recursos hídricos y medio ambiente S.i.t. n°165 Santiago, diciembre del 2008 pag. 17-27, 37-50.

DGA 2004. Diagnóstico y clasificación de los cursos y cuerpos de agua según objetivos de calidad, Cuenca del Río Maipo, estudio elaborado por CADE-IDEPE, Consultores e Ingeniería. Julio 2004 pag. 1-84.
DGA 2000 Divisoria de Sub-subcuencas por Regiones Realizado por: Departamento de estudios y planificación Unidad SIG Santiago, febrero del 2000 DGA 1998.

DGF (2006). Estudio de la variabilidad climática en Chile para el siglo XXI. Realizado por el Departamento de Geofísica, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, para la Comisión Nacional del Medio Ambiente (CONAMA). Santiago

De Walle, D.R. y Rango A.. 2008. Principles of snow hydrology. Cambridge, etc., Cambridge
University Press.

Dornes, P. 2009. An approach for modelling snowcover ablation and snowmelt runoff in cold region environments. PhD Thesis. University of Saskatchewan, Canada.

Dornes, P.F., Pomeroy, J.W., Pietroniro, A., y Verseghy, D. L. 2008. Effects of spatial aggregation of initial conditions and forcing data on modeling snowmelt using a land Surface Scheme. Journal of Hydrometeorology, 9, 789–803

Dornes, 2009. e.g: Cox *et al*, 1971;Wagnon *et al*., 1999; Zhang *et al*., 2004; Cullen *et al*., 2007; Granger, R. J. (1989). A complementary relationship approach for evaporation from nonsaturated surfaces. Journal of Hydrology, 111, 31-38.

Eskisehir, Turkey Singh P. y Kumar N. 1997. Impact assessment of climate change on the hydrological response of a snow and glacier melt runoff dominated Himalayan River. Journal of Hydrology 193: 316– 350.

Ferrando F, 2003 Apuntes curso de Introducción a glaciología, Facultad de Arquitectura y Urbanismo. Universidad de Chile.- Santiago pag. 8-20

Gilabert, M. A., J. González-Piqueras y J. García-Haro (1997), "Acerca de los índices de vegetación", *Revista de Teledetección,* vol. (8), pp. 35-45.

Justice, C. O., J. R. G. Townshend, B. N. Holden and J. Tucker (1985), "Analysis of the phenology of global vegetation using meteorological satellite data", *International Journal of Remote Sensing,* vol. (6), pp. 1271-1318.

Molotch, N.P., Blanken, P.D., Williams, M.W., Turnipseed, A.A., Monson, R.K. y Margulis, S.A. 2007. Estimating Sublimation of Intercepted and Sub-Canopy Snow Using Eddy Covariance Systems, Hydrological Processes, 21, 1567-1575.

Essery, R., Rutter, N., Pomeroy, J., Baxter, R., Stähli, M., Gustafsson D., Barr, A., Bartlett, P. y Elder, K. 2009. SNOWMIP2: An Evaluation of Forest Snow Process Simulations EASE-Grid Bulletin of the American Meteorological Society Journal 90 (8) 1120-1135.

Falvey, M. y Garreaud, R. 2007. Wintertime Precipitation Episodes in Central Chile: Associated Meteorological Conditions and Orographic Influences. Journal of Hydrometeorology, 8, 171-193

Fang, X. y Pomeroy, J. W. 2009. Modelling blowing snow redistribution to prairie wetlands. Hydrological Processes 23: 2557-2569

Favier, V., Falvey, M., Rabatel, A., Praderio, E. y López, D. 2009. Interpreting discrepancies Between discharge and precipitation in high-altitude area of Chile's Norte Chico region. Water Resources Research 45: W02424. DOI: 10.1029/2008WR006802.

Fernández García, F. (1995): *Manual de Climatología Aplicada. Clima, Medio Ambiente y Planificación.* Colección espacios y sociedades, serie mayor nº 2. Editorial Síntesis, Madrid, 288 pp.

Flügel, W. A. 1995. Hydrological Response Units to preserve basin heterogeneity in hydrological modelling using PRMS/MMS. A case study in the Bröl basin, Germany. IAHS Publ., No. 231, 79 –87.

Granger, R. J. y Gray, D. M. 1989. Evaporation from natural nonsaturated surfaces. J. Hydrol. I I I , 21-29.

Gregory, J.M., J.A. Church, G.J Boer, K.W. Dixon, G.M. Flato, D-R. Jackett, J.A.Lowe, S.P O'Farrel, E. Roeckner, G.L. Russel, R.J. Gregory, J., 2006: Changes in sea level. Talk, CGAM and Hadley Centre, UK.

Gonthier 2011. Influencia de la escala espacial y representación hidrológica de una cuenca de montaña sobre la capacidad predictiva de un modelo hidrológico, Tesis para optar al grado de Magíster en Ciencias de la Ingeniería, mención recursos y medio ambiente hídrico. Memoria para optar al título de ingeniero civil. Santiago de Chile diciembre 2011. Pag, 14-35.

Hicks y Martin, 1972 The Measurement of Atmospheric Fluxes near the Surface: A Generalized Approach. *J. Appl. Meteor.*, **9**, 386–388. doi: http://dx.doi.org/10.1175/1520-0450(1970)009<0386:TMOAFN>2.0.CO;2

Hiemstra, C. A., Liston, G. E. y Reiners, W. A. 2002.Snow redistribution by wind and interactions with vegetation at upper treeline in the Medicine Bow Mountains, Wyoming. Arctic, Antarctic, and Alpine Research. 34:262–273

IPCC, Climate Change 2001: The Scientific Basis, Third Assessment Report. Stouffer, R.J. and S. Manabe, 1999: Response of a coupled ocean-atmosphere modelto increasing atmospheric carbon dioxide: sensitivity to the rate of increase. J. Clim., 12, 2224-2237

John Dalton: Critical Assessments of His Life and Science, Harvard University Press, (1972) ISBN 0-674-47525-9

Kuczera, G. y Mroczkowiski, M. 1998. Assesment of hydrological parameter uncertainty and the of multiresponse data. Water Resour. Res., 34, 1481-1489.

Langbein, W. B., and others, 1947, Topographic characteristics of drainage basins; U. S. Geol. Survey Water Supply Paper 968-C, p. 125-157

Li, L. y Pomeroy J. W. 1997. Estimates of threshold wind speeds for snow transport using meteorological data. Journal of Applied Meteorology. 36, 205-213.

Littlewood, 2003 Lliboutry, L. A. 1954. The origin of penitents. Journal of Glaciology, Vol. 2, No 15, p. 331 – 38

Luce CH, Tarboton DG, Cooley KR. 1998. The influence of the spatial distribution of snow on basin-averaged snowmelt. *Hydrological Processes* **12**: 1671–1683.

McCartney SE, Carey SK, Pomeroy JW. 2006. Intra-basin variability of snowmelt water balanced calculations in a subarctic catchment. *Hydrological Processes* **20**: 1001–1016.

MacDonald, M.K., Pomeroy, J.W. y Pietroniro, A. 2010. On the importance of sublimation to an alpine snow mass balance in the Canadian Rocky Mountains. Hydrology and Earth System Sciences 14: 1401-1415.

MacDonald, M.K., Pomeroy, J.W. y Pietroniro, A. 2010. On the importance of sublimation to an alpine snow mass balance in the Canadian Rocky Mountains. Hydrology and Earth System Sciences 14: 1401-1415.

MacDonald, M. K., Pomeroy, J. W. y Pietroniro, A. 2009. Parameterizing redistribution and sublimation of blowing snow for hydrological models: tests in a mountainous subarctic catchment. Hydrological Processes 23:18, 2570-2583

MacDonell, S., Cullen, N., Nicholson, L., Mölg, T. y Kinnard, C. 2010. Sublimation on the glaciers of the upper Huasco valley, Chile, using eddy covariance data energy balance modelling. Geoph. Research Abstracts. EGU General Assembly.

McKay, G. A. and Gray, D. M. (1981). Chapter 5: The distribution of snowcover. In Handbook of Snow, Principles, Processes, Management and Use, ed. D. M. Gray and D. H. Male. Toronto: Pergamon Press, pp. 15390.

Matthew K. MacDonald, John W. Pomeroy and Alain Pietroniro. 2009 Parameterizing redistribution and sublimation of blowing snow for hydrological models: tests in a mountainous subarctic catchment, Hydrological Processes *Hydrol. Process.* **23**, 2570–2583 (2009) Published Online 6 July 2009 In Wiley Interscience (Www.Interscience.Wiley.Com) DOI: 10.1002/Hyp.7356 pag. 1-2

Marsh, P. y Pomeroy J. W. 1996. Meltwater fluxes at an arctic forest-tundra site. Hydrological Processes, 10, 1383-1400.

Martinec, J., Seidel, K., Burkart, U. & Baumann, R. (1991) Areal modelling of snow water equivalent based on remote sensing techniques. In: Snow, Hydrology and Forests in High Alpine Areas (ed by H. Bergmann, H. Lang, W. Frey, D. Issler & B. Salm) (Proc. Vienna Symp., August 1991), 121-129. IAHS Publ. no. 205.

Martinez 2010. Reconstrucción del Equivalente en agua de la Cobertura Nival en La Cuenca Alta Del Río Aconcagua. Empleo de Imágenes Modis. Memoria Para Optar Al Título De Ingeniero Civil. Santiago de Chile Enero 2010

Merz, R. y Blöschl, G. 2004. Regionalisation of catchment model parameters. J. Hydrol., 287, 95-123.

Mijares 1989 Fundamentos de hidrología de superficie, Editorial Limusa, s.a. de C.V.Grupo Noriega editores francisco Javier Aparicio Mijares México pag. 19

Mizukami, N., Decker, R. y Julander, R. 2003. Modeling of Snow Water Equivalent Distribution in a Meso-Scale Mountainous Watershed with GIS. Western Snow Conference.

Neilly, R. 2011. Multiscale modelling of snow depth over an agricultural field in a small catchment in southern Ontario, Canada. MSc. Thesis. University of Waterloo

Paulus, J. L. H y M. A. Kohler (1952): “Interpolation of missing precipitation records”. *Monthly Weather Review*, 80, pp. 129-133.

Pomeroy, J. W., Gray, D.M., Brown, T., Hedstrom, N.R., Quinton, W., Granger, R.J. y Carey, S. 2007. The Cold Regions Hydrological Model, a platform for basing process

representation and model structure on physical evidence. Hydrological Processes 21: 2650-2667.

Pomeroy, J. W., Toth, B., Granger, R. J., Hedstrom, N. R. y Essery, R. 2003. Variation in surface energetics during snowmelt in complex terrain. Journal of Hydrometeorology, 4(4), 702-716.

Pomeroy, J. W. y Essery, R.. 1999. Turbulent fluxes during blowing snow: field tests of model sublimation predictions. Hydrological Processes, 13, 2963-2975.

Pomeroy, J. W. y Gray, D. M. 1994. Sensitivity of snow relocation and sublimation to climate and surface vegetation. En, (H.G. Jones, T.D. Davies, A. Ohmura and E.M. Morris, eds.) Snow and Ice Covers: Interactions with Atmosphere and Ecosystems. IAHS Publication No. 223. IAHS Press: Wallingford, UK. 213-226.

