



**Dirección
General de
Aguas**

Ministerio de Obras
Públicas

Gobierno de Chile

**GOBIERNO DE CHILE
MINISTERIO DE OBRAS PÚBLICAS
DIRECCIÓN GENERAL DE AGUAS**

ACTUALIZACIÓN DEL BALANCE HÍDRICO NACIONAL

INFORME FINAL

REALIZADO POR:
UNIVERSIDAD DE CHILE
PONTIFICIA UNIVERSIDAD CATÓLICA DE CHILE

S.I.T. N° 417

SANTIAGO, OCTUBRE DE 2017

MINISTERIO DE OBRAS PÚBLICAS

Ministro de Obras Públicas
Ingeniero Comercial, Sr. Alberto Undurraga Vicuña

Director General de Aguas
Abogado Sr. Carlos Estévez Valencia

Jefe División de Estudios y Planificación
Ingeniero Civil, Sr. Adrián Lillo Zenteno

Inspector Fiscal
Ingeniero Civil, PhD. Gustavo Calle Vásquez

Inspector Fiscal (s)
Ingeniero Civil en Geografía, Sr. Juan Carlos Salgado González

UNIVERSIDAD DE CHILE
PONTIFICIA UNIVERSIDAD CATÓLICA DE CHILE

JEFA DE PROYECTO
Ingeniera Civil, Sra. Ximena Vargas M. (UCH)

ESPECIALISTAS

Especialista en Hidrología
Ingeniero Civil, PhD. Sr. James McPhee T. (UCH)

Especialista en Meteorología
Ingeniero Civil Químico, PhD. Sr. Roberto Rondanelli (UCH)

Especialista en Hidrogeología
Geóloga, PhD. Sra. Dolorinda Daniele (UCH)

Especialista en Variabilidad Climática
Ingeniero Civil Ambiental, PhD. Sr. Sebastián Vicuña (PUC)

Especialista en Evapotranspiración en Cubierta Vegetal
Agrónomo, PhD. Sr. Francisco Meza (PUC)

Especialista en Evaporación - Altiplano y cuencas endorreicas
Ingeniero Civil Hidráulico, PhD. Sr. Francisco Suárez P. (PUC)

Especialista en SIG y Coordinador Técnico del Proyecto
Ingeniero Civil, MSc. Sr. Miguel Lagos Z. (UCH)

Especialista en Hidrología y Asimilación de Datos
Ingeniero Civil, PhD. Sr. Pablo Mendoza (UCH)

UNIVERSIDAD DE CHILE
PONTIFICIA UNIVERSIDAD CATÓLICA DE CHILE

EQUIPO DE PROFESIONALES POR ESPECIALIDAD

HIDROLOGÍA

Ingeniero Civil, MSc. Javier Cepeda A. (UCH)
Ingeniero Civil, MSc. Nicolás Vásquez P. (UCH)

HIDROGEOLOGÍA

Geólogo, MSc. Sr. Angello Negri (UCH)

METEOROLOGÍA

PhD. en Ciencias Atmosféricas. Sr. Juan Pablo Boisier (UCH)

SISTEMAS DE INFORMACIÓN GEOGRÁFICA - GLACIOLOGÍA

Geógrafo, MSc., Sr. Alexis Caro (UCH)
Geógrafo, Sr. Rodrigo Kappes (UCH)

VARIABILIDAD CLIMÁTICA

Ingeniero Agrónomo, PhD. Sr. Nicolás Bambach (PUC)

EVAPOTRANSPIRACIÓN

Ingeniero Agrónomo, MSc. Sr. David Morales (PUC)
Ingeniero Civil, MSc. Sr. Jorge Sandoval (PUC)

Para citar bibliográficamente este estudio, se recomienda hacerlo de esta forma:

DGA (2017), Actualización del Balance Hídrico Nacional, SIT N° 417, Ministerio de Obras Públicas, Dirección General de Aguas, División de Estudios y Planificación, Santiago, Chile, Realizado por: Universidad de Chile & Pontificia Universidad Católica de Chile.

CONTENIDO

GLOSARIO	xxvii
1. Introducción.....	1
2. Recopilación de Antecedentes.....	5
3. Análisis Crítico de la información.....	11
3.1. Fuentes de Información	11
3.1.1. Observaciones in situ	11
3.1.2. Percepción remota	17
3.1.3. Reanálisis climáticos.....	39
3.2. Evaluación de la Información	41
3.2.1. Observaciones in situ	41
3.2.2. Reanálisis climático y percepción remota.....	67
3.3. Conclusiones sobre el Análisis Crítico de la información	80
4. Caracterización de las cuencas de acuerdo a su nivel de información.....	81
4.1. Selección de cuencas piloto.....	81
4.2. Cuenca Río Loa	88
4.2.1. Geología, geomorfología e hidrogeología.....	88
4.2.2. Infraestructura hidráulica, lagunas y embalses.....	90
4.3. Cuenca Río Choapa.....	90
4.3.1. Geología, geomorfología e hidrogeología.....	90
4.3.2. Infraestructura hidráulica, lagunas y embalses.....	91
4.4. Cuenca Río Maipo.....	92
4.4.1. Geología, geomorfología e hidrogeología.....	92
4.4.2. Infraestructura hidráulica, lagunas y embalses.....	95
4.5. Cuenca Río Imperial.....	95
4.5.1. Geología, geomorfología e hidrogeología.....	95
4.5.2. Infraestructura hidráulica, lagunas y embalses.....	98
4.6. Cuenca Río Aysén	98
4.6.1. Geología, geomorfología e hidrogeología.....	98
4.6.2. Infraestructura hidráulica, lagunas y embalses.....	99
4.7. Conclusiones sobre la Caracterización de las cuencas de acuerdo a su nivel de Información.....	99

5. Metodología para la estimación del balance hídrico	101
5.1. Balance hídrico en una cuenca	101
5.2. Forzantes Meteorológicas	102
5.2.1. Introducción	102
5.2.2. Antecedentes para regionalización de variables meteorológicas.....	103
5.2.3. Precipitación.....	106
5.2.4. Temperaturas extremas diarias	117
5.2.5. Velocidad del viento diaria.....	126
5.2.6. Distribución tri-horaria de la precipitación, temperatura y velocidad del viento.	127
5.2.7. Humedad Relativa	128
5.2.8. Radiación	129
5.2.9. Resultados de precipitación y temperatura a nivel país	130
5.2.10. Validación y Resultados de precipitación y temperatura a nivel país.....	130
5.3. Tendencias históricas y variabilidad climática.....	143
5.3.1. Análisis de tendencias históricas.....	143
5.3.2. Análisis de Variabilidad Climática y Escenarios de Cambio Climático.....	167
5.4. Pérdidas evapotranspirativas	193
5.4.1. Uso de Información en Terreno: Evaporación de Bandeja y Estimación mediante Información Meteorológica Local.....	194
5.4.2. Cálculo de ET en zonas Áridas y Semi-Áridas con abundancia de áreas con suelo desnudo: Método de la Profundidad de Extinción.....	197
5.4.3. Uso de Información Satelital y Percepción Remota	198
5.4.4. Cobertura de la Demanda Evapotranspirativa en Zonas de Riego.	200
5.5. Recarga de agua subterránea.....	202
5.5.1. Conductividad Hidráulica	202
5.5.2. Recarga	205
5.6. Modelación Hidrológica.....	219
5.6.1. Intervención por riego.....	222
5.6.2. Incorporación de glaciares	223
5.6.3. Calibración.....	224
5.6.4. Comparación de Variables de estado y flujos verticales.....	230
5.7. Proyecto SIG	231

5.7.1. Incorporación de recomendaciones de la Dirección General de Aguas	231
5.7.2. Recopilación de datos generados por las distintas áreas del proyecto	232
5.7.3. Orden de datos y preparación al interior de ArcGis v10.2.....	233
5.7.4. Estructura del proyecto en ArcGis v. 10.2 y creación de Geodatabases.....	234
5.7.5. Creación de mapas, cartas o figuras en formato ArcGISv10.2	235
5.7.6. Representación de los resultados en formato papel	235
5.8. Conclusiones sobre la Metodología	235
6. Resultados del Balance Hídrico en cuencas piloto.....	239
6.1. Cuenca del río Loa	240
6.1.1. Variación de precipitación y temperatura respecto del Balance Hídrico de 1987	240
6.1.2. Escorrentía	241
6.1.3. Evapotranspiración.....	244
6.1.4. Fracción de Área Cubierta por Nieve y Equivalente en Agua de Nieve	247
6.1.5. Recarga potencial de agua subterránea.....	248
6.1.6. Variabilidad climática	251
6.2. Cuenca del río Choapa.....	256
6.2.1. Variación de precipitación y temperatura respecto del Balance Hídrico de 1987	256
6.2.2. Escorrentía	257
6.2.3. Evapotranspiración.....	260
6.2.4. Fracción de Área Cubierta por Nieve y Equivalente en Agua de Nieve	264
6.2.5. Recarga potencial de agua subterránea.....	265
6.2.6. Variabilidad climática	267
6.3. Cuenca del río Maipo.....	273
6.3.1. Variación de precipitación y temperatura respecto del Balance Hídrico de 1987	273
6.3.2. Escorrentía	274
6.3.3. Evapotranspiración.....	276
6.3.4. Fracción de Área Cubierta por Nieve y Equivalente en Agua de Nieve	279
6.3.5. Recarga potencial de agua subterránea.....	282
6.3.6. Variabilidad climática	285
6.4. Cuenca del río Imperial.....	290

6.4.1. Variación de precipitación y temperatura respecto del Balance Hídrico de 1987	290
6.4.2. Escorrentía	291
6.4.3. Evapotranspiración.....	293
6.4.4. Fracción de Área Cubierta por Nieve y Equivalente en Agua de Nieve	297
6.4.5. Recarga potencial de agua subterránea.....	297
6.4.6. Variabilidad climática	300
6.5. Cuenca del río Aysén	306
6.5.1. Variación de precipitación y temperatura respecto del Balance Hídrico de 1987	306
6.5.2. Escorrentía	307
6.5.3. Evapotranspiración.....	309
6.5.4. Fracción de Área Cubierta por Nieve y Equivalente en Agua de Nieve	313
6.5.5. Recarga potencial de agua subterránea.....	313
6.5.6. Variabilidad climática	315
6.6. Resumen	321
7. Conclusiones y Recomendaciones	327
7.1. Conclusiones.....	327
7.1.1. Caracterización hidrológica actual	327
7.1.2. Variabilidad y cambio climático	329
7.1.3. Comparación con el balance hídrico de 1987	329
7.2. Recomendaciones.....	330
7.2.1. Forzantes meteorológicas	330
7.2.2. Modelación hidrológica.....	332
7.2.3. Evapotranspiración.....	333
7.2.4. Recarga de agua subterránea.....	334
7.2.5. Variabilidad y cambio climático	335
7.2.6. Sobre la actualización del balance hídrico	336
Referencias.....	337

ANEXOS

Anexo A: Taller de Expertos

Anexo B: Detalle Recopilación de Antecedentes

Anexo C: Detalle de la Caracterización de las Cuencas de Acuerdo a su Nivel de Información

Anexo D: Detalles Metodología

Anexo E: Resultados del Proceso de Calibración

Anexo F: Atlas de Mapas y Proyecto SIG

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1 División estructural del estudio y alcances de cada etapa.	3
Figura 3.1: Rutas de nieve ubicadas en Cerro Vega Negra durante agosto de 2013 (panel izquierdo) y en Laguna Negra en junio de 2016 (panel derecho). Fotografías: Santiago Montserrat (izquierdo) y Miguel Lagos (derecho).	13
Figura 3.2: Medición de equivalente en agua de nieve mediante testigo de nieve tomado por monterrosa. Fotografía: Departamento de recursos hídricos de California (2008).	14
Figura 3.3: Instrumentos de medición continua de equivalente en agua de nieve: Snow Scale (superior) y Snow Pillow (inferior) en la estación DGA Laguna Negra. Fotografía: Miguel Lagos.	14
Figura 3.4: Estación instalada sobre glaciar Pirámide. Fuente: DGA (2012).	15
Figura 3.5: Glaciares según sus áreas, número, volúmenes y equivalente en agua por región. Fuente: DGA (2016).	16
Figura 3.6: Ejemplos de percepción remota (PR) pasiva y activa.	17
Figura 3.7: Radiación de onda electromagnética. Fuente: https://sites.google.com/site/chempendix/em-spectrum	18
Figura 3.8: Diagrama de flujo para el cálculo de ET_a y ET_p de acuerdo con el producto MOD16. Fuente: Mu <i>et al.</i> (2011).	20
Figura 3.9: NDVI es calculado según la luz visible e infrarroja reflejada por la vegetación. Un follaje saludable absorbe gran parte de la luz visible, mientras que refleja la infrarroja. Una vegetación en malas condiciones o poco densa, refleja más la luz visible y absorbe la infrarroja.	21
Figura 3.10: Índice NDVI para la cuenca del río Aconcagua. Imagen correspondiente a 07/07/2015. Coordenadas Este y Norte en UTM 19S.	22
Figura 3.11: Evapotranspiración real (ET_a) promedio anual según el producto MOD16 para el período 2000-2014.	23
Figura 3.12: Evapotranspiración potencial (ET_p) promedio anual según el producto MOD16 para el período 2000-2014.	24
Figura 3.13: Evapotranspiración real medida mediante sensor remoto y validada a partir de estaciones en tierra para la región del Maule en abril de 2013. Coordenadas Geográficas.	25
Figura 3.14: Cobertura temporal de los productos C4, C4.1 y C5.	26
Figura 3.15: Ejemplo del producto MODIS (MOD11A1) para la temperatura de la superficie del suelo. Imagen diurna del 09/01/2010. Coordenadas en UTM H19S.	27
Figura 3.16: Comparación entre la predicción del modelo y las observaciones de flujo superficial y de temperatura superficial en el sitio FIFE para el 30 de julio de 1987. Fuente: Extraído de Liang y Lettenmaier (1994).	28
Figura 3.17: Serie de tiempo de la misión Landsat. Fuente: https://pubs.usgs.gov/fs/2015/3081/fs20153081.pdf	29
Figura 3.18: Índice NDSI para la cuenca de Aconcagua. Imagen del día 07/07/2015. Coordenadas Este y Norte en UTM 19S.	30
Figura 3.19: Imagen del producto SWE del satélite AMSR-E. Día 29-jul-2008.	33
Figura 3.20: Valores de SWE y FSCA para la cuenca de Cochiguaz en el Peñón (DGA) Área gris: pixel con mayor SWE dentro de la cuenca. Área amarilla: promedio de los pixeles que abarcan la cuenca. Reconstructed SWE según Cornwell <i>et al.</i> (2016) para la misma cuenca. FSCA: Fractional Snow Covered Area, el cual se obtuvo según el producto MOD10/MYD10 y mediante el índice NDSI de Landsat.	33

Figura 3.21: Equivalente en agua de nieve reconstruido para el 15 de septiembre de cada año en el período 2001-2014 (zona superior izquierda) y anomalías de SWE máximo para cada año. Fuente: Extraído de Cornwell <i>et al.</i> (2016).	34
Figura 3.22: Ejemplo de la validación del método de cálculo para fSCA en sitios 11, 12 y 13 (Maipo). La primera columna corresponde a la imagen real, la segunda a la obtención de fSCA a partir de la imagen real agregada a la resolución espacial de Landsat y la tercera la metodología propuesta. La primera fila corresponde al sitio de validación 11, la segunda al 12 y la tercera al 13. Fuente: Extraído de la tesis doctoral de Gonzalo Cortés (2016).	35
Figura 3.23: a) Serie de volúmenes de escorrentía (m) entre septiembre y marzo para cada año, y SWE en el 1° de septiembre b) Razón de escorrentía, calculado como el volumen de escorrentía entre septiembre y marzo de cada año hidrológico dividido por el valor de SWE del 1° de Septiembre. Fuente: Extraído de la tesis doctoral de Gonzalo Cortés (2016).	36
Figura 3.24: Anomalía anual de SWE respecto al promedio para cada pixel. Fuente: Extraído de la tesis doctoral de Gonzalo Cortés (2016).	37
Figura 3.25: Cantidad de años con información completa de las estaciones meteorológicas con registros de Precipitación, a nivel nacional en el período 1985-2015.	44
Figura 3.26: Cantidad de años con información completa de las estaciones meteorológicas con registros de temperatura a nivel nacional en el período 1985-2015.	45
Figura 3.27: Cantidad de años con información completa de las estaciones fluviométricas a nivel nacional en el período 1985-2015.	46
Figura 3.28: Cantidad de años con información completa de las estaciones meteorológicas con registros de humedad relativa a nivel nacional en el período 1985-2015.	47
Figura 3.29: Cantidad de años con información completa de las estaciones meteorológicas con registros de evaporación a nivel nacional en el período 1985-2015.	48
Figura 3.30: Cantidad de años con información completa de las estaciones meteorológicas con registros de Velocidad del Viento a nivel nacional en el período 1985-2015.	49
Figura 3.31: Diagrama de dispersión del viento medio observado y modelado. Se incluyen los 420 sensores. Los puntos rojos y verdes corresponden a las estaciones mantenidas por el Ministerio de Energía en el Norte Grande y Norte Chico respectivamente. En el mapa de la derecha muestra la ubicación de las estaciones incluidas en el análisis. Fuente: Extraído de Ministerio de Energía (2012).	55
Figura 3.32: Izquierda: Diagrama de dispersión entre la insolación diaria promedio observada y modelada, para el período de tiempo disponible en cada estación. Las líneas punteadas indican el rango de diferencia de un 10%. Derecha: mapa de ubicación de las estaciones usadas en la validación. Fuente: Extraído de Ministerio de Energía (2016).	57
Figura 3.33: Mediciones por año de tres rutas de nieve representativas de distintas las macrozonas norte (Cerro Vega Negra), centro (Laguna Negra) y sur (Alto Mallines).	58
Figura 3.34: Ubicación espacial de medición continua de equivalente en agua de nieve (desde 2000) y rutas de nieve según macro zonas y el número de mediciones realizadas entre los años 1951 y 2016.	59
Figura 3.35: Registros de red de Snow Pillow nacional durante el periodo 1999-2014.	62
Figura 3.36: Mediciones del manto nival realizadas en transectas por esquiadores en el marco del proyecto DGA (2014b).	63
Figura 3.37: Factores que influyen en la elección de la frecuencia en las mediciones de niveles estáticos en los pozos de observación. Extraído de Taylor and Alley (2001).	64
Figura 3.38: Variaciones de los niveles estáticos basados en mediciones diarias, mensuales y cuatrimestrales. Fuente: Extraído de Taylor and Alley (2001).	65

Figura 3.39: Cantidad de estaciones de monitoreo de nivel de agua subterránea a nivel nacional en el período 1985-2015.....	66
Figura 3.40: (Paneles superiores) Precipitación mensual media observada (rojo) y derivada del reanálisis ERA-Interim (negro) entre 1979 y 2015 en las estaciones Quinta Normal, Carriel Sur Curarrehue y Teniente Vidal. Zona sombreada indica la desviación estándar calculada a partir de años individuales. (Paneles inferiores) Diagramas de dispersión entre precipitación anual observada (eje x) y derivada de ERA-Interim (eje y). Se indica error climatológico (EM), el error absoluto medio calculado a partir de anomalías (EA) y el coeficiente de determinación (R^2).	69
Figura 3.41: De forma equivalente a la figura X1, se ilustra la comparación entre la precipitación observada y obtenida del producto GPCP.	70
Figura 3.42: Comparación entre la precipitación anual del reanálisis ERA-Interim y precipitación observada. Climatología (1979-2015) de ambos grupos de datos se muestran en los paneles a y b. Los paneles c-e muestran las tres métricas de comparación utilizadas (Tabla 3.13) para cada estación pluviométrica.....	72
Figura 3.43: Promedios regionales de los errores climatológicos (EM, izquierda), de anomalías (EA, centro), y de los coeficientes de determinación (R^2 , derecha) obtenidos entre la precipitación anual observada y derivada de los ocho productos evaluados (Tabla 3.12) en las cuatro macrozonas estudiadas. Barras grises, azules y verdes indican las métricas obtenidas, respectivamente, de los reanálisis, del modelo regional PRECIS-ERA40 y de los productos derivados de observaciones. Círculos en paneles de la izquierda indican el promedio regional de los valores absolutos de EM.....	74
Figura 3.44: (Paneles superiores) Promedio mensual de la temperatura diaria mínima (curva segmentada) y máxima (continua) observada entre 1979 y 2015 en las estaciones Cerro Moreno, Quinta Normal, Carriel Sur y El Tepual (en rojo). Curvas negras indican las variables respectivas derivadas para la estación respectiva del reanálisis ERA-Interim. (Paneles centrales e inferiores) Diagramas de dispersión entre el promedio anual de la temperatura diaria máxima y mínima observada (eje x) y derivada de ERA-Interim (eje y). Se indica error climatológico (EM), el error absoluto medio calculado a partir de anomalías (EA) y el coeficiente de determinación (R^2).	75
Figura 3.45: Comparación entre el promedio anual de temperaturas máximas del reanálisis ERA-Interim y observada. Climatología (1979-2015) de ambos grupos de datos se muestran en los paneles a y b. Los paneles c-e muestran las tres métricas de comparación utilizadas (Tabla 3.13) para cada estación.....	77
Figura 3.46: Promedios regionales de los errores climatológicos (EM, izquierda), de anomalías (EA, centro), y de los coeficientes de determinación (R^2 , derecha) obtenidos entre el promedio anual de Tmin y Tmax derivado de los cuatro productos evaluados (Tabla 3.12) y observado en las cuatro macrozonas estudiadas. Barras grises y azules indican las métricas obtenidas, respectivamente, de los reanálisis y del modelo regional PRECIS-ERA40.....	78
Figura 3.47: Distribución de las estaciones de medición "AmeriFlux" utilizadas por Mu <i>et al.</i> (2011) para contrastar las estimaciones de su metodología de cálculo de ET_a . Son 46 estaciones que abarcan distintos usos de suelo. Fuente: Extraído de Mu <i>et al.</i> , (2011).	79
Figura 3.48: Contraste entre las metodologías de Mu <i>et al.</i> (2007), panel izquierdo, y Mu <i>et al.</i> (2011), panel derecho, respecto a las observaciones de tres estaciones Ameriflux. Con punto negro se encuentran las observaciones agregadas a nivel diario, en línea negra la metodología forzada con la meteorología observada por la estación, y en gris, forzada con la meteorología del reanálisis GMAO. Período analizado: 2000-2006. Estaciones Ameriflux analizadas: Donaldson, LBA Tapajos KM67 Moture Forest y Willow Creek. En esta figura, $ET=ET_a$. Fuente: Extraído de Mu <i>et al.</i> (2011).....	80

Figura 4.1: Ubicación espacial de las cuencas piloto seleccionadas.....	87
Figura 4.2: Correlación entre unidades geológicas e hidrogeológicas. Fuente: Modificado de DGA (2012c).	89
Figura 4.3: Características hidrogeológicas de la cuenca del río Choapa (escala 1:1.000.000). Fuente: DGA (1986).	91
Figura 4.4 Zonificación hidrogeológica región Metropolitana. Fuente: DGA (2002).....	94
Figura 4.5: Principales unidades hidrogeológicas reconocidas en las cuencas de la región de Aysén. Fuente: DGA (2016c).	97
Figura 5.1: Precipitación media anual periodo 1979 – 2015 según observaciones (panel izquierdo), reanálisis climático ERA-Interim (panel central) y reanálisis ERA Interim escalado con topografía.	105
Figura 5.2: Cuadro comparativo de técnicas de escalamiento de forzantes meteorológica, en verde se muestran las ventajas y en rojo las desventajas.	106
Figura 5.3: Diagrama de flujo de generación del producto de precipitación	107
Figura 5.4: Ejemplo del proceso de calibración para la región comprendida entre las latitudes 33°S y 36°S.	110
Figura 5.5: Coeficientes de correlación obtenidos entre la precipitación diaria observada en las estaciones meteorológicas con registro pluviométrico (indicadas en cada panel) y la precipitación del resto de las estaciones de Chile, durante el mes de Julio.	112
Figura 5.6: Mapas de pesos utilizados para ponderar climatología y variabilidad de precipitación	113
Figura 5.7: Precipitación anual promedio entre 1979 y 2016, obtenido de estaciones pluviométricas (panel de la izquierda) y del producto desarrollado (derecha).	114
Figura 5.8: Distribución latitudinal de la precipitación anual media entre 1979 y 2016 (a), del número anual de días con precipitación (b) y de la variación estacional de la precipitación (c), calculado como la fracción de la acumulación invernal (abril-septiembre) sobre el total anual. Curvas negras y zonas sombreadas indican los promedios, mínimos y máximos sobre el territorio nacional obtenido del producto a la latitud correspondiente. Puntos rojos muestran la métrica correspondiente obtenida a partir de observaciones locales. Notar escala logarítmica en el panel a.....	115
Figura 5.9: Distribución zonal de la precipitación anual media (en azul) y topografía (sombreado gris) en las cuencas del Río Loa (a), Río Choapa (b), Río Maipo (c), Río Imperial (d) y Río Aysén (e). Se indica la precipitación media obtenida del producto (línea azul continua) y de observaciones locales disponibles al interior de cada cuenca (puntos). Se indica también los valores mínimos y máximos regionales obtenidos del producto al interior de cada cuenca (azul sombreado). Las líneas segmentadas indican el grado de incertidumbre (media \pm 1 desviación estándar) en la acumulación promedio derivado del ensamble de realizaciones utilizadas en la construcción del producto de precipitación.....	116
Figura 5.10: Métricas de evaluación de Julio. Comparación entre la precipitación diaria del producto y la observada. Los promedios climatológicos (1979-2016) de ambos grupos de datos se muestran en los paneles a y b. Los paneles c-e muestran, respectivamente, el sesgo climatológico (E_M), el error medio calculado a partir de anomalías de P (E_A) y el coeficiente de determinación (R^2).	117
Figura 5.11: Series de tiempo de la temperatura diaria máxima (T_x) observada en la estación Quinta Normal (curva en rojo) durante los meses de Julio entre 2002 y 2006, comparada con series de temperatura de distintas fuentes e interpoladas a la ubicación de la estación (en negro). Los paneles superiores corresponden a los datos T_x del Reanalysis ERA-Interim y de temperatura a las 18Z del Análisis ERA-Interim. Las series en paneles inferiores corresponde a la temperatura superficial de día derivada del producto satelital MODIS, en sus componentes Terra y Aqua.	

Diagramas de dispersión comparan los valores observados con los derivados de distintos productos. El último diagrama de dispersión (derecha) compara as observaciones con la predicción de un modelo lineal bi-variado con ambas observaciones MODIS como predictores.	119
Figura 5.12: Diagrama de flujo de generación del producto de temperaturas extremas. 06Z, 12Z, 18Z se refieren a horas en tiempo Universal Coordinado (Z o UTC por sus siglas en inglés). T_{2m} corresponde a la temperatura a 2 m del suelo a partir de los datos de reanálisis ERA-Interim.	120
Figura 5.13: Métricas de evaluación de enero. Comparación entre la temperatura máxima diaria del producto y observada. Los promedios climatológicos (1979-2016) de ambos grupos de datos se muestran en los paneles a y b. Los paneles c-e muestran, respectivamente, el sesgo climatológico (E_M), el error medio calculado a partir de anomalías de P (E_A) y el coeficiente de determinación (R^2).	122
Figura 5.14: Diagramas de dispersión entre la temperatura máxima diurna (T_x) promedio para el mes de Enero (1979 y 2016), y la elevación (Z) de estaciones de observación situadas entre 25°S y 35°S (a). Relación correspondiente entre T_x promedio y Z obtenidas del producto de grillado e interpolado en el espacio a las estaciones de observación (b) de la misma región. Panel c indica la relación entre las diferencias (producto - observación) de T_x y Z. Línea segmentada corresponde a una relación dT/dZ equivalente a $-10^{\circ}\text{C}/\text{km}$	124
Figura 5.15: Distribución latitudinal del promedio anual de las temperaturas extremas diurnas entre 1979 y 2016 (a) y de la variación estacional de estas variables (b), calculado como la diferencia entre el promedio del semestre de verano (octubre a marzo) e invierno (abril a septiembre). Curvas rojas y azules corresponden a la temperatura máxima y mínima diaria, respectivamente. Zonas sombreadas en rojo y azul indican los mínimos y máximos sobre el territorio nacional obtenido para la variable y latitud correspondiente. Puntos rojos a azules indican, respectivamente, el valor promedio de T_x y T_n obtenido de observaciones locales.	125
Figura 5.16: Distribución zonal del promedio anual (1979-2016) de las temperaturas mínimas (azul) y máximas (rojo) diurnas en las cuencas del Río Loa (a), Río Choapa (b), Río Maipo (c), Río Imperial (d) y Río Aysén (e). Se indica los valores medios obtenidos del producto (líneas continuas) y de observaciones locales disponibles al interior de cada cuenca (puntos). Se indica también los valores mínimos y máximos regionales obtenidos del producto al interior de cada cuenca (sombreado). Sombreado gris indica la elevación promedio del terreno en la cuenca correspondiente.	126
Figura 5.17: Coeficiente de determinación (R^2) para la variable precipitación (mm), en cada una de las 69 estaciones usadas en la validación pertenecientes a INIA, entre los valores de sus observaciones y aquellos estimados por el modelo a partir de observaciones de la DGA-DMC, ordenadas de norte a sur a partir de su latitud.	134
Figura 5.18: Coeficiente de determinación (R^2) para la variable temperatura mínima ($^{\circ}\text{C}$), en cada una de las 69 estaciones usadas en la validación pertenecientes a INIA, entre los valores de sus observaciones y aquellos estimados por el modelo a partir de observaciones de la DGA-DMC, ordenadas de norte a sur a partir de su latitud.	134
Figura 5.19: Coeficiente de determinación (R^2) para la variable temperatura mínima ($^{\circ}\text{C}$), en cada una de las 69 estaciones usadas en la validación pertenecientes a INIA, entre los valores de sus observaciones y aquellos estimados por el modelo a partir de observaciones de la DGA-DMC, ordenadas de norte a sur a partir de su latitud.	135
Figura 5.20: Comparación de la precipitación anual DGA (1987) en forma vectorial (izquierda) y la interpolación rasterizada según el método de Red Irregular de Triángulos lineal (TIN), a una resolución de 5 km.	137

Figura 5.21: Comparación entre la precipitación media anual estimada en el balance hídrico 1987 y la versión beta del producto desarrollado en la presente consultoría.	139
Figura 5.22: Histograma de la diferencia entre la magnitud de precipitación media anual, entre la versión beta del producto climatológico del equipo consultor y el Balance hídrico (1987).	140
Figura 5.23: Comparación entre la temperatura media anual estimada en el balance hídrico 1987 y la versión beta del producto desarrollado en la presente consultoría.	142
Figura 5.24: Histograma de la diferencia entre las magnitudes de temperatura media anual promedio, entre la versión beta del producto climatológico del equipo consultor y el Balance hídrico (1987).	143
Figura 5.25: Series de tiempo de temperatura anual en Chile central (27.5°–37.5°S), para el periodo 1979-2006. Estaciones divididas en 5 zonas: (a) Andes orientales, (b) Andes occidentales, (c) valle central, (d) costa, (e) océano. Fuente: Extraído de Falvey y Garreaud (2009).	145
Figura 5.26: Tendencia lineal en las precipitaciones en las estaciones ubicadas entre los 30°S - 53°S, durante el periodo 1970-2000. Los valores se expresan como cambio estandarizado cada 10 años. Puntos indican los límites con una confianza nivel del 95% de significancia. Quintana y Aceituno (2006).	146
Figura 5.27: Localización de las estaciones meteorológicas con mediciones de precipitación disponibles y con suficiencia de datos (848) para el análisis en Chile continental.	150
Figura 5.28: Localización de las estaciones meteorológicas con mediciones de temperatura disponibles y con suficiencia de datos (106) para el análisis en Chile continental.	151
Figura 5.29: Serie de temperaturas medias anuales para la Estación La Tranquilla y su tendencia lineal para el periodo 1985-2015.	152
Figura 5.30: Análisis de tendencia para estaciones de temperatura según método de Mann-Kendall para el periodo de análisis (Wilks, 2011).	155
Figura 5.31: Análisis de tendencia para estaciones de precipitación según método de Mann-Kendall para el periodo de análisis (Wilks, 2011).	157
Figura 5.32: Análisis de tendencia según método de Mann-Kendall en la Cuenca del Río Loa.	158
Figura 5.33: Análisis de tendencia según método de Mann-Kendall en las Cuencas del Río Maipo y Río Choapa.	159
Figura 5.34: Análisis de tendencia según método de Mann-Kendall en la Cuenca del Río Imperial.	159
Figura 5.35: Análisis de tendencia según método de Mann-Kendall en la Cuenca del Río Aysén.	160
Figura 5.36: Tendencias de rutas de nieve para las tres macro zonas monitoreadas.	163
Figura 5.37: Fluctuaciones y tendencias del nivel estático en la cuenca Río Choapa.	164
Figura 5.38: Fluctuaciones y tendencias de los niveles estáticos en la cuenca Río Loa.	165
Figura 5.39: Fluctuaciones y tendencias de los niveles estáticos en la cuenca Río Maipo.	166
Figura 5.40: Representación conceptual de proceso de obtención de proyecciones climáticas. Fuente: Extraído de IPCC (2007).	170
Figura 5.41: Distribución de zonas de análisis a lo largo de Chile. Fuente: Extraído de CEPAL (2012).	172
Figura 5.42: Proyección de las temperaturas. Las temperaturas están expresadas como cambios en °C sobre las temperaturas históricas. Fuente: Extraído de CEPAL (2012).	173
Figura 5.43: Cambios en las precipitaciones, en los escenarios de cambio climático. Unidades expresadas en cambio porcentual, con respecto a los valores históricos. CEPAL, 2012.	174
Figura 5.44: Influencia de ENSO (SST3.4) y el modo anular del hemisferio sur (SAM) en la precipitación anual (1979-2015) sobre distintas regiones del globo. Se muestra también la correlación entre ambos índices y la presión a nivel del mar (isolíneas a partir de ± 0.2). Datos: GPCP (Pr); ERA-Interim (SLP); ERSST (SST).	177

Figura 5.45: Coeficiente de correlación entre la precipitación anual (1979-2015) en el centro y sur de Chile (30-45S; PRCC) y el índice ENSO SST3.4 (eje x), y entre PRCC y el modo anular del hemisferio sur (eje y). Marcadores y líneas segmentadas (IC 95%) indican resultados obtenidos de distintos modelos de clima CMIP5 (leyenda) y de productos observacionales, respectivamente.	178
Figura 5.46: Mapa de calor de la distribución de los deltas mensuales de temperatura (°C) agrupados en conglomerados según la distancia euclidiana que las separa.	181
Figura 5.47: Mapa de calor de la distribución de los deltas mensuales de precipitación (%) agrupados en conglomerados según la distancia euclidiana que las separa.	182
Figura 5.48: De arriba hacia abajo: deltas de Temperatura mínima (°C), temperatura máxima (°C) y precipitación (%). De izquierda a derecha: modelo CCSM4 Y modelo CSIRO. Se representan los armónicos ajustados a los deltas estacionales al centroide de cada una de las cuencas piloto.	184
Figura 5.49: Deltas de precipitación (%) y temperatura (°C) para la cuenca del río Loa evalúa en 19 modelos climáticos contrastando el periodo actual (1985-2015) y futuro (2030-2060) para el escenario de cambio más severo (RCP 8.5).	186
Figura 5.50: Deltas de precipitación (%) y temperatura (°C) para la cuenca del río Choapa evaluada en 19 modelos climáticos, contrastando el periodo actual (1979-2015) y futuro (2030-2060) para el escenario (RCP8.5).	186
Figura 5.51: Deltas de precipitación (%) y temperatura (°C) para la cuenca del río Maipo evalúa en 19 modelos climáticos contrastando el periodo actual (1979-2015) y futuro (2030-2060) para el escenario de cambio más severo (RCP 8.5).	187
Figura 5.52: Deltas de precipitación (%) y temperatura (°C) para la cuenca del río Imperial evalúa en 19 modelos climáticos contrastando el periodo actual (1979-2015) y futuro (2030-2060) para el escenario de cambio más severo (rcp8.5).	187
Figura 5.53: Deltas de precipitación (%) y temperatura (°C) para la cuenca del río Aysén evalúa en 19 modelos climáticos contrastando el periodo actual (1979-2015) y futuro (2030-2060) para el escenario de cambio más severo (rcp8.5).	188
Figura 5.54: a) Precipitación media del mes de julio para el periodo histórico (1985-2015), b) deltas de precipitación en Chile continental para el modelo CSIRO, c) CCSM4, d) MIROC y e) IPSL, calculados para el periodo futuro (2030-2060) en el escenario RCP 8.5.	190
Figura 5.55: a) Temperatura mínima media del mes de febrero para el periodo histórico (1985-2015), b) deltas de temperatura en Chile continental para el modelo CSIRO, c) CCSM4, d) MIROC y e) IPSL, calculados para el periodo futuro (2030-2060) en el escenario RCP 8.5.	191
Figura 5.56: a) Temperatura máxima media del mes de febrero para el periodo histórico (1985-2015), b) deltas de temperatura en Chile continental para el modelo CSIRO, c) CCSM4, d) MIROC y e) IPSL, calculados para el periodo futuro (2030-2060) en el escenario RCP 8.5.	192
Figura 5.57: Distribución de las estaciones de medición en las cuencas piloto. En color rojo se encuentran las estaciones del CEAZAMET, en verde las estaciones DGA y en amarillo las estaciones del INIA. Se presenta un gráfico de barras con el número de estaciones, separadas por fuente, por cada una de las cuencas piloto.	195
Figura 5.58: Esquema del proceso mediante el cual se calcula la demanda por riego para un cultivo en una celda. Para ejemplificar, se toma un año cualquiera de simulación.	201
Figura 5.59 Clases de texturas de suelos acorde a los porcentajes de arena, limo y arcilla.	202
Figura 5.60 Ejemplo del método del desplazamiento de la curva de recesión. Modificada de (Rutledge & Daniel 1994).	216
Figura 5.61 Separación de la componente de flujo subsuperficial de la recarga de agua subterránea mediante el método MoMLRr. Modificado de (Bogena et al. 2005).	218

Figura 5.62: Relación entre el área y el volumen de glaciares individuales ubicados en la zona central de Chile.....	224
Figura 5.63: Relación entre el caudal promedio mensual y anual para las estaciones fluviométricas de captaciones en la cuenca del río Loa en el período 01/01/2012 hasta el 31/07/2017.	226
Figura 5.64: Derechos de agua consuntivos, permanentes y superficiales asignados en el río Loa en Desembocadura. Fuente http://www.dga.cl/productosyservicios/derechos_historicos/Paginas/default.aspx consultado el 09/12/2016.....	227
Figura 5.65: Comparación entre el área glaciar obtenida por el modelo y los resultados de imágenes satelitales.	229
Figura 5.66: Pasos metodológicos del Proyecto SIG propuesto	231
Figura 5.67: Esquemas que describen las distintas componentes y variables que se proponen para estar presentes en el proyecto SIG.	233
Figura 5.68: Proyectos SIG a escala nacional y contenido que tendrá (panel izquierdo) y Proyectos SIG a escala de cuenca con su respectiva Geodatabase. Los números entre paréntesis indican el número de proyectos por escenario climático.....	234
Figura 6.1: Precipitación media anual y diferencia entre las climatologías medias anuales según balance hídrico del año 1987 y la versión actual (beta) para la cuenca del río Loa.	240
Figura 6.2: Temperatura media anual promedio y diferencia entre las climatologías medias anuales según balance hídrico del año 1987 y la versión actual (beta) para la cuenca del río Loa.	241
Figura 6.3: Evolución del índice NSE a medida que aumenta el número de iteraciones y cambios de parámetros. Panel superior: Curva de variación estacional. En gris se muestran las distintas iteraciones realizadas, en rojo se encuentra la curva para el set de parámetros escogidos y en negro la curva de variación estacional para el caudal observado y llevado a régimen natural. Panel Inferior: Cambios en el índice NSE según distintos parámetros (o iteraciones). En rojo se encuentra el NSE final para el set de parámetros escogidos. Cuenca del río Salado en Sifón Ayquina.	242
Figura 6.4: Curva de variación estacional y fracción acumulada promedio durante el periodo 1985/1986 – 2014/2015 para la precipitación (panel a), escorrentía (panel b) y evapotranspiración (panel c) en la cuenca del río Loa. Los valores corresponden a las salidas del modelo VIC.....	243
Figura 6.5: Evapotranspiración de cultivo de referencia en la estación Calama Rural. Se presentan los resultados de las mediciones en la estación y los valores interpolados a partir de los resultados de VIC.	245
Figura 6.6: Evapotranspiración potencial anual acumulada promedio sobre el periodo 2000-2014.	245
Figura 6.7: Evapotranspiración real anual acumulada promedio sobre el periodo 2000-2014.	246
Figura 6.8: Evapotranspiración real interpolada desde los resultados de VIC a la estación Calama Rural.	246
Figura 6.9: Evapotranspiración real anual acumulada promedio sobre el periodo 2000-2014 para el balance hídrico de 1987 y el balance generado para el periodo 2000-2015.	247
Figura 6.10: Fracción de área cubierta por nieve (fSCA en inglés) para el modelo VIC (en azul) y el producto MOD10/MYD10 de los satélites Terra y Aqua, donde se muestran los días con nubosidades que cubren menos del 40% de la cuenca. Datos para la cuenca del río Loa.	248
Figura 6.11: Estimación de la recarga de agua subterránea en la estación fluviométrica “Loa antes represa Lequena” mediante la técnica de MoMLRr.....	249
Figura 6.12: Estimación de la recarga de agua subterránea en la estación fluviométrica “Loa en Desembocadura” mediante la técnica de MoMLRr.	250

Figura 6.13: Comparación entre modelo que genera las forzantes meteorológicas y aquel generado a partir de los deltas calculados para el modelo IPSL, para las variables de precipitación (en mm, arriba), temperatura mínima (en °C, al medio) y temperatura máxima (en °C, abajo), en la cuenca de río Loa.....	252
Figura 6.14: Variación de la precipitación y la escorrentía según los distintos modelos de cambio climático seleccionados para la cuenca del río Loa. La línea base corresponde a lo modelado para el período 1985-2015, mientras que los modelos consideran desde 2030 a 2060. Todos los resultados se extraen del modelo VIC.....	253
Figura 6.15: Evapotranspiración real anual acumulada sobre el periodo de análisis para 4 modelos de cambio climático.	255
Figura 6.16: Precipitación media anual y diferencia entre las climatologías medias anuales según balance hídrico del año 1987 y la versión actual (beta) para la cuenca del río Choapa.	256
Figura 6.17: Temperatura media anual promedio y diferencia entre las climatologías medias anuales según balance hídrico del año 1987 y la versión actual (beta) para la cuenca del río Choapa.	256
Figura 6.18: Evolución del índice NSE a medida que se aumenta el número de iteraciones y cambios de parámetros. Panel superior: Curva de variación estacional. En gris se muestran las distintas iteraciones realizadas, en rojo se encuentra la curva para el set de parámetros escogidos y en negro la curva de variación estacional para el caudal observado (durante el período de calibración) y llevado a régimen natural. Panel Inferior: Cambios en el índice NSE según distintos parámetros (o iteraciones). En rojo se encuentra el NSE final para el set de parámetros escogidos. Cuenca del río Choapa en Cuncumén.....	257
Figura 6.19: Curva de variación estacional y fracción acumulada promedio durante el periodo 1985/1986 – 2014/2015 para la precipitación (panel a), escorrentía (panel b) y evapotranspiración (panel c) en la cuenca del río Choapa. Los valores corresponden a las salidas del modelo VIC.	259
Figura 6.20: Evapotranspiración de cultivo de referencia en la estación Illapel. Se presentan los resultados de las mediciones en la estación y los valores interpolados a partir de los resultados de VIC.	260
Figura 6.21: Evapotranspiración potencial anual acumulada promedio sobre el periodo 2000-2014.	261
Figura 6.22: Evapotranspiración potencial en la estación Illapel. Se presentan los resultados interpolados a partir del producto MODIS y los resultados de VIC.....	262
Figura 6.23: Evapotranspiración real anual acumulada promedio sobre el periodo 2000-2014.	262
Figura 6.24: Evapotranspiración real en la estación Illapel. Se presentan los resultados interpolados a partir del producto MODIS y los resultados de VIC.....	263
Figura 6.25: Evapotranspiración real anual acumulada promedio sobre el periodo 2000-2014 para el balance hídrico de 1987 y el balance generado para el periodo 2000-2015.	263
Figura 6.26: Fracción de área cubierta por nieve (fSCA en inglés) para el modelo VIC (en azul) y el producto MOD10/MYD10 de los satélites Terra y Aqua, donde se muestran los días con nubosidades que cubren menos del 40% de la cuenca. Datos para la cuenca del río Choapa.	264
Figura 6.27: Comparación entre los volúmenes de SWE según VIC y los estimados por el producto de SWE de Cortés (2016) para la cuenca del río Choapa.	265
Figura 6.28: Estimación de la recarga de agua subterránea en la estación fluviométrica “Choapa en Cuncumén” mediante la técnica de MoMLRr.	266
Figura 6.29: Estimación de la recarga de agua subterránea en la estación fluviométrica “Choapa aguas arriba estero La Canela” mediante la técnica de MoMLRr.	266
Figura 6.30: Comparación entre modelo que genera las forzantes meteorológicas y aquel generado a partir de los deltas calculados para el modelo IPSL, para las variables de precipitación (en mm,	

arriba), temperatura mínima (en °C, al medio) y temperatura máxima (en °C, abajo), en la cuenca de río Choapa.	269
Figura 6.31: Variación de la precipitación y la escorrentía según los distintos modelos de cambio climático seleccionados para la cuenca del río Choapa. La línea base corresponde a lo modelado para el período 1985-2015, mientras que los modelos consideran desde 2030 a 2060. Todos los resultados se extraen del modelo VIC. CC: modelo CCSM4, CS: modelo CSIRO MK3.6, IP: IPSL_CM5A_LR.	270
Figura 6.32: Evapotranspiración real anual acumulada sobre el periodo de análisis para 4 modelos de cambio climático.	272
Figura 6.33: Precipitación media anual y diferencia entre las climatologías medias anuales según balance hídrico del año 1987 y la versión actual (beta) para la cuenca del río Maipo.	273
Figura 6.34: Temperatura media anual promedio y diferencia entre las climatologías medias anuales según balance hídrico del año 1987 y la versión actual (beta) para la cuenca del río Maipo.	273
Figura 6.35: Evolución del índice NSE a medida que se aumenta el número de iteraciones y cambios de parámetros. Panel superior: Curva de variación estacional. En gris se muestran las distintas iteraciones realizadas, en rojo se encuentra la curva para el set de parámetros escogidos y en negro la curva de variación estacional para el caudal observado y llevado a régimen natural. Panel Inferior: Cambios en el índice NSE según distintos parámetros (o iteraciones). En rojo se encuentra el NSE final para el set de parámetros escogidos. Cuenca del río Maipo en el Manzano.	274
Figura 6.36: Curva de variación estacional y fracción acumulada promedio durante el periodo 1985/1986 – 2014/2015 para la precipitación (panel a), escorrentía (panel b) y evapotranspiración (panel c) en la cuenca del río Maipo. Los valores corresponden a las salidas del modelo VIC.	275
Figura 6.37: Evapotranspiración de cultivo de referencia en la estación San Antonio de Naltahua. Se presentan los resultados de las mediciones en la estación y los valores interpolados a partir de los resultados de VIC.	276
Figura 6.38: Evapotranspiración potencial anual acumulada promedio sobre el periodo 2000-2014.	277
Figura 6.39: Evapotranspiración potencial en la estación San Antonio de Naltahua. Se presentan los resultados interpolados a partir del producto MODIS y los resultados de VIC.	277
Figura 6.40: Evapotranspiración real anual acumulada promedio sobre el periodo 2000-2014.	278
Figura 6.41: Evapotranspiración real en la estación San Antonio de Naltahua. Se presentan los resultados interpolados a partir del producto MODIS y los resultados de VIC.	278
Figura 6.42: Evapotranspiración real anual acumulada promedio sobre el periodo 2000-2014 para el balance hídrico de 1987 y el balance generado para el periodo 2000-2015.	279
Figura 6.43: Fracción de área cubierta por nieve (fSCA en inglés) para el modelo VIC (en azul) y el producto MOD10/MYD10 de los satélites Terra y Aqua, donde se muestran los días con nubosidades que cubren menos del 40% de la cuenca. Datos para la cuenca del río Maipo.	280
Figura 6.44: Comparación entre el SWE modelado y medido según Snow Pillos y calicatas para las estaciones Barros Negros, Estero Plomo, Laguna Negra y Las Arenas.	282
Figura 6.45: Comparación entre los volúmenes de SWE según VIC y los estimados por el producto de SWE de Cortés (2016) para la cuenca del río Maipo.	282
Figura 6.46: Estimación de la recarga de agua subterránea en la estación fluviométrica “Maipo en el Manzano” mediante la técnica de MoMLRr.	283
Figura 6.47: Estimación de la recarga de agua subterránea en la estación fluviométrica “Maipo en Cabimbao” mediante la técnica de MoMLRr.	284

Figura 6.48: Comparación entre modelo que genera las forzantes meteorológicas y aquel generado a partir de los deltas calculados para el modelo IPSL, para las variables de precipitación (en mm, arriba), temperatura mínima (en °C, al medio) y temperatura máxima (en °C, abajo), en la cuenca de río Maipo. Precipitación y Escorrentía	286
Figura 6.49: Variación de la precipitación y la escorrentía según los distintos modelos de cambio climático seleccionados para la cuenca del río Maipo. La línea base corresponde a lo modelado para el período 1985-2015, mientras que los modelos consideran desde 2030 a 2060. Todos los resultados se extraen del modelo VIC.....	287
Figura 6.50: Evapotranspiración real anual acumulada sobre el periodo de análisis para 4 modelos de cambio climático.	289
Figura 6.51: Precipitación media anual y diferencia entre las climatologías medias anuales según balance hídrico del año 1987 y la versión actual (beta) para la cuenca del río Imperial.	290
Figura 6.52: Temperatura media anual promedio y diferencia entre las climatologías medias anuales según balance hídrico del año 1987 y la versión actual (beta) para la cuenca del río Imperial.....	290
Figura 6.53: Evolución del índice NSE a medida que se aumenta el número de iteraciones y cambios de parámetros. Panel superior: Curva de variación estacional. En gris se muestran las distintas iteraciones realizadas, en rojo se encuentra la curva para el set de parámetros escogidos y en negro la curva de variación estacional para el caudal observado y llevado a régimen natural. Panel Inferior: Cambios en el índice NSE según distintos parámetros (o iteraciones). En rojo se encuentra el NSE final para el set de parámetros escogidos. Cuenca del río Cautín en Rari-Ruca.	291
Figura 6.54: Curva de variación estacional y fracción acumulada promedio durante el periodo 1985/1986 – 2014/2015 para la precipitación (panel a), escorrentía (panel b) y evapotranspiración (panel c) en la cuenca del río Imperial. Los valores corresponden a las salidas del modelo VIC.	292
Figura 6.55: Evapotranspiración de cultivo de referencia en la estación Carillanca. Se presentan los resultados de las mediciones en la estación y los valores interpolados a partir de los resultados de VIC.	294
Figura 6.56: Evapotranspiración potencial anual acumulada promedio sobre el periodo 2000-2014.	294
Figura 6.57: Evapotranspiración potencial en la estación Illapel. Se presentan los resultados interpolados a partir del producto MODIS y los resultados de VIC.....	295
Figura 6.58: Evapotranspiración real anual acumulada promedio sobre el periodo 2000-2014.	295
Figura 6.59: Evapotranspiración real en la estación Illapel. Se presentan los resultados interpolados a partir del producto MODIS y los resultados de VIC.....	296
Figura 6.60: Evapotranspiración real anual acumulada promedio sobre el periodo 2000-2014 para el balance hídrico de 1987 y el balance generado para el periodo 2000-2015.	296
Figura 6.61: Fracción de área cubierta por nieve (fSCA en inglés) para el modelo VIC (en azul) y el producto MOD10/MYD10 de los satélites Terra y Aqua, donde se muestran los días con nubosidades que cubren menos del 40% de la cuenca. Datos para la cuenca del río Imperial.....	297
Figura 6.62: Estimación de la recarga de agua subterránea en la estación fluviométrica “Cautín en Rari-Ruca” mediante la técnica de MoMLRr.....	298
Figura 6.63: Estimación de la recarga de agua subterránea en la estación fluviométrica “Cautín en Almagro” mediante la técnica de MoMLRr.	299
Figura 6.64: Estimación de la recarga de agua subterránea en la estación fluviométrica “Cholchol en Cholchol” mediante la técnica de MoMLRr.	299
Figura 6.65: Comparación entre modelo que genera las forzantes meteorológicas y aquel generado a partir de los deltas calculados para el modelo IPSL, para las variables de precipitación (en mm,	

arriba), temperatura mínima (en °C, al medio) y temperatura máxima (en °C, abajo), en la cuenca de río Imperial.	302
Figura 6.66: Variación de la precipitación y la escorrentía según los distintos modelos de cambio climático seleccionados para la cuenca del río Imperial. La línea base corresponde a lo modelado para el período 1985-2015, mientras que los modelos consideran desde 2030 a 2060. Todos los resultados se extraen del modelo VIC.....	303
Figura 6.67: Evapotranspiración real anual acumulada sobre el periodo de análisis para 4 modelos de cambio climático.	305
Figura 6.68: Precipitación media anual y diferencia entre las climatologías medias anuales según balance hídrico del año 1987 y la versión actual (beta) para la cuenca del río Aysén.....	306
Figura 6.69: Temperatura media anual promedio y diferencia entre las climatologías medias anuales según balance hídrico del año 1987 y la versión actual (beta) para la cuenca del río Aysén.	306
Figura 6.70: Evolución del índice NSE a medida que se aumenta el número de iteraciones y cambios de parámetros. Panel superior: Curva de variación estacional. En gris se muestran las distintas iteraciones realizadas, en rojo se encuentra la curva para el set de parámetros escogidos y en negro la curva de variación estacional para el caudal observado y llevado a régimen natural. Panel Inferior: Cambios en el índice NSE según distintos parámetros (o iteraciones). En rojo se encuentra el NSE final para el set de parámetros escogidos. Cuenca del río Aysén en Puerto Aysén.....	307
Figura 6.71: Curva de variación estacional y fracción acumulada promedio durante el periodo 1985/1986 – 2014/2015 para la precipitación (panel a), escorrentía (panel b) y evapotranspiración (panel c) en la cuenca del río Aysén. Los valores corresponden a las salidas del modelo VIC.	308
Figura 6.72: Evapotranspiración de cultivo de referencia en la estación El Claro. Se presentan los resultados de las mediciones en la estación y los valores interpolados a partir de los resultados de VIC.	310
Figura 6.73: Evapotranspiración potencial anual acumulada promedio sobre el periodo 2000-2014.	310
Figura 6.74: Evapotranspiración potencial en la estación Claro. Se presentan los resultados interpolados a partir del producto MODIS y los resultados de VIC.....	311
Figura 6.75: Evapotranspiración real anual acumulada promedio sobre el periodo 2000-2014.	311
Figura 6.76: Evapotranspiración real en la estación El Claro. Se presentan los resultados interpolados a partir del producto MODIS y los resultados de VIC.....	312
Figura 6.77: Evapotranspiración real anual acumulada promedio sobre el periodo 2000-2014 para el balance hídrico de 1987 y el balance generado para el periodo 2000-2015.	312
Figura 6.78: Fracción de área cubierta por nieve (fSCA en inglés) para el modelo VIC (en azul) y el producto MOD10/MYD10 de los satélites Terra y Aqua, donde se muestran los días con nubosidades que cubren menos del 40% de la cuenca. Datos para la cuenca del río Aysén.	313
Figura 6.79: Estimación de la recarga de agua subterránea en la estación fluviométrica “Mañiguales antes junta río Simpson” mediante la técnica de MoMLRr.	314
Figura 6.80: Estimación de la recarga de agua subterránea en la estación fluviométrica “Aysén en Puerto Aysén” mediante la técnica de MoMLRr.	315
Figura 6.81: Comparación entre modelo que genera las forzantes meteorológicas y aquel generado a partir de los deltas calculados para el modelo IPSL, para las variables de precipitación (en mm, arriba), temperatura mínima (en °C, al medio) y temperatura máxima (en °C, abajo), en la cuenca de río Aysén.....	317
Figura 6.82: Variación de la precipitación y la escorrentía según los distintos modelos de cambio climático seleccionados para la cuenca del río Aysén. La línea base corresponde a lo modelado	

para el período 1985-2015, mientras que los modelos consideran desde 2030 a 2060. Todos los resultados se extraen del modelo VIC.....	318
Figura 6.83: Evapotranspiración real anual acumulada sobre el periodo de análisis para 4 modelos de cambio climático	320
Figura 6.84: Comparación para todas las cuencas piloto de los flujos de a) precipitación, b)escorrentía y c)evapotranspiración, entre los periodos del balance hídrico DGA (1987) en el periodo (1985-1980) y el periodo del balance actual (1985-2015).....	323
Figura 6.85: Variación porcentual para el periodo (2030-2060) respecto al periodo histórico (1985-2015) según los 4 GCM seleccionados para a) Precipitación, b) Escorrentía y c) Evapotranspiración. Para la escorrentía, las variaciones porcentuales del río Loa casi quintuplican los valores históricos, por lo que para efectos de visualización se cortó la escala en 50%.....	325

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 2.1: Estudios revisados en función de solicitud de la Dirección General de Aguas.	5
Tabla 2.2: Estudios revisados sugeridos por el equipo consultor.....	7
Tabla 2.3: Formato de presentación de revisión de estudios.	9
Tabla 3.1: Comparación entre número de estaciones hidrométricas y pluviométricas a nivel nacional.	11
Tabla 3.2: Estaciones hidrometeorológicas ubicadas en los distintos glaciares, año de inicio y variables registradas. Los pixeles en rosado implican que la estación si mide la variable asociada, mientras que en verde la estación no registra la variable. T: Temperatura del aire, Pp: Precipitación, HR: Humedad Relativa, Vel. Viento: Velocidad del viento, Dir. Viento: Dirección del viento, LW: Radiación incidente de onda Larga, SW: Radiación incidente de onda corta, Hnieve: Profundidad del manto nival.....	16
Tabla 3.3 Densidad de estaciones mínimas recomendadas (área en km ² por estación) (WMO, 2008).....	42
Tabla 3.4: Cantidad de estaciones que realizan mediciones según fuente y tipo de variable que registra en el período 1980-2015.	43
Tabla 3.5: Resumen de la cantidad de estaciones que presentan años con información completa de las principales variables hidrometeorológicas en las cuencas en estudio para la Macro zona Norte, en el período 1985-2015.	51
Tabla 3.6: Resumen de la cantidad de estaciones que presentan años con información completa de las principales variables hidrometeorológicas en las cuencas en estudio para la Macro zona Centro, en el período 1985-2015.	51
Tabla 3.7: Resumen de la cantidad de estaciones que presentan años con información completa de las principales variables hidrometeorológicas en las cuencas en estudio para la Macro zona Sur, en el período 1985-2015.	52
Tabla 3.8: Resumen de la cantidad de estaciones que presentan años con información completa de las principales variables hidrometeorológicas en las cuencas en estudio para la Macro zona Austral, en el período 1985-2015.	53
Tabla 3.9: Características principales de la configuración del modelo WRF.	55
Tabla 3.10: Rutas de nieve analizadas durante el periodo 1980-2005.....	60
Tabla 3.11: Estaciones de registro continuo de equivalente en agua de nieve.	61
Tabla 3.12: Productos climáticos evaluados en contraste con observaciones.....	67
Tabla 3.13: Métricas de comparación utilizadas para evaluar productos climáticos.	68
Tabla 4.1: Comparación de nivel de prioridad para la aplicación de la metodología del balance hídrico y realizar la caracterización de cada cuenca en macrozonas norte y centro. En amarillo se presentan las cuencas que poseen el mejor ranking y en verde la cuenca seleccionada.....	81
Tabla 4.3: Derechos de agua asociados a cada cuenca.	83
Tabla 4.4: Cantidad de estaciones pluviométricas por cuenca que se encuentran en régimen natural.....	85
Tabla 4.5: Cuencas preseleccionadas para evaluar su caracterización.	86
Tabla 5.1: Resumen de los productos, índices y reanálisis mencionados.	104
Tabla 5.2: Sesgos por estación meteorológica y variable entre los valores estimados por el modelo y los medidos en 69 estaciones de INIA.	131
Tabla 5.3: Valores de MAE, RMSE Y R ² para las tres variables evaluadas y las cuatro macrozonas definidas por la DGA. Se muestra también y valor p del test de Kolmogorov-Smirnov.....	136
Tabla 5.4: Estadísticos de mapas de precipitación media anual.	138
Tabla 5.5: Estadísticos de mapas de temperatura media anual promedio.	141

Tabla 5.6: Regionalización de las tendencias de precipitaciones tanto para todas las estaciones por macrozona, región y cuenca como solo para aquellas que resultaron ser significativas en el test de Mann-Kendall. Se muestra la tendencia decadal, el total de estaciones utilizadas en cada caso y el número de estaciones con tendencia negativa. Dado el menor número de datos, se considera significativo un valor p inferior a 0,01.	161
Tabla 5.7: Robustez de la señal de cambio en las distintas zonas. Fuente: CEPAL, 2012.....	174
Tabla 5.8: Modelos seleccionados luego de filtro ENSO-SAM y opinión de expertos. Se muestra el largo de la grilla por latitud y longitud en grados decimales (considerar que 1 grado decimal equivale aproximadamente a 111,3 km). También se muestra la sensibilidad climática en grados Celsius. Además, se reportan los deltas de temperatura y precipitación promedio para cada modelo. En las celdas verdes, se han marcado aquellos modelos seleccionados previamente a partir de los criterios anteriores. Aquellas celdas con NA, la sensibilidad corresponde a la misma de la familia del modelo respectivo.....	180
Tabla 5.9: Coeficientes de Bandeja Clase A para distintas condiciones de cobertura de suelo promedio diario de velocidad del viento y humedad relativa locales.	196
Tabla 5.10: Bondad de ajuste de las curvas propuestas para el método de la profundidad de extinción.....	198
Tabla 5.11: Resumen de texturas de suelos y valores de conductividades hidráulicas [mm/día]. Modificado de (Natural Resource Conservation Service Soil, 2017).	203
Tabla 5.12 Valores estimados de conductividad hidráulica en m/día. Extraído de Sánchez F.J. (2004).	204
Tabla 5.13: Metodologías para estimar la recarga conforme al tipo de clima y zona hidrológica. Extraído de Scanlon et al. (2002).....	208
Tabla 5.14: Aplicaciones en hidrología de isótopos estables y radiogénicos (Deodhar et al. 2014).	211
Tabla 5.15: Comparación entre métodos de estimación de la recarga. Extraído de (U.S. Geological Survey 2017a).....	213
Tabla 5.16: Parámetros considerados en la calibración del modelo VIC.....	222
Tabla 5.17: Comparación entre el caudal extraído promedio desde el 01/01/2012 hasta el 31/07/2017 y los derechos de agua asignados en distintas captaciones de la cuenca del río Loa. Obtenido a partir de la información de estaciones en línea pertenecientes a la DGA.	226
Tabla 5.18: Tasa de rendimiento mensual para los glaciares de la cuenca del río Maipo, donde las orientaciones representan: S=Sur, SO=Sur-Oeste, SE=Sur-Este, E=Este, O=Oeste, N=Norte, NE=Nor-Este, NO=Nor-Oeste.	228
Tabla 6.1 Áreas de las cuencas piloto.....	239
Tabla 6.2: Variación de forzantes meteorológicas en cuenca del río Loa.	240
Tabla 6.3: Valores de precipitación, escorrentía y evapotranspiración para la cuenca del río Loa. Resultados extraídos del modelo VIC para el período 1985/1986 - 2014/2015.	244
Tabla 6.4 Índices de recesión (días/ciclo log) de cada estación fluviométrica. Mínimo (min), mediana (med) y máximo (max).	250
Tabla 6.5: Valor promedio anual del periodo histórico (1985-2015) en el modelo de las forzantes, y en el periodo futuro (2030-2060) en los modelos GCM con los deltas aplicados, para las variables de precipitación (Pp, mm), temperatura mínima (Tmin, °C) y temperatura máxima (Tmax, °C). Se muestran los deltas respecto del modelo de las forzantes.	251
Tabla 6.6: Variación de la precipitación y la escorrentía según los distintos modelos de cambio climático seleccionados para la cuenca del río Loa. La línea base corresponde a lo modelado para el período 1985-2015, mientras que los modelos consideran desde 2030 a 2060. Todos los resultados se extraen del modelo VIC.....	254
Tabla 6.7: Variación de forzantes meteorológicas en cuenca del río Choapa.....	256

Tabla 6.8: Valores de precipitación, escorrentía y evapotranspiración para la cuenda del río Choapa. Resultados extraídos del modelo VIC para el período 1985/1986 - 2014/2015.	260
Tabla 6.9 Índices de recesión (días/ciclo log) de cada estación fluviométrica. Mínimo (min), mediana (med) y máximo (max).	267
Tabla 6.10: Valor promedio anual del periodo histórico (1985-2015) en el modelo de las forzantes, y en el periodo futuro (2030-2060) en los modelos GCM con los deltas aplicados, para las variables de precipitación (Pp, mm), temperatura mínima (Tmin, °C) y temperatura máxima (Tmax, °C). Se muestran los deltas respecto del modelo de las forzantes.	268
Tabla 6.11: Variación de la precipitación y la escorrentía según los distintos modelos de cambio climático seleccionados para la cuenda del río Choapa. La línea base corresponde a lo modelado para el período 1985-2015, mientras que los modelos consideran desde 2030 a 2060. Todos los resultados se extraen del modelo VIC. CC: modelo CCSM4, CS: modelo CSIRO MK3.6, IP: IPSL_CM5A_LR.	270
Tabla 6.12: Variación de forzantes meteorológicas en cuenda del río Maipo.....	273
Tabla 6.13: Valores de precipitación, escorrentía y evapotranspiración para la cuenda del río Maipo. Resultados extraídos del modelo VIC para el período 1985/1986 - 2014/2015.	276
Tabla 6.14 Índices de recesión (días/ciclo log) de cada estación fluviométrica. Mínimo (min), mediana (med) y máximo (max).	284
Tabla 6.15: Valor promedio anual del periodo histórico (1985-2015) en el modelo de las forzantes, y en el periodo futuro (2030-2060) en los modelos GCM con los deltas aplicados, para las variables de precipitación (Pp, mm), temperatura mínima (Tmin, °C) y temperatura máxima (Tmax, °C). Se muestran los deltas respecto del modelo de las forzantes.	285
Tabla 6.16: Variación de la precipitación y la escorrentía según los distintos modelos de cambio climático seleccionados para la cuenda del río Maipo. La línea base corresponde a lo modelado para el período 1985-2015, mientras que los modelos consideran desde 2030 a 2060. Todos los resultados se extraen del modelo VIC.....	287
Tabla 6.17: Variación de forzantes meteorológicas en cuenda del río Imperial.....	290
Tabla 6.18: Valores de precipitación, escorrentía y evapotranspiración para la cuenda del río Imperial. Resultados extraídos del modelo VIC para el período 1985/1986 - 2014/2015.	293
Tabla 6.19: Índices de recesión (días/ciclo log) de cada estación fluviométrica. Mínimo (min), mediana (med) y máximo (max).	300
Tabla 6.20: Valor promedio anual del periodo histórico (1985-2015) en el modelo de las forzantes, y en el periodo futuro (2030-2060) en los modelos GCM con los deltas aplicados, para las variables de precipitación (Pp, mm), temperatura mínima (Tmin, °C) y temperatura máxima (Tmax, °C). Se muestran los deltas respecto del modelo de las forzantes.	301
Tabla 6.21 Variación de la precipitación y la escorrentía según los distintos modelos de cambio climático seleccionados para la cuenda del río Imperial. La línea base corresponde a lo modelado para el período 1985-2015, mientras que los modelos consideran desde 2030 a 2060. Todos los resultados se extraen del modelo VIC.....	303
Tabla 6.22: Variación de forzantes meteorológicas en cuenda del río Aysén.	306
Tabla 6.23: Valores de precipitación, escorrentía y evapotranspiración para la cuenda del río Aysén. Resultados extraídos del modelo VIC para el período 1985/1986 - 2014/2015.	309
Tabla 6.24 Índices de recesión (días/ciclo log) de cada estación fluviométrica. Mínimo (min), mediana (med) y máximo (max).	315
Tabla 6.25: Valor promedio anual del periodo histórico (1985-2015) en el modelo de las forzantes, y en el periodo futuro (2030-2060) en los modelos GCM con los deltas aplicados, para las variables	

de precipitación (Pp, mm), temperatura mínima (Tmin, °C) y temperatura máxima (Tmax, °C). Se muestran los deltas respecto del modelo de las forzantes.	316
Tabla 6.26: Detalle con la información de cambio climático para los modelos MIROC, CCSM, CSIRO e IPSL. Promedios durante el período 2030/2031 a 2059/2060. La Línea Base corresponde a los resultados para el período 1985/1986 - 2014/2015. Resultados extraídos del modelo VIC para la cuenca del río Aysén.	318
Tabla 6.27: Promedios temporales sobre la cuenca del río Loa para la precipitación, escorrentía y evapotranspiración considerando el período del balance DGA (1987) (1950-1980) y el periodo del presente estudio (1985-2015). Se muestran además las diferencias entre ambos periodos calculadas como periodo actual v/s pasado.	321
Tabla 6.28: Promedios temporales sobre la cuenca del río Choapa para la precipitación, escorrentía y evapotranspiración considerando el período del balance DGA (1987) (1950-1980) y el periodo del presente estudio (1985-2015). Se muestran además las diferencias entre ambos periodos calculadas como periodo actual v/s pasado.	321
Tabla 6.29: Promedios temporales sobre la cuenca del río Maipo para la precipitación, escorrentía y evapotranspiración considerando el período del balance DGA (1987) (1950-1980) y el periodo del presente estudio (1985-2015). Se muestran además las diferencias entre ambos periodos calculadas como periodo actual v/s pasado.	322
Tabla 6.30: Promedios temporales sobre la cuenca del río Imperial para la precipitación, escorrentía y evapotranspiración considerando el período del balance DGA (1987) (1950-1980) y el periodo del presente estudio (1985-2015). Se muestran además las diferencias entre ambos periodos calculadas como periodo actual v/s pasado.	322
Tabla 6.31: Promedios temporales sobre la cuenca del río Aysén para la precipitación, escorrentía y evapotranspiración considerando el período del balance DGA (1987) (1950-1980) y el periodo del presente estudio (1985-2015). Se muestran además las diferencias entre ambos periodos calculadas como periodo actual v/s pasado.	322
Tabla 6.32: Promedios temporales sobre la cuenca para la precipitación anual promedio, escorrentía media anual y evapotranspiración anual promedio, considerando el período 2030/2031 - 2059/2060.	324

GLOSARIO

Acuífero	: Formación geológica que almacena agua y es capaz de transmitirla de manera que pueda ser aprovechada como recurso.
Almacenamiento	: Capacidad máxima de volumen de agua que puede ser retenida o extraído de un cuerpo de agua.
AMSR	: Radiómetro avanzado para escaneo de microondas (<i>Advanced Microwave Scanning Radiometer</i>)
ANDEVA	: Corresponde a un método para comparar la similitud estadística entre dos o más promedios a partir de la partición de la variabilidad de los datos en los distintos componentes que la explican.
Balance Hídrico	: Relación entre las entradas naturales o artificiales de recurso hídrico, almacenamiento y salidas naturales o artificiales en una unidad de análisis (ej. cuenca), en un intervalo de tiempo definido.
DEM	: Modelo de Elevación Digital (<i>Digital Elevation Model</i>)
Escorrentía	: Agua que escurre superficialmente por una unidad de área, se expresa usualmente en milímetros en un intervalo de tiempo dado. Este escurrimiento puede existir tanto a nivel de laderas como en cursos de agua natural. El agua que escurre por el área de análisis puede tener origen de precipitación, exceso de saturación de suelo o derretimiento de nieve y glaciares.
ET	: Evapotranspiración real. Corresponde a la cantidad de agua que una superficie devuelve a la atmósfera como evaporación, transpiración vegetal y sublimación.
ETo	: Evapotranspiración de cultivo de referencia. Corresponde
ETP	: Evapotranspiración potencial.
fSCA	: Cobertura nival fraccional (<i>fractional Snow Covered Area</i>). Corresponde a la fracción de un área que está cubierta por nieve.
Forzantes	: Corresponde a una serie de elementos que condicionan el comportamiento de un sistema, dadas sus propiedades. Como por ejemplo precipitación y temperatura condicionan la respuesta de una cuenca,

que dependiendo de sus atributos generará distintos procesos de escurrimiento (escorrentía superficial, recarga, etc.).

GCM ó MCG	: Modelos de circulación general de la atmósfera, utilizados para realizar simulaciones climáticas globales bajo distintos escenarios.
LAI	Índice de área foliar (<i>Leaf Area Index</i>), corresponde a la fracción de área que efectivamente está cubierta por masa vegetal.
MODIS	: Espectro-radiómetro de resolución moderada (<i>Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer</i>).
NDSI	: Índice de la diferencia de nieve normalizado. (<i>Normalized Difference Snow Index</i>).
NDVI	: Índice de la Diferencia de la Vegetación normalizado (<i>Normalized Difference Vegetation Index</i>).
Nivel Dinámico (N.D.)	: Nivel piezométrico, cota del agua, que tiene un pozo durante el bombeo.
Nivel Estático (N.E.)	: Nivel piezométrico, cota del agua, en un pozo en reposo.
Nivel Freático	: Equivalente al nivel piezométrico, pero sólo en acuíferos libres.
Nivel Piezométrico	: Energía total por unidad de peso del agua subterránea en un punto de un acuífero.
NIR	: Infrarrojo cercano (<i>Near infra-red</i>).
Permeabilidad	: Capacidad de un suelo o roca para que un fluido cualquiera lo pueda atravesar.
PR	: Percepción remota.
Reanálisis climático	: Simulación atmosférica computacional que incorpora observaciones terrestres de distintas fuentes de información
REBM:	Modelos de balance de energía (<i>Resistance Energy Balance Models</i>)
Recarga Real	: Proceso natural o artificial por la cual se produce la entrada de agua a la zona saturada, donde comienza a formar parte de las reservas de agua subterránea.
Recarga Potencial	: Equivalente a la recarga real, pero el agua infiltrada puede o no llegar a la zona saturada.

- SWE** : Equivalente en agua de nieve (*Snow Water Equivalent*).
- VIS** : Luz visible (*Visible Spectrum*).

1. INTRODUCCIÓN

El estudio del balance hídrico nacional, desarrollado entre los años 1983 y 1987 resultó en un completo informe que integraba la red hidrometeorológica nacional de la época, determinando las forzantes meteorológicas de precipitación y evapotranspiración, así como la escorrentía de forma distribuida en todo el territorio de Chile continental. En aquella época, se consideraba que las variaciones de almacenamiento podían ser consideradas despreciables al ser promediadas en un periodo de tiempo lo suficientemente amplio (30 años).

Durante las últimas tres décadas, la red hidrométrica nacional ha crecido significativamente, contando con mayor cantidad de registros, así como nuevas zonas monitoreadas y nuevas variables observadas (en terreno y de forma remota). Toda esta nueva cantidad de información disponible permite realizar no solo un análisis espacial de las componentes del balance, sino que además estudiar las variaciones temporales que se han observado en las últimas décadas, donde los supuestos de estacionariedad ya no se cumplen como consecuencia de un clima en constante estado de cambio.

La actualización del balance hídrico nacional surge como respuesta a la necesidad de incorporar 30 años de nuevos registros y nuevas fuentes de información, para cuantificar la disponibilidad de los recursos hídricos. Este estudio servirá como línea base de cualquier estudio hidrológico, así como proyectos de consultoría a nivel nacional, teniendo una metodología uniforme y viable que permita incorporar procesos físicos en su estimación a modo de tener un producto robusto. Todo lo anterior favorece la inclusión de cambios producto tanto del cambio en los usos de suelo, así como las proyecciones de cambio climático esperadas para todo el territorio nacional.

En el presente estudio, se han revisado diversos estudios y fuentes de información, a modo de contar con una visión lo más amplia posible de: 1) Las posibles brechas existentes entre las distintas cuencas y macrozonas climáticas establecidas por el Atlas del Agua (DGA, 2016), 2) Caracterizar las cuencas de acuerdo al nivel de información y 3) Realizar un análisis crítico de la información. Por otra parte, se determinaron las tendencias en los registros térmicos, pluviométricos y de caudales, para toda la red hidrométrica nacional.

Todo lo anterior permitió verificar la necesidad de contar con una metodología en base a los procesos físicos, que permita incorporar estos efectos y proyecciones de cambio climático, a diferencia de modelos estadísticos que no tienen necesariamente una adaptabilidad rápida a este tipo de cambios.

El presente estudio tiene como objetivo general el definir una metodología para la actualización del balance hídrico a nivel nacional, considerando el tipo, calidad y extensión de los datos existentes. Se incluye, además, a través de un análisis de sensibilidad sobre las componentes del balance hídrico, el efecto del cambio climático. Todo lo anterior aplicado a cinco cuencas piloto de las distintas macrozonas, definidas por el Atlas del Agua recientemente publicado por la Dirección general de Aguas (DGA, 2016): Loa, Choapa, Maipo, Imperial y Aysén.

Los objetivos específicos del estudio corresponden a:

- Construcción de una metodología para la determinación del balance hídrico de una unidad de estudio que, a partir de la geografía, condiciones climáticas y de datos hidrometeorológicos, permita considerar una ecuación de balance adecuada.
- Análisis detallado y crítico de la información disponible, considerando calidad, distribución espacial y extensión de los datos hidrometeorológicos e hidrogeológicos existentes, que permitan definir la metodología adecuada a utilizar para el balance y su respectiva discretización temporal.
- Levantamiento de brechas de información existentes de las distintas variables que intervienen en el balance hídrico de una cuenca.
- Determinación de las variables que influyen en el balance y que son afectadas por la variabilidad climática, considerando su respectivo análisis de sensibilidad.
- Desarrollo de una metodología para el cálculo del balance hídrico de una cuenca, de acuerdo a la disponibilidad de información y calidad de la misma.
- Evaluación de cada metodología de análisis, para distintos niveles de información, en cuencas piloto.
- Desarrollo de una plataforma en ambiente SIG que sirva para el proceso de actualización del balance hídrico y despliegue los resultados del estudio.

Las distintas etapas de este proyecto tienen alcances bien establecidos los que se muestran en la Figura 1.1. Todas estas actividades se organizan a través de los capítulos que se presentan del siguiente modo: En el Capítulo 2 la recopilación de antecedentes necesarios para desarrollar el estudio, en el Capítulo 3 se muestra el análisis crítico de la información mientras que en el Capítulo 4 se muestra la caracterización de las cuencas de acuerdo a su nivel de información.

El Capítulo 5 en su extensión presenta la metodología para estimación del balance hídrico en donde se subdivide: 1) Determinación de forzantes meteorológicas, 2) Análisis de variabilidad climática, 3) Pérdidas Evapotranspirativas, 4) Recarga de acuíferos, 5) Modelación hidrológica y 6) Proyecto SIG. El Capítulo 6 muestra los resultados de la aplicación de las metodologías en las cinco cuencas piloto, incluyendo análisis de régimen hidrológico, escorrentía, flujos evapotranspirativos y subterráneos, almacenamiento nival y variabilidad climática.

Finalmente, en el Capítulo 7 se describen las conclusiones y recomendaciones del estudio, dejando en los Anexos el Proyecto SIG, Atlas de Mapas, recopilaciones fundamentales del Taller de Expertos, detalles de revisión de estudios y otros contenidos referentes a la metodología.

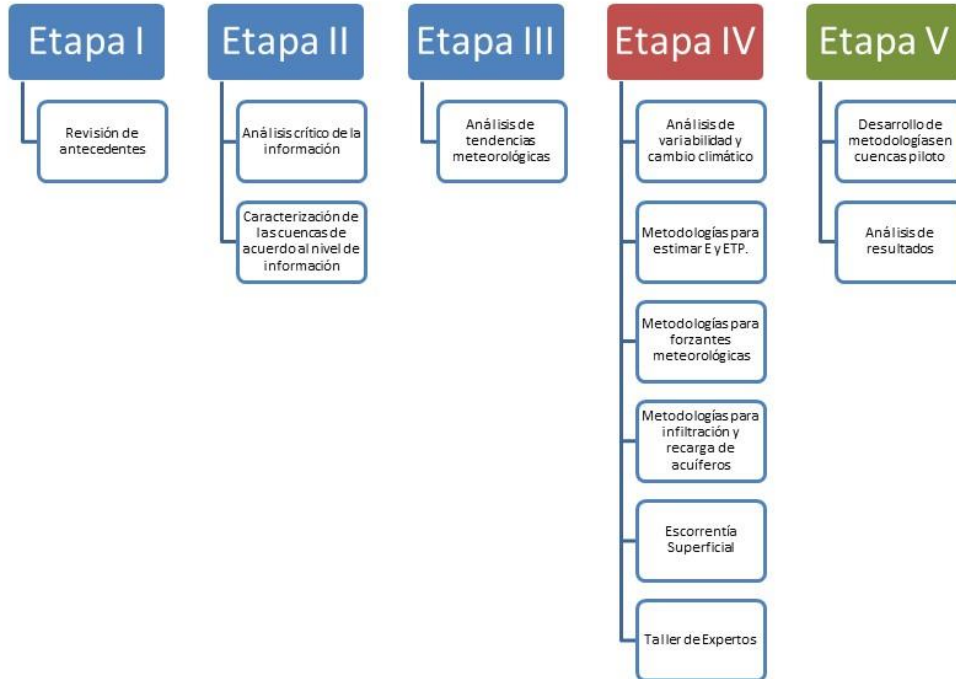


Figura 1.1 División estructural del estudio y alcances de cada etapa.

Se establece además que, en el texto del presente informe, el separador de decimales utilizado es “,”, sin embargo, para figuras generadas por programas computacionales se mantiene el separador de “.” para este fin.

2. RECOPIACIÓN DE ANTECEDENTES

La recopilación de antecedentes se centró en la búsqueda de informes, estudios, tesis y artículos científicos disponibles tanto en organismos públicos como privados, incluyendo también estudios de Universidades, así como Centros de Investigación (nacionales e internacionales) que presenten informes de estudios y artículos relevantes para la actualización del balance hídrico. Para cada estudio revisado se generó una ficha que contiene una breve reseña, incluyendo un recuadro con información acerca de la localización (región, provincia, cuenca).

Entre la bibliografía considerada se incluyó la revisión de los estudios según solicitud de las bases del contrato que se detallan en la Tabla 2.1.

Tabla 2.1: Estudios revisados en función de solicitud de la Dirección General de Aguas.