Pomeroy JW, Marsh P, Gray DM. 1997. Application of a distributed blowing snow model to the Arctic. *Hydrological Processes* **11**: pag. 1451–1464.

Priestley, C. H. B., & Taylor, R. J. (1972). On the assessment of surface heat flux and evaporation using large-scale parameters. Monthly Weather Review, 100, 81−92.

Sensoy, A., Uysal, G., Arda Sorman, A. y Ünal Sorman A. 2010. Topographic Effects On Snow Depletion Curves Of Upper Euphrates River Basin, Turkey. Anadolu University,

Singh, V. P. 1995. Review of Statistical Analysis in Water Resources Engineering, by M. Shahin, H. J. L. Van Oorshot, and S.J. De Lange, A.A. Balkema, Rotterdam, The Netherlands, 1993, Water Resources Bulletin, Vol. 31, No. 2, 331-332.

Souffer and M. Winton, 2001: Comparison of results from several AOGCMs for global and regional sea-level change 1900-2100. Climate Dynamics,18: 225-240.

Strasser, U., Bernhardt, M., Weber, M., Liston, G. E., y Mauser, W. 2008. Is snow sublimation important in the alpine water balance?, The Cryosphere, 2, 53–66, doi:10.5194/tc-2-53-2008.

Teegavarapu et al., 2006): TEEGAVARAPU, Ramesh; TUFFAIL, Mohammad; ORMSBEE, Lindell. 2006. Optimal Function Forms for Spatial Interpolation of Precipitation Data. Environmental Informatics Archives, Vol. 4, pp. 343 – 353.

UNESCO (Organización de las Naciones Unidas para la Educación, la Ciencia y la Cultura, Chile). 1982. Guía para la elaboración del balance hídrico de América del Sur. Oficina regional de ciencia y tecnología para América Latina y el Caribe, Rostlac. Montevideo. Uruguay. 130 p.

Veith, T.L., Srinivasan, M.S. y Gburek, W.J. 2003. Process representation in watershed-scale hydrologic models: An evaluation in an experimental watershed. First Interagency Conference on Research in the Watersheds. p. 241-247.Walter *et al*., 2005.

Winkler, M., Juen, I., Mölg, T., Wagnon, P., Gómez, J., y Kaser, G. 2009. Measured and modeled sublimation on the tropical Glaciar Artesonraju, Peru. The Cryosphere 3:21–30.

CAPITULO VIII
ANEXOS

8.1MODELO 1 - 40 URH'S

8.1.1Tabla Resumen - Parámetros de subcuencas 05700, 05701, 05702, 05703

CONFIGURACION	COD. CUENCA	NUMERO HRU	URH	RANGO DE ELEVACIÓN	ELEVACIÓN MEDIA	AREA KM2	PORCENTAJE DEL AREA TOTAL	ORIENTACIÓN (°)	EXPOSICIÓN (°)	PENDIENTE MEDIA	ALTURA DE VEGETACIÓN
DISCRETIZADO SEGÚN ELEVACIÓN Y ORIENTACION DE LADERA	05700			2076 - 5391	3448.6	767.48	100%	168		25.668	
		1	BANDA BAJA	2076 - 2992	2699	153.34	20%	178	SUR	24.12	1
		2	BANDA MEDIA	2992 - 3583	3306	103.9	14%	153	SURESTE	26.25	1
		3	BANDA MEDIA		3334	209.23	27%	190	SUR	24.34	1
		4	BANDA ALTA	3583 - 5391	3942	79.7	10%	121	SURESTE	26.85	1
		5	BANDA ALTA		3962	221.32	29%	197	SUR	26.78	1
	05701			1279 - 4855	2878	736.96	100%	188		28.32	
		6	BANDA BAJA	1279 - 2294	1959	147.65	20%	175	SUR	24.38	3
		7	BANDA MEDIA	2294 - 3133	2724	98.07	13%	223	SUROESTE	29.29	1
		8	BANDA MEDIA		2789	196.31	27%	155	SURESTE	29.96	1
		9	BANDA ALTA	3133 - 4855	3433	65.73	9%	223	SUROESTE	30.79	1
		10	BANDA ALTA		3485	229.22	31%	165	SUR	27.18	1
	05702			1285 - 5820	3359.6	523.26	100%	197		26.236	
		11	BANDA BAJA	1285 - 2704	2213	104.68	20%	188	SUR	25.99	3
		12	BANDA MEDIA	2704 - 3542	3141	67.25	13%	195	SUR	27.1	1
		13	BANDA MEDIA		3240	114.91	22%	182	SUR	26.04	1
		14	BANDA ALTA	3542 - 5820	3920	103.21	20%	208	SUROESTE	24.76	1
		15	BANDA ALTA		4284	133.2	25%	211	SUROESTE	27.29	1
	05303			1238 - 6057	3285.2	627.02	100%	196		25.86	
		16	BANDA BAJA	1238 - 2692	2255	121.72	19%	196	SUR	21.31	3
		17	BANDA MEDIA	2692 - 3966	3085	172.07	27%	161	SUR	23.46	1
		18	BANDA MEDIA		3108	80.17	13%	228	SUROESTE	25.76	1
		19	BANDA ALTA	3966 - 6057	3900	142.23	23%	183	SUR	28.63	1
		20	BANDA ALTA		4078	110.83	18%	210	SUROESTE	30.14	1

Tabla A1 a.- Resumen de valores asociados a cada URH delimitada por sub cuenca y configuración de parámetros, para el modelo1.
Fuente: Elaboración Propia.

8.1.2 Tabla Resumen - Parámetros de subcuencas 05704, 05705, 05706, 05707

CONFIGURACION	COD. CUENCA	NUMERO HRU	URH	RANGO DE ELEVACIÓN	ELEVACIÓN MEDIA	AREA KM2	PORCENTAJE DEL AREA TOTAL	ORIENTACIÓN (°)	EXPOSICIÓN (°)	PENDIENTE MEDIA	ALTURA DE VEGETACIÓN
DISCRETIZADO SEGÚN ELEVACIÓN Y ORIENTACION DE LADERA	5704			874 - 4012	2184.4	533.32	100%	192		22.922	
		21	BANDA BAJA	874 - 1519	1297	123.39	23%	175	SUR	22.13	3
		22	BANDA MEDIA	1519 - 2320	1984	79.77	15%	220	SUROESTE	24.73	3
		23	BANDA MEDIA		1988	121.4	23%	150	SURESTE	24.37	3
		24	BANDA ALTA	2320 - 4012	2822	104.5	20%	221	SUROESTE	21.55	1
		25	BANDA ALTA		2831	104.25	20%	192	SUR	21.83	1
	5705			1526 - 6537	3724.8	788.78	100%	188		28.418	
		26	BANDA BAJA	1526 - 3075	2599	158.52	20%	188	SUR	28.85	3
		27	BANDA MEDIA	3075 - 3908	3522	154.86	20%	158	SUR	26.39	1
		28	BANDA MEDIA		3550	165.08	21%	200	SUR	27.43	1
		29	BANDA ALTA	3908 - 6537	4319	104.2	13%	169	SUR	32.9	1
		30	BANDA ALTA		4634	206.12	26%	222	SUROESTE	26.52	1
	5706			1519 - 6015	3683.4	543.06	100%	187		27.884	
		31	BANDA BAJA	1519 - 2867	2439	108.68	20%	177	SUR	25.04	5
		32	BANDA MEDIA	2867 - 3983	3472	88.05	16%	250	OESTE	30.7	10
		33	BANDA MEDIA		3513	130.5	24%	123	SURESTE	28.84	1
		34	BANDA ALTA	3983 - 6015	4456	129.58	24%	145	SURESTE	23.32	1
		35	BANDA ALTA		4537	86.25	16%	241	SUROESTE	31.52	1
	5708			892 - 4140	2246.6	338	100%	193		24.272	
		36	BANDA BAJA	892 - 1576	1340	67.98	20%	190	SUR	22.49	10
		37	BANDA MEDIA	1576 - 2416	1992	75.82	22%	158	SUR	23.37	3
		38	BANDA MEDIA		1994	59.96	18%	207	SUROESTE	25.86	3
		39	BANDA ALTA	2416 - 4140	2855	77.67	23%	177	SUR	20.8	1
		40	BANDA ALTA		3052	56.58	17%	232	SUROESTE	28.84	12

Tabla A1 b.- Resumen de valores asociados a cada URH delimitada por sub cuenca y configuración de parámetros, para el modelo 1.
Fuente: Elaboración Propia.

8.2 MODELO 2 - 45 URH'S

8.2.1 Tabla Resumen - Parámetros de subcuenca 05700.

CONFIGURACION	COD. CUENCA	COD URH	AREA KM2 (766.3265)	PORCENTAJE DEL AREA TOTAL	RANGO DE ELEVACIÓN	EXPOSICIÓN	RANGO DE PENDIENTE
MODELO 2	05700	05700-01	0.0006	0.0001%	2.076 - 2.822	PLANO	0
		05700-02	25.9911	3.3916%	2.076 - 2.822	SUR	0 - 20
		05700-03	14.9236	1.9474%	2.076 - 2.822	SUR	20 - 40
		05700-04	7.1691	0.9355%	2.076 - 2.822	SUR	40 - 45
		05700-05	0.8554	0.1116%	2.076 - 2.822	SUR	45 - MAS
		05700-06	25.6319	3.3448%	2.076 - 2.822	NORTE	0 - 20
		05700-07	14.8238	1.9344%	2.076 - 2.822	NORTE	20 - 40
		05700-08	7.5072	0.9796%	2.076 - 2.822	NORTE	40 - 45
		05700-09	0.8542	0.1115%	2.076 - 2.822	NORTE	45 - MAS
		05700-10	0.2300	0.0300%	2.822 - 3.267	PLANO	0
		05700-11	35.7677	4.6674%	2.822 - 3.267	SUR	0 - 20
		05700-12	33.2246	4.3356%	2.822 - 3.267	SUR	20 - 40
		05700-13	15.4614	2.0176%	2.822 - 3.267	SUR	40 - 45
		05700-14	1.8485	0.2412%	2.822 - 3.267	SUR	45 - MAS
		05700-15	41.0107	5.3516%	2.822 - 3.267	NORTE	0 - 20
		05700-17	31.6024	4.1239%	2.822 - 3.267	NORTE	20 - 40
		05700-18	14.5404	1.8974%	2.822 - 3.267	NORTE	40 - 45
		05700-18	1.9344	0.2524%	2.822 - 3.267	NORTE	45 - MAS
		05700-19	0.5010	0.0654%	3.267 - 3.667	PLANO	0
		05700-20	65.7328	8.5776%	3.267 - 3.667	SUR	0 - 20
		05700-21	35.7523	4.6654%	3.267 - 3.667	SUR	20 - 40
		05700-22	18.8576	2.4608%	3.267 - 3.667	SUR	40 - 45
		05700-23	3.2325	0.4218%	3.267 - 3.667	SUR	45 - MAS
		05700-24	50.4009	6.5769%	3.267 - 3.667	NORTE	0 - 20
		05700-25	39.1651	5.1108%	3.267 - 3.667	NORTE	20 - 40
		05700-26	18.8548	2.4604%	3.267 - 3.667	NORTE	40 - 45
		05700-27	2.2960	0.2996%	3.267 - 3.667	NORTE	45 - MAS
		05700-28	0.2381	0.0311%	3.667 - 4.154	PLANO	0
		05700-29	45.5428	5.9430%	3.667 - 4.154	SUR	0 - 20
		05700-30	26.5773	3.4681%	3.667 - 4.154	SUR	20 - 40
		05700-31	17.7996	2.3227%	3.667 - 4.154	SUR	40 - 45
		05700-32	4.5001	0.5872%	3.667 - 4.154	SUR	45 - MAS
		05700-33	42.9058	5.5989%	3.667 - 4.154	NORTE	0 - 20
		05700-34	32.1398	4.1940%	3.667 - 4.154	NORTE	20 - 40
		05700-35	18.0295	2.3527%	3.667 - 4.154	NORTE	40 - 45
		05700-36	2.9335	0.3828%	3.667 - 4.154	NORTE	45 - MAS
		05700-37	0.0584	0.0076%	4.154 - 5.391	PLANO	0
		05700-38	10.2705	1.3402%	4.154 - 5.391	SUR	0 - 20
		05700-39	11.3016	1.4748%	4.154 - 5.391	SUR	20 - 40
		05700-40	9.7645	1.2742%	4.154 - 5.391	SUR	40 - 45
		05700-41	4.7336	0.6177%	4.154 - 5.391	SUR	45 - MAS
		05700-42	9.4664	1.2353%	4.154 - 5.391	NORTE	0 - 20
		05700-43	11.7141	1.5286%	4.154 - 5.391	NORTE	20 - 40
		05700-44	8.0639	1.0523%	4.154 - 5.391	NORTE	40 - 45
		05700-45	2.1171	0.2763%	4.154 - 5.391	NORTE	45 - MAS
RESUMEN		45	766.3265	100%	3733.5	-	-

Tabla A1 c.- Resumen de valores asociados a cada URH de la subcuenca 05700 y configuración de parámetros, para el modelo 2.
Fuente: Elaboración Propia.

8.2.2 Tabla Resumen - Parámetros de subcuenca 05701

CONFIGURACION	COD. CUENCA	COD URH	AREA KM2 (735.0575	PORCENTAJE DEL AREA TOTAL	RANGO DE ELEVACIÓN	EXPOSICIÓN	RANGO DE PENDIENTE
MODELO 2	05701	05701-01	0.0288	0.004%	1.279 - 2.122	PLANO	0
		05701-02	25.0195	3.404%	1.279 - 2.122	SUR	0 - 20
		05701-03	13.7705	1.873%	1.279 - 2.122	SUR	20 - 40
		05701-04	8.0121	1.090%	1.279 - 2.122	SUR	40 - 45
		05701-05	0.7303	0.099%	1.279 - 2.122	SUR	45 - MAS
		05701-06	29.7256	4.044%	1.279 - 2.122	NORTE	0 - 20
		05701-07	16.3388	2.223%	1.279 - 2.122	NORTE	20 - 40
		05701-08	8.6457	1.176%	1.279 - 2.122	NORTE	40 - 45
		05701-09	1.0181	0.139%	1.279 - 2.122	NORTE	45 - MAS
		05701-10	0.0642	0.009%	2.122 - 2.643	PLANO	0
		05701-11	22.9954	3.128%	2.122 - 2.643	SUR	0 - 20
		05701-12	25.0185	3.404%	2.122 - 2.643	SUR	20 - 40
		05701-13	16.5969	2.258%	2.122 - 2.643	SUR	40 - 45
		05701-14	2.4928	0.339%	2.122 - 2.643	SUR	45 - MAS
		05701-15	25.5570	3.477%	2.122 - 2.643	NORTE	0 - 20
		05701-16	26.2899	3.577%	2.122 - 2.643	NORTE	20 - 40
		05701-17	17.6886	2.406%	2.122 - 2.643	NORTE	40 - 45
		05701-18	3.6806	0.501%	2.122 - 2.643	NORTE	45 - MAS
		05701-19	0.0468	0.006%	2.64 3- 3.105	PLANO	0
		05701-20	28.3011	3.850%	2.64 3- 3.105	SUR	0 - 20
		05701-21	33.2596	4.525%	2.64 3- 3.105	SUR	20 - 40
		05701-22	22.9567	3.123%	2.64 3- 3.105	SUR	40 - 45
		05701-23	4.4815	0.610%	2.64 3- 3.105	SUR	45 - MAS
		05701-24	24.9965	3.401%	2.64 3- 3.105	NORTE	0 - 20
		05701-25	35.5275	4.833%	2.64 3- 3.105	NORTE	20 - 40
		05701-26	29.2625	3.981%	2.64 3- 3.105	NORTE	40 - 45
		05701-27	4.3452	0.591%	2.64 3- 3.105	NORTE	45 - MAS
		05701-28	0.0974	0.013%	3.105 - 3.561	PLANO	0
		05701-29	51.5418	7.012%	3.105 - 3.561	SUR	0 - 20
		05701-30	31.9846	4.351%	3.105 - 3.561	SUR	20 - 40
		05701-31	18.9664	2.580%	3.105 - 3.561	SUR	40 - 45
		05701-32	3.9439	0.537%	3.105 - 3.561	SUR	45 - MAS
		05701-33	40.6259	5.527%	3.105 - 3.561	NORTE	0 - 20
		05701-34	40.3618	5.491%	3.105 - 3.561	NORTE	20 - 40
		05701-35	28.7594	3.913%	3.105 - 3.561	NORTE	40 - 45
		05701-36	2.9525	0.402%	3.105 - 3.561	NORTE	45 - MAS
		05701-37	0.0606	0.008%	3.561 - 4.855	PLANO	0
		05701-38	11.3378	1.542%	3.561 - 4.855	SUR	0 - 20
		05701-39	9.5261	1.296%	3.561 - 4.855	SUR	20 - 40
		05701-40	8.8358	1.202%	3.561 - 4.855	SUR	40 - 45
		05701-41	4.0502	0.551%	3.561 - 4.855	SUR	45 - MAS
		05701-42	19.2363	2.617%	3.561 - 4.855	NORTE	0 - 20
		05701-43	17.9950	2.448%	3.561 - 4.855	NORTE	20 - 40
		05701-44	15.2170	2.070%	3.561 - 4.855	NORTE	40 - 45
		05701-45	2.7139	0.369%	3.561 - 4.855	NORTE	45 - MAS
RESUMEN		45	735.0575	100%	2443	-	-

Tabla A1 d.- Resumen de valores asociados a cada URH de la subcuenca 05701 y configuración de parámetros, para el modelo 2.
Fuente: Elaboración Propia.

8.2.3 Tabla Resumen - Parámetros de subcuenca 05702

CONFIGURACION	COD. CUENCA	COD URH	AREA KM2 (522.569)	PORCENTAJE DEL AREA TOTAL	RANGO DE ELEVACIÓN	EXPOSICIÓN	RANGO DE PENDIENTE
MODELO 2	05702	05702-01	0.3213	0.0615%	1.285 - 2.314	PLANO	0
		05702-02	11.0443	2.1135%	1.285 - 2.314	SUR	0 - 20
		05702-03	5.3536	1.0245%	1.285 - 2.314	SUR	20 - 40
		05702-04	5.6933	1.0895%	1.285 - 2.314	SUR	40 - 45
		05702-05	1.7716	0.3390%	1.285 - 2.314	SUR	45 - MAS
		05702-06	12.9020	2.4689%	1.285 - 2.314	NORTE	0 - 20
		05702-07	7.0781	1.3545%	1.285 - 2.314	NORTE	20 - 40
		05702-08	5.9923	1.1467%	1.285 - 2.314	NORTE	40 - 45
		05702-09	1.3585	0.2600%	1.285 - 2.314	NORTE	45 - MAS
		05702-10	0.1794	0.0343%	2.314 - 3.067	PLANO	0
		05702-11	26.1918	5.0121%	2.314 - 3.067	SUR	0 - 20
		05702-12	21.5718	4.1280%	2.314 - 3.067	SUR	20 - 40
		05702-13	13.7194	2.6254%	2.314 - 3.067	SUR	40 - 45
		05702-14	3.1010	0.5934%	2.314 - 3.067	SUR	45 - MAS
		05702-15	20.5500	3.9325%	2.314 - 3.067	NORTE	0 - 20
		05702-16	20.5897	3.9401%	2.314 - 3.067	NORTE	20 - 40
		05702-17	14.5943	2.7928%	2.314 - 3.067	NORTE	40 - 45
		05702-18	3.9073	0.7477%	2.314 - 3.067	NORTE	45 - MAS
		05702-19	0.2345	0.0449%	3.067 - 3.700	PLANO	0
		05702-20	48.6525	9.3103%	3.067 - 3.700	SUR	0 - 20
		05702-21	25.9832	4.9722%	3.067 - 3.700	SUR	20 - 40
		05702-22	14.8993	2.8512%	3.067 - 3.700	SUR	40 - 45
		05702-23	4.4768	0.8567%	3.067 - 3.700	SUR	45 - MAS
		05702-24	44.1198	8.4429%	3.067 - 3.700	NORTE	0 - 20
		05702-25	27.0263	5.1718%	3.067 - 3.700	NORTE	20 - 40
		05702-26	15.6287	2.9907%	3.067 - 3.700	NORTE	40 - 45
		05702-27	3.1823	0.6090%	3.067 - 3.700	NORTE	45 - MAS
		05702-28	0.0721	0.0138%	3.700 - 4.471	PLANO	0
		05702-29	24.3992	4.6691%	3.700 - 4.471	SUR	0 - 20
		05702-30	18.1150	3.4665%	3.700 - 4.471	SUR	20 - 40
		05702-31	13.5634	2.5955%	3.700 - 4.471	SUR	40 - 45
		05702-32	7.0952	1.3578%	3.700 - 4.471	SUR	45 - MAS
		05702-33	20.3681	3.8977%	3.700 - 4.471	NORTE	0 - 20
		05702-34	16.6100	3.1785%	3.700 - 4.471	NORTE	20 - 40
		05702-35	9.5891	1.8350%	3.700 - 4.471	NORTE	40 - 45
		05702-36	2.9081	0.5565%	3.700 - 4.471	NORTE	45 - MAS
		05702-37	0.0562	0.0108%	4.471 - 5.820	PLANO	0
		05702-38	9.3798	1.7949%	4.471 - 5.820	NORTE	0 - 20
		05702-39	5.5618	1.0643%	4.471 - 5.820	NORTE	20 - 40
		05702-40	2.8957	0.5541%	4.471 - 5.820	NORTE	40 - 45
		05702-41	0.8461	0.1619%	4.471 - 5.820	NORTE	45 - MAS
		05702-42	15.2386	2.9161%	4.471 - 5.820	SUR	0 - 20
		05702-43	10.2273	1.9571%	4.471 - 5.820	SUR	20 - 40
		05702-44	3.5676	0.6827%	4.471 - 5.820	SUR	40 - 45
		05702-45	1.9522	0.3736%	4.471 - 5.820	SUR	45 - MAS
RESUMEN		45	522.5690	100%	2443	-	-

Tabla A1 e.- Resumen de valores asociados a cada URH de la subcuenca 05702 y configuración de parámetros, para el modelo 2.
Fuente: Elaboración Propia.