ID-DGA	Estudio
1	Balance hidrológico nacional: regiones V, VI, VII y Metropolitana / Brahim Nazarala Grez, Alejandro Grilli Dorna-Fernández, Fernando Vidal J., inspectores fiscales; Andrés Benítez Girón, jefe proyecto, Ministerio de Obras Públicas, Dirección General de Aguas, IPLA, 1983.
2	Balance hidrológico nacional: regiones VIII, IX y X / Brahim Nazarala Grez, Alejandro Grilli Dorna-Fernández, Fernando Vidal J., inspectores fiscales; Andrés Benítez Girón, jefe proyecto, Ministerio de Obras Públicas Dirección General de Aguas, IPLA, 1983.
3	Balance hidrológico nacional: XI región / Ministerio de Obras Públicas, Dirección General de Aguas, Departamento de Hidrología, REG Ricardo Edwards G. Ingenieros Consultores, 1984.
4	Balance hidrológico nacional: III y IV región / Fernando Vidal J. inspector fiscal; Andrés Benítez Girón, jefe proyecto, Ministerio de Obras Públicas, Dirección General de Aguas, IPLA, 1984.
5	Balance hidrológico nacional: X región / Ministerio de Obras Públicas, Dirección General de Aguas, Departamento de Hidrología, REG Ricardo Edwards G. Ingenieros Consultores, 1984.
6	Balance hidrológico nacional: cuenca del río Itata / Ministerio de Obras Públicas Dirección General de Aguas Departamento de Hidrología, REG Ricardo Edwards G. Ingenieros Consultores, 1985
7	Balance hidrológico nacional: II región / Ministerio de Obras Públicas, Dirección General de Aguas, Departamento de Hidrología, 1986.
8	Balance hídrico de Chile, DGA, 1987.
9	Modelo de simulación hidrológico operacional cuenca del río Imperial / Ministerio de Obras Públicas, Dirección General de Aguas, Departamento de Estudios y Planificación, CONIC - BF Ingenieros Civiles Consultores, 1998.

Tabla 2.1: Estudios revisados en función de solicitud de la Dirección General de Aguas (continuación).

ID-DGA	Estudio
10	Modelo de simulación hidrológico operacional cuencas de los ríos Maipo y Mapocho. Ministerio de Obras Públicas, Dirección General de Aguas, Departamento de Estudios y Planificación, Ayala, Cabrera y Asociados Ltda. 2000.
11	Plan director para la gestión de los recursos hídricos cuenca del río Maule: actualización del modelo de operación del sistema y formulación del plan / Ministerio de Obras Públicas, Departamento de Estudios y Planificación; Luis Arrau del Canto Consultores en Ingeniería Hidráulica y de Riego, 2007.
12	Plan director para la gestión de los recursos hídricos cuenca del río Maipo: fase II actualización del modelo de operación del sistema y formulación del plan / Ministerio de Obras Públicas, Departamento de Estudios y Planificación; Luis Arrau del Canto Consultores en Ingeniería Hidráulica y de Riego, 2008
13	Análisis y evaluación de los recursos hídricos subterráneos de los acuíferos costeros ubicados entre los ríos Salado y Huasco, III región de Atacama / Ministerio de Obras Públicas, Dirección General de Aguas, División de Estudios y Planificación; Miguel Nenadovich y Compañía Ltda., 2010.
14	Plan de acción para la conservación de glaciares ante el cambio climático: informe final / Ministerio de Obras Públicas, Dirección General de Aguas, Unidad de Glaciología y Nieves; Realizado por Comitato Ev-K2-CNR, 2012.
15	Variaciones recientes de glaciares en respuesta al cambio climático: características de los Glaciares San Rafael, Nef y Colonia, Campo de Hielo Norte / Ministerio de Obras Públicas, Dirección General de Aguas, Unidad de Glaciología y Nieves.; Realizado por Centro de Estudios Científicos, 2012.
16	Análisis integrado de gestión en cuenca del río Huasco, Región de Atacama: informe final. Ministerio de Obras Públicas, Dirección General de Aguas, División de Estudios y Planificación, Knight Piésold S.A., 2013.
17	Diagnóstico plan maestro para la gestión de recursos hídricos, Región de Coquimbo / Gobierno Regional - Región de Coquimbo, Conic-BF, 2013.
18	Actualización de la modelación integrada y subterránea del acuífero de la cuenca del río Copiapó: informe final / Ministerio de Obras Públicas, Dirección General de Aguas, División de Estudios y Planificación, Realizado por HIDROMAS CEF Limitada, 2013.
19	Modelación hidrogeológica cuenca estero Los Puercos, Región del Maule: informe final / Ministerio de Obras Públicas, Dirección General de Aguas, División de Estudios y Planificación, Realizado por GCF Ingenieros, 2013.
20	Estimación de volúmenes de hielo mediante sondajes de radar en zonas Norte, Central y Sur / Ministerio de Obras Públicas, Dirección General de Aguas, Unidad de Glaciología y Nieves; Realizado por Geoestudios, 2014.
21	Atlas del Agua. Chile 2016/ Ministerio de Obras Públicas, Dirección General de Aguas, División de Estudios y Planificación, 2016.
22	Análisis Efecto en el Régimen Hídrico por Cambio en Patrones Meteorológicos / Ministerio de Obras Públicas, Dirección General de Aguas, División de Estudios y Planificación, Hídrica Consultores Spa, 2016 (en ejecución).

Del mismo modo dentro de la revisión de antecedentes se incluyeron aquellos estudios desarrollados por el equipo consultor que se muestran en la Tabla 2.2.

Tabla 2.2: Estudios revisados sugeridos por el equipo consultor.

ID – UCH-PUC	Estudio
1	Ayala, A., McPhee, J. and Vargas, X.: Altitudinal gradients, midwinter melt, and wind effects on snow accumulation in semiarid mid-latitude Andes under La Niña conditions, <i>Water Resour. Res.</i> , 50(4), 3589–3594, doi: 10.1002/2013WR014960, 2014.
2	Cornwell, E., Molotch, N. P. and McPhee, J.: Spatio-temporal variability of snow water equivalent in the extra-tropical Andes Cordillera from distributed energy balance modeling and remotely sensed snow cover, <i>Hydrol. Earth Syst. Sci.</i> , 20(1), 411–430, doi: 10.5194/hess-20-411-2016, 2016.
3	Cortés, G., Vargas, X. and McPhee, J.: Climatic sensitivity of streamflow timing in the extratropical western Andes Cordillera, <i>Journal of Hydrology</i> , 405(1–2), 93–109, doi:10.1016/j.jhydrol.2011.05.013, 2011.
4	Cortés, G., Cornwell, E., McPhee, J. P. and Margulis, S. A.: Snow Cover Quantification in the Central Andes Derived from Multi-Sensor Data, in <i>AGU Fall Meeting Abstracts</i> , vol. 1, p. 0410. [online] Available from: http://adsabs.harvard.edu/abs/2014AGUFM.C43C0410C (Accessed 29 August 2015), 2014.
5	Cortés, G., Giroto, M. and Margulis, S. A.: Analysis of sub-pixel snow and ice extent over the extratropical Andes using spectral unmixing of historical Landsat imagery, <i>Remote Sensing of Environment</i> , 141, 64–78, 2014.
6	Krogh, S. A., Pomeroy, J. W. and McPhee, J.: Physically Based Mountain Hydrological Modeling Using Reanalysis Data in Patagonia, <i>Journal of Hydrometeorology</i> , 16(1), 172–193, doi:10.1175/JHM-D-13-0178.1, 2015.
7	McNamara, J. P., Chandler, D., Seyfried, M. and Achet, S.: Soil moisture states, lateral flow, and streamflow generation in a semi-arid, snowmelt-driven catchment, <i>Hydrol. Process.</i> 19(20), 4023–4038, doi:10.1002/hyp.5869, 2005.
8	McPhee, J., Cortés, G., Rojas, M., Garcia, L., Descalzi, A. and Vargas, L.: Downscaling Climate Changes for Santiago: What Effects can be Expected?, in <i>Climate Adaptation Santiago</i> , edited by K. Krellenberg and B. Hansjürgens, pp. 19–41, Springer Berlin Heidelberg. [online] Available from: http://link.springer.com/chapter/10.1007/978-3-642-39103-3_2 (Accessed 1 October 2014), 2014.
9	Minvielle, M. and Garreaud, R.: Projecting Rainfall Changes over the South American Altiplano, <i>Journal of Climate</i> , 24, 4577–4583, doi:10.1175/JCLI-D-11-00051.1, 2011.
10	Pellicciotti, F., Ragetti, S., Carenzo, M. and McPhee, J.: Changes of glaciers in the Andes of Chile and priorities for future work, <i>Science of The Total Environment</i> , 493, 1197–1210, doi:10.1016/j.scitotenv.2013.10.055, 2014.
11	Rubio-Álvarez, E. and McPhee, J.: Patterns of spatial and temporal variability in streamflow records in south central Chile in the period 1952–2003, <i>Water Resour. Res.</i> , 46(5), W05514, doi: 10.1029/2009WR007982, 2010.

Tabla 2.2: Estudios revisados sugeridos por el equipo consultor (continuación)

ID – UCH- PUC	Estudio
12	Vargas X., Gómez T., Ahumada F., Rubio E., Cartes M. & M. Gibbs Water availability in a mountainous Andean watershed under CMIP5 climate change scenarios. Cold and Mountain Region Hydrological Systems Under Climate Change: Towards Improved Projections Proceedings of H02, IAHS-IAPSO-IASPEI Assembly, Gothenburg, Sweden, July 2013 (IAHS Publ. 360, 2013).
13	Vicuña, S., Garreaud, R. D. and McPhee, J.: Climate change impacts on the hydrology of a snowmelt driven basin in semiarid Chile, Climatic Change, 105(3-4), 469–488, 2011.

La forma de presentar la revisión bibliográfica sigue el formato de la Tabla 2.3, en donde se destacan los puntos clave, el resumen y localización geográfica entre otros aspectos. En esta tabla se muestra, a modo de ejemplo, la revisión del estudio DGA (1988), dejándose las otras fichas en el Anexo B.

Tabla 2.3: Formato de presentación de revisión de estudios.

Tipo de Información	Estudio Licitado		
Título	Modelo de simulación hidrológico operacional cuenca del río Imperial		
Año	1998	Link	
Autor	Dirección General de Aguas		
Elaborado por	CONIC – BF Ingenieros Civiles Consultores		
Puntos clave	Río Imperial, Calidad de Agua, Recurso hídrico		
Ámbito Geográfico	Región	Provincia	Cuenca(s)
	IX Araucanía	Cautín y Malleco	Río Imperial, Cautín y Chol Chol
Tipo de Antecedentes	Demanda y Usos de Agua	Calidad de Aguas	Otros
	x		
Objetivo(s) de la información			
En el estudio se desarrollaron dos modelos computacionales basados en una representación global de la cuenca, realizando los balances de agua en 75 nodos para (1) simular la operación de sistemas de aprovechamiento y control del recurso hídrico de la cuenca del río Imperial y sus principales afluentes y (2) simular los parámetros asociados a la calidad de agua.			

Tabla 2.3: Formato de presentación de revisión de estudios (continuación).

Temática y resultados de interés
<p>Para el estudio hidrológico se cuantificaron los aportes hídricos realizados por las distintas cuencas que conforman el río Imperial (desde los ríos de cabecera y hasta después de la junta del río Imperial y Chol Chol), realizando una sectorización del mismo, obteniendo los caudales medios mensuales donde existen estaciones fluviométricas (16) realizando los procesos de corregir, rellenar y extender la serie; y estimando el caudal para cuencas intermedias donde no existen mediciones, basados en un rendimiento específico de caudal por unidad de área y precipitación. Para esto fue confeccionado un mapa de isoyetas de precipitación anual basados en la información de 15 estaciones pertenecientes a la DGA y DMC, con información desde 1950 hasta el año 1996.</p>
<p>Se calculan las demandas asociadas al recurso hídrico de la zona, basados en los derechos de agua existentes, obteniendo que el principal uso del agua en la cuenca es la agricultura y en forma bastante menos significativa el agua potable. Para la agricultura, se estima que la superficie entre los años 1990 y 1996 es de 27.571 ha, siendo los mayores cultivos la papa, porotos y arvejas, con un 49,2, 21,9 y 9,8% respectivamente, calculando la evapotranspiración potencial y real asociada a cada cultivo y sector agroclimático de la zona y determinando su eficiencia de riego, pudiendo así determinar los volúmenes demandados mensualmente asociados a la agricultura.</p>
<p>Se consideran 6 estaciones para la calibración y validación del modelo, siendo la primera en el período hidrológico de abril de 1991 a marzo de 1995 y la segunda en el período abril de 1986 a marzo de 1990.</p>
<p>Por otro lado, para caracterizar la calidad de aguas superficiales se utilizan los antecedentes disponibles en el Banco Nacional de Aguas de la DGA. El modelo seleccionado es el QUAL2E, basado en la ecuación unidimensional de transporte de masa por advección/dispersión y que posee un paso temporal de 10 días. La calibración se realiza con datos de análisis de agua obtenidos en una campaña de muestreos realizada en enero de 1998.</p>
<p>Se utiliza un modelo de pronóstico para estimar los recursos hídricos del período primavera-verano a escala mensual a partir de la información hidrometeorológica del período otoño-invierno mediante una regresión lineal múltiple.</p>
<p>Finalmente, se aplica el modelo de simulación mensual considerando 6 escenarios de modelación, considerando la situación al año 1998 y distintos grados de intervención en la cuenca.</p>
<p>Según la modelación de la situación al año 1998, en general todas las demandas de los sectores de riego son satisfechas entre un 90 y un 100%, con algunas excepciones en ciertas zonas de riesgo, lo que mejora en el escenario que considera la construcción del embalse Quillén, ubicado en dicha zona.</p>

3. ANÁLISIS CRÍTICO DE LA INFORMACIÓN

Como análisis crítico de la información se entiende la búsqueda de información relevante para, en este caso, la construcción de un balance hídrico, abarcando estaciones hidrometeorológicas, así como nuevas fuentes de información asociadas a percepción remota y, reanálisis climáticos, entre otros. En el presente capítulo se presentan las distintas fuentes de monitoreo hidrometeorológico, analizando su distribución espacio-temporal, así como una evaluación de esta.

3.1. FUENTES DE INFORMACIÓN

Para determinar los distintos componentes del balance hídrico, se consideran principalmente tres fuentes de información: 1) Observaciones puntuales (in situ), 2) percepción remota y 3) reanálisis climáticos. En el caso de las dos últimas, se tiene que su cobertura es prácticamente completa para todo el territorio nacional, de modo que el análisis crítico de información presentada se centra más bien en mediciones tomadas en terreno.

Con el fin de establecer las bases para levantar brechas entre las macro zonas geográficas definidas en el Atlas del Agua (DGA, 2016), se realiza una comparación entre el número de estaciones hidrométricas y pluviométricas reportadas en dicho estudio y en el Balance Hídrico Nacional (DGA, 1987), lo que se muestra en la Tabla 3.1.

Tabla 3.1: Comparación entre número de estaciones hidrométricas y pluviométricas a nivel nacional.

Tipo de estación	DGA (1987)	DGA (2016)	Incremento red
Fluviométrica	297	507	210
Pluviométrica	718	683	-35 ¹

En términos de instrumentación, según el Atlas del Agua (DGA, 2016), hoy existen 691 estaciones de niveles de Pozos, concentradas principalmente en las macro-zonas Norte y Centro, aportando información para poder evaluar la componente subterránea del balance que el estudio de 1987 no se consideraba de forma explícita. Del mismo modo, hoy se cuenta con estaciones más sofisticadas de medición de nieve y glaciares que permiten tener condiciones extremas que validarán las simulaciones meteorológicas realizadas durante el desarrollo del proyecto.

3.1.1. OBSERVACIONES IN SITU

Se entiende por observaciones In situ todas aquellas mediciones que tienen una estructura física de medición permanente o eventual en el territorio nacional. Para efectos de diferenciar los distintos procesos físicos relacionados con el balance hídrico se diferencia en cuatro grandes grupos:

¹ En el estudio DGA (1987), se reportan 377 estaciones administradas por la DMC, gran parte de las cuales estarían suspendidas el día de hoy. Si se considera sólo la red DGA, en la época existían 243 pluviómetros, con lo que en la actualidad se tendría una ganancia de 440 pluviómetros.

- 1) Mediciones hidrometeorológicas
- 2) Mediciones de aguas subterráneas
- 3) Mediciones en nieve y glaciares
- 4) Información de infraestructura

3.1.1.1. MEDICIONES HIDROMETEOROLÓGICAS

Se entiende por mediciones hidrometeorológicas a todas aquellas cuyo nivel de instrumentación permite cuantificar forzantes meteorológicas del balance hídrico (precipitación y pérdidas a la atmósfera) y caudales dentro de una cuenca hidrográfica. En el Capítulo 4 se analiza la información hidrometeorológica disponible en las principales cuencas de Chile continental. En particular, se consideran las variables precipitación, caudal, temperatura, humedad relativa, evaporación, radiación y velocidad del viento obtenidas a partir de las bases de datos de la Dirección general de Aguas (DGA), la Dirección Meteorológica de Chile (DMC), Agroclima (AGRO), la red Agromet (INIA), el Sistema de Información de Calidad del Aire (SINCA), la red de estaciones de Vinos de Chile (MTV) y el Centro de Estudios de Zonas Áridas (CEAZA). Estas estaciones pueden tener medición continua (uso de *dataloggers*) o medición discreta a ciertas horas del día realizadas de forma manual. Esta información está en continuo proceso de automatización e inclusión en la transmisión satelital, lo que es de vital importancia a la hora de realizar el análisis de asimilación de las metodologías a plantear en este estudio en etapas futuras.

El período de estudio abarca desde 1985 hasta el año 2015. Para analizar la cantidad y calidad de la información disponible en las distintas zonas de estudio se considera que un mes está completo si posee menos de 5 días sin información en el caso de la precipitación, temperatura y caudal, o 10 días en el caso de la evaporación, humedad relativa y velocidad del viento; a su vez, el año se considera completo si todos los meses se encuentran completos. La diferencia en el criterio de un mes completo se realiza principalmente por la diferencia en la cantidad de estaciones que miden dichas variables.

3.1.1.2. MEDICIONES DE AGUAS SUBTERRÁNEAS

Las mediciones de los niveles piezométricos en los pozos de observación son la principal fuente de información y control de los sistemas hídricos subterráneos (Taylor and Alley, 2001). Desde este punto de vista, una descripción de la actual red de monitoreo piezométrica es de vital importancia para validar espacial y técnicamente los datos medidos. En el Capítulo 4 se realiza un análisis de la disponibilidad de información de niveles piezométricos y de la distribución de la actual red de monitoreo de niveles de agua subterránea de la DGA. El análisis contempla el estudio de las 32 cuencas hidrográficas representativas definidas en el Atlas del Agua 2016 (DGA, 2016). Los datos medidos en cada una de las estaciones de monitoreo fueron recopilados desde la plataforma virtual de la DGA (Banco Nacional de Aguas - BNA) abarcando el período 1985-2015.

3.1.1.3. MEDICIONES DE NIEVE

La nieve tiene diversas propiedades que varían tanto en función del periodo de acumulación y derretimiento como en la edad del manto. Para efectos del balance hídrico se tiene que existen tanto mediciones de profundidad como de equivalente en agua de nieve (pasando por la densidad).

Respecto a las mediciones de profundidad, existen las rutas de nieve que consisten en mediciones en una línea recta, discretizadas cada cierta cantidad de metros (en Chile 10 metros) entre postes graduados situados usualmente cada 100 [m] (Figura 3.1). En este estudio se analizan 23 rutas de nieve entre el periodo 1980 y 2015. Esta información es puntual y se realiza a frecuencias anuales o inferiores (no se mide todos los años). El resultado de estos registros son profundidad y densidad que se obtiene mediante un instrumento llamado Monterrosa, que toma un testigo de nieve el cual se pesa con una báscula calibrada especialmente (Figura 3.2).

Respecto a registros de medición continua de nieve, en las últimas décadas la unidad de hidrología de la DGA ha incorporado sensores de distancia ultrasónicos en su red de estaciones meteorológicas. Del mismo modo se ha incorporado el uso de Snow Pillows y Snow Scales (Figura 3.3), que mediante el peso de la nieve en una superficie conocida estiman directamente el contenido del equivalente en agua de nieve en un punto. En este estudio sólo se incorpora el análisis de estas mediciones en 11 estaciones ubicadas en todo el territorio nacional.



Figura 3.1: Rutas de nieve ubicadas en Cerro Vega Negra durante agosto de 2013 (panel izquierdo) y en Laguna Negra en junio de 2016 (panel derecho). Fotografías: Santiago Montserrat (izquierdo) y Miguel Lagos (derecho).



Figura 3.2: Medición de equivalente en agua de nieve mediante testigo de nieve tomado por monterrosa. Fotografía: Departamento de recursos hídricos de California (2008).



Figura 3.3: Instrumentos de medición continua de equivalente en agua de nieve: Snow Scale (superior) y Snow Pillow (inferior) en la estación DGA Laguna Negra. Fotografía: Miguel Lagos.

3.1.1.4. MEDICIONES EN GLACIARES

Los monitoreos de glaciares se han incrementado en los últimos años a través de diversos estudios (ejemplo. DGA, 2012), donde se realizan instalaciones de estaciones meteorológicas (Figura 3.4) y/o balizas para medir la meteorología en los glaciares y el derretimiento alcanzado durante una temporada de ablación. La gran dificultad de este tipo de mediciones es que producto de las nevadas, no siempre es posible instalar estaciones de medición continua, resultando en campañas costosas de instalación y desinstalación de estas en la temporada de deshielo.

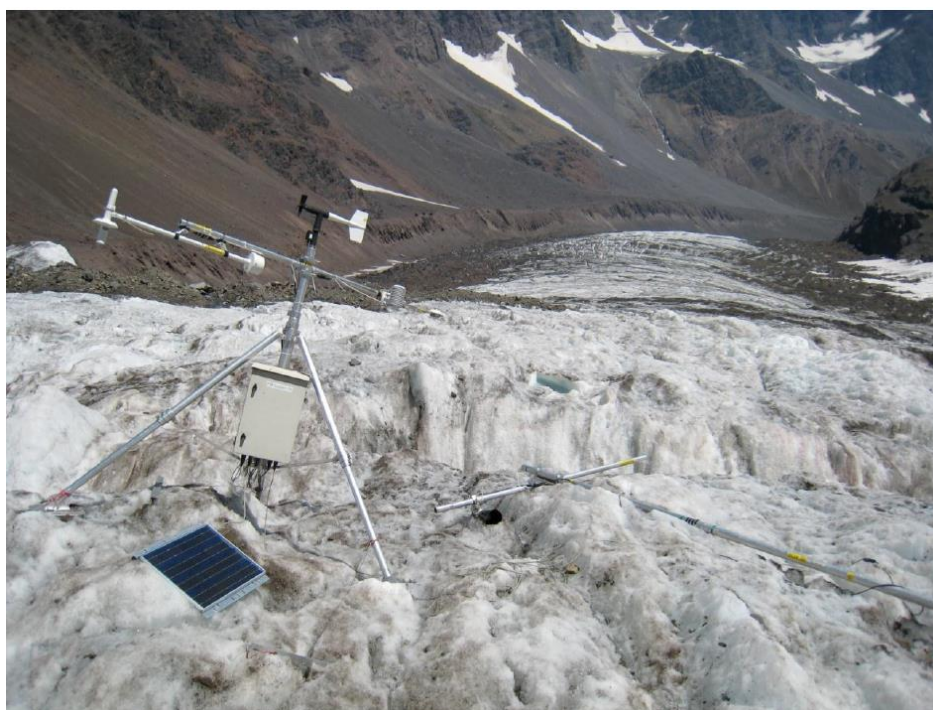


Figura 3.4: Estación instalada sobre glaciar Pirámide. Fuente: DGA (2012).

Dada la distribución espacial de los glaciares en Chile, la que se puede observar en la

Macrozona	Región	Area de Glaciares	[km ²]	[%]	Número de Glaciares	[Nº]	[%]	Vol.de Glaciares	[km ³]	[%]	Vol. Equivalente Agua	[km ³]	[%]
Norte	XV	12,2	0,05	174	0,72	0,17	0,005	0,09	0,003				
	I	24,6	0,10	244	1,01	0,39	0,011	0,27	0,008				
	II	7,2	0,03	139	0,58	0,09	0,003	0,05	0,002				
	III	89,3	0,38	776	3,22	1,90	0,052	1,49	0,045				
	IV	46,9	0,20	809	3,35	0,72	0,019	0,42	0,012				
Centro	V	135,8	0,57	715	2,97	4,01	0,11	2,89	0,09				
	RM	388,3	1,64	999	4,14	14,41	0,41	11,40	0,36				
	VI	292,3	1,24	683	2,83	13,19	0,37	11,52	0,36				
Sur	VII	38,2	0,16	218	0,90	0,90	0,03	0,77	0,02				
	VIII	45,8	0,19	198	0,82	1,79	0,05	1,61	0,05				
	IX	53,3	0,23	124	0,51	2,29	0,06	2,06	0,06				
	XIV	42,6	0,18	72	0,30	2,20	0,06	1,98	0,06				
	X	785,5	3,32	2602	10,79	27,36	0,77	24,62	0,78				
Austral	XI	10.357	43,81	9556	39,64	1.743	49,35	1.569	49,40				
	XII	11.322	47,89	6.805	28,22	1.720	48,70	1.548	48,75				
Total		23.641		24.114		3.532		3.176					

Figura 3.5, la DGA ha instalado estaciones principalmente en las macrozonas Centro y Austral. En la Tabla 3.2 se presentan las estaciones instaladas en los distintos glaciares y la fecha de su puesta en marcha, además de las variables hidrometeorológicas que registran. En ella se observa que todas las estaciones se encuentran en las cuencas de los ríos Maipo y Baker, además de que el

período de registro es muy corto, por lo que la información no posee la robustez necesaria para ser incorporada en el presente estudio.

La Unidad de Glaciología cuenta con un mayor número de estaciones instaladas en Chile, sin embargo, dicha información pudo ser analizada en este estudio, debido a la cantidad de estaciones con registros verificados y extensión de los registros. En trabajos posteriores se debe acceder a estudios y registros meteorológicos y de balance de masa en glaciares que jueguen un rol hidrológico relevante en las distintas cuencas.

Macrozona	Región	Área de Glaciares	[km ²]	[%]	Número de Glaciares	[Nº]	[%]	Vol.de Glaciares	[km ³]	[%]	Vol. Equivalente Agua [km ³]	[%]
Norte	XV	12,2	0,05	174	0,72	0,17	0,005	0,09	0,003			
	I	24,6	0,10	244	1,01	0,39	0,011	0,27	0,008			
	II	7,2	0,03	139	0,58	0,09	0,003	0,05	0,002			
	III	89,3	0,38	776	3,22	1,90	0,052	1,49	0,045			
	IV	46,9	0,20	809	3,35	0,72	0,019	0,42	0,012			
Centro	V	135,8	0,57	715	2,97	4,01	0,11	2,89	0,09			
	RM	388,3	1,64	999	4,14	14,41	0,41	11,40	0,36			
	VI	292,3	1,24	683	2,83	13,19	0,37	11,52	0,36			
	VII	38,2	0,16	218	0,90	0,90	0,03	0,77	0,02			
Sur	VIII	45,8	0,19	198	0,82	1,79	0,05	1,61	0,05			
	IX	53,3	0,23	124	0,51	2,29	0,06	2,06	0,06			
	XIV	42,6	0,18	72	0,30	2,20	0,06	1,98	0,06			
	X	785,5	3,32	2.602	10,79	27,36	0,77	24,62	0,78			
Austral	XI	10.357	43,81	9.556	39,64	1.743	49,35	1.569	49,40			
	XII	11.322	47,89	6.805	28,22	1.720	48,70	1.548	48,75			
Total		23.641		24.114		3.532		3.176				

Figura 3.5: Glaciares según sus áreas, número, volúmenes y equivalente en agua por región. Fuente: DGA (2016).

Tabla 3.2: Estaciones hidrometeorológicas ubicadas en los distintos glaciares, año de inicio y variables registradas. Los pixeles en rosado implican que la estación si mide la variable asociada, mientras que en verde la estación no registra la variable. T: Temperatura del aire, Pp: Precipitación, HR: Humedad Relativa, Vel. Viento: Velocidad del viento, Dir. Viento: Dirección del viento, LW: Radiación incidente de onda larga, SW: Radiación incidente de onda corta, Hnieve: Profundidad del manto nival.

Cuenca	Estación	Lat	Lon	Año Inicio	T	Pp	HR	Prec	Vel viento	Dir viento	LW	SW	Hnieve	Tagua	Hlim
Maipo	Glaciar San Francisco en Aguas Panimávida	-33.80	-70.07	s/i	s/i	s/i	s/i	s/i	s/i	s/i	s/i	s/i	s/i	s/i	s/i
Maipo	Termas del Plomo	-33.61	-69.91	2015											
Maipo	Echaurren Alto	-33.58	-70.13	2015											
Maipo	Echaurren Bajo	-33.59	-70.11	2014											
Backer	Rio Nef ante junta Estero el Rebalse	-47.14	-73.09	2012											
Backer	Lago Cachet 2	-47.20	-73.26	2014											
Backer	Rio Colonia en Nacimiento	-47.35	-73.13	2013											

3.1.1.5. INFORMACIÓN DE INFRAESTRUCTURA

En términos del estudio de intervención humana para determinar de correcta forma el balance hídrico en una cuenca, es necesario catastrar la infraestructura hidráulica, lagunas y embalses existentes, especialmente aquellas que modifican el régimen natural de los ríos. En el Capítulo 4 se presenta esta información para las cuencas pilotos seleccionadas.

3.1.2. PERCEPCIÓN REMOTA

La percepción remota (PR) se define como la obtención de información de un lugar geográfico, sin hacer contacto físico con la zona de estudio, en contraste con un sitio dedicado a la observación puntual. Entre los métodos más útiles se encuentran los satélites, aviones y radares. Por la cantidad de datos disponible, su cobertura espacial y temporal y por la forma distribuida en la que se entrega, la información proveniente de mediciones satelitales es de gran interés al momento de estudiar zonas que abarquen grandes extensiones geográficas.

Cada satélite mide distintas partes del espectro electromagnético. Los hay de dos tipos: satélites activos, que envían una señal y reciben lo que el cuerpo o zona de estudio refleja, y los hay pasivos, que toman una fuente externa (como la radiación solar, por ejemplo) y miden lo que se refleja y emite hacia la atmósfera (ver Figura 3.6)

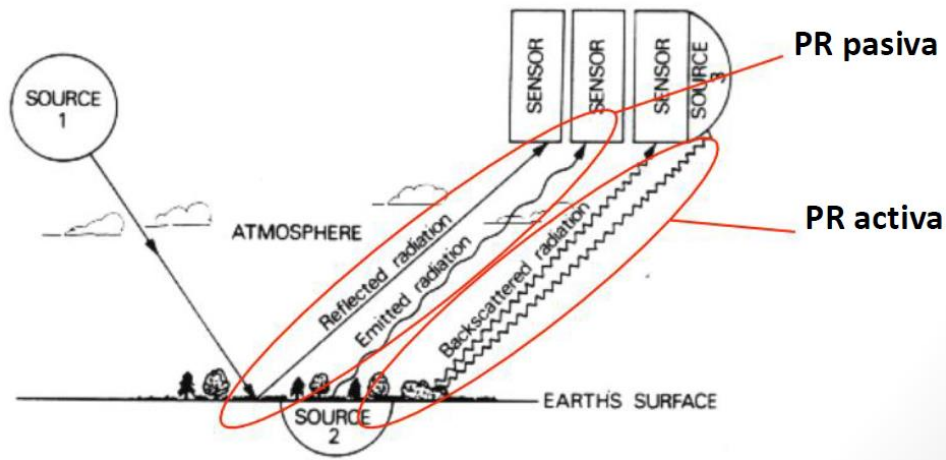


Figura 3.6: Ejemplos de percepción remota (PR) pasiva y activa.

La gran mayoría de los sensores transportados por los distintos satélites son pasivos, y usan como fuente la radiación solar en todas las longitudes de onda, que van desde las ondas de Radio hasta los rayos Gamma (ver Figura 3.7). Por ejemplo, la radiación proveniente del sol es de onda corta, que en parte es reflejada por cada cuerpo según su albedo, sin embargo, cualquier cuerpo con temperatura mayor al cero absoluto emite radiación de onda larga (ley de Stefan-Boltzmann). En consecuencia, como cada cuerpo refleja distintas longitudes de onda, es posible definir cualquier elemento según lo que refleja y emite, lo que se conoce como firma espectral. En consecuencia, se puede distinguir el mar del desierto, un cuerpo de hielo de una zona boscosa, o un bosque en excelente estado de uno con estrés hídrico y escaso follaje. Como cada satélite mide distintas secciones del espectro electromagnético, es posible identificar distintos objetos que reflejan en longitudes de onda similares a las que miden los satélites. Cada parte del espectro que el satélite mide se denomina banda espectral (desde ahora simplemente “banda”), las que están definidas para cada satélite. Por ejemplo, el satélite Landsat 8 considera 11 bandas, mientras que en el sensor MODIS, los satélites Aqua y Terra miden 36 bandas.

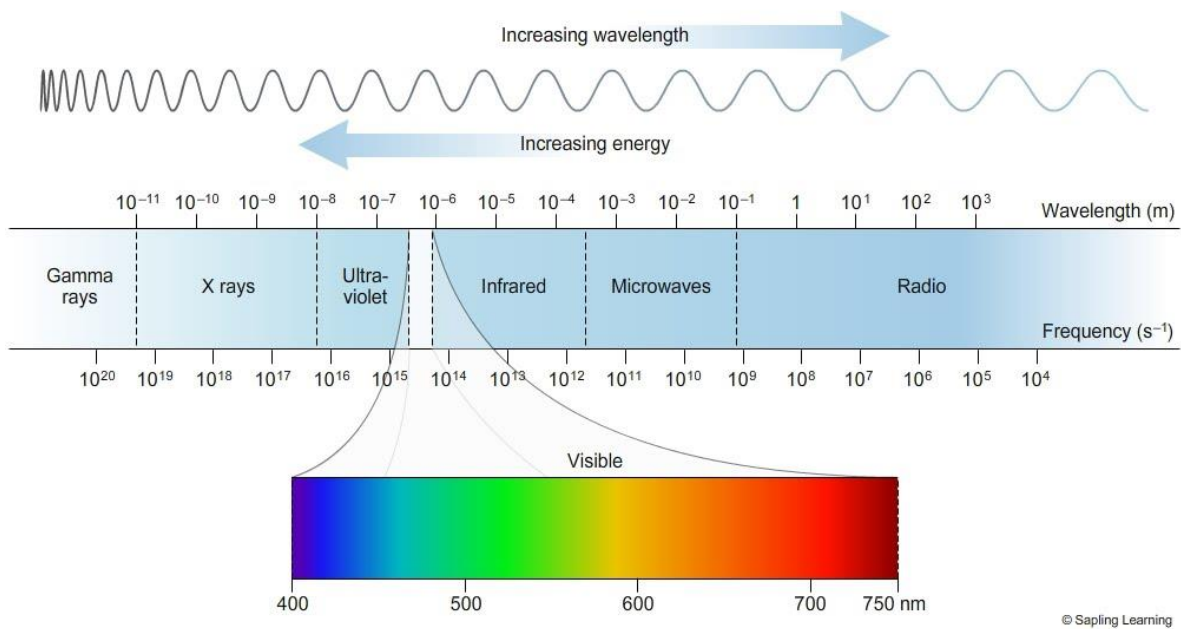


Figura 3.7: Radiación de onda electromagnética. Fuente: <https://sites.google.com/site/chempendix/em-spectrum>

Con esta información, o con la medición directa de cada banda, es posible construir índices con sentido físico de tal manera que entreguen información sobre el estado de la zona de estudio. Por ejemplo, la concentración de minerales en el mar afecta lo que se refleja y emite, por lo que se puede construir índices, que consideren las firmas espectrales, que indiquen si la concentración es alta o baja, y al hacer varias mediciones en el tiempo, estimar su variación temporal y espacial. De este modo, se ha logrado formular productos satelitales que entregan información de variables físicas de interés para la ciencia, que se obtiene (1) sólo a través de percepción remota, o (2) combinándola con algoritmos más complejos que incluyen otras fuentes de observación. Los productos satelitales son de uso directo y sólo requieren pequeños ajustes en las unidades que son sencillos de ejecutar. En cambio, algunos índices se calculan con la información que se mide en cada banda, lo que requiere un poco más de trabajo y que se conoce como álgebra de bandas. Esto corresponde a manipular matemáticamente la información para resaltar lo que es de interés como la nieve, la vegetación o los cuerpos de agua. Como los índices usan la información cruda, ésta se debe corregir debido a dos causas principales: (1) la distorsión que sufre la onda que mide el satélite debido a la presencia de masa en la atmósfera, especialmente por compuestos químicos como el dióxido de carbono, el metano o agua y (2) producto de la topografía irregular. En el caso de los productos satelitales, estas correcciones están incorporadas, no así en la medición de las bandas, aunque algunos satélites ya incluyen estas correcciones en las mediciones disponibles de manera pública.

En esta sección se describen los distintos productos satelitales e índices derivados de PR que normalmente se usan para comprender de mejor manera el ciclo hidrológico. Los productos satelitales e índices que se mencionan abarcan prácticamente la totalidad de la geografía nacional, aunque con distintas coberturas temporales.

3.1.2.1. EVAPOTRANSPIRACIÓN E ÍNDICE NDVI

Evapotranspiración (MOD16)

La evapotranspiración (ET) corresponde a la suma de los flujos de vapor de agua hacia la atmósfera desde la superficie del suelo (evaporación) y la transpiración de las plantas, siendo una componente fundamental del ciclo hidrológico. Entender la variación espacial y temporal de la evapotranspiración permite comprender la interacción entre la superficie y la atmósfera, lo que resulta crucial para el manejo del agua, detección de sequías y aplicaciones hidrológicas (Mu *et al.*, 2007).

La evaporación, en el marco de este estudio, es entendida como el proceso de conversión y transferencia de agua líquida desde una superficie hacia la atmósfera en forma de vapor. En este caso las superficies pueden ser lagos, ríos, caminos, suelos o la vegetación mojada. Por otra parte, la transpiración es un proceso de transporte activo controlado por la vegetación en el cual el agua es transportada en su forma líquida desde el suelo, y liberada en forma de vapor hacia la atmósfera por los tejidos vegetales de la planta, especialmente las hojas. Estos dos procesos ocurren de manera simultánea y, en general, resulta complejo distinguirlos separadamente. En consecuencia, la medición directa de la evapotranspiración mediante métodos de monitoreo in-situ resulta compleja y varios supuestos deben ser considerados para llegar a una estimación de esta variable.

Por otra parte, existen tres conceptos que hacen referencia a la evapotranspiración: evapotranspiración de cultivo de referencia (ET_0), evapotranspiración potencial de cultivo (ET_p), y evapotranspiración real de cultivo (ET_a). En el caso de ET_0 corresponde a la evapotranspiración de un cultivo de referencia; cultivo hipotético de pasto sin restricción de agua. ET_p se refiere a la evapotranspiración de un determinado cultivo el cual no está sujeto a restricciones de agua, ni tampoco es afectado por alguna peste, u otro factor limitante. Finalmente, ET_a corresponde a la cantidad de agua que efectivamente es liberada por una superficie

Existen varios métodos para estimar la ET_a entre los que se encuentran: (1) el modelo REBM (McVicar and Jupp, 2002), que combina percepción remota y datos meteorológicos, (2) el método del triángulo, el cual contrasta la pendiente de la temperatura superficial con el Índice de Diferencia de la Vegetación Normalizado, NDVI por sus siglas en inglés, para obtener la resistencia superficial a la ET y (3) el modelo dual desarrollado por Norman *et al.* (1995) y Kustas y Norman (1999) que también usa percepción remota. Para estos modelos, la información termal según percepción remota es la principal fuente de información. Sin embargo, se demostró que dichos métodos no son muy confiables con algunas mediciones de terreno. Para ello se plantea un nuevo método que combina la percepción remota con información meteorológica.

En el estudio de Cleug *et al.* (2007), se desarrolló un modelo basado en la ecuación de Penmann-Monteith y calcula la conductancia del follaje y la ET_a . Mu *et al.* (2007) modifica levemente esta metodología para calcular la ET_a en 19 estaciones de América del Norte. Debido a que se realizan supuestos importantes, Mu *et al.* (2011) mejora el método que propuso el año 2007 y lo aplica a escala global. Este método requiere de información remota asociada a: cobertura de suelo, índice LAI, albedo y otros, que se obtiene del sensor MODIS e información de variables

meteorológicas, las que se obtiene del reanálisis GMAO, tal como se muestra en la Figura 3.8. El producto (MOD16) incluye la evaporación desde el suelo, de la lluvia interceptada por la vegetación y la transpiración a través de las hojas de las plantas, y cada “imagen” corresponde a la evapotranspiración acumulada en 8 días. También se encuentra el cálculo a nivel mensual y anual. La resolución espacial es de 1 km, y tiene información para todos los lugares que no corresponde a cuerpos de agua, zonas que reciben aporte nival o zonas sin vegetación. El período donde existe información es desde enero de 2001 hasta diciembre de 2014.

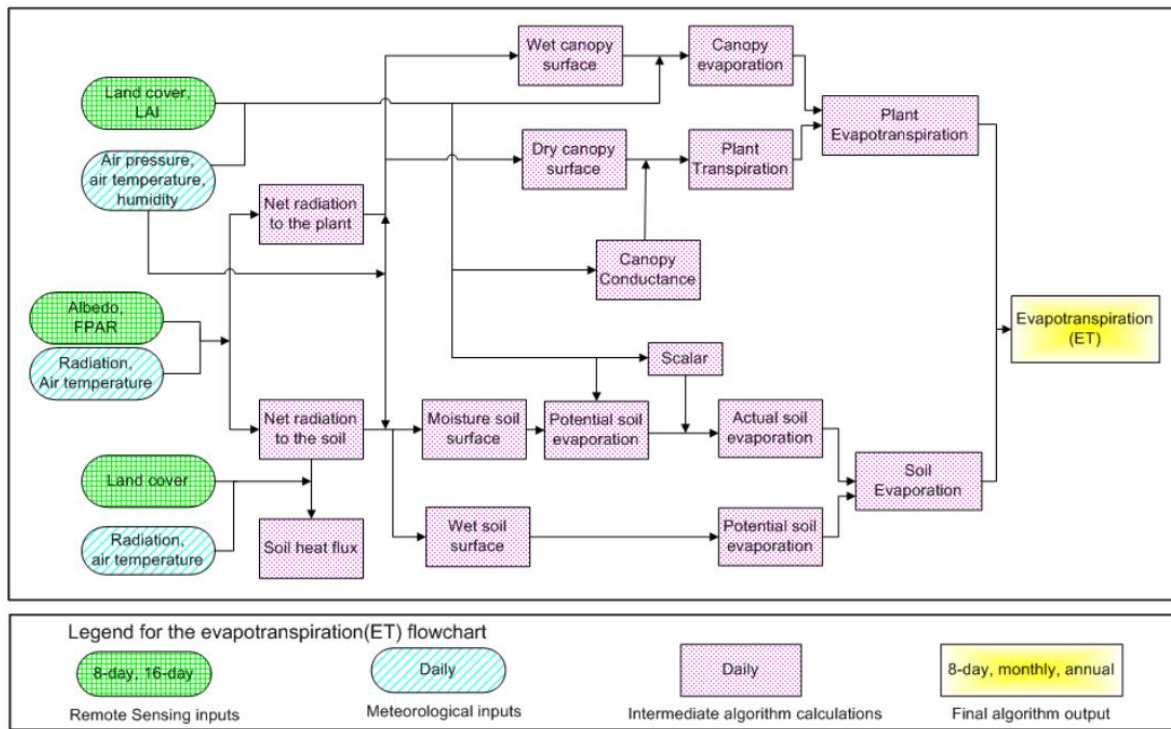


Figura 3.8: Diagrama de flujo para el cálculo de ET_a y ET_p de acuerdo con el producto MOD16. Fuente: Mu *et al.* (2011).

Índice NDVI (Satélite Landsat)

Para estimar la evapotranspiración es necesario reconocer las zonas donde existe vegetación y el estado en el cual se encuentran las especies vegetales. Los científicos han usado percepción remota para estudiar la variación de la vegetación y su densidad. Con los registros de intensidad y largo de onda de la radiación visible e infrarroja cercana, es posible construir un índice de vegetación para estimar la concentración de hojas verdes en un determinado lugar. Esto es posible gracias a que cuando la luz llega a la superficie del terreno, algunas longitudes de onda son absorbidas por la superficie, mientras que otras son reflejadas. La clorofila en las hojas de las plantas absorbe fuertemente la luz visible (entre 0,4 y 0,7 μm) para realizar la fotosíntesis. Por otro lado, las estructuras de las células reflejan la luz infrarroja cercana (entre 0,7 y 1,1 μm). Mientras más hojas tengan las plantas, más fuerte es el efecto sobre estas longitudes de onda.

Con el lanzamiento del sensor MODIS en 1999 (satélite TERRA) es posible mejorar la representación de la densidad de vegetación a través del índice EVI (Enhanced Vegetation Index),

que aprovecha las mejoras que incorpora el proyecto MODIS. EVI es conceptualmente lo mismo que el índice NDVI, pero corrige la distorsión que sufre la luz al atravesar la atmósfera, así como la cobertura de suelo bajo la vegetación. El producto MODIS MOD13 entrega los índices EVI y NDVI a resoluciones espaciales de 250 m, 1 km y 0,05° (ó 5 km aprox.) y a resoluciones temporales de 16 días y 1 mes. Otra manera de estimar el índice NDVI es a través de imágenes Landsat, que abarcan un registro temporal mucho mayor al de MODIS, con una resolución espacial de 30 m y temporal de 16 días. El índice NDVI se calcula mediante la ecuación (3.1)

$$NDVI = \frac{NIR - VIS}{NIR + VIS} \quad (3.1)$$

Dónde: *NIR* corresponde al infrarrojo cercano y *VIS* a la luz visible. El índice se mueve entre valores de -1 y 1. Si no hay hojas, el valor de NDVI es cercano o menor a cero. NDVI igual a cero indica que no hay vegetación, mientras que 1 representa la máxima densidad de hojas posible. En la Figura 3.9 se muestran ejemplos de cálculo para un árbol con hojas verdes y el mismo árbol con hojas oscurecidas a causa del otoño.

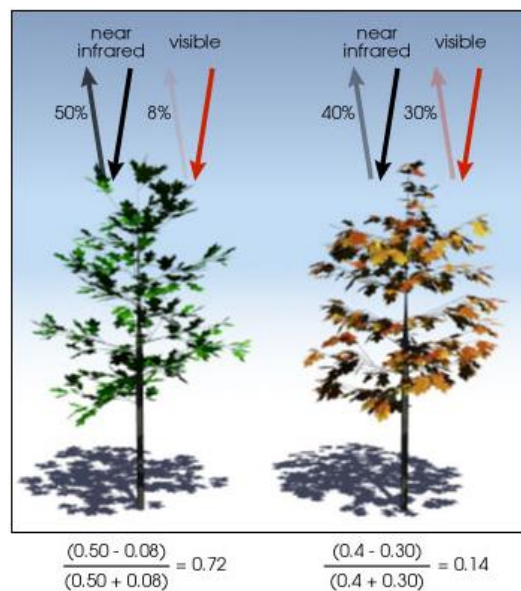


Figura 3.9: NDVI es calculado según la luz visible e infrarroja reflejada por la vegetación. Un follaje saludable absorbe gran parte de la luz visible, mientras que refleja la infrarroja. Una vegetación en malas condiciones o poco densa, refleja más la luz visible y absorbe la infrarroja.

Fuente: <http://earthobservatory.nasa.gov/Features/MeasuringVegetation/>

Un ejemplo de cómo se ve espacialmente el índice NDVI se muestra en la Figura 3.10. Se aprecia que existe mayor cobertura vegetal en las cercanías del río Aconcagua, debido a los predios agrícolas.

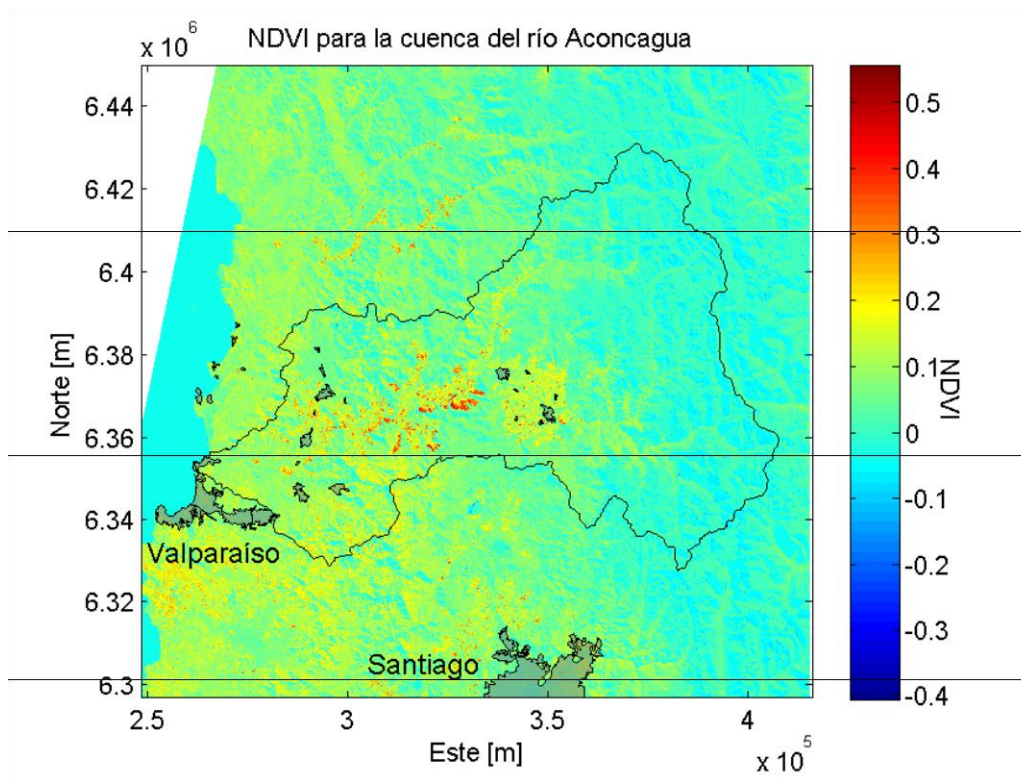


Figura 3.10: Índice NDVI para la cuenca del río Aconcagua. Imagen correspondiente a 07/07/2015. Coordenadas Este y Norte en UTM 19S.

Para conocer la variabilidad de la ET_a y de la ET_p a lo largo del país en un período dado, se muestra el resultado del promedio anual para el análisis de imágenes MOD16 (8 días y 1 km) comprendido entre los años 2000 y 2014 (ver Figura 3.11 y Figura 3.12). Se distingue que la ET_a varía entre 32 y 1.017 mm/año, y la distribución espacial es tal que, en el extremo norte, se tiene niveles de ET_a cercanos a 400 mm/año, mientras que en la zona centro-sur se supera los 1.100 mm/año. El producto MOD16 no es capaz de estimar la ET en zonas completamente áridas (esto por la metodología de cálculo). Se aprecia que la alta cordillera tampoco tiene información debido a la presencia de nieve. Lo mismo ocurre con los cuerpos de agua, donde la metodología no se puede aplicar. Respecto de la ET_p , la variación principal es latitudinal, mientras que la variación longitudinal está dada por el uso de suelo. Se aprecia el gran potencial de evapotranspiración en el norte, con valores que pueden superar los 3.000 mm/año (Figura 3.12), lo que, en conjunto con la escasa o nula precipitación, explica en gran parte la presencia de salares y la aridez de la zona norte.

Por otra parte, existen avances preliminares con objeto de realizar estimaciones de evapotranspiración real a partir de imágenes de satélite (como producto compuesto), las cuales son contrastadas con observaciones de estaciones meteorológicas y de torres de mediciones micro meteorológicas (ver Figura 3.13). Existe entonces la posibilidad de estimar el agua transmitida a la atmósfera desde las superficies a partir de imágenes de satélites, las cuales han sido validadas con estaciones en distintas partes del mundo (ninguna en Chile), muchas de ellas ubicadas principalmente en Estados Unidos.

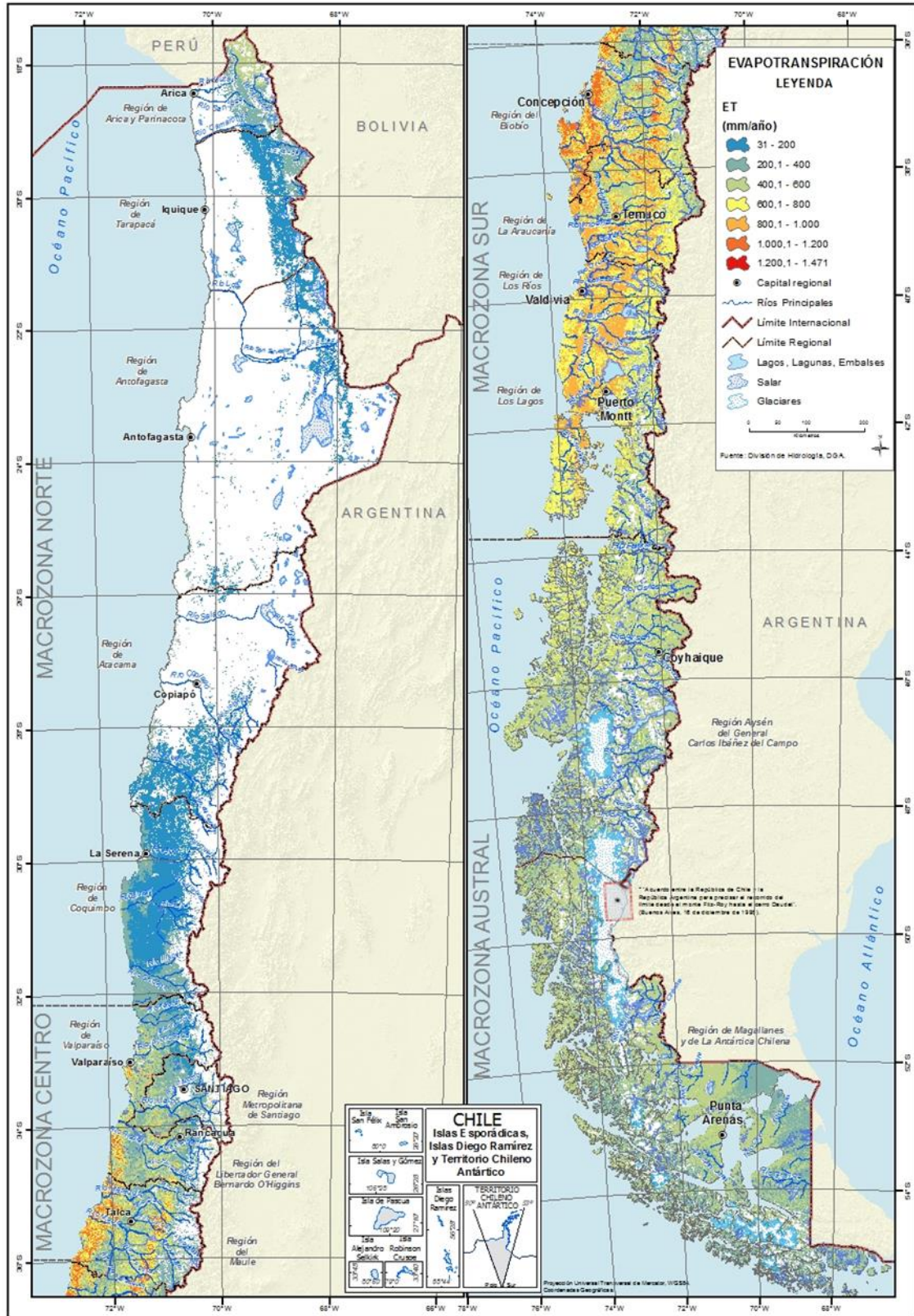


Figura 3.11: Evapotranspiración real (ET_a) promedio anual según el producto MOD16 para el período 2000-2014.

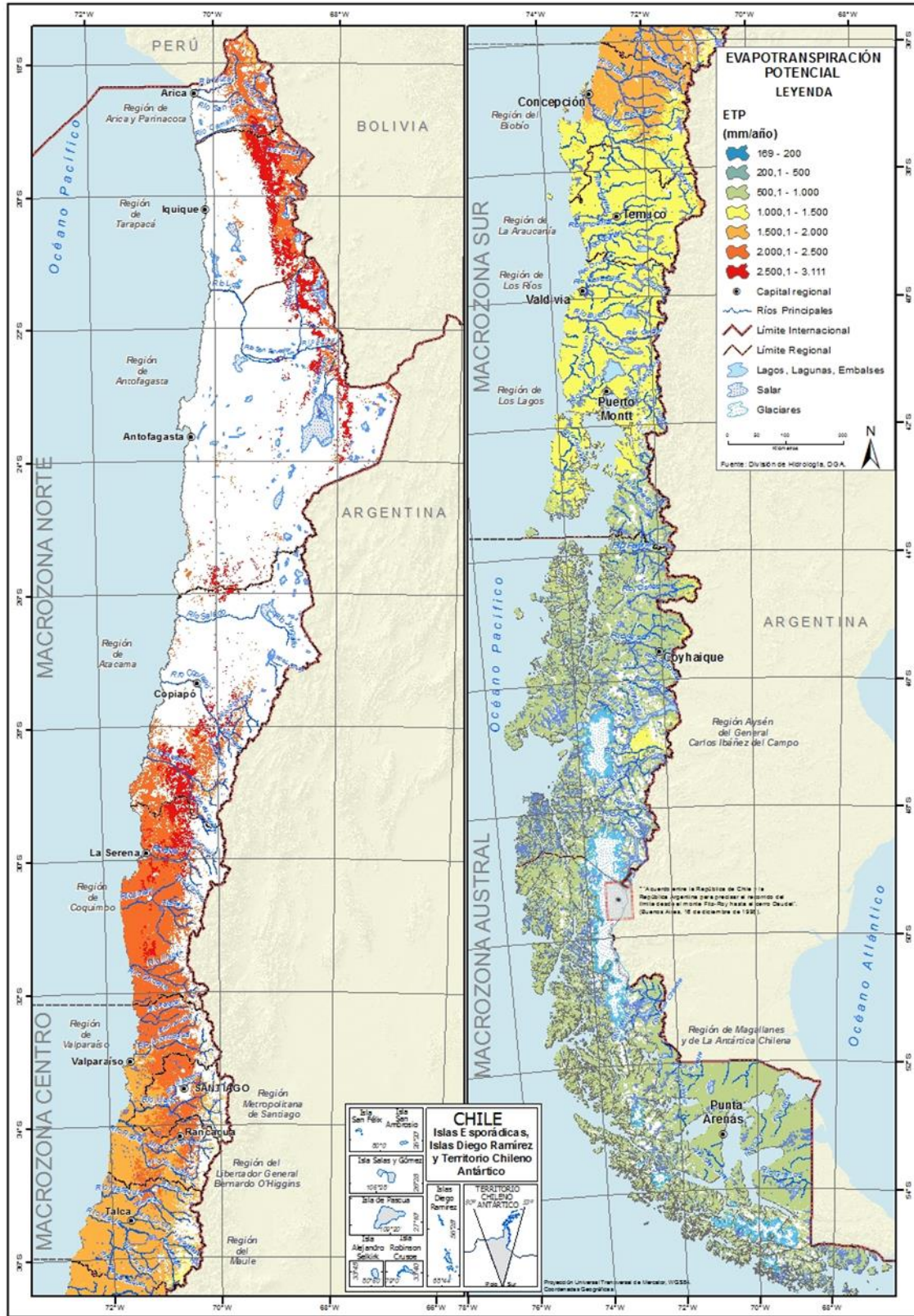


Figura 3.12: Evapotranspiración potencial (ET_p) promedio anual según el producto MOD16 para el período 2000-2014.

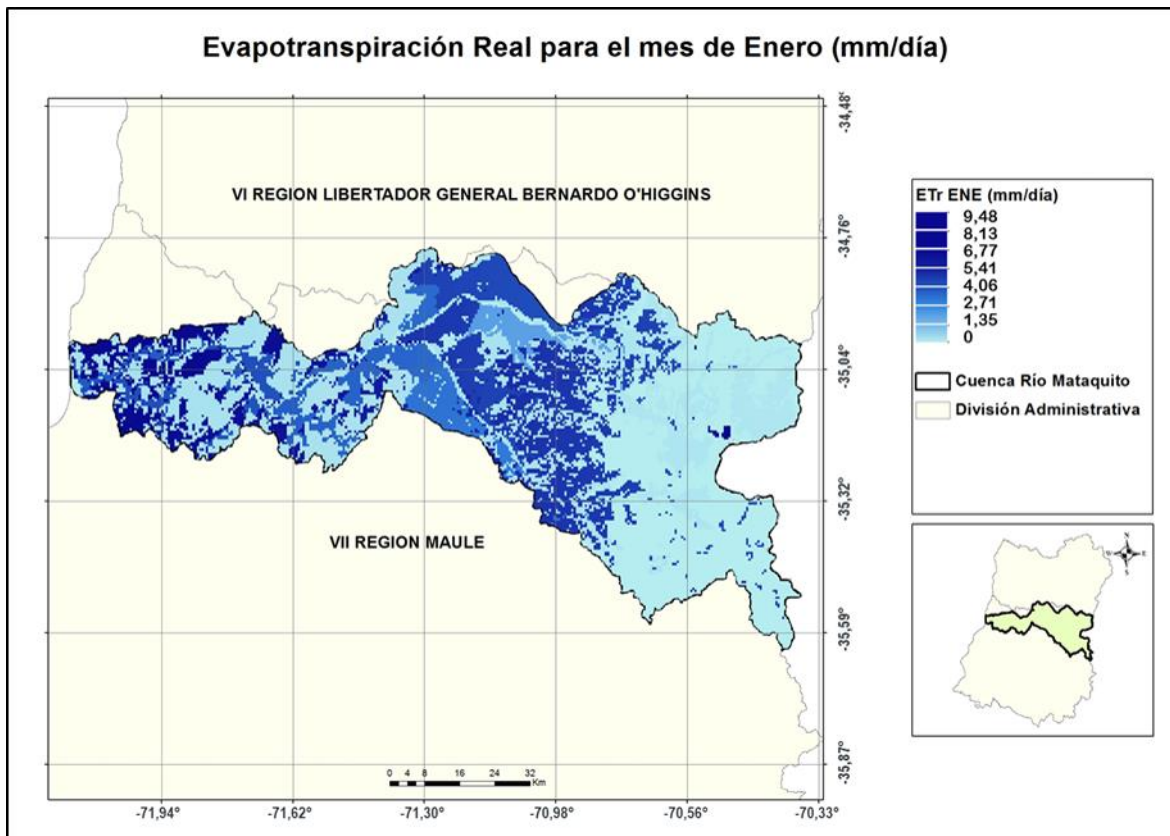


Figura 3.13: Evapotranspiración real medida mediante sensor remoto y validada a partir de estaciones en tierra para la región del Maule en abril de 2013. Coordenadas Geográficas.

3.1.2.2. TEMPERATURA DEL SUELO (MOD11)

La temperatura del suelo es un buen indicador del balance de energía en la superficie de la tierra y los efectos de gases contaminantes pues es una de las variables más importantes en la física de los procesos de la superficie del suelo. Se requiere para una gran variedad de temas como el clima, la hidrología, la ecología y los estudios biogeoquímicos.

El producto MODIS que contiene la información de la temperatura del suelo (*Land Surface Temperature, LST*) se denomina MOD11 para el satélite TERRA y MYD11 para el satélite AQUA. Sin embargo, existen distintas versiones de estos productos (según la metodología usada) para obtener el valor de temperatura, donde cada uno de ellos contiene la versión anterior. Existen tres métodos para estimar la temperatura mediante percepción remota: Método del canal infrarrojo único (*single infrared channel method*), método de la división de ventana (*split window method*) y el método día/noche (*day/night MODIS method*) que está diseñado para usar las ventajas de los instrumentos MODIS.

El primer método requiere la emisividad del suelo y un modelo de transferencia de energía y perfiles de atmósfera, los que normalmente se obtienen con información de radiosondas. El segundo método considera los efectos de la atmósfera y la emisividad superficial y el tercer método

usa los pares de día/noche de TIR en siete bandas MODIS para obtener directamente LST y la emisividad.

Debido a la complejidad para corregir los efectos de la atmósfera y la emisividad, las mejoras para aumentar la precisión de los algoritmos no son fáciles de aplicar. Los avances están limitados por los modelos de transferencia de radiación, la incertidumbre en los coeficientes de absorción molecular y en los perfiles atmosféricos como entrada para los modelos de transferencia de radiación.

Para ello se tienen los productos C4 (que usa el método “day/night”), C4.1 (que sobrestiman LST en todas partes y subestiman la emisividad) y C5 (este usa un método “Split-window”). C4.1 se obtiene a partir de C4 y C5. Sin embargo, C4 y C4.1 son más consistentes en zonas desérticas o semi-áridas, mientras que C5 es más estable y preciso en las otras áreas. Por lo anterior, no se comparan directamente los productos C4 y C5. En zonas con vegetación y lagos las diferencias serán menores, pero podrían ser importantes en zonas áridas o semi-áridas. En la Figura 3.14 se muestran las coberturas temporales de cada uno de los métodos.

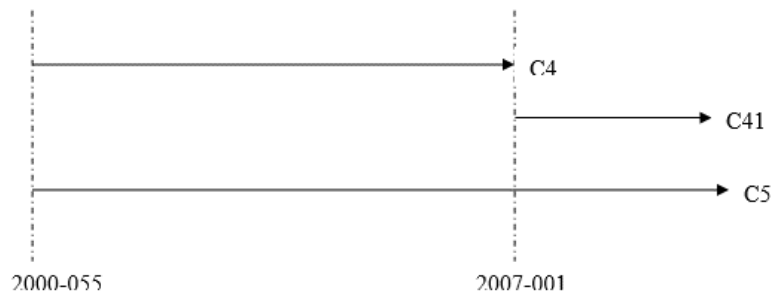


Figura 3.14: Cobertura temporal de los productos C4, C4.1 y C5.

La resolución espacial de los productos es de 1 km, mientras que la resolución temporal es diaria, para los satélites TERRA y AQUA. En la Figura 3.15, se encuentra un ejemplo de cómo se ve el mapa para la temperatura del suelo en la zona central del país para el 9 de enero de 2010 (imagen diurna).

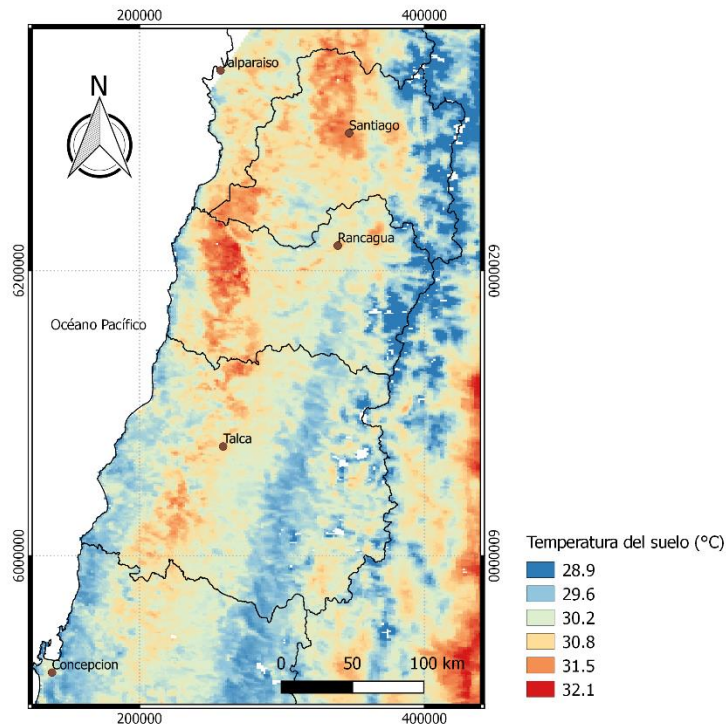


Figura 3.15: Ejemplo del producto MODIS (MOD11A1) para la temperatura de la superficie del suelo. Imagen diurna del 09/01/2010. Coordenadas en UTM H19S.

En varios modelos de base física se realiza, además del balance de masa, un balance de energía, donde se considera normalmente la radiación neta, flujos de calor sensible y latente y el flujo de calor desde del suelo, los cuales dependen, en parte, de la temperatura del suelo. Por ejemplo, para el modelo desarrollado por Liang y Lettenmaier (1994), el flujo de energía de la Ecuación (3.2) se debe iterar (debido a la complejidad de las ecuaciones) modificando en cada iteración la temperatura del suelo hasta que se alcance la coherencia en el balance de energía.

$$R_n = H + \rho_w L_e E + G + \Delta H_s \quad (3.2)$$

Donde R_n es la radiación neta, H el flujo de calor sensible [W/m^2], L_e el calor latente de vaporización [J/kg], ρ_w la densidad del agua líquida [kg/m^3], $\rho_w L_e E$ el flujo de calor latente [W/m^2], G el flujo desde el suelo [W/m^2] y ΔH_s la variación de energía [W/m^2]. En consecuencia, los productos satelitales permiten contrastar (si se consideran como observaciones) los resultados entregados por el modelo, lo que mejora la representación de los flujos energéticos. Un ejemplo de aplicación se encuentra en Liang y Lettenmaier (1994), donde los autores fueron mas allá y midieron algunos flujos de energía (latente, sensible y del suelo) además de la temperatura. En la Figura 3.16 se aprecia que el modelo hidrológico VIC² logra reproducir de manera adecuada casi todos los flujos, al igual que la temperatura.

² Por su sigla en inglés: *Variable Infiltration Capacity*

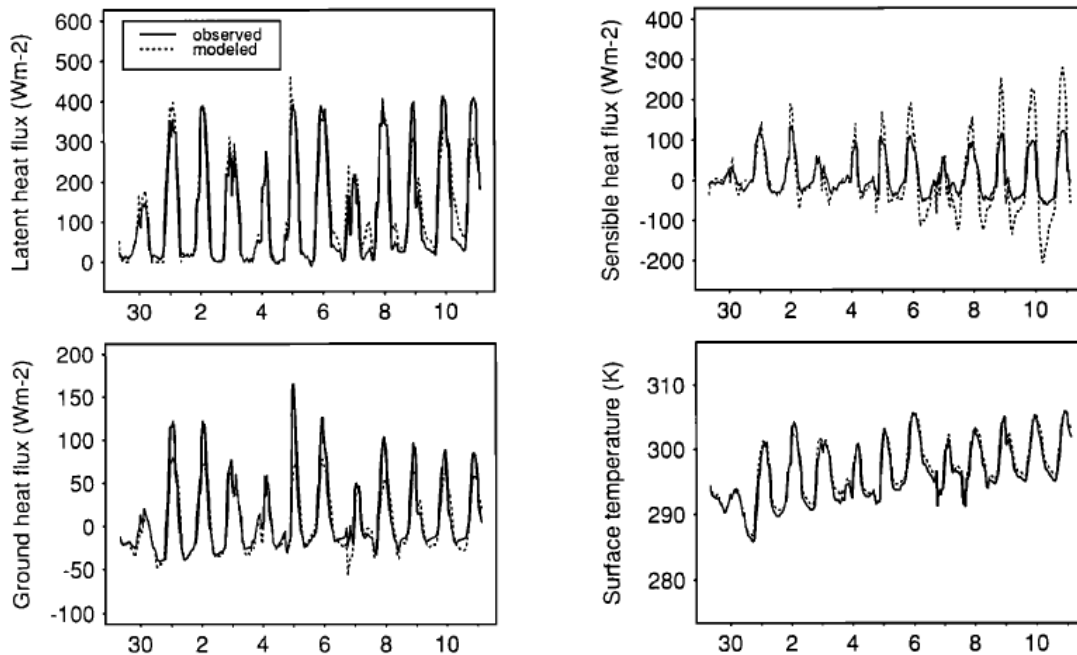


Figura 3.16: Comparación entre la predicción del modelo y las observaciones de flujo superficial y de temperatura superficial en el sitio FIFE para el 30 de julio de 1987. Fuente: Extraído de Liang y Lettenmaier (1994).

3.1.2.3. COBERTURA NIVAL E ÍNDICE NDSI

Para estimar la cobertura nival se usa el índice normalizado de diferencia de nieve (*Normalized Difference Snow Index*, NDSI) que permite establecer si un pixel de una imagen satelital tiene o no nieve. Los principales satélites que permiten este cálculo son MODIS y Landsat. Adicionalmente, existe un producto MODIS (MOD10 para el satélite TERRA y MYD10 para el satélite AQUA) que entrega el porcentaje de área de cada pixel que tiene nieve (FSCA por sus siglas en inglés). Para el caso de las imágenes Landsat, la resolución espacial es de 30x30 m, mientras que la temporal es de 16 días. Por otra parte, los productos MOD10 y MYD10 tienen una resolución espacial de 500x500 m y temporal de 1 día, es decir, en el caso de MODIS, se tiene dos imágenes por día, una correspondiente al satélite TERRA y otro a AQUA. Sin embargo, hay que destacar la diferencia en la longitud del registro entre Landsat y MODIS. Landsat consiste en varias misiones lanzadas de manera consecutiva (de la 1 a la 8) que en conjunto abarcan más de 40 años de información. En la Figura 3.17 se muestra el período que abarca cada una de las misiones Landsat. No obstante, la información que normalmente se considera para los análisis comienza con la misión Landsat 4, por lo que existe información efectiva a partir del año 1982. En el caso de MODIS, el satélite TERRA fue lanzado en diciembre de 1999, y el satélite AQUA en mayo de 2002. Sin embargo, la información disponible parte en 2001 para TERRA y 2002 para AQUA.



Figura 3.17: Serie de tiempo de la misión Landsat. Fuente: <https://pubs.usgs.gov/fs/2015/3081/fs20153081.pdf>

Los productos MOD10 y MYD10 se deben corregir por nubosidad para estimar la cobertura nival en alguna zona, de manera de construir una serie diaria única que mezcle la información tanto de TERRA como de AQUA. La metodología para rellenar la información faltante debido a la presencia de nubes es la que propusieron Gafurov and Bardossy (2009). En el caso de las imágenes Landsat, éstas se deben corregir por topografía y distorsión atmosférica, para eliminar los errores que tiene la medición de la reflectancia. Luego, y a diferencia del producto MODIS que entrega directamente el valor de FSCA para cada pixel, se debe calcular el índice NDSI (Gitelson et al., 2002) como indica la ecuación (3.3).

$$NDSI_{Landsat\ 4-5-7} = \frac{B2 - B5}{B2 + B5} \quad NDSI_{Landsat\ 8} = \frac{B2 - B6}{B2 + B6} \quad (3.3)$$

Donde $B2$ corresponde a la segunda banda espectral del satélite Landsat (el resto las variables es equivalente). Se considera que el pixel está cubierto por nieve si el índice NDSI es mayor a 0,4. Todos los otros valores consideran que el pixel está libre de nieve. En la Figura 3.18 se muestra la distribución espacial del índice NDSI, donde la nieve (en rojo) resalta claramente del resto de los valores. Así, con este índice lo que se busca es contrastar gráficamente la nieve para estimar de manera simple la cobertura nival de un lugar.

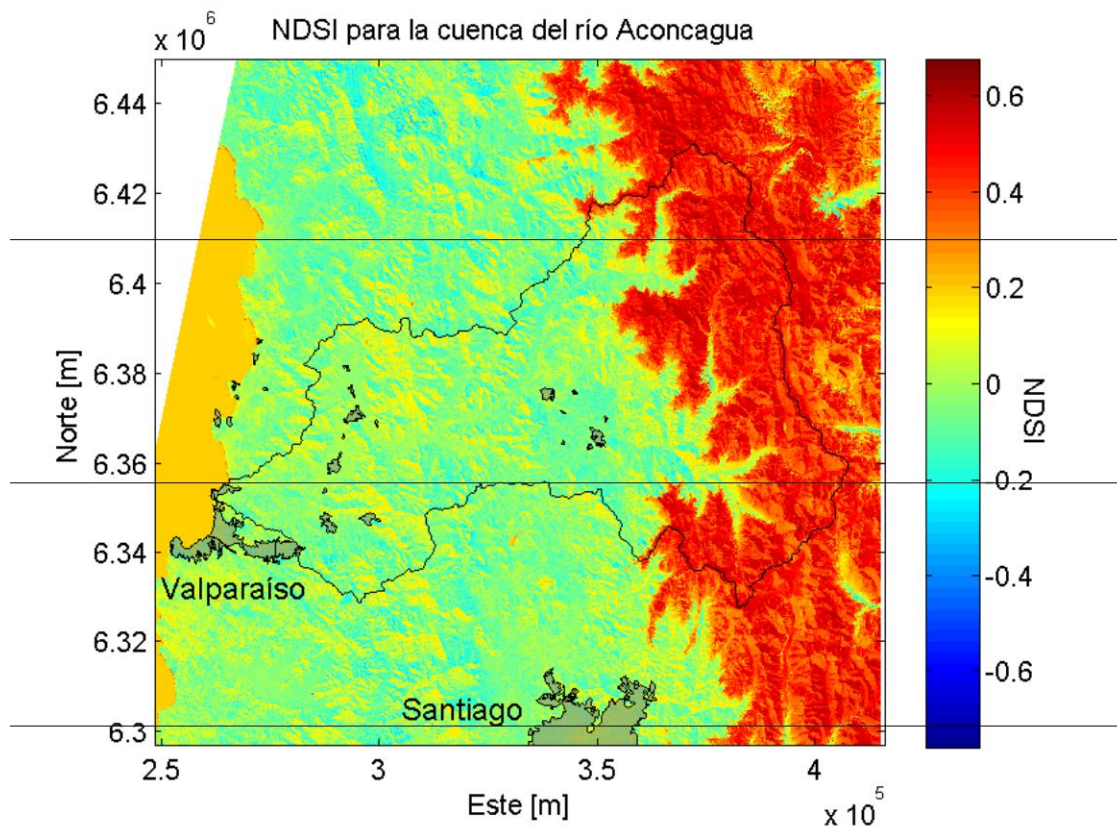


Figura 3.18: Índice NDSI para la cuenca de Aconcagua. Imagen del día 07/07/2015. Coordenadas Este y Norte en UTM 19S.

3.1.2.4. EQUIVALENTE EN AGUA DE NIEVE (SWE)

Producto SWE del satélite AMSR-E

El equivalente en agua de nieve (Snow Water Equivalent, SWE) corresponde al agua acumulada en el manto nival. Esta variable es la que presenta menores mediciones en el país, y es el componente principal de la hidrología de muchas de las cuencas chilenas. Es un elemento fundamental del ciclo hidrológico y entre otras cosas, del balance de masa glaciar. En muchos lugares del mundo, la precipitación anual total cae principalmente en forma de nieve y el derretimiento de ésta representa una importante fuente de agua dulce (Tedesco and Narvekar, 2010). Mejoras en la estimación del almacenamiento de nieve puede beneficiar modelos hidrológicos a escala regional, estudios de ciclo de carbono y modelos de circulación general.

En el caso de Chile, existen muy pocas estaciones que midan SWE en tiempo real. También se cuenta con algunas rutas de nieve que dan una aproximación de la nieve caída durante la temporada de invierno. Sin embargo, la hidrología en las cuencas andinas depende principalmente de los procesos de acumulación y derretimiento de nieve, y, debido a la falta de información, realizar un balance a nivel regional puede ser desafiante. Hasta ahora, la precipitación que cae en zonas cordilleranas se obtiene a través de gradientes orográficos aplicados a estaciones conocidas y validadas, que se encuentran generalmente en zonas de menor elevación, y cuyos montos deben ser tales que coincidan con balances hídricos dentro de una cuenca. Esto requiere conocer

principalmente la escorrentía, la evapotranspiración y la sublimación. La primera se encuentra registrada en estaciones DGA, mientras que la segunda es un poco más compleja de estimar, pero lo usual es que se recurra a la fórmula de Turc para su cálculo, la cual depende de la precipitación anual y temperatura media anual del lugar de estudio. La sublimación, por otra parte, no se ha considerado de manera directa en los balances hídricos, por lo que el resultado de la precipitación también es sólo una estimación, mientras que su valor exacto sigue siendo desconocido, especialmente, en la alta cordillera.

La estimación de SWE mediante percepción remota es posible debido a que la señal de microondas emitidas por la superficie del suelo se ve atenuada cuando ésta se encuentra cubierta por nieve. Sin embargo, las mediciones se ven afectadas por diversos motivos: temperatura, tamaño de los granos de nieve, fracción de aire en el manto nival, entre otros. Por ejemplo, grandes frecuencias de onda se ven afectadas por el tamaño de los granos, efecto que se ve potenciado a medida que el manto nival es más profundo. Basados en conceptos de este tipo, es posible estimar el SWE usando los registros del sensor AMSR-E (Advanced Microwave Scanning Radiometer), el cual fue lanzado al espacio el 4 de mayo de 2002. Sin embargo, a pesar de los importantes avances para estimar el SWE de manera distribuida en el espacio y el tiempo, existen algunos desafíos que aún persisten como la distribución espacial y temporal del tamaño de los granos de nieve, el oscurecimiento debido a los bosques, la inhabilidad de AMSR-E para medir en mantos de nieve que se encuentran con agua líquida, la presencia de cuerpos de agua y los efectos atmosféricos. Además, existe un efecto de “saturación”, es decir, para un tamaño de grano dado, existe una altura de nieve para la cual incrementos en la profundidad del manto no implican incrementos en los cálculos de SWE.

El producto de SWE del satélite AMSR-E tiene una resolución espacial de 25 km y una resolución temporal diaria. La cobertura temporal de las imágenes comienza en junio de 2002 y finaliza en septiembre de 2011 (Tedesco *et al.*, 2004). Por este motivo, dada la topografía y características de las cuencas chilenas, por ahora no es útil incorporar la información de este satélite.

Reconstrucción de SWE

Otra fuente para estimar el SWE proviene de Cornwell *et al.* (2016), donde se reconstruye el SWE para Los Andes entre la región de Atacama y Biobío (también se incluye el lado argentino). El estudio se inicia en 2001 y termina en 2014, debido a que parte de la información proviene del satélite MODIS. Cada año hidrológico contiene información de SWE desde el 15 de agosto al 15 de enero. De quedar nieve remanente se considera despreciable pues menos del 1,5% del dominio de estudio tiene nieve después de esa fecha. El método se basa en un modelo de balance de energía que considera la radiación neta de onda corta y onda larga, y una conceptualización pseudo-física para los flujos turbulentos que dependen solamente de un método grado-día dependiente de la temperatura del aire, según se muestra en la ecuación (3.4).

$$M_p = \max\{(Q_{nsw} + Q_{nlw}) \cdot f_B + T_d \cdot a_r, 0\} \quad (3.4)$$

Donde M_p corresponde al derretimiento potencial, Q_{nsw} al flujo neto de onda corta [Wm^{-1}], Q_{nlw} al flujo neto de onda larga [$W m^{-1}$], T_d es la temperatura grado-día [$^{\circ}C$], a_r ($mm\ ^{\circ}C^{-1}\ dia^{-1}$) es un factor de conversión del método grado día y f_B es también un factor de conversión que se considera igual a 0,26 ($mm\ W^{-1}\ m^2\ dia^{-1}$). Luego, el derretimiento actual se obtiene multiplicando el derretimiento potencial por la fracción de cobertura nival (FSCA), según la ecuación (3.5)(3.1).

$$M = M_p \cdot FSCA^{fc} \quad (3.5)$$

Donde $FSCA^{fc}$ se obtiene del producto MODIS MOD10A1, el cual se corrige por vegetación f_{veg} (0 a 1) según el producto MODIS MOD44B según la ecuación (3.6).

$$FSCA^{fc} = \frac{FSCA^{obs}}{1 - f_{veg}} \quad (3.6)$$

Finalmente, el SWE es calculado para cada pixel (que es de 500x500 m) para cada año durante el período de derretimiento según las siguientes Ecuaciones (3.7) y (3.8).

$$SWE_t = SWE_o - \sum_1^t M = M_{t+1} + SWE_{t+1} \quad (3.7)$$

$$SWE_o = \sum_{t=1}^n M_t ; SWE_n = 0 \quad (3.8)$$

Donde SWE_o es el SWE al final del período de invierno o SWE máximo de acumulación. SWE_n es un valor crítico o límite.

En la Figura 3.19 se aprecia una imagen del producto SWE del satélite AMSR-E para la cuenca de Elqui en Algarrobal (estación DGA). Existe una dispersión de valores de SWE en zonas donde no cae nieve. Esto se debe a los errores mencionados previamente. Sin embargo, en la Figura 3.20 se aprecia los valores de SWE según Cornwell *et al.* (2016) y AMSR-E para la cuenca definida por la estación fluviométrica Cochiguaz en el Peñón (DGA), la cual contiene solamente 2 pixeles del producto AMSR. Se aprecia que la reconstrucción de SWE sigue la tendencia que presenta la fracción de cobertura nival de la cuenca calculada con MODIS, pues éste es un input del modelo de reconstrucción.

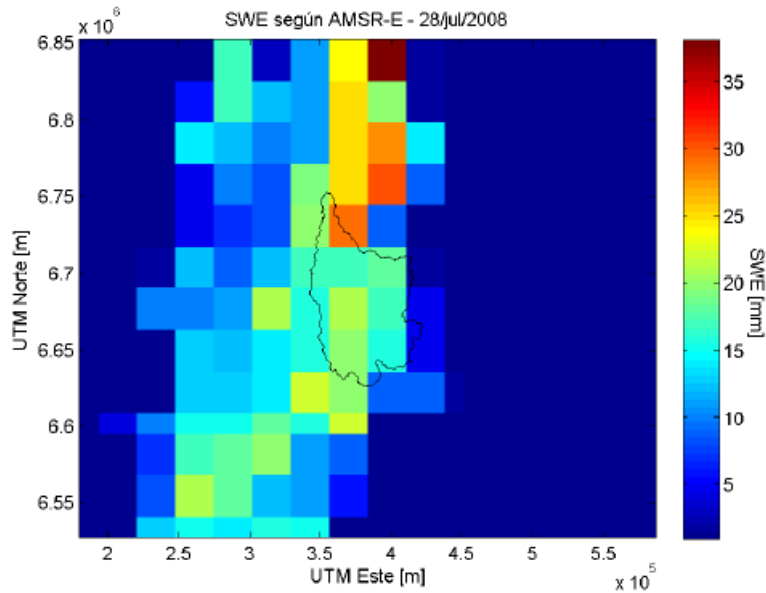


Figura 3.19: Imagen del producto SWE del satélite AMSR-E. Día 29-jul-2008.

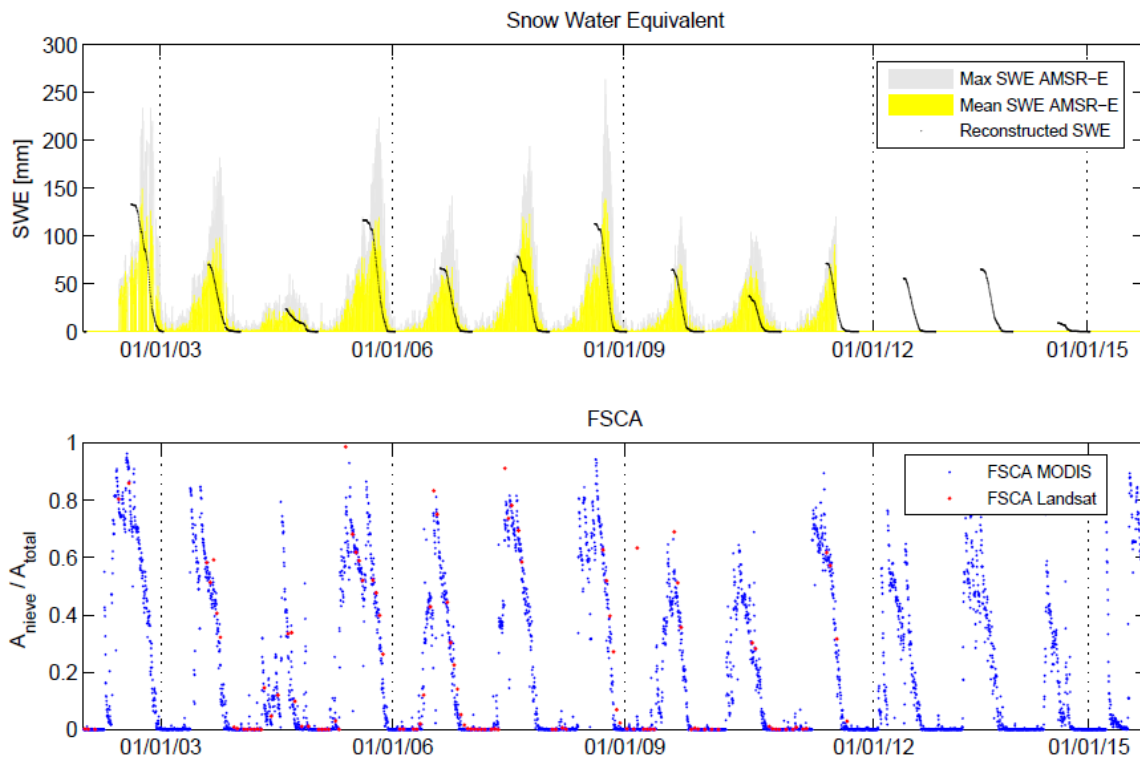


Figura 3.20: Valores de SWE y FSCA para la cuenca de Cochiguaz en el Peñón (DGA) Área gris: pixel con mayor SWE dentro de la cuenca. Área amarilla: promedio de los pixeles que abarcan la cuenca. Reconstructed SWE según Cornwell *et al.* (2016) para la misma cuenca. FSCA: Fractional Snow Covered Area, el cual se obtuvo según el producto MOD10/MYD10 y mediante el índice NDSI de Landsat.

El producto final de Cornwell *et al.* (2016) se muestra en la Figura 3.21, donde el período que abarca corresponde a los años 2001-2014. Se aprecia en esta Figura, que el modelo es capaz de replicar la sequía de los últimos años, que parte aproximadamente en el año 2009 para la zona norte.

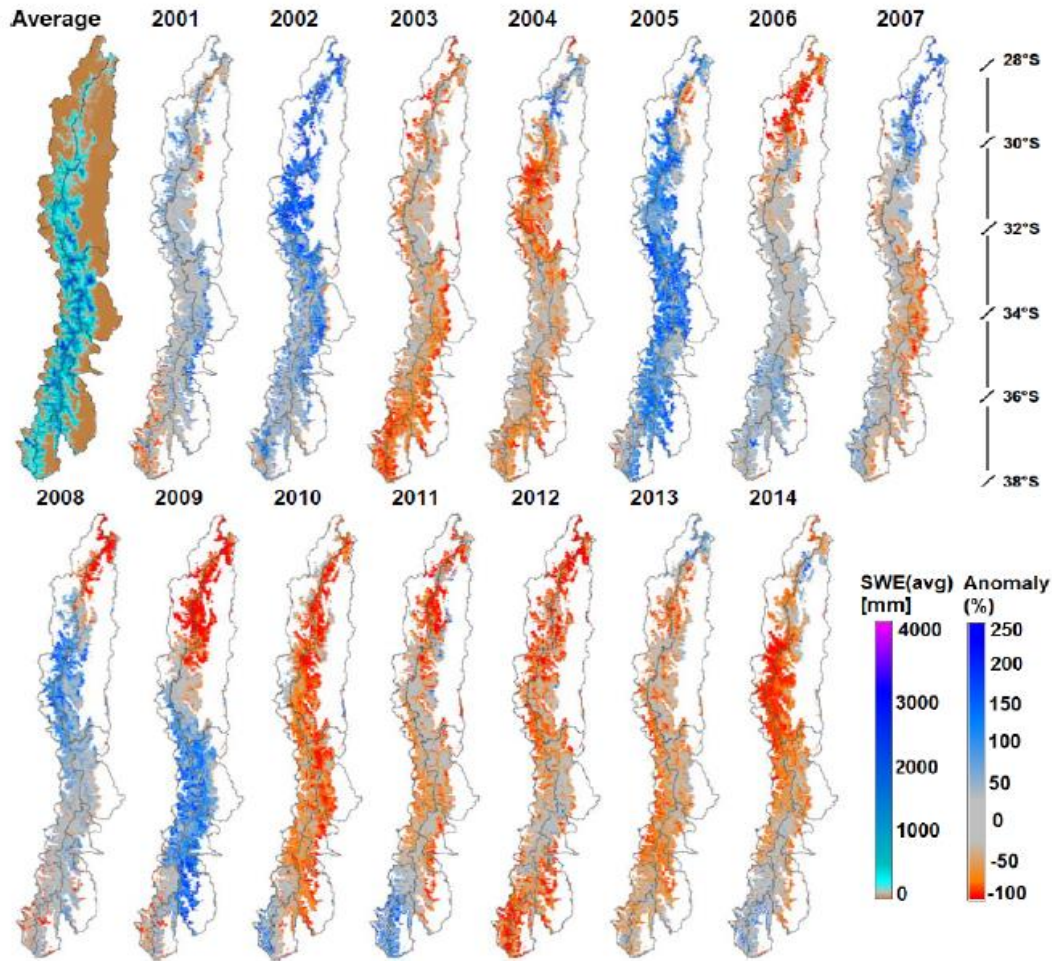


Figura 3.21: Equivalente en agua de nieve reconstruido para el 15 de septiembre de cada año en el período 2001-2014 (zona superior izquierda) y anomalías de SWE máximo para cada año. Fuente: Extraído de Cornwell *et al.* (2016).

Estimación de SWE mediante asimilación de datos

Otro esfuerzo para estimar el SWE de manera distribuida en el espacio lo realizó Cortés (2016) en su tesis doctoral. De manera similar a Cornwell *et al.* (2016), él desarrolla una metodología para encontrar el valor de SWE para toda la cordillera de los Andes extra tropicales, abarcando las zonas comprendidas por las latitudes 27°S a 36°S.

Dentro de la metodología propuesta, Cortés calcula un producto de fracción de área cubierta por nieve (FSCA por sus siglas en inglés) usando imágenes Landsat, el cual se basa en encontrar la combinación de coberturas de suelo que represente lo que el satélite observa para cada pixel. Con ello, puede estimar el área de cada pixel Landsat que está cubierta por nieve. Esta metodología la valida con algunas imágenes de alta resolución espacial (1,15 x 1,15 m) para 15 lugares de las cuencas del Aconcagua y Maipo. Un ejemplo de esta metodología para algunas imágenes se presenta en la Figura 3.22, donde se muestra la fotografía real de alta resolución (RGB plot), con la cual se obtiene el FSCA (Observed FSCA) agregado a una resolución de 30 m y finalmente como ésta se ve si se aplica la metodología propuesta (Retrieved FSCA).

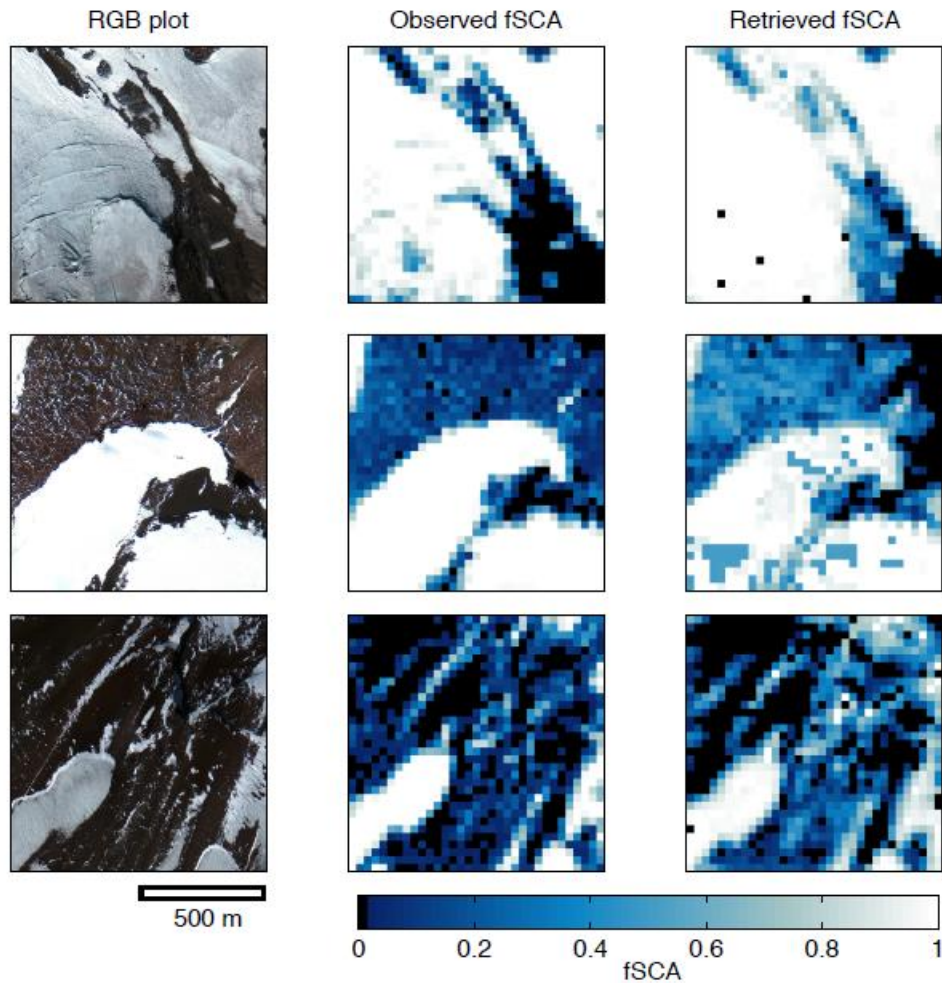


Figura 3.22: Ejemplo de la validación del método de cálculo para fSCA en sitios 11, 12 y 13 (Maipo). La primera columna corresponde a la imagen real, la segunda a la obtención de fSCA a partir de la imagen real agregada a la resolución espacial de Landsat y la tercera la metodología propuesta. La primera fila corresponde al sitio de validación 11, la segunda al 12 y la tercera al 13. Fuente: Extraído de la tesis doctoral de Gonzalo Cortés (2016).

El propósito de obtener un producto FSCA a partir de Landsat es para mejorar la modelación de SWE y FSCA usando LSM (Land Surface Model) acoplado con uno SCD (Snow Depletion Curve Model) mediante asimilación de datos, es decir, correr los modelos mencionados para modelar la nieve, en particular SWE y FSCA, y mejorar dichos resultados incorporando la información de FSCA calculada con el método propuesto por Cortés. En consecuencia, los modelos entregan una estimación inicial de SWE y FSCA, y al incorporar los valores de FSCA calculados, se obtiene una estimación final (mejorada) de ambas variables. Este último proceso se conoce como *asimilación de datos*. Como los modelos requieren de variables de entrada, se recurre al reanálisis MERRA para correr el modelo LSM de manera horaria a una resolución espacial de 180 m. Como los reanálisis entregan información “pixelada” de varias variables a una dimensión espacial gruesa (50 x 67 km aprox.), el uso de la asimilación de datos se aplica primero a cinco cuencas de los ríos Aconcagua y Maipo, aunque el análisis se centra en el río Juncal, debido a la disponibilidad de registros de caudales en régimen natural. El resultado de la metodología aplicada a la cuenca del río Juncal se muestra en la Figura 3.23.

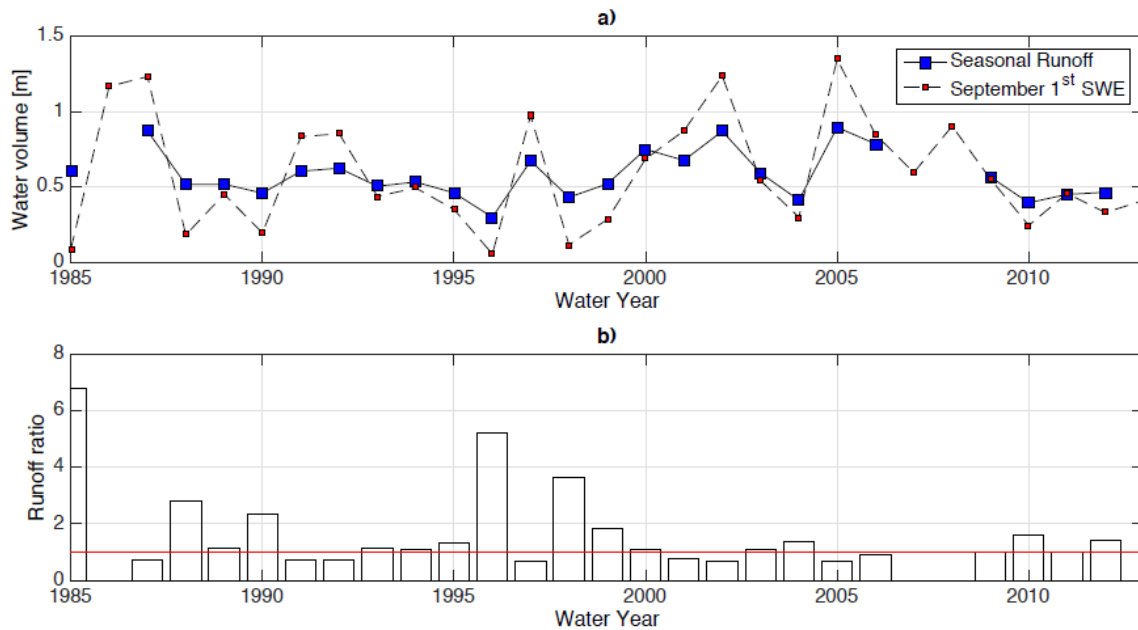


Figura 3.23: a) Serie de volúmenes de escorrentía (m) entre septiembre y marzo para cada año, y SWE en el 1° de septiembre b) Razón de escorrentía, calculado como el volumen de escorrentía entre septiembre y marzo de cada año hidrológico dividido por el valor de SWE del 1° de Septiembre. Fuente: Extraído de la tesis doctoral de Gonzalo Cortés (2016).

Con ambas metodologías validadas (estimación de FSCA y asimilación de ésta en modelos que generan FSCA y SWE), Cortés extiende el análisis para la cordillera de los Andes comprendida entre las latitudes 27°S y 36°S de manera diaria abarcando el período 1985-2014, que corresponde al período Landsat y considerando las zonas con cotas superiores a 1500 m.s.n.m. Para obtener el FSCA recurre a las misiones de Landsat 5, 7 y 8, que en total significa analizar más de 5.000 imágenes. La resolución espacial del producto SWE generado es de 180 m. En la Figura 3.24, se aprecia la variación para la zona de estudio del SWE en el tiempo, en particular los años donde El Niño estuvo presente, y el último periodo (2009-2014), donde la sequía es general para toda la cordillera de la zona centro-sur de Chile. Como se usó Landsat, el período de estudio es más amplio que el de Cornwell *et al.* (2016) y quien usó MODIS. Se aprecia que el producto reproduce la variabilidad interanual de manera similar a la que presentan los caudales. Más aún, los volúmenes de SWE acumulado al 1 de septiembre de cada año guardan estrecha relación con la escorrentía de deshielo, considerando que la metodología no incorpora información fluviométrica. Esto implica que este reanálisis es válido para contrastar resultados, al menos, de manera agregada a nivel de cuenca.

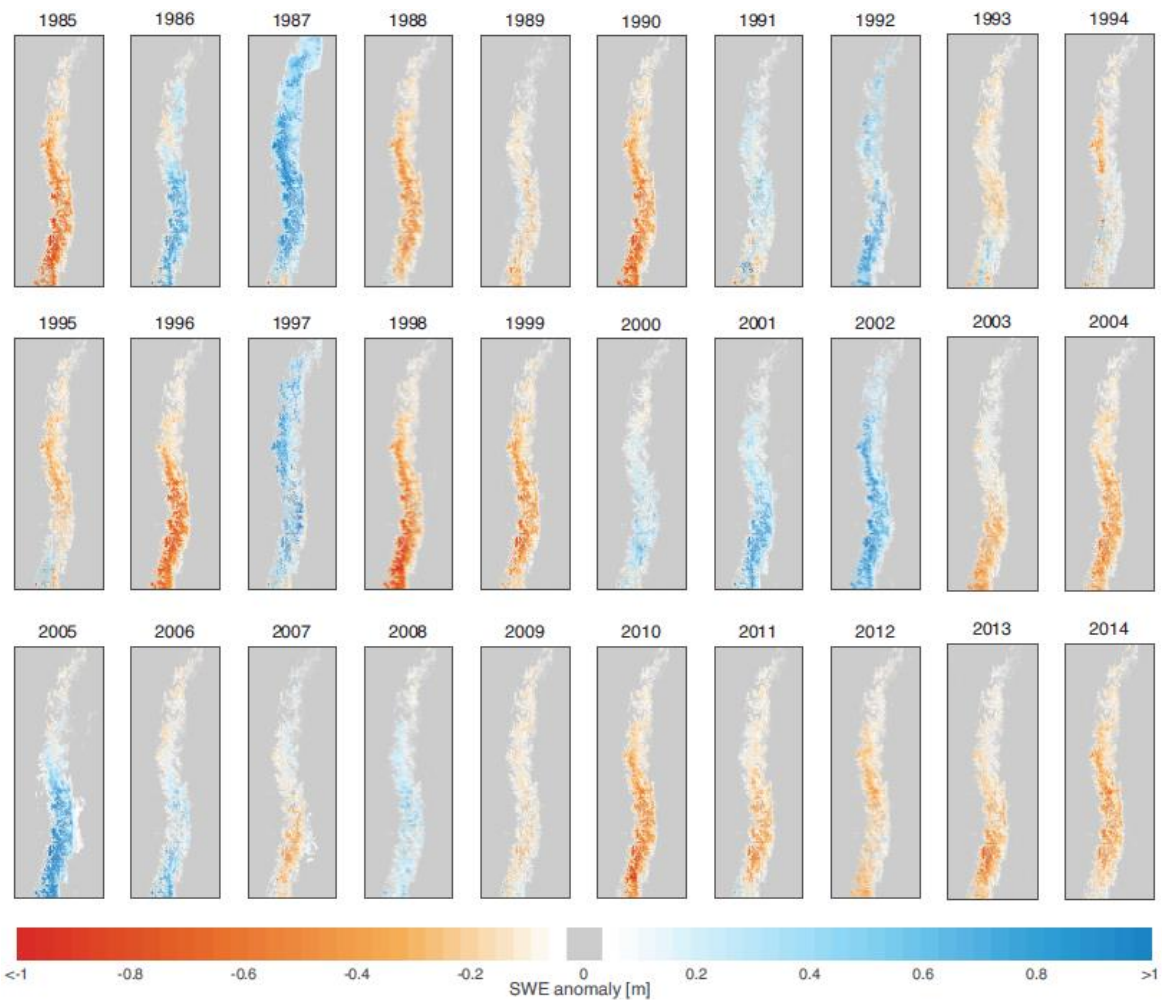


Figura 3.24: Anomalía anual de SWE respecto al promedio para cada pixel. Fuente: Extraído de la tesis doctoral de Gonzalo Cortés (2016).

3.1.2.5. PRECIPITACIÓN

En la actualidad existen importantes misiones de percepción remota de lluvias, orientadas en un inicio a determinar eventos extremos en los trópicos como huracanes, como el satélite TRMM. En la actualidad la misión del satélite GPM espera presentar una importante serie de información de este producto en prácticamente todo el globo terráqueo. A continuación, se describen brevemente estas dos expediciones para estimar precipitación. La información satelital provee una cobertura espacial completa y puede, bajo ciertas condiciones, proporcionar información adicional a la provista por reanálisis. La importancia de estos datos radica en que tanto TRMM como GPM son productos satelitales cuya relación con la precipitación es directa, es decir, se basa en la observación de hidrometeoros de gran tamaño. A diferencia de otros productos satelitales basados en radiación infrarroja o microondas cuya relación con la precipitación es solo indirecta. Se probará información derivada de estos productos en el algoritmo que genera el forzante de precipitación del Balance Hídrico.

TRMM

La primera medición remota de precipitación fue la misión TRMM (Tropical Rainfall Measuring Mission), desarrollada en conjunto por la JAXA (Japan Aerospace Exploration Agency) y la NASA (National Aeronautics and Space Administration). El satélite fue lanzado al espacio en noviembre de 1997, la cual tenía como principal objetivo medir la intensidad de lluvia en los trópicos y subtrópicos, abarcando las latitudes comprendidas entre los 35°N y 35°S. Originalmente poseía una órbita de 350 km, la que fue cambiada a 402 km el año 2001, con el fin de mejorar las mediciones del radar de precipitación y extender la vida útil del satélite. Posee una resolución temporal de 3 horas y espacial de 0,25°. Desde su puesta en marcha, el producto satelital ha tenido varias actualizaciones y mejoras en su algoritmo, basados en calibraciones realizadas con estaciones meteorológicas, completando un total de siete versiones.

En base a distintos estudios, se ha documentado que el producto generado por TRMM no es capaz de describir la precipitación de eventos en lugares específicos, pero que logra describir los patrones de precipitación sobre regiones, para una escala temporal mensual o mayor.

La misión finalizó el año 2015, dando paso a la misión GPM, que busca mejorar la resolución espacial, la cobertura y la calidad de la información.

GPM

Dentro de las mediciones remotas de precipitación se encuentra la misión de Medición Global de Precipitación (GPM por sus siglas en inglés: *Global Precipitation Measurement*), la que fue puesta en marcha el 27 de febrero del 2014, y mide la precipitación en estado sólido y líquido con una resolución temporal de 3 horas y una escala espacial de 0,1°, abarcando las latitudes comprendidas entre los 60°N y 60°S. El objetivo fundamental de este satélite es mejorar los resultados obtenidos mediante el satélite TRMM, principalmente en términos de la precisión de las mediciones, frecuencia de muestreo, cobertura espacial y resolución. Para lograr este objetivo, la misión consiste en una constelación de nueve satélites de baja órbita terrestre (400 km), los que llevan tanto sensores activos como pasivos, siendo el más importante el GPM Core, el cual posee un radar que es más sensible a lluvias ligeras y nevadas y proporciona información sobre la distribución del tamaño de las gotas para precipitación de baja intensidad.

Además, GPM proporciona información sobre las propiedades microfísicas de las partículas de precipitación existentes dentro de las nubes (NASA, 2017). El producto descargable se encuentra cada 30 minutos o a nivel mensual (Huffman et al., 2017), y existe la opción de descargar un producto que combina tanto las mediciones del satélite como mediciones de estaciones, con el objetivo de poder corregir el sesgo asociado a las mediciones satelitales.

3.1.3. REANÁLISIS CLIMÁTICOS

Uno de los aspectos más relevantes del cálculo del balance hídrico es contar con una serie de campos de precipitación y temperatura que sean confiables y homogéneos en el tiempo y espacio. Con este propósito, se aplicará una metodología en desarrollo para generar datos diarios de precipitación y temperaturas extremas en una grilla de alta resolución espacial (aproximadamente 5 km). La metodología extrae información de observaciones locales y de reanálisis atmosféricos. La regionalización de variables a partir de datos de mayor escala, como reanálisis u otros productos derivados de forma indirecta (por ejemplo, precipitación inferida desde imágenes satelitales), aporta información valiosa en regiones carentes —o con baja densidad— de observaciones directas. El uso prudente de estos productos para el territorio chileno, y la elección de alguno en particular, requiere de una evaluación frente a información local y robusta, que generalmente viene de datos observacionales controlados por calidad.

Reanálisis Atmosférico

El estado de la atmósfera en un instante determinado, así como su evolución en el tiempo, son información fundamental en meteorología y las ciencias atmosféricas en general. El proceso de estimar variables de manera uniforme en el espacio a partir de observaciones heterogéneas se conoce como análisis atmosférico. Éstos se realizan cotidianamente para describir las condiciones meteorológicas y establecer condiciones iniciales en el pronóstico operacional del tiempo.

Los análisis atmosféricos usan información meteorológica de superficie tomada periódicamente (cada 6 horas típicamente), además información en altura (radiosondas) y remota (satelital). Esta información 'sinóptica' se usa también para inicializar y corregir simulaciones numéricas en un procedimiento que se conoce como asimilación de datos. Los modelos, por su parte, generan campos tridimensionales de múltiples variables atmosféricas (ej., temperatura, humedad, viento, presión) en una grilla establecida. Estos campos tienen coherencia interna, puesto que responden a leyes físicas y dinámicas impuestas en el modelo (ecuaciones de Navier Stokes, ecuaciones de balance de energía y parametrizaciones de procesos físicos no resueltos por la grilla del modelo), y están a su vez constreñidos por las observaciones.

Un reanálisis es un producto obtenido de manera similar a un análisis atmosférico, pero en el cual se hace un examen retrospectivo de las observaciones. Sin la urgencia impuesta por el pronóstico operativo del tiempo, en el reanálisis se asimila un conjunto de datos históricos lo más completo posible, procesado y de distinta naturaleza (incluyendo información terrestre, de boyas, barcos y satélites entre otras).

Los reanálisis llevan un largo tiempo de desarrollo (por ejemplo, NCEP/NCAR Reanalysis 1; Kalnay et al., 1996), siguiendo la evolución de los modelos de circulación y clima, y el crecimiento acelerado de las capacidades de cómputo. Actualmente existen variados productos orientados a distintos objetivos, como el estudio de la variabilidad climática a escalas largas de tiempo (ej., NOAA-CIRES 20th Century Reanalysis; Compo et al., 2011). Los reanálisis llamados de 3ra generación son aquellos productos de vanguardia, que han evolucionado de versiones anteriores o son comparables por el tipo de modelo, las técnicas de asimilación y volumen de datos utilizados. Éstos se restringen al periodo satelital (desde fines de la década de los setenta en adelante). Se reconocen tres productos de este tipo: ERA Interim (Dee et al., 2011), NCEP CFSR (Saha et al., 2010) y NASA MERRA (Rienecker et al., 2011). La

capacidad de estos tres reanálisis en reproducir la precipitación y temperaturas extremas en Chile son evaluados en este informe (ver capítulo 6).

Dentro de las principales fortalezas de los reanálisis atmosféricos encontramos:

- Entregan múltiples variables (las integradas en el modelo), coherentes entre ellas, a alta resolución temporal (sub-diaria) y homogéneas en el espacio (cubren todo el globo).
- En muchos casos, los datos de reanálisis son la única o la más robusta (cercana a la condición real de atmósfera) fuente de información para ciertas variables como, por ejemplo, el viento en altura en regiones remotas.

Para utilizar de forma correcta los reanálisis es importante conocer sus limitaciones y/o cuidados:

- Muchas variables, incluidas la precipitación y la temperatura cerca de la superficie, son pronosticadas (simuladas) por los modelos utilizados en los reanálisis y no se ajustan en base a observaciones directas de ellas. Pueden, por lo tanto, tener sesgos importantes.
- Los tipos y el volumen de datos asimilados no son constantes en el periodo abarcado, ni homogéneos en el espacio. También, algunos datos satelitales tienen derivas ficticias en el tiempo. Por tanto, los reanálisis no pueden usarse por sí solos en estudios de variabilidad de baja frecuencia o tendencias.

A continuación, se describen las principales características de los reanálisis de tercera generación nombrados anteriormente

3.1.3.1. ERA-INTERIM

Este reanálisis se creó para mejorar los resultados de ERA-40, particularmente el exceso de precipitación sobre los océanos, el cual fue eliminado o fuertemente reducido. Este modelo comenzó a gestarse en el verano de 2006 en gran parte gracias a los avances en la capacidad computacional que permitió reducir la resolución espacial de ERA-40 ($1,125^\circ$) a la que considera ERA-Interim ($0,703^\circ$) y llevar el modelo atmosférico a su última versión incorporando las mejoras de los modelos físicos (ECMWF, 2009³)

El periodo que abarca ERA-Interim comienza el 1 de enero de 1979 hasta 10 de agosto de 2016 y se actualiza a nivel mensual. Entre las variables que considera se encuentra la temperatura del aire, albedo, evaporación, temperatura de punto de rocío, radiación solar incidente, radiación de onda larga incidente y reflejada, temperaturas máximas y mínimas, profundidad de nieve, derretimiento, temperatura del suelo, viento en la superficie de la tierra, cobertura vegetal, entre otros más⁴. La resolución temporal abarca cuatro estimaciones al día, es decir, cada seis horas.

³ European Centre for Medium-Range Weather Forecasts. 2009, updated monthly. *ERA-Interim Project*. Research Data Archive at the National Center for Atmospheric Research, Computational and Information Systems Laboratory. <http://dx.doi.org/10.5065/D6CR5RD9>. Accessed 07-oct-2016.

⁴ Para mayor detalle sobre las variables del modelo, visitar <http://rda.ucar.edu/datasets/ds627.0/>

3.1.3.2. MERRA-2

Este reanálisis contiene información desde inicios de 1980 e incorpora los avances en sistemas de asimilación que permiten añadir observaciones de radianza híper-espectrales y microondas. Usa además observaciones de ozono (entregadas por NASA) después de 2005. La resolución espacial se mantiene prácticamente igual (50 km en la dirección latitudinal) a la de MERRA. Otras mejoras incluyen la asimilación de observaciones de aerosoles desde el espacio y la representación de sus interacciones con otros procesos físicos en el sistema climático. Además, se incluye las coberturas de hielo de Groenlandia y la Antártica. La resolución espacial de este reanálisis es de $0,625^\circ \times 0,5^\circ$ (longitud x latitud) pero la información se entrega en un formato de 50km x 50km. Esta diferencia en la resolución espacial se realiza para conveniencia del usuario, y se obtiene mediante una interpolación espacial (Bosilovich *et al.*, 2016). La resolución temporal es horaria, aunque se puede obtener la información a nivel mensual. El reanálisis considera 72 capas verticales.

Otra diferencia entre MERRA y MERRA-2 respecto de las superficies de tierra es el uso de estaciones de medición de precipitación como forzante, el cual es un enfoque similar al desarrollado por MERRA-Land. Se debe tener cuidado al usar los resultados en estudios de balance de masa pues existe diferencia entre la precipitación observada y modelada que afecta la disponibilidad de agua cuando la superficie y la atmósfera están combinadas.

3.1.3.3. NCEP CFSR

Este reanálisis comienza en 1979 hasta el presente. Fue diseñado y ejecutado como un modelo global, de alta resolución y con un sistema acoplado entre la atmósfera, océano, superficie terrestre y hielo presente en el mar. En el caso de la información asociada al suelo, ésta posee una resolución temporal de 6 horas y espacial que varía desde $0,25^\circ$ en el Ecuador hasta $0,5^\circ$ en las afueras de los trópicos, considerando 40 niveles isobáricos en la vertical.

Dentro de las variables más importantes que se obtienen de este reanálisis se encuentra la precipitación, temperatura del aire, temperatura del suelo, radiación, humedad relativa, velocidad del viento, SWE y escorrentía.

3.2. EVALUACIÓN DE LA INFORMACIÓN

A continuación, se realiza una evaluación de las distintas fuentes de información existentes, considerando tanto su distribución espacial como la longitud de la información.

3.2.1. OBSERVACIONES IN SITU

En el presente numeral se analiza la información asociada a la red de monitoreo a nivel país de las principales variables asociadas a la obtención del balance hídrico, para posteriormente, en el Capítulo 4, realiza el análisis a nivel de cuenca.

3.2.1.1. INFORMACIÓN HIDROMETEOROLÓGICA

En las primeras etapas de desarrollo de una red de monitoreo, un número mínimo de estaciones operativas se deben contemplar para evitar graves deficiencias en el desarrollo y la gestión de los recursos hídricos en una escala acorde con el nivel general de desarrollo económico y las necesidades ambientales del país (WMO, 2008). La densidad de estaciones de monitoreo depende de muchos factores, tales como: los recursos disponibles (número de medidores disponibles y la capacidad de operar y dar servicio a ellos), la superficie y las condiciones de uso del suelo (terreno áspero/bosque plano/tierras de labranza), disponibilidad de infraestructura (carreteras, lugares seguros, redes de comunicación), y la ubicación de los centros de población, ríos u otras regiones críticas de monitoreo, entre otros (NCAR, 2016).

La organización meteorológica mundial (WMO) en su reporte n°168 recomienda una densidad mínima, de varios tipos de estaciones hidrológicas, para diferentes zonas geográficas y climáticas del mundo, lo que se presenta en la Tabla 3.3. En este caso, el área mínima en km² por estación de monitoreo que debe cubrir cada variable hidrometeorológica se ocupa como una guía general para definir la falta de información existente.

Tabla 3.3 Densidad de estaciones mínimas recomendadas (área en km² por estación) (WMO, 2008).

Unidad Fisiográfica	Precipitación		Evaporación	Caudales
	Sin grabación de datos	Con grabación de datos		
Costera	900	9.000	50.000	2.750
Montañosa	250	2.500	50.000	1.000
Llanuras interiores	575	5.750	5.000	1.875
Accidentado/ondulado	575	5.750	50.000	1.875
Isla pequeñas	25	250	50.000	300
Áreas urbanas	-	44.105	-	-
Polar/árido	10.000	100.000	100.000	20.000

Las cuencas representativas definidas en el Atlas del Agua (DGA, 2016), con excepción de algunas cuencas de la zona central, presentan muy poca instrumentación en sectores no cercanos a la red hidrográfica superficial. Particularmente compleja, es la situación de los sectores precordilleranos y cordilleranos, en los cuales la instrumentación es casi nula. Esto genera falencias en el diseño de la red de monitoreo, puesto que, debido al enorme gradiente de elevación que se experimenta entre valle y cordillera, la no existencia de información hidrometeorológica a elevaciones altas genera gran incertidumbre en la estimación de procesos tanto superficiales como subterráneos.

De la Figura 3.25 a la Figura 3.30 se presenta la cantidad de años con información completa que poseen las estaciones hidrometeorológicas a nivel nacional, donde además se observa la distribución espacial de ellas. Como fuentes de información se consideran las instituciones DGA, DMC, AGRO, INIA, SINCA MTV y CEAZA, destacando que las cinco últimas fuentes de información

comenzaron la instalación de sus redes de monitoreo el año 1999. En la Tabla 3.4, se presenta la cantidad de estaciones que realizan mediciones en las 32 cuencas representativas que se presentan en el Atlas del Agua (DGA, 2016) según la fuente de información y la variable que registran. Es importante destacar que, para el caso de la humedad relativa, velocidad del viento y evaporación las estaciones DMC y DGA se agruparon como DGA, ya que no se logró diferenciarlas.

Tabla 3.4: Cantidad de estaciones que realizan mediciones según fuente y tipo de variable que registra en el período 1980-2015.

Fuente	Precipitación	Temperatura	Caudal	Humedad Relativa	Velocidad del viento	Evaporación	Radiación solar
INIA	66	65	0	65	65	0	86
AGRO	152	152	0	135	135	0	0
CEAZA	37	35	0	27	25	40	58
MTV	36	36	0	33	33	0	0
SINCA	21	59	0	71	69	0	0
DGA	592	187	667	94	52	88	0
DMC	21	21	0	0	0	0	0
Total	925	555	667	425	379	128	144

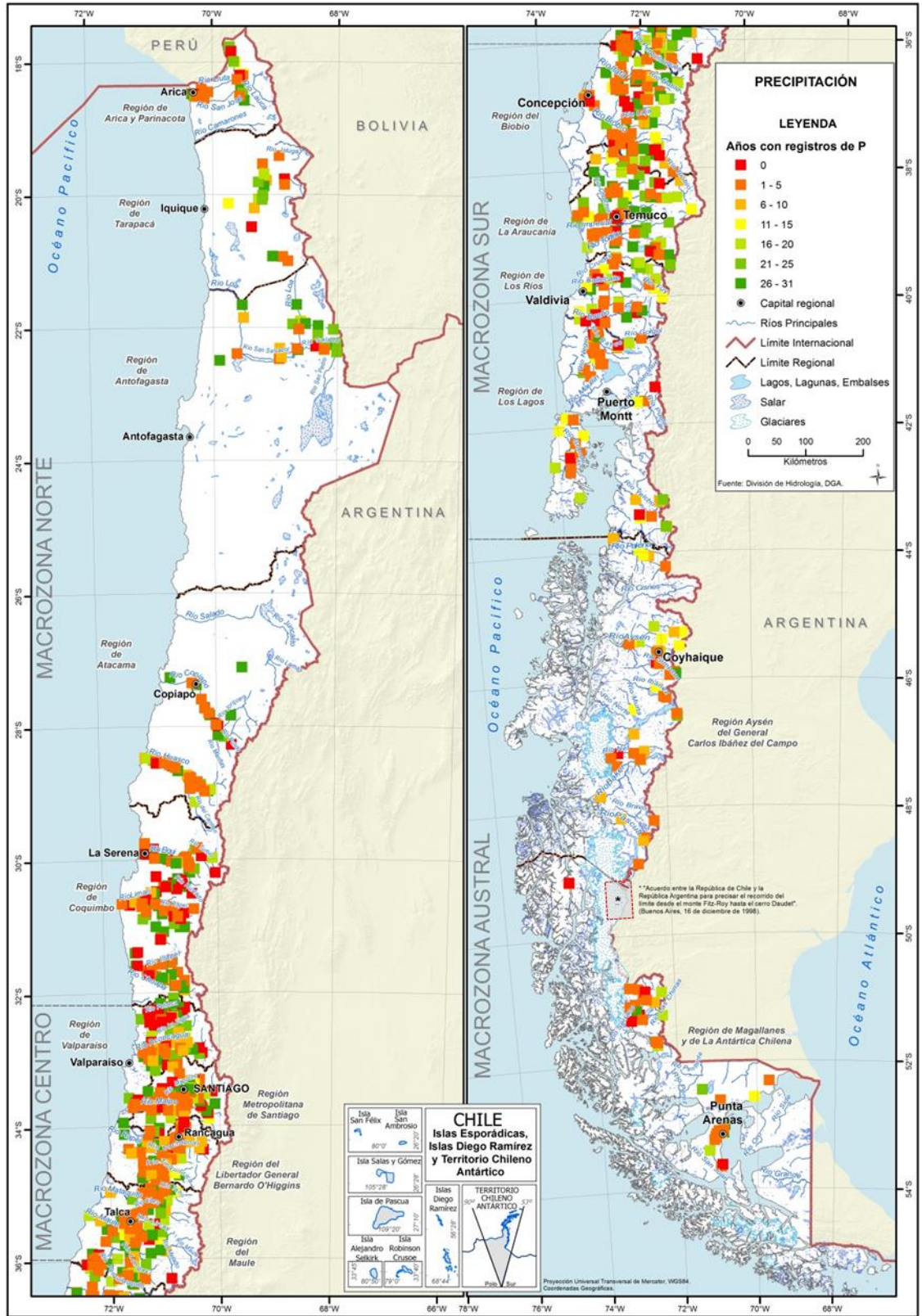


Figura 3.25: Cantidad de años con información completa de las estaciones meteorológicas con registros de Precipitación, a nivel nacional en el período 1985-2015.

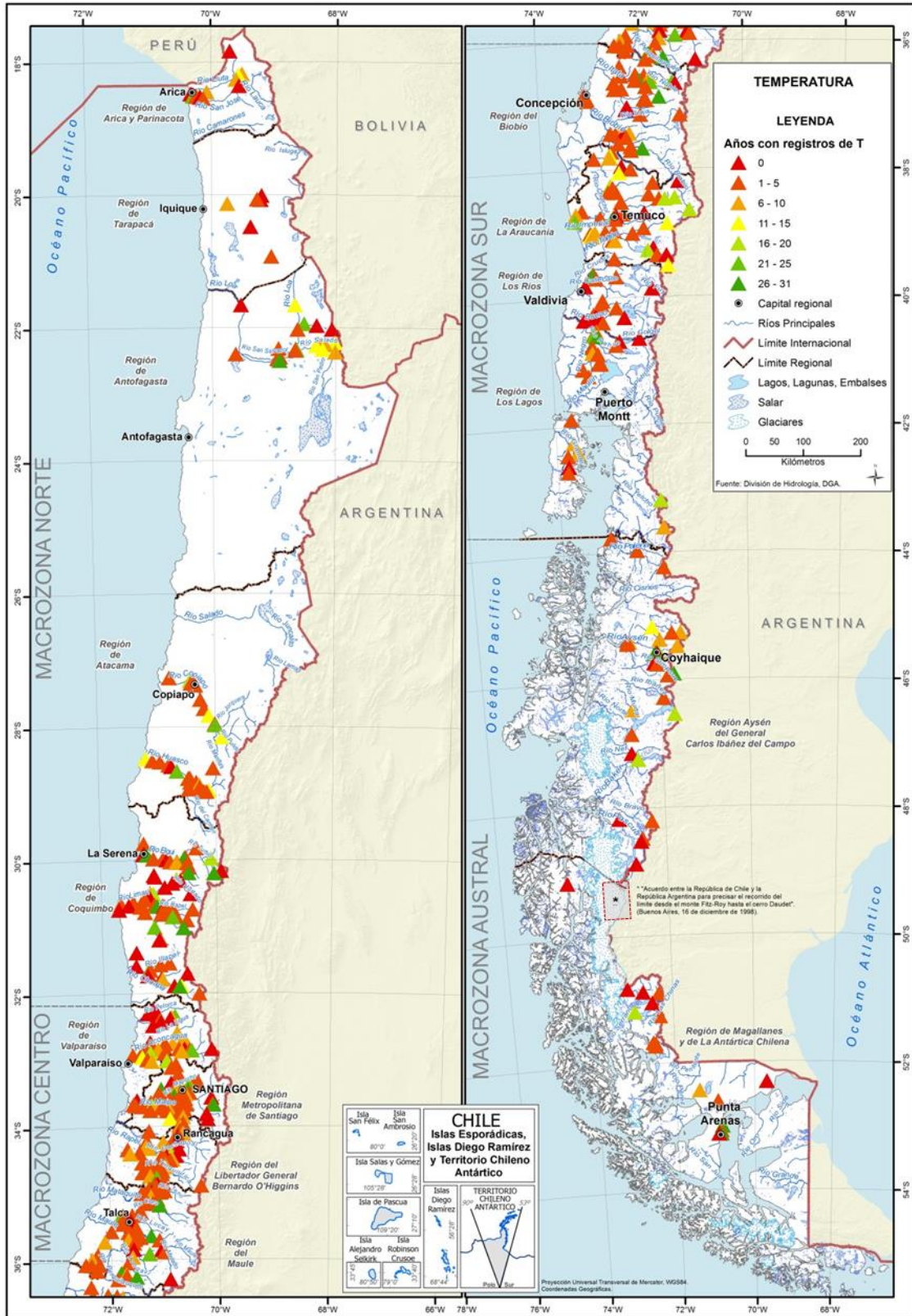


Figura 3.26: Cantidad de años con información completa de las estaciones meteorológicas con registros de temperatura a nivel nacional en el período 1985-2015.

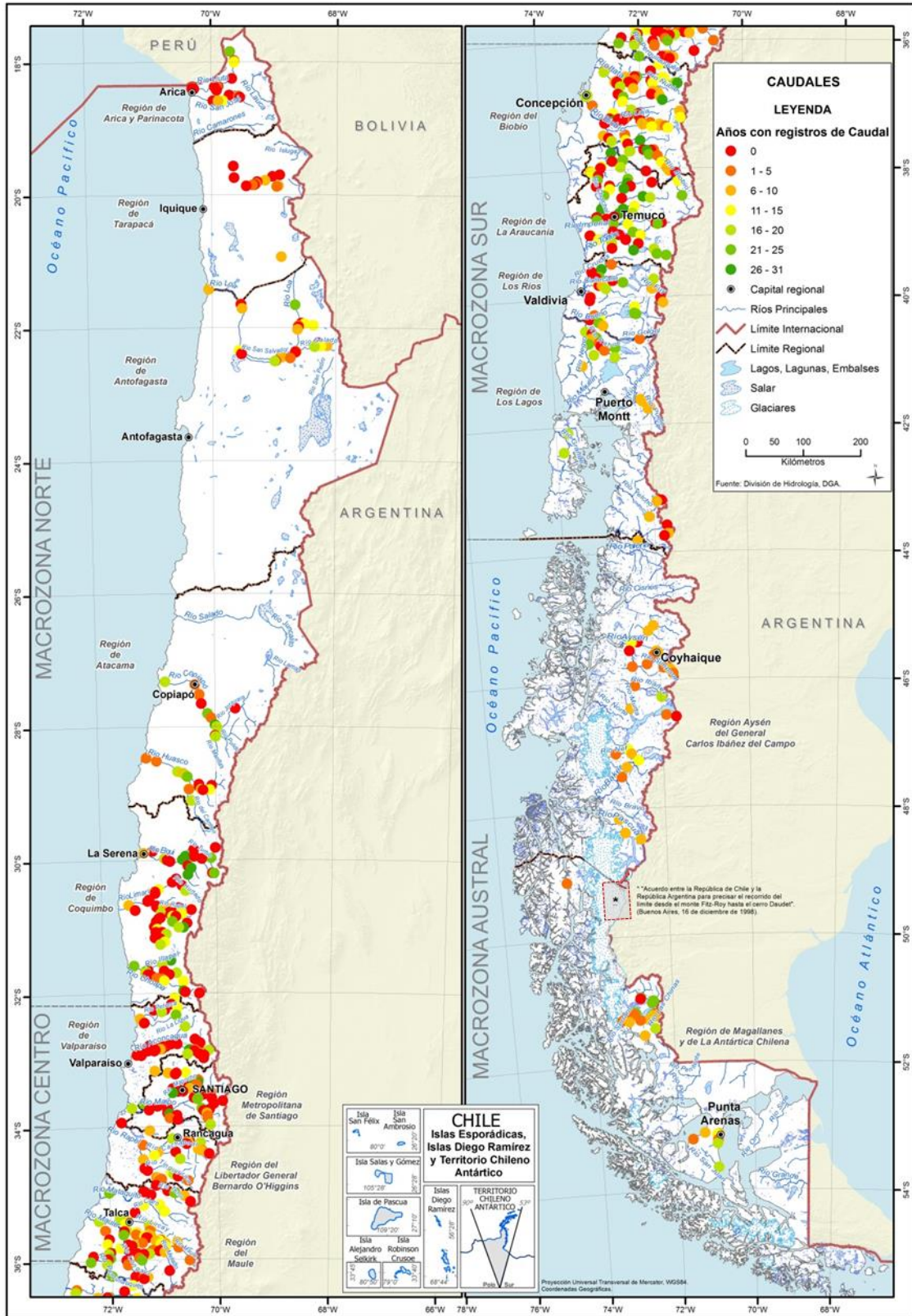


Figura 3.27: Cantidad de años con información completa de las estaciones fluviométricas a nivel nacional en el período 1985-2015.

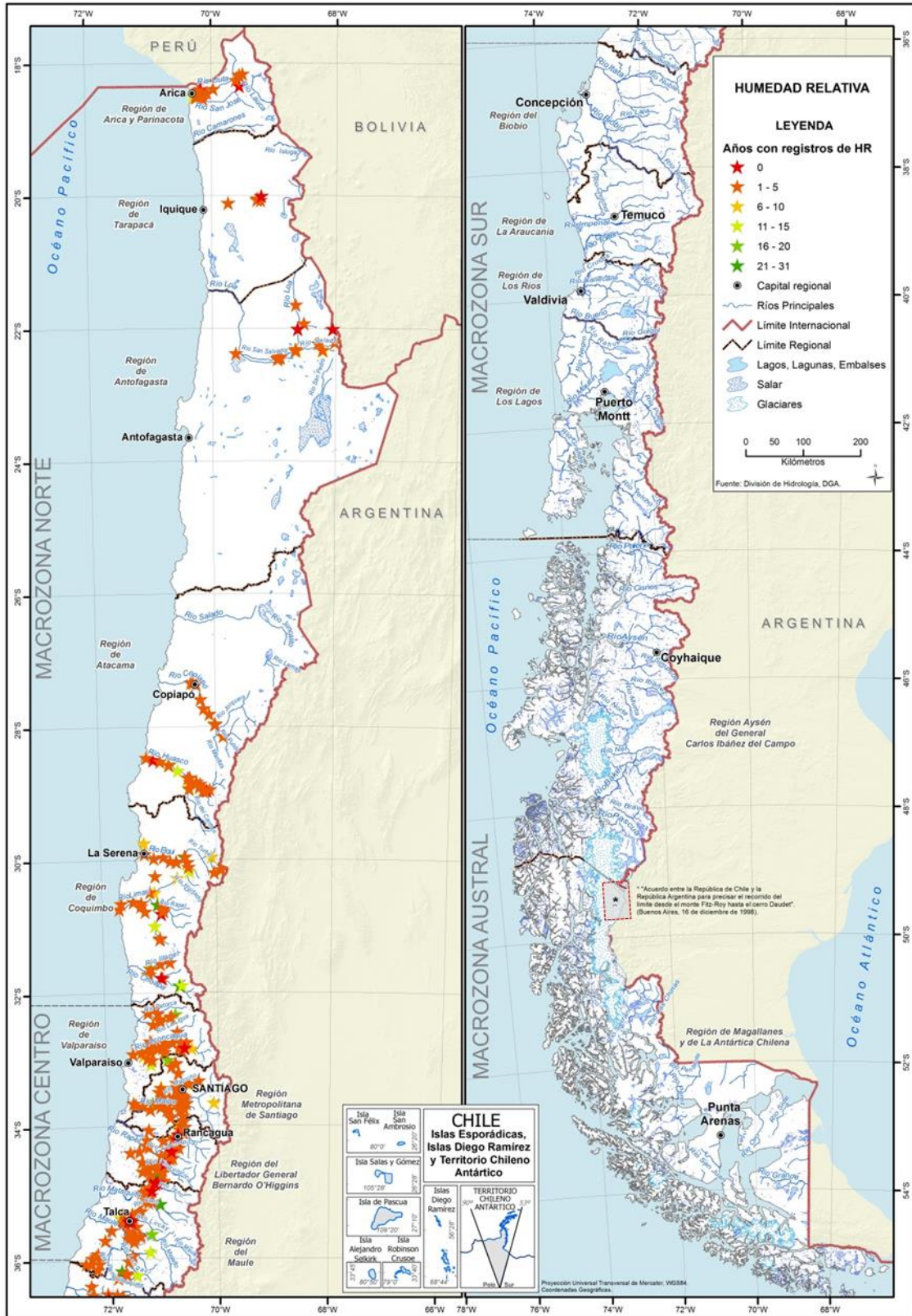


Figura 3.28: Cantidad de años con información completa de las estaciones meteorológicas con registros de humedad relativa a nivel nacional en el período 1985-2015.

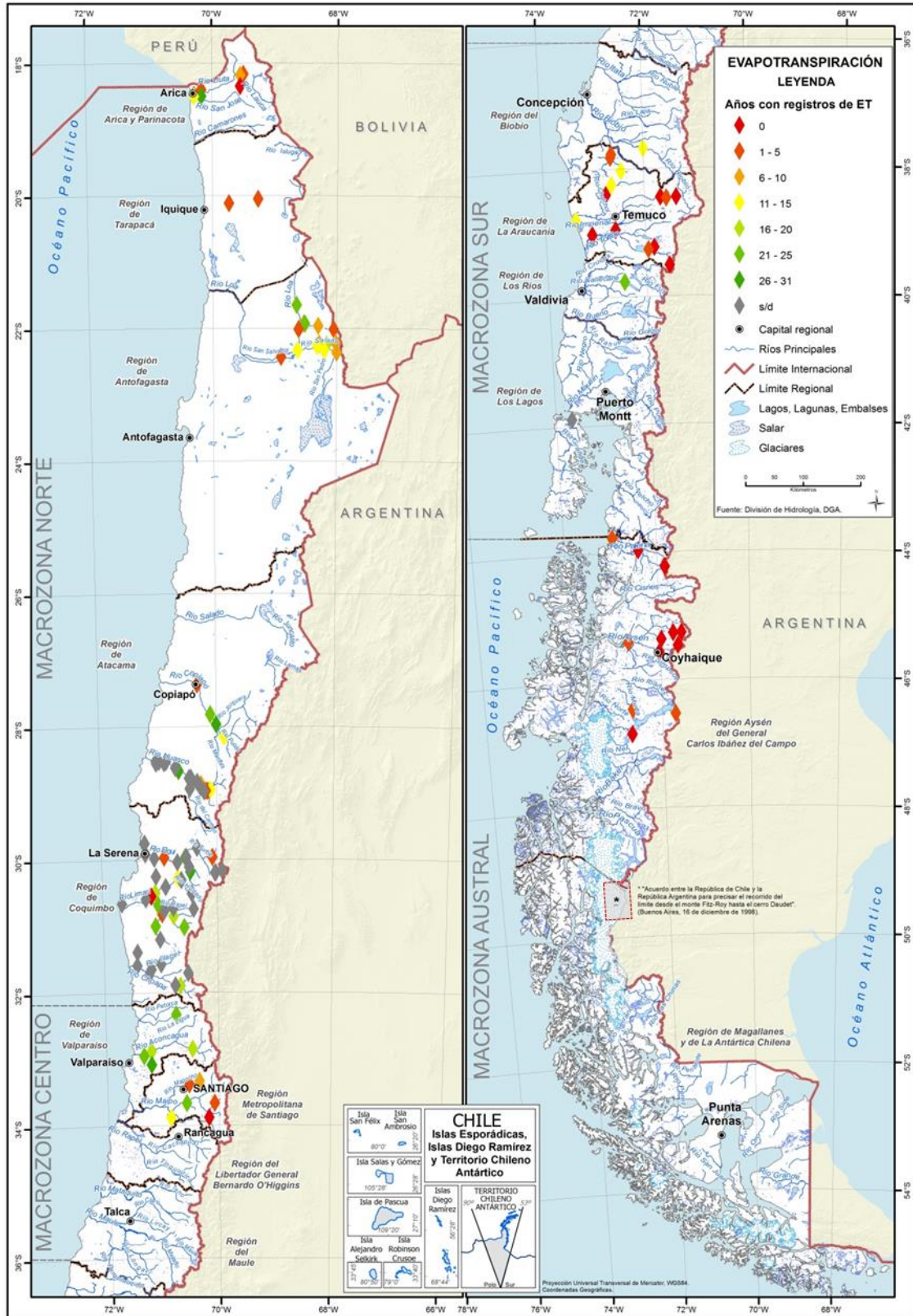


Figura 3.29: Cantidad de años con información completa de las estaciones meteorológicas con registros de evaporación a nivel nacional en el período 1985-2015.

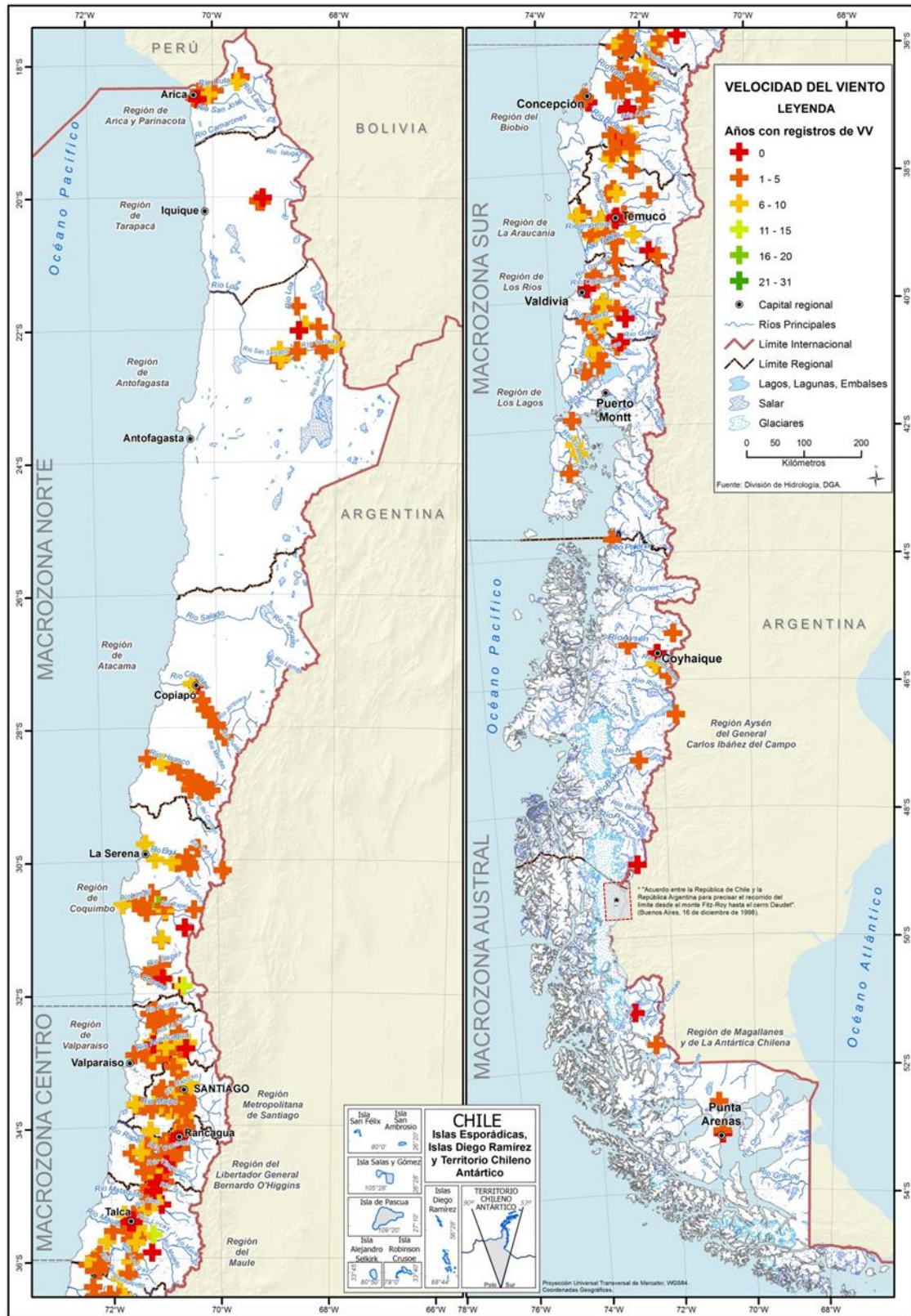


Figura 3.30: Cantidad de años con información completa de las estaciones meteorológicas con registros de Velocidad del Viento a nivel nacional en el período 1985-2015.

Pese a que para las variables de velocidad de viento y humedad relativa el número máximo de años con registros son 22 y 26 años respectivamente, para tener homogeneidad respecto a las otras estaciones meteorológicas se considera una única leyenda.

De la Tabla 3.5 a la Tabla 3.8 se presenta un resumen de los años que presentan información completa en las estaciones hidrometeorológicas existentes para las 32 cuencas representativas según el Atlas del Agua (DGA, 2016), separando éstas en estaciones con menos de 10 años de información, estaciones con entre 10 y 19 años de información y estaciones con 20 o más años de información completa. Al analizar la información disponible se concluye que las cuencas que presentan mayor cantidad de estaciones hidrometeorológica en la zona norte son la cuenca del Río Loa, Limarí y Choapa, en la zona centro las cuencas del río Maipo y Maule, en la zona sur las cuencas del río Bío-Bío e Imperial y en la zona austral los ríos Aysén y Baker. Un análisis más detallado de todas las cuencas representativas del Atlas del Agua se realiza en el Capítulo 4.

Tabla 3.5: Resumen de la cantidad de estaciones que presentan años con información completa de las principales variables hidrometeorológicas en las cuencas en estudio para la Macro zona Norte, en el período 1985-2015.

Cuenca	Código Cuenca	Precipitación			Temperatura			Temperatura			Caudal			Humedad Relativa			Evaporación			Velocidad del Viento		
					máxima			mínima														
		<10	>10 y <20	≥ 20	<10	>10 y <20	≥ 20	<10	>10 y <20	≥ 20	<10	>10 y <20	≥ 20	<10	>10 y <20	≥ 20	<10	>10 y <20	≥ 20	<10	>10 y <20	≥ 20
Río Lluta	012	6	3	4	5	2	0	5	2	0	9	1	1	8	0	0	3	0	0	6	0	0
Río San José	013	6	0	6	7	0	2	7	0	2	5	1	0	4	1	2	2	1	2	5	0	0
Pampa del Tamarugal	017	7	2	6	6	0	0	6	0	0	12	0	0	5	0	0	2	0	0	4	0	0
Río Loa	021	15	4	18	17	5	4	17	5	4	21	9	1	17	1	1	8	5	7	16	2	2
Río Copiapó	034	9	0	9	8	2	2	8	2	2	8	4	3	9	0	1	1	1	3	10	0	0
Río Huasco	038	20	4	8	16	4	1	16	4	1	7	8	1	16	3	3	2	3	4	16	1	1
Río Choapa	047	17	0	12	12	1	2	12	1	2	10	5	5	8	1	3	0	1	1	8	1	1
Río Elqui	043	17	0	14	18	1	4	18	1	4	9	2	7	14	2	3	3	0	2	10	0	0
Río Limarí	045	35	0	19	29	0	6	29	1	5	31	15	3	18	1	2	2	3	6	16	0	1

Tabla 3.6: Resumen de la cantidad de estaciones que presentan años con información completa de las principales variables hidrometeorológicas en las cuencas en estudio para la Macro zona Centro, en el período 1985-2015.

Cuenca	Código Cuenca	Precipitación			Temperatura			Temperatura			Caudal			Humedad Relativa			Evaporación			Velocidad del Viento		
					máxima			mínima														
		<10	>10 y <20	≥ 20	<10	>10 y <20	≥ 20	<10	>10 y <20	≥ 20	<10	>10 y <20	≥ 20	<10	>10 y <20	≥ 20	<10	>10 y <20	≥ 20	<10	>10 y <20	≥ 20
Río Aconcagua	054	23	3	14	23	1	2	23	1	2	34	6	4	25	2	3	0	2	4	24	1	1
Río Ligua	052	8	0	8	5	0	1	5	0	1	2	0	1	5	1	1	0	0	1	5	0	0
Río Petorca	051	8	0	11	3	0	0	3	0	0	4	3	0	3	0	0	0	0	0	3	0	0
Río Maipo	057	59	8	30	61	2	8	61	3	7	37	4	9	50	5	6	4	1	2	43	6	6
Río Rapel	060	46	4	16	44	2	1	44	1	2	22	6	1	43	2	3	0	0	0	45	0	0
Río Mataquito	071	15	1	10	17	0	2	17	0	2	8	3	3	10	0	1	0	0	0	11	0	0
Río Maule	073	40	6	30	39	0	6	39	0	6	47	24	5	32	4	6	0	0	0	31	2	3

Tabla 3.7: Resumen de la cantidad de estaciones que presentan años con información completa de las principales variables hidrometeorológicas en las cuencas en estudio para la Macro zona Sur, en el período 1985-2015.

Cuenca	Código Cuenca	Precipitación			Temperatura			Temperatura			Caudal			Humedad Relativa			Evaporación			Velocidad del Viento		
					máxima			mínima														
		<10	>10 y <20	≥20	<10	>10 y <20	≥20	<10	>10 y <20	≥20	<10	>10 y <20	≥20	<10	>10 y <20	≥20	<10	>10 y <20	≥20	<10	>10 y <20	≥20
Río Itata	081	25	2	20	18	0	4	18	0	4	21	9	7	16	0	0	0	0	0	18	0	0
Río Biobío	083	33	11	13	22	4	1	22	4	1	48	16	9	15	1	2	3	2	2	16	0	0
Río Imperial	091	21	3	16	19	1	3	19	2	2	9	6	11	20	2	2	3	2	2	16	0	0
Río Toltén	094	14	4	11	13	4	0	13	4	0	8	5	6	9	0	0	5	0	0	10	0	0
Río Valdivia	101	10	10	5	10	0	1	10	0	1	12	3	3	8	0	0	0	0	1	8	0	0
Río Bueno	103	27	6	5	22	0	2	22	0	2	9	6	6	22	0	1	0	0	0	21	1	1
Islas Chiloé y circundantes	109	7	4	1	6	0	0	6	0	0	0	1	1	4	0	0	0	0	0	4	0	0
Río Puelo	105	2	1	0	0	0	0	0	0	0	4	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Río Yelcho	107	3	0	1	0	1	0	0	1	0	3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0

Tabla 3.8: Resumen de la cantidad de estaciones que presentan años con información completa de las principales variables hidrometeorológicas en las cuencas en estudio para la Macro zona Austral, en el período 1985-2015.

Cuenca	Código Cuenca	Precipitación			Temperatura			Temperatura			Caudal			Humedad Relativa			Evaporación			Velocidad del Viento		
					máxima			mínima														
		<10	>10 y <20	≥20	<10	>10 y <20	≥20	<10	>10 y <20	≥20	<10	>10 y <20	≥20	<10	>10 y <20	≥20	<10	>10 y <20	≥20	<10	>10 y <20	≥20
Río Palena y costeras límite	110	5	3	1	4	0	0	4	0	0	4	0	0	3	0	0	3	0	0	1	0	0
Décima Región																						
Río Aysén	113	9	8	3	13	2	2	13	2	2	13	4	0	11	0	0	6	0	0	7	0	0
Río Baker	115	12	3	2	8	1	1	8	1	1	8	4	0	3	0	0	4	0	0	3	0	0
Río Pascua	117	5	0	0	5	0	0	5	0	0	1	2	0	1	0	0	0	0	0	1	0	0
Costeras entre Laguna Blanca,	111	12	4	3	4	1	2	5	0	2	4	2	1	3	0	1	0	0	0	3	0	0
Seno Otway, Canal																						
Jerónimo y E. Magallanes																						
Costeras entre Seno Andrew y R. Hollemberg e islas al oriente	125	13	2	2	8	1	0	8	1	0	10	2	7	1	1	1	0	0	0	2	0	0
Islas entre Límite regional, Canal	121	2	0	0	1	0	0	1	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ancho y Estrecho de La Concepción																						

En base a la información entregada entre la Figura 3.25 a la Figura 3.30 y entre la Tabla 3.5 a Tabla 3.8, se desprende que la información asociada a las variables hidrometeorológicas de viento, humedad relativa y radiación solar es escasa en Chile. Por este motivo, han surgido trabajos que buscan realizar estimaciones de estas variables, los que se presentan a continuación.

Viento

En Chile existen siete redes de monitoreo que registran datos de viento, sumando en total cerca de 410 estaciones. De ellas, la que tiene la mayor cantidad de estaciones corresponde a AGROMET, sin embargo, la que posee los registros más extensos corresponde a las estaciones pertenecientes a la DGA, que incluye 52 estaciones con anemómetros. A pesar de que existe una gran cantidad de estaciones, existen zonas importantes donde la cobertura es escasa: Norte Grande, Zona Austral y cordillera de los Andes.

A pesar de la gran cantidad de estaciones, no todos los registros son extensos, por lo que el Departamento de Geofísica de la Universidad de Chile desarrolló un explorador eólico (<http://walker.dgf.uchile.cl/Explorador/Eolico2/>) que modela el viento para todo el país, el cual nace como una herramienta destinada a evaluar el potencial eólico y fue desarrollada por el Departamento de Geofísica de la Universidad de Chile, con el apoyo del Ministerio de Energía y la Agencia de Cooperación Internacional Alemana (GIZ) (Ministerio de Energía, 2012). Los estudios para elaborar un mapa de la velocidad del viento comienzan en el año 2009 para la zona del Norte Grande y consideraba una resolución espacial de 3km y una cobertura temporal de cuatro meses. Casi tres años después de esta primera versión, se obtiene el *explorador eólico 2012*, donde se mejora sustancialmente la calidad de la modelación, pasando a ser un producto horario con una resolución espacial de 1km. El año modelado corresponde al 2010, sin embargo, se recurre a una extensión temporal estadística que permite abarcar el período 1980-2013 a una escala temporal diaria.

El modelo usado para estimar el campo de velocidad del viento es el WRF (*Weather Research and Forecasting*), el cual fue desarrollado por agencias nacionales de gobierno y universidades de Estados Unidos y resuelve las ecuaciones primitivas que controlan la circulación atmosférica. Este modelo considera como condiciones de borde los resultados de un modelo de datos históricos, de gruesa resolución que cubre todo el planeta. En consecuencia, no se usan estaciones meteorológicas para forzar WRF, sino sólo para validar los resultados obtenidos. En la Tabla 3.9 se encuentran las principales características del modelo WRF. Para obtener la topografía del terreno se recurre a los modelos de elevación digital (DEM por sus siglas en inglés) provenientes del satélite SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*), mientras que para las propiedades de la superficie del suelo se considera los productos satelitales de la misión MODIS.

Para evaluar el desempeño del modelo, se recurre a la Base de Datos de Observaciones Meteorológicas (BDOM), el cual es un esfuerzo impulsado por los investigadores del Departamento de Geofísica de la Universidad de Chile desde el año 2008, y que agrupa cerca de 420 anemómetros. Debido a que no todas las estaciones tienen un periodo común de registro, se usa las observaciones existentes y se comparan a nivel mensual con los datos disponibles, de manera de ampliar el número de estaciones

disponibles para el análisis. Con esto se intenta representar adecuadamente la climatología de las estaciones. En la Figura 3.31 se aprecia el resultado para los valores medios considerando los meses modelados. El coeficiente de determinación R^2 es de 0,74 mientras que la desviación estándar es de 1,1 m/s.

Tabla 3.9: Características principales de la configuración del modelo WRF.

Aspecto de la modelación	Versión 2012
Periodo de simulación	enero a diciembre
Año de simulación	2010
Resolución espacial	1 km
Coordenadas verticales	41 niveles (12 en los primeros 250 metros)
Condición de borde	GFS (Global Forecast System) análisis operacional
Topografía	SRTM (90 m)
Características de la superficie	MODIS

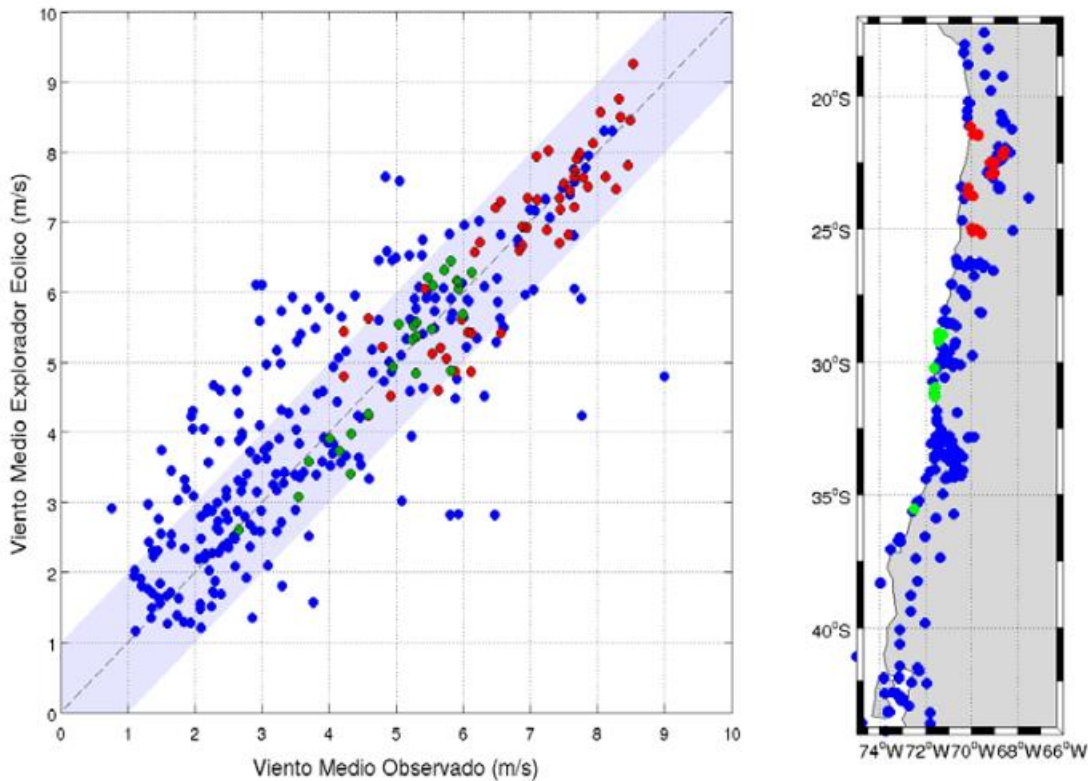


Figura 3.31: Diagrama de dispersión del viento medio observado y modelado. Se incluyen los 420 sensores. Los puntos rojos y verdes corresponden a las estaciones mantenidas por el Ministerio de Energía en el Norte Grande y Norte Chico respectivamente. En el mapa de la derecha muestra la ubicación de las estaciones incluidas en el análisis. Fuente: Extraído de Ministerio de Energía (2012).

Para usar esta información, se debe primero extender el período donde existe información (sea observada o modelada) a todo el periodo de estudio para el cual se hará el análisis. Gracias a que estos

productos son grillados, es posible agregar espacialmente la información de manera de que sea útil y representativa de una zona de estudio.

De la Figura 3.31 se aprecia que a pesar que el modelo no incluye las observaciones de estaciones meteorológicas, representa razonablemente las medias de las mediciones de viento en gran parte del territorio nacional.

Radiación

Existen en nuestro país redes de monitoreo de medición directa de la variable radiación solar, siendo estas almacenadas en *dataloggers* y transmitidas en línea a la fuente que divulga la información, como CEAZA o INIA. No obstante, la DMC entrega información de esta variable semestralmente mediante informes solarimétricos para 19 estaciones que miden la variable a través de piranómetros. La desventaja de esta información, como se entenderá, es que se publica semestralmente, siendo el último boletín publicado para la información recopilada el primer semestre de 2016. Esto impide tener una representación actualizada de las zonas en donde se emplazan los monitoreos, pero no restringe el analizar la información histórica, que para esta fuente comprende desde el año 2000.

Por este motivo nace el explorador solar del Ministerio de Energía, el cual presenta la información más detallada del recurso solar en Chile a nivel espacial (90 metro) entregando información de radiación global horizontal en KWh/m²/día como un promedio mensual y anual calibrado durante el periodo 2004-2015 en un modelo de transferencia radiativa (CLIRAD-SW) con 78 estaciones que miden el recurso (Figura 6-8). La herramienta posee una gran utilidad espacial, pero se encuentra limitada por su temporalidad, la que podría generar inconvenientes en la medida de analizar patrones de tendencia.

Otra aproximación corresponde al modelo desarrollado por la Escuela de ingeniería de la Pontificia Universidad Católica para el cálculo de radiación horizontal mediante el uso de información de estaciones y uso de productos derivados de satélite, obteniendo buenas aproximaciones para la calibración del año 2013 (Escobar *et al.*, 2013). Sin embargo, este producto se encuentra aún en desarrollo y ha trabajado solo con aproximaciones anuales de la variable.

Finalmente, existen ecuaciones que permiten calcular la radiación solar según la latitud, el día y la hora. Una de ellas se presenta en la ecuación (3.9).

$$I_s = \frac{I_o}{e^2} \cos(Z) \quad (3.9)$$

Donde I_o es la constante solar, e^2 al vector radial (tabulado normalmente según el día juliano) y Z corresponde al ángulo zenital. El valor de $\cos(Z)$ depende de la latitud, la declinación solar y el ángulo horario.

En consecuencia, es posible estimar para cualquier lugar del mundo la radiación de onda corta incidente.

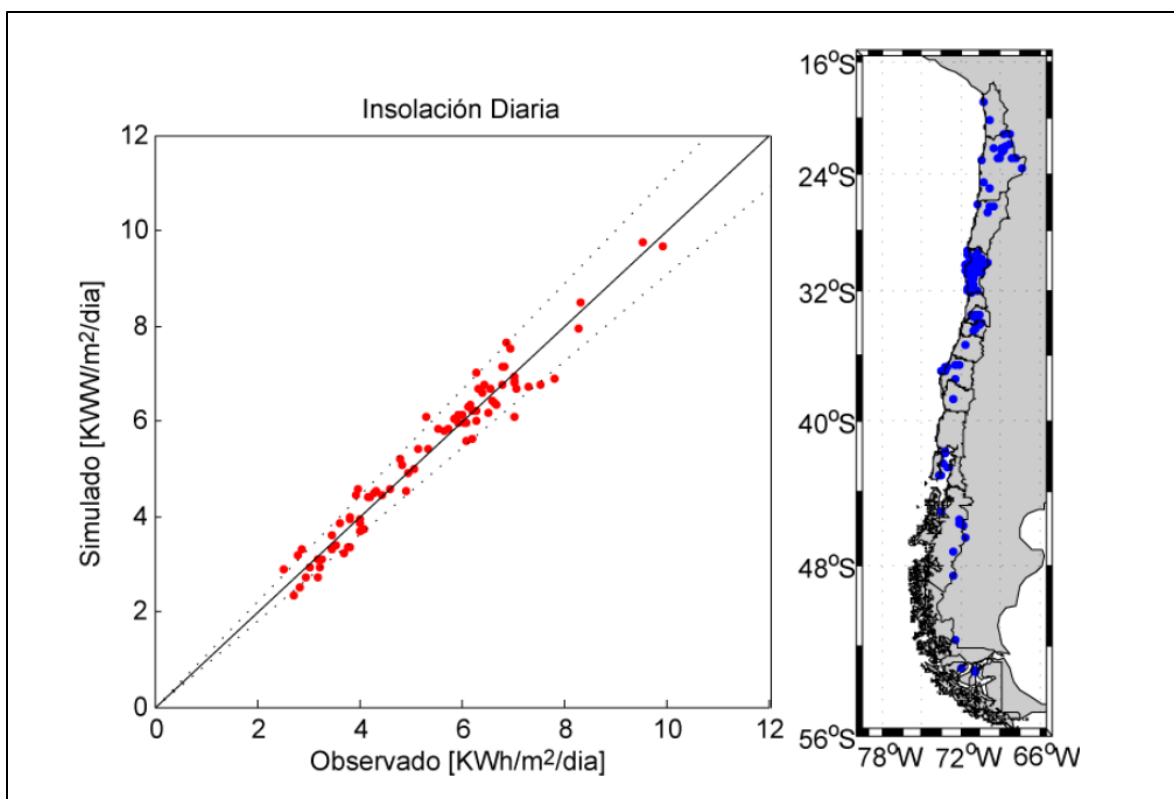


Figura 3.32: Izquierda: Diagrama de dispersión entre la insolación diaria promedio observada y modelada, para el período de tiempo disponible en cada estación. Las líneas punteadas indican el rango de diferencia de un 10%. Derecha: mapa de ubicación de las estaciones usadas en la validación. Fuente: Extraído de Ministerio de Energía (2016).