8.2.4 Tabla Resumen - Parámetros de subcuenca 05703

CONFIGURACION	COD. CUENCA	COD URH	AREA KM2 (625.4330)	PORCENTAJE DEL AREA TOTAL	RANGO DE ELEVACIÓN	EXPOSICIÓN	RANGO DE PENDIENTE
MODELO 2	05703	05703-01	0.0049	0.0000	1.238 - 2.319	PLANO	0
		05703-02	20.8950	0.0334	1.238 - 2.319	SUR	0 - 20
		05703-03	8.0737	0.0129	1.238 - 2.319	SUR	20 - 40
		05703-04	4.7659	0.0076	1.238 - 2.319	SUR	40 - 45
		05703-05	0.8890	0.0014	1.238 - 2.319	SUR	45 - MAS
		05703-06	11.0025	0.0176	1.238 - 2.319	NORTE	0 - 20
		05703-07	6.6932	0.0107	1.238 - 2.319	NORTE	20 - 40
		05703-08	2.8683	0.0046	1.238 - 2.319	NORTE	40 - 45
		05703-09	0.2190	0.0004	1.238 - 2.319	NORTE	45 - MAS
		05703-10	0.0308	0.0000	2.319 - 3.002	PLANO	0
		05703-11	52.8831	0.0846	2.319 - 3.002	SUR	0 - 20
		05703-12	22.5541	0.0361	2.319 - 3.002	SUR	20 - 40
		05703-13	12.2167	0.0195	2.319 - 3.002	SUR	40 - 45
		05703-14	2.0846	0.0033	2.319 - 3.002	SUR	45 - MAS
		05703-15	39.7140	0.0635	2.319 - 3.002	NORTE	0 - 20
		05703-16	19.9846	0.0320	2.319 - 3.002	NORTE	20 - 40
		05703-17	8.7476	0.0140	2.319 - 3.002	NORTE	40 - 45
		05703-18	1.3003	0.0021	2.319 - 3.002	NORTE	45 - MAS
		05703-19	0.0311	0.0000	3.002 - 3.574	PLANO	0
		05703-20	55.1201	0.0881	3.002 - 3.574	SUR	0 - 20
		05703-21	32.9862	0.0527	3.002 - 3.574	SUR	20 - 40
		05703-22	14.8589	0.0238	3.002 - 3.574	SUR	40 - 45
		05703-23	3.8378	0.0061	3.002 - 3.574	SUR	45 - MAS
		05703-24	39.4295	0.0630	3.002 - 3.574	NORTE	0 - 20
		05703-25	30.6362	0.0490	3.002 - 3.574	NORTE	20 - 40
		05703-26	15.3996	0.0246	3.002 - 3.574	NORTE	40 - 45
		05703-27	2.7620	0.0044	3.002 - 3.574	NORTE	45 - MAS
		05703-28	0.0381	0.0001	3.574 - 4.267	PLANO	0
		05703-29	32.5582	0.0521	3.574 - 4.267	SUR	0 - 20
		05703-30	23.6393	0.0378	3.574 - 4.267	SUR	20 - 40
		05703-31	18.6925	0.0299	3.574 - 4.267	SUR	40 - 45
		05703-32	8.2440	0.0132	3.574 - 4.267	SUR	45 - MAS
		05703-33	26.3157	0.0421	3.574 - 4.267	NORTE	0 - 20
		05703-34	21.4237	0.0343	3.574 - 4.267	NORTE	20 - 40
		05703-35	26.6524	0.0426	3.574 - 4.267	NORTE	40 - 45
		05703-36	5.1465	0.0082	3.574 - 4.267	NORTE	45 - MAS
		05703-37	0.0203	0.0000	4.267 - 6.057	PLANO	0
		05703-38	7.1520	0.0114	4.267 - 6.057	SUR	0 - 20
		05703-39	5.3787	0.0086	4.267 - 6.057	SUR	20 - 40
		05703-40	6.0065	0.0096	4.267 - 6.057	SUR	40 - 45
		05703-41	5.1728	0.0083	4.267 - 6.057	SUR	45 - MAS
		05703-42	8.7505	0.0140	4.267 - 6.057	NORTE	0 - 20
		05703-43	7.8502	0.0126	4.267 - 6.057	NORTE	20 - 40
		05703-44	8.2577	0.0132	4.267 - 6.057	NORTE	40 - 45
		05703-45	4.1452	0.0066	4.267 - 6.057	NORTE	45 - MAS
RESUMEN		45	625.4330	100%	2443	-	-

Tabla A1 f.- Resumen de valores asociados a cada URH de la subcuenca 05703 y configuración de parámetros, para el modelo 2.
Fuente: Elaboración Propia.

8.2.5 Tabla Resumen - Parámetros de subcuenca 05704

CONFIGURACION	COD. CUENCA	COD URH	AREA KM2 (532.6251)	PORCENTAJE DEL AREA TOTAL	RANGO DE ELEVACIÓN	EXPOSICIÓN	RANGO DE PENDIENTE
MODELO 2	05704	05704-01	0.4321	0.0811%	874 - 1.482	PLANO	0
		05704-02	27.5868	5.1765%	874 - 1.482	SUR	0 - 20
		05704-03	12.2344	2.2957%	874 - 1.482	SUR	20 - 40
		05704-04	5.4660	1.0257%	874 - 1.482	SUR	40 - 45
		05704-05	0.4935	0.0926%	874 - 1.482	SUR	45 - MAS
		05704-06	31.7012	5.9485%	874 - 1.482	NORTE	0 - 20
		05704-07	13.6753	2.5661%	874 - 1.482	NORTE	20 - 40
		05704-08	5.9186	1.1106%	874 - 1.482	NORTE	40 - 45
		05704-09	0.9523	0.1787%	874 - 1.482	NORTE	45 - MAS
		05704-10	0.1817	0.0341%	1.482 - 1.966	PLANO	0
		05704-11	29.1110	5.4625%	1.482 - 1.966	SUR	0 - 20
		05704-12	17.2889	3.2442%	1.482 - 1.966	SUR	20 - 40
		05704-13	8.0744	1.5151%	1.482 - 1.966	SUR	40 - 45
		05704-14	1.4755	0.2769%	1.482 - 1.966	SUR	45 - MAS
		05704-15	25.0051	4.6921%	1.482 - 1.966	NORTE	0 - 20
		05704-16	23.5001	4.4096%	1.482 - 1.966	NORTE	20 - 40
		05704-17	10.1700	1.9083%	1.482 - 1.966	NORTE	40 - 45
		05704-18	1.1817	0.2217%	1.482 - 1.966	NORTE	45 - MAS
		05704-19	0.3097	0.0581%	1.966 - 2.446	PLANO	0
		05704-20	40.1081	7.5260%	1.966 - 2.446	SUR	0 - 20
		05704-21	18.7069	3.5102%	1.966 - 2.446	SUR	20 - 40
		05704-22	6.1352	1.1512%	1.966 - 2.446	SUR	40 - 45
		05704-23	1.2456	0.2337%	1.966 - 2.446	SUR	45 - MAS
		05704-24	40.0950	7.5236%	1.966 - 2.446	NORTE	0 - 20
		05704-25	24.4055	4.5795%	1.966 - 2.446	NORTE	20 - 40
		05704-26	7.4473	1.3974%	1.966 - 2.446	NORTE	40 - 45
		05704-27	0.6316	0.1185%	1.966 - 2.446	NORTE	45 - MAS
		05704-28	0.3185	0.0598%	2.446 - 2.926	PLANO	0
		05704-29	28.1023	5.2732%	2.446 - 2.926	SUR	0 - 20
		05704-30	11.8913	2.2313%	2.446 - 2.926	SUR	20 - 40
		05704-31	3.0475	0.5718%	2.446 - 2.926	SUR	40 - 45
		05704-32	0.3873	0.0727%	2.446 - 2.926	SUR	45 - MAS
		05704-33	33.7166	6.3267%	2.446 - 2.926	NORTE	0 - 20
		05704-34	15.8894	2.9815%	2.446 - 2.926	NORTE	20 - 40
		05704-35	5.5150	1.0349%	2.446 - 2.926	NORTE	40 - 45
		05704-36	0.7540	0.1415%	2.446 - 2.926	NORTE	45 - MAS
		05704-37	0.3719	0.0698%	2.926 - 4.012	PLANO	0
		05704-38	23.6910	4.4455%	2.926 - 4.012	SUR	0 - 20
		05704-39	7.8115	1.4658%	2.926 - 4.012	SUR	20 - 40
		05704-40	2.2797	0.4278%	2.926 - 4.012	SUR	40 - 45
		05704-41	0.5568	0.1045%	2.926 - 4.012	SUR	45 - MAS
		05704-42	31.3238	5.8777%	2.926 - 4.012	NORTE	0 - 20
		05704-43	10.3528	1.9426%	2.926 - 4.012	NORTE	20 - 40
		05704-44	2.9877	0.5606%	2.926 - 4.012	NORTE	40 - 45
		05704-45	0.3944	0.0740%	2.926 - 4.012	NORTE	45 - MAS
RESUMEN		45	532.9251	100%	2443	-	-

Tabla A1 g.- Resumen de valores asociados a cada URH de la subcuenca 05704 y configuración de parámetros, para el modelo 2.
Fuente: Elaboración Propia.

8.2.6 Tabla Resumen - Parámetros de subcuenca 05705

CONFIGURACION	COD. CUENCA	COD URH	AREA KM2 (787.1502)	PORCENTAJE DEL AREA TOTAL	RANGO DE ELEVACIÓN	EXPOSICIÓN	RANGO DE PENDIENTE
MODELO 2	05705	05705-01	0.0244	0.003%	1.526 - 2.769	PLANO	0
		05705-02	16.3343	2.075%	1.526 - 2.769	SUR	0 - 20
		05705-03	13.9325	1.770%	1.526 - 2.769	SUR	20 - 40
		05705-04	11.4189	1.451%	1.526 - 2.769	SUR	40 - 45
		05705-05	3.7524	0.477%	1.526 - 2.769	SUR	45 - MAS
		05705-06	15.4089	1.958%	1.526 - 2.769	NORTE	0 - 20
		05705-07	16.1459	2.051%	1.526 - 2.769	NORTE	20 - 40
		05705-08	12.3254	1.566%	1.526 - 2.769	NORTE	40 - 45
		05705-09	3.4528	0.439%	1.526 - 2.769	NORTE	45 - MAS
		05705-10	0.0517	0.007%	2.769 - 3.484	PLANO	0
		05705-11	39.9339	5.073%	2.769 - 3.484	SUR	0 - 20
		05705-12	35.8878	4.559%	2.769 - 3.484	SUR	20 - 40
		05705-13	21.7127	2.758%	2.769 - 3.484	SUR	40 - 45
		05705-14	5.4589	0.693%	2.769 - 3.484	SUR	45 - MAS
		05705-15	31.9819	4.063%	2.769 - 3.484	NORTE	0 - 20
		05705-16	34.3423	4.363%	2.769 - 3.484	NORTE	20 - 40
		05705-17	23.9857	3.047%	2.769 - 3.484	NORTE	40 - 45
		05705-18	5.5903	0.710%	2.769 - 3.484	NORTE	45 - MAS
		05705-19	0.0840	0.011%	3.484 - 4.107	PLANO	0
		05705-20	54.1517	6.879%	3.484 - 4.107	SUR	0 - 20
		05705-21	37.8299	4.806%	3.484 - 4.107	SUR	20 - 40
		05705-22	27.4425	3.486%	3.484 - 4.107	SUR	40 - 45
		05705-23	8.0173	1.019%	3.484 - 4.107	SUR	45 - MAS
		05705-24	55.3542	7.032%	3.484 - 4.107	NORTE	0 - 20
		05705-25	44.3164	5.630%	3.484 - 4.107	NORTE	20 - 40
		05705-26	26.0535	3.310%	3.484 - 4.107	NORTE	40 - 45
		05705-27	4.4629	0.567%	3.484 - 4.107	NORTE	45 - MAS
		05705-28	0.0478	0.006%	4.107 - 4.864	PLANO	0
		05705-29	22.1835	2.818%	4.107 - 4.864	SUR	0 - 20
		05705-30	20.6714	2.626%	4.107 - 4.864	SUR	20 - 40
		05705-31	20.1569	2.561%	4.107 - 4.864	SUR	40 - 45
		05705-32	15.1745	1.928%	4.107 - 4.864	SUR	45 - MAS
		05705-33	36.5424	4.642%	4.107 - 4.864	NORTE	0 - 20
		05705-34	28.2545	3.589%	4.107 - 4.864	NORTE	20 - 40
		05705-35	18.3127	2.326%	4.107 - 4.864	NORTE	40 - 45
		05705-36	5.1699	0.657%	4.107 - 4.864	NORTE	45 - MAS
		05705-37	0.0352	0.004%	4.864 - 6.537	PLANO	0
		05705-38	14.4608	1.837%	4.864 - 6.537	SUR	0 - 20
		05705-39	6.4078	0.814%	4.864 - 6.537	SUR	20 - 40
		05705-40	5.1270	0.651%	4.864 - 6.537	SUR	40 - 45
		05705-41	3.9765	0.505%	4.864 - 6.537	SUR	45 - MAS
		05705-42	20.2228	2.569%	4.864 - 6.537	NORTE	0 - 20
		05705-43	10.5394	1.339%	4.864 - 6.537	NORTE	20 - 40
		05705-44	6.9002	0.877%	4.864 - 6.537	NORTE	40 - 45
		05705-45	3.5138	0.446%	4.864 - 6.537	NORTE	45 - MAS
RESUMEN		45	787.1502	100%	2443	-	-

Tabla A1 h.- Resumen de valores asociados a cada URH de la subcuenca 05705 y configuración de parámetros, para el modelo 2.
Fuente: Elaboración Propia.

8.2.7 Tabla Resumen - Parámetros de subcuenca 05706

CONFIGURACION	COD. CUENCA	COD URH	AREA KM2 (542.3711)	PORCENTAJE DEL AREA TOTAL	RANGO DE ELEVACIÓN	EXPOSICIÓN	RANGO DE PENDIENTE
MODELO 2	05706	05706-01	0.1751	0.0323%	1.519 - 2.705	PLANO	0
		05706-02	23.3954	4.3135%	1.519 - 2.705	SUR	0 - 20
		05706-03	15.4904	2.8560%	1.519 - 2.705	SUR	20 - 40
		05706-04	8.2308	1.5176%	1.519 - 2.705	SUR	40 - 45
		05706-05	1.1588	0.2137%	1.519 - 2.705	SUR	45 - MAS
		05706-06	16.1502	2.9777%	1.519 - 2.705	NORTE	0 - 20
		05706-07	13.2031	2.4343%	1.519 - 2.705	NORTE	20 - 40
		05706-08	6.3689	1.1743%	1.519 - 2.705	NORTE	40 - 45
		05706-09	0.8210	0.1514%	1.519 - 2.705	NORTE	45 - MAS
		05706-10	0.0364	0.0067%	2.705 - 3.407	PLANO	0
		05706-11	16.1595	2.9794%	2.705 - 3.407	SUR	0 - 20
		05706-12	23.5984	4.3510%	2.705 - 3.407	SUR	20 - 40
		05706-13	15.2851	2.8182%	2.705 - 3.407	SUR	40 - 45
		05706-14	4.2482	0.7833%	2.705 - 3.407	SUR	45 - MAS
		05706-15	9.6273	1.7750%	2.705 - 3.407	NORTE	0 - 20
		05706-16	21.2709	3.9218%	2.705 - 3.407	NORTE	20 - 40
		05706-17	14.6121	2.6941%	2.705 - 3.407	NORTE	40 - 45
		05706-18	3.6239	0.6682%	2.705 - 3.407	NORTE	45 - MAS
		05706-19	0.1532	0.0282%	3.407 - 4.037	PLANO	0
		05706-20	36.5013	6.7299%	3.407 - 4.037	SUR	0 - 20
		05706-21	22.9751	4.2361%	3.407 - 4.037	SUR	20 - 40
		05706-22	16.0375	2.9569%	3.407 - 4.037	SUR	40 - 45
		05706-23	6.5679	1.2110%	3.407 - 4.037	SUR	45 - MAS
		05706-24	20.5122	3.7819%	3.407 - 4.037	NORTE	0 - 20
		05706-25	23.3486	4.3049%	3.407 - 4.037	NORTE	20 - 40
		05706-26	16.6946	3.0781%	3.407 - 4.037	NORTE	40 - 45
		05706-27	4.0389	0.7447%	3.407 - 4.037	NORTE	45 - MAS
		05706-28	0.2628	0.0485%	4.037 - 4.649	PLANO	0
		05706-29	41.4428	7.6410%	4.037 - 4.649	SUR	0 - 20
		05706-30	15.7866	2.9107%	4.037 - 4.649	SUR	20 - 40
		05706-31	12.2743	2.2631%	4.037 - 4.649	SUR	40 - 45
		05706-32	7.1217	1.3131%	4.037 - 4.649	SUR	45 - MAS
		05706-33	31.8991	5.8814%	4.037 - 4.649	NORTE	0 - 20
		05706-34	17.6092	3.2467%	4.037 - 4.649	NORTE	20 - 40
		05706-35	11.3532	2.0933%	4.037 - 4.649	NORTE	40 - 45
		05706-36	3.2684	0.6026%	4.037 - 4.649	NORTE	45 - MAS
		05706-37	0.0672	0.0124%	4.649 - 6.015	PLANO	0
		05706-38	10.1107	1.8642%	4.649 - 6.015	SUR	0 - 20
		05706-39	6.8869	1.2698%	4.649 - 6.015	SUR	20 - 40
		05706-40	7.4846	1.3800%	4.649 - 6.015	SUR	40 - 45
		05706-41	6.5288	1.2037%	4.649 - 6.015	SUR	45 - MAS
		05706-42	10.5718	1.9492%	4.649 - 6.015	NORTE	0 - 20
		05706-43	8.4799	1.5635%	4.649 - 6.015	NORTE	20 - 40
		05706-44	7.6426	1.4091%	4.649 - 6.015	NORTE	40 - 45
		05706-45	3.2957	0.6076%	4.649 - 6.015	NORTE	45 - MAS
RESUMEN		45	542.3711	100%	2443	-	-

Tabla A1 i.- Resumen de valores asociados a cada URH de la subcuenca 05706 y configuración de parámetros, para el modelo 2.
Fuente: Elaboración Propia.

8.2.8 Tabla Resumen - Parámetros de subcuenca 05707

CONFIGURACION	COD. CUENCA	COD URH	AREA KM2 (337.7030)	PORCENTAJE DEL AREA TOTAL	RANGO DE ELEVACIÓN	EXPOSICIÓN	RANGO DE PENDIENTE
MODELO 2	05707	05707-01	0.2029	0.0601%	892 - 1.596	PLANO	0
		05707-02	21.9367	6.4959%	892 - 1.596	SUR	0 - 20
		05707-03	10.9947	3.2557%	892 - 1.596	SUR	20 - 40
		05707-04	4.3849	1.2984%	892 - 1.596	SUR	40 - 45
		05707-05	0.4247	0.1257%	892 - 1.596	SUR	45 - MAS
		05707-06	19.3998	5.7446%	892 - 1.596	NORTE	0 - 20
		05707-07	9.4630	2.8022%	892 - 1.596	NORTE	20 - 40
		05707-08	3.4179	1.0121%	892 - 1.596	NORTE	40 - 45
		05707-09	0.6180	0.1830%	892 - 1.596	NORTE	45 - MAS
		05707-10	0.1943	0.0575%	1.596 - 2.109	PLANO	0
		05707-11	24.8906	7.3706%	1.596 - 2.109	SUR	0 - 20
		05707-12	13.4931	3.9955%	1.596 - 2.109	SUR	20 - 40
		05707-13	5.2055	1.5414%	1.596 - 2.109	SUR	40 - 45
		05707-14	1.5307	0.4533%	1.596 - 2.109	SUR	45 - MAS
		05707-15	20.9698	6.2095%	1.596 - 2.109	NORTE	0 - 20
		05707-16	10.7419	3.1809%	1.596 - 2.109	NORTE	20 - 40
		05707-17	5.0788	1.5039%	1.596 - 2.109	NORTE	40 - 45
		05707-18	1.9272	0.5707%	1.596 - 2.109	NORTE	45 - MAS
		05707-19	0.1667	0.0494%	2.109 - 2.613	PLANO	0
		05707-20	29.7633	8.8135%	2.109 - 2.613	SUR	0 - 20
		05707-21	11.3219	3.3526%	2.109 - 2.613	SUR	20 - 40
		05707-22	5.6357	1.6688%	2.109 - 2.613	SUR	40 - 45
		05707-23	1.7025	0.5041%	2.109 - 2.613	SUR	45 - MAS
		05707-24	19.3790	5.7385%	2.109 - 2.613	NORTE	0 - 20
		05707-25	9.6023	2.8434%	2.109 - 2.613	NORTE	20 - 40
		05707-26	5.4564	1.6157%	2.109 - 2.613	NORTE	40 - 45
		05707-27	1.2288	0.3639%	2.109 - 2.613	NORTE	45 - MAS
		05707-28	0.1436	0.0425%	2.613 - 3.175	PLANO	0
		05707-29	20.2934	6.0093%	2.613 - 3.175	SUR	0 - 20
		05707-30	9.1665	2.7144%	2.613 - 3.175	SUR	20 - 40
		05707-31	4.4221	1.3095%	2.613 - 3.175	SUR	40 - 45
		05707-32	1.0990	0.3254%	2.613 - 3.175	SUR	45 - MAS
		05707-33	12.9887	3.8462%	2.613 - 3.175	NORTE	0 - 20
		05707-34	6.7213	1.9903%	2.613 - 3.175	NORTE	20 - 40
		05707-35	5.3869	1.5952%	2.613 - 3.175	NORTE	40 - 45
		05707-36	1.5834	0.4689%	2.613 - 3.175	NORTE	45 - MAS
		05707-37	0.0535	0.0158%	3.175 - 4.140	PLANO	0
		05707-38	12.2222	3.6192%	3.175 - 4.140	SUR	0 - 20
		05707-39	6.1345	1.8165%	3.175 - 4.140	SUR	20 - 40
		05707-40	2.5329	0.7500%	3.175 - 4.140	SUR	40 - 45
		05707-41	0.6564	0.1944%	3.175 - 4.140	SUR	45 - MAS
		05707-42	4.1436	1.2270%	3.175 - 4.140	NORTE	0 - 20
		05707-43	5.9831	1.7717%	3.175 - 4.140	NORTE	20 - 40
		05707-44	4.5441	1.3456%	3.175 - 4.140	NORTE	40 - 45
		05707-45	0.4967	0.1471%	3.175 - 4.140	NORTE	45 - MAS
RESUMEN		45	337.7030	100%	2443	-	-

Tabla A1 j.- Resumen de valores asociados a cada URH de la subcuenca 05707 y configuración de parámetros, para el modelo 2.
Fuente: Elaboración Propia.