A diferencia del viento, la radiación modelada presenta un mejor desempeño respecto de las observaciones, en gran parte porque se usó la información para calibrar el modelo. Más aún, prácticamente todas las estimaciones no superan el 10% de error, lo que lo hace una herramienta muy confiable a la hora de estimar valores de radiación de onda corta en lugares donde no existen mediciones.

3.2.1.2. MEDICIONES DE NIEVE

En la actualidad, la Dirección General de Aguas cuenta con un total de 23 rutas de nieve a lo largo del país, gran parte de las cuales se encuentra ubicada en torno a la macro zona central del país como se muestra en la Figura 3.34. El detalle de las rutas de nieve analizadas se muestra en la Tabla 3.10, considerando un periodo de análisis entre los años 1951-2016.

De los datos analizados, se tiene que el número promedio de mediciones al año ha disminuido en el tiempo, como se muestra en la Figura 3.33 para tres rutas de nieve representativas de las macro-zonas Norte, Centro y Sur. Cabe señalar que la única ruta de nieve de la macro zona Austral dejó de realizar registros en el año 1995 por lo que estaría siendo nulamente representada este tipo de información en dicha zona.

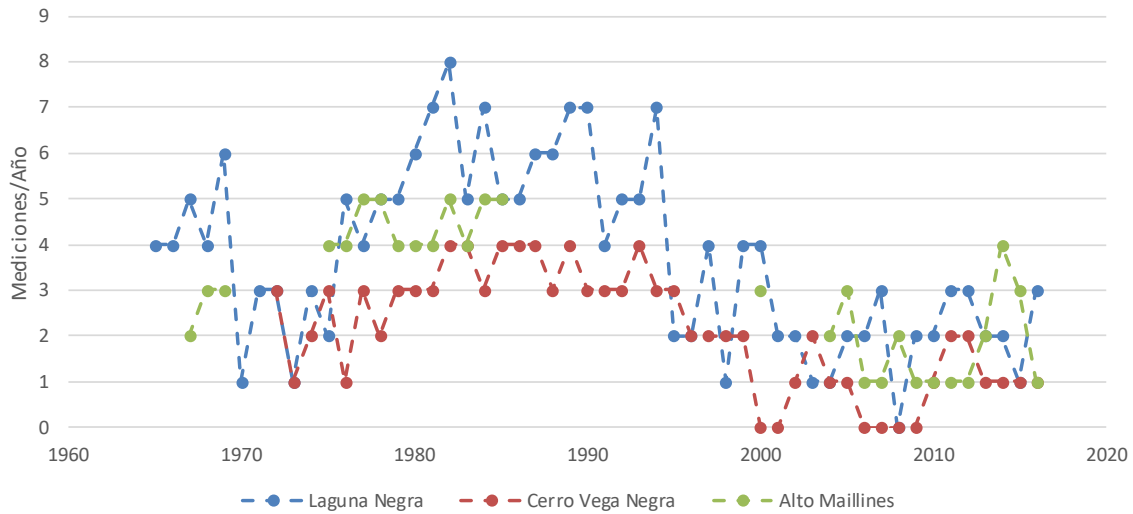


Figura 3.33: Mediciones por año de tres rutas de nieve representativas de distintas las macrozonas norte (Cerro Vega Negra), centro (Laguna Negra) y sur (Alto Maillines).

Respecto a los sensores Snow Pillow que administra la DGA, entre los periodos 2000-2013 se cuenta con una red de registro continuo que se muestra en la Figura 3.34. Se destaca que gran parte de ellos se ubica en las macro zonas Norte y Centro, teniendo solo una estación de registro continuo en la macrozona sur y ninguna en la zona austral. La lista de Snow Pillow existentes se muestra en la Tabla 3.11. En particular, en el capítulo 6 del presente trabajo se analiza el comportamiento de los sensores existentes en las cuencas piloto.

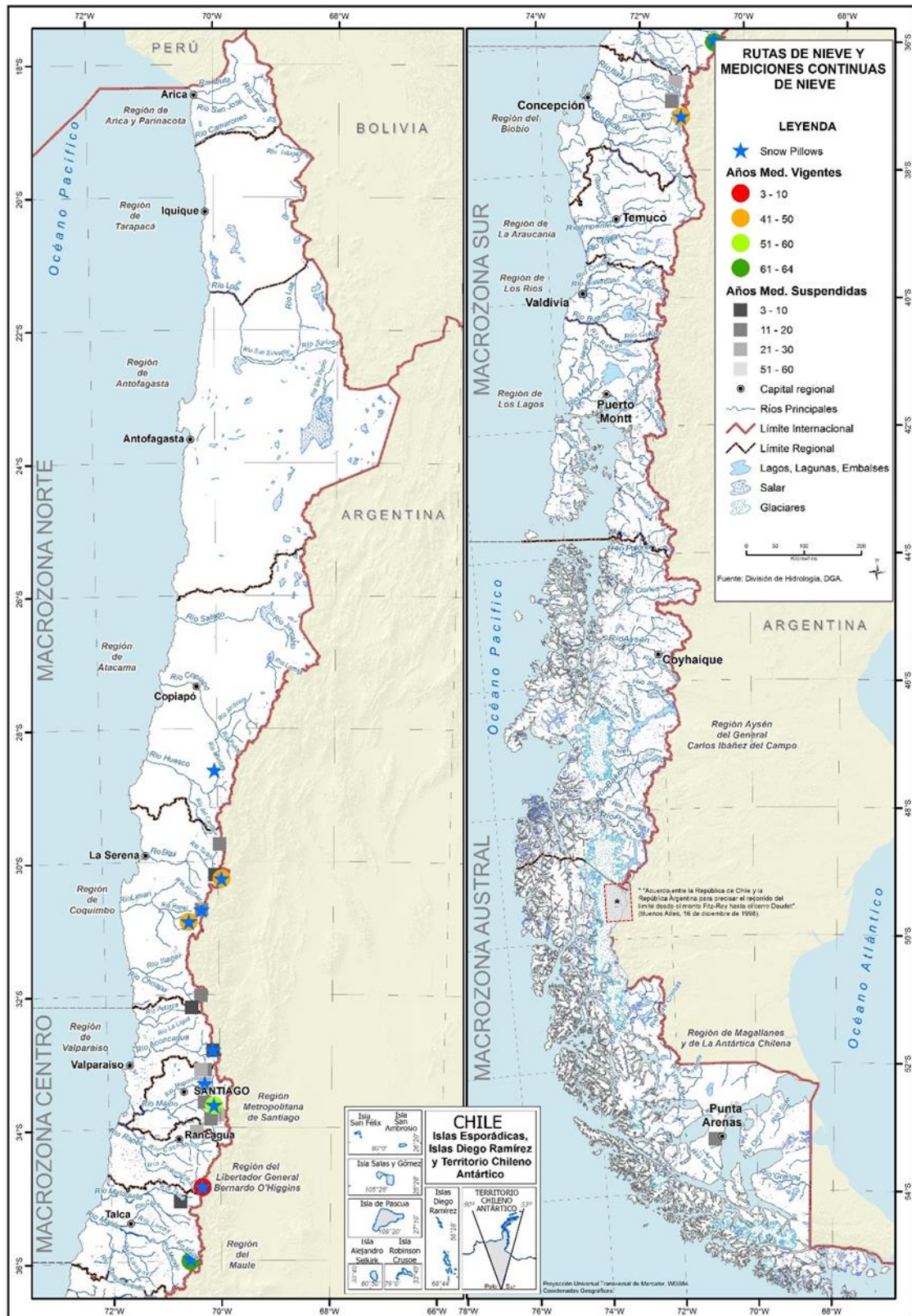


Figura 3.34: Ubicación espacial de medición continua de equivalente en agua de nieve (desde 2000) y rutas de nieve según macro zonas y el número de mediciones realizadas entre los años 1951 y 2016.

Tabla 3.10: Rutas de nieve analizadas durante el periodo 1980-2005.

Nombre	UTM Norte [m]	UTM Este [m]	Altitud [msnm]	Año Inicio	Año Fin	Mediciones	Años de registro	Mediciones	Cuenca
								/Año	
Mina del Indio	6709920	406139	4300	1981	2000	31	20	1.6	Río Elqui
Meseta De La Laguna	6659030	398895	3200	1980	1982	5	3	1.7	Río Elqui
Cerro Olivares	6652196	409542	3550	1974	2016	75	43	1.7	Río Elqui
Quebrada Larga Cota 3500	6600081	376327	3500	1980	1990	40	11	3.6	Río Limarí
Cerro Vega Negra	6580076	355129	3600	1972	2016	95	45	2.1	Río Limarí
El Soldado	6458009	375186	3290	1980	1990	24	11	2.2	Río Choapa
Nacimiento Del Sobrante	6437670	360191	3380	1981	1990	39	10	1.1	Río Petorca
Portillo	6365355	396041	3000	1951	2005	284	55	4.3	Río Aconcagua
Portillo RM	6366581	395482	3000	1982	1990	57	9	6.3	Río Maipo
Cerro Negro	6333324	382618	3450	1980	1997	64	18	3.6	Río Aconcagua
Esterio Plomo	6333542	375306	3150	1980	2002	76	23	3.3	Río Maipo
Barros Negros	6310582	381883	3100	1980	2005	87	26	3.3	Río Maipo
Rodeo Alfaro	6279550	380948	2350	1980	1997	52	18	2.9	Río Maipo
Laguna Negra	6274286	397293	2780	1965	2016	193	52	3.7	Río Maipo
Las Arenas	6258370	404098	2700	1980	2005	76	26	2.9	Río Maipo
El Zorro	6252137	391723	2100	1980	1990	36	11	3.3	Río Maipo
Chapa Verde	6230867	368784	2370	1982	2005	12	24	0.5	Río Rapel
Termas del Flaco	6137850	378288	2650	2011	2016	5	6	0.8	Río Cachapoal
La Dormida	6113531	341643	1800	1983	1990	35	8	4.4	Río Mataquito
Lo Aguirre	6014576	358319	2000	1953	2016	257	64	4.0	Río Maule
Cerro La Gloria	5945348	290920	1500	1980	2005	53	26	2.0	Río Itata
Experimental Volcán Chillán	5915020	286706	2440	1985	2005	17	21	0.8	Río Itata
Volcán Chillan	5914146	285068	1923	1980	2005	140	26	2.8	Río Bo-Bío
Las Quemazones	5911353	284396	1650	1980	1990	50	11	4.5	Río Itata
Alto Mallines	5885146	300873	1720	1967	2016	83	50	1.7	Río Bio-Bío
Cerro Mirador	4105090	360784	580	1980	1995	10	16	0.6	Costeras L Blanca E Magallanes

Tabla 3.11: Estaciones de registro continuo de equivalente en agua de nieve.

Nombre	UTM N [m]	UTM E [m]	Elevación [msnm]	Inicio mediciones
Portezuelo el Gaucho	6832948	397639	4.000	2003
Cerro Olivares	6651865	409339	3.550	2001
Quebrada Larga	6599752	376125	3.500	2001
Cerro Vega Negra	6579747	354927	3.600	2001
Portillo	6366259	395279	3.000	2000
Farellones	6310262	381681	3.100	2000
Laguna Negra	6273967	397090	2.780	2000
Termas del Flaco	6137850	378288	2.650	2004
Lo Aguirre	6017938	358068	2.000	2000
Alto Mallines	5884774	300665	1.770	2004

En general los registros de Snow Pillows han sido relativamente continuos a lo largo del tiempo como se muestra en la Figura 3.35, sin embargo, existen algunas estaciones cuyos registros no son confiables como por ejemplo Portezuelo Gaucho en la macrozona Norte.

Es considerable cómo se modifica este equipo al final de cada temporada en donde tiende a registrar valores negativos producto de la deformación propia del material, destacan también la presencia de registros outliers en caso todas las estaciones. Para la macrozona Centro, se aprecia que la magnitud de nevadas es mayor y persiste más en el tiempo respecto a la macrozona norte, en esta zona la estación Termas del Flaco, es la que presenta mayores discontinuidades en sus registros y bastante “ruido” en la medición. Por último, en la macrozona Sur, la única estación de registro continuo: Alto Mallines, muestra un registro continuo y confiable.

Se destaca que la DGA equipado varias de sus estaciones con sensores de distancia ultrasónica, que permiten tener indirectamente una medición de la profundidad del manto de la nieve. Del mismo modo, parte del equipo consultor ha trabajado desde el 2008 en la medición del manto nival (ejemplo en Figura 3.36) en varias zonas del país, como parte de proyectos desarrollados en conjuntos con la división de Hidrología de la DGA (DGA, 2011c; DGA, 2012b y DGA, 2014b) así como de fondos concursables FONDECYT y FONDEF; cuyas mediciones se han incorporado en los estudios de Cornwell *et al.* (2016) y Cortés (2016) para generar las reconstrucciones de equivalente en agua de nieve mencionadas anteriormente.

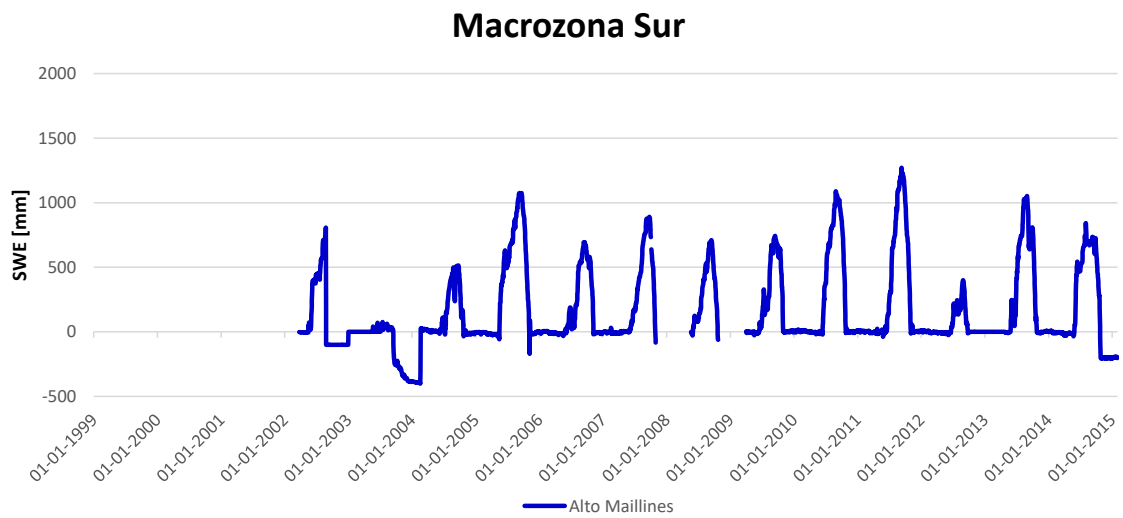
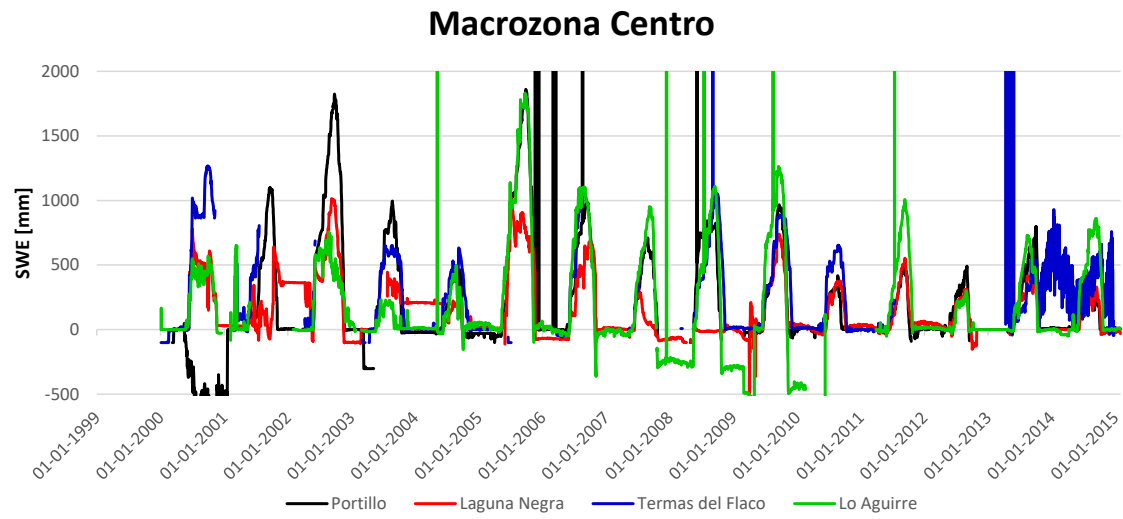
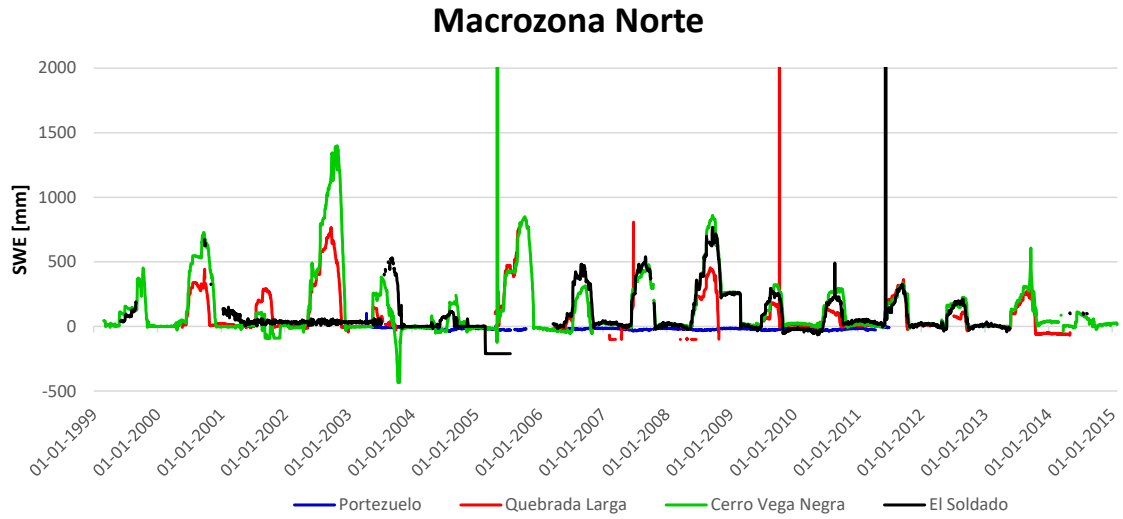


Figura 3.35: Registros de red de Snow Pillow nacional durante el periodo 1999-2014.



Figura 3.36: Mediciones del manto nival realizadas en transectas por esquiadores en el marco del proyecto DGA (2014b).

3.2.1.3. INFORMACIÓN DE AGUA SUBTERRÁNEA

El volumen de agua subterránea almacenado es la componente del ciclo hidrológico más difícil de estimar debido a que no se puede observar directamente y por ende realizar mediciones in-situ. Por ello, suelen utilizarse otras variables como, por ejemplo, permeabilidades puntuales del suelo (que se extienden sobre amplias áreas), trazadores, variaciones del nivel estático y/o variables hidrológicas superficiales (que en muchas ocasiones son no lineales) para determinar la recarga de agua subterránea, que en la mayoría de los casos es potencial y está condicionada por los errores de las variables estimadas utilizadas.

Los sistemas de agua subterránea son sumamente dinámicos, variando continuamente en intervalos largos y cortos de tiempo en respuesta a cambios climáticos, al uso del suelo, a eventos sísmicos, a estructuras geológicas, a interacciones con el sistema hídrico superficial y a las extracciones de agua, entre otros. Estas condicionantes pueden ser evaluadas mediante variaciones de los niveles estáticos en los pozos de observación, permitiendo a su vez determinar la influencia que podrían tener en la recarga, el almacenamiento, y la descarga de los sistemas hídricos subterráneos. Por tal motivo, es de suma importancia implementar redes de monitoreo de niveles de agua subterránea para evaluar los cambios del recurso en el tiempo, y en consecuencia controlar de manera efectiva la gestión y protección del recurso hídrico subterráneo (Taylor and Alley, 2001).

La distribución espacial, el número y profundidad de los pozos de observación son cruciales para interpretar de manera efectiva las condicionantes que afectan a los sistemas de aguas subterráneas. Sin embargo, antes de diseñar una red de monitoreo es fundamental tener un conocimiento base a detalle del marco geológico y el sistema de flujo subterráneo de los acuíferos, acuicludo y acuitardos relevantes. No obstante, si no existe tal nivel de conocimiento, una red de monitoreo de pozos de observación

idealmente debería proveer datos representativos de varios entornos topográficos, geológicos, climáticos y usos del suelo (Taylor and Alley, 2001). De este modo, se tendrá un buen control espacial de los niveles piezométricos y por ende del sistema hídrico subterráneo.

La frecuencia en las mediciones de los niveles estáticos es otra de las consideraciones importantes en el diseño de un programa de monitoreo, la cual debe ser adecuada para detectar fluctuaciones en intervalos de tiempo corto, estacionales y anuales de interés, además de discriminar de forma conjunta entre condicionantes de corto y largo plazo (Taylor and Alley, 2001). Por tal motivo, establecer la frecuencia con la cual se desean realizar las mediciones de los niveles estáticos en los pozos de observación depende de los objetivos de los estudios y de las características propias de los distintos sistemas hídricos subterráneos, tales como, el tipo de acuífero, la tasa de recarga, la gestión del recurso y las condiciones climáticas, entre otros (Figura 3.37). En condiciones ideales se requieren mediciones diarias de los niveles estáticos debido al escaso conocimiento de los sistemas hídricos subterráneos, al uso intensivo de acuíferos superficiales no confinados fluviales-aluviales y a las variaciones que han ocurrido en el clima especialmente durante este último período de megasequía. Si bien, las mediciones cuatrimestrales de los niveles de aguas subterráneas revelan a grandes rasgos el patrón evolutivo del N.E. (Figura 3.38), sugerida como una frecuencia mínima de monitoreo, es útil solo para identificar tendencias producto a fluctuaciones estacionales y de largo plazo. Mientras que una frecuencia de medición diaria permitirá identificar con mayor precisión fluctuaciones producto de condicionantes diarios, tales como, la precipitación, las extracciones, el riego y la presión barométrica, entre otros. Así como proveer estimaciones más precisas de las fluctuaciones máximas y mínimas del o los sistemas de acuíferos, lo cual es necesario para estimar tasas de recarga mediante las fluctuaciones de los niveles estáticos (Figura 3.38).

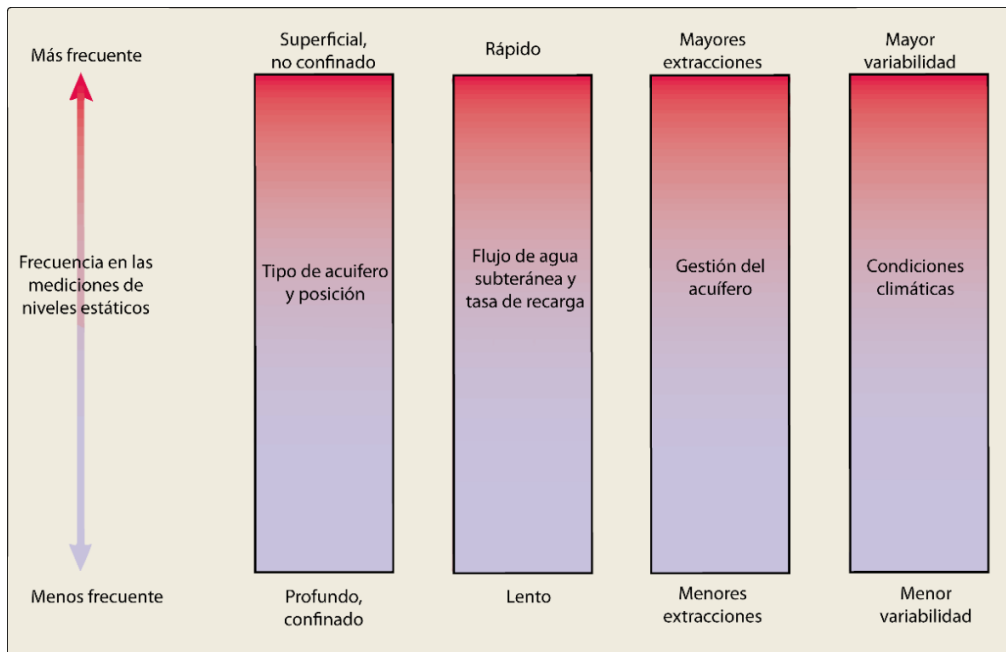


Figura 3.37: Factores que influyen en la elección de la frecuencia en las mediciones de niveles estáticos en los pozos de observación. Extraído de Taylor and Alley (2001).

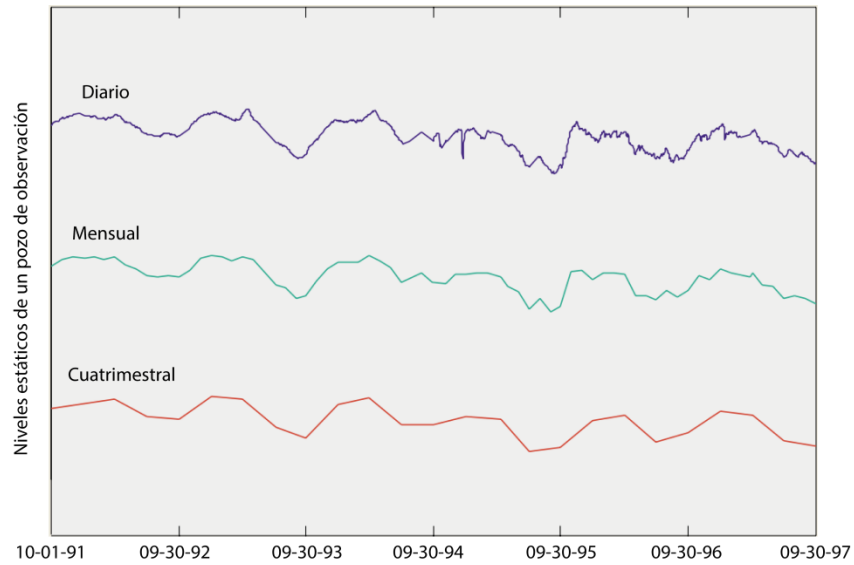


Figura 3.38: Variaciones de los niveles estáticos basados en mediciones diarias, mensuales y cuatrimestrales. Fuente: Extraído de Taylor and Alley (2001).

Las estaciones de monitoreo de los niveles estáticos de agua subterránea actuales se concentran principalmente en las zonas norte y centro del país, donde el recurso hídrico superficial es escaso e insuficiente para cubrir las demandas industriales y de consumo. La distribución espacial de dichas estaciones se presenta en la Figura 3.39.

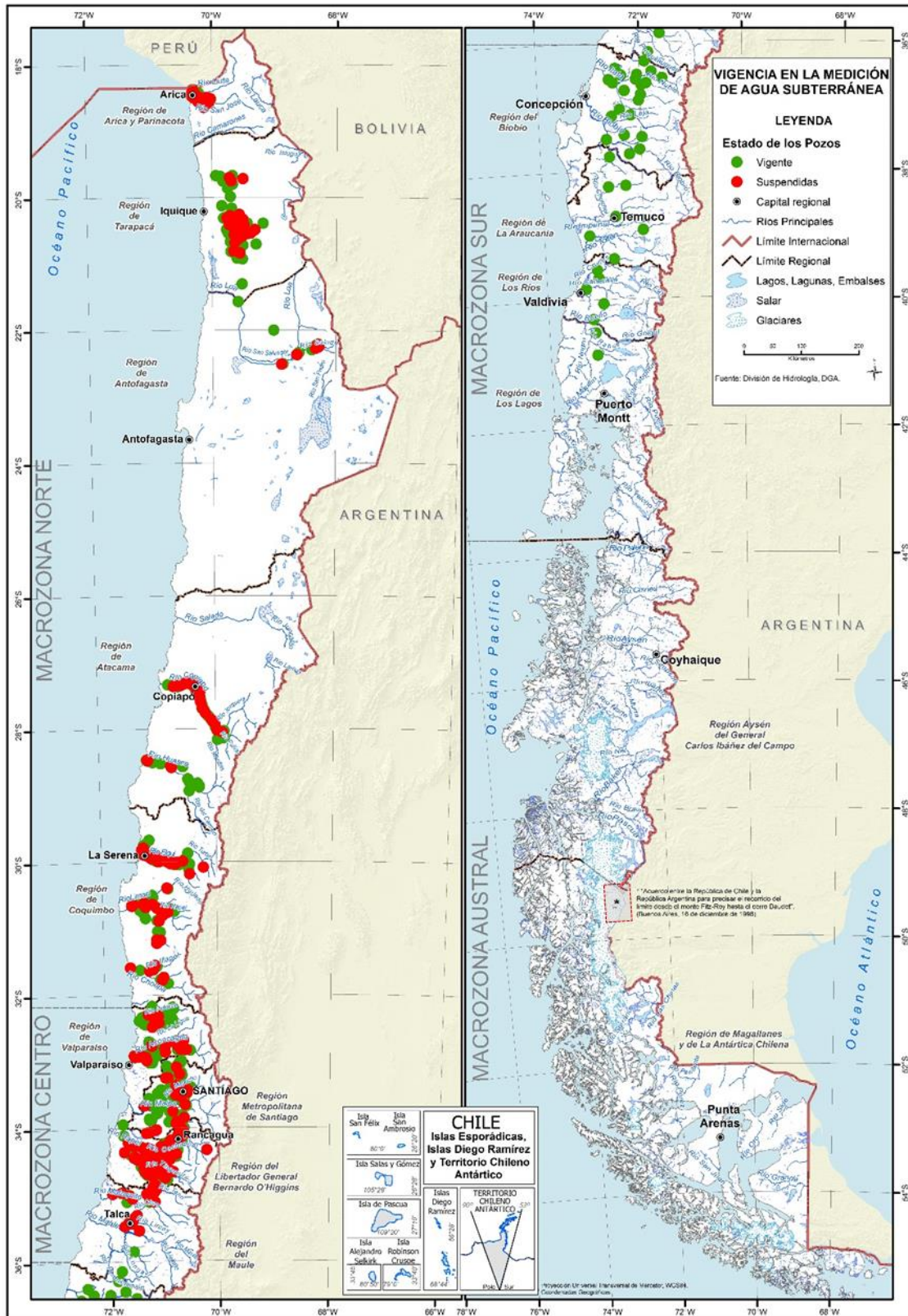


Figura 3.39: Cantidad de estaciones de monitoreo de nivel de agua subterránea a nivel nacional en el período 1985-2015.

3.2.2. REANÁLISIS CLIMÁTICO Y PERCEPCIÓN REMOTA

Esta sección describe un análisis comparativo de tres variables: precipitación, temperatura diaria máxima y mínima, derivadas a partir de datos de tres productos de reanálisis de 3ra generación y una simulación numérica regional (Tabla 3.12). En el caso de la precipitación, se incluyeron otros cuatro productos globales basados en observaciones satelitales y superficiales. El análisis se realizó sobre la base de promedios mensuales, estacionales y anuales.

Existen múltiples aspectos y métricas a considerar cuando se comparan variables meteorológicas. Para las tres variables evaluadas, el análisis presentado aquí se centra en el sesgo medio y covariabilidad temporal entre el producto evaluado y un conjunto de observaciones locales utilizadas como referencia. Puesto que se comparan datos de productos en grilla con observaciones in-situ (puntuales), las variables de los productos se interpolan linealmente a las locaciones de las múltiples estaciones utilizadas. En la Tabla 3.13 se describen tres métricas de comparación utilizadas en esta sección.

Tabla 3.12: Productos climáticos evaluados en contraste con observaciones.

Producto	Tipo	Variables	Periodo disponible	Resolución espacial	Referencia
NCEP CFSR	Reanálisis	P, Tmax, Tmin	1979-2000	0,25° lat-lon (orig. ~ 38 km)	Saha <i>et al.</i> (2010)
ERA INTERIM	Reanálisis	P, Tmax, Tmin	1979-pres.	0,5° lat-lon (orig. ~ 79 km)	Dee <i>et al.</i> (2011)
NASA MERRA	Reanálisis	P, Tmax, Tmin	1980-2015	0,5°x0,667° lat-lon	Rienecker <i>et al.</i> (2011)
PRECIS-ERA40	Simulación RCM	P, Tmax, Tmin	1958-2001	0,25° lat-lon	-
CMAP	Comb. obs. satelitales, sup. y reanálisis	P	1979-pres.	2,5° lat-lon	Xie and Arkin (1997)
GPCP	Comb. obs. satelitales y sup.	P	1979-pres.	2,5° lat-lon	Adler <i>et al.</i> (2003)
MSWEP	Comb. obs. satelitales, sup. y reanálisis	P	1979-2015	0,25° lat-lon	Beck <i>et al.</i> 2016
TRMM-3B43	Comb. obs. satelitales y sup.	P	1998-2015	0,25° lat-lon	Huffman <i>et al.</i> (2007)

Tabla 3.13: Métricas de comparación utilizadas para evaluar productos climáticos.

Símbolo	Nombre	Descripción
E_M	Error medio	Se calcula como la diferencia entre el promedio climatológico de dos variables.
E_A	Error absoluto medio de anomalías	Promedio de la diferencia absoluta entre las anomalías de las variables evaluadas.
R^2	Coefficiente de determinación	Cuadrado del coeficiente de correlación de Pearson entre las variables evaluadas.

3.2.2.1. PRECIPITACIÓN

La Figura 3.40 muestra una evaluación de la precipitación derivada de un reanálisis en las estaciones Quinta Normal (Santiago), Carriel Sur (Concepción), Curarrehue y Teniente Vidal (Coyhaique). Estas estaciones fueron escogidas de modo ilustrativo, considerando la disponibilidad de observaciones, distintas latitudes y elevaciones. La precipitación mensual media (1979-2015) y variabilidad interanual observada en las cuatro estaciones evaluadas (líneas rojas en paneles superiores) se contrastan con las mismas cantidades obtenidas del reanálisis ERA-Interim (interpoladas a la ubicación de la estación correspondiente, en negro). En tanto, en los paneles inferiores se confronta el total acumulado de cada año obtenido de ambos grupos de datos y en cada estación. Este diagnóstico permite identificar claramente los sesgos medios anuales y según la estación del año, además de la coherencia en el tiempo del reanálisis con las observaciones.

Entre las estaciones escogidas se aprecia una capacidad desigual del reanálisis ERA-Interim para reproducir el régimen de precipitación observado. La precipitación media se sobreestima en Quinta Normal y Teniente Vidal, y se subestima en Curarrehue, y es peculiarmente coherente en Carriel Sur. En todos los casos, el sesgo promedio es consistente a lo largo del año y, considerando este sesgo como un factor constante, el ciclo estacional está bien representado. La variabilidad interanual, representada por la desviación estándar, (zona sombreada de la Figura 3.40), mostrada por el reanálisis es también consistente con las observaciones.

Cabe señalar que el sesgo medio E_M , no es necesariamente indicativo de deficiencias inherentes del reanálisis (producto de una física atmosférica mal representada o insuficiente información asimilada). Puesto que la orografía juega un rol clave en variabilidad espacial de la precipitación —particularmente en Chile dado su paisaje abrupto— E_M responde en buena medida a la grilla nativa del reanálisis. Así, el fuerte gradiente topográfico y altas precipitaciones asociadas en sectores precordilleranos tienden a estar subestimados en los reanálisis y en otros productos por la grilla gruesa utilizada. Lo opuesto ocurre en estaciones ubicadas en la depresión intermedia, como se presenta en la Figura 3.42. En este sentido, las métricas que dan cuenta de diferencias a lo largo del periodo evaluado son un mejor indicador de cuán fiable es la precipitación u otra variable del reanálisis, y desde luego más adecuadas para comparar productos con distintas grillas.

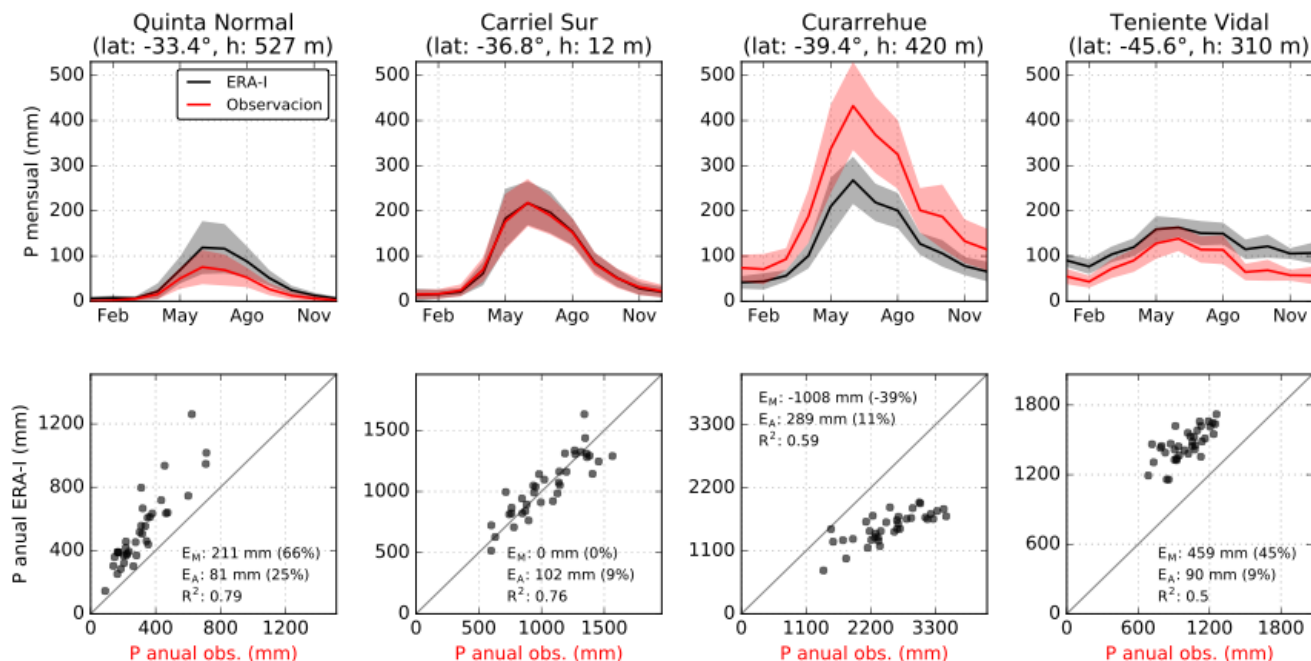


Figura 3.40: (Paneles superiores) Precipitación mensual media observada (rojo) y derivada del reanálisis ERA-Interim (negro) entre 1979 y 2015 en las estaciones Quinta Normal, Carriel Sur Curarrehue y Teniente Vidal. Zona sombreada indica la desviación estándar calculada a partir de años individuales. (Paneles inferiores) Diagramas de dispersión entre precipitación anual observada (eje x) y derivada de ERA-Interim (eje y). Se indica error climatológico (EM), el error absoluto medio calculado a partir de anomalías (EA) y el coeficiente de determinación (R^2).

Los diagramas de dispersión de la Figura 3.40 ilustran, para cada estación pluviométrica, la covariabilidad de la precipitación anual observada y derivada del reanálisis entre 1979 y 2015. Además de E_M , se indica el error absoluto medio calculado a partir de anomalías de cada grupo de datos, E_A , y el coeficiente de determinación, R^2 . Las últimas dos cantidades cuantifican el error típico de un año y la coherencia temporal sin considerar el sesgo climatológico. Teniendo en cuenta que la precipitación es una variable simulada por el modelo utilizado en el reanálisis (es decir, no ajustada directamente por la asimilación de datos) y la dependencia a la condición topográfica mencionada, los valores de R^2 sobre 0,75 en Quinta Normal y Carriel Sur indican un más que correcto desempeño del reanálisis en estas regiones. Los errores aumentan y los R^2 disminuyen en las estaciones emplazadas más al sur, siendo el reanálisis particularmente deficiente en la estación Teniente Vidal.

La Figura 3.41 ilustra el mismo ejercicio, pero efectuado con los datos de precipitación global GPCP. Este producto combina estimaciones de precipitación a partir de observaciones satelitales basadas principalmente en la temperatura de brillo del tope de las nubes, con observaciones directas sobre las superficies continentales. Considerando el sesgo medio, GPCP muestra un mejor desempeño que ERA-Interim en las estaciones Quinta Normal y Teniente Vidal. Si se evalúa la covariabilidad temporal, también se obtienen mejores resultados en Quinta Normal, con un R^2 de 0,86.

Considerando la estación Quinta Normal representativa de la zona central de Chile, el buen ajuste de GPCP con los datos observados no es nada sorprendente, puesto que esta región tiene una alta

densidad de observaciones, muchas de las cuales están integradas en GPCP (Huffman *et al.*, 2009). Considerando esto, llama la atención que GPCP tenga un peor desempeño que ERA-Interim en Carriel Sur. Por su parte, los datos interpolados a la estación cordillerana y austral en Curarrehue y Teniente Vidal, respectivamente, muestran un ajuste deficiente ($R^2 > 0,4$), dando cuenta de un peor desempeño de la componente satelital de GPCP en zonas con escasa observación, relativo al reanálisis.

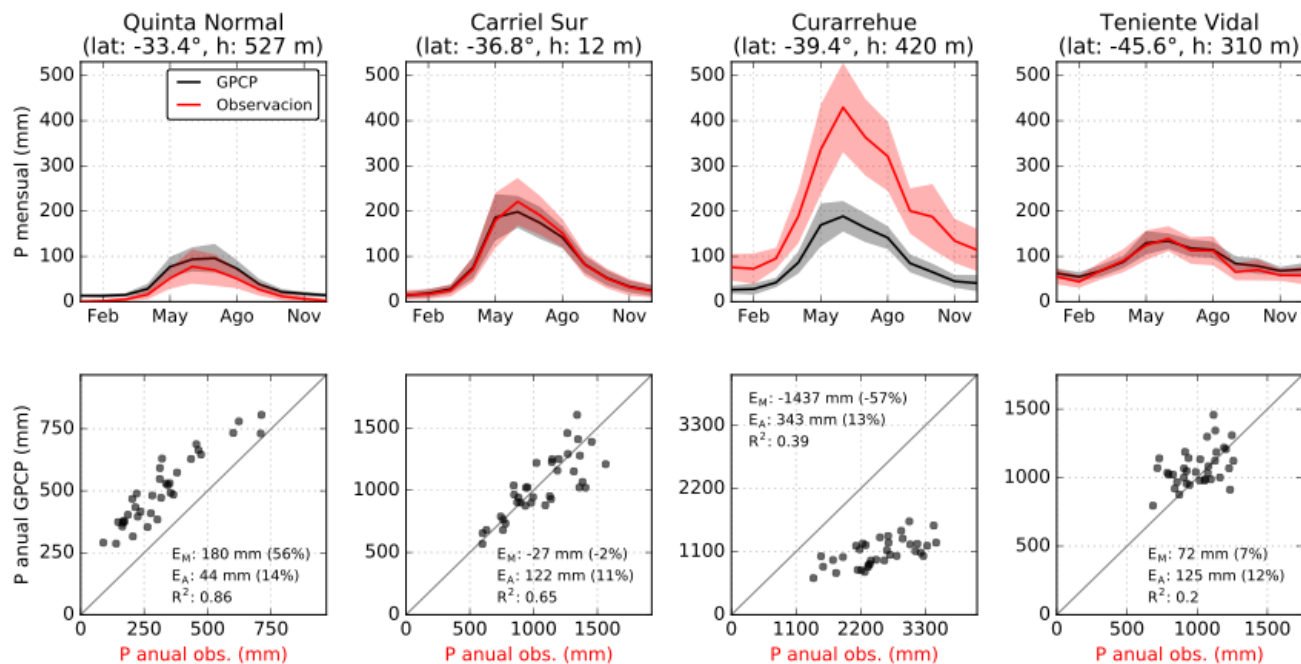


Figura 3.41: De forma equivalente a la figura X1, se ilustra la comparación entre la precipitación observada y obtenida del producto GPCP.

La comparación descrita sobre las cuatro estaciones puede generalizarse para el conjunto de estaciones pluviométricas disponibles, como se muestra en la Figura 3.42. Los mapas presentados muestran la climatología de la precipitación anual obtenida de ERA-Interim y observada, además de las tres métricas utilizadas para comparar ambos grupos de datos (E_M , E_A y R^2). La climatología entregada por el reanálisis da una perspectiva de gran escala del régimen de precipitación en el Pacífico sur oriental y de Chile. Éste se caracteriza por un marcado gradiente latitudinal de la precipitación anual media, desde regiones semiáridas en el subtrópico hasta una zona de alta precipitación en latitudes medias. El máximo de precipitación sobre Patagonia da cuenta de la buena representación del aumento orográfico de la precipitación que es resuelto para el relieve en la escala de la grilla del reanálisis.

En líneas gruesas, el régimen de precipitación que entrega ERA-Interim coincide con la climatología obtenida de las estaciones pluviométricas, como se observa en la Figura 3.42. Sin embargo, el detalle a escala regional, en particular el gradiente zonal de la precipitación evidente en el centro-sur de Chile, no se reproduce en el reanálisis. Como se comentó anteriormente, este sesgo responde en gran medida a la resolución espacial de la grilla del reanálisis, generando errores medios importantes y de distinto signo en las regiones con alto gradiente topográfico (Figura 3.42c). Por su parte, en la zona austral se observa un sesgo positivo más generalizado, el cual, presumiblemente, represente un error más

inherente de ERA-Interim. Cabe notar que la mayor parte de las estaciones pluviométricas evaluadas en esta región están localizadas en zonas relativamente secas (a sotavento del cordón Andino austral), habiendo una carencia casi total de información en las zonas en donde se localiza el supuesto máximo de precipitación (> 3.000 mm anuales) en Patagonia insular.

Lo valores de E_A calculados a partir de anomalías anuales de precipitación (Figura 3.42d) equivalen a aproximadamente un 10-20% del valor climatológico. Los errores relativos aumentan significativamente en los extremos norte y austral del país. El desigual desempeño año a año de la precipitación de ERA-Interim entre las regiones centro-sur, por un lado, y las regiones extremas, por otro, se aprecia claramente al comparar los valores de R^2 obtenidos del conjunto de estaciones (Figura 3.42e). Éstos son cercanos 0,9 en la zona central y caen a valores incluso menores a 0,1 en Patagonia. Aunque significativa, en el extremo norte tampoco se aprecia una coherencia temporal elevada entre ambos grupos de datos, con valores de R^2 en torno a 0,5.

Si bien la precipitación es un variable altamente dependiente de los modelos físicos utilizados en los reanálisis, esta depende estrechamente de otras variables atmosféricas (viento y humedad particularmente) que están influenciadas más directamente por la asimilación de datos observados. La mayor concentración de información asimilada el centro-sur de Chile explicaría entonces el mejor ajuste de la precipitación de ERA-Interim en esta región. Asimismo, la mayor concentración de observaciones directas utilizada en los productos combinados también influye en el desempeño de éstos.

Precipitación anual (ERA-I vs. observaciones; 1979-2015)

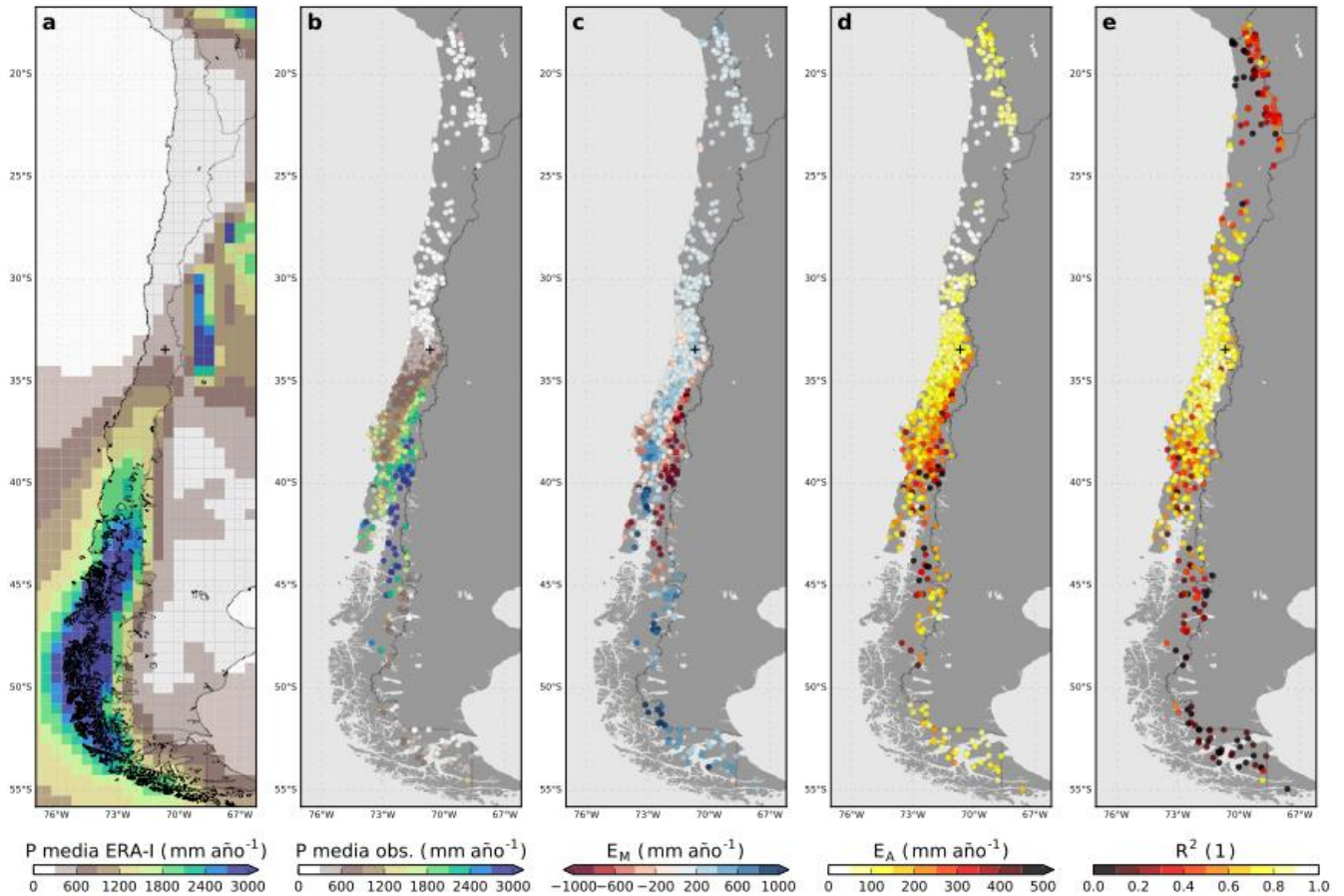


Figura 3.42: Comparación entre la precipitación anual del reanálisis ERA-Interim y precipitación observada. Climatología (1979-2015) de ambos grupos de datos se muestran en los paneles a y b. Los paneles c-e muestran las tres métricas de comparación utilizadas (Tabla 3.13) para cada estación pluviométrica.

El patrón espacial de errores y R^2 mostrados en la Figura 3.42, no es exclusivo de ERA-Interim; se observa también en los otros dos reanálisis, así como en los otros productos evaluados. Esta evaluación integral se sintetiza en la Figura 3.43, al que muestra promedios de E_M , E_A y R^2 calculados a partir de las estaciones al interior de las cuatro macro-zonas definidas en este estudio: Norte, Centro, Sur y Austral. En esta Figura se distingue también por colores los múltiples productos según su naturaleza (reanálisis u otro).

El sesgo climatológico (E_M) permite evaluar si un producto tiende a sobreestimar o subestimar la precipitación real en una región determinada. El promedio regional de E_M obtenido varía entre los productos evaluados, sobre todo en las macrozonas centro, sur y austral (en el norte hay un sesgo positivo generalizado). Puesto que dentro de una región E_M puede tomar valores positivos o negativos, se muestra también el promedio regional de los valores absolutos de esta métrica (círculos en Figura 3.43). Los errores obtenidos son en general del mismo orden entre los productos evaluados, a excepción de reanálisis CFSR, que presenta claras sobre-estimaciones en la precipitación media en la zona austral. Como se describe anteriormente, E_M depende directamente de la resolución del producto. En este sentido, destaca que los

productos disponibles en una grilla más fina (CFSR, PRECIS, MSWEP, TRMM) no presenten un desempeño claramente superior al del reanálisis ERA-Interim.

Los promedios regionales de E_A permiten un contraste más ecuánime entre los productos, puesto que no integra el sesgo medio (columna central en Figura 3.43). Los valores netos de E_A son lógicamente mayores en aquellas regiones con mayor precipitación, por lo que no tiene sentido una comparación entre macrozonas. En general, los productos muestran valores equivalentes de esta métrica. Siendo estrictos, entre los tres reanálisis evaluados, ERA-Interim se ajusta mejor a las observaciones en las cuatro macrozonas, y tiene también un error bajo dentro del conjunto de productos. El producto MSWEP muestra el mejor desempeño entre los productos combinados, y es globalmente el producto con menores errores junto a ERA-Interim. Esto no es sorprendente, puesto que MSWEP extrae la mejor información de una plataforma de datos múltiple (incluidos algunos evaluados aquí) en una grilla más fina o igual que la de los otros productos (Beck *et al.*, 2016).

El promedio regional de R^2 permite un contraste entre macrozonas y entre productos del ajuste de la precipitación (Figura 3.43, columna a la derecha). El diagnóstico a partir de esta métrica es patente: todos los productos evaluados muestran una representatividad de la variabilidad de precipitación alta en la zona central (explican en torno al 80% de la varianza observada), moderada en las zonas norte y sur, y deficitaria en la zona austral. Este desempeño desigual responde a la baja disponibilidad de información sinóptica en regiones más apartadas, limitando tanto la asimilación de datos en los reanálisis como el uso de observaciones directas en los productos combinados. Entre productos, el resultado es similar al obtenido con E_A . Entre los reanálisis se distingue el buen desempeño ERA-Interim y el relativo bajo ajuste de MERRA2. Los productos combinados son en general equivalentes entre sí, con MSWEP ostentando los valores de correlación mayores.

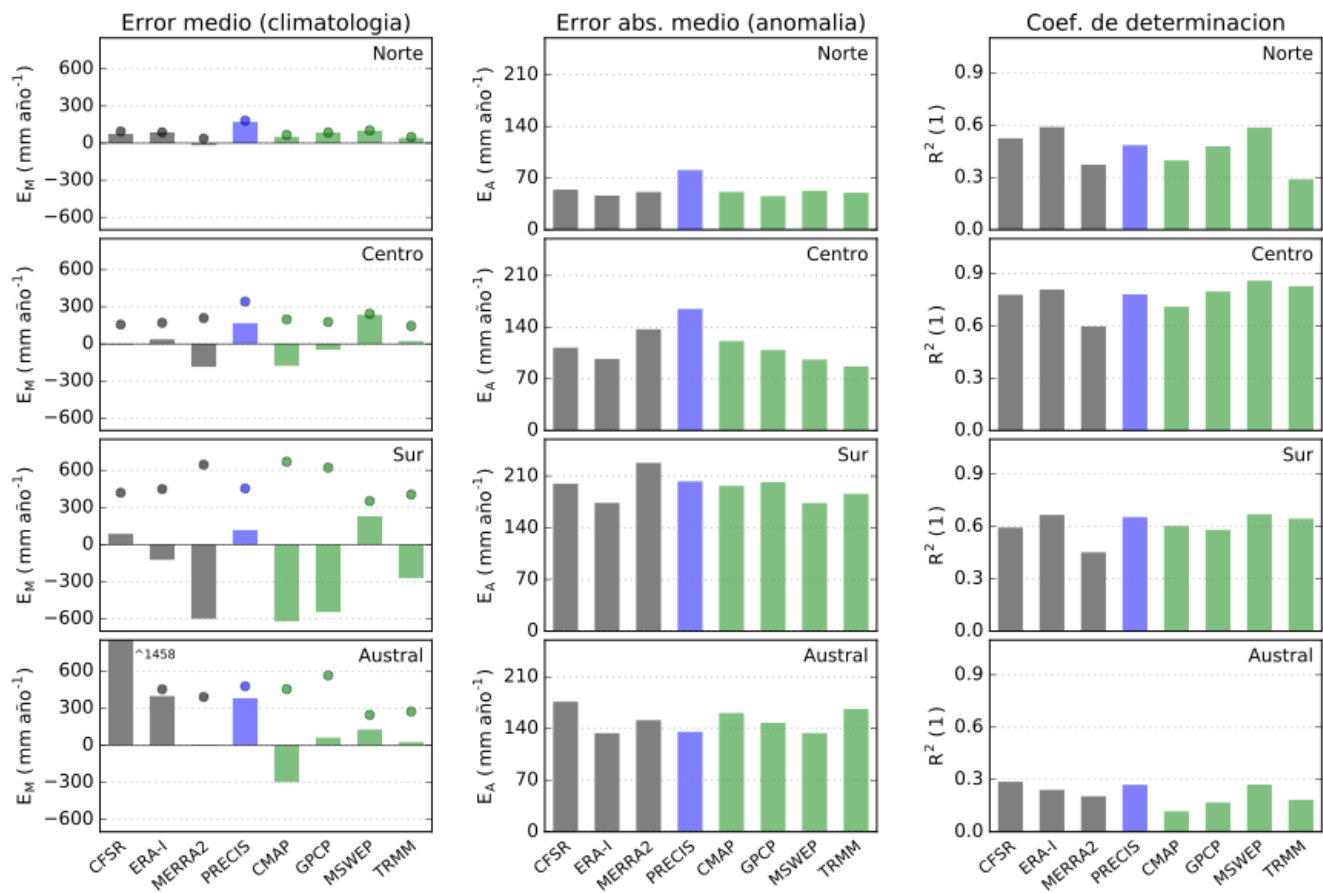


Figura 3.43: Promedios regionales de los errores climatológicos (E_M , izquierda), de anomalías (E_A , centro), y de los coeficientes de determinación (R^2 , derecha) obtenidos entre la precipitación anual observada y derivada de los ocho productos evaluados (Tabla 3.12) en las cuatro macrozonas estudiadas. Barras grises, azules y verdes indican las métricas obtenidas, respectivamente, de los reanálisis, del modelo regional PRECIS-ERA40 y de los productos derivados de observaciones. Círculos en paneles de la izquierda indican el promedio regional de los valores absolutos de E_M .

3.2.2.2. TEMPERATURAS EXTREMAS

La evaluación descrita para la precipitación se repitió para las temperaturas diurnas extremas. El análisis de los tres reanálisis evaluados y de los datos de PRECIS-ERA40 se realizó sobre la base de la disponibilidad de observaciones locales de temperatura máxima (T_{max}) y mínima (T_{min}), sustancialmente menor que las de precipitación descrita en la sección anterior.

Los resultados se ilustran de forma similar a los obtenidos para la precipitación. La Figura 3.44, muestra un ejemplo del ajuste de T_{min} y T_{max} de ERA-Interim en cuatro estaciones: Cerro Moreno (Antofagasta), Quinta Normal (Santiago), Carriel Sur (Concepción) y El Tepual (Puerto Montt). Las medias mensuales de cada variable y su climatología en el periodo 1979-2015 dan cuenta del ciclo estacional de éstas y del rango diurno promedio. A excepción de la estación Quinta Normal, en estos casos se aprecia una reproducción razonable del régimen medio observado, coherentes en la evolución estacional y sesgos menores en ambas variables.

Cabe destacar que, como con la precipitación, la resolución espacial y topografía considerada en el reanálisis deben explicar buena parte de los sesgos de temperatura obtenidos. De hecho, para la temperatura, debido a su fuerte gradiente vertical (disminuye típicamente 6,5°C por km), el efecto es más evidente que en el caso de la precipitación; la influencia de la topografía en esta última es mucho más compleja y heterogénea espacialmente. Así, el sesgo negativo mostrado por ERA-Interim en Quinta Normal (~ 8°C) debe, en parte, responder a la grilla del reanálisis que “ve” en la ubicación de esta estación una elevación mayor que la real.

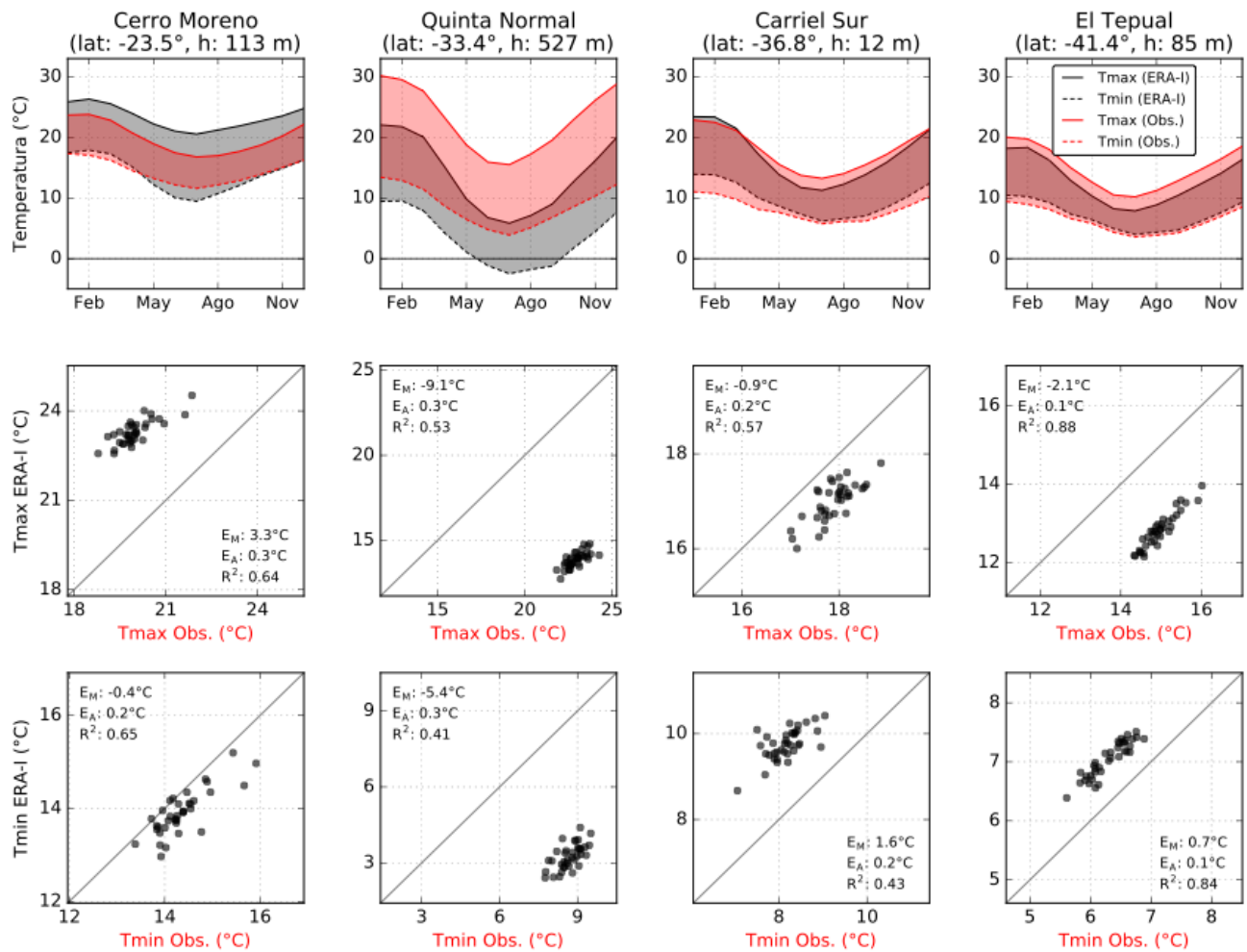


Figura 3.44: (Paneles superiores) Promedio mensual de la temperatura diaria mínima (curva segmentada) y máxima (continua) observada entre 1979 y 2015 en las estaciones Cerro Moreno, Quinta Normal, Carriel Sur y El Tepual (en rojo). Curvas negras indican las variables respectivas derivadas para la estación respectiva del reanálisis ERA-Interim. (Paneles centrales e inferiores) Diagramas de dispersión entre el promedio anual de la temperatura diaria máxima y mínima observada (eje x) y derivada de ERA-Interim (eje y). Se indica error climatológico (EM), el error absoluto medio calculado a partir de anomalías (EA) y el coeficiente de determinación (R^2).

La congruencia temporal entre las temperaturas extremas de ERA-Interim y las observaciones varía entre las estaciones evaluadas en la Figura 3.44. Llama la atención que el menor valor de E_A y mayor

correlación ($R^2 = 0,88$ para Tmax) se obtiene en El Tepual, parte de una región con menor número de observaciones que, por ejemplo, la Región Metropolitana ($R^2 = 0,53$ para Tmax en Quinta Normal).

La Figura 3.45 muestra el contraste entre el promedio anual de Tmax de ERA-Interim y observado en el conjunto de estaciones evaluadas. Además del sesgo de temperatura descrito, debido de la resolución de un producto en particular, ERA-Interim muestra una subestimación generalizada de Tmax de aproximadamente 5°C. Así, la sobreestimación de Tmax en Cerro Moreno y los sesgos relativamente bajos en Carriel Sur y El Tepual (Figura 3.44) son más bien excepciones. Asimismo, el bajo error y alto R^2 obtenidos en El Tepual no es la regla; el desempeño es por lo general más bajo en el resto de las estaciones, con valores de R^2 en torno a 0,5. Por su parte, el patrón de R^2 obtenido para la precipitación —con un claro mejor desempeño en la zona central— no se observa en el caso de las temperaturas extremas. En particular, llama la atención el relativo buen desempeño en términos de R^2 en varias estaciones emplazadas en Patagonia, donde la densidad de observaciones es baja.

La síntesis de esta evaluación para Tmax y Tmin, incluidos los reanálisis CFSR y MERRA2, además de los datos del modelo PRECIS, se muestra en Figura 3.46. Contrastando los productos, se destaca el sesgo negativo de ERA-Interim en ambas variables en la macrozona central. Este sesgo es más generalizado en el conjunto de productos en las macrozonas norte y austral.

Considerando que el sesgo medio de gran escala de Tmin y Tmax es corregible en el proceso de regionalización de estas variables, resulta de particular interés evaluar el ajuste año a año caracterizado por las métricas E_A y R^2 . Como en el caso de precipitación, los cuatro productos contrastados muestran valores del mismo orden. El reanálisis CFSR es particularmente deficiente en relación al resto, particularmente en la macrozona austral. En esta región y en el norte, PRECIS tiene el mejor desempeño, mientras ERA-Interim destaca con menores errores y mayores correlaciones en las zonas centro y sur.

Más allá del análisis comparativo entre productos, cabe destacar que éstos globalmente muestran una capacidad moderada a baja en reproducir el régimen de temperaturas, con valores de R^2 bajo 0,5 en la mayoría de los casos. Una razón fundamental detrás de estos valores es que, al igual que la precipitación, las observaciones de temperatura cerca de la superficie no se utilizan directamente para corregir la evolución de dicha variable en los reanálisis. Otro motivo de este bajo desempeño es la dependencia de las temperaturas extremas a procesos físicos propios de la superficie y de la capa límite atmosférica, los cuales están representados deficitariamente en los reanálisis.

Aun cuando el producto de reanálisis tenga una bajo desempeño en algunas zonas, la información meteorológica y de precipitación del producto es importante en los métodos semi-empíricos que se desarrollaran para la formulación del producto final. El uso conjunto de los datos de reanálisis y de las observaciones superficiales disponibles permitirá reducir los sesgos del producto final. Por otro lado, la información espacial provista por los reanálisis, aun cuando presente sesgos, permite mejorar la representatividad espacial del producto en zonas en donde no existen observaciones. En el caso de la temperatura, y dado el bajo desempeño del reanálisis que ha resultado evidente del análisis crítico, se sugiere la incorporación de observaciones de la temperatura superficial desde satélites polares (MODIS) que permitan capturar correctamente los procesos físicos que ocurren en la capa límite atmosférica.

Tmax media anual (ERA-Interim vs. observaciones; 1979-2015)

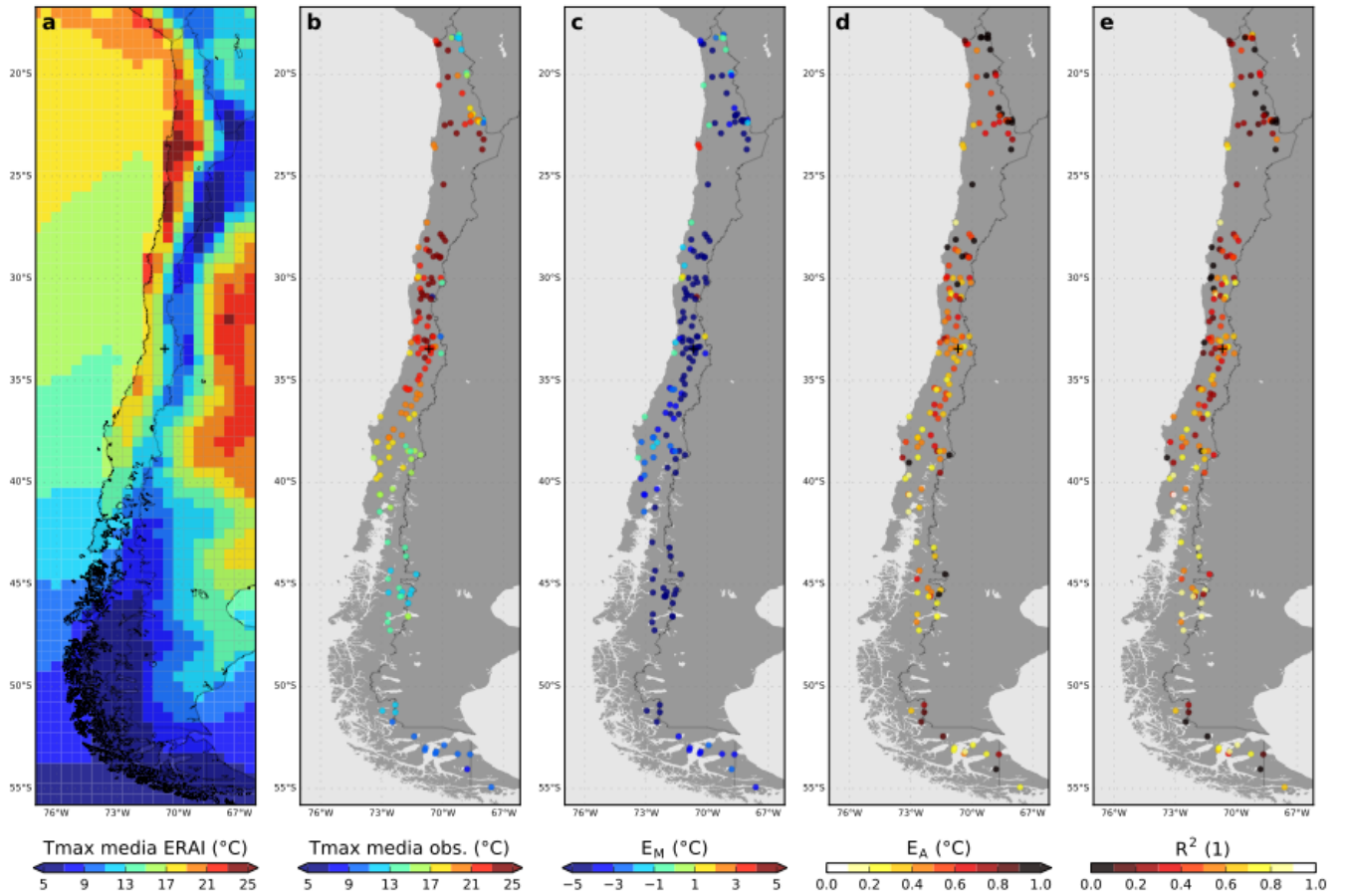


Figura 3.45: Comparación entre el promedio anual de temperaturas máximas del reanálisis ERA-Interim y observada. Climatología (1979-2015) de ambos grupos de datos se muestran en los paneles a y b. Los paneles c-e muestran las tres métricas de comparación utilizadas (Tabla 3.13) para cada estación.

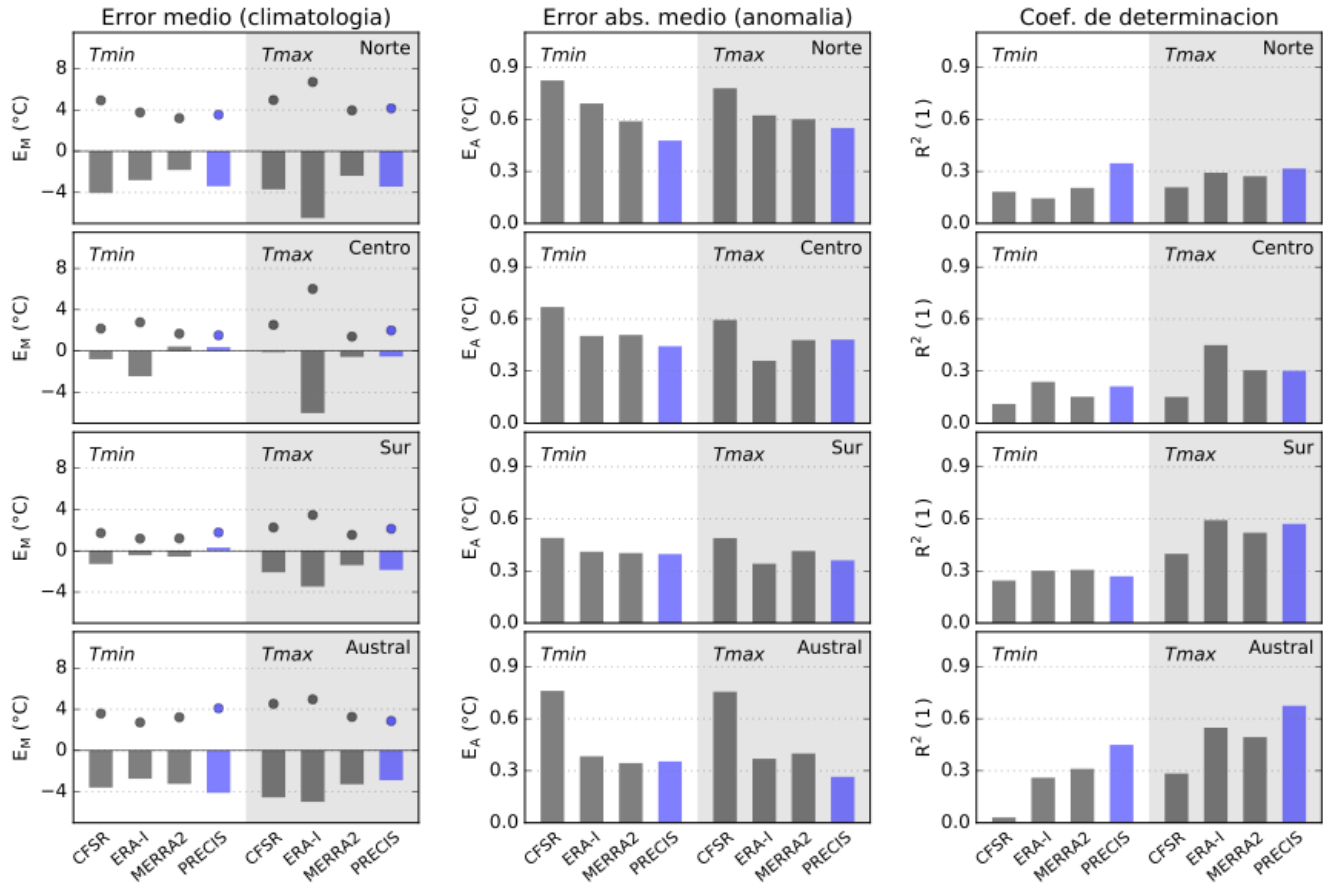


Figura 3.46: Promedios regionales de los errores climatológicos (EM, izquierda), de anomalías (EA, centro), y de los coeficientes de determinación (R^2 , derecha) obtenidos entre el promedio anual de Tmin y Tmax derivado de los cuatro productos evaluados (Tabla 3.12) y observado en las cuatro macrozonas estudiadas. Barras grises y azules indican las métricas obtenidas, respectivamente, de los reanálisis y del modelo regional PRECIS-ERA40.

3.2.2.3. EVAPOTRANSPIRACIÓN

En Chile no existen estudios que permitan analizar el desempeño del producto MOD16 respecto a observaciones, en gran parte, por la carencia de estaciones que midan directamente ET_a . Mu *et al.* (2011), al mejorar la metodología propuesta en 2007, contrasta las nuevas estimaciones de ET_a con 46 estaciones que miden flujos turbulentos, cuyas ubicaciones que se presentan en la Figura 3.47. Dichas estaciones abarcan diversos usos de suelo y, a pesar que son mediciones puntuales, se comparan con la metodología que utiliza una resolución espacial de 1 km.

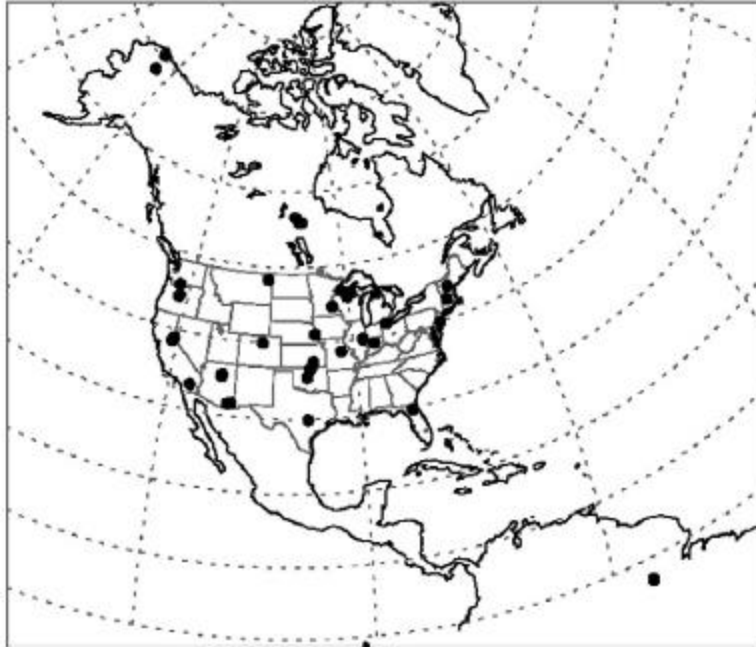


Figura 3.47: Distribución de las estaciones de medición "AmeriFlux" utilizadas por Mu *et al.* (2011) para contrastar las estimaciones de su metodología de cálculo de ET_a . Son 46 estaciones que abarcan distintos usos de suelo. Fuente: Extraído de Mu *et al.*, (2011).

Al contrastar los resultados con algunas estaciones en particular, se aprecia una gran similitud entre las mediciones y las estimaciones. De la Figura 3.48 se colige que el ciclo anual está bien representado en las tres estaciones analizadas temporalmente, tanto para las estimaciones forzadas con la meteorología observada como la que considera el uso del reanálisis GMAO. Si se promedia el coeficiente R^2 de las 46 estaciones, se obtiene una R^2 medio de 0,54, lo cual muestra una solidez importante de la metodología para estimar ET_a .

Como los valores de ET_a no se han contrastado con observaciones en Chile, este producto se considera referencial, un punto de partida sobre el cual será posible comparar los resultados que se extraigan de este estudio.

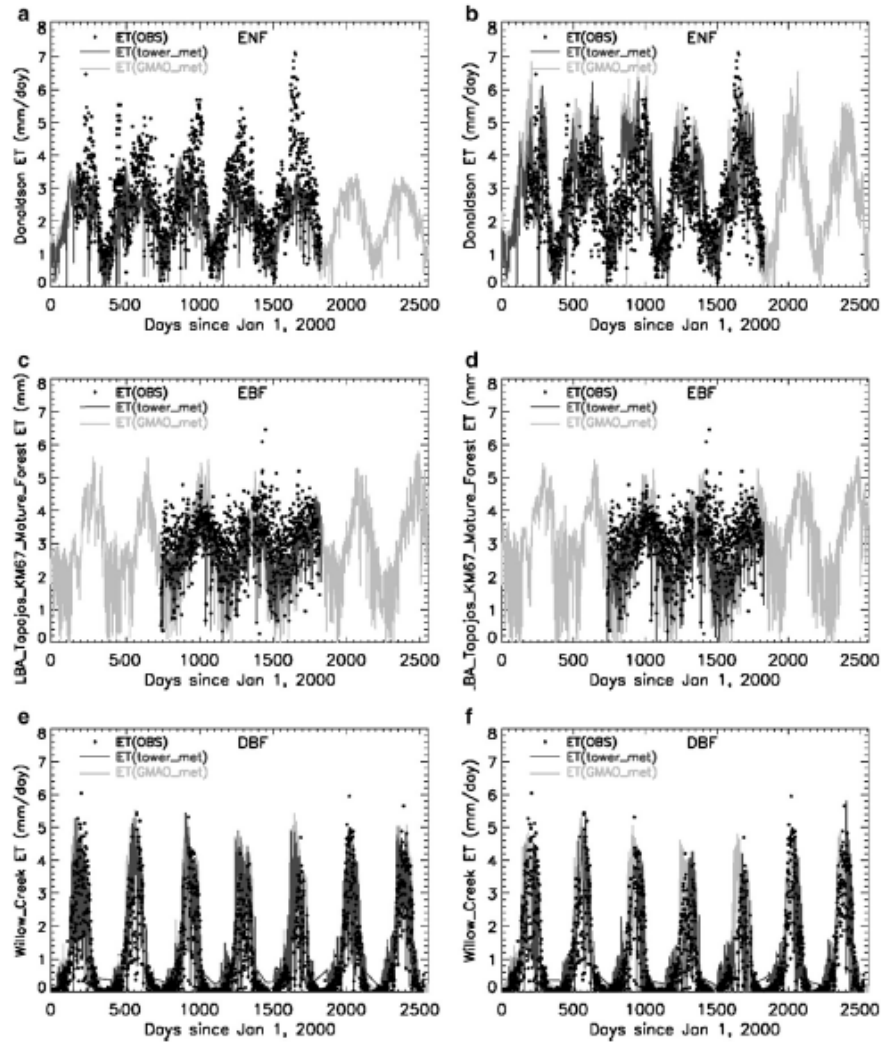


Figura 3.48: Contraste entre las metodologías de Mu *et al.* (2007), panel izquierdo, y Mu *et al.* (2011), panel derecho, respecto a las observaciones de tres estaciones Ameriflux. Con punto negro se encuentran las observaciones agregadas a nivel diario, en línea negra la metodología forzada con la meteorología observada por la estación, y en gris, forzada con la meteorología del reanálisis GMAO. Período analizado: 2000-2006. Estaciones Ameriflux analizadas: Donaldson, LBA Tapajos KM67 Moture Forest y Willow Creek. En esta figura, ET=ET_a. Fuente: Extraído de Mu *et al.* (2011).

3.3. CONCLUSIONES SOBRE EL ANÁLISIS CRÍTICO DE LA INFORMACIÓN

En base a la distribución espacio temporal de las observaciones in situ existentes en Chile continental, queda al descubierto que éstas no son suficientes para caracterizar de manera detallada la hidrometeorología del país, por lo que es necesario recurrir a otras fuentes de información como la percepción remota o reanálisis climáticos. No obstante, son fundamentales para 1) obtener un producto robusto, ya que permiten disminuir los sesgos asociados a las otras fuentes de información y 2) entregan información fundamental para poder validar las estimaciones realizadas mediante modelación hidrológica.

4. CARACTERIZACIÓN DE LAS CUENCAS DE ACUERDO A SU NIVEL DE INFORMACIÓN

En este capítulo se aplican los índices establecidos en el capítulo anterior para seleccionar, por macrozona, las cuencas piloto donde se estima apropiado realizar el balance hídrico usando la metodología que se propone en este estudio. Posteriormente, se describen las características geológicas, geomorfológicas e hidrogeológicas de cada una de las cuencas piloto y se presentan las principales obras de infraestructura, lagos y embalses.

4.1. SELECCIÓN DE CUENCAS PILOTO

Según las bases técnicas del presente estudio, el equipo consultor debe proponer cuatro cuencas en las que se aplicará la metodología a desarrollar. Con el fin de realizar un análisis completo, se ha considerado en primer lugar el ranking elaborado por la Dirección General de Aguas en cuencas de interés estratégico para la institución. En segundo lugar, se incorpora el nivel de información disponible obtenido del estudio sobre el análisis del efecto en el régimen hídrico por cambios en patrones meteorológicos (DGA, 2016b) utilizando el indicador I2 elaborado en dicho estudio que tiene relación con la completitud de las observaciones de caudal disponibles. Por último, se incorporan las cuencas seleccionadas en el proyecto ya señalado (DGA, 2016b) como cuencas prioritarias para ser estudiadas. El resultado de dicho análisis se muestra en las Tabla 4.1.

Tabla 4.1: Comparación de nivel de prioridad para la aplicación de la metodología del balance hídrico y realizar la caracterización de cada cuenca en macrozonas norte y centro. En amarillo se presentan las cuencas que poseen el mejor ranking y en verde la cuenca seleccionada.

N°	Código Cuenca	Nombre Cuenca	Macrozona	Ranking DGA	Ranking Información	Ranking patrones
1	102	Lauca	Norte	3	3	3,00
2	012	Río Lluta		2	3	2,29
3	013	Río San José		2	3	2,03
4	017	Pampa del Tamarugal		1	3	1,72
5	021	Río Loa		2	1	1,71
6	025	Salar de Atacama		2	3	2,72
7	034	Río Copiapó		1	2	1,35
8	038	Río Huasco		3	2	2,40
9	043	Río Elqui		3	2	1,83
10	045	Río Limarí		1	1	1,26
11	047	Río Choapa		1	2	1,82
12	051	Río Petorca	Centro	2	3	2,09
13	052	Río Ligua		2	3	2,13

Tabla 4.1: Comparación de nivel de prioridad para la aplicación de la metodología del balance hídrico y realizar la caracterización de cada cuenca en macrozonas norte y centro. En amarillo se presentan las cuencas que poseen el mejor ranking y en verde la cuenca seleccionada (continuación).

N°	Código Cuenca	Nombre Cuenca	Macrozona	Ranking DGA	Ranking Información	Ranking patrones
14	054	Río Aconcagua	Centro	1	2	1,61
15	057	Río Maipo		1	1	1,28
16	060	Río Rapel		2	2	1,63
17	071	Río Mataquito		3	2	2,53
18	073	Río Maule		1	1	1,84
19	081	Río Itata	Sur	3	1	1,60
20	083	Río Bio-Bío		1	2	1,35
21	091	Río Imperial		1	1	1,25
22	094	Río Toltén		2	1	1,65
23	101	Río Valdivia		1	3	2,15
24	103	Río Bueno		2	3	2,60
25	105	Río Puelo		3	3	3,00
26	107	Río Yelcho		2	3	2,70
27	109	Islas Chiloé y Circundantes		3	3	3,00
28	110	Río Palena y Costeras Límite X Región		Austral	2	3
29	113	Río Aysén	1		2	1,70
30	115	Río Baker	1		3	2,15
31	117	Río Pascua	1		3	2,40
32	121	Islas entre límite Región y Canal Ancho y Estrecho de la Concepción	3		3	3,00
33	122	Costeras entre Seno Andrew y Río Hollemberg e islas al oriente	3		1	2,30
34	125	Costeras entre Laguna Blanca, Seno Otway, canal Jerónimo y Magallanes	3		3	3,00

Adicionalmente, se realizó un análisis de los derechos de agua otorgados en las 32 cuencas del Atlas del Agua, (registros de la DGA hasta el 09/12/2016), separándolos entre aquellos que poseen y no poseen coordenadas, ya que para estos últimos se requiere el esfuerzo adicional de ubicar espacialmente la captación (y restitución en caso de ser necesario). Dichos derechos se separan entre consuntivos

superficiales, consuntivos subterráneos y no consuntivos. En la Tabla 4.2 se presenta el resumen del trabajo realizado. Esta información es útil para tener una estimación del trabajo necesario para obtener el caudal en régimen natural de estaciones fluviométricas existentes en las distintas cuencas.

Tabla 4.2: Derechos de agua asociados a cada cuenca.

Cuenca	Código cuenca	Con Coordenadas			Sin Coordenadas		
		Consuntivo		No Consuntivo	Consuntivo		No Consuntivo
		Superf.	Subt.		Superf.	Subt.	
Río Lluta	012	58	77	4	670	2	0
Río San José	013	26	297	0	17	139	2
Pampa del Tamarugal	017	126	849	2	380	36	2
Río Loa	021	74	73	1	191	7	21
Río Copiapó	034	40	372	15	92	359	6
Río Huasco	038	55	46	1	85	26	3
Río Choapa	047	62	1.043	22	543	30	8
Río Elqui	043	54	1.166	8	750	55	16
Río Limarí	045	299	3.056	13	2.687	44	12
Río Aconcagua	054	210	3.154	49	855	573	39
Río Ligua	052	22	1.467	0	31	259	0
Río Petorca	051	79	887	0	19	138	0
Río Maipo	057	559	4.886	164	1.302	1.725	119
Río Rapel	060	444	4.729	170	702	288	70
Río Mataquito	071	127	1.046	185	238	167	13
Río Maule	073	2.437	2.080	367	978	385	46
Río Itata	081	1.241	3.949	250	479	59	10
Río Biobío	083	1.271	2.035	1.045	674	42	73
Río Imperial	091	3.042	2.120	994	803	39	119
Río Toltén	094	2.800	1.129	1.535	825	19	195
Río Valdivia	101	4.222	971	912	329	9	72
Río Bueno	103	3.186	1.787	1.285	182	29	78
Islas Chiloé y circundantes	109	827	307	299	21	2	22
Río Puelo	105	63	28	160	1	1	4
Río Yelcho	107	104	8	73	7	0	4
Río Palena y costeras límite Décima Región	110	114	3	29	7	0	13
Río Aysén	113	1.768	258	416	193	3	63
Río Baker	115	544	12	136	106	0	20
Río Pascua	117	97	0	34	9	0	5

Tabla 4.2: Derechos de agua asociados a cada cuenca (continuación)

Cuenca	Código cuenca	Con Coordenadas			Sin Coordenadas		
		Consuntivo		No Consuntivo	Consuntivo		No Consuntivo
		Superf.	Subt.		Superf.	Subt.	
Costeras entre Laguna Blanca, Seno Otway, Canal Jerónimo y E. Magallanes	111	188	254	45	91	13	14
Costeras entre Seno Andrew y R. Holleberg e islas al oriente	125	144	19	33	36	2	14
Islas entre Límite regional, Canal Ancho	121	1	0	8	2	0	0

Posteriormente, se analizan las cuencas de cabecera buscando las que se encuentran en régimen natural, utilizando la información asociada a los derechos de agua que poseen coordenadas según la base de datos de la DGA. Para esto se analizan tanto los derechos de agua consuntivos como los no consuntivos, considerando, para estos últimos, las coordenadas de la restitución. Como criterio se supone que el derecho de agua comienza a utilizarse en la fecha de toma de razón. En la Tabla 4.3, se presenta el número de estaciones que se encuentran en régimen natural en las distintas cuencas, utilizando como criterio que la estación debe poseer al menos el 20% del período total con información (2630 días con información, equivalentes a poco más de 7 años), en los que se permite tener vacíos de información. Este análisis permite estimar de forma preliminar la(s) cuenca(s) en las que se puede realizar la calibración del modelo hidrológico seleccionado para posteriormente realizar una transferencia de parámetros. Esto debido a que en dichas cuencas se considera que el grado de incertidumbre es menor, por no existir usos de agua.

Tabla 4.3: Cantidad de estaciones fluviométricas por cuenca que se encuentran en régimen natural.

Cuenca	Código Estaciones en régimen natural	N°
Río Lluta		0
Río San José		0
Pampa del Tamarugal	1730001, 1730003	2
Río Loa	2113001 ,2101001, 2103002, 2103001, 2103014	5
Río Copiapó	3404001, 3421001	2
Río Huasco		0
Río Choapa	4721001, 4723001, 4712001, 4704001, 4704002, 4703002	6
Río Elqui	4302001, 4301002, 4311001	3
Río Limarí	4501001, 4520001, 4511002, 4512001, 4532001, 4533002, 4514001	7
Río Aconcagua	5401003, 5411001, 5414001, 5421002, 5410002	5
Río Ligua	5200001	1
Río Petorca	5101001, 5100001	2
Río Maipo	5703006, 5701001, 5710001, 5722001, 5735001, 5741001	6
Río Rapel	6006001, 6003001, 6000003, 6002001, 6013001	5
Río Mataquito	7115001, 7112001, 7102005	3
Río Maule	7336001, 7330001, 7350003	3
Río Itata	8112001, 8104001, 8105001, 8130001, 8130002	5
Río Biobío	8372002, 8375001, 8304001, 8307002, 8323002	5
Río Imperial	9122002, 9123001, 9104002, 9104001	4
Río Toltén	9402001, 9416001	2
Río Valdivia	10100002, 10102001	2
Río Bueno	10306001, 10343001	2
Islas Chiloé y circundantes		0
Río Puelo	10523002, 10520001, 10514001, 10503001	4
Río Yelcho	10701002	1
Río Palena y costeras límite Décima Región	11040001	1
Río Aysén	11312001, 11310001, 11316001, 11302001, 11307001, 11342001	6
Río Baker	11505001, 11514001, 11536001, 11542001	4
Río Pascua		0
Costeras entre Laguna Blanca, Seno Otway, Canal Jerónimo y E. Magallanes		0
Costeras entre Seno Andrew y R. Hollemberg e islas al oriente		0
Islas entre Límite regional, Canal Ancho y Estrecho de La Concepción		0

El análisis de la información asociada a la red hidrometeorológica y de agua subterránea para todas las cuencas del Atlas del Agua (DGA, 2016) se presenta en el Anexo C, lo que junto con la información asociada a las Tablas anteriores, sirve de base para la selección de las cuencas piloto en las que se realiza el balance hídrico nacional (Tabla 4.4), cuya ubicación espacial se observa en la Figura 4.1. El equipo

consultor, al estar interesado en los procesos físicos involucrados en el balance hídrico, sugiere para la macrozona Norte aplicar la metodología tanto en río Loa como en el río Choapa, considerando que este último reúne características similares a las seleccionadas a la macrozona centro, mientras que el río Loa presenta un nivel de evaporación de mayor importancia, representando de mejor forma a las cuencas de su macrozona.

Tabla 4.4: Cuencas preseleccionadas para evaluar su caracterización.

Código cuenca	Nombre Cuenca	Macrozona	Prioridad
021	Río Loa	Norte	2
045	Río Choapa	Norte	1
057	Río Maipo	Centro	1
091	Río Imperial	Sur	1
113	Río Aysén	Austral	1

Se hace hincapié en que los niveles de prioridad se clasifican en máxima (1), media (2) y menor (3). Para el indicador I2 en el estudio DGA (2016b), se consideró el número de estaciones fluviométricas con más de 25 años de información usando diferentes umbrales por macrozona (por ejemplo, el nivel 1 se asocia a mínimo 9 estaciones en la macrozona norte y a un mínimo de 5 estaciones en la macrozona austral, mientras que el nivel 3 corresponde a menos de 5 estaciones en la macrozona norte y a máximo 1 estación en la macrozona austral). Por último, los valores finales del proyecto DGA (2016b) se obtuvieron ponderando, según la relevancia en cada macrozona, los siete criterios propuestos en dicho estudio (Priorización DGA, completitud y registro de información hidrometeorológica, estrés hídrico superficial, completitud y registro de información de niveles subterráneos, estrés hídrico subterráneo, acuíferos en restricción y prohibición, infraestructura).

A continuación, se presenta una descripción más detallada de las cuencas en las que se prueba la metodología planteada en este estudio para actualizar el balance hídrico de Chile. El resto de las cuencas presentes en el Atlas del Agua, se presenta en detalle en el Anexo C

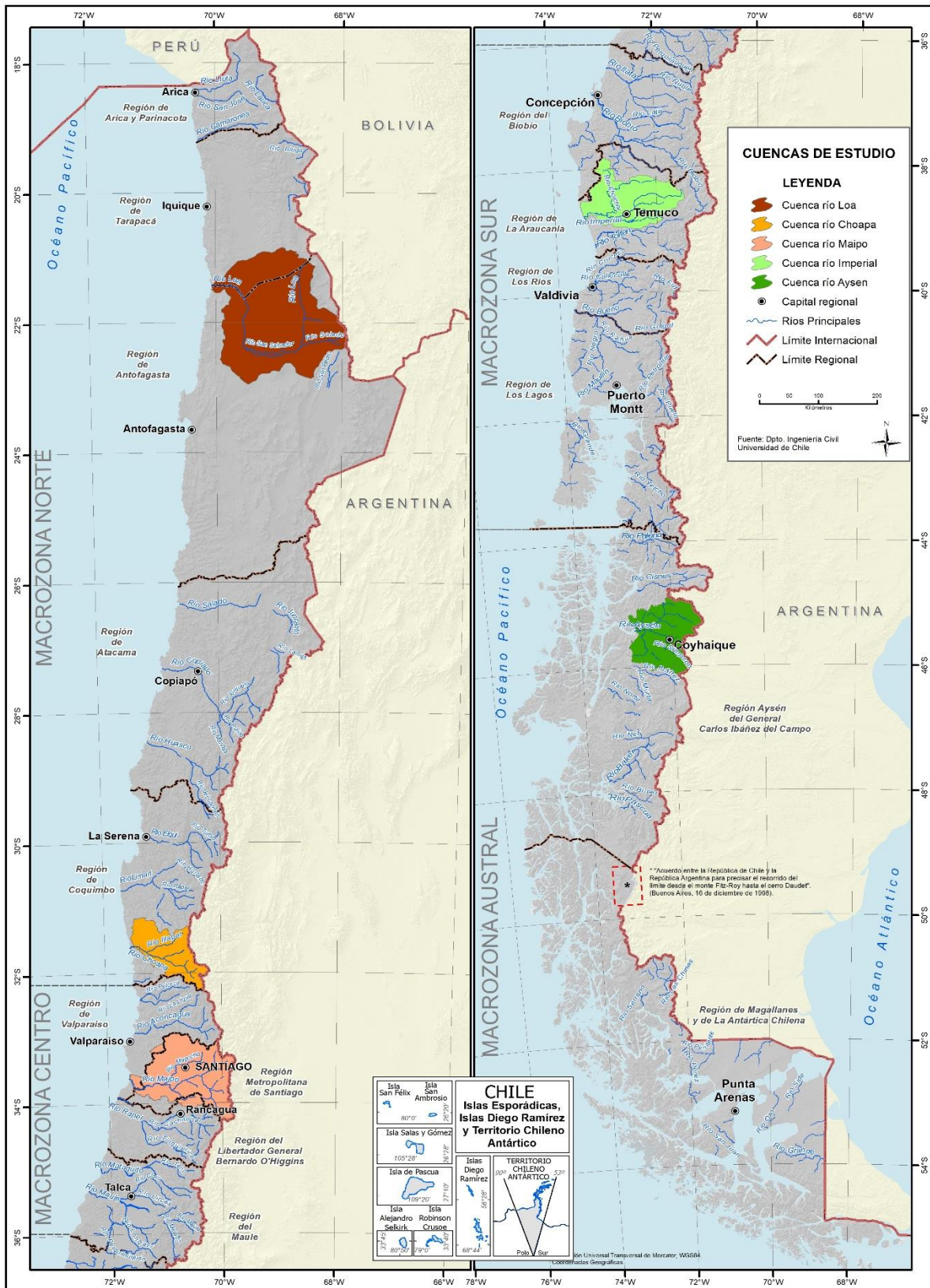


Figura 4.1: Ubicación espacial de las cuencas piloto seleccionadas

4.2. CUENCA RÍO LOA

La cuenca del río Loa se ubica en la macrozona Norte, en las regiones de Tarapacá y Antofagasta, extendiéndose entre los 20°48' y los 23°00' de latitud sur y los 67°54' y los 70°10' de longitud oeste. Posee una superficie aproximada de 34.566 km² y una longitud del cauce principal de casi 440 km. Nace en la falda norte del volcán Miño en Ojos del Miño, y tiene como principales afluentes a los ríos Salado y San Salvador (DGA, 2004).

4.2.1. GEOLOGÍA, GEOMORFOLOGÍA E HIDROGEOLOGÍA

La cuenca del río Loa se caracteriza geológicamente por una serie de depósitos sedimentarios, volcanosedimentarios y volcánicos con espesores variables que están relleno la cuenca, junto con rocas cristalinas ígneas y metamórficas que conforman el basamento del área de estudio. Estas rocas están formadas por granitos, dioritas, tonalitas, esquistos y anfibolitas (DGA, 2012c).

Los principales rasgos geomorfológicos presentes en la cuenca del río Loa corresponden, de Este a Oeste, a la Cordillera de los Andes, la Depresión Central constituidas por sierras y pampas y la cadena occidental de volcanes que forman la Cordillera de la Costa. La Cordillera de los Andes está constituida por una cadena oriental de volcanes de dirección NNO-SSE, las depresiones de las subcuencas que conforman una serie de salares y una cadena occidental de volcanes de dirección N-S. Esta unidad presenta un sistema de fallas inversas y normales de dirección NNO-SSE que favorece el emplazamiento de estratovolcanes y el desarrollo de estructuras tipo Graben (DGA, 2014c; DGA, 2014d). La Depresión Intermedia conformada mayormente por sedimentos miocenos no presenta evidencia de efectos de deformación significativas de deformación tectónica (Marinovic et al., 1995). La Cordillera de la Costa esta principalmente formada por rocas volcánicas e intrusivas subyacentes a una serie de depósitos no consolidado de edades terciarias y cuaternarias. El rasgo estructural más relevante lo conforman la Zona de Falla Atacama y el Escarpe Costero (DGA, 2014d; Marinovic et al., 1995).

La alteración hidrotermal y los procesos de mineralización en sectores como Chuquicamata se producen desde fines del Eoceno y durante el Oligoceno; hasta el Mioceno donde ocurre el enriquecimiento secundario. Además, en este período se alza la Cordillera de la Sal y se depositan los sedimentos de la formación Loa. A finales del Mioceno superior comienza una fase tectónicamente compresiva que gatilla la formación de fallas inversas y pliegues, que finaliza con una fase extensiva en la transición Plio-cuaternaria, produciendo fallas normales de orientación principal N-S; las que originan estructuras de horst y graben en el sector cordillerano (DGA, 2003).

En la cuenca del río Loa se han identificado 6 unidades hidrogeológicas, que desde techo hasta base corresponden a: i) Depósitos aluvio-evaporíticos Plio-Pleistocenos, compuestos de gravas, arenas y limos parcialmente saturados, y por una segunda subunidad constituida por la formación Chiu-chiu y rellenos clásticos-salinos, ii) Acuífero superior kárstico-detrítico El Loa, conformado por rocas carbonatadas-arenosas de alta permeabilidad con depósitos limo-arcillosos que son parte de la formación El Loa, que albergaría el acuífero superior de Calama de carácter libre, iii) Acuitardo ignimbrítico, constituido por depósitos de ignimbritas que se disponen sobre el acuitardo detrítico del Loa, iv) Acuitardo

detrítico El Loa, formado por estratos limo-arcillosos de baja permeabilidad, depósitos arenosos de permeabilidad media-alta y lavas de baja permeabilidad, v) Acuífero Inferior de gravas, correspondiente a depósitos no consolidados de la formación Calama, junto con depósitos no consolidados pertenecientes a gravas aluviales antiguas de origen exógeno, depósitos de piedemonte y aluviales, vi) Basamento, formada por rocas intrusivas y metamórficas, las cuales pueden presentar una alta conductividad hidráulica debido al grado de fracturamiento y alteración de las rocas (Figura 4.2) (DGA, 2012c; DGA, 2014d).

	Edad (Ma)	Unidad geológica	Unidad hidrogeológica	Comportamiento hidráulico	
Plioceno	5	Fm. Chiu-Chiu	UH-1	Cobertura cuaternaria	
		Fm. Opache	Fm. Chiquinaputo	UH-2	Acuífero superficial
Mioceno	10		UH-3	Acuitardo ignimbrítico	
	15	Fm. Jalquinche	Fm. Lassana	UH-2	Acuitardo
			UH-4		
Oligoceno	20	Fm. Calama		UH-5	Acuífero profundo
	25				
	30				
Eoceno	35	Fm. Calama		UH-4	Acuitardo
	40				
	45				
50			UH-4	Acuitardo	
Pre-Terciario			UH-6	Basamento	

Figura 4.2: Correlación entre unidades geológicas e hidrogeológicas. Fuente: Modificado de DGA (2012c).

4.2.2. INFRAESTRUCTURA HIDRÁULICA, LAGUNAS Y EMBALSES

El principal embalse en la cuenca es el embalse Conchi, con un área de 1.3 km² y un volumen de 22Mm³ en la máxima capacidad (DGA, 2014).

Hasta agosto del año 2015, en total en la cuenca existen 452 derechos consuntivos de aguas superficiales, equivalentes a 6,3 m³/s y 4 derechos superficiales no consuntivos, equivalentes a 13,7 m³/s. Además, existen 72 derechos del tipo subterráneo definitivo, equivalentes a 3,9 m³/s (DGA, 2016).

4.3. CUENCA RÍO CHOAPA

La cuenca del río Choapa se ubica en la zona norte de Chile, en la región de Coquimbo, extendiéndose entre los 31°10' y los 32°15' de latitud sur y desde los 70°20' y los 71°35' de longitud oeste. Posee una superficie aproximada de 7.814 km² y una longitud del cauce principal de casi 150 km. El río Choapa nace en la Cordillera de Los Andes, y se forma por la confluencia de los ríos Totoral, Leiva y del Valle. Los principales afluentes son los ríos Cuncumén, Chalinga e Illapel (DGA, 2004b).

4.3.1. GEOLOGÍA, GEOMORFOLOGÍA E HIDROGEOLOGÍA

La cuenca del río Choapa se caracteriza por presentar una geomorfología diversa, inserta en la región de los valles transversales, donde los rasgos geomorfológicos de orientación N-S más importantes corresponden a la Cordillera Principal, la Cordillera de la Costa y las planicies litorales (Conic BF Consultores, 2013; DGA, 2004b; Rivano & Sepúlveda, 1991). Los valles transversales, que de norte a sur se conocen como los valles del Elqui, Limarí y Choapa, están separados por cordones montañosos que se extienden desde la Cordillera de los Andes hasta las planicies litorales (Rivano & Sepúlveda, 1991). Este tipo de relieve se ha denominado el complejo montañoso andino costero (Conic BF Consultores, 2013).

En lo que respecta a la geología, el sector este de la cuenca del río Choapa está formado por secuencias de rocas sedimentarias, volcanosedimentarias, lavas andesíticas y brechas de edad jurásica. El sector intermedio está relleno por depósitos sedimentarios de tipo aluviales y coluviales de edad cuaternaria, junto con una serie de conglomerados, areniscas, brechas y limolitas poco consolidadas de edad Miocena-Pliocenas e intrusivos mesozoicos. Y el sector costero está conformado principalmente por rocas metamórficas y graníticas de edad Paleozoica, además de antiguas terrazas de abrasión marina cubierta por depósitos costeros y aluviales. (Conic BF Consultores, 2013; DGA, 2012d).

Los dominios estructurales predominantes identificados en la cuenca del río Choapa corresponden al dominio costero, central y cordillerano. El dominio costero está constituido por un basamento pre-mesozoico compuestos por rocas altamente deformadas e intruidas por rocas plutónicas jurásicas. El dominio central está formado por depósitos levemente deformados y afectados por fallas normales. Por último, el dominio cordillerano está caracterizado por un ambiente tectónico compresivo con fallas inversas, plegamiento y cabalgamiento de unidades mesocenoicas hacia el este. Estos tres dominios presentan sistemas de fallas bien definidos de orientaciones NS-NNO, NNE-NE y NOO-NO (Rivano & Sepúlveda, 1991).

Las principales unidades hidrogeológicas corresponden a depósitos no consolidados y volcanosedimentarios. De esta forma, existen al menos cuatro acuíferos relevantes en la zona de estudio (Figura 4.3). El primer acuífero está alojado en depósitos cuaternarios en torno al río Choapa de dirección NE-SO, siendo de gran relevancia hidrogeológica debido a que alojan los principales acuíferos de la cuenca. El segundo acuífero hospedado en formaciones volcanosedimentarias, conduce un flujo de dirección N-S, desde los altos topográficos de la cuenca hasta la ciudad de Illapel. El tercer acuífero se extendería paralelo al río Illapel de dirección NOO hasta la confluencia con el río Choapa asociado a depósitos cuaternario, tanto aluviales como coluviales. Finalmente, existiría un cuarto acuífero en depósitos volcanosedimentarios paralelo al estero Canela de dirección E-O, el cual cambia a una dirección N-S debido a la presencia de rocas intrusivas de la Cordillera de la Costa (Conic BF Consultores, 2013; DGA, 2004f; DGA, 2012d).

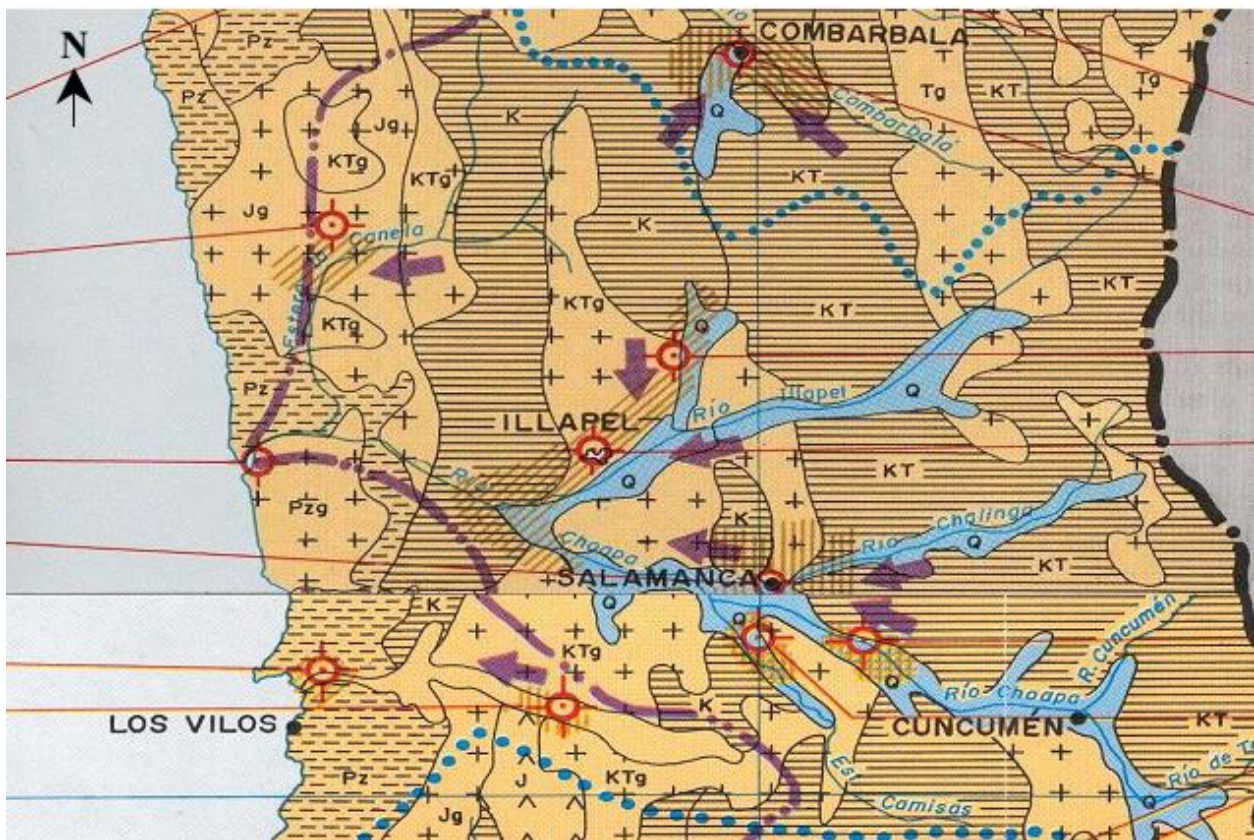


Figura 4.3: Características hidrogeológicas de la cuenca del río Choapa (escala 1:1.000.000). Fuente: DGA (1986).

4.3.2. INFRAESTRUCTURA HIDRÁULICA, LAGUNAS Y EMBALSES

Los principales embalses en la cuenca son el Embalse Corrales, con un área de 2,7 km² y un volumen de 50 Mm³ y el embalse El Bato, con un área de 1.2 km² y un volumen de 25,5 Mm³, valores señalados para la máxima capacidad (DOH, 2003).

Hasta agosto del año 2015, existen en la cuenca 585 derechos de agua superficiales consuntivos, equivalentes a 24,9 m³/s y 34 derechos superficiales no consuntivos, equivalentes a 40,4 m³/s. Además, existen 850 derechos del tipo subterráneo definitivo, equivalentes a 2,7 m³/s (DGA, 2016).

4.4. CUENCA RÍO MAIPO

La cuenca del río Maipo se ubica en la zona central de Chile, abarcando prácticamente la totalidad de la Región Metropolitana, y una pequeña parte de las regiones de Valparaíso y del Libertador General Bernardo O'Higgins, extendiéndose entre los 32°55' y los 34°15' de latitud sur y entre los 69°55' y los 71°33' de longitud oeste. Posee una superficie aproximada de 15.205 km² y la longitud del cauce principal es 250 km. El río Maipo nace en la Cordillera de Los Andes, en cumbres con alturas cercanas a los 6.000 m.s.n.m. En su cabecera recibe los aportes de los ríos Volcán, Yeso y Colorado y, posteriormente recibe afluentes menores como el río Clarillo y río Angostura hasta que, en la zona sur-oeste de Santiago, en el sector de El Monte, confluyen las aguas de su principal afluente, el río Mapocho. En el sector de Curacaví recibe los aportes del Estero Puangue para continuar su recorrido hasta llegar a la desembocadura en el Océano Pacífico, en el sector de Llole (DGA, 2004c).

4.4.1. GEOLOGÍA, GEOMORFOLOGÍA E HIDROGEOLOGÍA

En la cuenca del río Maipo se distinguen tres rasgos morfoestructurales mayores que caracterizan a la zona central de Chile: la Cordillera de los Andes, la depresión intermedia y la Cordillera de la Costa (CNR, 1984). En la Cordillera de la Costa se registran ambientes extensivos con fallas normales de dirección NO-SE que afectan tanto a las rocas volcánicas como a los intrusivos, junto con fallas de rumbo NO y O-NO. Además, se registran eventos compresivos Cretácicos que propician la formación de pliegues con planos axiales N-S y NO (CNR, 1984; Sellés & Gana, 2001). En la depresión intermedia, se desarrolla una cuenca alargada a partir del Plioceno hasta el cuaternario inferior, donde la presencia de hemi-grabens habría favorecido depósitos sedimentarios basales (materiales clásticos) y fluviales (ripio y arena). En el sector oriental de la cuenca se reconocen lineamientos N-S asociados a la falla San Ramón, y en el borde sur occidental se observan fallas normales N-S (Armijo et al., 2010; Pérez et al., 2014; Sellés & Gana, 2001). La depresión intermedia de la cuenca presenta, como rasgo distintivo, afloramientos de material rocoso o cerros islas que controlan la dinámica de los depósitos sedimentarios (DGA, 2002; CNR, 1984; Sellés & Gana, 2001). En la Cordillera de los Andes afloran principalmente rocas mesozoicas volcánicas y sedimentarias marinas-continuales. Los depósitos volcánicos de la formación Abanico se presentan plegados y fallados, evidenciando una tectónica compresiva ligada al levantamiento de los Andes. Sin embargo, durante el Terciario inferior se habría producido una fase extensiva que habría propiciado la acumulación de formaciones volcánicas que dio paso a otra fase compresiva durante el Mioceno (CNR, 1984; Sellés & Gana, 2001).

En la cuenca del río Maipo, los acuíferos se asocian a los depósitos sedimentarios cuaternarios: depósitos fluviales actuales, sub-actuales y antiguos, depósitos coluviales y depósitos de abanico aluvial. La DGA (2002) identifica 5 sistemas hidrogeológicos en la cuenca: Chacabuco, Colina, Maipo-Mapocho, Puangue y Melipilla (Figura 4.3).

El sistema Chacabuco contempla tres unidades hidrogeológicas: la unidad Lampa 1, correspondiente a sedimentos de granulometría fina con arenas y gravas, con matriz de arcillas y limos (Figura 4.4). La unidad Lampa 2, sobreyace la unidad Lampa 1, y se caracteriza por presentar sedimentos de granulometría variable dada por ripios, gravas y arenas gruesas y por una matriz de arena media a fina; y la unidad Lampa 3 formada por un conjunto de sedimentos finos de arenas medias a finas con una matriz arcillosa.

El sistema Colina considera tres formaciones acuíferas: La unidad Colina 1, siendo la equivalente de la unidad Lampa 1; la unidad Colina 2 formada por arenas, gravas y ripios con una matriz de arena media a fina y escasa arcilla y la unidad Colina 3 conformada por sedimentos finos.

El sistema Maipo-Mapocho contempla tres unidades. La unidad A, en la base de la secuencia sedimentaria formada por arenas finas y arcillas. La unidad B sobreyace a la unidad A y está formada por gravas, arenas gruesas y ripios con una matriz de arena media a fina. Finalmente, la unidad C, en el techo de la secuencia sedimentaria está formada por arenas gruesas a medias con gravas cuya matriz posee arenas finas y arcillas.

El sistema Puangue contempla tres unidades: la unidad Puangue 1, correspondiente a un conjunto de sedimentos finos en la base de la secuencia sedimentaria, formada por arenas, gravas y arcillas. La unidad Puangue 2, que sobre yace a la unidad Puangue 1, correspondiente a gravas y arenas gruesas con bolones y ripios, con una matriz de arena medias a fina. Finalmente, la unidad Puangue 3 está formada por arenas finas con abundantes arcillas y limos, que se disponen en el techo de la secuencia sedimentaria.

Finalmente, el sistema Melipilla está conformado por tres unidades: unidad A formada por sedimentos finos, principalmente arcillas. La unidad B, que sobre yace a la unidad A y está formada por sedimentos de granulometría gruesa y media. La unidad C está formada por sedimentos de granulometría media a fina, en el techo de la secuencia sedimentaria.

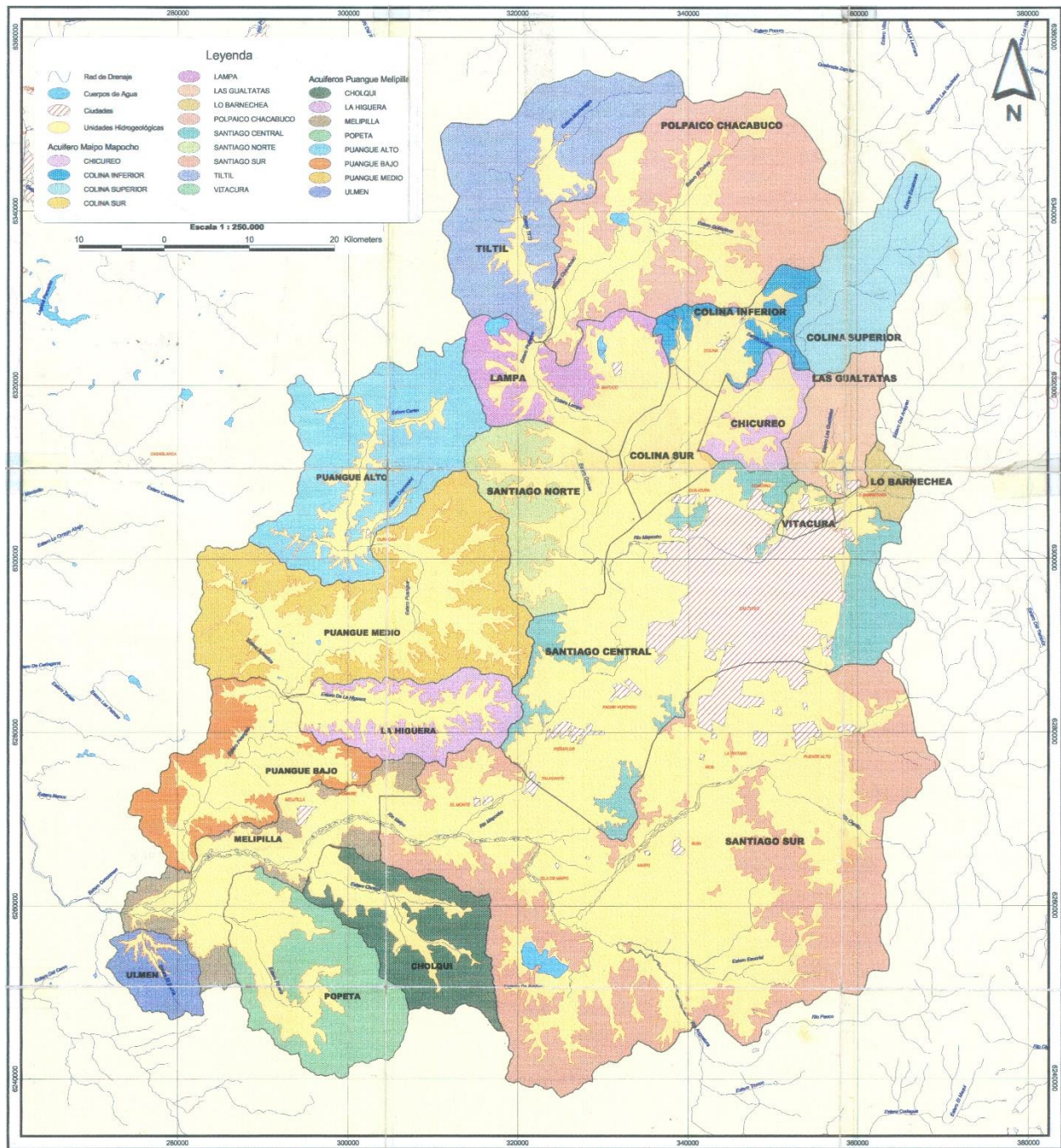


Figura 4.4 Zonificación hidrogeológica región Metropolitana. Fuente: DGA (2002).

4.4.2. INFRAESTRUCTURA HIDRÁULICA, LAGUNAS Y EMBALSES

En la cuenca del río Maipo existían aproximadamente 390 km² de áreas cubiertas por glaciares, inventariados por la DGA el año 2009, equivalentes al 2,5% del total de la cuenca. Corresponden a un total de 979 unidades individuales, con áreas que van entre aproximadamente 21 y 0,01 km² (DGA, 2011).

Los principales embalses en la cuenca son el Embalse el Yeso, con un área de 8 km² y un volumen de 250 Mm³, el Embalse Huechún, con un área de 2 km² y un volumen de 0,27 Mm³, el Embalse Rungue con un área de 0,2 km² y un volumen de 2,3 Mm³, el Embalse La Dehesa con un área de 0,1 km² y un volumen de 0,4 Mm³ y el Embalse La Gloria, con un área de 0,1 km². Además, existe una serie de lagunas, donde destacan la Laguna Negra, con un área de 5 km² y la Laguna Aculeo, con un área de 12 km² (DGA, 2011b), valores señalados para la máxima capacidad.

El uso del agua varía según el sector que se analiza. De esta forma, en el sector alto de la cuenca el principal uso del recurso hídrico es la hidroelectricidad, destacando las centrales hidroeléctricas de pasada Queltehues, El Volcán, Alfalfal y Maitenes, además de las centrales en construcción Alfalfal II y Las Lajas en el contexto del proyecto “Alto Maipo”. Existen captaciones para agua potable ubicadas principalmente en la Laguna Negra, Embalse el Yeso, además de la Bocatoma Independiente, cuyo caudal de diseño es de 20 m³/s, captando el agua directamente del Río Maipo en el sector de Las Vizcachas. Por otro lado, en el sector medio bajo de la cuenca, el principal uso del recurso hídrico está asociado a la agricultura, regándose aproximadamente 2500 Ha.

Hasta agosto del año 2015, existen en la cuenca 1.759 derechos de agua superficiales consuntivos, equivalentes a 294 m³/s y 200 derechos superficiales no consuntivos, equivalentes a 1.059 m³/s. Además, existen derechos subterráneos, siendo 5.822 de carácter definitivo, equivalentes a 113 m³/s y 164 provisionales, equivalentes a 7 m³/s (DGA, 2016).

4.5. CUENCA RÍO IMPERIAL

La cuenca del río Imperial se ubica en la zona sur de Chile, en la región de la Araucanía, extendiéndose de los 37°50' hasta los 39° de latitud sur y entre los 71°30' y los 73°30' de longitud oeste. Posee una superficie aproximada de 12.667 km² con una longitud del cauce principal de 230 km. Nace en la Cordillera de Los Andes, en los volcanes Llaima y Tolhuaca, con cotas próximas a 3000 m.s.n.m. En su recorrido recibe los aportes de los ríos Cautín y Chol Chol (DGA, 2004d).

4.5.1. GEOLOGÍA, GEOMORFOLOGÍA E HIDROGEOLOGÍA

La cuenca del río Imperial presenta cinco unidades morfoestructurales principales: la Cordillera de la Costa y las llanuras fluvio-marinas en el sector oeste, la depresión intermedia y los cerros de Ñielol en la zona intermedia, y la Cordillera de los Andes en el sector este.

La Cordillera de los Andes se caracteriza por presentar relieves abruptos como resultado de actividad tectónica y volcánica de los centros volcánicos activos como el volcán Lanin, volcán Llaima y volcán Villarrica. La depresión intermedia corresponde a planicies con cotas inferiores a 400 m.s.n.m.

rellenadas con depósitos aluviales y volcanoclásticos atribuidos a la acción de denudación de la Cordillera de los Andes. Los cerros de Ñielol alzados en medio de la depresión intermedia presentan una orientación N-S conformadas principalmente por rocas volcánicas y volcanoclásticas. La Cordillera de la Costa, presente a la longitud de la desembocadura del río Imperial, exhibe alturas promedio entre 300-400 m.s.n.m., y está compuesta principalmente por esquistos pelíticos a semipelíticos, con intercalaciones menores de meta-areniscas y meta-cherts, esquistos máficos y rocas ultramáficas del Complejo Metamórfico Bahía Mansa. Por último, las llanuras fluvio-marinas están asociadas a terrazas costeras de gran extensión con cotas inferiores a los 20 m.s.n.m. y compuestas por depósitos de arenas estratificadas relacionados a un ambiente fluvial, estuarino y marino (DGA, 2016c).

En la cuenca se reconocen deformaciones dúctiles y frágiles, junto con la presencia de zonas de fallas activas. Las rocas metamórficas presentes en la cuenca reflejan estadios de deformación dúctil a frágil-dúctil de orientación preferencial N-S, NO y NE, reconocidas en las foliaciones y pliegues asimétricos que poseen estas rocas (DGA, 2016c). Además, se han identificado tres zonas de fallas: Lanalhue, Liquiñe-Ofqui y Mocha-Villarrica (DGA, 2016c). La zona de Falla Lanalhue se encuentra en la Cordillera de la Costa y presenta orientación NO-SE. Estas fallas se habrían activado durante el Pérmico inferior como fallas sinestrales favoreciendo el alzamiento de la Cordillera de Nahuelbuta. Durante el Triásico superior se habrían reactivado como fallas normales NO-SE propiciando la formación de cuencas tipo rift. Posteriormente, durante el Oligoceno-Mioceno habrían cambiado a una dirección NO-SE y E-O que habrían afectado rocas del basamento generando cuencas de intra-arco. Cambios en el régimen de subducción, durante el Mioceno al Plioceno-Pleistoceno, habrían propiciado la inversión de cuencas por esfuerzos compresivos y transpresivos (DGA, 2016c). El sistema de falla Liquiñe-Ofqui se desarrolla en la Cordillera Principal con orientación N-S a NNE, definiendo un sistema estructural de intra-arco, caracterizados por un régimen de deformación transpresivo dextral (Cembrano et al., 1996; 2002). Este sistema controlaría el emplazamiento de un conjunto de volcanes tales como el Lonquimay y el Llaima (DGA, 2016c). La zona de falla Mocha-Villarrica presenta fallas secundarias de orientación NW-SE, las cuales se habrían activado en el Jurásico como fallas sinestrales hasta el Mioceno.

En la cuenca del río Imperial se han identificado 6 unidades hidrogeológicas asociadas a depósitos no consolidados actuales y antiguos, depósitos volcano-sedimentarios, secuencias volcánicas, depósitos consolidados y rocas cristalinas del basamento (DGA, 2016c). Los depósitos no consolidados actuales se consideran el acuífero principal de la cuenca. Esta unidad está formada por depósitos de edad Pleistocena a Holocena, con depósitos fluviales, coluviales y de remoción. Los depósitos no consolidados antiguos varían en edad desde el Pleistoceno medio a superior. Esta unidad está formada principalmente por depósitos de origen glacial y glacio-fluvial. Los depósitos volcano-sedimentarios se conforman de brechas volcánicas, conglomerados, tobas y lavas. En general abarca depósitos de edades Plio-Pleistocena a Holocena. Las secuencias volcánicas se componen de intercalaciones de rocas volcanoclásticas de edades Pleistocena a Holocena. Los depósitos consolidados abarcan rocas del triásico hasta el Pleistoceno. La unidad del Basamento está formada por los complejos metamórficos presentes en la cuenca, junto con los cuerpos plutónicos del jurásico inferior (Figura 4.5).

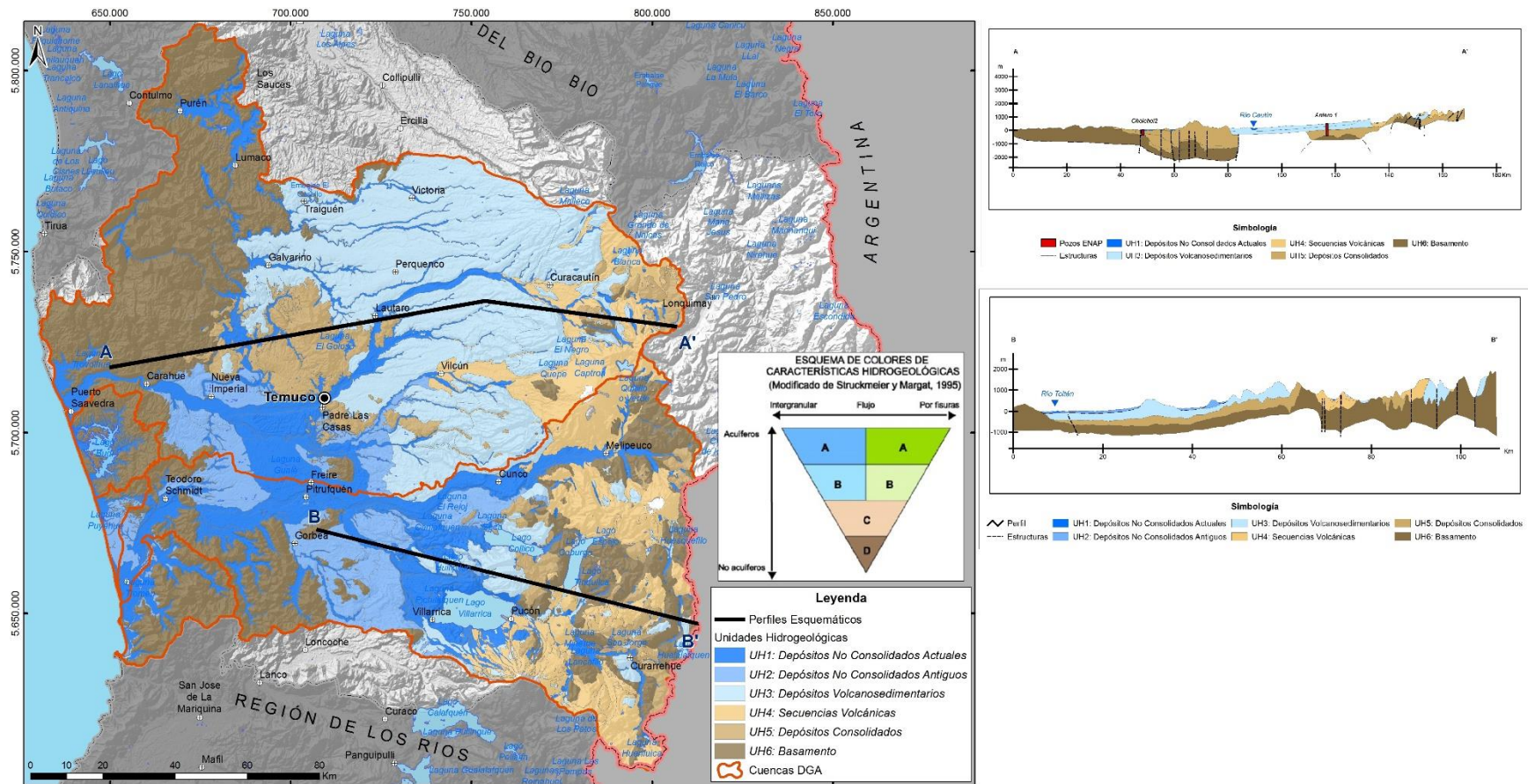


Figura 4.5: Principales unidades hidrogeológicas reconocidas en las cuencas de la región de Aysén. Fuente: DGA (2016c).

4.5.2. INFRAESTRUCTURA HIDRÁULICA, LAGUNAS Y EMBALSES

Los principales embalses en la cuenca son el Embalse el Castillo, con un volumen de 1,5 Mm³, el Embalse Santa Adela, con volumen de 0,4 Mm³, el Embalse Laguna Temuco, con un volumen de 0,28 Mm³, y el Embalse María Ester, con un volumen de 1Mm³, valores señalados para la máxima capacidad. Además, en la cuenca se ubica la Laguna Conguillío, con un área de 8 km². Además, en esta cuenca existen una serie de obras destinadas a riego, como los canales Pillanlelún, Imperial, Quepe norte y sur, Perquenco, Popeta, Sandoval y Victoria (DGA, 2011b).

Hasta agosto del año 2015, existen en la cuenca 3.452 derechos de agua superficiales consuntivos, equivalentes a 274 m³/s y 868 derechos superficiales no consuntivos, equivalentes a 1.511 m³/s; por otro lado, existen 1.947 derechos de agua subterráneas de carácter definitivos, equivalentes a 10,6 m³/s (DGA, 2016).

4.6. CUENCA RÍO AYSÉN

La cuenca del río Aysén se ubica en la zona austral de Chile, en la región de Aysén del General Carlos Ibáñez del Campo, extendiéndose entre los 45° y los 46°16' de latitud sur, y desde los 71°20' y los 73° de longitud oeste. Posee una superficie aproximada de 12.208 km² y una longitud del cauce principal de aproximadamente 170 km. El río Aysén nace en la confluencia de los ríos Mañihuales y Simpson, teniendo como principal afluente al río Blanco Oeste (DGA, 2004e).

4.6.1. GEOLOGÍA, GEOMORFOLOGÍA E HIDROGEOLOGÍA

La cuenca del río Aysén presenta una geomorfología bien distintiva, reconociéndose 3 unidades principales de orientación N-S: la Cordillera de los Andes, los cordones sub-andinos orientales y los relieves planiformes orientales (SERNAGEOMIN, 2011).

La Cordillera de los Andes constituye la unidad geomorfológica de mayor extensión conformada mayoritariamente por rocas plutónicas del Batolito Nor-Patagónico (BNP), el cual fue emplazado durante episodios discretos de magmatismo desde el Jurásico tardío hasta el Cenozoico tardío (Pankhurst et al., 1999; Suárez and De la Cruz, 2001). Además, esta unidad geomorfológica se encuentra inserta en la cadena volcánica actual conformada por los volcanes Melimoyu, Mentolat, Cay, Maca y Hudson, y por una serie de centros eruptivos menores del extremo sur de la Zona Volcánica Sur. Los cordones subandinos orientales se desprenden de la Cordillera de los Andes hacia el oriente hasta unirse con las pampas patagónicas (Ferrando y Muñoz, 1979). Estos cordones están conformados por rocas volcánicas y sedimentarias marinas y continentales, que generan relieves de mesetas, suaves lomajes y amplios valles (SERNAGEOMIN, 2011). Los relieves planiforme orientales son áreas relativamente planas bordeadas por lomajes suaves (Ferrando y Muñoz, 1979) y conformadas por rocas volcánicas del Jurásico, Cretácico Inferior y del Paleoceno-Eoceno.

Una de las características estructurales más llamativas de la región es el sistema de fallas Liquiñe-Ofqui, considerada como una mega-falla de intra-arco transcurrente dextral, que se

extiende desde los 39°S hasta los 49°S (Cembrano et al., 1996; 2002; Cembrano y Hervé, 1993). Los lineamientos principales presentes en la región corresponden a dos segmentos rectos de orientación N-NE y cuatro segmentos de orientación NE 'en echelon' (Cembrano and Hervé, 1993). Lo anterior queda en evidencia en varios sectores del BNP, los cuales muestran deformación tanto frágil como dúctil en esas direcciones (SERNAGEOMIN, 2011).

Los depósitos no consolidados fluviales y glaciofluviales de edad Holocena-Pleistocena son las unidades hidrogeológicas más importantes localizadas cercano a pueblos costeros, principalmente en valles glaciales o terrazas fluviales. Las unidades geológicas con mayores permeabilidades en las zonas orientales están asociadas a depósitos fluviales en los bordes de los ríos. Por otro lado, información hidrogeológica de las rocas ígneas, metamórficas y volcano-sedimentarias dispuestas mayormente en el área de estudio es aún escasa (SERNAGEOMIN, 2011).

4.6.2. INFRAESTRUCTURA HIDRÁULICA, LAGUNAS Y EMBALSES

Dada su ubicación geográfica, en esta cuenca existe una gran cantidad de lagos, destacando los lagos Elizalde, Riesco, la Paloma y Caro, con superficies de 25,6 km², 15 km², 14,4 km² y 13,8 km² respectivamente. Una de las principales características de esta cuenca es el potencial hidroeléctrico que posee, el que se estima del orden de 630 MW (Ministerio de Energía, n.d.).

Hasta agosto del año 2015, existen en la cuenca 1.366 derechos de agua superficiales consuntivos, equivalentes a 19,9 m³/s y 397 derechos superficiales no consuntivos, equivalentes a 957 m³/s. Además, existen 244 derechos del tipo subterráneo definitivo, equivalentes a 0,4 m³/s (DGA, 2016).

4.7. CONCLUSIONES SOBRE LA CARACTERIZACIÓN DE LAS CUENCAS DE ACUERDO A SU NIVEL DE INFORMACIÓN

Las cuencas pilotos seleccionadas de cada macrozona para probar la metodología de Actualización del Balance Hídrico consideraron: i) el interés estratégico de la DGA, ii) el nivel de información hidrometeorológica y piezométrica, y iii) un ranking de patrones en base a una ponderación de siete criterios (DGA, 2016b). Todos estos factores dieron como resultado que las cuencas río Choapa en la macrozona norte, río Maipo en la macrozona centro, río Imperial en la macrozona sur y río Aysén en la macrozona austral son las idóneas para aplicar la metodología. Por su parte, el equipo consultor decidió agregar a la macrozona norte la cuenca del río Loa debido a que representa de mejor forma el nivel de evaporación de esa zona.

5. METODOLOGÍA PARA LA ESTIMACIÓN DEL BALANCE HÍDRICO

En el presente capítulo se señala la metodología para obtener el balance hídrico a nivel nacional, el que se realizará en las cinco cuencas piloto mencionadas en el Capítulo 4, llevadas a régimen natural. Se especifica la determinación de las forzantes metodológicas, el enfoque de variabilidad climática planteado, la estimación de pérdidas evapotranspirativas, la recarga de aguas subterráneas, modelación hidrológica y Proyecto SIG.

5.1. BALANCE HÍDRICO EN UNA CUENCA

La ecuación general del balance hídrico de una cuenca, está determinada por la Ecuación (5-1), donde la variación del contenido de agua almacenada en los distintos compartimentos de la olla hidrográfica (ΔS) en un intervalo de tiempo dado (Δt) está dada por la diferencia entre precipitación y las pérdidas evapotranspirativas (ET) y el caudal de salida de la cuenca (Q') que incorpora los registros observados a la salida de cada sistema que pueden estar determinados por un sistema en régimen natural o que incorporen todos los niveles de intervención (trasvases, usos, etc.) dentro del sistema.

$$\frac{\Delta S}{\Delta t} = P - ET - Q' \quad (5-1)$$

La variación de almacenamiento (ΔS), comprende las variaciones de almacenamiento en los distintos compartimentos de cada cuenca, principalmente: Acuíferos, glaciares, nieve y cuerpos de agua. Por otra parte, las pérdidas (ET), dependiendo del volumen de control, incluye la evaporación desde el suelo y cuerpos de agua, evapotranspiración desde la cubierta vegetal y pérdidas por sublimación en nieve y glaciares.

Para determinar el balance hídrico de cada cuenca piloto es importante comprender que las componentes de almacenamiento dentro de una olla hidrográfica son distintos como se muestra en la Ecuación (5-2), en donde se destacan las principales fuentes de almacenamiento como lo son nieve, glaciar, vegetación, suelo y cuerpos de agua. Cada uno de estos sistemas se comporta de forma distinta y evidentemente reaccionará de distinto modo frente a distintas condiciones climáticas, las que al estar expuestas a señales de cambio modificarán de distinta forma cada una de estas componentes.

$$\Delta S = \Delta S_{nieve} + \Delta S_{glaciar} + \Delta S_{vegetación} + \Delta S_{suelo} + \Delta S_{cuerpos\ de\ agua} \quad (5-2)$$

A modo de ejemplo se tendrá que un incremento de temperatura puede cambiará los almacenamientos y escorrentías de origen glaciar y nival, pero no necesariamente tendrá un efecto de igual magnitud en los sistemas subterráneos o vegetacionales.

Por los motivos anteriormente descritos, la metodología propuesta por el equipo consultor busca cuantificar los distintos componentes del balance hídrico en gran parte de los distintos sistemas que almacenan agua dentro de una cuenca, y para ello la modelación hidrológica aparece

como una alternativa robusta y que permitirá estimar con mayor certidumbre los distintos flujos existentes en cada cuenca y sus potenciales cambios frente a impactos de cambio climático los que no serían perceptibles es si por ejemplo se aplicaran perturbaciones a las forzantes climáticas directamente la Ecuación (5-1), pues la hidrología consta de procesos altamente no lineales.

Otro aspecto por considerar es que el paso temporal a escoger es fundamental, pues muchos procesos del ciclo hidrológico ocurren a escala horaria, especialmente en la criósfera, de modo que poder simular estos comportamientos a la menor escala temporal posible es uno de los objetivos que se plantean en esta propuesta metodológica.

En los siguientes numerales se detalla la metodología que recoge gran parte de las sugerencias recopiladas en el Taller de Expertos realizado en el marco del desarrollo del proyecto, que se resumen en el Anexo A.

5.2. FORZANTES METEOROLÓGICAS

5.2.1. INTRODUCCIÓN

Determinar la distribución espacial y temporal de variables meteorológicas es un elemento fundamental en el cálculo de un balance hídrico de una cierta región. La precipitación define el volumen de agua disponible y modula, en conjunto con otros factores medioambientales (ej., temperatura) y condiciones biofísicas locales (ej., tipo de vegetación), los flujos y variables de estado superficiales y subsuperficiales de una cierta cuenca.

La estimación de la precipitación a alta resolución espacial y temporal, requerida para la simulación hidrológica, presenta un desafío mayor. En ausencia de radares meteorológicos, como es el caso del territorio chileno, las observaciones hidrometeorológicas directas se realizan en sitios puntuales. En ocasiones, esta información es muy dependiente de aspectos locales y es, por sí sola, poco representativa del clima regional. Así es como en zonas de relieve complejo, por ejemplo, las estaciones suelen disponerse en zonas de baja elevación o su instalación obedece a las facilidades logísticas presentes en un determinado sitio, y no necesariamente a consideraciones técnicas. Por lo tanto, la estimación de información meteorológica distribuida en el espacio es compleja, particularmente en zonas donde las observaciones son escasas o nulas. En este capítulo se explican la motivación y la metodología propuesta para estimar campos meteorológicos de alta resolución para alimentar un modelo hidrológico.

Dependiendo de la red de observaciones disponible en cierta región y periodo, el grillado de variables se puede abordar de formas tan variadas como la interpolación o la modelación atmosférica regional (ver Figura 5.2). Dada la red de observaciones meteorológicas en Chile y el análisis crítico de la información disponible tanto de observaciones directas como indirectas (ejemplo, satelital y de reanálisis; ver Capítulo 3), se presenta un enfoque mixto para la construcción de la forzante meteorológica a usar en la modelación hidrológica planteada en el presente informe. Entre las múltiples variables requeridas por el modelo VIC, la precipitación y temperatura juegan un

rol fundamental en la simulación de los balances hídrico y energético. Es por eso que el énfasis se puso en la determinación óptima de la precipitación y temperatura.

Si bien la metodología propuesta para realizar un balance hídrico a escala nacional se evalúa en sólo cinco cuencas piloto, la forzante meteorológica aquí descrita abarca todo el territorio de Chile continental (exceptuando Antártica). En una primera etapa, se construyeron productos de precipitación acumulada (en adelante P), y de temperaturas máximas (T_X) y mínimas (T_N) a escala diaria entre 1979 y 2016, y resolución espacial de $0,05^\circ$ latitud-longitud, equivalente a aproximadamente 5×5 km. Los métodos utilizados para cada una de estas variables, además de la velocidad del viento, humedad relativa y radiación, se presentan a continuación.

5.2.2. ANTECEDENTES PARA REGIONALIZACIÓN DE VARIABLES METEOROLÓGICAS

El estudio y cuantificación del balance hídrico a nivel regional requiere de una estimación verosímil de la precipitación en zonas carentes de observaciones directas. En Chile, esta estimación supone especial cuidado por lo complejo de la topografía y de la componente orográfica de la precipitación asociada. La limitación de registros históricos en alta cordillera y en regiones poco pobladas, sobre todo en la zona austral del país, dificulta aún más esta tarea (Figura 5.1).

La construcción de mapas de precipitación a una resolución adecuada para el análisis de cuencas pequeñas (grilla de ~ 5 km o menor) se puede abordar de distintas formas. La Figura 5.2 resume cuatro enfoques distintivos, con sus respectivas ventajas y desventajas.

El primer enfoque se refiere a la interpolación espacial de observaciones. Existen variados métodos para ello, desde simple interpolación por regresión lineal hasta herramientas geoestadísticas más sofisticadas como Kriging (ej. Hofstra *et al.*, 2008), las cuales consideran la covarianza de los datos precipitación y pueden incluir otros predictores (topografía). Los métodos de mapeo por interpolación tienen la ventaja de ser simples y rápidos en su aplicación. Además, la información resultante tiene alta coherencia espacial y temporal con las observaciones en zonas cercanas a éstas. Este mismo carácter supone errores importantes y alta incertidumbre en zonas de extrapolación (ej. sobre la cordillera) y con baja densidad de observaciones.

La regionalización (*downscaling*) es un enfoque distinto con múltiples técnicas divididas en dos familias: estadísticas y dinámicas (Kidson *et al.* 1998). En ambos casos se requiere de un modelo alimentado con variables “forzantes” de entrada locales (ej. topografía) y de gran escala (campos geofísicos). El primer caso utiliza un modelo de precipitación empírico (o semi-empírico), mientras que el segundo utiliza modelos complejos que integran la dinámica atmosférica y procesos físicos y químicos de ésta y la superficie. Además del objetivo discutido aquí, la simulación climática regional y *downscaling* tienen múltiples aplicaciones como la predicción operativa del tiempo y el estudio del clima regional a distintas escalas de tiempo. Cabe notar que tanto los modelos estadísticos como dinámicos puede tener sesgos importantes producto de limitaciones en su diseño y parametrización o calibración deficiente.

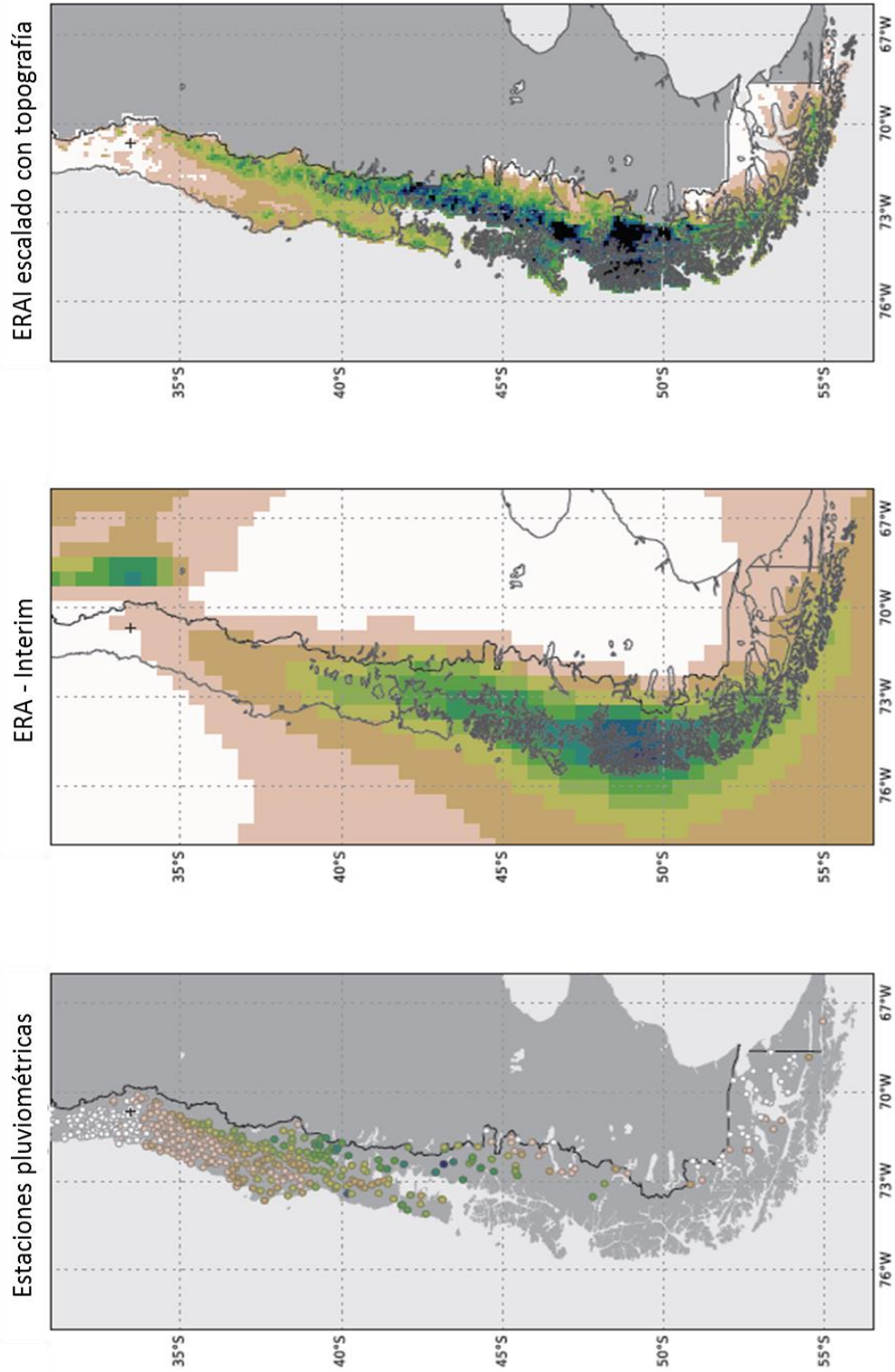
El reanálisis regional está estrechamente ligado al *downscaling* dinámico. Se refiere básicamente a una simulación regional corregida o reinicializada periódicamente con observaciones sinópticas locales (ej. Mesinger *et al.* 2006). Una herramienta de este tipo tiene múltiples ventajas y aplicaciones, pero supone un alto costo.

Existen variadas técnicas de *downscaling* estadístico con diferentes grados de complejidad. Pueden basarse en modelos de regresión simple o en funciones de transferencia (ej. Wilby *et al.*, 2002), o utilizar métodos sofisticados de minado de datos como redes neuronales (ej. Carreau and Vrac, 2011). La Figura 5.1 muestra un ejemplo de *downscaling* estadístico para la precipitación mensual en Chile, utilizado como base para el desarrollo del producto a escala diaria (sección 5.1.3). El método corrige localmente datos de precipitación de gran escala ($\sim 0,75^\circ$ latitud-longitud) con datos topográficos (elevación y gradiente). Además de la precipitación, el método utiliza información de viento y humedad de gran escala provenientes del reanálisis ERA-INTERIM (Dee *et al.* 2011). En este caso, se utiliza un modelo de regresión lineal múltiple calibrado con información de más de 1.000 estaciones pluviométricas. Este y otros productos en desarrollo serán evaluados a nivel de cuencas con información independiente, en particular de caudales y acumulación de nieve.

A modo de resumen se presentan en la Tabla 5.1 un resumen de los productos, índices y reanálisis presentados en esta sección, los que entregan información de cobertura nival e índices de vegetación (Landsat), evapotranspiración (MOD16), equivalente en agua de nieve (AMSR-E), temperatura del suelo (MOD11), precipitación (GPM) y reanálisis con información de varias variables meteorológicas (ERA-Interim, MERRA-2 y NCEP CFSR). A pesar de que todos ellos abarcan todo el territorio nacional (continental), el producto MOD16, por su metodología, no tiene valores en zonas totalmente áridas, o en aquellas donde haya presencia eventual o permanente de nieve.

Tabla 5.1: Resumen de los productos, índices y reanálisis mencionados.

Producto, índice ó reanálisis	Resolución espacial	Resolución temporal	Cobertura Temporal																			
			1979	1981	1983	1985	1987	1989	1991	1993	1995	1997	1999	2001	2003	2005	2007	2009	2011	2013	2015	
Landsat (4, 5, 7 & 8)	30x30 m	16 días																				
MOD11	1x1 km	diaria																				
MOD16	1x1 km	8 días																				
SWE AMSR-E	25x25 km	diaria																				
SWE-Reconstruido	500x500 m	diaria																				
ERA-Interim	0,703°x 0,702°	3 horas																				
MERRA-2	0,625°x 0,5°	1 hora																				
GPM	0,1° x 0,1°	30 min																				
NCEP CFSR	0,25° a 0,5°	6 horas																				



Precipitación media anual 1979-2015 (m/año)

Figura 5.1: Precipitación media anual periodo 1979 – 2015 según observaciones (panel izquierdo), reanálisis climático ERA-Interim (panel central) y reanálisis ERA Interim escalado con topografía.



Figura 5.2: Cuadro comparativo de técnicas de escalamiento de forzantes meteorológica, en verde se muestran las ventajas y en rojo las desventajas.

5.2.3. PRECIPITACIÓN

El método desarrollado para la construcción de un producto grillado de P a alta resolución, introducido anteriormente, se basa en una regionalización estadística de información de gran escala entregada por el reanálisis atmosférico ERA-Interim (Dee et al. 2011; ver evaluación de reanálisis y otros productos en el Capítulo 3). El diagrama ilustrado en la Figura 5.3, entrega un panorama general del método desarrollado en el marco de un programa de desarrollo de datos meteorológicos del Centro de Ciencia del Clima y la Resiliencia (CR2MET) y del presente proyecto de actualización del balance hídrico nacional. El resultado final se compone de dos productos intermedios generados mediante regionalización estadística (Producto R) e interpolación (Producto I), respectivamente. En síntesis, el método de regionalización utiliza modelos estadísticos que actúan como funciones de transferencia para llevar información de P y de otras variables de gran escala de ERA-Interim a P regional según la topografía local. Los parámetros de los modelos se calibran con las observaciones locales de P disponibles. La interpolación reutiliza la información local disponible para ajustar la climatología y variabilidad de P en aquellas regiones cercanas a estaciones de observación. El detalle de la metodología para generar el producto intermedio y final se describe a continuación.

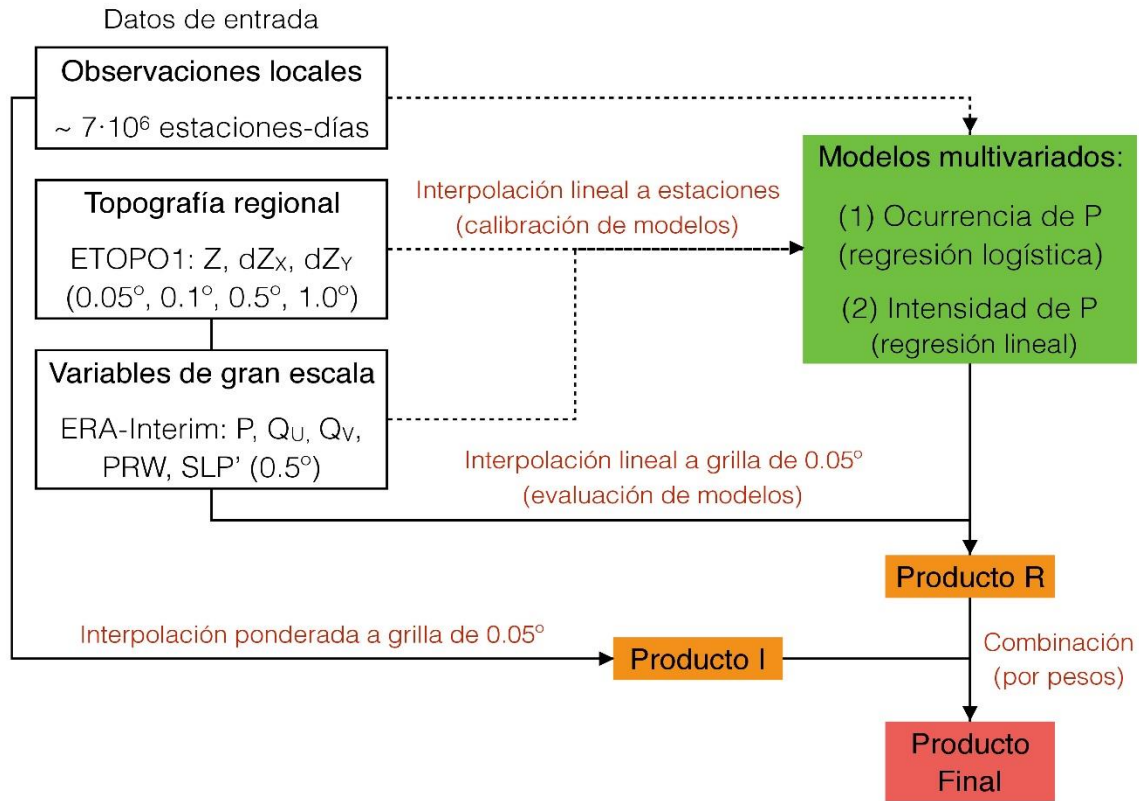


Figura 5.3: Diagrama de flujo de generación del producto de precipitación

5.2.3.1. REGIONALIZACIÓN

Como lo muestra la Figura 5.3, la regionalización estadística de P consiste en “cruzar” información entregada por ERA-Interim con datos de topografía regional. En este proceso se calibran y evalúan dos modelos de precipitación diaria. El primero es un modelo de regresión logístico de probabilidad de ocurrencia de precipitación. El segundo es un modelo de regresión lineal de intensidad de precipitación. En ambos casos se trata de modelos multivariados y se utiliza el mismo grupo de variables predictoras. Éstas incluyen información sobre la topografía, las variables de gran escala de ERA-Interim, y términos de interacción de segundo orden (sólo con variables cruzadas).

El grupo de variables topográficas son fijas en el tiempo e incluyen tanto la elevación (Z), como los gradientes de zonales y meridionales de Z (dZx, dZy), calculados a partir de topografía generada por el SRTM a 90 m de resolución espacial. Además de los promedios de estas variables en la grilla utilizada (los cuales determinan el detalle espacial en el producto final), se incluyen también los promedios en grillas más gruesas de 0,1°, 0,5° y 1,0°. Así, los modelos de regresión incluyen un total de 12 variables topográficas (Z, dZx, dZy en las cuatro resoluciones espaciales detalladas) considerando la influencia de la orografía sobre la precipitación a distintas escalas espaciales.

El grupo de variables de ERA-Interim incluye la precipitación y el flujo de vapor de agua integrado sobre la columna atmosférica en ambas direcciones; Q_u (este-oeste) y Q_v (norte-sur) como predictores principales. La interacción de Q_u y Q_v con dZ_x , dZ_y , respectivamente, da cuenta de la convergencia de humedad forzada por el terreno, por lo representa, a priori, una corrección de la precipitación de gran escala del reanálisis. De todos modos, el enfoque seguido es empírico, y el grupo de variables explicativas no se limitó a las anteriormente señaladas. De ERA-Interim, se incluyó también información de presión a nivel del mar y agua precipitable (total de agua disponible sobre la columna atmosférica). Si bien la elección de algunas variables de ERA-Interim, como Q_u y Q_v , tiene el marco conceptual señalado anteriormente, la elección de otras siguió un proceso indagatorio de prueba y error. Dada la coherencia interna del reanálisis y la alta co-linealidad de las variables disponibles, se constataron mejoras sólo marginales al añadir un número mayor de variables, y se optó por restringir el grupo a las cinco mencionadas.

Incluyendo los términos de primer orden y de interacción, los modelos se construyeron con un total de 77 variables predictoras. En el proceso de calibración (ver líneas segmentadas en Figura 5.4), todas las variables fueron interpoladas a las coordenadas geográficas de 866 estaciones pluviométricas de la Dirección General de Aguas y de la Dirección Meteorológica de Chile. En el caso del modelo de ocurrencia de P, el predictando se definió como una variable binaria (tomando valores de 0 ó 1) para caracterizar los días observados con y sin precipitación, respectivamente. Para ello, se fijó una acumulación de corte de 0,1 mm. En el caso del modelo de intensidad de P, se utilizó como predictando la acumulación observada diaria, considerando en la calibración, sólo los casos en los que se constató precipitación.

Luego de un control de calidad y relleno de datos faltantes (se siguió para estos fines una metodología similar a la descrita en Boisier et al., 2016), los registros de acumulación diaria utilizados totalizan cerca de 7 millones de valores entre 1979 y 2016. Como referencia de escala, este número corresponde aproximadamente a la mitad de las observaciones potenciales en aquel periodo en las 866 estaciones utilizadas, pues muchas estaciones han operado en un periodo más corto. El volumen total de observaciones disponibles permite utilizar submuestras de menor tamaño, ya que típicamente se requiere de una muestra de tamaño al menos un orden mayor al número de predictores para evitar problemas de sobreajuste. Considerando este margen, tanto la calibración como la evaluación (evaluación, en este caso, se refiere a darle valor a los modelos estadísticos para generar la P en el dominio correspondiente) de los modelos se realizó de forma independiente para distintas regiones y mes del año. Con esto se evita representar mediante un solo modelo empírico la influencia de las condiciones de gran escala sobre la P regional. En otras palabras, se supone que esta relación varía entre regiones, regímenes climáticos y estación del año.

Las regiones fueron definidas por bandas de $3,0^\circ$ de latitud, abarcando todo el territorio nacional continental. En cada caso, sin embargo, se exigió un número mínimo de observaciones válidas igual a 20 veces el número de predictores (1540). Dado la distribución desigual de estaciones sobre el territorio, esta restricción obligó a ampliar el dominio de calibración en regiones con baja densidad de observaciones, como en el Norte Grande o Patagonia.

Por el contrario, las regiones del centro-sur de Chile satisfacen con holgura el número mínimo de observaciones predefinido. En estos casos, se utilizó una submuestra aleatoria de las observaciones disponibles; esto, con el fin de ponderar de forma equivalente la variabilidad espacial y temporal de P. Así, el tamaño de la submuestra se definió como el cuadrado del número de estaciones efectivas en la región, el cual corresponde al número de estaciones con al menos un 75% de su registro completo. El uso de submuestras aleatorias permite generar un conjunto de modelos (*ensembles*), determinar el valor predictivo de estos mediante evaluación cruzada, y estimar incertidumbre. El producto presentado en esta sección corresponde a la media de un *ensemble* de 30 miembros, pero se utilizaron submuestras diferentes para determinar forzantes específicas a ciertas cuencas.

La Figura 5.4 muestra un ejemplo del proceso de calibración para la región comprendida entre 33°S y 36°S. En esta figura se indica el coeficiente de determinación (R^2) promedio de los *ensembles* para los modelos con distinto número de predictores. En este caso, la P predicha por el modelo más simple (considera solo la P de ERA-Interim como predictor) tiene un coeficiente de correlación de 0,71 ($R^2 = 0,5$) con la P observada. El modelo completo, con 77 predictores, aumenta la correlación a 0,80 ($R^2 = 0,64$).

Finalmente, el cálculo del Producto R se realizó evaluando los modelos de regresión correspondientes con las variables predictoras interpoladas a la grilla establecida de 0,05° latitud-longitud (líneas continuas en la Figura 5.3). Los valores entregados por el modelo de intensidad de P se utilizaron sólo en aquellos días y puntos de grilla donde el modelo de ocurrencia de P indicó una probabilidad mayor a 0,5. En caso contrario se fijó un valor P nulo.