8.3 CURVAS HIPSOMÉTRICAS DE SUBCUENCAS.

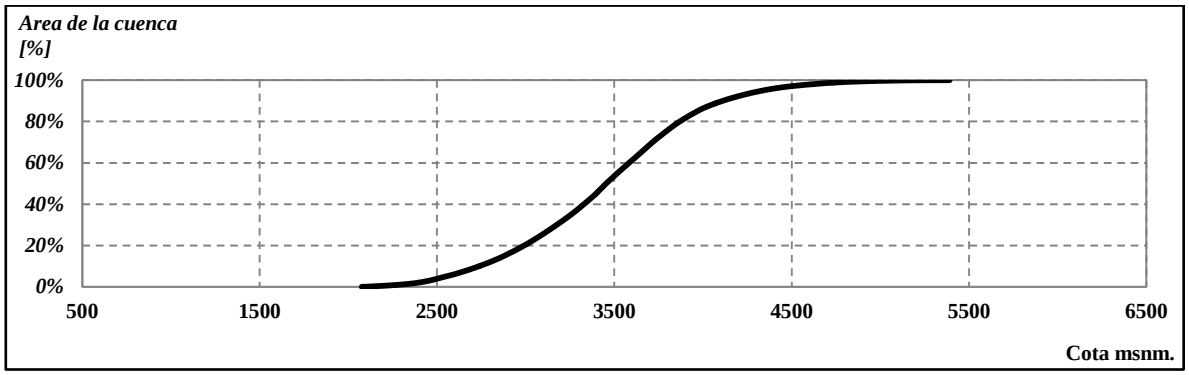


Figura A2 a.- Curva hipsométrica de la cuenca Código DGA 05700 Área: 767.78 Km^2
Fuente: Elaboración propia

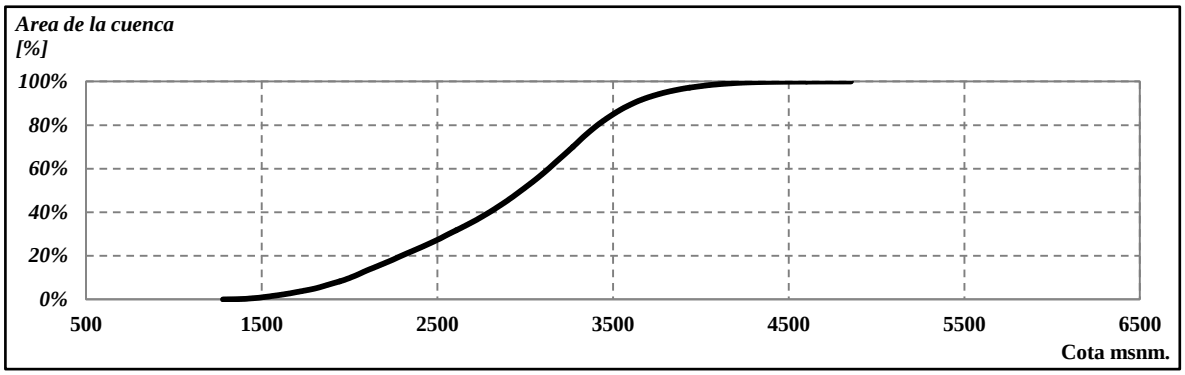


Figura A2 b.- Curva hipsométrica de la cuenca Código DGA 05701 Área: 736.96Km^2
Fuente: Elaboración propia

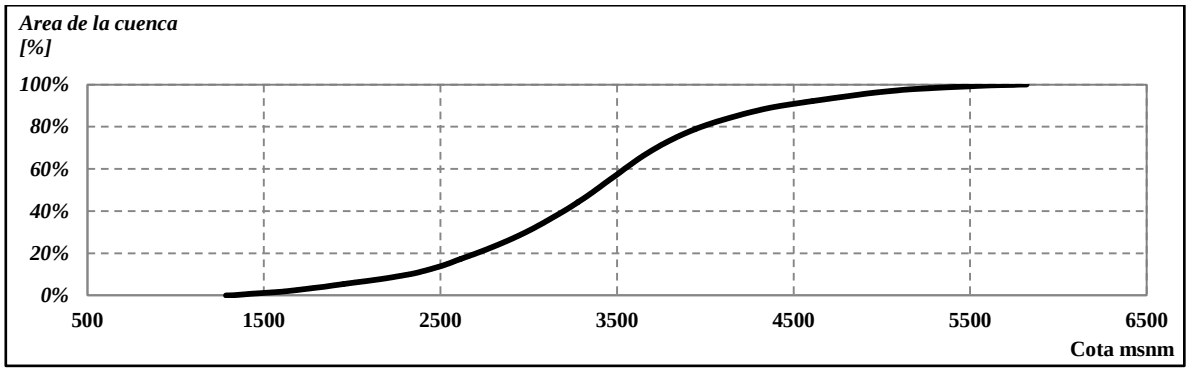


Figura A2 c.- Curva hipsométrica de la cuenca Código DGA 05702 Área: 523.26 Km^2
Fuente: Elaboración propia

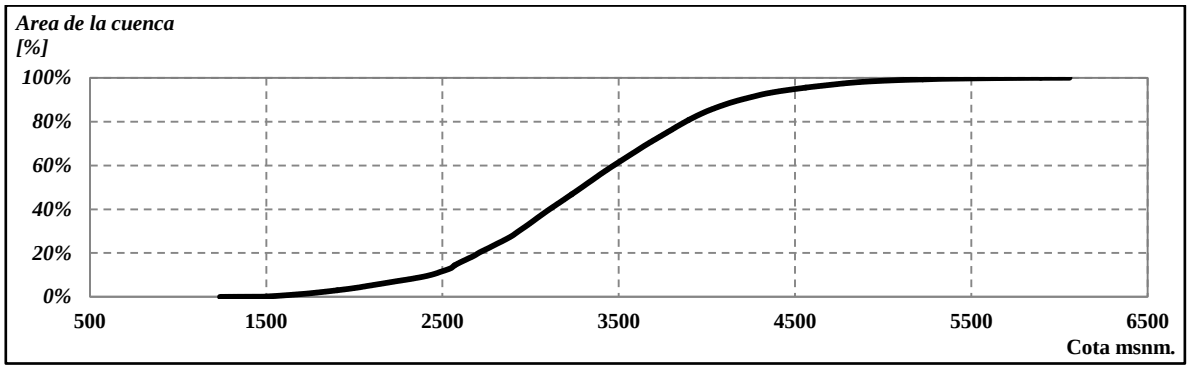


Figura A2 d.- Curva hipsométrica de la cuenca Código DGA 05703 Área: 627.02 Km^2
Fuente: Elaboración propia

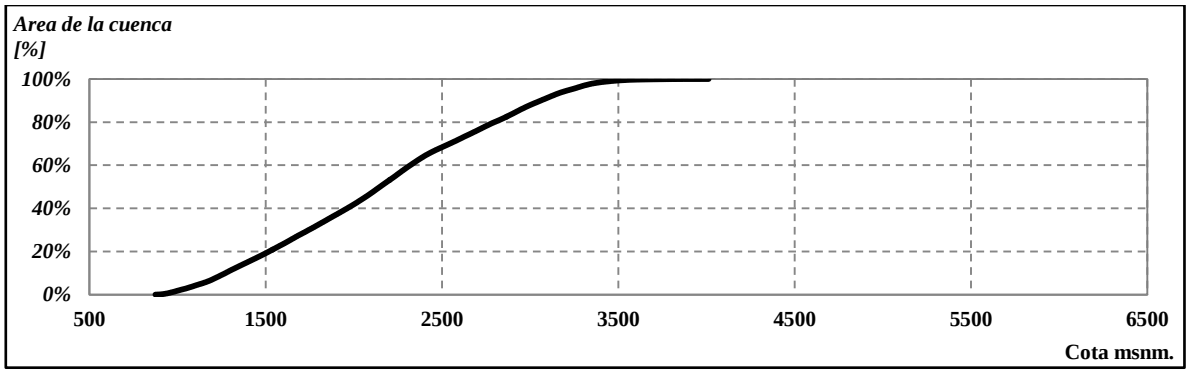


Figura A2 e.- Curva hipsométrica de la cuenca Código DGA 05704 Área: 533.32 Km^2
Fuente: Elaboración propia

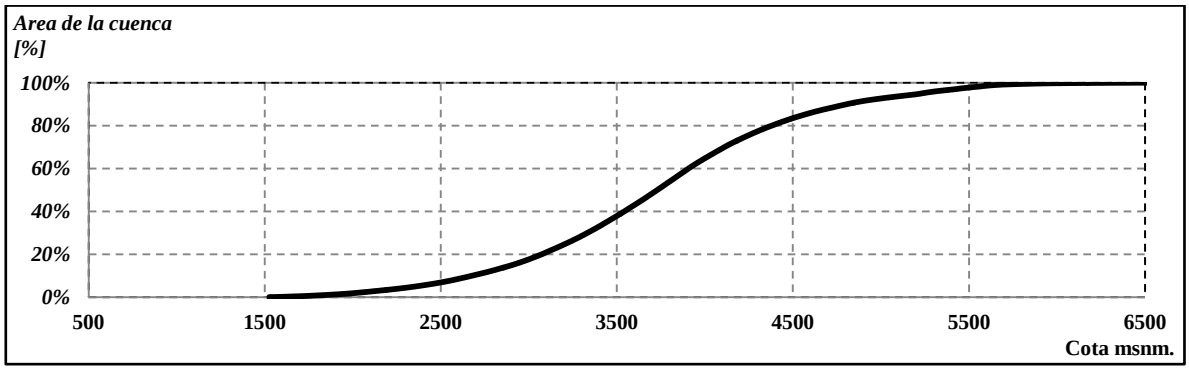


Figura A2 f.- Curva hipsométrica de la cuenca Código DGA 05705 Área: 788.78 Km^2
Fuente: Elaboración propia

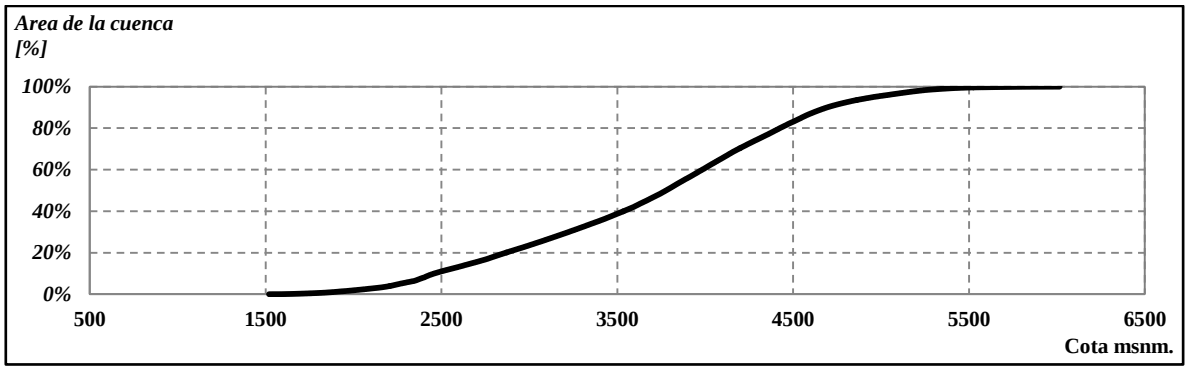


Figura A2 g.- Curva hipsométrica de la cuenca Código DGA 05706 Área: 543.06 Km^2
Fuente: Elaboración propia