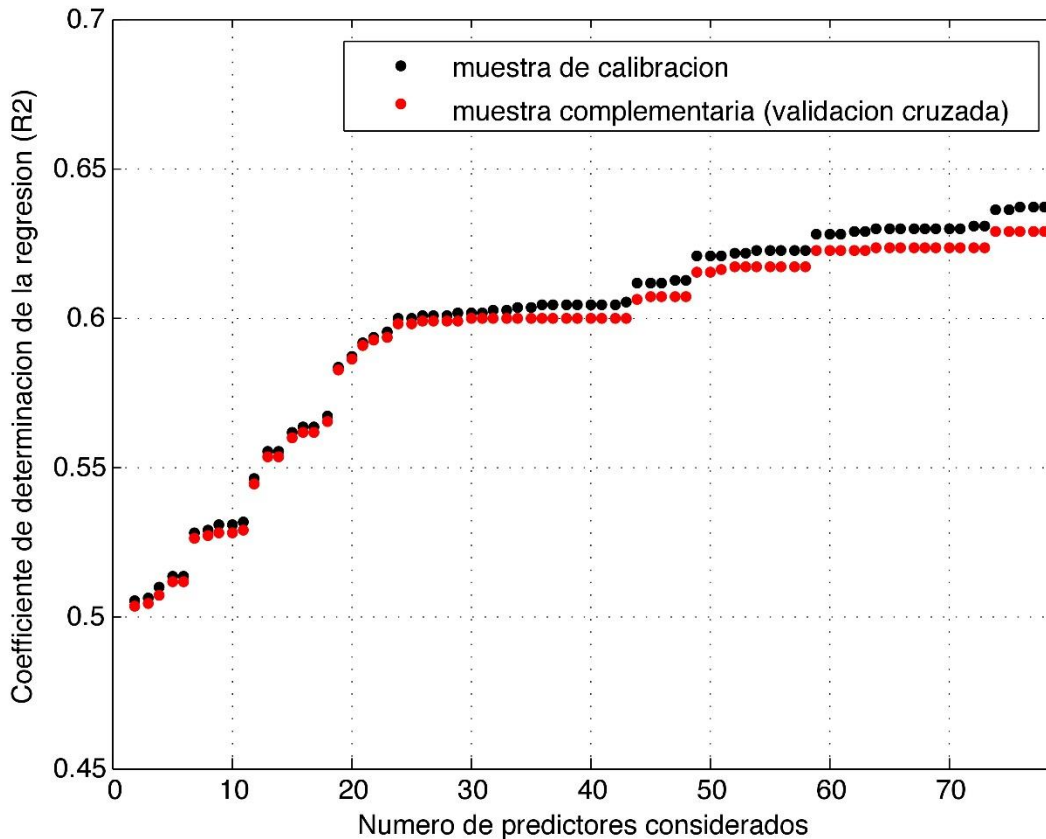


Figura 5.4: Ejemplo del proceso de calibración para la región comprendida entre las latitudes 33°S y 36°S.

5.2.3.2. INTERPOLACIÓN Y COMBINACIÓN DE PRODUCTOS

El proceso de regionalización de P anteriormente descrito genera un producto que, si bien está calibrado con observaciones locales, depende finalmente de la capacidad predictiva de las variables de reanálisis utilizadas en combinación con la topografía regional. Como se aprecia en ejemplo ilustrado en la Figura 5.4, los modelos estadísticos utilizados explican sólo parcialmente la varianza espacial y temporal de la precipitación observada. Esta capacidad predictiva es satisfactoria, considerando que los datos de reanálisis son un producto de un modelo atmosférico guiado por una red de observaciones sinópticas limitada. Por ejemplo, en el caso de Chile las variables en altura utilizadas en los reanálisis está influenciada por un registro de sólo cuatro radiosondas (ver Capítulo 3). Sin embargo, el desempeño de los modelos estadísticos es limitado, sobre todo en regiones en las que pueden sacar mayor provecho de la densa red de observaciones directas, como el centro-sur de Chile. Por ello, se generó paralelamente otro producto de interpolación alimentado exclusivamente por observaciones.

En este caso, la precipitación en una cierta región se determinó como el promedio ponderado de valores observados. Los pesos W_i de las estaciones sobre un punto de grilla se

definieron mediante curvas exponenciales decrecientes como función de la distancia a la estación respectiva (d_i), como se muestra en la Ecuación (5.1)

$$W_i = \exp(-d_i/D) \quad (5.1)$$

La tasa de decaimiento depende del parámetro de distancia D , el cual determina la distancia a la cual el peso cae $1/e$ ($\sim 1/3$).

Este análisis se realizó con los valores diarios de P para cada mes del año. Se calcularon también, de forma independiente, las interpolaciones de valores climatológicos de P y de la desviación en el tiempo respecto de este valor. En el primer caso, se utilizó un parámetro D igual a la resolución espacial del producto (~ 5 km). Es decir, el valor climatológico de P en un cierto punto de grilla estará influenciado directamente por observaciones sólo en el caso que éstas se encuentren en la vecindad de las coordenadas de dicho punto.

Las anomalías se definieron como la razón entre el valor diario observado y la climatología del mes correspondiente. En este caso, el parámetro D se determinó a partir de un análisis preliminar de coherencia espacial y temporal de las anomalías de P . La Figura 5.5 muestra un resultado de este análisis para la precipitación observada durante el mes de Julio. La figura ilustra el coeficiente de correlación de Pearson entre anomalías diarias de P en cinco estaciones pluviométricas distribuidas a lo largo Chile (círculos negros) y las observadas en el conjunto restante de estaciones (se consideraron solo los días con precipitación mayor a 0,1 mm en la estación correspondiente).

Los mapas de correlación se pueden interpretar como la zona de influencia típica de los eventos de precipitación, los cuales en invierno están normalmente asociados al paso de sistemas frontales. Esta zona de influencia tiene una escala de cientos de kilómetros y es similar a distintas latitudes, exceptuando el extremo austral. Los gráficos en los paneles inferiores ilustran el cuadrado de la correlación como función de la distancia, lo que permite cuantificar este radio de influencia. De esta relación se extrae una distancia característica de aproximadamente 100 km (la curva representa la función equivalente a W_i con un parámetro D igual a 100 km). Se escogió precisamente este valor para determinar la influencia de una cierta estación a un punto de grilla dado.

La Figura 5.6 ilustra los pesos resultantes para cada región del dominio utilizado. Como es de esperar, dadas las distancias características establecidas, la influencia de los valores climatológicos de P ocurren sólo en las vecindades de las estaciones pluviométricas. Esto implica que, en la mayor parte del territorio, el valor medio de P está determinado por el producto de ERA-Interim regionalizado.

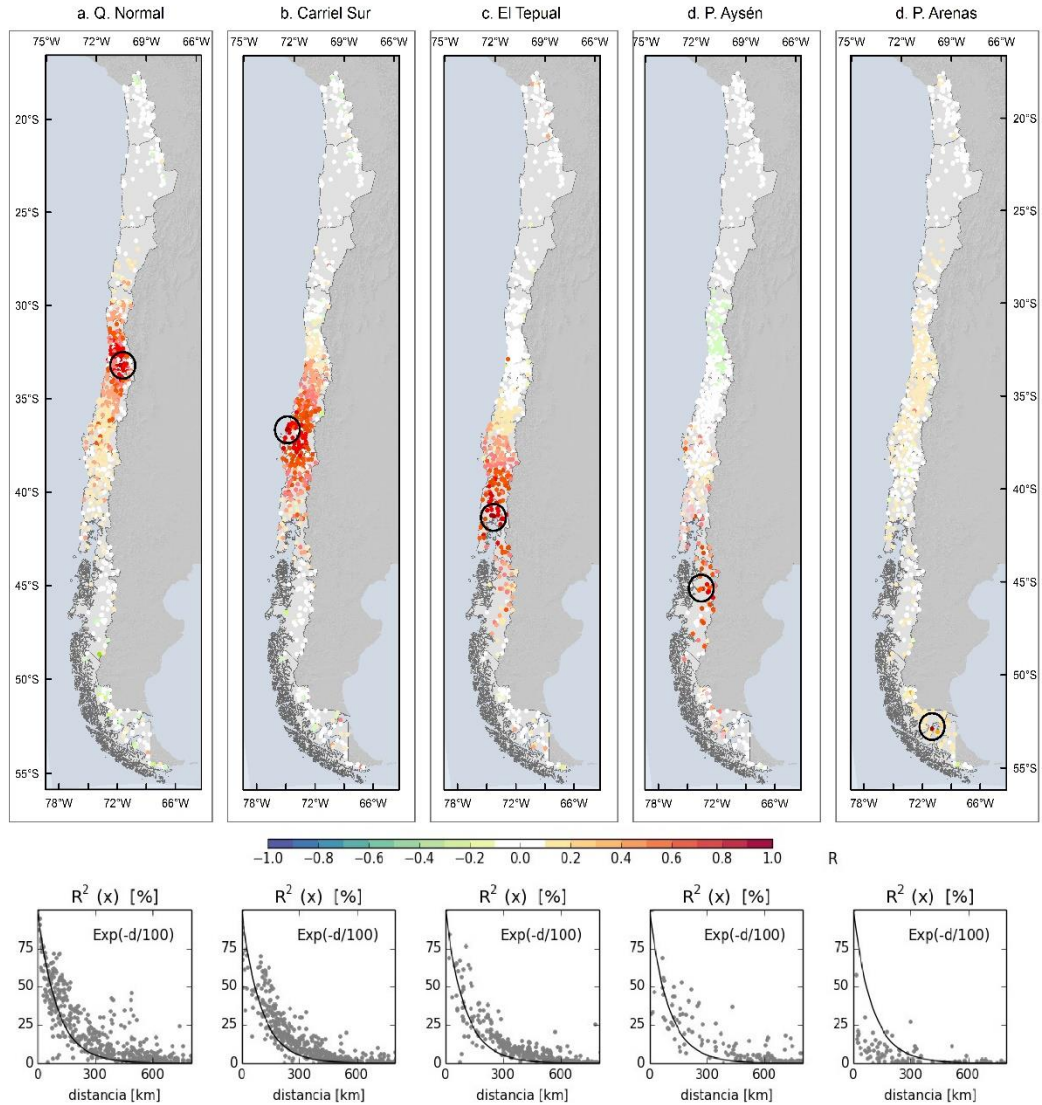


Figura 5.5: Coeficientes de correlación obtenidos entre la precipitación diaria observada en las estaciones meteorológicas con registro pluviométrico (indicadas en cada panel) y la precipitación del resto de las estaciones de Chile, durante el mes de Julio.

Al contrario, la variabilidad de P en gran parte del territorio tiene una influencia importante de las observaciones. En la zona centro y sur, este peso alcanza valores cercanos a 1, mientras que en regiones más remotas, como en Patagonia insular y el norte grande, el peso de la interpolación es menor. Por lo tanto, en estas regiones más remotas, la variabilidad del producto está más influenciado por la regionalización de ERA-Interim.

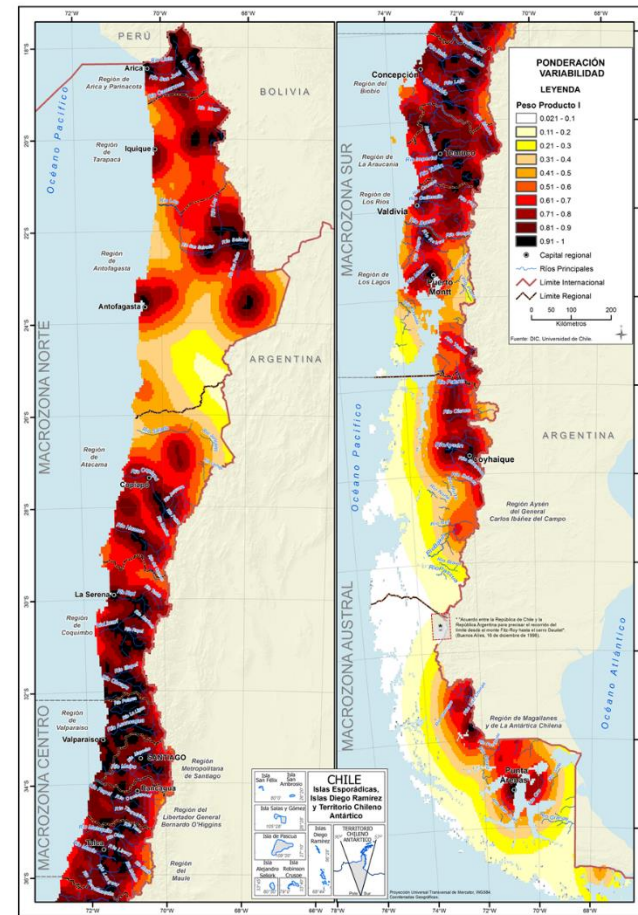
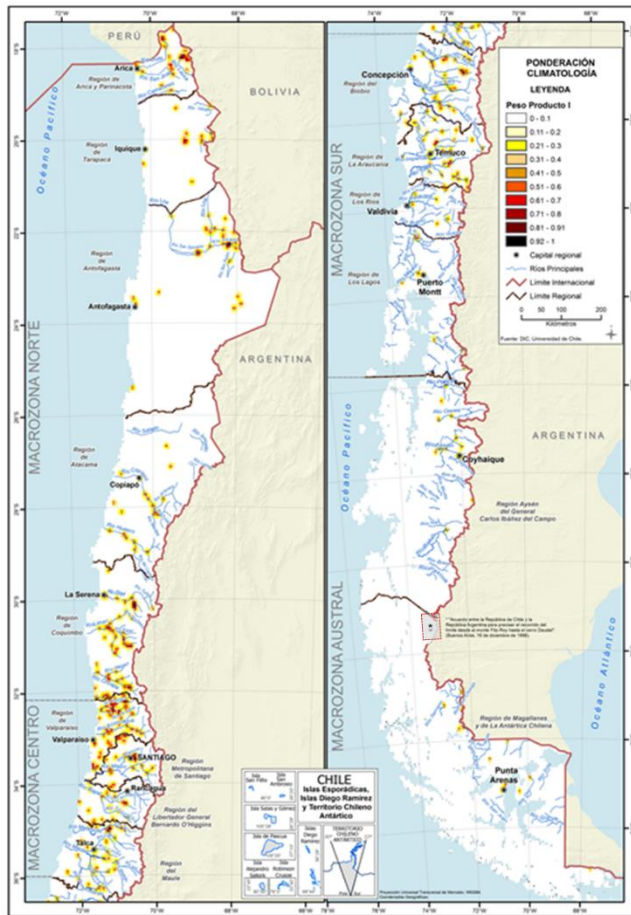


Figura 5.6: Mapas de pesos utilizados para ponderar climatología y variabilidad de precipitación

5.2.3.3. RESULTADOS

La Figura 5.7 muestra la climatología de precipitaciones correspondiente al periodo 1979-2016 obtenida del producto desarrollado (los mapas climatológicos pueden consultarse también en el Anexo F). Los mapas comparan la acumulación anual promedio obtenida de las estaciones pluviométricas y las asociadas al producto grillado. De forma general, se aprecia una buena concordancia del producto con las observaciones en zonas con alta densidad de estaciones como en el centro y sur del país. Cabe destacar la resolución espacial del producto y el efecto orográfico del territorio, evidente sobre Los Andes y zonas montañosas menores, como Nahuelbuta. De particular interés resultan los valores obtenidos en zonas con escasa observación. Este es el caso de Patagonia, donde el producto muestra una vasta zona con un régimen muy húmedo, con medias que van desde 3.000 [mm] a 6.000 [mm].

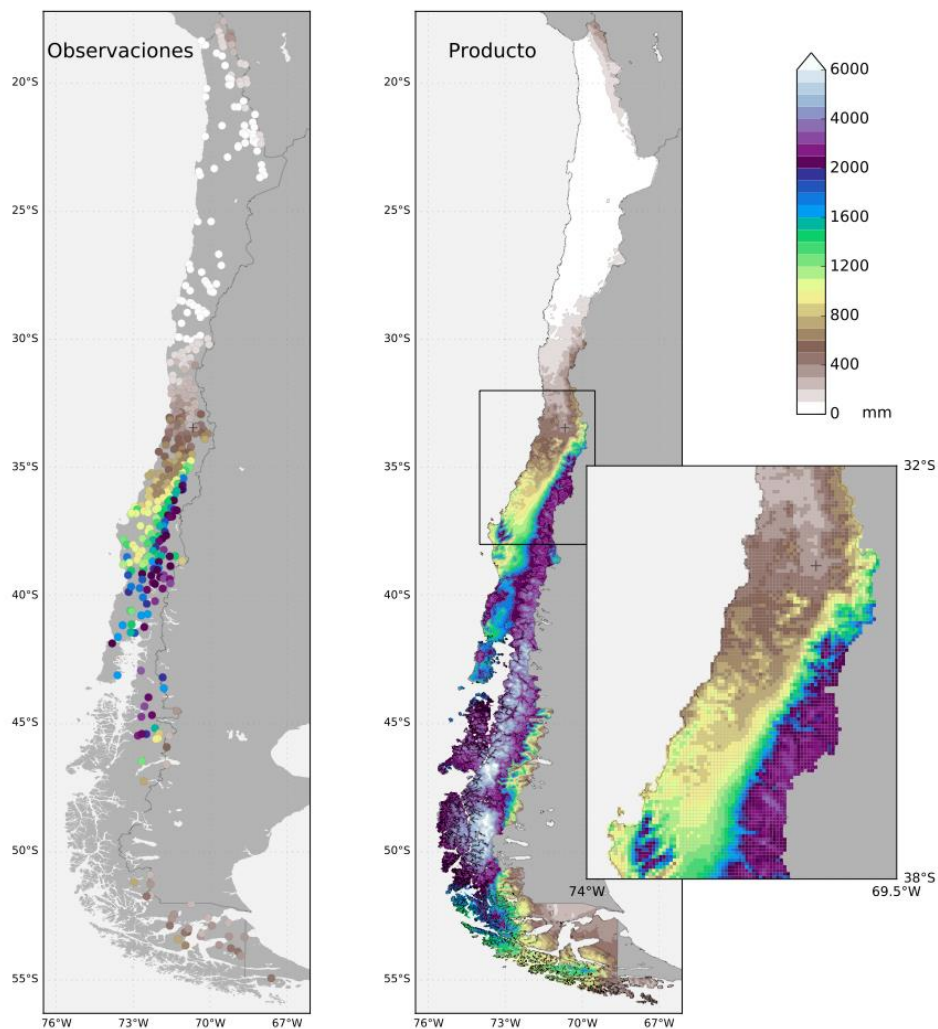


Figura 5.7: Precipitación anual promedio entre 1979 y 2016, obtenido de estaciones pluviométricas (panel de la izquierda) y del producto desarrollado (derecha).

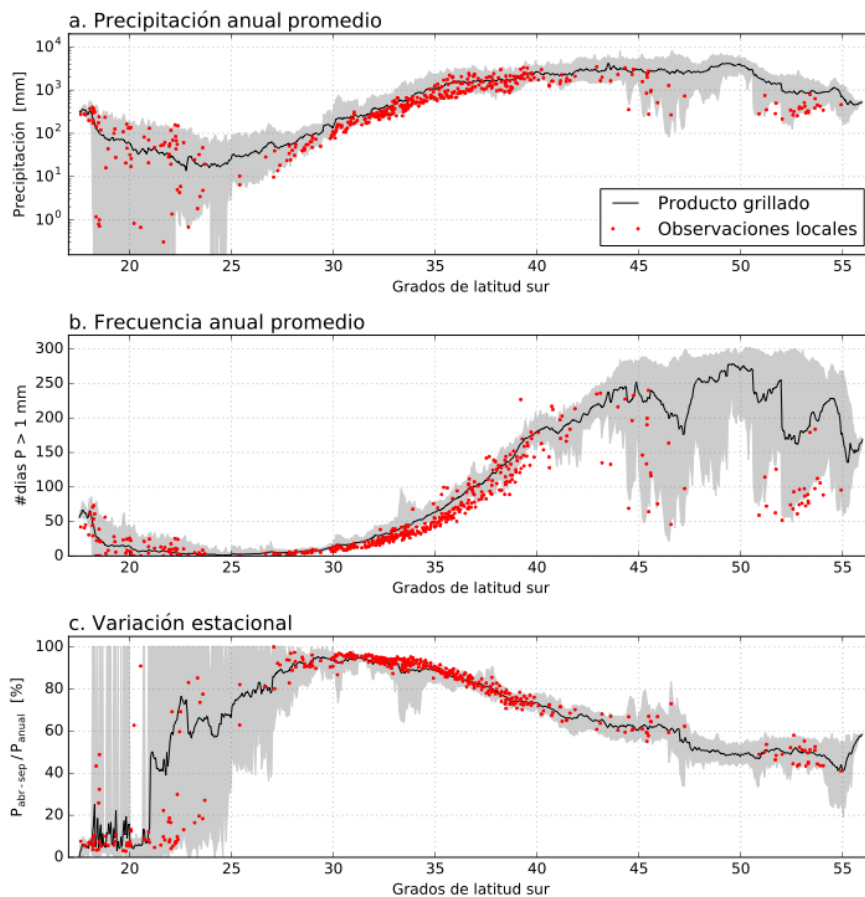


Figura 5.8: Distribución latitudinal de la precipitación anual media entre 1979 y 2016 (a), del número anual de días con precipitación (b) y de la variación estacional de la precipitación (c), calculado como la fracción de la acumulación invernal (abril-septiembre) sobre el total anual. Curvas negras y zonas sombreadas indican los promedios, mínimos y máximos sobre el territorio nacional obtenido del producto a la latitud correspondiente. Puntos rojos muestran la métrica correspondiente obtenida a partir de observaciones locales. Notar escala logarítmica en el panel a.

La Figura 5.8 muestra la distribución norte-sur de la precipitación anual media, la frecuencia de días con precipitación y la fracción de acumulación invernal. Notar que un análisis similar fue incluido en el informe del balance hídrico nacional de 1987. En esta figura se aprecia claramente el contraste entre los regímenes de P del extremo norte y del centro-sur del país. En el primer caso, además del clima árido predominante, cabe destacar las diferencias al interior de la región, con acumulaciones que varían de 0 [mm] a más de 100 [mm]. Esta heterogeneidad se observa también en las mediciones disponibles. Como se distingue en la Figura 5.7 y la Figura 5.8c, las zonas de mayor precipitación en el extremo norte forman parte del régimen altiplánico andino. Es decir, la precipitación en esta zona se concentra en montaña y tiene un máximo estival.

Hacia el sur de 25°S, la acumulación anual se constituye principalmente de la precipitación invernal. Esta condición se maximiza en torno a 30°S y declina en la zona más austral. En latitudes medias y altas, correspondientes a la región Patagónica de Chile, la acumulación y frecuencia de precipitación anual promedio supera los 2.000 [mm] y 180 días, respectivamente. Cabe destacar que este clima extremadamente húmedo no está representado por la red de estaciones

pluviométricas disponible en la región, ubicadas principalmente en zonas continentales y de menor acumulación respecto de su contraparte insular.

La Figura 5.9 muestra la variación zonal de la precipitación anual media en promedio sobre las cuencas pilotos evaluadas en este informe. En cada una de ellas se aprecia una variación zonal importante. Exceptuando Rio Aysén, la precipitación aumenta en los sectores cordilleranos, muy probablemente como resultado del régimen altiplánico en el caso del Rio Loa, y por el factor orográfico sobre la circulación en los casos de Choapa, Maipo e Imperial.

La Figura 5.9 da cuenta, también, del grado de incertidumbre obtenido en el proceso de estimación de P, descrito anteriormente (líneas segmentadas). Destaca, en particular, el aumento de esta incertidumbre en las zonas elevadas de las cuencas de los ríos Choapa y Maipo.

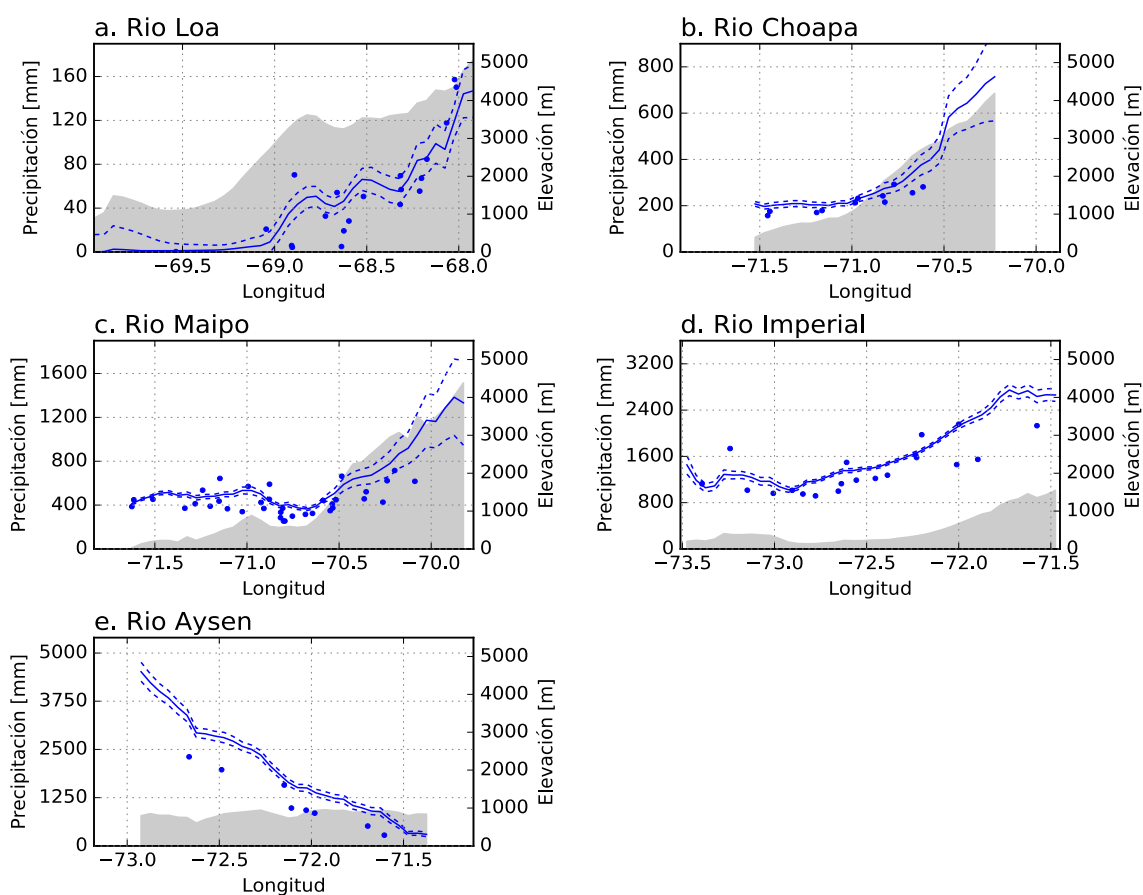


Figura 5.9: Distribución zonal de la precipitación anual media (en azul) y topografía (sombreado gris) en las cuencas del Río Loa (a), Río Choapa (b), Río Maipo (c), Río Imperial (d) y Río Aysén (e). Se indica la precipitación media obtenida del producto (línea azul continua) y de observaciones locales disponibles al interior de cada cuenca (puntos). Se indica también los valores mínimos y máximos regionales obtenidos del producto al interior de cada cuenca (azul sombreado). Las líneas segmentadas indican el grado de incertidumbre (media \pm 1 desviación estándar) en la acumulación promedio derivado del ensamble de realizaciones utilizadas en la construcción del producto de precipitación.

La Figura 5.10 sintetiza distintas métricas de desempeño de producto P. Notar que en este análisis, el producto se compara con el mismo conjunto de observaciones locales utilizadas en su desarrollo. Una evaluación formal de la forzante meteorológica mediante validación cruzada se presenta en la sección 5.2.3.1 del presente informe. En la Figura 5.10 se comparan los valores diarios medios del mes de Julio con los obtenidos de estaciones pluviométricas, así como la coherencia en el tiempo de P entre el producto y las observaciones. En general, el sesgo medio es bajo por construcción, con valores absolutos menores a 1 mm en la mayoría de los casos. El coeficiente de correlación es una medida robusta para evaluar la coherencia temporal entre el producto y las observaciones. Este indicador muestra valores altos en la zona central (> 0,8) y decae hacia las regiones más remotas de país, donde el producto grillado y las observaciones no comparten más del 50% de la varianza.

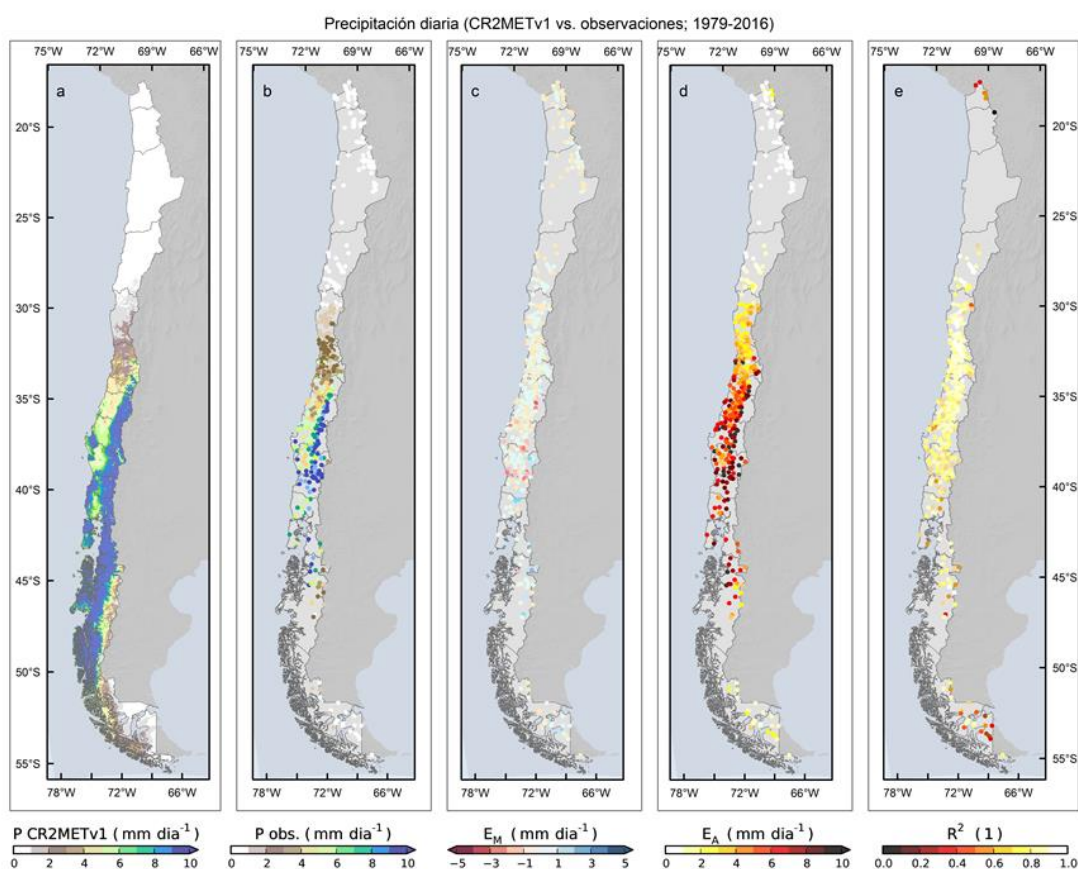


Figura 5.10: Métricas de evaluación de Julio. Comparación entre la precipitación diaria del producto y la observada. Los promedios climatológicos (1979-2016) de ambos grupos de datos se muestran en los paneles a y b. Los paneles c-e muestran, respectivamente, el sesgo climatológico (E_M), el error medio calculado a partir de anomalías de P (E_A) y el coeficiente de determinación (R^2).

5.2.4. TEMPERATURAS EXTREMAS DIARIAS

Aunque con un enfoque base sustentada en modelos estadísticos, la metodología utilizada para generar los productos de temperatura difiere de la utilizada en el caso de la precipitación. Hay dos motivos principales por los cuales se escogió un enfoque relativamente distinto. El primero tiene

relación con la calidad de los datos de temperatura extremas de reanálisis, que se muestran más deficientes de lo esperado (ver evaluación de reanálisis en Capítulo 3). El segundo motivo concierne la variabilidad espacial de las temperaturas, a la cual contribuye de manera importante el acople entre superficie y la atmósfera. Las temperaturas cerca de la superficie varían no solo en función de las condiciones atmosféricas en altura y de la elevación del terreno (lo cual es considerado en la regionalización utilizada en el producto P), sino también en función del tipo de cubierta terrestre. Por ejemplo, un bosque, cultivo o zona urbana adyacentes tienen asociadas temperaturas desiguales sin importar su cercanía, puesto que la temperatura depende en importante medida de las propiedades biofísicas de la superficie.

En este caso, además de los registros en estaciones locales e información de reanálisis, se añade el uso de datos temperatura observados en satélites polares. Estos, al estar disponibles en una grilla equivalente o de mayor resolución a la utilizada en esta propuesta (0,05 grados), incorporan la variabilidad espacial requerida. Una interrogante importante en este caso es cuán fidedigna es la variabilidad temporal de la temperatura derivada de observaciones satelitales.

La Figura 5.11 ilustra un ejemplo que motiva el método desarrollado. Se muestra una comparación entre la serie de tiempo de Tx observada en la estación Quinta Normal y las series de temperaturas derivadas de otras fuentes: la variable Tx de ERA-Interim, la temperatura a las 18Z (14:00 hora local) del análisis asociado a ERA-Interim (basado en observaciones), y las temperaturas superficiales (Ts) de día del producto satelital MODIS LST. Este último incluye estimaciones de Ts de los satélites Terra y Aqua, cuyas órbitas están desfasadas en el tiempo. Los datos estimados de Ts en la ubicación correspondiente a la estación Quinta Normal, obtenidos mediante interpolación espacial, ocurre aproximadamente a las 14:45 y 18:00 hora local en el caso de Terra y Aqua, respectivamente. En esta ubicación y estación del año (a modo de ejemplo se muestran solo los días de Julio) todos los productos analizados muestran un grado de concordancia con los valores observados. Cuantitativamente, la temperatura a las 18Z del análisis ERA-Interim tiene un mejor desempeño ($R^2 = 0,74$), aunque comparable al mostrado por la variable Ts de MODIS obtenida del satélite Aqua ($R^2 = 0,71$). Sin embargo, al combinar las variables de MODIS de ambos satélites mediante una regresión lineal bi-variada, se logra explicar aún mejor varianza de la Tx observada ($R^2 = 0,82$). Es decir, la variabilidad temporal que se pueda extraer de este producto satelital es significativamente más fidedigna a la variabilidad observada, en comparación a la información extraída del análisis ERA-Interim.

Se plantea, entonces, la incorporación de los datos MODIS para la construcción de los productos de Tx y Tn. El mayor inconveniente en el uso de esta información satelital es el periodo relativamente corto de operación de los satélites Aqua y Terra (2001-presente) y el gran número de datos faltantes, puesto que la variable Ts se extrae solo en condiciones de cielo despejado.

El diagrama ilustrado en la Figura 5.12, sintetiza el método desarrollado para abordar este problema y para generar el producto final. El método consta de dos etapas, las cuales se describen a continuación.

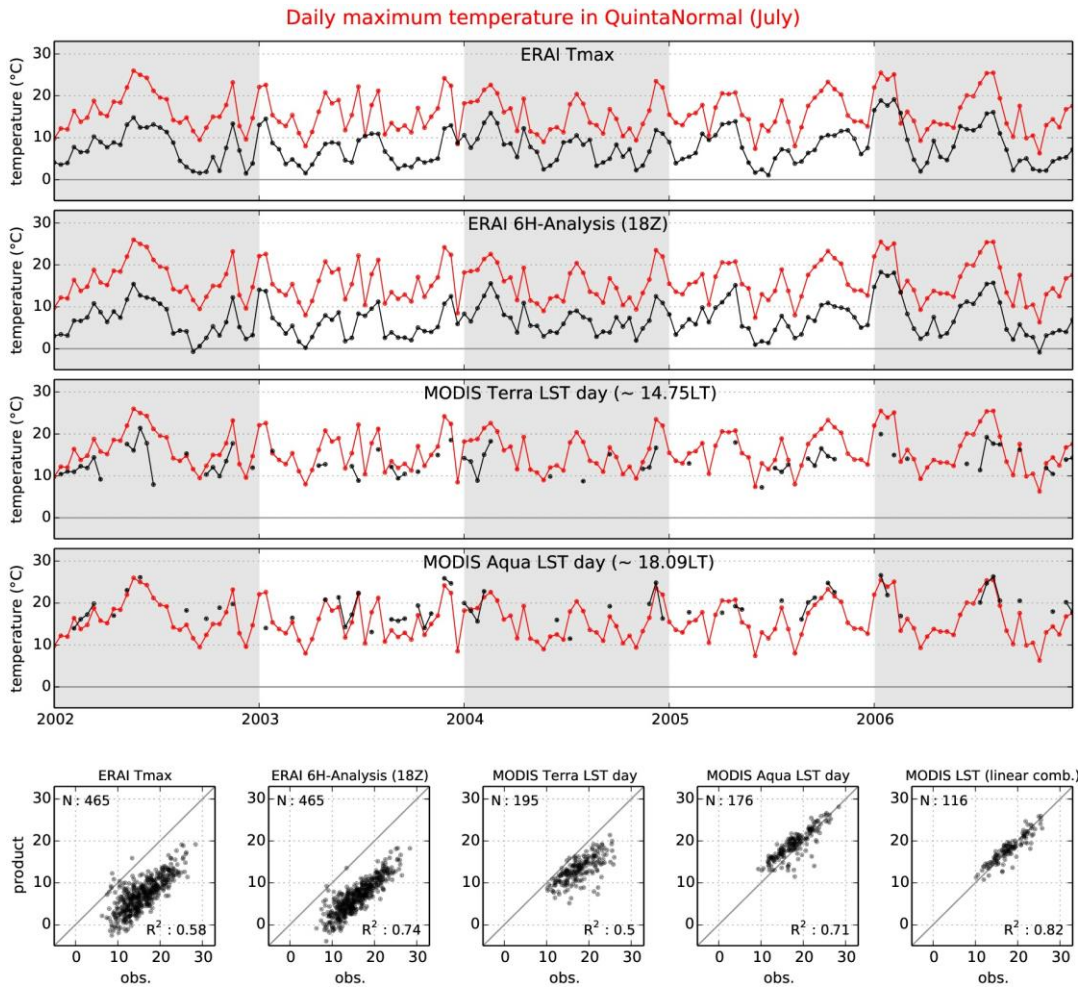


Figura 5.11: Series de tiempo de la temperatura diaria máxima (T_x) observada en la estación Quinta Normal (curva en rojo) durante los meses de Julio entre 2002 y 2006, comparada con series de temperatura de distintas fuentes e interpoladas a la ubicación de la estación (en negro). Los paneles superiores corresponden a los datos T_x del Reanalysis ERA-Interim y de temperatura a las 18Z del Análisis ERA-Interim. Las series en paneles inferiores corresponde a la temperatura superficial de día derivada del producto satelital MODIS, en sus componentes Terra y Aqua. Diagramas de dispersión comparan los valores observados con los derivados de distintos productos. El último diagrama de dispersión (derecha) compara as observaciones con la predicción de un modelo lineal bi-variado con ambas observaciones MODIS como predictores.

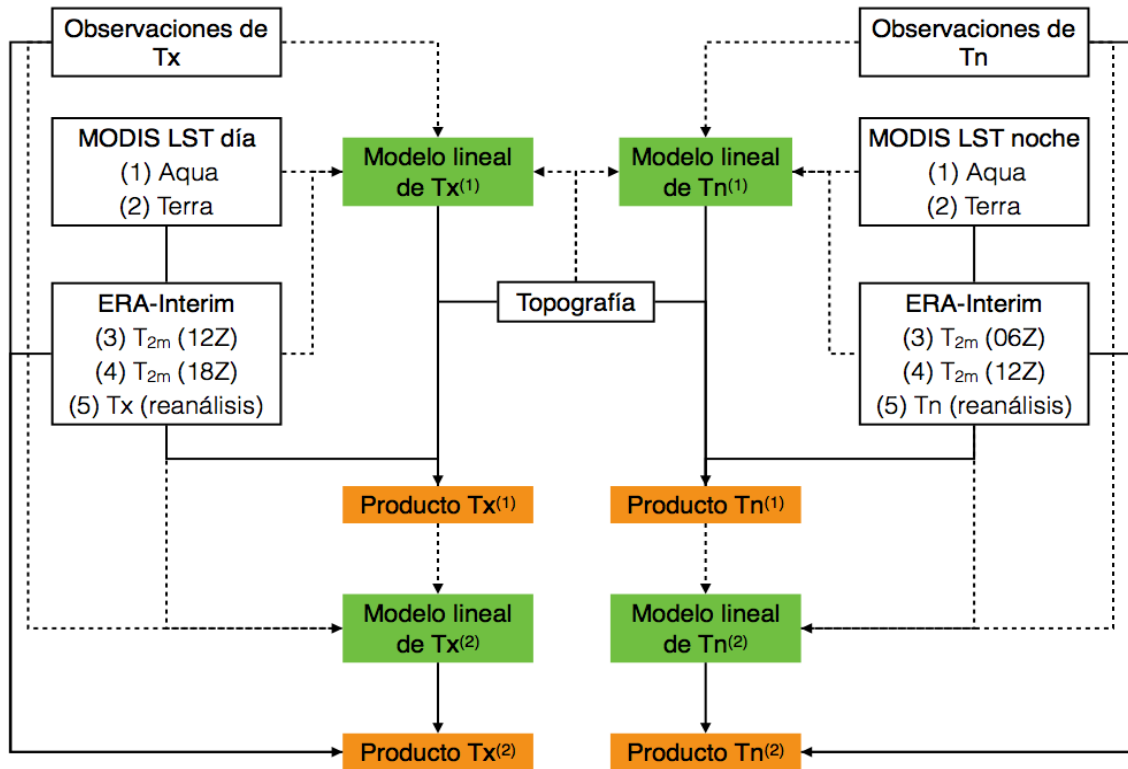


Figura 5.12: Diagrama de flujo de generación del producto de temperaturas extremas. 06Z, 12Z, 18Z se refieren a horas en tiempo Universal Coordinado (Z o UTC por sus siglas en inglés). T_{2m} corresponde a la temperatura a 2 m del suelo a partir de los datos de reanálisis ERA-Interim.

5.2.4.1. ETAPA 1

La primera etapa consiste en traducir las variables de MODIS LST (T_s) en temperaturas extremas a 2 metros del suelo como las observadas en estaciones (T_x y T_n). Para ello se crearon modelos de regresión lineal múltiple de T_x y T_n ($T_x^{(1)}$, $T_n^{(1)}$), utilizando como predictores tanto la información de MODIS como de ERA-Interim. Estos modelos se calibran utilizando las observaciones disponibles en regiones similares a las utilizadas en el caso de precipitación. De igual forma, los modelos se definen para cada estación del año (mes) de forma independiente.

En estos modelos de regresión iniciales se utilizan cinco predictores variables en el tiempo. En el caso de T_x , éstos incluyen las temperaturas superficiales MODIS de día obtenidas de los satélites Terra y Aqua, la variable T_x de ERA-Interim, y las temperaturas del análisis de ERA-Interim (T_{2m}) a las 12Z y 18Z. En el caso de T_n se utilizan las observaciones MODIS de noche, T_n de ERA-Interim y T_{2M} del análisis a las 6Z y 12Z.

Estas variables se combinan con datos topográficos, los que incluyen tanto la elevación asociada a la estación meteorológica usada en la calibración como la interpolada a la misma estación a partir de datos de la grilla de $0,05^\circ$. Es importante considerar ambas elevaciones, puesto que, en términos de temperatura, las observaciones son en algunos casos muy poco representativas del

pixel en el que se encuentran. En general, esta discrepancia ocurre en regiones montañosas. Las estaciones en estas regiones suelen estar situadas tierras bajas relativas a su entorno (típicamente en zonas habitadas). En general, las temperaturas observadas son, por lo tanto, mayores que la esperada en promedio sobre el punto de grilla de 0,05°, que “ve” una elevación mayor. La incorporación de ambas elevaciones (estación y la interpolada) permite corregir esta discrepancia.

Los modelos calibrados $T_x^{(1)}$ y $T_n^{(1)}$ son luego evaluados (forzados) con los predictores interpolados a los puntos de grilla del producto buscado y, de esta forma, se genera un primer producto de T_x y T_n . Puesto que en esta etapa la información de MODIS es utilizada como parte de las variables explicativas (predictores), este primer producto se restringe al dominio temporal de MODIS. Es decir, mantiene un periodo corto (2001-2016) y las lagunas asociadas a días cubiertos.

5.2.4.2. ETAPA 2

La segunda etapa en la generación de los productos de temperatura consiste en completar las lagunas del producto intermedio obtenido en la etapa 1, y extrapolar hacia atrás en el tiempo. Ambos objetivos se abordan en un mismo proceso. Se generan nuevos modelos lineales ($T_x^{(2)}$, $T_n^{(2)}$) utilizando los productos iniciales $T_x^{(1)}$ y $T_n^{(1)}$ como predictando. Como predictores se utilizan, en este caso, tanto las observaciones con periodo completo, como las variables de temperatura de ERA-Interim descritas anteriormente. Estos modelos se calibran en cada punto de grilla de forma individual, por lo que el peso de las observaciones frente al de la información de ERA-Interim varía de región en región. Como en el caso del producto de precipitación, en lugares remotos con poca covarianza con las observaciones, el peso del ERA-Interim será mayor.

Una vez calibrados los modelos $T_x^{(2)}$ y $T_n^{(2)}$ utilizando los días disponibles, éstos se evalúan (fuerzan) con el registro completo de predictores, generando así el producto final. El proceso es equivalente para T_x y T_n . Sólo varía la elección de las variables de ERA-Interim, las cuales son las mismas definidas en la primera etapa.

5.2.4.3. RESULTADOS

A modo de ejemplo, y de forma similar al análisis ilustrado para P en la Figura 5.10, en la Figura 5.13 se muestran los resultados para T_x en enero y su contraste con los valores observados. En los mapas de T_x medio en enero, se identifica claramente una zona de altas temperaturas ($\sim 30^\circ\text{C}$) en la depresión intermedia. Se aprecian también los gradientes de temperatura esperados según la elevación del terreno y la latitud, con zonas de baja temperatura en alta cordillera y en la zona austral del país. El producto muestra una alta variabilidad espacial como se busca en un producto de esta resolución. En términos de covariabilidad temporal, el producto muestra un desempeño bastante bueno, con coeficientes de determinación en torno a 0,7 y superiores en varias regiones del centro y sur, y decae en algunas zonas del norte del país y en la costa. Sin embargo, los errores de las anomalías (E_A) son altos, indicando un sesgo en la varianza de los productos, lo que está sujeto a posteriores mejoras.

Temperatura máxima diaria (v1.0 vs. observaciones; promedio de Enero 1979-2016)

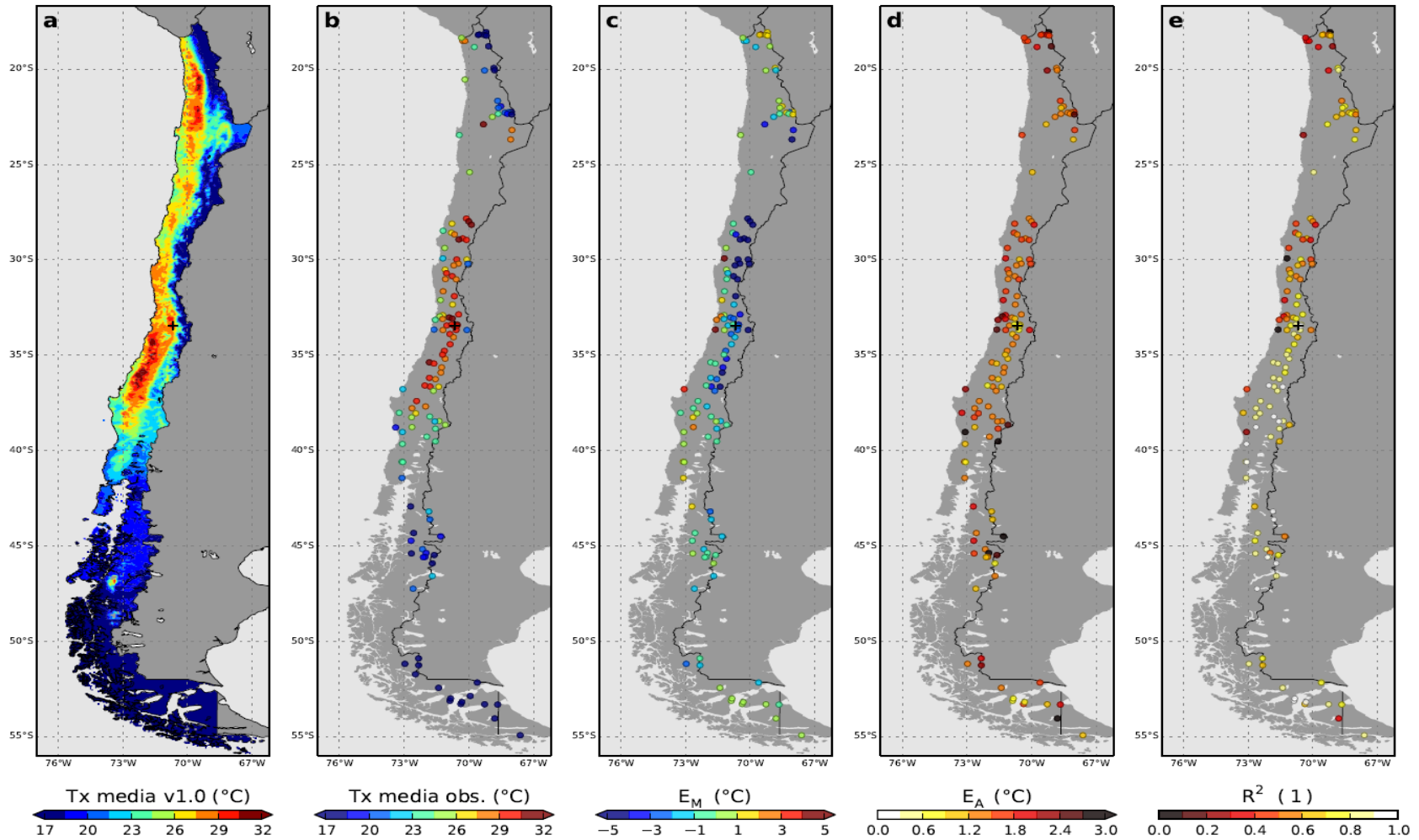


Figura 5.13: Métricas de evaluación de enero. Comparación entre la temperatura máxima diaria del producto y observada. Los promedios climatológicos (1979-2016) de ambos grupos de datos se muestran en los paneles a y b. Los paneles c-e muestran, respectivamente, el sesgo climatológico (E_M), el error medio calculado a partir de anomalías de P (E_A) y el coeficiente de determinación (R^2).

Los sesgos medios de T_x son sustanciales en algunas estaciones, con valores incluso mayores a 5°C (Figura 5.13b). Si bien parte de estos sesgos son inherentes al producto desarrollado, una fracción importante de ellos resulta del problema de representatividad al comparar observaciones locales e interpoladas de la grilla del producto en terreno complejo, mencionado anteriormente. Esto se ilustra más claramente en la Figura 5.14, que muestra para la región comprendida entre 25°S y 35°S , los valores medios de T_x en enero en función de la elevación. Los paneles a y b indican, respectivamente, la relación obtenida directamente de observaciones y los valores interpolados del producto a la coordenada geográfica de las mismas estaciones (se interpola la temperatura y la elevación). Los valores observados indican un patrón de disminución de T_x con altura para elevaciones superiores a aproximadamente 500 metros, relación coherente con el perfil vertical de temperatura esperado en la columna atmosférica. Una relación similar se deriva del producto, aunque con menor heterogeneidad entre localidades. El panel c indica, la relación entre las diferencias de T y elevación (Z). De esta figura se puede concluir que buena parte de los sesgos del producto, en su mayoría negativos, responde al contraste entre alturas derivada del producto en una cierta coordenada y la elevación real de la estación evaluada. Como se comenta anteriormente, las estaciones situadas en zonas cordilleranas están dispuestas en la parte baja de cuencas en la mayoría de los casos, y registran, por lo tanto, temperaturas mayores respecto de su contraparte derivada del producto. Un resultado similar se obtiene en otras estaciones de año, así como en el caso de T_n (no se muestra).

Los valores observados de T_x en zonas con elevaciones menores a 500 metros muestran una relación inversa con la altura, dando cuenta el control oceánico sobre la temperatura en zonas costeras (Figura 5.14a). Las temperaturas relativamente bajas en la costa no aparecen bien representadas en el producto (Figura 5.14b). En este caso, los sesgos sí parecen dar cuenta de inexactitudes en el producto. En efecto, éste parece no detectar el régimen costero, un aspecto que se acarrea desde los datos de MODIS. Una posible explicación a esta sobrestimación es el desacople entre la temperatura del suelo y la temperatura del aire en presencia de una circulación de mar y tierra, en que los flujos horizontales son más importantes que los flujos turbulentos verticales para explicar las máximas en días de alta insolación. Una situación similar puede ocurrir en glaciares de área pequeña o cualquier otro sitio en que las características del suelo cambien de manera abrupta. Respecto de las simulaciones hidrológicas, resulta de mayor importancia la buena caracterización de las temperaturas en zonas elevadas, donde igualmente existen sesgos significativos. Esto merece una revisión en la etapa de aplicación del balance en todo Chile.

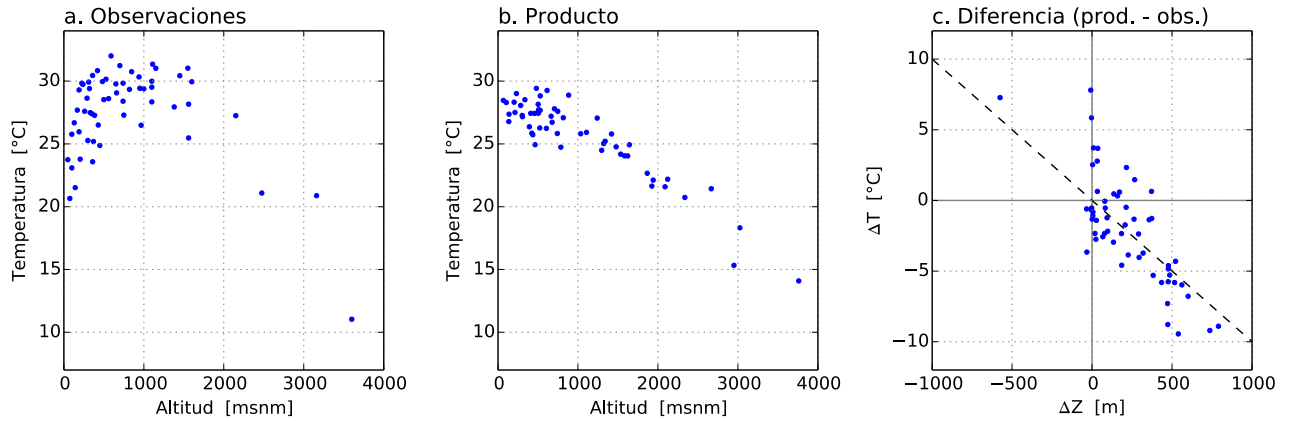


Figura 5.14: Diagramas de dispersión entre la temperatura máxima diaria (T_x) promedio para el mes de Enero (1979 y 2016), y la elevación (Z) de estaciones de observación situadas entre 25°S y 35°S (a). Relación correspondiente entre T_x promedio y Z obtenidas del producto de grillado e interpolado en el espacio a las estaciones de observación (b) de la misma región. Panel c indica la relación entre las diferencias (producto - observación) de T_x y Z . Línea segmentada corresponde a una relación dT/dZ equivalente a $-10^\circ\text{C}/\text{km}$.

La Figura 5.15 muestra la variación por latitud de los valores anuales medios de T_x y T_n obtenidos para todo el territorio. Se aprecia en ésta, la disminución de ambas variables hacia latitudes mayores. La amplitud de temperatura diaria también disminuye con la latitud, carácter consistente con la variación de climas áridos en el norte a húmedos en el sur. Los valores promedio de T_x y T_n , obtenidos en el producto, muestran un sesgo respecto de las observaciones, el cual, como se describe anteriormente, responde en gran medida a la diferencia entre las elevaciones de las estaciones de observación y la elevación promedio sobre los puntos de grilla del producto. Por su parte, la variación estacional de las temperaturas del producto muestra una mayor coherencia con las observaciones (Figura 5.15b).

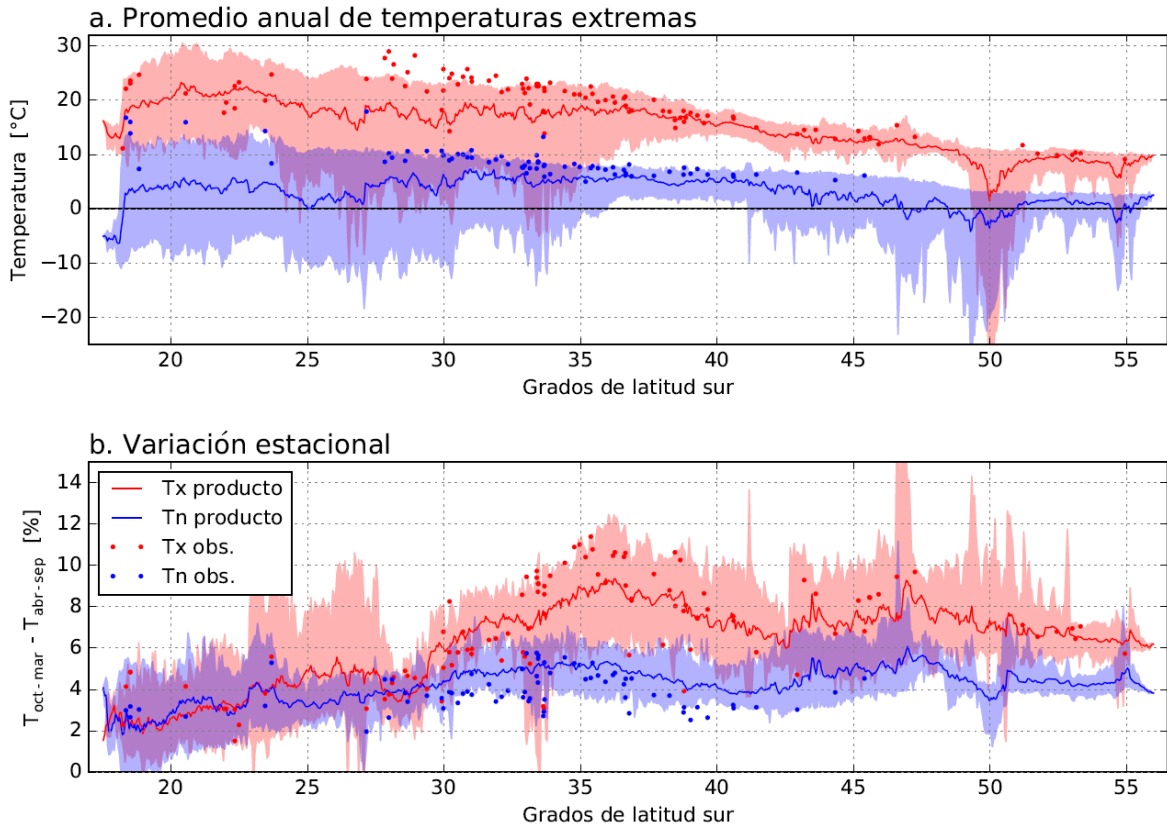


Figura 5.15: Distribución latitudinal del promedio anual de las temperaturas extremas diurnas entre 1979 y 2016 (a) y de la variación estacional de estas variables (b), calculado como la diferencia entre el promedio del semestre de verano (octubre a marzo) e invierno (abril a septiembre). Curvas rojas y azules corresponden a la temperatura máxima y mínima diaria, respectivamente. Zonas sombreadas en rojo y azul indican los mínimos y máximos sobre el territorio nacional obtenido para la variable y latitud correspondiente. Puntos rojos a azules indican, respectivamente, el valor promedio de Tx y Tn obtenido de observaciones locales.

La distribución zonal de Tx y Tn se ilustra para las cinco cuencas piloto en la Figura 5.16. El gradiente negativo de la temperatura con la altura es evidente en las cuencas con topografía abrupta. A pesar de los sesgos de producto anteriormente descritos, se aprecia una buena concordancia con los registros observacionales disponibles.

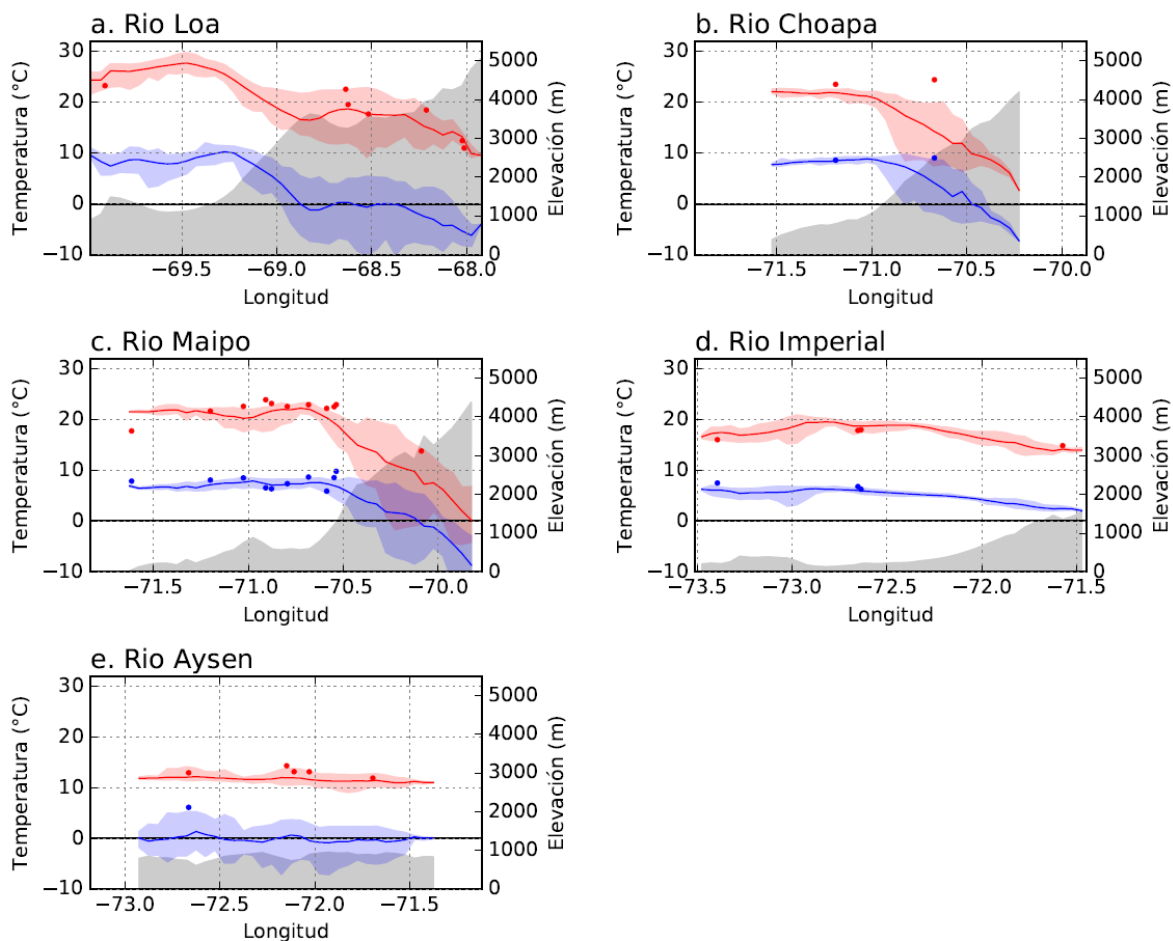


Figura 5.16: Distribución zonal del promedio anual (1979-2016) de las temperaturas mínimas (azul) y máximas (rojo) diurnas en las cuencas del Río Loa (a), Río Choapa (b), Río Maipo (c), Río Imperial (d) y Río Aysén (e). Se indica los valores medios obtenidos del producto (líneas continuas) y de observaciones locales disponibles al interior de cada cuenca (puntos). Se indica también los valores mínimos y máximos regionales obtenidos del producto al interior de cada cuenca (sombreado). Sombreado gris indica la elevación promedio del terreno en la cuenca correspondiente.

5.2.5. VELOCIDAD DEL VIENTO DIARIA

Si bien la precipitación y temperatura juegan un rol mayor como forzantes meteorológicas en las simulaciones hidrológicas, en éstas se prescriben otras variables que requieren ser determinadas sobre el dominio de estudio, en particular, la velocidad del viento cerca de la superficie (ver también metodología para establecer la humedad relativa y radiación en las secciones 5.1.6 y 5.1.7).

A diferencia de la precipitación y temperatura, el viento es una variable con poco registro, por lo que se deben usar otras fuentes de información. En este caso, se utilizan resultados del Explorador Eólico (<http://walker.dgf.uchile.cl/Explorador/Eolico2/>) y técnicas estadísticas similares a las aplicadas en las metodologías que determinan la precipitación y temperatura (Las simulaciones del Explorador Eólico fueron desarrolladas en el contexto de proyecto "Ámbitos de investigación necesarios para el desarrollo eólico en Chile relacionados con el recurso viento", el cual fue llevado

a cabo por el Departamento de Geofísica de la Universidad de Chile gracias al Convenio de Cooperación y Transferencia entre el Ministerio de Energía y la Universidad de Chile y con apoyo adicional de la Corporación Alemana para la Cooperación Internacional.”).

La información del Explorador Eólico proviene de un conjunto de simulaciones atmosféricas de alta resolución (1 km), realizadas con el modelo de circulación regional WRF (*Weather Research and Forecasting*). Estas simulaciones fueron realizadas para el año 2010, con condiciones de borde prescritas de los análisis operacionales GFS.

El método utilizado para construir una forzante de viento a 10 metros (V_{10}) para el periodo más largo (1980-2016) es una forma de regionalización estadística simplificada. En este caso, se considera la información del Explorador Eólico de 2010 como la “observación”, y se calibraron modelos lineales de viento para cada punto de grilla. Se busca, con estos modelos, reproducir gran parte de la variabilidad día a día del viento del Explorador Eólico en función de predictores que den cuenta de las condiciones de circulación de gran escala. Estos predictores comprenden un conjunto de variables en la columna atmosférica del reanálisis ERA-Interim. El producto de viento final se deriva forzando los modelos lineales obtenidos sobre cada pixel con las variables predictoras de ERA-Interim, las cuales están disponibles para el periodo completo (comunicación personal de Mark Falvey, desarrollador del Explorador Eólico).

Una evaluación preliminar sugirió, sin embargo, un sesgo positivo de V_{10} , particularmente en regiones montañosas. Para corregir este sesgo, se utilizaron datos de V_{10} de ERA-Interim, disponibles en una grilla de 0,5 grados. La variabilidad espacial a la escala requerida (0,05 grados) se determinó finalmente escalando la información entregada por Explorador Eólico a los valores de ERA-Interim.

5.2.6. DISTRIBUCIÓN TRI-HORARIA DE LA PRECIPITACIÓN, TEMPERATURA Y VELOCIDAD DEL VIENTO.

El grupo final de datos utilizado como forzante para el modelo VIC consiste en campos a escala tri-horaria de precipitación, temperatura a 2 metros y viento a 10 metros, además de otras derivadas (ver secciones 5.1.7 y 5.1.8). La distribución sub-diaria de la precipitación, temperatura y viento se definió con enfoque similar. Se utilizó, para ello, las variables desarrolladas escala diaria anteriormente descritas, e información disponible a escala tri-horaria del reanálisis ERA-Interim. Puesto que tanto la precipitación como la velocidad del viento son cantidades escalares positivas, en ambos casos se aplicó el mismo procedimiento. En el caso de la temperatura se definió un sistema de ecuaciones de manera que los máximos y mínimos diurnos coincidan con las variables T_x y T_n definidas mediante la metodología descrita en la sección 5.1.4.

5.2.6.1. PRECIPITACIÓN Y VELOCIDAD DE VIENTO

Los valores tri-horarios de la precipitación (P_{3h}) y velocidad de viento a 10 metros (V_{3h}) se calculan escalado las variables equivalentes de ERA-Interim. El factor de escala se define para cada día, como la razón entre valor diario de producto ($P_{3h}^{prod}, V_{3h}^{prod}$) y del reanálisis ($P_{3h}^{ERA-I}, V_{3h}^{ERA-I}$). El

valor diario corresponde a acumulación en el caso de P y el promedio en al caso de V. Para cada variable, este escalamiento puede describirse mediante las ecuaciones(5.2) y (5.3), respectivamente.

$$P_{3h}^{prod}(d, h) = P_{3h}^{ERAI}(d, h) * \frac{P_d^{prod}(d)}{P_d^{ERAI}(d)} \quad (5.2)$$

$$V_{3h}^{prod}(d, h) = V_{3h}^{ERAI}(d, h) * \frac{V_d^{prod}(d)}{V_d^{ERAI}(d)} \quad (5.3)$$

5.2.6.2. TEMPERATURA

La temperatura a 2 metros utilizada como forzante final corresponde a promedios trihorarios, calculados a partir de la misma variable disponible de ERA-Interim, además de las temperaturas extremas diurnas del reanálisis y del producto descrito en la sección 5.1.4. Se definió un sistema de ecuaciones para definir, cada día, los parámetros de un modelo lineal simple, como se presenta en la Ecuación (5.4).

$$T_{3h}^{prod}(d, h) = \alpha(d) + \beta(d) * T_{3h}^{ERAI}(d, h) \quad (5.4)$$

Donde T_{3h}^{prod} y T_{3h}^{ERAI} son el promedio trihorario buscado y del reanálisis, respectivamente. Para obtener los parámetros α y β , se plantea un sistema de ecuaciones utilizando las temperaturas mínimas y máximas del producto y del reanálisis (variables conocidas), según la Ecuación (5.5), de donde se obtienen los parámetros α y β .

$$\begin{aligned} \max[T_{3h}^{prod}(d)] &= \alpha(d) + \beta(d) * \max[T_d^{ERAI}(d)] \\ \min[T_{3h}^{prod}(d)] &= \alpha(d) + \beta(d) * \min[T_d^{ERAI}(d)] \end{aligned} \quad (5.5)$$

5.2.7. HUMEDAD RELATIVA

La humedad relativa expresa el grado de saturación del aire, es decir, la razón entre la cantidad de agua que contiene el aire a una determinada temperatura, y la cantidad que podría contener si estuviera saturada a la misma temperatura. Matemáticamente se caracteriza por la razón entre la presión real de vapor a cierta temperatura, $e_a(T)$, y la presión de saturación de vapor, $e^0(T)$. Dado que la temperatura del punto de rocío es la temperatura a la cual el aire necesita ser enfriado para saturarlo, la presión real de vapor corresponde a la presión de saturación de vapor a la temperatura de punto de rocío, $e^0(T_r)$. La Ecuación (5.6) caracteriza la obtención de la humedad relativa, la que se obtiene a un paso temporal de 3 horas.

$$HR = \frac{e_a}{e^0(T_r)} \rightarrow HR = \frac{\exp\left(\frac{17,27*T}{T+237,3}\right)}{\exp\left(\frac{17,27*T_r}{T_r+237,3}\right)} \quad (5.6)$$

Para poder utilizar la Ecuación (5.6) es necesario conocer la temperatura de punto de rocío, la cual se considera en este estudio igual a la temperatura mínima del día.

5.2.8. RADIACIÓN

Para estimar la radiación de onda larga incidente se utiliza la ecuación de Stefan-Boltzmann, la que establece que la potencia emisiva de un cuerpo está dada por la constante de Stefan-Boltzmann ($\sigma = 5,67 * 10^{-8} \left[\frac{W}{m^2K^4} \right]$), la emisividad de la superficie de dicho cuerpo, ϵ , y su temperatura absoluta, T , según la Ecuación (5.7).

$$E = \epsilon\sigma T^4 \quad (5.7)$$

Se considera que la masa de aire emite radiación de onda larga hacia la superficie. En este caso se considera que $\epsilon = 1$, ya que internamente el modelo hidrológico VIC pondera dicho valor según la estimación que realiza de la nubosidad, mientras que la temperatura se considera igual a la del aire, la que se obtiene del producto grillado de temperatura (T_x y T_n).

En el caso de la radiación incidente de onda corta, la ecuación empírica utilizada se basa en el día juliano y la latitud, ya que se considera que la superficie es horizontal. De esta forma, la radiación solar potencial se da por la Ecuación (5.8) (DeWalle and Rango, 2008).

$$I_s = (I_0/e^2)\cos(Z) \quad (5.8)$$

Donde I_0 representa la constante solar (entre 1.360 y 1.400 W/m^2 ; para el presente trabajo se utiliza 1.360), e representa el vector radio y Z el ángulo zenit en radianes. Para el cálculo del vector radio se utiliza la Ecuación (5.9), con el seno en radianes.

$$e = 0,03297 * \sin\left(\frac{\text{día}_{\text{juliano}} - 79,649}{59,49}\right) + 1 \quad (5.9)$$

Para el cálculo del “ $\cos(Z)$ ” se utiliza la latitud (θ), declinación solar (δ , según Ecuación (5.11)) y ángulo horario (wt), según la Ecuación (5.10).

$$\cos(Z) = (\sin(\theta) \sin(\delta) + \cos(\theta) \cos(wt)) \quad (5.10)$$

$$\delta = 23,5 * \text{sen} \left(\frac{\text{día}_{\text{juliano}} - 79,649}{59,49} \right) + 1 \quad (5.11)$$

5.2.9. RESULTADOS DE PRECIPITACIÓN Y TEMPERATURA A NIVEL PAÍS

Los resultados de precipitación y temperatura a nivel país se presentan en el Anexo F

5.2.10. VALIDACIÓN Y RESULTADOS DE PRECIPITACIÓN Y TEMPERATURA A NIVEL PAÍS

5.2.10.1. VALIDACIÓN DE PRODUCTOS METEOROLÓGICOS

Como una forma de validar y evaluar el desempeño de los productos de precipitación y temperaturas extremas, se utilizan 69 estaciones meteorológicas administradas por el instituto de Investigaciones Agropecuarias (INIA), distribuidas en Chile continental, cuyos valores de temperaturas extremas y montos de agua caída fueron descargados mediante consulta del portal <http://agromet.inia.cl/>. Ninguna de estas estaciones formó parte de los datos de entradas utilizados para generar el modelo de forzantes meteorológicas. Estas son comparadas a escala diaria con cada una de las variables desarrollado por el equipo consultor para la climatología 1983-2016.

Dado que la mayoría de estas estas estaciones poseen información meteorológica relativamente reciente (la gran mayoría de ellas se integró luego de 2005) es que se estandarizó una ventana de tiempo entre todas las estaciones comprendido entre el 1 de enero de 2010 y el 31 de diciembre de 2016 (sin perjuicio de que el periodo de estudio abarque hasta 2015).

Las métricas a comparar corresponden al coeficiente de determinación (Ecuación (5.12)), como una medida del grado de ajuste entre variables observadas Y_i y las modeladas \hat{Y} , el error medio absoluto (MAE por sus siglas en inglés) (Ecuación (5.13)) y la raíz del error medio cuadrático (RMSE por sus siglas en inglés) (Ecuación (5.14)), como medidas de dispersión del ajuste. Finalmente, se calcula el valor p asociado al estadístico del test de Kolmogorov-Smirnov (Ecuación (5.15)), para evaluar el grado de ajuste entre las distribuciones de probabilidad entre la serie de datos observada y la serie modelada para todas las variables de forma independiente.

$$R^2 = \frac{\sum(\hat{Y} - \bar{Y})}{\sum(Y_i - \bar{Y})} \quad (5.12)$$

$$MAE = \frac{\sum |\hat{Y} - Y_i|}{N} \quad (5.13)$$

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum(\hat{Y} - Y_i)^2}{N - 1}} \quad (5.14)$$

$$D = \max_{1 \leq i \leq N} (F(Y_i) - \frac{i-1}{N}, \frac{i}{N} - F(Y_i)), \quad (5.15)$$

Siendo $F(Y_i)$ la distribución de probabilidad de los datos modelados.

La Tabla 5.2 muestra el sesgo existente entre los valores modelados, interpolados para la coordenada de la estación, y aquellos provenientes de las observaciones. Es posible notar mayoría de sesgos de carácter negativo para la macrozona norte, lo que indica una sobreestimación del modelo sobre los valores reales observados. En el resto de las zonas existe una subestimación de los valores reales pero en magnitudes que no alcanzan diferencias de 1 mm. Hay que tener en consideración que, aunque los valores parezcan muy pequeños, los sesgos corresponden al promedio de las diferencias simples entre valores observados y estimados, de modo que puede haber diferencias mayores tanto positivas como negativas que al promediarse se cancelan y generan valores tendientes al cero. Cabe destacar también que la gran mayoría de las estaciones asociadas al INIA posea una cercanía con aquellas utilizadas en el modelo que, a su vez, al ser construido con una función de pesos, posee ajuste perfecto en el punto en donde se ejecuta, y va decayendo en la medida que la calidad de las ecuaciones sea menor. En el caso de las temperaturas mínimas la macrozona austral tiene una tendencia a la sobreestimación de los valores reales, aunque las magnitudes son cercanas al cero. En el caso de la macrozona norte existen en la mayoría de los casos subestimaciones de la temperatura mínima mayores a 1 °C. Finalmente para la temperatura máxima existen sesgos mayores a 1 °C en casi todas las macrozonas, entre valores estimados y observados en la macrozona norte (subestimación) y las macrozonas centro y sur (sobreestimación). Dados los valores hallados, las diferencias de sesgos son en general bajas, de modo que el modelo posee una correcta reproducción de las variables en promedio, con diferencias disimiles entre macrozonas, pero en la mayoría de los casos tendientes a cero.

Tabla 5.2: Sesgos por estación meteorológica y variable entre los valores estimados por el modelo y los medidos en 69 estaciones de INIA.

ID	Estación	Lat	Lon	Pp (mm)	Tmin (°C)	Tmax (°C)	Macrozona
1	Visviri (INIA)	-17,6	-69,5	-1,03	-0,93	0,43	Norte
2	Putre (INIA)	-18,2	-69,6	-1,00	-2,97	-0,82	
3	Socoroma	-18,3	-69,6	-0,72	-1,29	-3,17	
4	Lago Chungara	-18,3	-69,1	-0,09	-1,21	0,78	
5	Caspana (INIA)	-22,3	-68,2	-1,56	-0,56	-2,71	
6	Toconao	-23,2	-68,0	-2,16	-2,98	-5,69	
7	Socaire (INIA)	-23,6	-67,9	-2,32	-3,68	-2,81	
8	Amolana Copiapó 2	-28,0	-70,0	-1,18	2,83	-6,60	
9	CE Huasco Vallenar	-28,6	-70,8	-0,23	-0,52	1,46	
10	Algarrobo Bajo	-30,6	-71,5	0,21	-1,26	0,30	

Tabla 5.2: Sesgos por estación meteorológica y variable entre los valores estimados por el modelo y los medidos en 69 estaciones de INIA (continuación).

ID	Estación	Lat	Lon	Pp (mm)	Tmin (°C)	Tmax (°C)	Macrozona
11	Camarico Campo Lindo	-30,7	-71,3	-0,30	-1,19	0,88	Norte
12	Monte Patria El Palqui	-30,8	-70,9	-0,12	-0,52	-2,30	
13	La Cruz	-32,8	-71,2	-0,47	-0,58	-0,76	Centro
14	La Platina	-33,6	-70,6	-0,14	0,34	0,57	
15	Los Tilos	-33,7	-70,7	-0,22	0,44	-0,94	
16	San Antonio de Naltahua	-33,7	-71,0	0,27	0,86	-0,40	
17	San Pedro de Melipilla	-33,9	-71,5	-0,21	0,66	1,14	
18	Hidango	-34,1	-71,8	-0,88	-0,63	3,41	
19	El Tambo	-34,5	-71,0	0,12	-1,19	-0,41	
20	Chanco	-35,7	-72,5	-1,11	-1,81	3,35	
21	Sauzal (INIA)	-35,7	-72,1	1,87	-0,23	0,89	
22	Cauquenes	-36,0	-72,3	1,74	-0,08	0,72	
23	Santa Sofía	-36,0	-72,4	0,97	0,92	0,52	
24	Coronel	-36,1	-72,5	2,93	-2,05	5,24	
25	Los Despachos	-36,1	-72,4	1,56	-0,21	0,63	
26	Ninhue	-36,4	-72,4	-0,30	-0,67	0,35	
27	Portezuelo (INIA)	-36,5	-72,4	0,05	-0,81	0,94	Sur
28	Sta. Rosa	-36,5	-71,9	0,08	0,08	0,47	
29	Nueva Aldea (INIA)	-36,6	-72,5	0,68	-1,53	-0,23	
30	Navidad	-36,9	-71,9	2,54	-0,52	1,38	
31	Chiguayante	-36,9	-73,0	-1,36	-3,16	-3,29	
32	Coronel de Maule	-37,0	-73,1	0,97	0,23	-2,48	
33	Yungay	-37,1	-72,0	-0,88	-0,93	0,85	
34	Human	-37,4	-72,2	0,32	-0,52	1,24	
35	Lebu	-37,7	-73,5	-3,04	-0,95	2,71	
36	Cannete	-37,9	-73,4	-0,77	-0,42	1,59	
37	La Providencia	-38,3	-72,6	0,49	-0,19	2,13	
38	San Luis	-38,4	-71,9	0,27	0,48	2,15	
39	Quiripio	-38,6	-73,2	-0,66	-2,08	3,38	
40	Tranapunte	-38,7	-73,4	-3,26	-0,58	3,38	
41	Carillanca	-38,7	-72,4	0,52	0,64	2,13	
42	Sta. Adela	-38,8	-72,9	0,73	0,38	2,26	
43	Dominguez	-38,9	-73,2	-0,55	-1,56	2,95	
44	C Lollinco	-39,0	-73,0	-1,29	0,44	2,66	
45	Cuarta Faja	-39,1	-72,6	-0,18	0,17	1,82	
46	Santa Carla	-39,7	-72,6	0,66	0,14	1,53	
47	Las Lomas (INIA)	-39,7	-73,0	-0,05	0,78	0,41	
48	Lago Verde (INIA)	-40,2	-72,6	1,62	-0,76	2,18	
49	Palermo	-40,3	-73,1	2,49	0,30	1,01	
50	Quilacahuin	-40,3	-73,3	2,54	0,04	-0,18	
51	El Cardal	-40,4	-72,9	2,06	0,14	1,39	

Tabla 5.2: Sesgos por estación meteorológica y variable entre los valores estimados por el modelo y los medidos en 69 estaciones de INIA (continuación).

ID	Estación	Lat	Lon	Pp (mm)	Tmin (°C)	Tmax (°C)	Macrozona
52	Remehue	-40,5	-73,1	1,40	0,46	1,78	Sur
53	Desagüe Rupanco	-40,8	-72,7	1,33	-0,11	0,81	
54	La Pampa (INIA)	-40,9	-73,2	1,36	0,40	1,67	
55	Octay	-41,0	-72,9	0,65	-0,31	0,94	
56	Polizones	-41,1	-73,4	1,01	0,17	1,36	
57	Colegual	-41,2	-73,3	1,12	0,44	1,99	
58	Ensenada	-41,2	-72,5	-1,64	0,82	-0,02	
59	Los Canelos	-41,5	-73,5	-0,43	-1,03	1,71	
60	Butalcura	-42,3	-73,7	-1,18	0,32	0,86	
61	Huyar Alto	-42,4	-73,6	1,69	-0,72	1,88	
62	Tara	-42,7	-73,8	0,26	-0,82	0,79	
63	El Claro	-45,6	-72,1	0,24	-1,05	1,69	
64	Tamelaike	-45,8	-72,1	-0,09	-0,78	1,96	
65	Vista Hermosa	-45,9	-71,8	-0,11	2,48	2,80	
66	Cochrane	-47,2	-72,6	1,04	0,04	-0,57	
67	Puerto Natales (INIA)	-51,7	-72,5	1,10	-0,60	-1,14	
68	Kampenaiké	-52,6	-70,9	-0,76	0,29	-0,42	
69	Tierra del Fuego Primavera	-52,8	-69,3	-0,04	1,48	-0,08	

Respecto de los coeficientes de determinación (R^2), en el caso de las precipitaciones, se tienen los menores ajustes sobre la variabilidad explicada por el modelo, con un promedio cercano al 0,5, y con valores más bajos del coeficiente en las macrozonas norte (0,38) y austral (0,43). Desde la Figura 5.17 a la Figura 5.19 se muestran las variaciones latitudinales (de norte a sur) de los coeficientes de determinación calculados entre datos observados y estimados. Se observa que para el caso de las temperaturas los ajustes son cercanos a 1, representado muy buenas aproximaciones a la realidad observadas sobre todo en las macrozonas centro, sur y austral. No obstante en la macrozona norte el coeficiente es más bajo tanto para las temperaturas mínimas como para las máximas, dada principalmente la baja densidad de estaciones meteorológicas debido a las extensas áreas de desierto. No obstante los valores medios rondan el 0,65 con una variabilidad mayor en esta zona que en resto de las macrozonas de Chile.

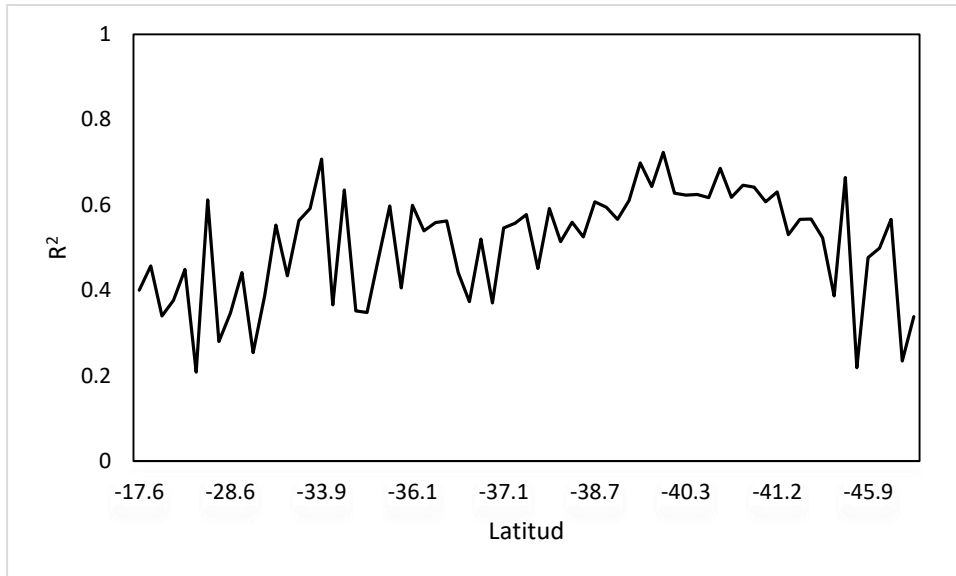


Figura 5.17: Coeficiente de determinación (R^2) para la variable precipitación (mm), en cada una de las 69 estaciones usadas en la validación pertenecientes a INIA, entre los valores de sus observaciones y aquellos estimados por el modelo a partir de observaciones de la DGA-DMC, ordenadas de norte a sur a partir de su latitud.

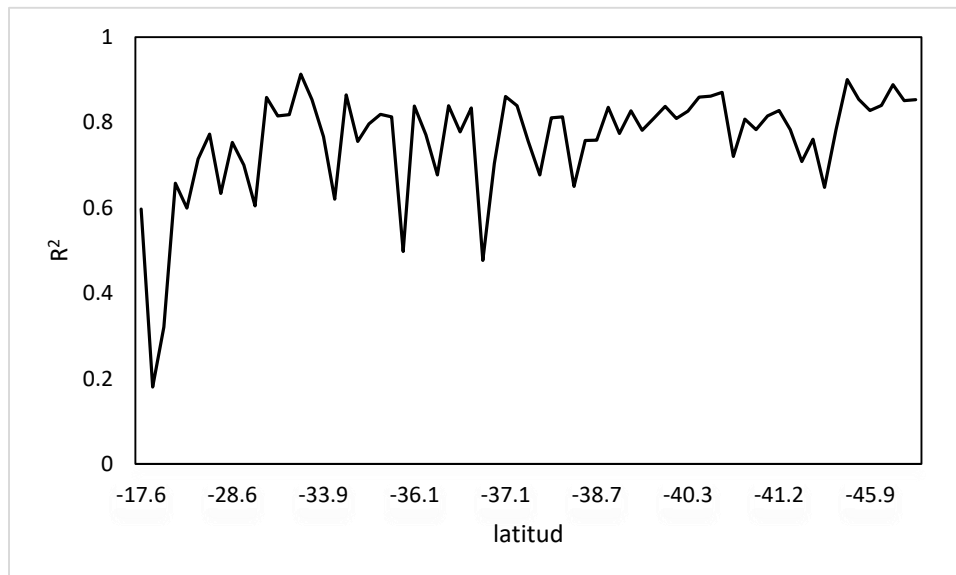


Figura 5.18: Coeficiente de determinación (R^2) para la variable temperatura mínima ($^{\circ}\text{C}$), en cada una de las 69 estaciones usadas en la validación pertenecientes a INIA, entre los valores de sus observaciones y aquellos estimados por el modelo a partir de observaciones de la DGA-DMC, ordenadas de norte a sur a partir de su latitud.

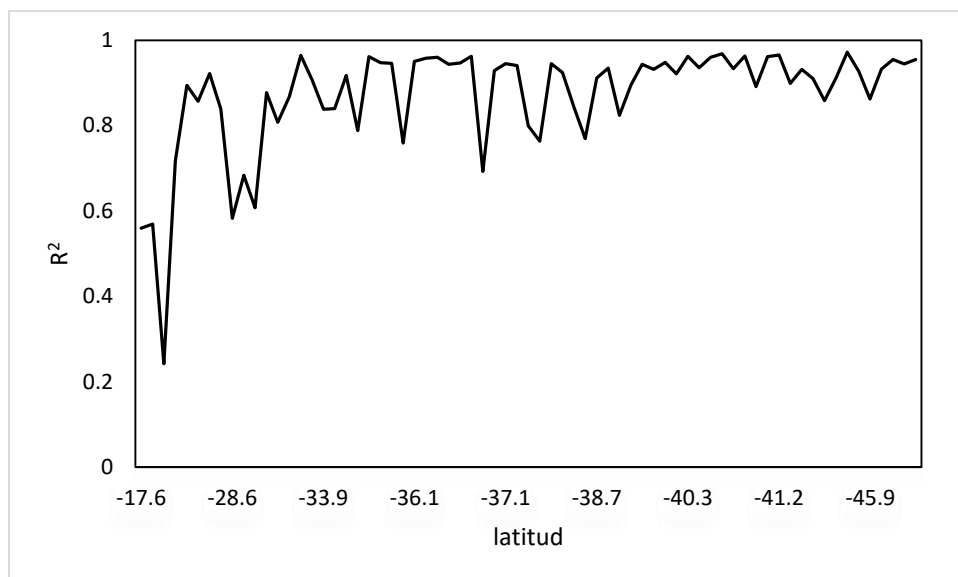


Figura 5.19: Coeficiente de determinación (R^2) para la variable temperatura mínima ($^{\circ}\text{C}$), en cada una de las 69 estaciones usadas en la validación pertenecientes a INIA, entre los valores de sus observaciones y aquellos estimados por el modelo a partir de observaciones de la DGA-DMC, ordenadas de norte a sur a partir de su latitud.

Es posible notar que pese a que las precipitaciones tienen un menor ajuste que las temperaturas, éstas últimas representan con bastante fidelidad a las observaciones, lo que otorga robustez al modelo que genera las forzantes meteorológicas tanto para la distribución espacial de mediciones puntuales de precipitación como de temperatura, sobre todo desde las macrozonas centro hacia el sur.

Finalmente, respecto del error medio absoluto (MAE) y la raíz del error medio cuadrático (RMSE), para las variables precipitación existen diferencias de alrededor de 6 milímetros entre los valores estimados y observados para RMSE y de cerca de 3 milímetros para MAE (

Tabla 5.3). Para el caso de las temperaturas ambos indicadores rondan los 2°C de diferencia entre valores observados y estimados, lo que representa una buena aproximación considerando que los sesgos promedios son cercanos a 0. Las mayores diferencias no obstante se hallan para temperatura máxima en la macrozona norte, con diferencias mayores a 3°C tanto para MAE como para RMSE.

En el caso de si existe concordancia entre las distribuciones de probabilidad entre valores observados y estimados. El valor p del test de Kolmogorov obtenido considerando las macrozonas, indica que para las precipitaciones no existe una concordancia entre las distribuciones de cada uno de los valores, mientras que para las temperaturas, solo las macrozonas centro y sur presentan ajustes de distribución (considera $\alpha=0,01$). Lo anterior indica que aunque los ajustes tengan sesgos bajos y buenos desempeños como alores modelados, pueden no ser representativos de las probabilidades de ocurrencia de ciertos valores en cada una de las distribuciones, lo que en ningún caso altera ni valores resultantes ni la temporalidad de la información.

Tabla 5.3: Valores de MAE, RMSE Y R² para las tres variables evaluadas y las cuatro macrozonas definidas por la DGA. Se muestra también y valor p del test de Kolmogorov-Smirnov.

ID	Variable	Macrozona	MAE	RMSE	R ²	P-valor KS
1	Pp	Macrozona Norte	2,75	5,61	0,38	<0,001
2		Macrozona Centro	3,72	7,47	0,51	<0,001
3		Macrozona Sur	4,09	7,12	0,57	<0,001
4		Macrozona Austral	2,50	5,21	0,43	<0,001
5	Tmin	Macrozona Norte	2,39	2,95	0,62	<0,001
6		Macrozona Centro	1,65	2,12	0,78	0,09
7		Macrozona Sur	1,57	2,04	0,78	0,06
8		Macrozona Austral	1,44	1,79	0,86	0,01
9	Tmax	Macrozona Norte	3,08	3,52	0,70	<0,001
10		Macrozona Centro	2,04	2,62	0,89	0,08
11		Macrozona Sur	1,89	2,33	0,91	0,03
12		Macrozona Austral	1,41	1,76	0,94	<0,001

Dado lo expresado anteriormente, la validación de modelo que construye a escala de 5 km series temporales de las variables de precipitación y temperaturas extremas resulta en buenos ajustes de los valores modelados con las observaciones extraídas de estaciones meteorológicas administradas por INIA. Existen ajustes más bajos para precipitación respecto de las temperaturas, pero en cualquier caso siempre explican más del 65% de la variación presente en los datos observados. Las macrozonas centro y sur son las que poseen los mejores desempeños entre modelo y observaciones, mientras que en la macrozona norte existen ajustes que son más bajos que en el resto de las zonas.

5.2.10.2. COMPARACIÓN CON BALANCE HÍDRICO DE 1987

En el estudio del Balance Hídrico vigente (DGA, 1987), el trazado de isolíneas de precipitación se realizó de forma manual, a base de criterio experto, considerando efectos de elevación tanto para la distribución espacial de mediciones puntuales de precipitación como de temperatura. Uno de los principales supuestos consideró que la temperatura no variaba significativamente en el tiempo, de modo que registros termométricos cortos podrían ser considerados válidos para todo el periodo de estudio.

Dado que el producto inicial del estudio DGA (1987) consiste en un mapa isolíneas de precipitación y temperatura, de manera de obtener un producto semejante al desarrollado en este estudio, los mapas originales son interpolados de forma continua mediante el método Red Irregular de Triángulos (TIN) a una resolución de 5 km, para todo el territorio de Chile continental. A modo ilustrativo se muestra en la Figura 5.20 una comparación entre el producto de isolíneas (similar a la información original) y la interpolación grillada para todo el territorio.

Se utilizó el método TIN después de comparar con el método de Inverso de la Distancia, el cual generaba precipitaciones en zonas áridas de precipitación casi nula, valores sobre 100 [mm].

Este tipo de problemas se generan cuando no existen elementos espacialmente distribuidos en la interpolación, como en zonas donde no existen isoyetas anuales de 0 [mm]. De este modo se emplea el método TIN para generar las capas rasterizadas del Balance Hídrico vigente.

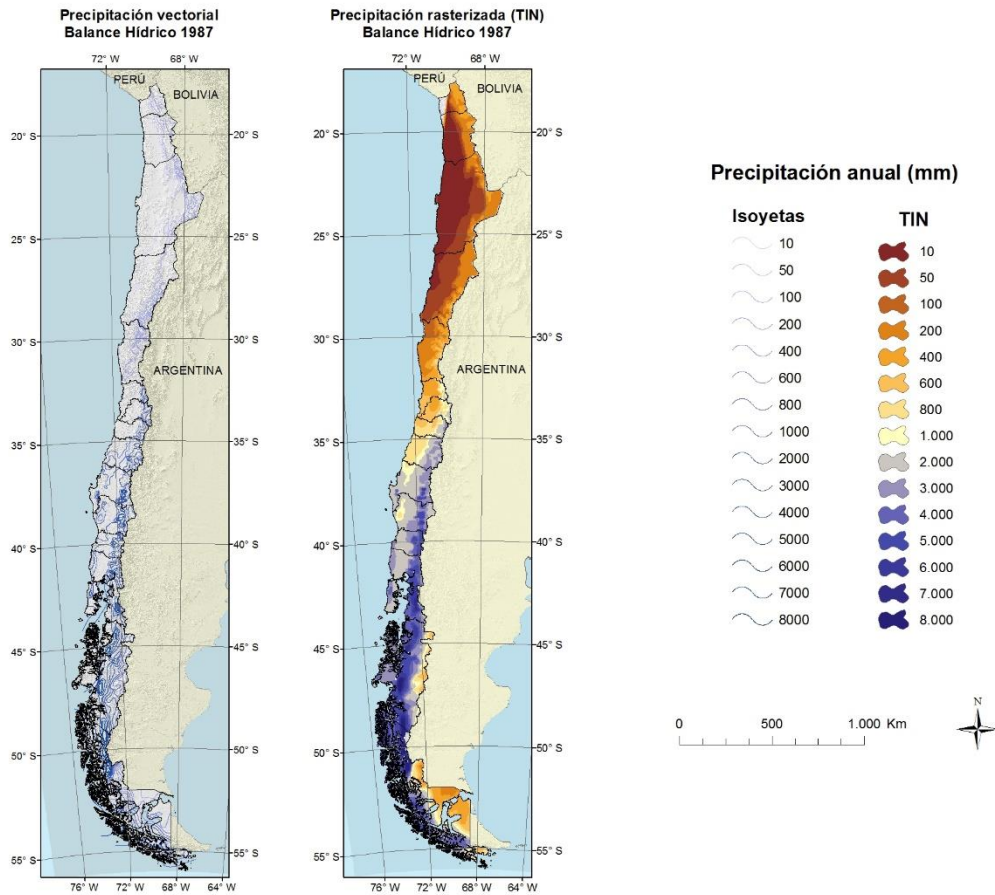


Figura 5.20: Comparación de la precipitación anual DGA (1987) en forma vectorial (izquierda) y la interpolación rasterizada según el método de Red Irregular de Triángulos lineal (TIN), a una resolución de 5 km.

Precipitación

En la Figura 5.21 se muestran los montos anuales de precipitación del balance hídrico (DGA, 1987), representativo del periodo (1951-1980) y los montos del producto beta descrito en el Capítulo 2 (periodo 1979-2015). En esta Figura, se muestran además las diferencias entre ambos productos. Las mayores discrepancias entre el producto DGA87 y el presente se observan en las zonas sur y austral. Los estadísticos de cada capa ráster, se muestran en la Tabla 5.4 .

Como notación para el resto del Capítulo, se entenderá por P_{ma} 1987, a la precipitación media anual del balance DGA (1987), mientras que P_{ma} 2016 hace alusión a la versión beta del producto nacional de precipitaciones generado en este estudio.

A pesar de los periodos distintos estudiados (considerando que el producto presente incluye el periodo analizado en el balance anterior) la distribución de precipitación muestra rasgos muy

similares, a pesar de las diferencias metodológicas asociadas a cada uno de los productos. En particular, las principales zonas climáticas y los órdenes de magnitud de la precipitación se mantienen similares en ambos productos, mostrando claramente la zona árida del Norte grande, el régimen de precipitación del Altiplano, el incremento orográfico de la precipitación en la zona centro Sur de Chile y el máximo de precipitación concentrado en la zona de la Patagonia occidental.

Tabla 5.4: Estadísticos de mapas de precipitación media anual.

Estadístico	Climatología anual de precipitación [mm]		
	P_{ma} (1950-1980)	P_{ma} (1985-2015)	Diferencia
Máximo	8.000	11.804	7.951
Mínimo	10	0,3	-6.814
Media	1.525	1.254	-265
Desviación	1.752	1.357	793

El histograma de diferencias entre ambos periodos se muestra en la Figura 5.22 , donde se aprecia una mediana de cambio cercana a 0 [mm], pero que en promedio alcanza -265 [mm].

(1) Pma (1950-1980) [mm]

(2) Pma (1985-2015) [mm]

Diferencia (2) – (1) [%]

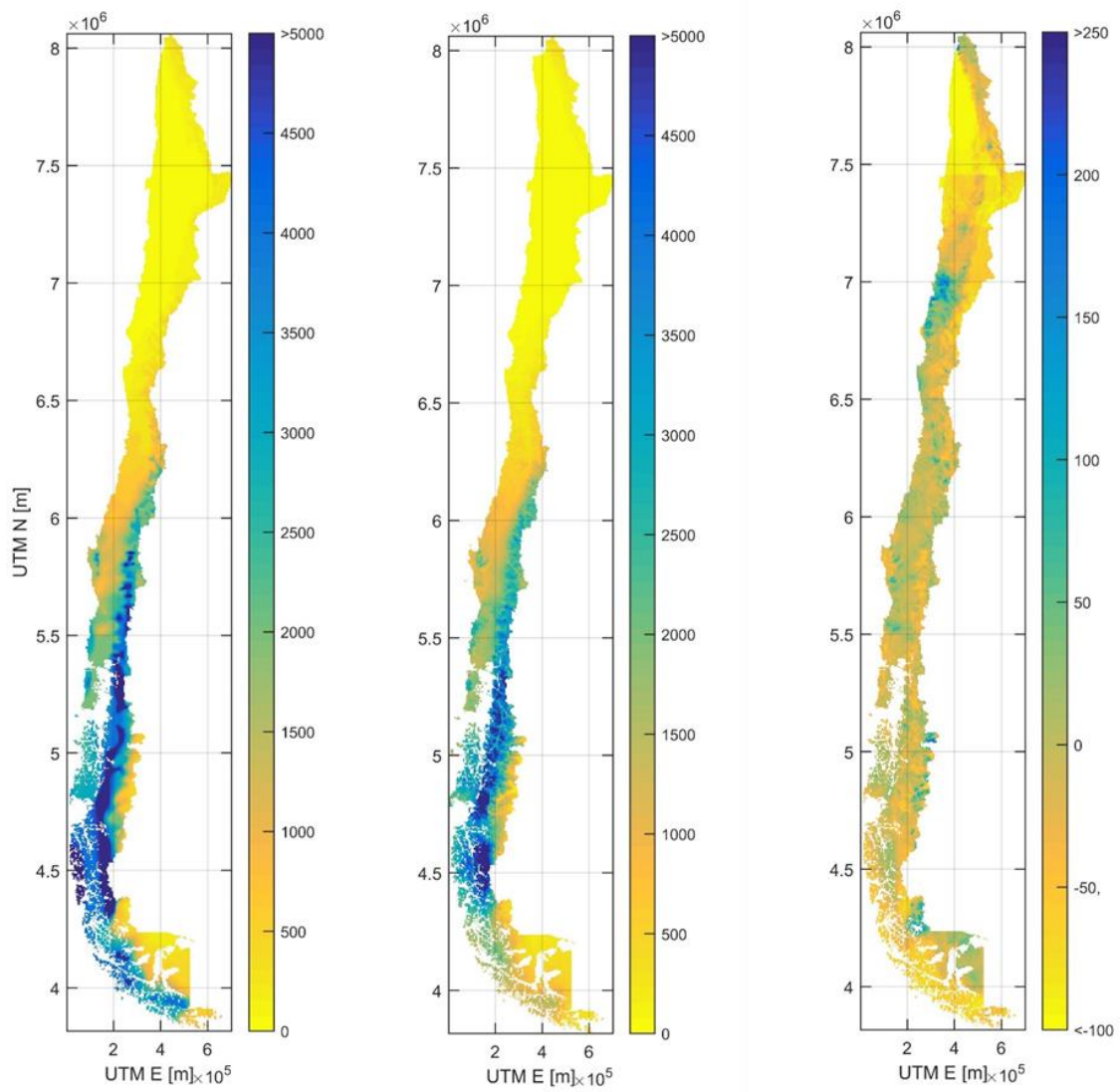


Figura 5.21: Comparación entre la precipitación media anual estimada en el balance hídrico 1987 y la versión beta del producto desarrollado en la presente consultoría.

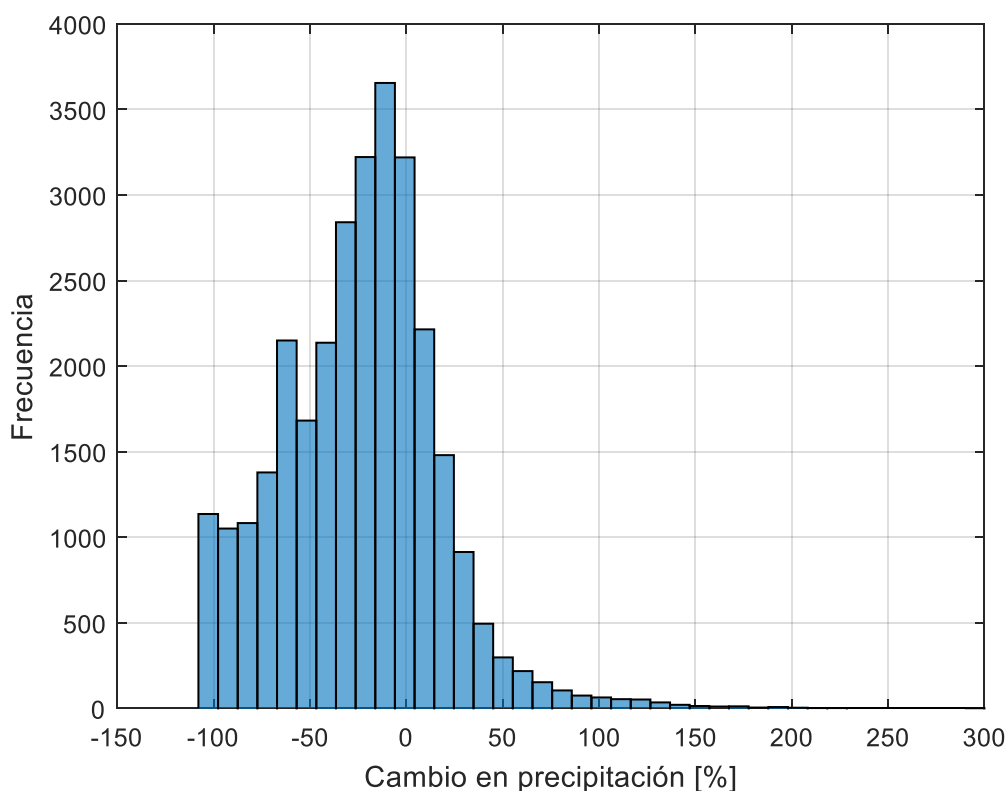


Figura 5.22: Histograma de la diferencia entre la magnitud de precipitación media anual, entre la versión beta del producto climatológico del equipo consultor y el Balance hídrico (1987).

Temperatura

En el caso de la temperatura media anual, la Figura 5.23 muestra los montos medios del balance hídrico (DGA, 1987) y las magnitudes del producto beta descrito en el Capítulo 2. En esta figura se muestran además las diferencias a nivel nacional, apreciándose mayoritariamente un incremento en las temperaturas, mientras que, en algunas partes de Chile, especialmente en el desierto de Atacama, se aprecian temperaturas más frías que hace 30 años. Este enfriamiento es consistente con la tendencia negativa de temperatura de la costa Norte de Chile descritas por Falvey y Garreaud (2009).

Se destaca que en DGA (1987), se establece que si bien el periodo de análisis es el año 1951-1980, para el producto de temperatura, no se generó una serie de 30 años de registro pues se consideraba que existía poca variabilidad interanual, señalándose que “los procesamientos se limitaron a calcular directamente de los registros la temperatura media para un periodo estadístico que, salvo casos excepcionales, era de una longitud mínima de 3 años”. Dicho esto, no se tiene certeza de la representatividad espacial y temporal del producto vigente, pero se asume representativo del mismo periodo de análisis (1951-1980). En el caso del producto beta, la extensión considerada es de 1979 a 2015.

En la Tabla 5.5, se muestran los principales estadísticos de cada capa ráster generada, observándose temperaturas medias más cálidas en el presente periodo de cálculo del balance, mientras que se aprecia que la temperatura mínima modelada es muchísimo más fría que la del balance antiguo. El histograma de diferencias se muestra en la Figura 5.23, donde se aprecia que este calentamiento medio nacional es comparable con el análisis de tendencias realizado en la etapa anterior del proyecto.

Tabla 5.5: Estadísticos de mapas de temperatura media anual promedio.

Estadístico	Climatología media anual de temperaturas [°C]		
	T _{ma} 1987	T _{ma} 2016	Diferencia T _{ma} 1987 – T _{ma} 2016
Máximo	18,00	20,36	9,72
Mínimo	-8,00	-24,57	-24,57
Media	8,97	9,23	0,28
Desviación	5,59	5,28	2,15

(1) Tma (1950-1980) [°C]

(2) Tma (1985-2015) [°C]

Diferencia (2) – (1) [°C]

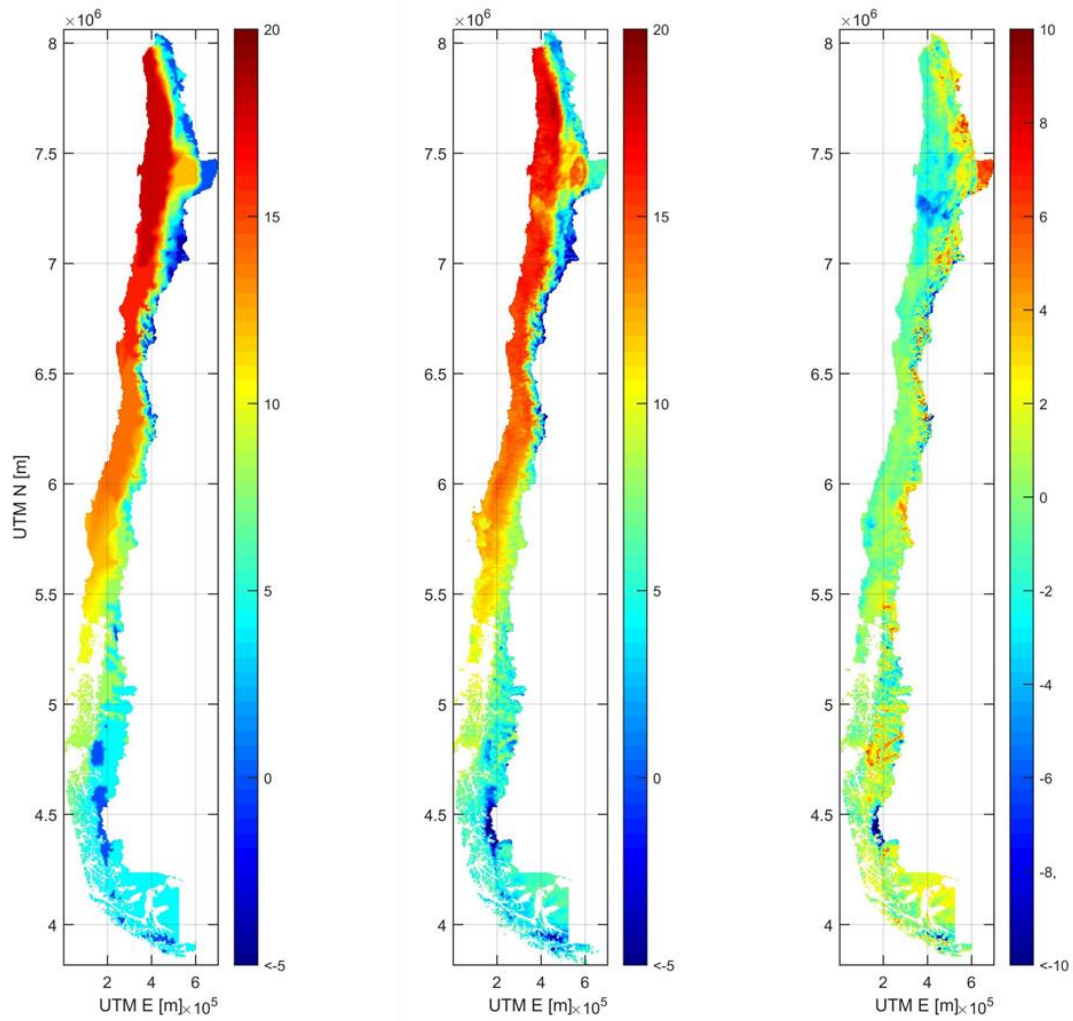


Figura 5.23: Comparación entre la temperatura media anual estimada en el balance hídrico 1987 y la versión beta del producto desarrollado en la presente consultoría.

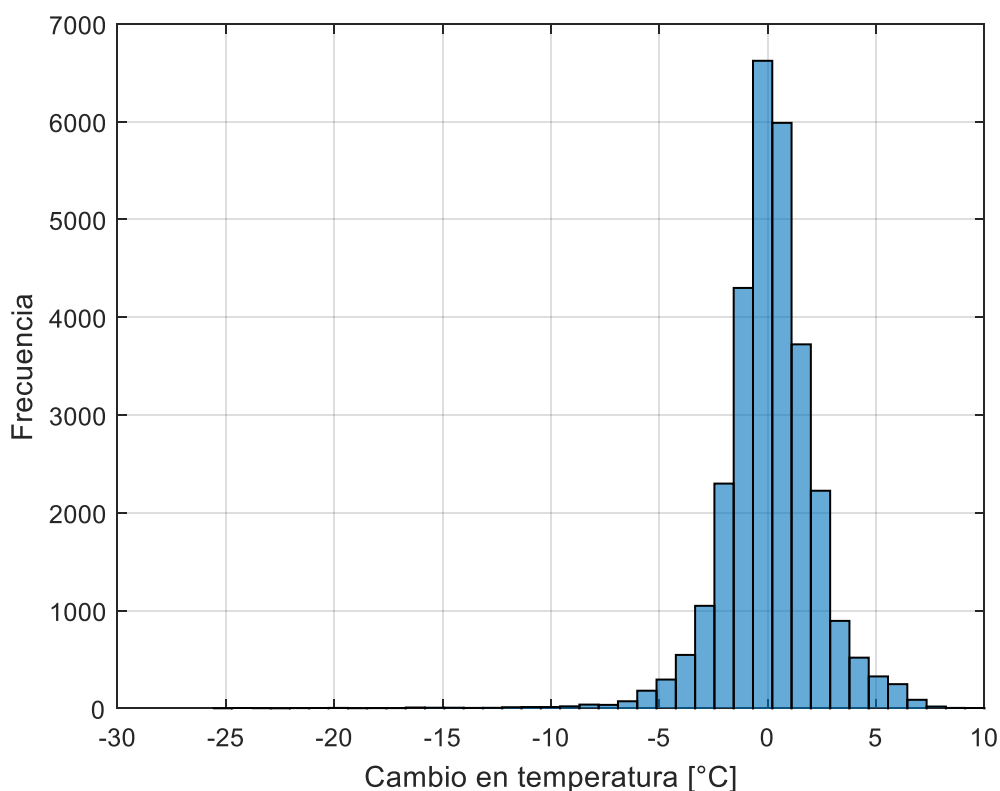


Figura 5.24: Histograma de la diferencia entre las magnitudes de temperatura media anual promedio, entre la versión beta del producto climatológico del equipo consultor y el Balance hídrico (1987).

5.3. TENDENCIAS HISTÓRICAS Y VARIABILIDAD CLIMÁTICA

En el siguiente apartado se analiza el comportamiento histórico de la precipitación, temperatura y caudales, con el fin de analizar la existencia de patrones a nivel nacional. Posteriormente se realizan proyecciones del comportamiento de la precipitación y temperatura basadas en GCMs seleccionados en base a sus comportamientos para Chile continental.

5.3.1. ANÁLISIS DE TENDENCIAS HISTÓRICAS

5.3.1.1. REVISIÓN DE ANTECEDENTES

De acuerdo a estudios previos como el trabajo de Falvey y Garreaud (2009), las tendencias históricas (1979 – 2006) de temperaturas en la zona norte y centro de Chile (17°-37° S) presentan un patrón disímil entre las zonas costeras y las zonas de valle y cordillera. En el caso del valle central y la zona occidental de los Andes, se ha observado una tendencia al alza de la temperatura, con un incremento de aproximadamente 0,2 °C por década, mientras que en la costa, se ha observado una disminución de las temperaturas (ver Figura 5.25). De esta forma, y consistente con estos resultados, Carrasco, Casassa, y Quintana (2005) y Carrasco, Osorio, y Casassa (2008) discuten y

dirimen científicamente la tendencia de aumento de temperaturas en el norte, específicamente de la isoterma 0 °C, en la zona cordillerana.

Del mismo modo, otros estudios confirman las tendencias de incremento de temperatura, las cuales serían atribuidas principalmente al cambio de la fase fría a la cálida en la PDO (Schulz, Boisier, y Aceituno, 2012). Souvignet et. al. (2012), estudiaron en más detalle la zona centro norte de Chile (29°-32°S), encontrando, con un alto grado de confianza, una tendencia positiva en la temperatura durante las últimas tres décadas (1973-2006). Además, registraron un ligero aumento asociado a las precipitaciones en altura, aunque no significativa.

En el estudio de Vicuña et al. (2013) se presenta una investigación de la cuenca del Mataquito (Región del Maule) donde se analizan tendencias de temperaturas, precipitaciones y caudales, durante el periodo comprendido entre los años 1976 y 2008, con objeto de contextualizar recientes inundaciones del Río Mataquito. En el caso de las temperaturas se determinan tendencias crecientes para las series de medias, mínimas y máximas anuales, con especial énfasis en primavera y verano. Para la estación Potrero Grande, se encuentra una tendencia significativa al alza de entre 2 y 3 °C, siendo la de mayor crecimiento. En general, en la cuenca, los eventos extremos de temperaturas se vuelven más severos, aumenta el número de días que sobrepasan ciertos umbrales (de 25 y 30 °C por ejemplo), las noches son más cálidas, y las temperaturas mínimas descienden, aumentando la amplitud diaria de temperaturas.

Para el caso de las precipitaciones, Quintana y Aceituno (2011) determinaron que para el centro norte (30°-34°S) de Chile, la media de la precipitación anual no ha presentado variaciones significativas en los últimos 50 años, ya que la variabilidad interanual y década son los principales factores que explican la varianza de las series observadas. Es más, dicho estudio establece que las precipitaciones entre las latitudes 30° y 37°S se han mantenido estacionarias y que sólo se han encontrado algunas estaciones con tendencias de disminuciones no significativas en las últimas décadas.

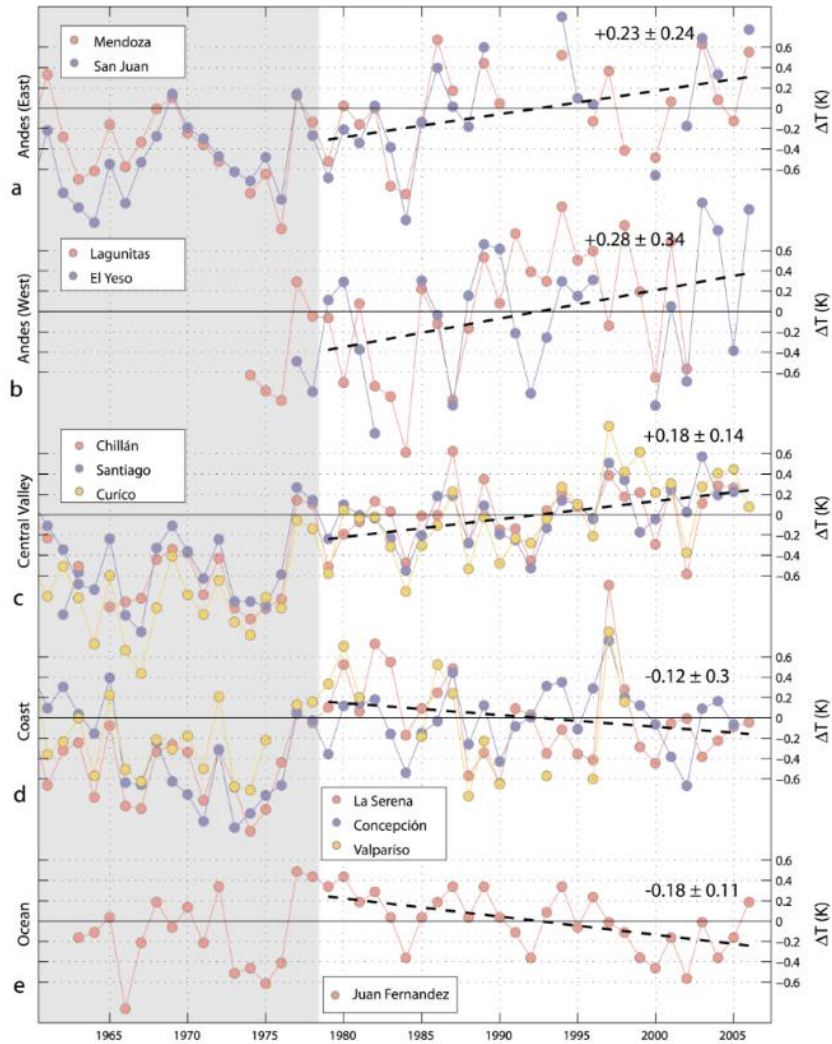


Figura 5.25: Series de tiempo de temperatura anual en Chile central (27.5°–37.5°S), para el periodo 1979-2006. Estaciones divididas en 5 zonas: (a) Andes orientales, (b) Andes occidentales, (c) valle central, (d) costa, (e) océano. Fuente: Extraído de Falvey y Garreaud (2009).

Hacia el sur, la tendencia negativa de precipitación que ha prevalecido entre los paralelos 37° y 43° Sur (Los Ángeles, Temuco, Valdivia, Osorno, Angol), desde la década de 1950, se intensificó hacia fines del siglo XX. Según los investigadores, esto es explicado por los cambios ocurridos en el gradiente meridional de presión atmosférica a nivel del mar entre latitudes medias y altas en el Pacífico suroriental. Estos cambios se vinculan parcialmente con la Oscilación Antártica (AAO) y tienen un rol significativo en la modulación de la variabilidad interanual de la precipitación en Chile central, particularmente durante el semestre de invierno austral (abril-septiembre). Últimamente, este cambio ha dado como resultado una reducción tanto en la frecuencia de días de precipitación como en la intensidad de la misma, y que se correlaciona fuertemente con disminuciones en las precipitaciones anuales en zona centro sur del país.

La Figura 5.26 (Quintana y Aceituno, 2006) grafica la tendencia de la última mitad del siglo XX en las precipitaciones de estaciones meteorológicas, estandarizadas con respecto a su promedio anual. La línea punteada representa el grado de significancia para cada estación, por lo que se puede observar que solamente para algunas estaciones al sur de Temuco, las variaciones negativas son significativas.

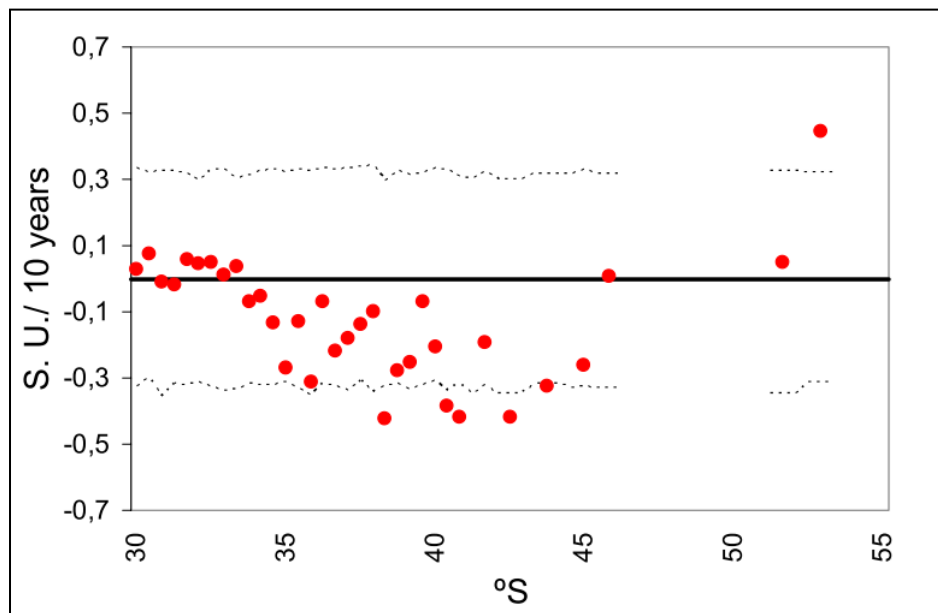


Figura 5.26: Tendencia lineal en las precipitaciones en las estaciones ubicadas entre los 30°S - 53°S, durante el periodo 1970-2000. Los valores se expresan como cambio estandarizado cada 10 años. Puntos indican los límites con una confianza nivel del 95% de significancia. Quintana y Aceituno (2006).

En el estudio de Schulz, Boisier, y Aceituno (2012), se detectaron cambios en las precipitaciones para la zona norte de Chile, mostrando una disminución principalmente en la zona costera. Además, el régimen de precipitaciones es influenciado significativamente en años de El Niño mediante el aumento de eventos extremos, mientras que cambios a mediano plazo han sido asociados con la Oscilación Decadal del Pacífico (PDO). La fase cálida de la PDO se asocia con mayores precipitaciones y vice-versa. En resumen, la tendencia de disminución de precipitaciones se ve atenuada por variaciones a escala interanual y década durante el siglo XX.

De manera más específica, Vicuña et al. (2013) reporta que en el caso de la estación Curicó existirían reducciones de hasta 300 mm en la precipitación anual en las últimas tres décadas, concentrándose dos tercios de esta reducción en invierno. Otras estaciones también presentan tasas de disminución relevantes respecto de su régimen histórico, como la de Río Teno y El Manzano (47,6 y 31,4 mm por década). Por tanto, hay una marcada tendencia a la reducción tanto de la magnitud como en la frecuencia de precipitaciones (dada por una reducción en la duración de los periodos donde es probable que llueva) y eventos de más de 10 y 20 mm respectivamente también se han reducido.

Con respecto a los caudales, Cortés, Vargas, y McPhee (2011) investigaron la hidroclimatología de la zona centro-sur (30°-40°S) para el periodo 1961-2006, en cuencas de regímenes hídricos nivales, mixtos o pluviales. En este trabajo, 23 de las 40 cuencas estudiadas muestran una tendencia negativa en el centro de tiempo para el hidrograma anual, lo que se traduce en un adelantamiento del centroide (como una medida de ubicación del centro de masa de una serie de datos) del hidrograma anual desde principios de verano hacia fines de primavera, lo que podría estar relacionado a aumentos de temperatura que a su vez se relacionan con el adelantamientos de deshielos, principalmente en cuencas nivales del centro y centro sur.

En el estudio de Rubio-Álvarez y McPhee (2010), se encontraron correlaciones significativas entre índices climáticos y caudales en Chile central y centro-sur. El Niño aparece con una fuerte influencia sobre ríos de la zona Central, mientras que la Oscilación Antártica y la PDO tienen mayor correlación sobre los ríos de la zona centro sur del país, sobre todo con los caudales de verano. Esta zona en particular muestra una tendencia a la baja significativa, siendo coherente con bajas observadas tanto en la precipitación como en la PDO.

A continuación, se presenta un análisis de tendencias históricas que complementa los resultados encontrados en la revisión de literatura y antecedentes.

5.3.1.2. ZONA DE ESTUDIO Y BASE DE DATOS

Como complemento a la presentación de literatura previa, se realiza un análisis climático de las estaciones meteorológicas representativas de distintas áreas a lo largo del territorio de Chile, desde el año 1985 hasta 2015, con objeto de determinar si se ha producido un cambio en las condiciones climáticas medias que pudiesen afectar a su vez otras variables hidrológicas. En este contexto, se ha recopilado información de las estaciones meteorológicas con información de libre acceso pertenecientes a la Dirección General de Agua (DGA), Dirección Meteorológica de Chile (DMC), Instituto de Investigaciones Agropecuarias (INIA), Fundación para el Desarrollo Frutícola (FDF), Centro de Estudios Avanzados en Zonas Áridas (CEAZA) y red Meteorológica de Vinos de Chile (Meteovid). Se desarrolló una base de datos correspondiente a datos diarios para las variables de precipitación, temperatura mínima y temperatura máxima de estaciones de las fuentes mencionadas considerando su longitud temporal y la calidad de los datos, evaluada según como se detalla en los siguientes párrafos.

5.3.1.3. METODOLOGÍA PARA EL RELLENO DE SERIES DE DATOS

Previo al análisis, y dado que es muy común encontrar vacíos de información en series climáticas, se realiza un relleno de datos a través de métodos estadísticos comúnmente recomendados para estos fines. A partir de la base de datos recopilada, se seleccionan todas las estaciones con datos diarios desde 1985 hasta finales de 2015, de manera de tener un registro con 31 años.

Luego, se seleccionan las estaciones con mayor cantidad de datos diarios. Para el caso de las temperaturas, un mes se considera como incompleto si la estación presenta ocho o más días

faltantes. Para el caso de las precipitaciones, la estación debe tener a lo más cinco días faltantes para cada mes para declarar la serie de datos como incompleta. De esa manera, se asegura que las estaciones utilizadas tienen una gran cantidad de registros históricos útiles para el relleno.

Posteriormente, se agregan o promedian los datos para obtener series mensuales. Para el caso de las temperaturas, la variable de estudio se obtiene promediando la serie diaria de temperaturas medias (promedio de las temperaturas máxima y mínima de cada día) y para las precipitaciones, el valor del mes se calcula como la suma de todos los valores diarios.

Para el relleno de datos, se utiliza la metodología de regresión lineal entre estaciones. Es decir, se buscan relaciones lineales entre la estación con datos faltantes a rellenar y otra estación con suficientes datos. La metodología consiste en generar la matriz de correlación entre cada estación y utilizar aquellas con un coeficiente superior a 0,9 para precipitaciones y 0,7 para temperaturas, realizando una cadena de modelos de regresión lineal que considera como variable independiente las estaciones con sentido de correlación descendente. Esta amplia selección de estaciones permite encontrar mayores estaciones correlacionadas que si, por el contrario, se selecciona un número reducido de estaciones con mayor cantidad de datos, pero poco correlacionadas entre sí.

Al construir las relaciones lineales para todas las estaciones entre sí, se obtienen los parámetros α_{ij} y β_{ij} entre la estación j (variable independiente) y la estación i (variable dependiente, estación a rellenar), como se muestra en la Ecuación (5.16).

$$X_{i,t} = \alpha_{ij} * X_{j,t} + \beta_{ij} \quad (5.16)$$

Para el relleno de la estación i , se busca la estación j con mayor correlación a partir de la matriz de correlaciones y si esa estación tiene datos en el mes faltantes de la estación a rellenar, se aplica la ecuación lineal de relleno. El relleno se realiza sólo para las posiciones en las que se encuentra un dato observado en la estación de la variable independiente. Si no se encuentran datos en una fecha en particular, se consideran las siguientes estaciones en orden decreciente de correlación, considerándose un mínimo de 0,7.

En el caso de las precipitaciones, en el momento en que $X_{j,t}$ sea cero, se asume que $X_{i,t}$ es también cero, independientemente del valor del intercepto β_{ij} , de manera de no contar con precipitaciones negativas (en caso que β fuera negativo) o de nunca tener meses sin lluvia (en caso que β fuera positivo).

En los casos en que ninguna estación utilizada para rellenar posea datos de algún mes puntual, y para aquellas posiciones que una vez terminado el proceso sigan sin poder haber sido rellenadas, se aplica la regla de un promedio simple entre los meses anterior y posterior.

Una vez realizado el relleno, para la variable temperatura se escogen aquellas estaciones que tienen un 55% de datos de origen. Mientras que para la variable precipitación, se optará por seleccionar aquellas con un 75% de datos de partida. Esta diferencia en el porcentaje de datos

mínimos entre variables se debe a que probablemente no existe un número suficiente de estaciones de temperatura con un porcentaje mayor de registros completos, y a que el relleno de datos de esta variable se ajusta mucho mejor a la serie de origen de lo que ocurre en el caso de las precipitaciones, donde los modelos no se ajustan de forma tan eficaz, por lo que es conveniente trabajar con un bajo número de datos rellenos.

De esta manera, actualmente se posee un universo de 291 estaciones para temperaturas y 1.150 para precipitación disponibles para análisis, y localizadas en todo el país solo para fuentes de información DMC-DGA. En la medida que se agregue el resto de las fuentes, este número tenderá a incrementar, sin perjuicio de que esta nueva información no esté completa para el periodo de estudio definido. Las Figura 5.27 y Figura 5.28 muestra la localización geográfica de estas estaciones que cumplen con los criterios mencionados para la zona centro sur del país.

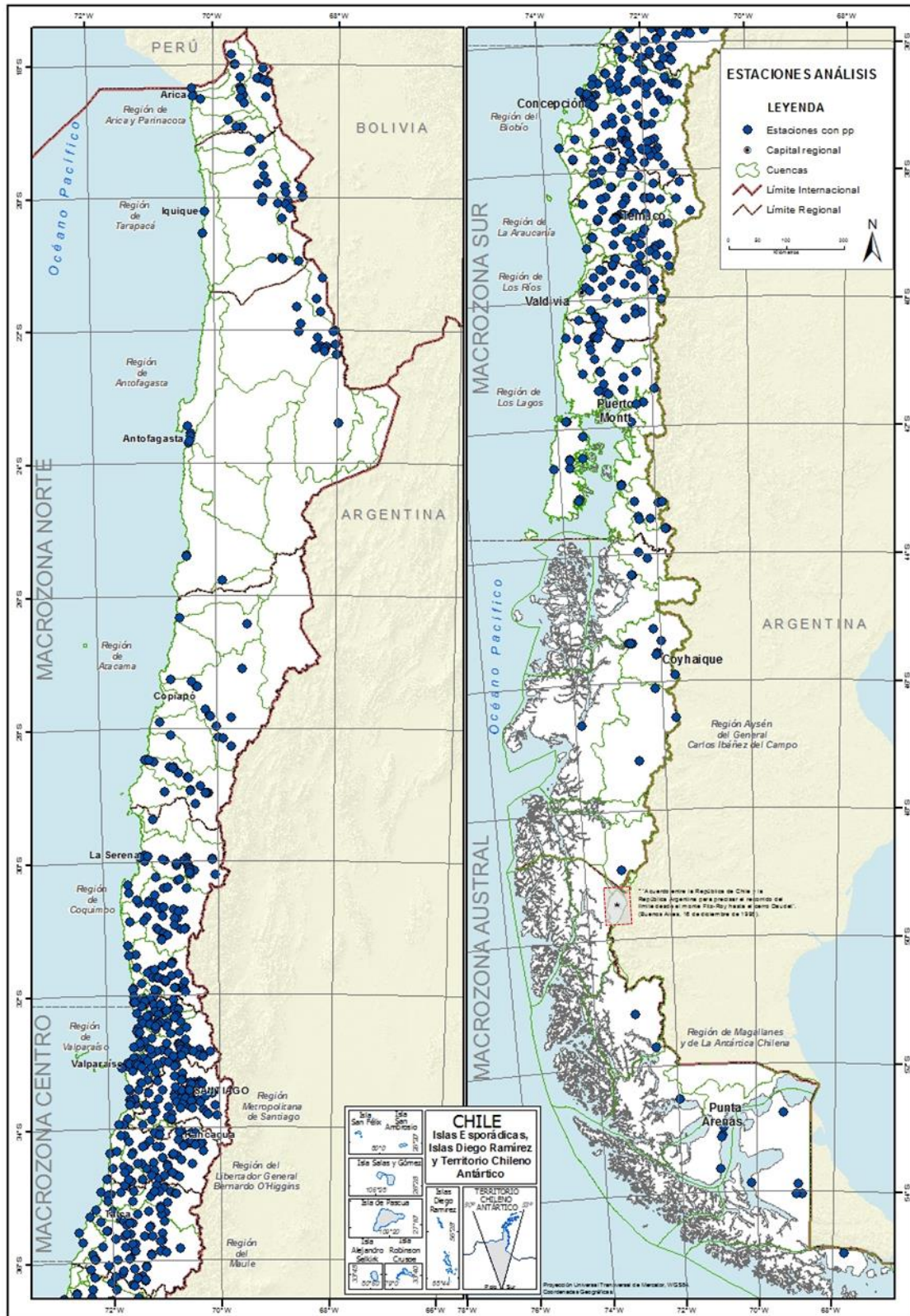


Figura 5.27: Localización de las estaciones meteorológicas con mediciones de precipitación disponibles y con suficiencia de datos (848) para el análisis en Chile continental.

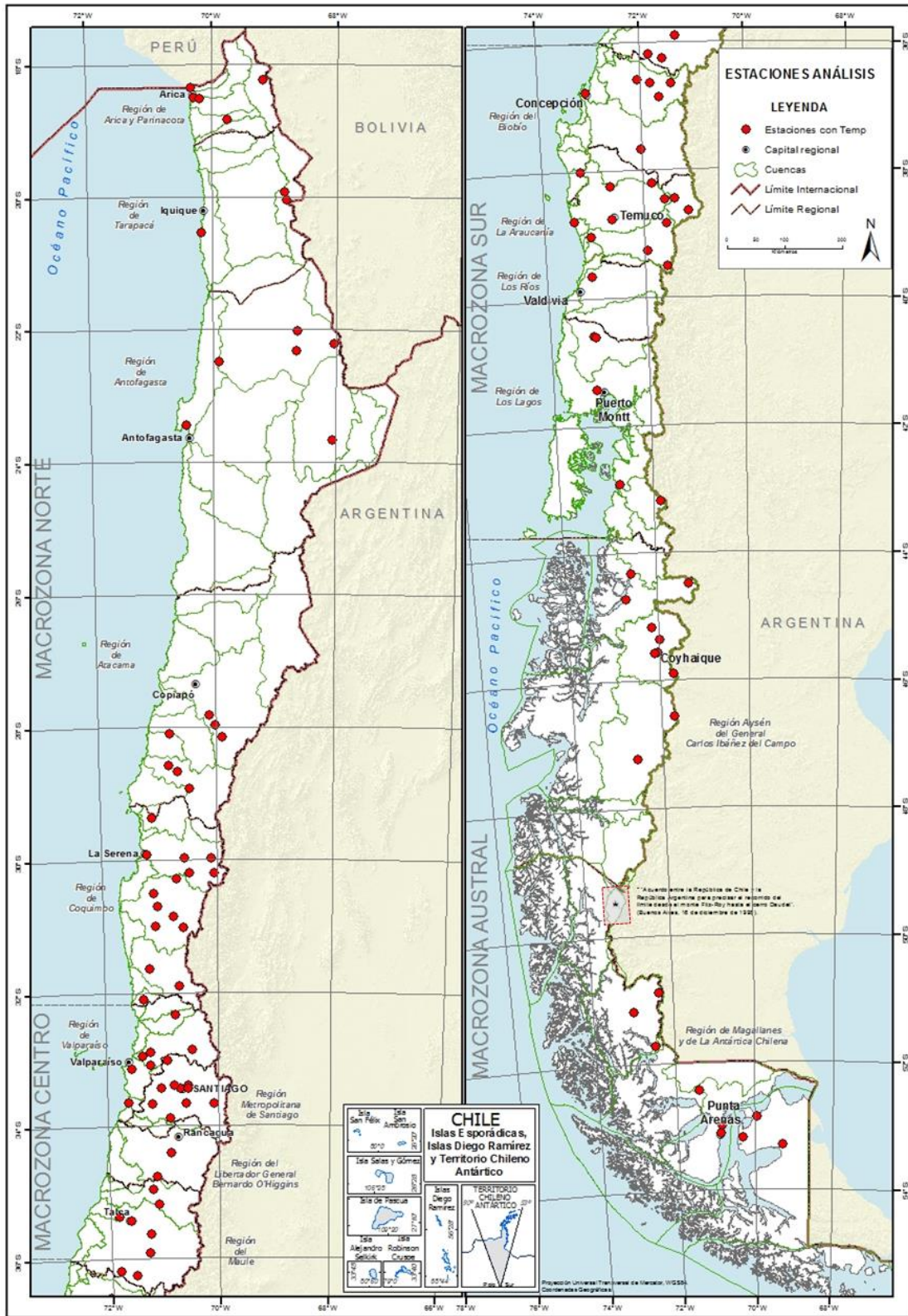


Figura 5.28: Localización de las estaciones meteorológicas con mediciones de temperatura disponibles y con suficiencia de datos (106) para el análisis en Chile continental.

5.3.1.4. ANÁLISIS DE TENDENCIAS HISTÓRICAS

La tendencia se estima mediante una regresión lineal de la serie anual según el método de mínimos cuadrados. La significancia de las tendencias se define mediante dos formas: a partir del test no paramétrico de Mann-Kendall (Mann, 1945; Kendall, 1975), el cual asume observaciones independientes y puede ser utilizado en series con datos faltantes y a partir del mismo ANDEVA de la regresión a partir del valor F y su p-valor correspondiente. Hacer distinción entre estas dos medidas permite confirmar si la tendencia detectada por Mann-Kendall efectivamente se ve influenciada por factores que implícitamente pueden estar incluidos en la serie de tiempo, como lagunas no rellenas, rellenos que no satisfacen la calidad de los datos, presencia de valores atípicos que distorsionan la interpretación, o errores medios atípicos respecto de la estimación que la línea de regresión (en los periodos que corresponda) realiza. Cabe mencionar que aunque se realizarán ambos test para cada una de las series, el hacer el ANDEVA de regresión solo tiene un sentido práctico en el caso de que el test de Mann-Kendall sea significativo.

La regresión lineal es usada para determinar la magnitud de la tendencia a través de un coeficiente que señala la pendiente de la línea ajustada. En el caso de la Figura 5.29, se muestra un ejemplo para la serie de Temperaturas medias anuales para la estación La tranquila (Choapa) y la tendencia lineal ajustada. El coeficiente de la tendencia (su pendiente) en este caso corresponde a $-0,027$ °C/año o de $-0,27$ °C/década. En este caso, lo relevante es saber si esta relación matemática es significativa a partir del ANDEVA correspondiente.

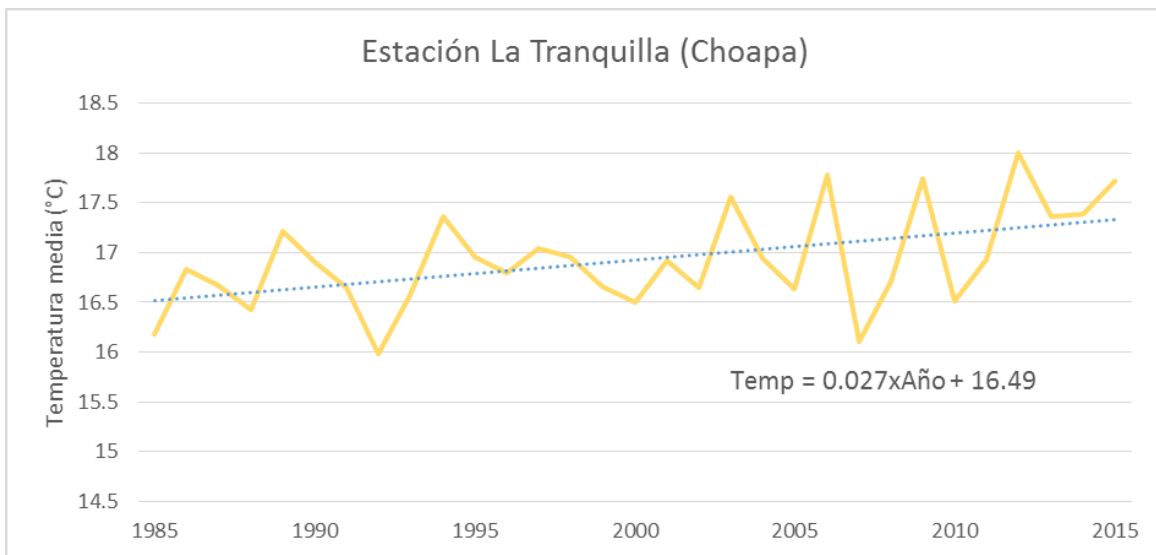


Figura 5.29: Serie de temperaturas medias anuales para la Estación La Tranquilla y su tendencia lineal para el periodo 1985-2015.

Dado que las series climáticas presentan altos niveles de autocorrelación, la detección de tendencias puede presentar errores al aumentar la ocurrencia de valores falsos positivos en el test de Mann-Kendall (Burn y Hag Elnur, 2002). Es por ello que se aplica un proceso de blanqueamiento de las series analizadas, el cual remueve la autocorrelación antes de aplicar el test de tendencia

de Mann-Kendall. Este involucra el cálculo de los coeficientes de autocorrelación de *lag* -1, y su remoción en caso de ser significativa a un 5%. El proceso de cálculo se realiza mediante la Ecuación(5.17).

$$yp_t = y_{t+1} - ry_t \quad (5.17)$$

Donde yp_t es el valor corregido de la serie en el tiempo t , y_t el valor original para el tiempo t y r es el valor estimado del coeficiente de autocorrelación de *lag*-1.

Para la aplicación del test de Mann-Kendall se considera un nivel de confianza del 90%, consistente con otros estudios similares (Quintana y Aceituno, 2006; Bae, 2008; Yenigun *et al.*, 2008; Falvey y Garreaud, 2009). Para el análisis de tendencia los datos se agregan a nivel estacional y anual. En el caso de la agregación estacional, se consideraron los meses de abril- mayo-junio como otoño, julio-agosto-septiembre como invierno, octubre-noviembre-diciembre como primavera, y enero-febrero-marzo como verano.

Se aplica esta metodología tanto a la serie anual completa (1985-2015), como a dos períodos por separado, comprendidos entre 1985-2000 y 2000-2015, de manera de analizar la tendencia completa en detalle, tanto para temperatura como para precipitaciones.

En este último caso, se debe tener en consideración que el comportamiento de series de precipitación está sujeto a variaciones estacionales que pueden ser intempestivas tanto año a año así como dentro de un mismo año, pudiendo aparecer montos de agua caída en un día que pueden distorsionar la continuidad relativa de la serie (por ejemplo cuando llueve 80 milímetros en un día cuando en semanas anteriores casi no ha caído agua). Además, teniendo en consideración que el cambio climático plantea una concentración de los eventos de precipitación, este tipo de señal se hará más frecuente, de modo que la detección de patrones de tendencia debe involucrar una asimilación a la distribución de origen que la serie temporal sigue. De este modo se plantea adecuar la serie de tiempo correspondiente de precipitación a distribución gamma antes de realizar los análisis de tendencia correspondientes.

5.3.1.5. REGIONALIZACIÓN DE LAS TENDENCIAS

De acuerdo a los resultados que se observarán, puede existir que para una (o varias) de las regiones espaciales de estudio definidas (las cuencas) existan tanto estaciones que presentan ciertas tendencias significativas y otras que no, o que presenten todas o algunas tendencias pero en sentidos opuestos. En estos casos, resulta relevante analizar la tendencia general que sigue una determinada región. De este modo, se propone la realización de un análisis de significancia de campo (Wilks, 2006), el cual asume que la distribución de las tendencias en una región sigue un proceso binomial (ocurre o no), de modo que presentando un valor que suponga la verdadera aparición de esta tendencia se pueda evaluar mediante una prueba binomial (Bernoulli, paramétrica) que contraste las frecuencias observadas para cada caso. De esta manera, se probará si la probabilidad de que efectivamente exista una tendencia es mayor a 0,7, considerando un universo mínimo de 7 estaciones en cada una de las zonas de estudio.

Este análisis permite caracterizar la significancia de las tendencias representativas en el espacio, no obstante, no considera la distribución en el mismo espacio de las estaciones. En ese sentido, la distribución de las estaciones meteorológicas puede seguir un proceso espacial aleatorio, disperso o agrupado. Dicha distribución puede ser cuantificada de modo de inferir si la tendencia espacial puede tener relación con el comportamiento tendencial hallado previamente. A modo de ejemplo, suele ocurrir que en zonas áridas la distribución espacial de las estaciones meteorológicas tiende a agruparse entorno a cuerpos de agua, lo que provoca un sesgo en las observaciones, y una interpretación distinta en el caso en que en otro lugar la tendencia este asociada a una distribución más dispersa de las estaciones meteorológicas.

En este sentido, se propone acompañar la significancia del test binomial con la significancia de un test de distribución espacial, en este caso el test K- de Ripley (Ripley, 1975), el cual caracterizara si la tendencia hallada (o no) viene acompañada de una distribución espacial puntual (aleatoria, dispersa o agrupada) de las estaciones meteorológicas analizadas.

5.3.1.6. RESULTADOS TEMPERATURAS

La Figura 5.30 muestra el análisis para las estaciones con datos de temperatura. Este análisis ilustra las tendencias decadales, es decir, la disminución o aumento de temperatura en grados Celsius para cada estación por década. Se muestra el análisis según el método de Mann-Kendall. Se presentan las estaciones con colores rojo y azul dependiendo si la tendencia de su serie es positiva o negativa respectivamente, la que depende del signo del coeficiente obtenido en la regresión lineal de la serie anual. El tamaño de los círculos depende de la magnitud de este coeficiente, dado por los valores mostrados en la leyenda. Las estaciones que muestran una tendencia significativa (valor de p menor a 10%) según el análisis con el método de Mann-Kendall, se muestran realzadas con círculos amarillos. Los cambios observados hacen referencia a un espectro de 106 estaciones con suficiencia de datos y rellenadas según el análisis respectivo.

En este caso se debe notar el hecho de que en el análisis según el método de Mann-Kendall (M-K), la mayor parte de las estaciones de la zona central aparece con una tendencia al alza, siendo ésta significativa en varias zonas, sobre todo en aquellas que poseen una influencia urbana. En el caso de la macrozona norte nos es posible apreciar un patrón de tendencias marcado hacia el alza o a la baja, pero si se aprecia una vasta zona en la tercera región en donde por insuficiencia de datos es imposible realizar inferencias. Para la zona sur y sur-austral, la tendencia no es significativa en la mayoría de los casos, aunque sí es en general al alza.

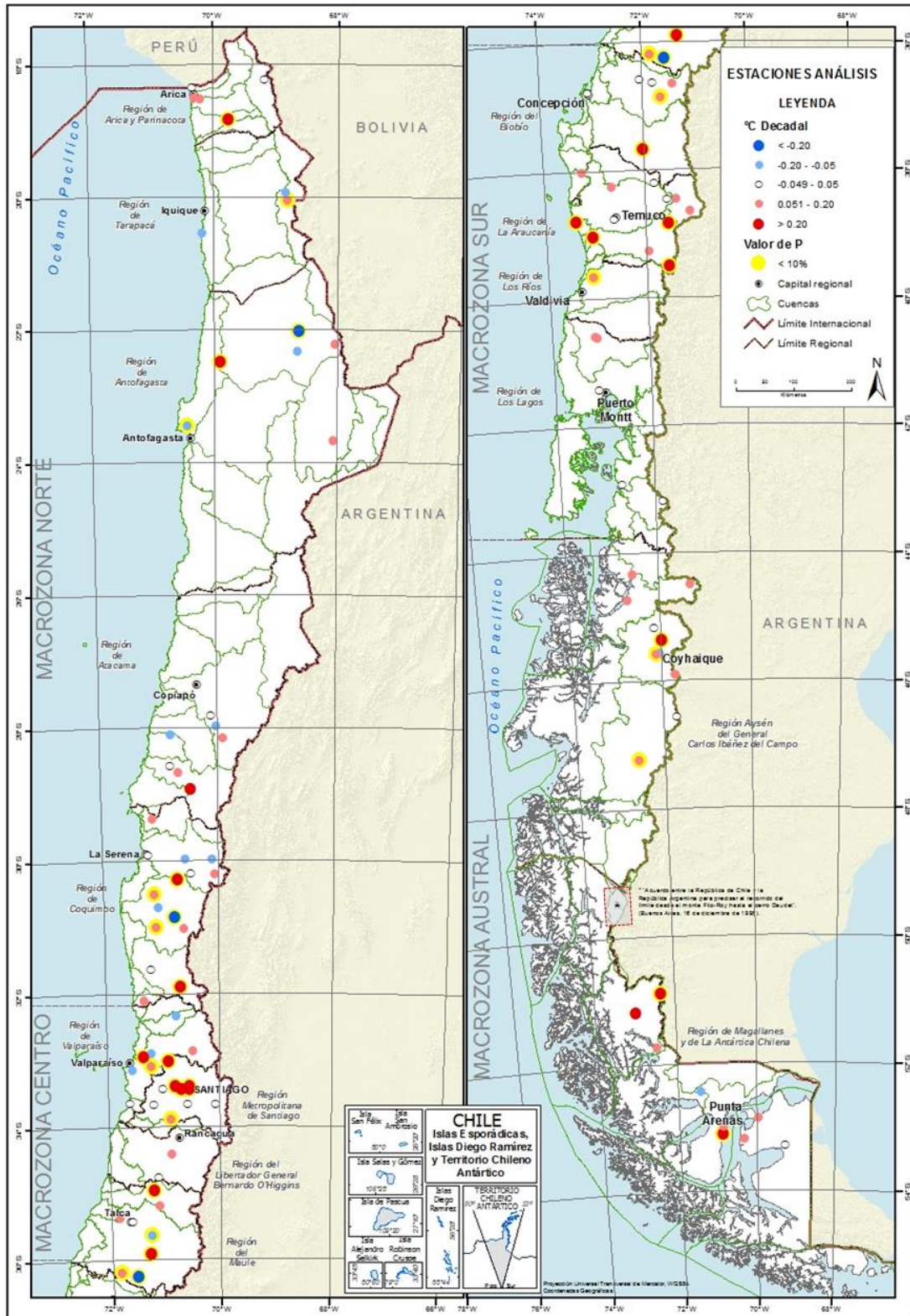


Figura 5.30: Análisis de tendencia para estaciones de temperatura según método de Mann-Kendall para el periodo de análisis (Wilks, 2011).

5.3.1.7. RESULTADOS PRECIPITACIONES

La Figura 5.31 muestra el análisis de tendencia para las estaciones con datos de precipitación. Al igual que en el caso de las temperaturas, se muestran las tendencias decadales, aunque en este caso, la tendencia se muestra como una variación porcentual con respecto al promedio del período en estudio para cada estación.

En el primer caso, según el método de Mann-Kendall, se muestran con colores verde y café claro las estaciones con aumentos o disminuciones en las tendencias lineales a nivel década en relación a la precipitación media de cada estación durante el periodo completo de análisis (a diferencia de las figuras para Temperatura, donde aumentos se muestran con color rojo y disminuciones, en azul). Realizadas con círculo amarillo se encuentran las estaciones con una tendencia significativa (p menor a 10%). En la figura se muestran en color verde (café) las estaciones donde la media anual ha aumentado (disminuido) en el segundo período con respecto al primero.

A modo de discusión, en este caso, los resultados son más variados que para las temperaturas. Por ejemplo, para las estaciones de la Región del Maule, se encontraron en general tendencias a la baja aunque no significativas según el método de Mann- Kendall, sin embargo, mediante el método de Máxima Verosimilitud, un número mucho mayor de estaciones presentan la promedios anuales mayores en el segundo período. Según el primer método (M-K), para la Zona Central se observa una tendencia general a la baja en las precipitaciones. La no existencia de una tendencia significativa en esta zona puede estar enmascarada en la alta variabilidad interanual que presentan las precipitaciones de clima mediterráneo y la condición semi-árida de la zona. Para la región austral, esta variabilidad es menor y las tendencias sí se observan como significativas a la baja en la mayoría de las estaciones, para ambos métodos.

En esta etapa del proyecto, se ha complementado este análisis, mediante la estimación de tendencias en el periodo 1985 – 2015 considerando observaciones en cinco cuencas que representan distintas condiciones climáticas en el territorio continental chileno. En general, las tendencias de temperatura, para el periodo analizado, son de carácter positivo, con tasas de incremento promedio por sobre 0,4 °C por década. Las precipitaciones presentan una tendencia a la disminución en la zona centro-sur del país y al aumento en la zona norte, mientras que en la zona sur y austral no existirían importantes tendencias para esta variable. El análisis de tendencias indica una disminución marcada (de más de 20%) de las precipitaciones en el periodo de estudio en la zona central con valores significativos en gran medida. Hacia la zona del altiplano también ha ocurrido esta tendencia, que no se ven tan marcada en la macrozona sur. Finalmente el sector más austral presenta varias tendencias significativas hacia el aumento de los montos de precipitación para los últimos 30 años.

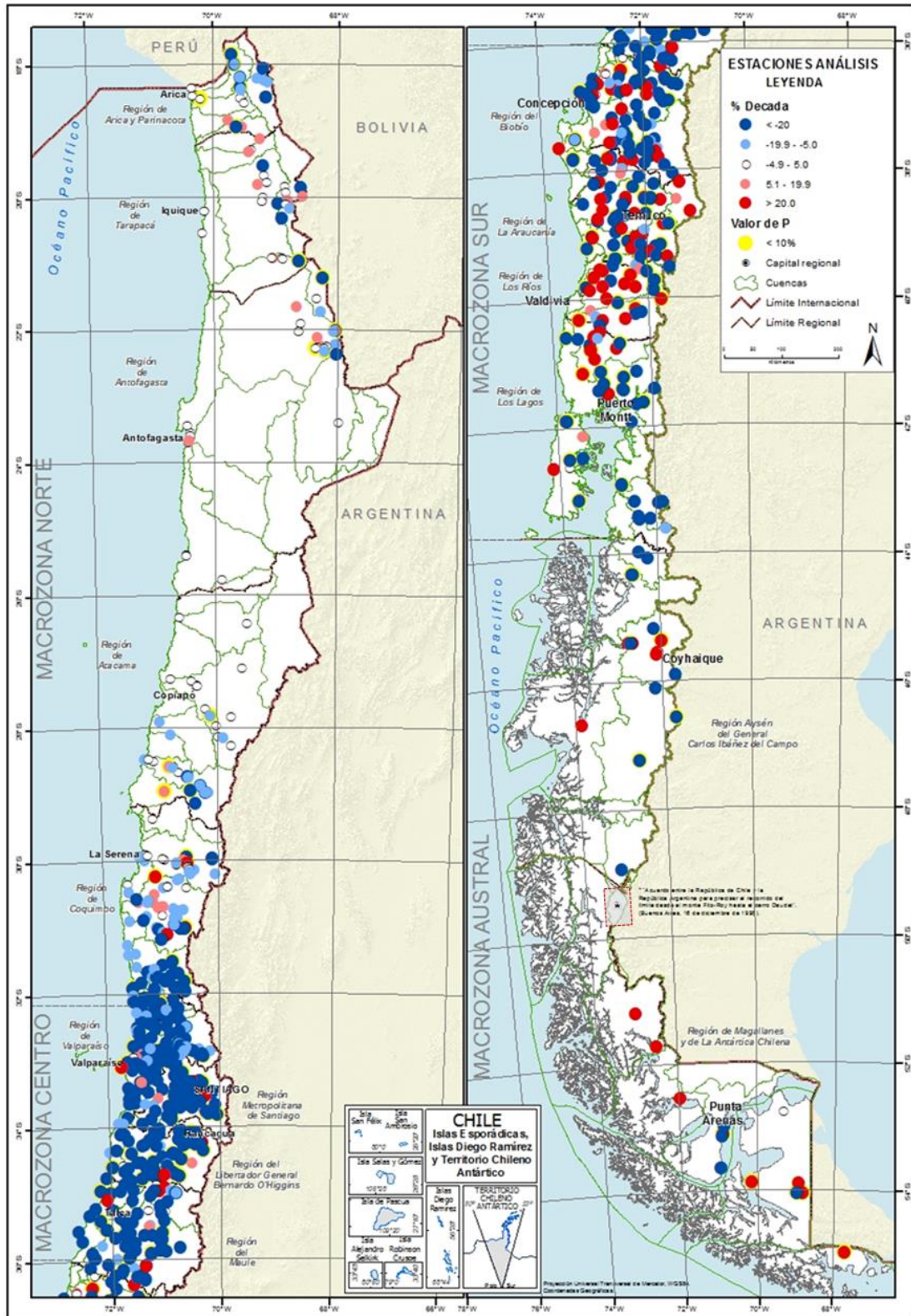


Figura 5.31: Análisis de tendencia para estaciones de precipitación según método de Mann-Kendall para el periodo de análisis (Wilks, 2011).

5.3.1.8. RESULTADOS CAUDALES

En el caso de los caudales, las tendencias resultan ser relativamente consistentes con las tendencias de precipitaciones. Desde la Figura 5.32 a la Figura 5.35, ilustran tendencias decadales en temperatura, precipitación y caudal por cuencas representativas de una respectiva macrozona. La mayoría de las tendencias observadas no son estadísticamente significativas. Sin embargo, considerando la magnitud y consistencia de los resultados, las tendencias observadas en la zona centro-sur se encuentran alineadas con proyecciones de cambio climático regional.

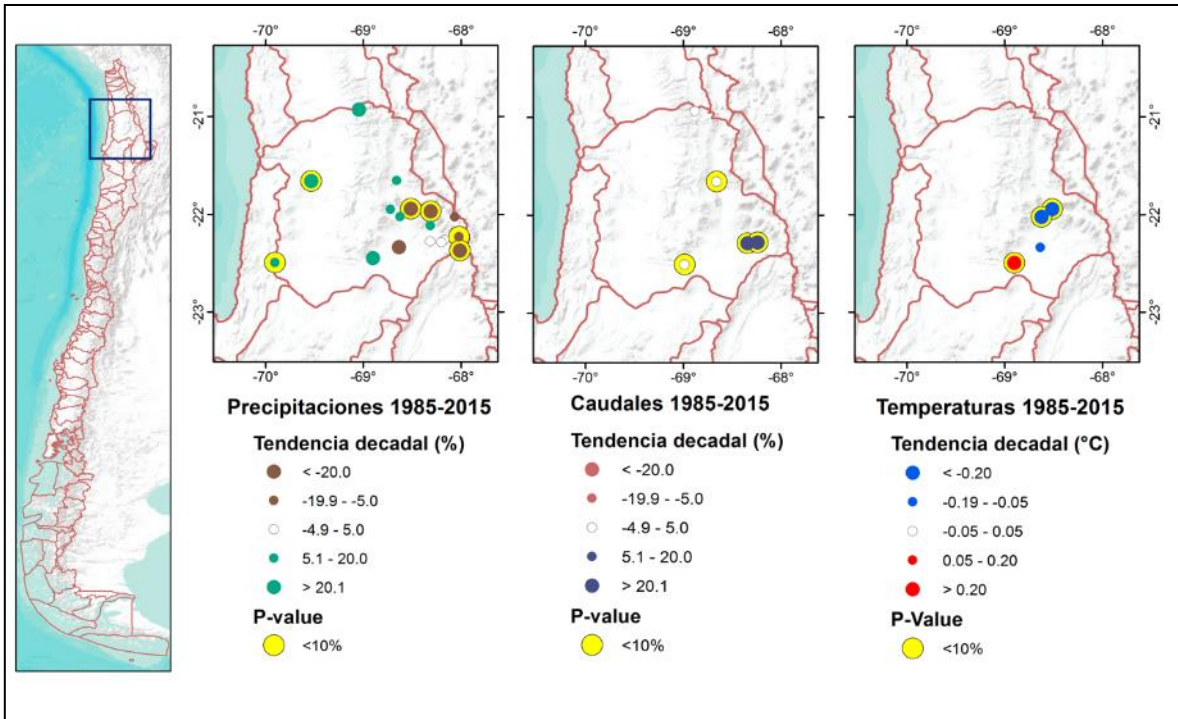


Figura 5.32: Análisis de tendencia según método de Mann-Kendall en la Cuenca del Río Loa.

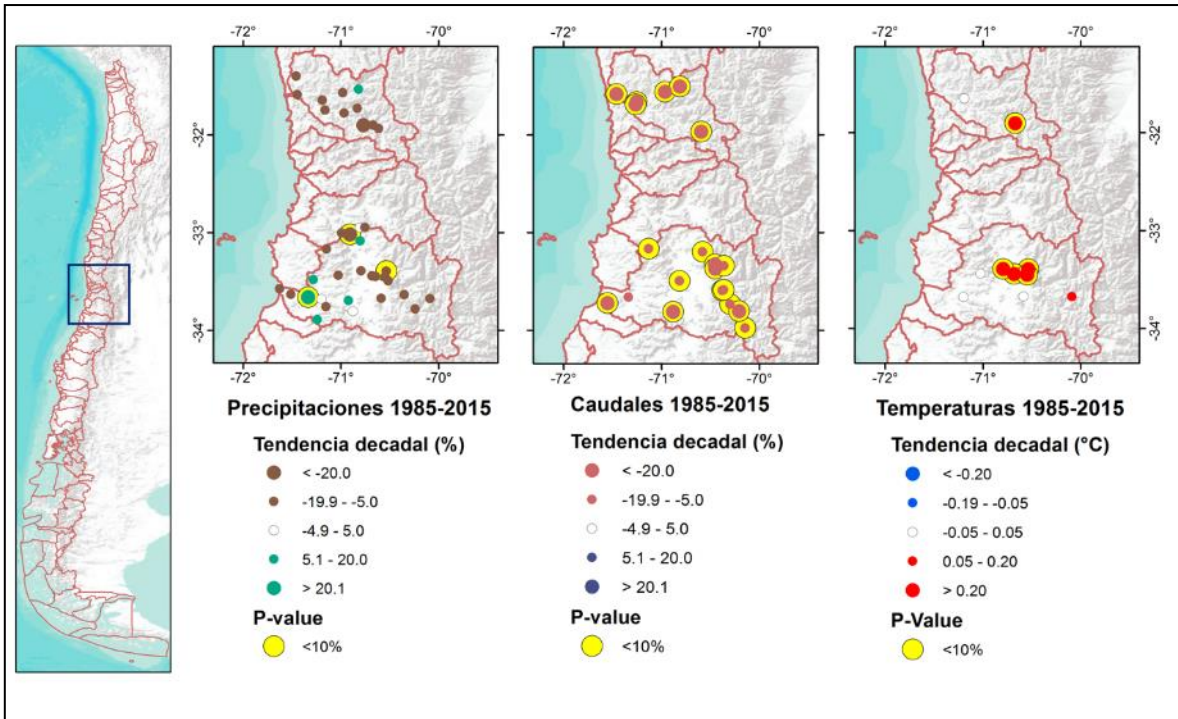


Figura 5.33: Análisis de tendencia según método de Mann-Kendall en las Cuencas del Río Maipo y Río Choapa.