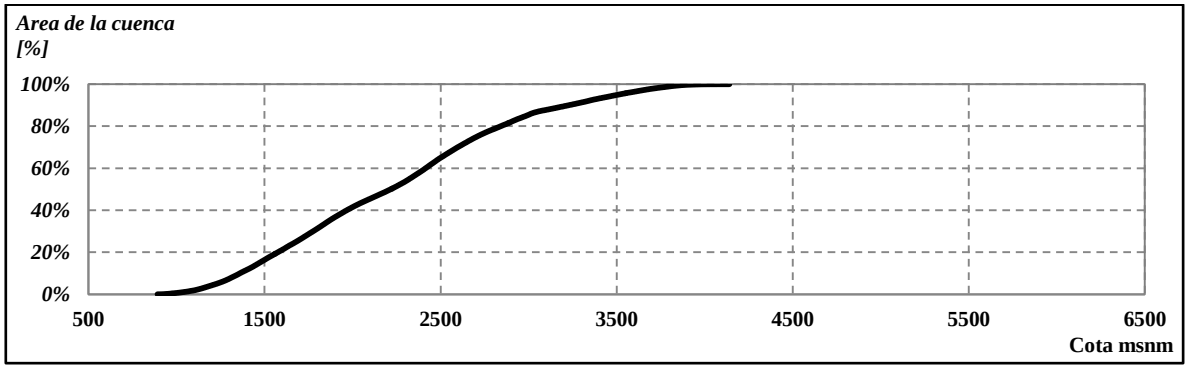


Figura A2 h.- Curva hipsométrica de la cuenca Código DGA 05707 Área: 338.01 Km^2
Fuente: Elaboración propia

8.4 ZONIFICACIÓN

8.4.1 Delimitación del área

La cuenca alta del río Maipo fue delimitada mediante el reproceso raster del Modelo Digital de Elevación Aster DEM. (Digital Elevation Model de 30 x 30 mts) en el módulo "raster" del software ArcGis. De igual forma se utilizó la delimitación oficial de la Dirección General de Agua, Elaborada mediante Modelo de Elevaciones SRTM 90 X 90 mts localizando el área de estudio en la zona oriental de la cuenca del Maipo (cod BNA 057).

Ambas metodologías empleadas mostraron buenos resultados, ya que por tratarse de cuencas cercanas a los 5000 Km^2, el error estándar dado por la divisoria de altas cumbres en ambos Modelos topográficos (DEM), no son representativos a la escala de trabajo.

- El Modelo ASTER DEM. Delimitó un área de drenaje de ± 4857.85 Km^2
- El Modelo SRTM DEM Delimitó un área de ± 4878.95 Km^2

Así Según la delimitación de Cuencas y subcuencas de la Dirección General de Aguas, el código oficial BNA para el área de estudio corresponde a 0570, y esta subdividida en 8 subcuencas, mencionadas detalladamente en el Capítulo 1 de esta investigación.

La figura 35 muestra la delimitación del área en base a los modelos digitales de elevación expuestos.

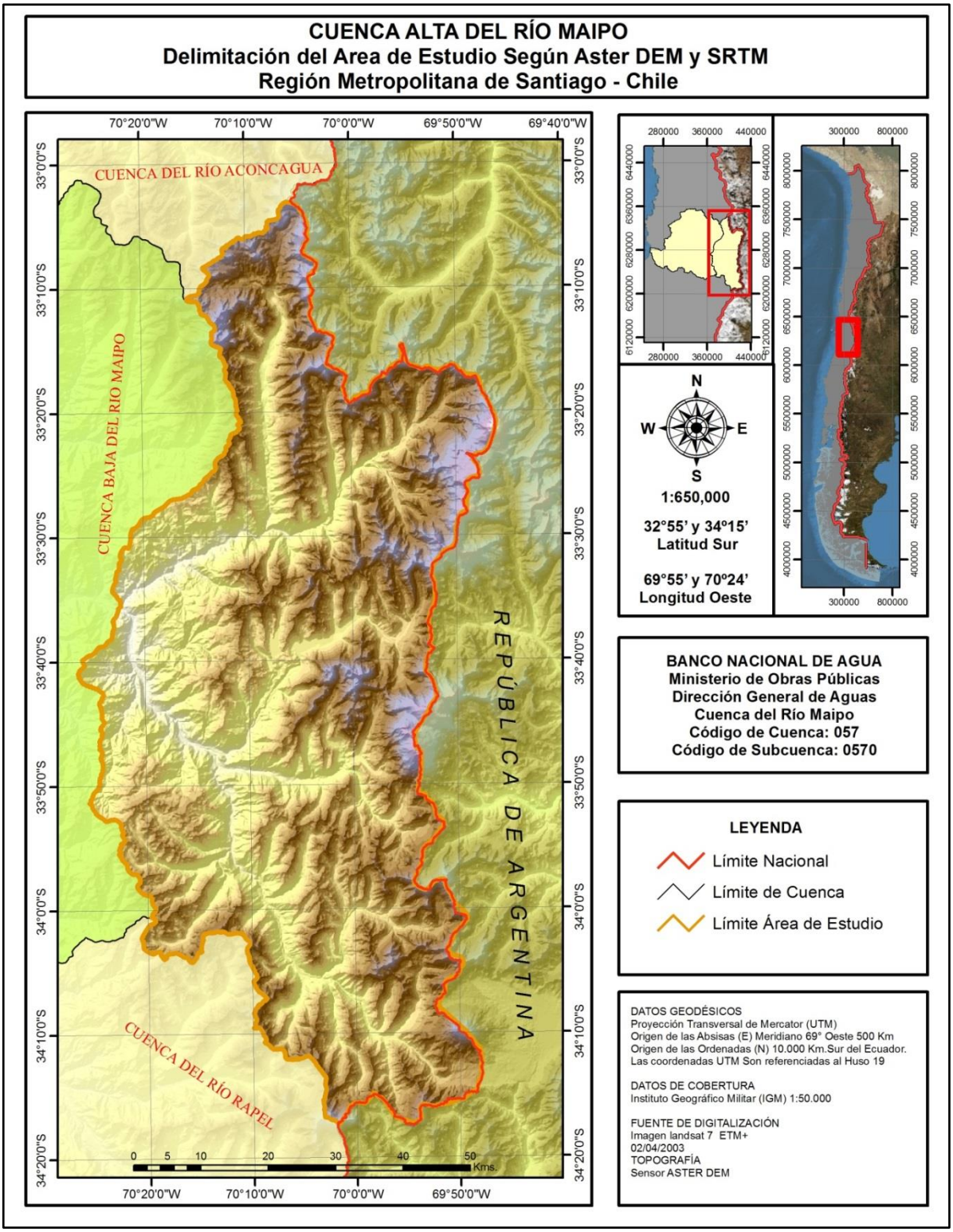


Figura A3 a.- cartografía que expone los resultados de la delimitación del área de estudio mediante ASTER DEM
Fuente: Elaboración Propia.

8.5 NDVI UTILIZADO EN MODELO 2

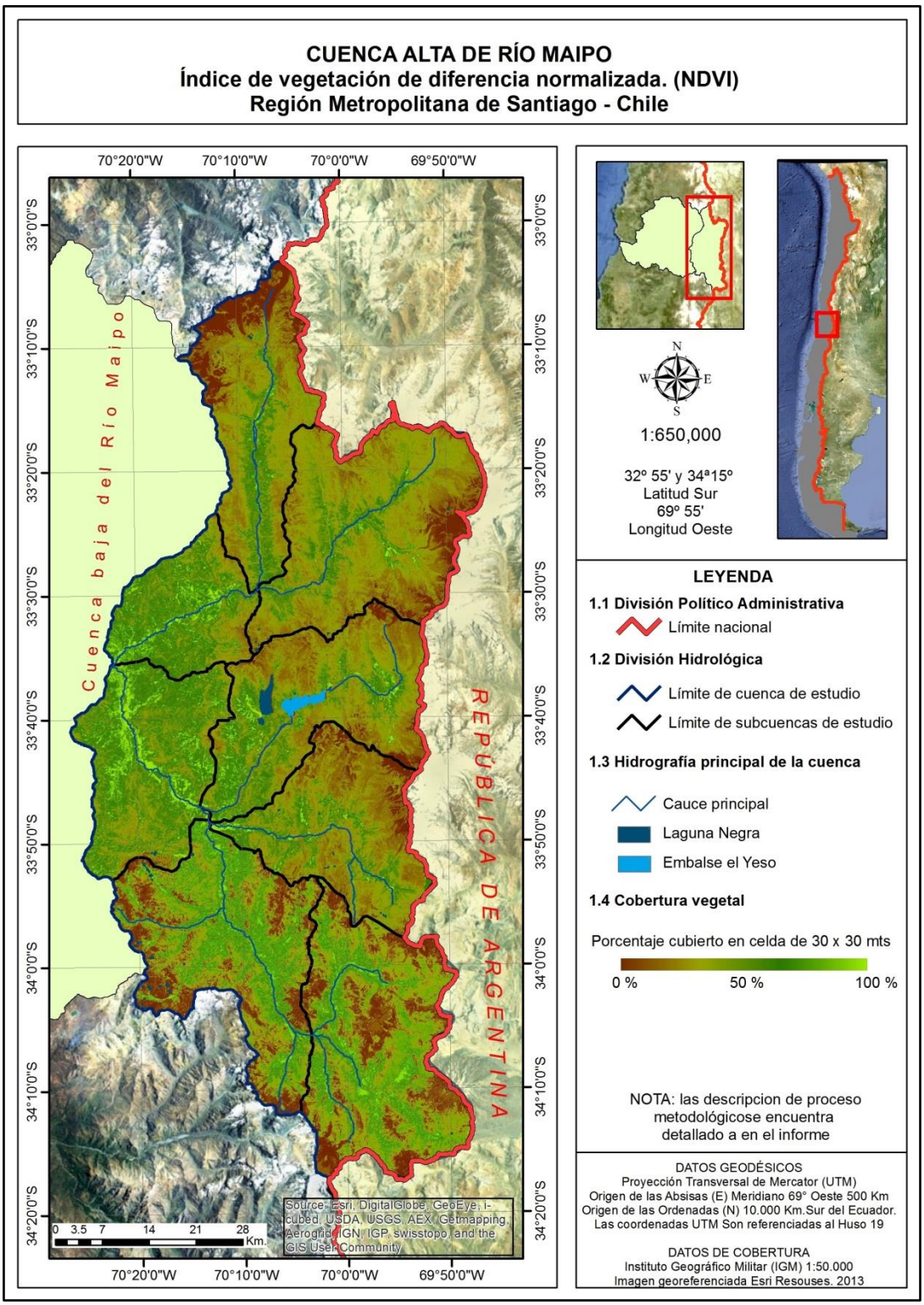


Figura A4 a.- Índice de vegetación de diferencia normalizada. NDVI
Fuente: Elaboración propia

8.6 CONFIGURACIÓN DE OBSERVACIONES.

Los archivos de observación de datos hidrometeorólogicos son archivos de texto ASCII secuenciales, Es decir ordenados en filas y columnas delimitados por tabulación.

Sin embargo según el manual de ayuda de CRHM Excel ® es un programa ideal para el montaje de archivos de datos de campo en un archivo ASCII que abarca el período deseado, ya que tiene la capacidad de importar y combinar archivos de datos y de cortar y pegar columnas individuales simplificando la edición de datos.

Para esto las observaciones deben ser montadas en columnas. La primera columna debe ser el momento. A partir del primer día en forma correlativa hasta el fin del período a analizar.

El campo de tiempo fue creado usando = DATEVALUE ("01/01/2008") para asignar un tiempo a una celda. El orden día / mes / año introducido está determinado por la configuración regional de cada equipo o computador. La columna de fecha debe estar configurada para mostrar el paso del tiempo en números. Por lo que se debe seleccionar el formato correspondiente a todas las celdas de la columna y luego establecer el número de decimales a 5. La hoja de cálculo debe mostrar la fecha y la hora como un número y no como fecha. Finalmente se guardan los datos como archivo .txt delimitado por tabulaciones.

Luego el archivo ASCII recién guardado se ordena en líneas de texto, estableciendo en la primera de ellas el nombre del modelo y el intervalo de tiempo a modelar. Desde la segunda línea se escriben en orden secuencial las observaciones hidrometeorológicas según indica la figura 3.17 manteniendo el siguiente orden: Ej.

Variable abreviada [espacio] N° de URH's [espacio] (Unidad de medida en paréntesis) [espacio] Nombre completo de la variable

Una vez terminados los datos de entrada se puede colocar un "filtro de información" en el que se indica algún precálculo en base a las variables descritas más arriba, cuidando partir con ***$$ comment:*** y luego indicando la función a realizar Ej. Calculo presión de vapor en función de temperatura y Humedad relativa.

$$ comment: defines variable 'ea' to be calulated from vapour pressure function using 't' and 'rh'
$ea ea(t, rh) vapour pressure

Realizado esto se finaliza el encabezado de las observaciones colocando el símbolo "#####" (mínimo cuatro) en la siguiente línea (línea 10).

```
1  observaciones modelo 1 (escla temporal diaria) Periodo 1/1/08 - 30/12/12
2  ppt 40 (mm/d) Precipitation
3  t 40 (°C) Temp
4  t_max 40 (°C) Temp max
5  t_min 40 (°C) Temp min
6  rh 40 (%) Relative humidity
7  u 40  (m/s) Wind speed
8  $$ comment: defines variable 'ea' to be calulated from vapour pressure function using 't' and 'rh'
9  $ea ea(t, rh) vapour pressure
10 ################################
```

Figura A5 a.- Ejemplo de encabezado de observaciones para 40 URH en CRHM.
Fuente: Elaboración Propia.

En la línea 11 se ordenan los datos transponiendo según el orden establecido recientemente y el orden de las URH. Es decir primero las serie de datos de precipitaciones para las 40 URH, luego precipitaciones, y así sucesivamente, cuidando de mantener el orden de cada día en filas y el de cada URH en columnas según indica la figura 48.

	Día del año	Pp. URH		temp. URH		temp max URH		temp. min URH	
	Numero	1	40	1	40	1	40	1	40
11	39448	0.0	0.0	16.2	16.3	21.5	21.5	14.5	14.4
12	39449	0.0	0.0	14.2	14.3	20.1	20.1	12.5	12.4
13	39450	0.0	0.0	15.1	15.2	20.1	20.1	13.4	13.3
14	39451	0.0	0.0	16.7	16.8	21.4	21.4	15.0	14.9
15	39452	0.0	0.0	17.8	17.8	22.7	22.7	16.1	16.0
16	39453	0.0	0.0	18.4	18.4	23.2	23.2	16.7	16.6
17	39454	0.0	0.0	16.5	16.6	20.9	20.9	14.8	14.7
18	39455	0.0	0.0	17.5	17.5	22.6	22.6	15.8	15.7
19	39456	0.0	0.0	16.8	16.8	21.5	21.5	15.1	15.0
20	39457	0.0	0.0	16.7	16.8	21.7	21.7	15.0	14.9
21	39458	0.0	0.0	14.9	15.0	21.1	21.1	13.2	13.1
22	39459	0.0	0.0	18.2	18.3	25.1	25.1	16.5	16.4
23	39460	0.0	0.0	19.5	19.6	25.5	25.5	17.8	17.7

Figura A5 b.- Ejemplo de observaciones hidrometeorológicas para 40 URH en CRHM.
Fuente: Elaboración Propia.

Se debe tener en cuenta que los datos de la “última URH en cada variable” debe estar claramente definida desde el punto de vista espacial y en concordancia con el exutorio de la cuenca, ya que el programa adopta automáticamente que todos los caudales fluyan hacia el marcando el caudal de salida. No obstante, en los parámetros se puede configurar el orden y la ruta por donde se desplazan los caudales antes de salir a la URH final. Luego se guarda el archivo con extensión “.obs” el cual será reconocido por CRHM.

Finalmente se abre el Proyecto guardado y luego las observaciones.

8.7 METODOLOGÍAS DE CÁLCULO UTILIZADA EN CRHM

Este anexo corresponde a un extracto del manual de ayuda del modelo CRHM.

8.7.1 Módulo de albedo

Estima el albedo durante la acumulación y deshielo de la nieve. La metodología de cálculo se basa en el trabajo de Gray y Landline (1987), y considera que en la etapa previa al deshielo, durante el deshielo, y posterior al deshielo, el albedo puede ser aproximado mediantes segmentos de diferente pendiente.

El módulo albedo diferencia el periodo de deshielo principal de otros que pudiesen ocurrir como producto de nevazones en otoño o en la primavera tardía, y determina también la edad de la nieve a partir de cada nueva nevazón. Además, estima el comienzo de la etapa de deshielo, lo cual sirve como input para otros módulos.

8.7.2 Módulo de radiación neta "Netall"

El módulo netall estima la radiación neta, utilizando el algoritmo presentado por Satterlund (1979) para estimar la radiación de onda larga, y suponiendo que el flujo de calor en la superficie es una fracción de la radiación neta. La mayoría de las expresiones que estiman la radiación de onda larga para un cielo despejado tienen la forma:

$$R_{lw} = \varepsilon_a \cdot \sigma \cdot \mathrm{T}_a^4 \qquad (26)$$

Dónde: R_{lw} es radiación de onda larga, ε_a es la emisividad atmosférica, $\sigma = 5.67 \cdot 10^{-8}\, W/m^2K^4$ es la constante de Stefan Boltzmann y $\mathrm{T}_a\ (K)$ es la temperatura del aire cercana a la superficie.

El módulo netall calcula la radiación de onda larga según:

$$R_{lw} = -0.85 + 0.97 \cdot \sigma \cdot \mathrm{T}_{aURH}^4 \cdot \left(-0.39 + 0.093 \cdot \sqrt{e_{aURH}}\right) \cdot \left(0.26 + 0.81 \cdot \left(\frac{SA_{URH}}{S_{MAX}}\right)\right) \qquad (27)$$

Donde $\mathrm{T}_{aURH}^4\ (K)$ es la temperatura de cada URH, e_{aURH} (kPa) es la presión de vapor, estimada generalmente a través de un filtro a partir de la temperatura y humedad relativa, $\frac{SA_{URH}}{S_{MAX}}$ es el cociente entre las horas de sol y la máxima cantidad de horas de sol, obtenidas de los módulos Annandale y global, respectivamente. La radiación neta de onda corta es obtenida a partir de las variables de salida del módulo global, en particular, de la radiación de onda corta directa y difusa. La radiación neta obtenida con el módulo netall es utilizada para estimar la evaporación, pero no se utiliza directamente en el balance energético de los módulos de nieve.

8.7.2 Módulo de deshielo Energy Budget Snow Model (EBSM)

El módulo ebsm está basado en el modelo de balance energético Energy Budget Snow Model propuesto por Gray y Landine (1987), que permite estimar el deshielo a partir del balance de flujos radiativos, turbulentos, convectivos, y el cambio de energía interna del manto nival dU/dt

$$\frac{dU}{dt} = Q_M + Q_N + Q_H + Q_L + Q_G + Q_D \quad (28)$$

Donde Q_M es la energía disponible para el deshielo, Q_N es la radiación neta, Q_H es el flujo de calor sensible, Q_L es el flujo de calor latente, Q_G es el flujo de calor de la tierra – nieve, y Q_D es la energía advectiva por fuentes externas.
En el modelo CRHM la radiación neta se calcula de distinta forma para el periodo anterior al deshielo que durante el deshielo. Antes del deshielo está dada por:

$$Q_N = -0.04 + 0.76 \cdot \left[0.052 \cdot Q_o \cdot \left(1 + \frac{n}{N}\right) \cdot (1 - A) + 0.097 \cdot \sigma \cdot \mathrm{T}_a^4\right] \cdot \left[(-0.39 + 0.93 \cdot e_a^{0.5}) \cdot \left(0.26 + 0.81 \cdot \frac{n}{N}\right)\right] \quad (29)$$

Y durante el deshielo:

$$Q_N = -0.53 + 0.244 \cdot Q_o \cdot \left(1 + \frac{n}{N}\right) \cdot (1 - A) \quad (30)$$

Donde Q_o $(MJ \cdot m^{-2} \cdot d^{-1})$ es la radiación incidente sobre la superficie para un cielo despejado obtenida del módulo *global*, n es el número de horas de sol durante el día, N es el número máximo posible de horas de sol del día, A es el albedo medio, σ es la constante de Stefan – Boltzmann, T_a (K) es la temperatura media del air, y e_a es la presión de vapor media diaria. Cuando no se dispone de las horas de sol, la razón n/N puede ser estimada a partir del índice de nubosidad c. Los flujos turbulentos son estimados a partir de la teoría de capa límite (Brutsaert, 1982).
La tasa de deshielo M puede ser estimada a partir de Q_M como:

$$M = \frac{Q_M}{\rho_w \cdot B \cdot h_f} \quad (31)$$

Donde ρ_w es la densidad del agua $(1000\, kg \cdot m^{-3})$, B es la calidad térmica de la nieve (usualmente se encuentra entre 0.95 – 0.97), h_f es el calor latente de fusión del hielo $(3.335 \cdot 10^5\, J \cdot kg^{-1})$.

El cambio en la energía interna del manto nival $\frac{dU}{dt}$ es calculado utilizando un algoritmo que considera un estado de energía mínima cuando se tiene la temperatura mínima diaria, un estado de energía máxima igual a 0, un contenido de agua líquida en la nieve del 5% de su peso, una densidad de la nieve igual a 250 kg × m^{-3}, y sin deshielo al menos que el modelo indique lo contrario.

8.7.3 Módulo de Evaporación *Evap*

El módulo evap estima la evapotranspiración utilizando la metodología propuesta por Granger y Gray (1989), la cual es una generalización de la formulación desarrollada por Penman (1948), calculando la evapotranspiración sin requerir información acerca de variables en la superficie, y válida para superficies no saturadas y su formulación ha sido propuesta en el punto 2.3.1.