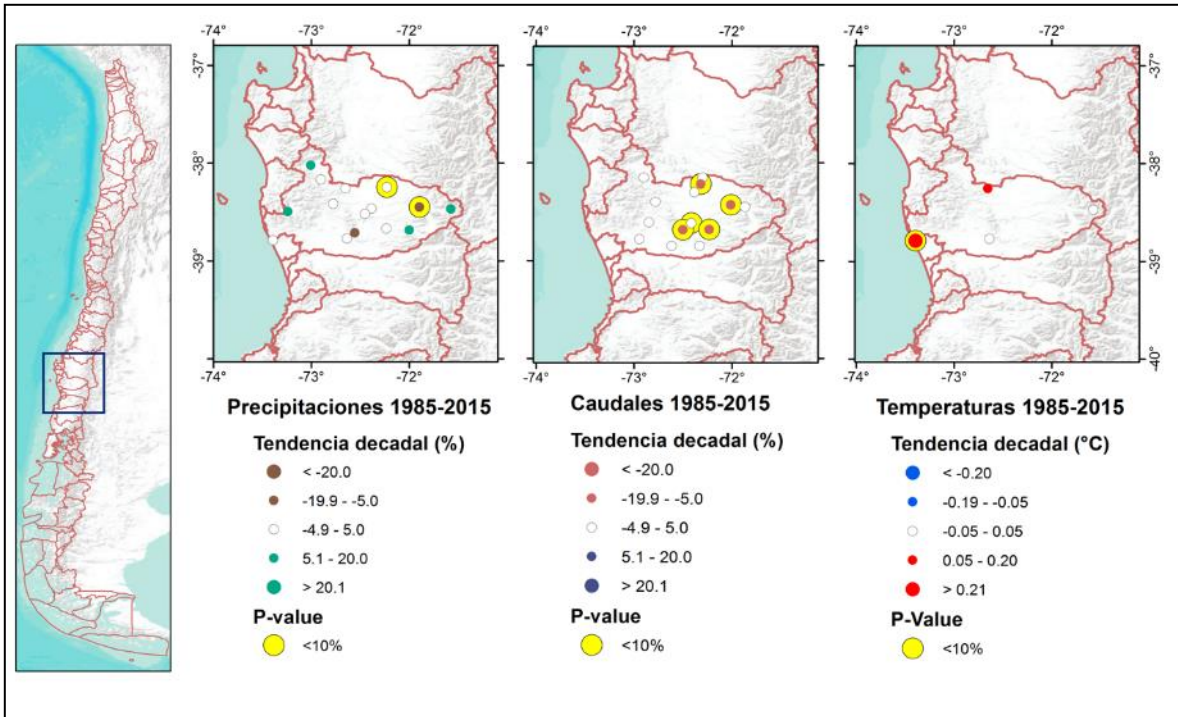


Figura 5.34: Análisis de tendencia según método de Mann-Kendall en la Cuenca del Río Imperial.

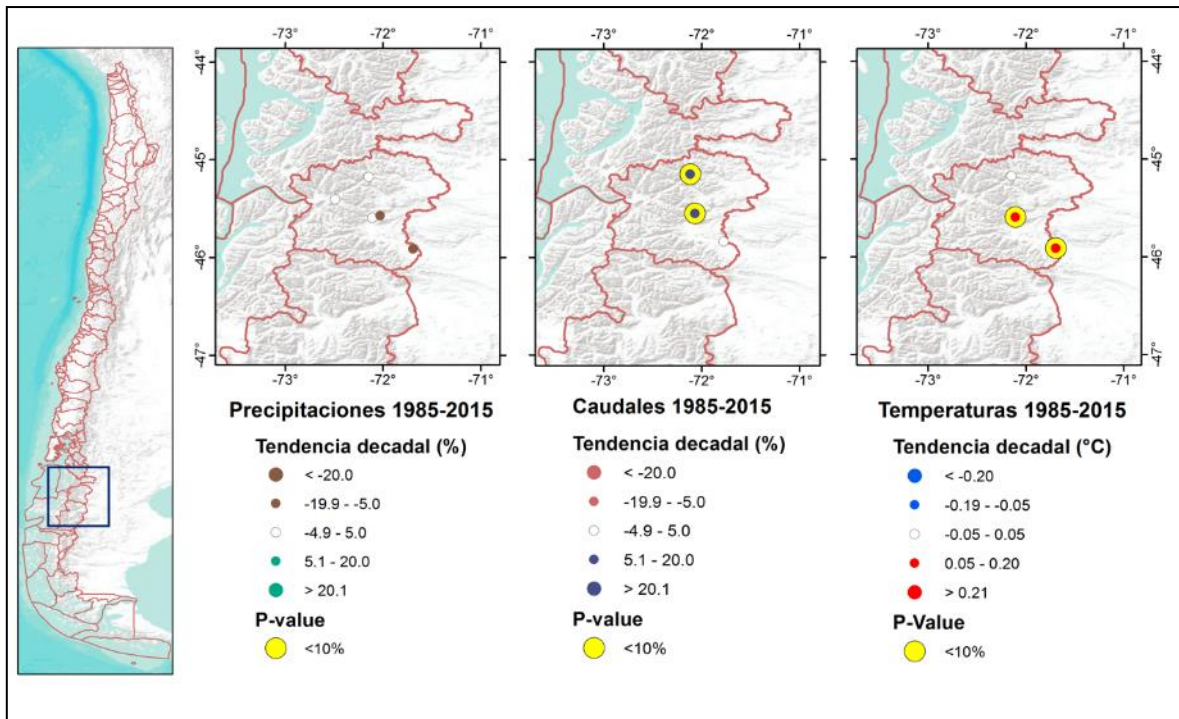


Figura 5.35: Análisis de tendencia según método de Mann-Kendall en la Cuenca del Río Aysén.

5.3.1.9. RESULTADOS REGIONALIZACIÓN TENDENCIAS

Se aplicó el método de significancia de campo a cada una de las macrozonas, regiones y cuencas del país para hallar un patrón de tendencias para la variable de precipitación en cada una de estas escalas espaciales. La prueba identifica si las proporciones de las tendencias decadales observadas (al alza o a la baja) son distintas de un valor de corte fijado en 0,5. Vale decir si estadísticamente se supera hacia arriba o abajo este valor se habla de una tendencia espacial o al alza o a la baja respectivamente. El análisis se realizó para todas las tendencias encontradas en las estaciones y solo para aquellas estaciones que resultaron ser significativas en el test de Mann-Kendall.

Los resultados muestran tendencias significativas a la baja en las macrozonas norte y centro con una variación década de -12,93 y -4,87% respectivamente, mientras ocurre un incremento de la tendencia decadal significativo para la zona sur (+2,34%) y un aumento no significativo (+5,28%) en la macrozona austral (ver Tabla 5.6).

A escala regional no existen más de 7 estaciones meteorológicas con tendencias significativas en las regiones de Tarapacá y Antofagasta como para evaluar de forma regional las tendencias, no obstante cuando se consideran todas las estaciones. La región metropolitana es la que tiene la caída significativa más pronunciada en las tendencias, llegando a -17,61% en un periodo de 10 años, mientras que en la región del Maule la tendencia significativa es al alza en las precipitaciones con un +3,25%.

En cuanto a las cuencas, y dado que implican una superficie más pequeña en comparación a las 2 zonas espaciales ya descritas. Es más difícil hallar un mínimo de 7 estaciones significativas para el análisis de tendencias, no habiendo ninguna que cumpla este requisito al norte de la cuenca del río Maipo. No obstante, es importante destacar que al considerar todas las estaciones la cuenca del Choapa tiene una caída en las precipitaciones por década de más de 19%, y significativas. Es útil destacar que, aun cuando como se ha mencionado, la región del Maule completa posee una tendencia al alza, la cuenca, de menor superficie posee una tendencia a la baja significativa (-17,58%), siendo muy parecido a lo que ocurre en el río Maipo (-17,61%).

Tabla 5.6: Regionalización de las tendencias de precipitaciones tanto para todas las estaciones por macrozona, región y cuenca como solo para aquellas que resultaron ser significativas en el test de Mann-Kendall. Se muestra la tendencia decadal, el total de estaciones utilizadas en cada caso y el número de estaciones con tendencia negativa. Dado el menor número de datos, se considera significativo un valor p inferior a 0,01.

Zona	Nombre	% década	Nºneg	NºEst	Valor p	% década	Nºneg	NºEst	Valor p
MZ	Norte	-7,59	173	232	<0,01	-12,93	27	36	<0,01
MZ	Centro	-7,04	298	323	<0,01	-4,87	62	70	<0,01
MZ	Sur	-0,15	167	257	<0,01	2,34	56	74	<0,01
MZ	Austral	1,70	17	33	1,000	5,28	7	18	0,480
Región	Región de Arica y Parinacota	-5,28	21	26	<0,01	-7,64	5	7	0,450
Región	Región de Tarapacá	-2,43	12	27	0,700				
Región	Región de Antofagasta	0,78	14	29	1,000				
Región	Región de Atacama	-16,21	37	41	<0,01	-18,83	5	7	0,450
Región	Región de Coquimbo	-8,40	89	109	<0,01	-13,24	12	16	0,080
Región	Región de Valparaíso	-8,51	96	102	<0,01	-3,82	12	15	0,039
Región	Región Metropolitana	-10,84	71	76	<0,01	-17,61	16	17	<0,01
Región	Región de O'Higgins	-5,10	54	57	<0,01	-2,14	18	20	<0,01
Región	Región del Maule	-3,30	77	88	<0,01	3,25	16	18	<0,01
Región	Región del Bío-Bío	-1,98	73	99	<0,01	-2,34	19	22	<0,01
Región	Región de La Araucanía	4,86	48	78	0,054	19,04	16	23	0,095
Región	Región de Los Lagos	-4,82	33	51	0,050	-12,51	15	19	0,022
Región	Región de Los Ríos	0,83	13	29	0,710	2,42	6	10	0,752
Región	Región de Aysén	-1,96	11	18	0,480	-2,58	5	8	0,724
Región	Región de Magallanes	6,08	6	15	0,606	11,56	2	10	0,114
Cuenca	Altiplánicas	-5,55	18	25	0,046				
Cuenca	Río San José	0,51	5	7	0,450				
Cuenca	Pampa Del Tamarugal	2,10	2	9	0,182				
Cuenca	Río Loa	1,53	8	18	0,814				
Cuenca	Río Copiapó	-6,82	9	10	0,027				
Cuenca	Río Huasco	-18,68	13	14	<0,01				
Cuenca	Río Los Choros	-5,54	31	39	<0,01				
Cuenca	Río Elqui	-6,30	11	14	0,061				
Cuenca	Río Limarí	-2,27	16	25	0,230				
Cuenca	Río Choapa	-19,13	18	19	<0,01				
Cuenca	Río Quilimari	-10,31	8	8	0,013				

Tabla 5.6: Regionalización de las tendencias de precipitaciones tanto para todas las estaciones por macrozona, región y cuenca como solo para aquellas que resultaron ser significativas en el test de Mann-Kendall. Se muestra la tendencia decadal, el total de estaciones utilizadas en cada caso y el número de estaciones con tendencia negativa. Dado el menor número de datos, se considera significativo un valor p inferior a 0,01. (Continuación).

Zona	Nombre	% década	Nº neg	Nº Est	Valor p	% década	Nº neg	Nº Est	Valor p
Cuenca	Rio Petorca	-8,93	12	13	<0,01				
Cuenca	Rio Ligua	-11,20	9	9	<0,01				
Cuenca	Rio Aconcagua	-11,35	23	23	<0,01				
Cuenca	Costeras Aconcagua Y Maipo	5,07	9	10	0,027				
Cuenca	Rio Maipo	-10,92	68	73	<0,01	-17,61	16	17	<0,01
Cuenca	Costeras Quilimari-Petorca	-9,92	40	43	<0,01	-17,19	6	7	0,131
Cuenca	Rio Rapel	-4,54	47	50	<0,01	-1,06	17	19	<0,01
Cuenca	Costeras Rapel-E, Nilahue	0,40	35	39	<0,01	16,71	9	11	0,070
Cuenca	Rio Mataquito	-5,84	9	11	0,070				
Cuenca	Rio Maule	-6,84	41	45	<0,01	-17,58	7	7	0,023
Cuenca	Rio Itata	-1,69	46	60	<0,01	0,15	14	17	0,015
Cuenca	Rio Bio-Bío	-2,82	29	40	<0,01				
Cuenca	Rio Imperial	-1,46	12	24	1,000				
Cuenca	Rio Tolten	6,32	11	17	0,332	15,14	5	8	0,724
Cuenca	Rio Valdivia	-0,33	10	23	0,677	-2,45	7	10	0,343
Cuenca	Rio Bio-Bío	13,21	18	24	0,025	45,67	5	8	0,724
Cuenca	Rio Bueno	6,65	6	16	0,453				
Cuenca	Cuencas R. Bueno Y R. Puelo	-10,75	19	25	0,016	-23,92	11	11	<0,01
Cuenca	Rio Aysén	2,65	3	9	0,505				

5.3.1.10. RUTAS DE NIEVE

A modo complementario al análisis realizado durante el desarrollo de este capítulo, se presenta a de manera ilustrativa las tendencias detectadas por los registros de rutas de nieve del país que se muestran en la Figura 5.36 se aprecia en ellas una sistemática tendencia a la baja, sin embargo, estos valores no pueden tomarse como la tendencia real pues no corresponde a una serie continua ni a registros obtenidos en la misma época del año, pero son reportados como datos oficiales por la DGA. Se aprecia en esta Figura también, la continuidad de los registros que es discontinua a lo largo de los años.

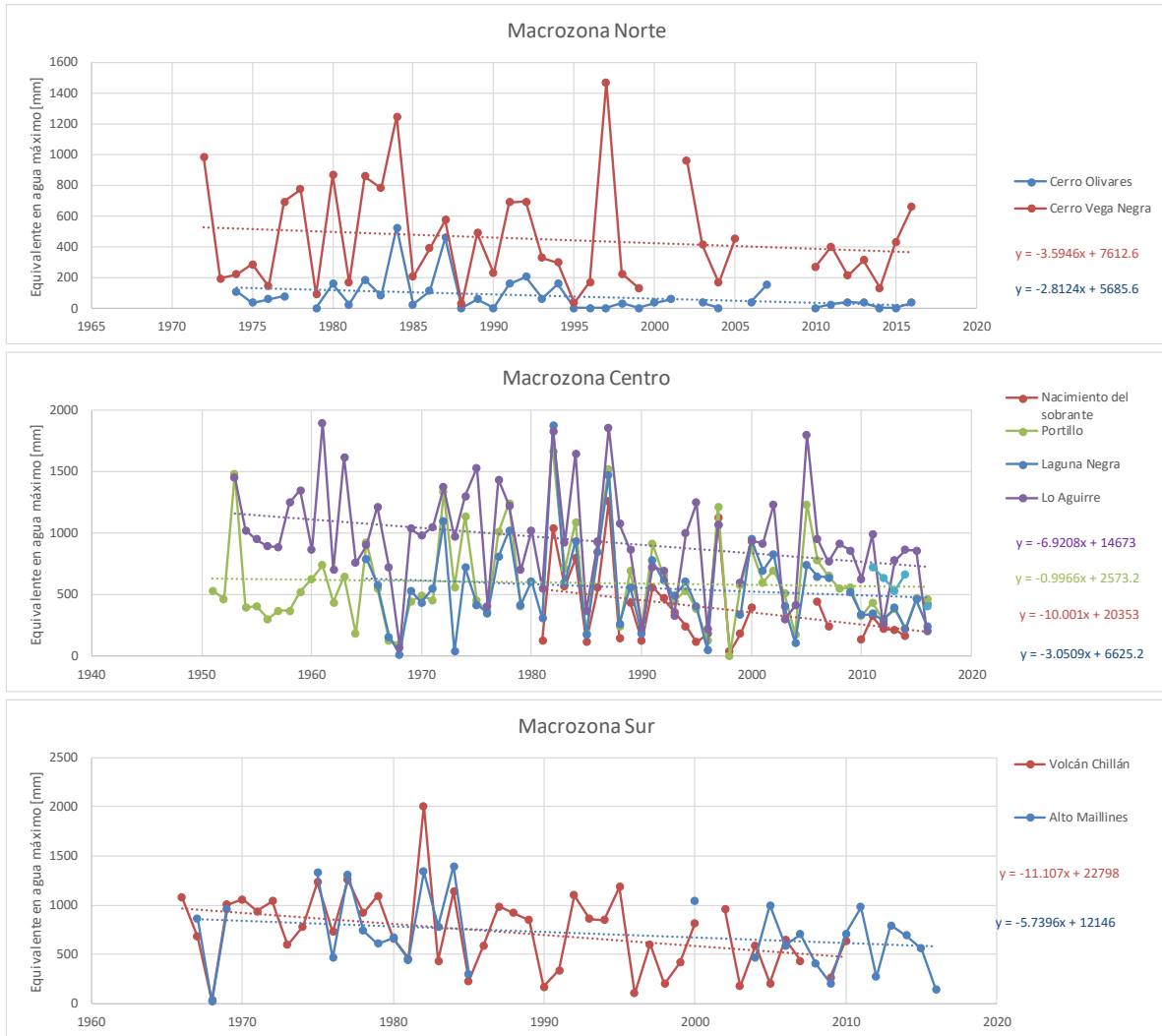


Figura 5.36: Tendencias de rutas de nieve para las tres macro zonas monitoreadas.

5.3.1.11. NIVELES DE AGUA SUBTERRÁNEA

Las Figura 5.37, Figura 5.38 y Figura 5.39 muestran las fluctuaciones y tendencias de los niveles estáticos para el período 1985-2015 en diferentes estaciones localizadas en cada una de las cuencas representativas seleccionadas. Las estaciones de monitoreo fueron escogidas considerando (1) desde un punto de vista de completitud de datos, eligiendo a las estaciones que idealmente tenían al menos 4 datos de niveles estáticos al año para todo el período de análisis y (2) conforme a la distribución espacial de las estaciones, con el fin de cubrir la mayor área posible, de forma que las tendencias sean representativas de toda la cuenca. Los resultados muestran en cada una de las cuencas analizadas (cuencas Río Loa, Río Choapa y Río Maipo) un aumento en la profundidad de los niveles estáticos indicando claramente una variación del almacenamiento al mostrar un descenso relacionado probablemente al mayor uso de las aguas subterráneas, lo cual podría generar esta tendencia negativa del nivel estático para el período de análisis. A excepción, de algunas estaciones

en la cuenca Río Loa, donde se distinguen algunas tendencias positivas para el período de análisis, reflejando probablemente un aumento en el volumen de agua almacenado en estas zonas. Además, cabe notar que las mayores variaciones de niveles estáticos ocurren en la cuenca Río Maipo, con valores que alcanzan los 25 m en la estación “5 DE ABRIL 4534 DINAMIC OIL”. En cambio, en las cuencas Río Loa y Choapa las variaciones son del orden de centímetros a 1-3 metros.

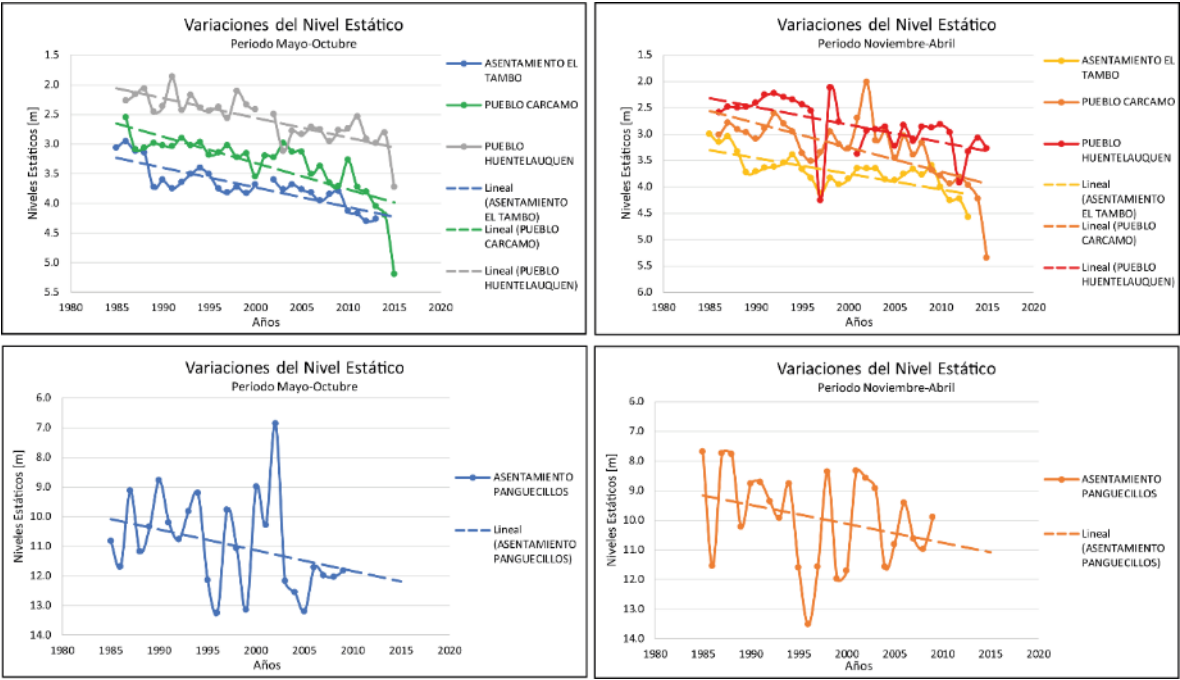


Figura 5.37: Fluctuaciones y tendencias del nivel estático en la cuenca Río Choapa.

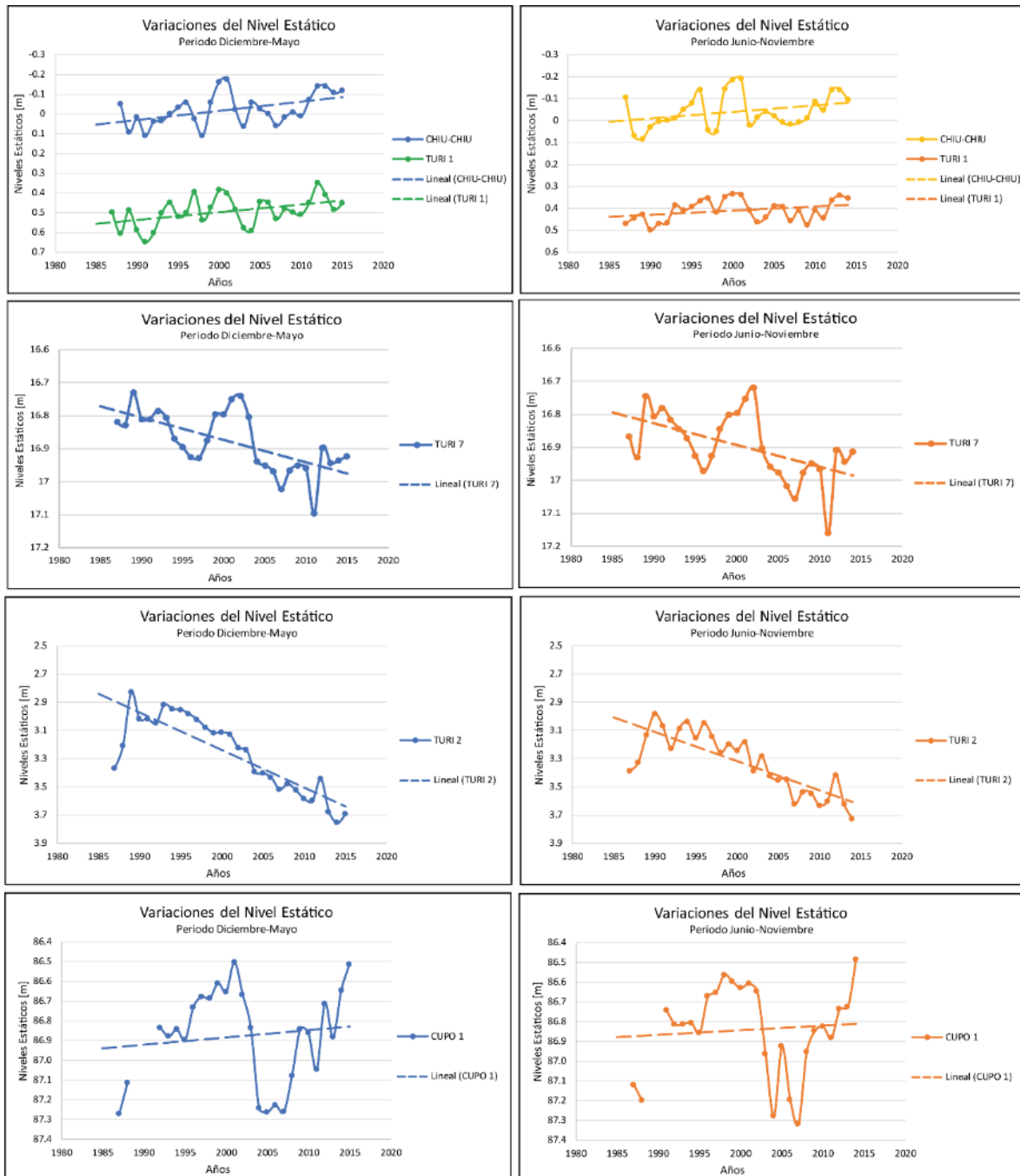


Figura 5.38: Fluctuaciones y tendencias de los niveles estáticos en la cuenca Río Loa.

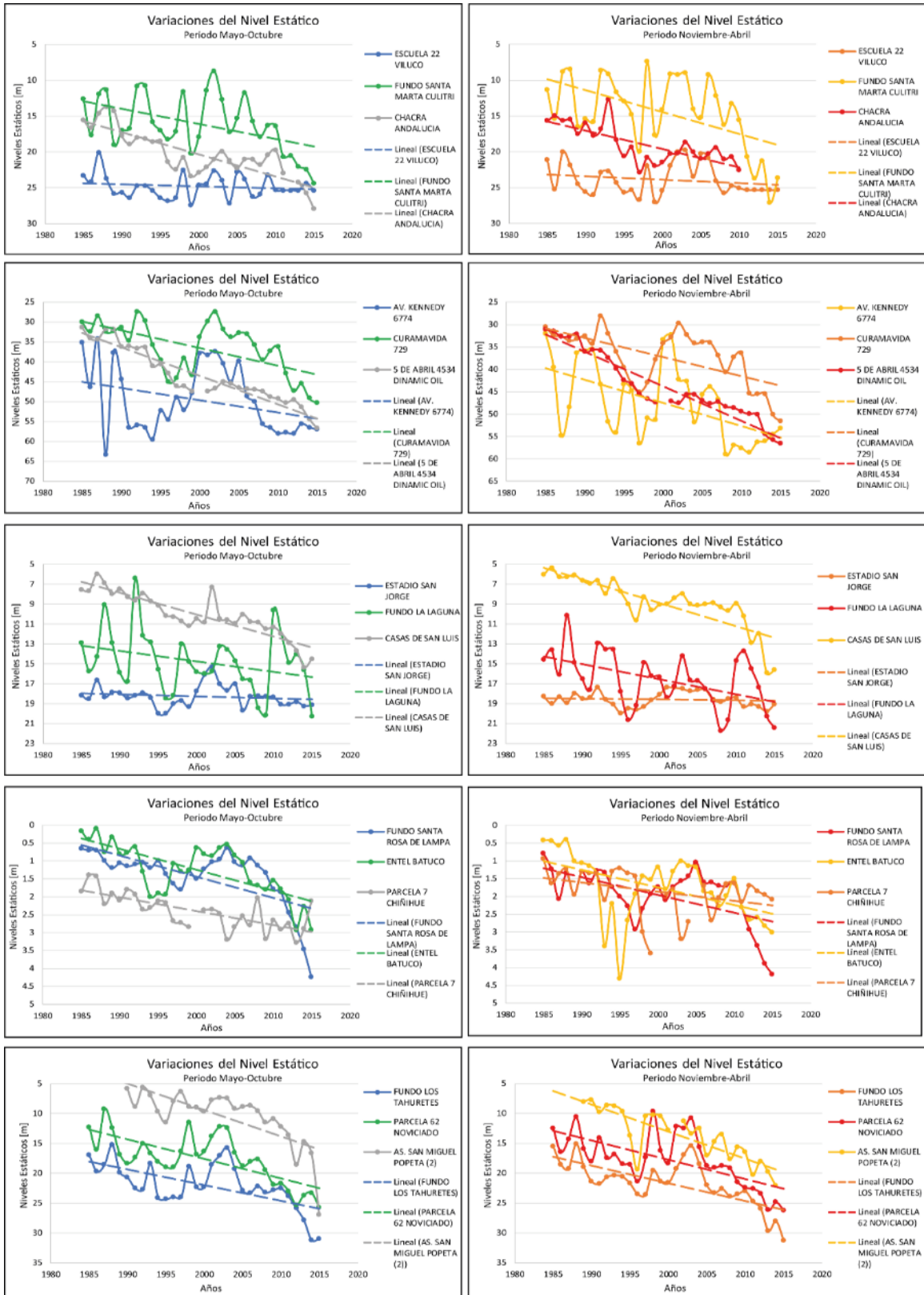


Figura 5.39: Fluctuaciones y tendencias de los niveles estáticos en la cuenca Río Maipo.

5.3.2. ANÁLISIS DE VARIABILIDAD CLIMÁTICA Y ESCENARIOS DE CAMBIO CLIMÁTICO

5.3.2.1. INTRODUCCIÓN

Cerca de una treintena de instituciones internacionales de investigación científica asociadas al clima han desarrollado modelos climáticos que permiten explicar el comportamiento de las variables atmosféricas que modulan nuestro planeta. Uno de sus propósitos es evaluar los cambios en el clima a escala general y han sido y están siendo ampliamente utilizados para evaluar escenarios del clima futuros considerando el impacto de los cambios en las concentraciones de gases de efecto invernadero en la atmósfera, resultado de las actividades antrópicas.

Con el fin de utilizar dichas proyecciones climáticas en el marco de la evaluación de impactos en el sistema hidrológico a escala regional y local, el principal desafío metodológico se desprende de la resolución espacial de estos modelos, que en muchos casos puede ser de varios cientos de kilómetros. En ese sentido y para tener una buena representación regional de la climatología futura, es que se utilizan técnicas de reducción de escala (*downscaling*), las cuales se orientan a representar de manera más adecuada la climatología de una determinada región.

La presente sección presenta la metodología considerada para generar escenarios de variabilidad asociados al cambio climático. Se inicia la sección con una introducción que da cuenta de los antecedentes existentes respecto de los patrones de variabilidad climática imperantes en Chile, y experiencias previas que dan cuenta de los posibles escenarios de cambio climático que afecten esta variabilidad en el futuro.

De acuerdo a la Organización Meteorológica Mundial (WMO por sus siglas en inglés), Variabilidad Climática se define como variaciones en el estado medio y otras estadísticas del clima en todas las escalas temporales y espaciales, más allá de los eventos climáticos individuales. Este término se utiliza a menudo para indicar las desviaciones de las estadísticas climáticas durante un período de tiempo determinado (por ejemplo, un mes, una estación o un año) en comparación con las estadísticas a largo plazo para el mismo período calendario. La variabilidad climática se mide por estas desviaciones, que generalmente se denominan anomalías. Esta variabilidad es posible de ser atribuida a procesos internos naturales dentro del sistema climático (variabilidad interna), o bien, a variaciones en factores externos naturales o antropogénicos (variabilidad externa).

Por otra parte, el concepto de cambio climático hace referencia a una variación estadísticamente significativa tanto en el estado medio del clima como en su variabilidad, y dicha condición tiene un componente de persistencia en el tiempo (típicamente décadas o más). Cambios climáticos pueden ser atribuibles a procesos internos naturales del sistema terrestre, o alternativamente, a factores externos (antropogénicos).

Sin embargo, el artículo 1 de la Convención Marco de las Naciones Unidas sobre el Cambio Climático (CMNUCC) define el "cambio climático" como: "*Un cambio de clima que se atribuye directa*

o indirectamente a la actividad humana que altera la composición de la atmósfera global y que se suma a la variabilidad climática natural observada en períodos de tiempo comparables". Por tanto, esta definición hace así una distinción entre el "cambio climático" atribuible a las actividades humanas que alteran la composición atmosférica, y la "variabilidad climática" atribuible a causas naturales. De este modo, en el marco de este informe, el concepto de variabilidad climática se refiere a variaciones en el clima que pueden ser explicadas por forzantes naturales, y cambio climático son desviaciones de una condición media y su variabilidad forzado por factores antropogénicos.

5.3.2.2. ANTECEDENTES RESPECTO DE VARIABILIDAD CLIMÁTICA EN CHILE

El clima de Chile es modulado principalmente por tres forzantes climáticas: El Niño - Oscilación del Sur (ENSO por sus siglas en inglés), Oscilación Decadal del Pacífico (PDO por sus siglas en inglés) y el Modo Anular del Sur (SAM por sus siglas en inglés). ENSO es el modo climático que modula de manera más marcada las variaciones pluviométricas interanuales en Chile central (Rutllant y Fuenzalida 1991, Aceituno 1989, Montecinos y Aceituno 2003, Montecinos et al 2000). Además, existe evidencia en relación a la influencia de la Alta del Pacífico Sur (SPH por sus siglas en inglés) en el volumen y la distribución de las precipitaciones entre las latitudes 30° y 55° Sur. Durante el invierno, las precipitaciones presentan una tendencia al aumento cuando SPH se encuentra debilitada y centrada más hacia el Oeste en el Pacífico (Barret y Hameed 2017).

En Chile, la ocurrencia de ENSO ha sido asociada a alteraciones en la ubicación e intensidad de los centros de altas presiones y a la frecuencia con que los sistemas frontales pueden ingresar al territorio, estableciéndose en términos generales que bajo la fase cálida o fase El Niño se tiene una mayor probabilidad de observar precipitaciones por sobre lo normal, consistente con las evidencias de relación entre SPH y el régimen de precipitaciones en el Centro y Sur de Chile presentadas en Barret y Hameed (2017). Así también, los registros históricos muestran que existiría cierto grado de tendencia a la reducción de los montos de precipitación relacionada a una disminución significativa de la temperatura superficial del mar en el Pacífico Tropical (Fase La Niña) (Larkin y Harrison 2002). ENSO no solo afecta las precipitaciones en la zona norte y centro de Chile, sino que también la temperatura y otras variables. Por ejemplo, un aumento en la demanda de agua por flujos de evapotranspiración asociado a condiciones de mayor aridez, han sido asociadas a periodos El Niño (Meza 2013).

En un contexto de cambios climático, estudios recientes han proporcionado nuevas perspectivas en relación a los posibles vínculos entre cambios en ENSO y las condiciones medias climáticas del Pacífico. Una potencial desaceleración de la circulación de Walker debilitaría las corrientes del Océano Pacífico ecuatorial, impulsando las ocurrencias de anomalías cálidas superficiales que se propagan hacia el este; condiciones que son características de observaciones extremas del fenómeno El Niño. Un rápido calentamiento del Pacífico ecuatorial, especialmente en el este, provocaría eventos de precipitación extrema en la región oriental del Pacífico ecuatorial y cambios extremos en la dirección ecuatorial de las zonas de convergencia del Pacífico, ambas características propias de fenómenos El Niño extremos (Cai et al. 2015). Por otra parte, se esperaría

un aumento en la frecuencia de la fase La Niña como una respuesta a la intensificación de la fase El Niño; caracterizado por un acelerado calentamiento en la superficie del océano y el continente. Como consecuencia, existe algún grado de evidencia que indica que los fenómenos meteorológicos catastróficos relacionados a ENSO ocurrirían con más frecuencia como resultado del cambio climático (Cai et al. 2014). Sin embargo, estas proyecciones necesitan mayor investigación, especialmente considerando el contradictorio fortalecimiento observado en la circulación de Walker durante los últimos años (Xie et al. 2015). Más aún, no existe consenso entre los modelos climáticos globales si ocurrirá un aumento o disminución de la variabilidad de ENSO en el futuro (Meehl et al. 2007).

En la región existe evidencia de saltos climáticos significativos que pueden generar efectos de confusión importantes en la detección de tendencias y que se asocian con cambio de fase de la PDO. El caso más notable es el marcado salto climático a mediados de la década de los 70 que afectó a toda la zona americana y en particular a Chile (Jaques-Coper y Garreaud 2014). PDO es un fenómeno de larga duración definido por temperaturas de la superficie en el noreste y oeste del Océano Pacífico. La fase cálida está caracterizada por la presencia de aguas más cálidas y vientos alisios debilitados, mientras que la fase fría se caracteriza por temperatura fría de las aguas e intensificación de los vientos alisios. El impacto del cambio climático en PDO ha sido estudiado mediante modelos climáticos. En base a un estudio realizado por Zhang y Delworth (2016) se esperaría un patrón de comportamiento similar en condiciones más cálidas, sin embargo, la amplitud y frecuencia de PDO se verían alterados. Por ejemplo, como respuesta al calentamiento, la amplitud de PDO se reduce significativamente. En términos de frecuencia, esta se hace más corta, pasando de 20 a 12 años aproximadamente.

En el caso de SAM, este se caracteriza por un desplazamiento norte-sur del cinturón de vientos del oeste que circulan alrededor de la Antártida, dominando las latitudes medias a altas del hemisferio Sur. El cambio de posición de la banda de viento del oeste influye en la fuerza y la posición de los frentes fríos y sistemas de tormentas de latitudes medias, y por tanto su efecto en la variabilidad de las precipitaciones en el centro y sur de Chile. En su fase positiva, la banda de vientos oeste se encuentra contraída en torno a la Antártica, y se relaciona con déficit de precipitaciones. SAM en su fase negativa se caracteriza por un desplazamiento norte de la banda de vientos oeste, asociado con condiciones de bajas presiones en Chile Central, las cuales pueden significar un aumento de las condiciones favorables para la formación de frentes de precipitación. SAM se ha caracterizado por una tendencia persistentemente positiva durante la estación de verano durante los últimos 50 años. En base a tendencias históricas, dicho comportamiento ha sido observado con anterioridad. Sin embargo, en base a modelaciones climáticas, se estima que el debilitamiento del ozono sobre la Antártida y el calentamiento global tendrían un efecto importante en el fortalecimiento de la fase positiva del SAM (Zhang et al. 2014).

5.3.2.3. ANTECEDENTES RESPECTO DE PROYECCIONES CLIMÁTICAS PARA EL SIGLO XXI EN CHILE

La herramienta más avanzada en la actualidad para representar los procesos físicos que ocurren en la atmósfera, océanos, criósfera y superficie terrestre, y la forma en que estos se ven afectados por concentraciones crecientes de gases de efecto invernadero (GEI), son los modelos de circulación general o modelos de clima global (GCM, por sus siglas en inglés). A través del uso de estas herramientas es que podemos generar proyecciones climáticas de largo plazo. Los GCMs simulan el sistema climático en base a las leyes y principios de la física que gobiernan los procesos que ocurren en cada componente del sistema, así también como los intercambios de energía y masa entre sí. Los modelos son capaces de simular con razonable confiabilidad la historia y la evolución futura del clima del planeta, forzados por diversos escenarios de emisiones de GEI, los cuales se asocian a posibles escenarios de desarrollo construidos en base a criterios y supuestos socio-económicos.

La Figura 5.40 muestra una representación conceptual de este proceso. Los escenarios de emisión (a) son tomados como información de entrada por los GCMs (b), los cuales entregan resultados de proyección respecto a variables climáticas, como la temperatura (c).

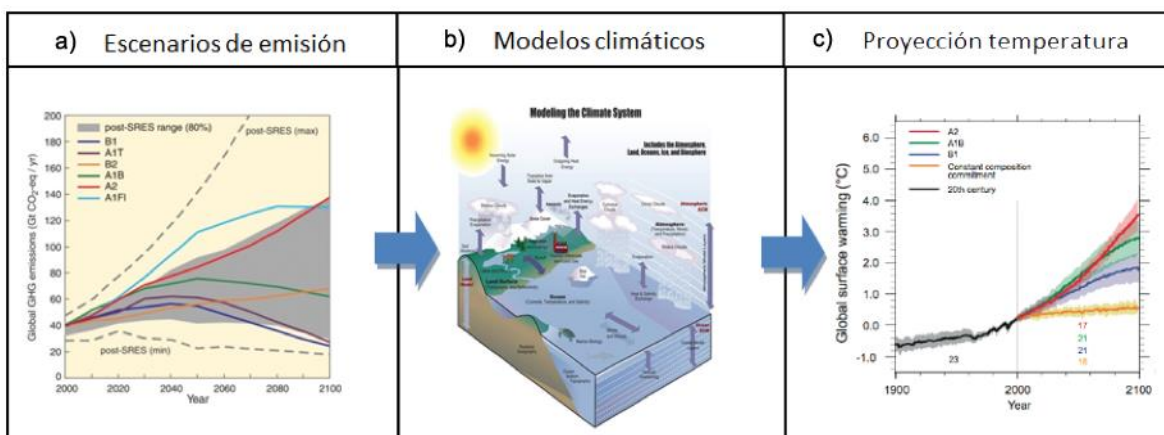


Figura 5.40: Representación conceptual de proceso de obtención de proyecciones climáticas. Fuente: Extraído de IPCC (2007).

Los GCMs proporcionan estimaciones cuantitativas sobre los cambios climáticos futuros, tanto a escala continental así como por sobre ésta. La naturaleza del sistema climático es caótica, y consecuentemente existe mayor incertidumbre en la estimación de algunas variables, tales como las precipitaciones. Los modelos se sustentan en su capacidad de simular aspectos importantes del clima actual, para lo cual son evaluados comparando las simulaciones de estos con las observaciones de la atmósfera, el océano, la criósfera y la superficie terrestre. De modo alternativo, es posible evaluar el desempeño de los modelos mediante la comparación con otros. Durante el último decenio han tenido lugar niveles de evaluación sin precedentes mediante ‘intercomparaciones’ de múltiples modelos. Los modelos han mostrado una capacidad importante y cada vez mayor para representar muchas características importantes del clima medio, tales como la distribución en gran

escala de la temperatura atmosférica, de la precipitación, las radiaciones y los vientos; así como la distribución de las temperaturas oceánicas, las corrientes y las capas de hielo sobre el mar.

En la actualidad existen alrededor de 60 GCMs (considerando modelos, escenarios y simulaciones), los que pueden diferir en varios aspectos, tales como la forma en que los procesos son representados o parametrizados, los métodos numéricos utilizados para resolver ecuaciones internas del modelo, la resolución horizontal y vertical a la cual entregan sus resultados, y la forma en que interactúan los procesos relativos a la atmósfera y el océano. En consecuencia, los modelos pueden presentar distinta sensibilidad a cambios en las concentraciones de GEI (variable forzante), como también pueden presentar diferencias en la climatología simulada.

En 2006 se publicó el primer estudio que pretendía generar proyecciones regionales de clima futuro de largo plazo en Chile. Dicho estudio titulado “Estudio de la variabilidad climática en Chile para el siglo XXI” (CONAMA, 2006), usó un modelo de evaluación de cambio climático regional PRECIS de la Oficina Meteorológica del Reino Unido, y consideró dos escenarios de emisiones de GEI definidos por el IPCC: A2 (severo) y B2 (moderado). Se obtuvieron resultados de aumento en las temperaturas en todo el país, siendo más acentuadas en las regiones andinas y disminuyendo de norte a sur, siendo altamente afectadas por el componente de distancia al océano y altura.

Las proyecciones esperadas para las precipitaciones en las cumbres andinas, donde se muestra un contraste entre la ladera oriental, en la cual se proyecta un aumento y la occidental, donde se espera una disminución (Chile continental y océano Pacífico). Esto se aprecia en las latitudes medias y de manera estacional en época de verano y otoño. Siendo más acentuado en el escenario A2 durante el verano, afectando la precipitación sobre ciertas zonas del centro-sur de Chile, donde se proyectan reducciones entorno a la mitad e incluso un cuarto del valor actual. En el caso de la zona austral, las precipitaciones se incrementarían un 10-20% del valor actual. Dichos patrones de cambio a futuro son consistentes con las tendencias observados en las últimas décadas (Garreaud, 2011b).

Una segunda versión de escenarios climáticos, en base a un promedio de las proyecciones de múltiples GCMs, fue realizada en el contexto de los estudios para CEPAL (2009, 2012), y que posteriormente fueron la base de la Segunda Comunicación Nacional de Chile frente a la UNFCCC (MMA, 2011). A diferencia del ejercicio, en 2006 en esta segunda versión de escenarios se presentan resultados para tres periodos de tiempo en el siglo XXI, y no solamente los últimos 30 años como se había presentado en la primera experiencia.

Para la temperatura, la proyección de escenarios A2 y B2 durante el siglo XXI, indican dos aspectos generales: (1) aumento general para todas las regiones, siendo mayor en la zona norte, y (2) que el aumento es mayor en el escenario A2 que en el escenario B2. El caso del escenario A2 con respecto al clima actual de Chile continental, es de un aumento en torno a los 2°C y 4°C, siendo más acentuado hacia las regiones andinas y disminuyendo de norte a sur. Sólo en la zona austral, bajo B2, hay sectores aislados con calentamiento menor a 1°C. Estacionalmente, el calentamiento es mayor en verano, excediendo los 5°C en algunos sectores altos de la cordillera de Los Andes. Las

proyecciones para el periodo temprano (2010-2040) en ambos escenarios (A2 y B2), muestran aumentos en todo el país, pero de manera más clara en la zona del altiplano. En este periodo los aumentos son mayores para el escenario B2. No obstante En el periodo intermedio (2040-2070), el escenario A2 muestra aumentos mayores en la zona altiplánica y la zona centro-sur. Los resultados se presentan en las Figura 5.41 y Figura 5.42.

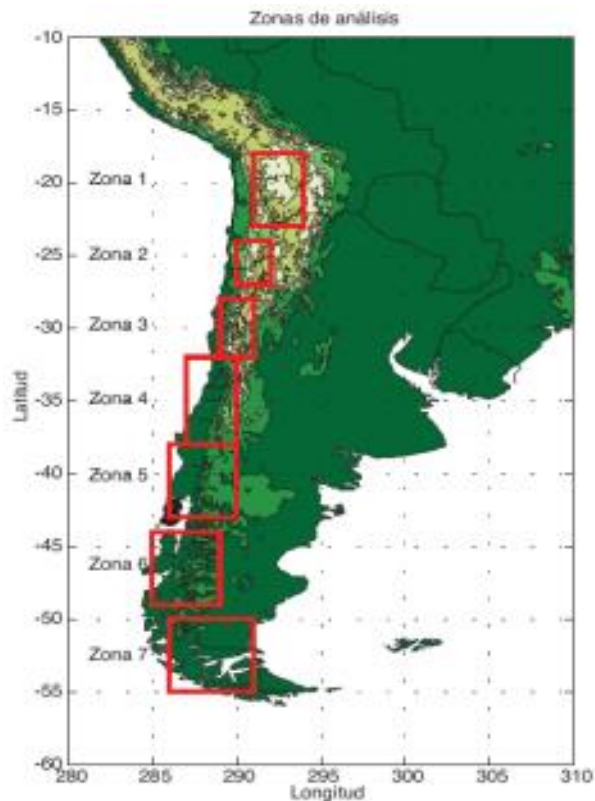


Figura 5.41: Distribución de zonas de análisis a lo largo de Chile. Fuente: Extraído de CEPAL (2012).

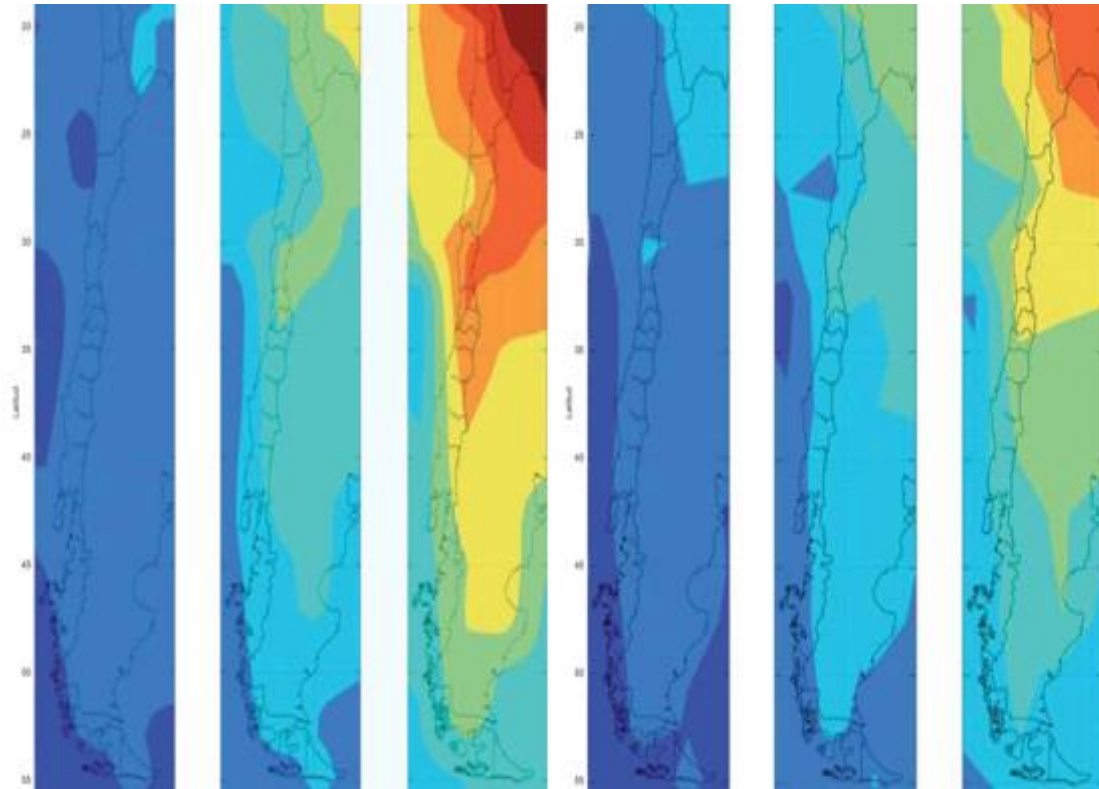


Figura 5.42: Proyección de las temperaturas. Las temperaturas están expresadas como cambios en °C sobre las temperaturas históricas. Fuente: Extraído de CEPAL (2012).

Con respecto a las precipitaciones, las proyecciones futuras muestran una situación menos homogénea que en el caso de las temperaturas. Los resultados se muestran en la Tabla 5.7 y Figura 5.43. Las principales conclusiones que pueden desprenderse de las proyecciones indican una señal robusta de reducción de precipitaciones en la zona central y sur del país y una señal robusta de aumento de precipitaciones en la zona de Magallanes. El resto del país muestra señales con direcciones de cambio ambiguas y/o de débil magnitud.

Tabla 5.7: Robustez de la señal de cambio en las distintas zonas. Fuente: CEPAL, 2012.

ZONA	ROBUSTEZ DE LA SEÑAL POR PERÍODOS EN SIGLO XXI		
	2010-2039	2040-2069	2070-2099
ZONA 1: Altiplano (LAT: 18S - 23S)	No existe una señal clara de cambio en la precipitación		
	Disminución: 0% al -10%		Aumento: +5% al +10%
ZONA 2: Norte Grande (LAT: 23S - 27S)	No existe una señal clara de cambio en la precipitación		
	Disminución: -5% al -10%		
ZONA 3: Norte Chico (LAT: 28S - 32S)	Leve señal de disminución de las precipitaciones		
	Disminución: -5% al -10%	Disminución: -10% al -20%	
ZONA 4: Chile Central (LAT: 32S - 38S)	Señal robusta de disminución de precipitaciones		
	Disminución: -5% al -10%	Disminución: -10% al -20%	Disminución: -20% al -30%
ZONA 5: Zona Sur (LAT: 38S - 42S)	Señal robusta de disminución en las precipitaciones		
	Disminución: -5% al -10%	Disminución: -10% al -20%	Disminución: -20% al -30%
ZONA 6: Patagonia (LAT: 44S - 49S)	No existe una señal clara de cambio en precipitación		
		Neutra: -5% al 5%	
ZONA 7: Magallanes (LAT: 50S - 55S)	Señal robusta de disminución en las precipitaciones		
	Neutra: -5% al 5%	Aumento: +5% al +10%	

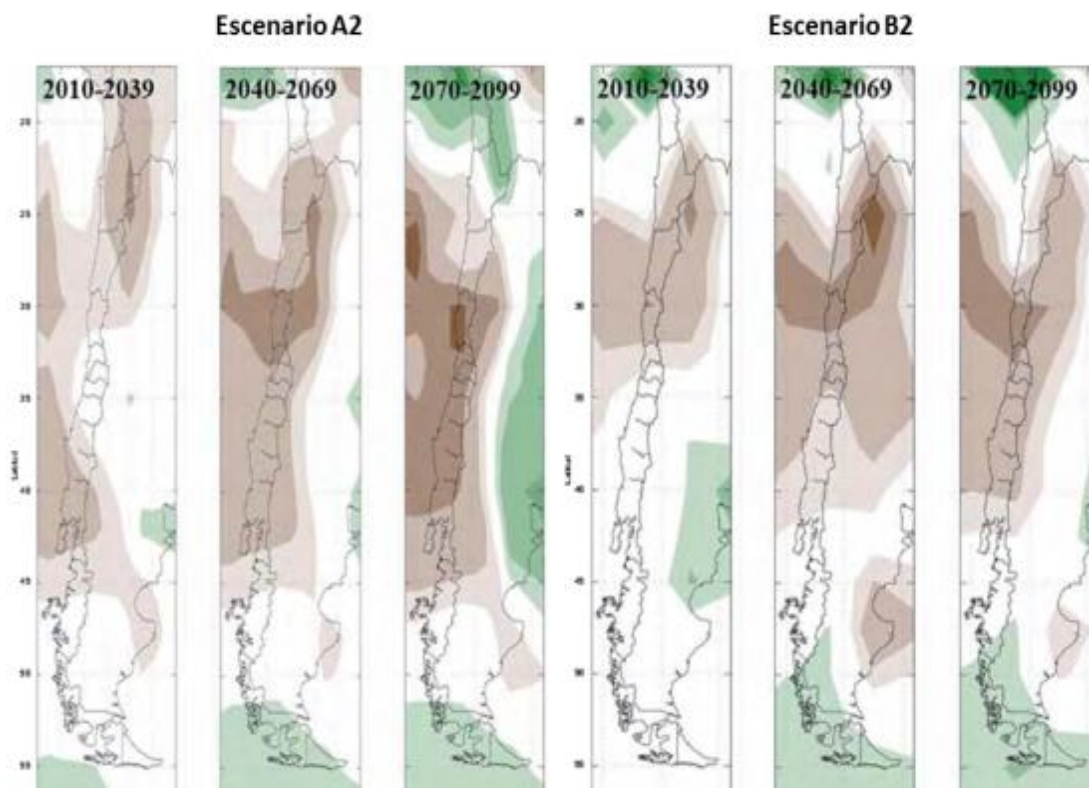


Figura 5.43: Cambios en las precipitaciones, en los escenarios de cambio climático. Unidades expresadas en cambio porcentual, con respecto a los valores históricos. CEPAL, 2012.

Nuevos escenarios de concentración de GEI han sido desarrollados en el marco del Quinto Informe del IPCC (Moss *et al.* 2010) en base a una actualización de los niveles de estabilización,

mitigación y líneas de base de emisión del planeta. Es importante destacar que estos escenarios han sido desarrollados bajo dos grupos de clasificación temporal, contemplando un corto y un largo plazo en sus proyecciones. Esta distinción permite considerar de mejor manera los intereses y necesidades de los usuarios finales, y su relevancia también se basa en las grandes diferencias que las distintas escalas temporales imponen sobre la naturaleza de las respuestas del sistema climático, así como también, las decisiones políticas y los procesos de toma de decisiones. Estos escenarios son utilizados en los distintos GCMs disponibles en su versión actualizada, bajo el Proyecto de Intercomparación de Modelos Acoplados (CMIP5 por sus siglas en inglés, <http://cmip-pcmdi.llnl.gov/cmip5/>).

En la siguiente sección se explica la metodología utilizada para desarrollar escenarios climáticos futuros para Chile y su uso en el análisis del Balance Hídrico.

5.3.2.4. DESARROLLO DE ESCENARIOS CLIMÁTICOS FUTUROS

A continuación, se presenta la metodología propuesta en este estudio con objeto de entender el impacto de los cambios futuros en las condiciones climáticas (específicamente temperatura y precipitación) en Chile. La metodología primero describe la zona de estudio de bases de datos consideradas, después se describe el método escogido para seleccionar los modelos GCM a utilizar y finalmente se describe el método de deltas que se considera para generar nuevos forzantes meteorológicos en el análisis del balance hídrico.

5.3.2.5. ZONA DE ESTUDIO Y BASE DE DATOS

La metodología desarrollada para evaluar el comportamiento climático de las temperaturas y precipitaciones contempla un tamaño de grilla de 5x5 km. La metodología se aplica sobre una zona de estudio que contiene en su totalidad a Chile continental y por consiguiente a las 5 cuencas piloto sujetas de análisis: Loa, Choapa, Maipo, Imperial y Aysén. Se estableció un cuadrante entre las latitudes -17° y -57° y las longitudes -66° a -77° en el cual dentro se incluye a la zona de estudio. Los productos entregados quedan enmarcados en este cuadrante.

Luego de definir el área de estudio, se tienen en cuenta las forzantes meteorológicas generadas a escala diaria tanto de temperaturas extremas como montos de precipitación. Para realizar el proceso de extensión de series futuras se utilizan GCMs, seleccionados de modo que representen de la mejor forma posible la variabilidad climática histórica en Chile desde 1985 (ver próxima sección).

Las bases de datos a utilizar en la metodología, corresponden a los resultados de los GCM dentro del área de estudio y las estaciones meteorológicas con información completa, ubicadas en las cuencas piloto, a escala mensual para el periodo 1985-2015. Esto, de modo de probar en una serie de tiempo real el ajuste de la aplicación de deltas climáticos para cada variable, y así luego hacer lo mismo a nivel de celda en las forzantes para el periodo futuro.

Respecto de los datos obtenidos de los GCM, de modo de poder diferenciar contrastes climatológicos para temperaturas y precipitaciones, se consideró la descarga de información desde las fuentes oficiales asociadas al *Coupled Model Intercomparison Project phase 5* (CMIP5).

El CMIP5 corresponde a un marco de trabajo que agrupa diversos GCM desarrollados por distintos institutos climatológicos. Estos, acoplan la interacción océano-atmósfera que influye sobre la climatología del planeta. El CMIP5 busca en primer lugar evaluar las relaciones entre los distintos modelos de clima global en función de cómo asimilan los ciclos del carbono, y cómo esto afecta los resultados que proyectan en distintos escenarios. En segundo lugar, evalúa la capacidad de los modelos en predecir el clima a distintas escalas espacio-temporales. Finalmente, busca determinar qué modelos forzados de forma similar (aumento de concentraciones de gases de efecto invernadero) producen rangos dispares en los resultados que luego proyecta.

5.3.2.6. METODOLOGÍA DE SELECCIÓN DE MODELOS GCM

Como se menciona en la sección anterior existe un número importante de GCM desarrollados por distintas instituciones en el planeta. Se propone en este trabajo desarrollar escenarios climáticos futuros con el conjunto de GCM que mejor representen las condiciones climáticas en Chile. Para la selección de modelos se utilizaron tres criterios explicados a continuación:

1) Correlación de las simulaciones históricas con las oscilaciones ENSO y SAM.

Dado que, la climatología en torno a precipitaciones (la variable más compleja de modelar) se ve influenciada por distintos tipos de oscilaciones con un patrón temporal definido, se han tomado en cuenta las oscilaciones ENSO y SAM como una medida de representación modular de las precipitaciones para el periodo comprendido entre los años 1985 y 2015.

En primer lugar, es necesario evaluar si estas oscilaciones efectivamente están correlacionadas con los patrones de precipitación en distintas zonas de nuestro país. Para ello, la Figura 6.44 muestra el coeficiente de correlación lineal de Pearson entre las distintas oscilaciones descritas y la precipitación anual observada (datos reales), para el periodo mencionado. Se observan altas correlaciones con ENSO en la zona centro sur de nuestro país y con SAM en las zonas australes. Esto, lleva a inferir que, dado que los modelos están generados a partir de datos de asimilación que poseen un componente real, también debieran tener una alta y significativa correlación con estas oscilaciones.

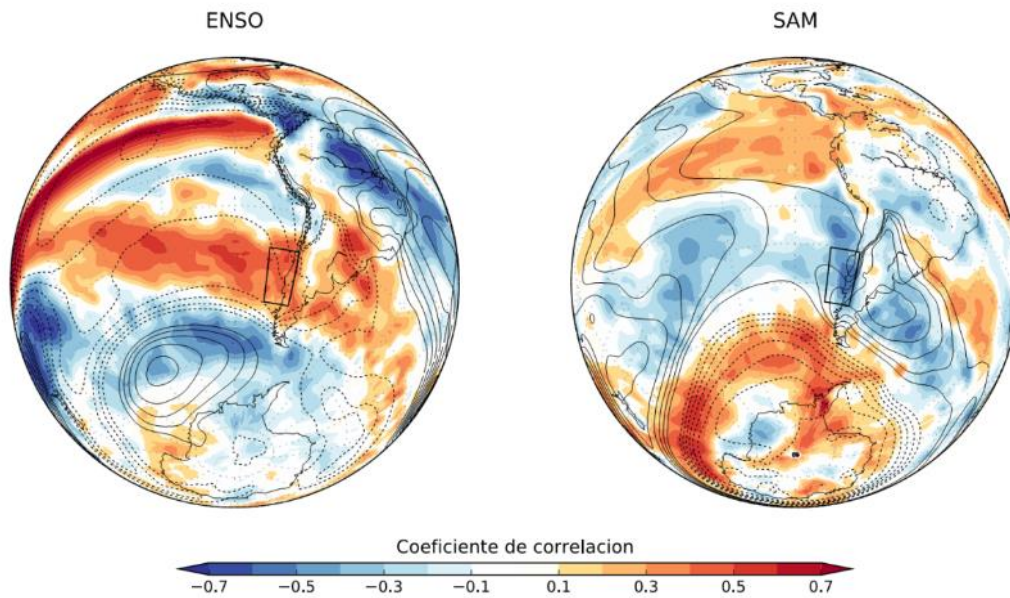


Figura 5.44: Influencia de ENSO (SST3.4) y el modo anular del hemisferio sur (SAM) en la precipitación anual (1979-2015) sobre distintas regiones del globo. Se muestra también la correlación entre ambos índices y la presión a nivel del mar (isolíneas a partir de ± 0.2). Datos: GPCP (Pr); ERA-Interim (SLP); ERSST (SST).

Para probar esto, se calcularon los coeficientes de correlación de 33 modelos GCM-CMIP5 con estas dos oscilaciones en las latitudes -30 a -45° . La Figura 6.45 muestra la dispersión de cada uno de estos modelos, y se muestra el intervalo de confianza obtenido a partir de la correlación entre el índice de oscilación y las observaciones reales. Se aprecia que en general los modelos tienden a hallarse en el centro de las correlaciones, lo que es esperable si es que estos buscan representar de manera correcta las precipitaciones. En ese sentido existen 9 modelos que no se encuentran en este intervalo de confianza, de modo que inmediatamente se descartan como candidatos para ser aplicados en escenarios de cambio climático futuro representativos de Chile continental dado que, además, el cambio en temperaturas resulta ser mayor en zonas con mayor influencia continental.

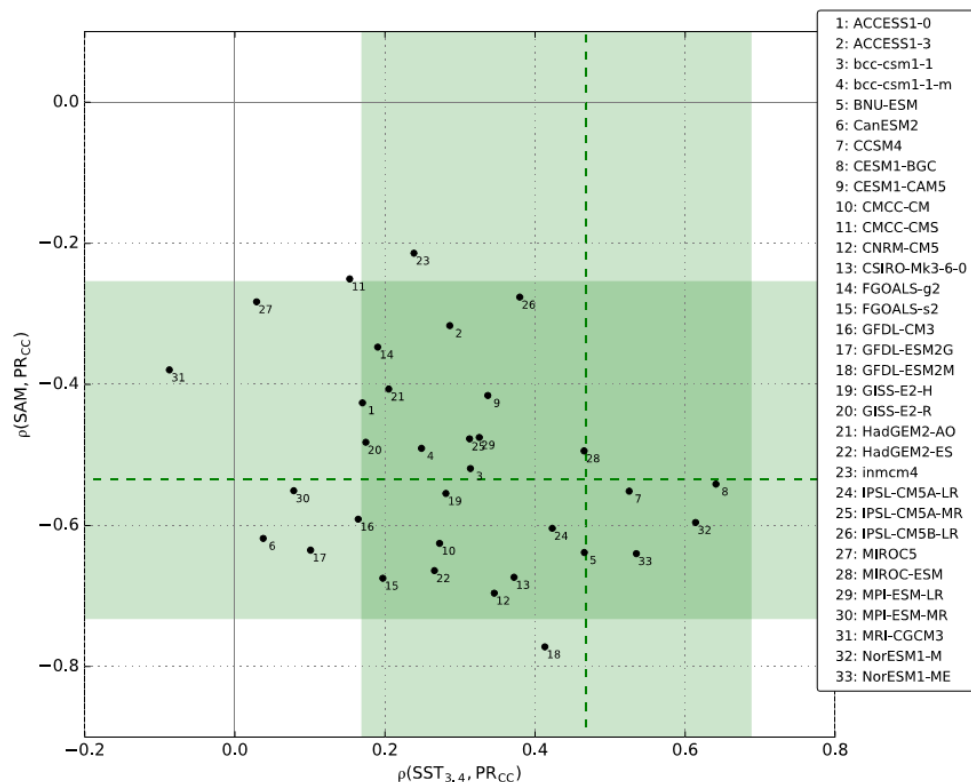


Figura 5.45: Coeficiente de correlación entre la precipitación anual (1979-2015) en el centro y sur de Chile (30-45S; PRCC) y el índice ENSO SST3.4 (eje x), y entre PRCC y el modo anular del hemisferio sur (eje y). Marcadores y líneas segmentadas (IC 95%) indican resultados obtenidos de distintos modelos de clima CMIP5 (leyenda) y de productos observacionales, respectivamente.

2) Análisis de sensibilidad climática

La sensibilidad climática es el cambio en la temperatura de equilibrio de un sistema en respuesta al forzamiento radiativo. Este cambio, en primer lugar, depende de un estado de clima inicial. Está demostrado que cambios en la superficie cubierta con hielo y la concentración de CO_2 atmosférico influyen en esta sensibilidad (Sherwood et al, 2014), asociada a los procesos físicos que los modelos representan.

Vale decir, la sensibilidad climática se puede aplicar a los modelos GCM forzándolos a responder con cambios de temperatura hasta alcanzar equilibrio térmico, con un incremento repentino en las concentraciones de CO_2 atmosférico. Ese cambio se ha evaluado y cuantificado por modelo, de modo de apreciar cuán sensible son éstos a los cambios a las concentraciones de CO_2 .

En función de lo anterior, la Tabla 5.7 muestra los modelos seleccionados que pasaron el primer filtro ENSO-SAM, con su tamaño de celda en grados decimales y su sensibilidad climática en grados Celsius. El objetivo es hallar modelos candidatos que posean una alta sensibilidad climática, una sensibilidad baja y algunos que se encuentren en un nivel intermedio. En ese sentido, y dada la opinión de los expertos participantes en este proyecto respecto de la fiabilidad de la información

que los modelos entregan, aquellos que posean una representativa sensibilidad serían: BNU-ESM (Alta sensibilidad), CCSM4 (sensibilidad media-baja), CSIRO-MK3-6-0 (sensibilidad media-alta), CNRM-CM5 (media), FGOALS-g2 (media), GISS-E2-H (baja), GISS-E2-R (baja), HadGEM2-ES (alta), IPSL-CM5A-LR (alta), IPSL-CM5B-LR (alta), MIROC-ESM (alta), MPI-ESM-LR (media), NorESM1-M (media).

3) Análisis de deltas de temperatura y precipitación a escala regional

En función de la disponibilidad de información histórica de temperatura y precipitación para la zona de estudio, se seleccionó un periodo de ajuste de los modelos entre enero de 1985 a diciembre de 2015, y un periodo asociado a las variaciones producto del cambio climático comprendido en enero de 2030 y diciembre de 2060. Cada uno de los modelos seleccionados sigue un tamaño de grilla regular que en casi todos los casos es distinto.

Dado que la grilla es de distinto tamaño para todos los modelos, se realiza un proceso en que todas las grillas se homologan a tamaño de 100 km, mediante un método de interpolación por inverso de la distancia donde el valor a estimar corresponde a la sumatoria entre el valor del vecindario ponderado por la distancia dividido en el inverso de la distancia elevado a una potencia p tal como se muestra en la Ecuación (5.7). Esta distancia ponderada viene dada por aquella entre los puntos de la grilla regular con la nueva celda que se está generando a una escala más fina.

$$\widehat{v}_1 = \frac{\sum_{i=1}^n \frac{1}{d_i^p} v_i}{\sum_{i=1}^n \frac{1}{d_i^p}} \quad (5.7)$$

\widehat{v}_1 = Valor a interpolar.

v_i = Valor de la variable regionalizada usada en la interpolación.

d_i^p = Distancia entre el punto de grilla y la coordenada a interpolar elevada a la p potencia.

El procedimiento se realiza para cada uno de los modelos hasta que todos se encuentren a una grilla regular de 100 x 100 km. Luego, se seleccionan aquellas celdas que se encuentran en el dominio espacial de -30° a -45° . A partir de ellas se extraen tanto los datos históricos para el periodo 1985-2015 como para el periodo futuro 2030-2060 en el escenario RCP8.5. Los datos para cada periodo se promedian en cada celda a escala mensual y luego se obtiene un promedio de celda para cada mes y variable: temperatura media y precipitación. De la misma forma, el objetivo es calcular diferencias porcentuales respecto del periodo histórico para las precipitaciones y como diferencia simple del escenario futuro menos el actual para las temperaturas; estas diferencias son referidas como deltas en este informe.

El siguiente paso, consiste en estimar doce valores de “deltas” mensuales para cada modelo y un valor de delta promedio correspondiente. La Tabla 5.8 muestra los deltas promedio para las dos variables estudiadas: precipitación y temperatura media. Se observa que los modelos de la

familia IPSL son los que presentan cambios más severos (mayor incremento en temperatura y disminución en las precipitaciones) mientras que aquellos de la familia GISS (de la NASA) presentan variaciones promedio más bajas respecto del resto de los modelos, consistente con la sensibilidad climática de dichas familias de modelos.

Tabla 5.8: Modelos seleccionados luego de filtro ENSO-SAM y opinión de expertos. Se muestra el largo de la grilla por latitud y longitud en grados decimales (considerar que 1 grado decimal equivale aproximadamente a 111,3 km). También se muestra la sensibilidad climática en grados Celsius. Además, se reportan los deltas de temperatura y precipitación promedio para cada modelo. En las celdas verdes, se han marcado aquellos modelos seleccionados previamente a partir de los criterios anteriores. Aquellas celdas con NA, la sensibilidad corresponde a la misma de la familia del modelo respectivo.

Modelo	Latitud (°)	Longitud (°)	Sensibilidad (°C)	Delta T (°C)	Delta Pp (%)
ACCESS1-0	1,25	1,875	3,79	1,04	-8,97
ACCESS1-3	1,25	1,875	3,45	0,99	-8,29
bcc-csm1-1	2,7906	2,8125	2,88	0,94	-5,98
BNU-ESM	2,7906	2,8125	4,11	1,35	-4,01
CCSM4	0,9424	1,25	2,92	1,13	-2,92
CNRM-CM5	1,4008	1,40625	3,25	1,24	0,36
CSIRO-Mk3-6-0	1,8653	1,875	3,99	1,16	-2,86
FGOALS-g2	2,7906	2,8125	3,45	1,00	-5,83
GISS-E2-H	2	2,5	2,3	0,82	4,53
GISS-E2-R	2	2,5	2,11	0,75	-5,33
HadGEM2-AO	1,25	1,875	NA	1,02	-1,45
HadGEM2-ES	1,25	1,875	4,55	1,25	-5,66
IPSL-CM5A-LR	1,8947	3,75	4,1	1,30	-16,07
IPSL-CM5A-MR	1,2676	2,5	NA	1,39	-11,18
IPSL-CM5B-LR	1,8947	3,75	2,59	0,97	-5,66
MIROC-ESM	2,7906	2,8125	4,65	1,33	-8,07
MPI-ESM-LR	1,8653	1,875	3,6	1,02	-12,40
NorESM1-M	1,8947	2,5	2,83	0,97	-7,71
NorESM1-ME	1,8947	2,5	NA	1,00	-5,66

La variación mensual de los deltas en las variables utilizadas no muestra un patrón claro y consistente, no obstante, pareciera notarse que los deltas de verano son más intensos que los de invierno, aunque sin una tendencia entre modelos en el caso de las temperaturas (Figura 5.46). En el caso de las precipitaciones no existe un patrón de distribución de deltas mensuales (Figura 5.47). El procedimiento de generación de ambas figuras consideró también un criterio de agrupación por conglomerados en función de las distancias existentes entre los valores de cada delta. En ese sentido, en la parte baja de la Figura 5.46 pueden distinguirse modelos “cálidos” (MIROC-ESM, HadGEM2-ES, BNU-ESM, CNRM-CM5, IPSL-CM5A-MR, IPSL-CM5A-LR) cuyos deltas de temperatura suelen ser mayores que el resto.

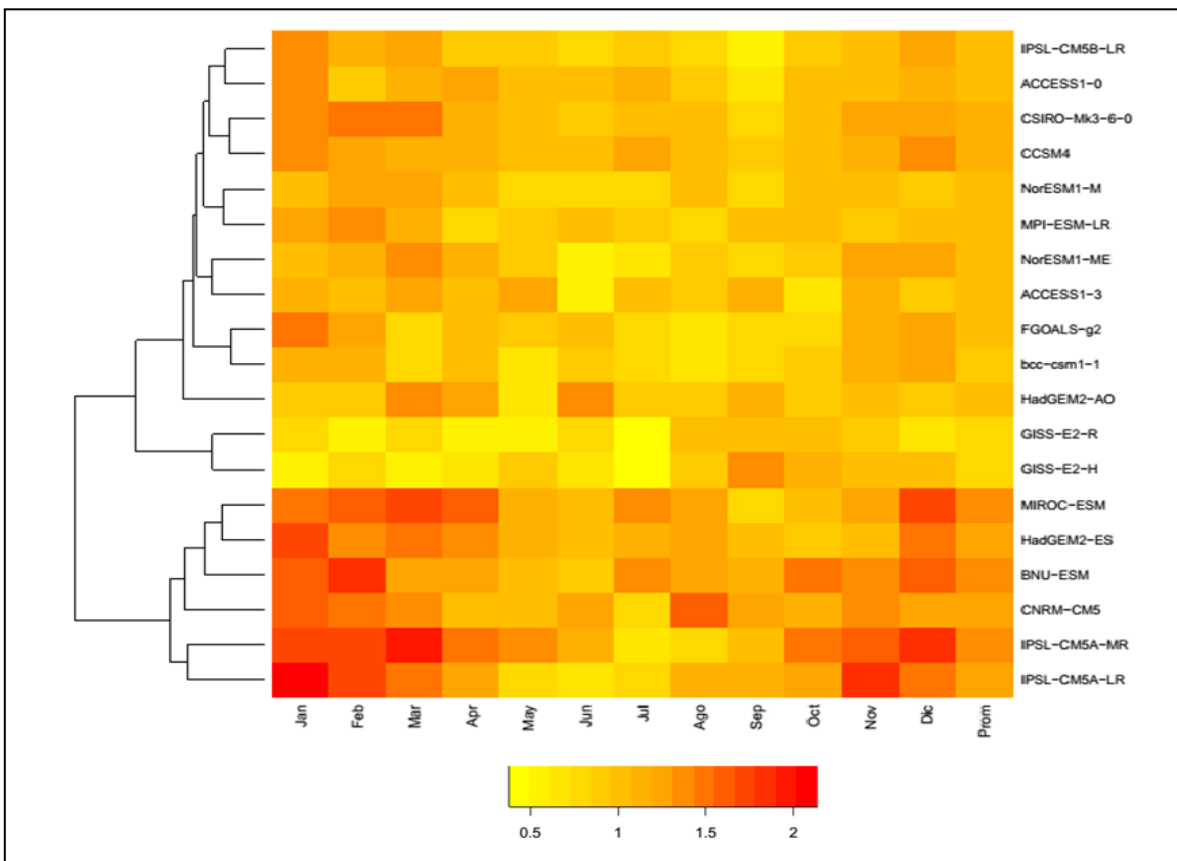


Figura 5.46: Mapa de calor de la distribución de los deltas mensuales de temperatura (°C) agrupados en conglomerados según la distancia euclidiana que los separa.

En el caso de las precipitaciones, existe un grupo de modelos que presenta deltas con marcada tendencia a la disminución de los montos de agua caída (MPI-ESM-LR, ACCESS1-0, IPSL-CM5A-LR y MIROC-ESM). Cabe mencionar, que el modelo GISS-E2-H sigue un patrón atemporal pero consistente en el posible aumento de las precipitaciones.

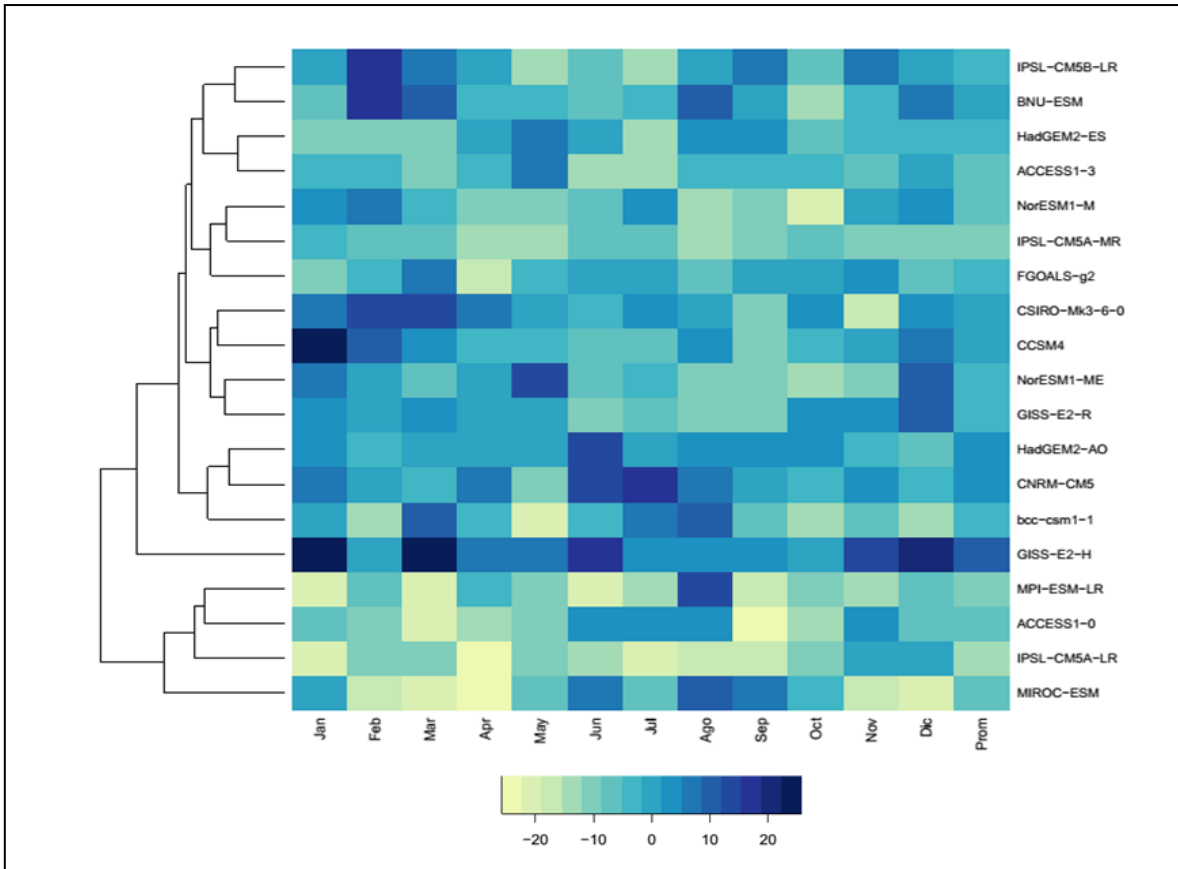


Figura 5.47: Mapa de calor de la distribución de los deltas mensuales de precipitación (%) agrupados en conglomerados según la distancia euclidiana que los separa.

Con todos los antecedentes recopilados, la evaluación de las sensibilidades, la relación con procesos geofísicos de gran escala y la opinión de expertos, se seleccionaron 4 modelos asociados a cambio climático a partir del siguiente criterio:

- Sensibilidad baja extrema: CSIRO-Mk3-6-0 (En adelante CSIRO)
- Sensibilidad baja moderada: CCSM4 (En adelante CCSM4)
- Sensibilidad alta moderada: MIROC-ESM (En adelante MIROC)
- Sensibilidad alta extrema: IPSL-CM5A (En adelante IPSL)

5.3.2.7. METODOLOGÍA DE APLICACIÓN DE DELTAS ESPACIO-TEMPORALES

La metodología de cálculo para obtener los deltas hacia el futuro en el escenario más severo, considera en primer lugar el generar series históricas de las variables meteorológicas a utilizar. En ese sentido, se están utilizando los productos históricos grillados descritos en el capítulo 5.1 de determinación de forzantes meteorológicas. La resolución espacial de la celda corresponde a 0,05

grados (cerca de 5,5 km) y se utilizarán para forzar las series futuras de forma espacial a partir del cálculo de deltas.

Ramírez-Villegas y Jarvis (2010) utilizan la espacialización de la línea base climática, que en el caso del presente proyecto corresponde al período 1985-2015 y obtiene las diferencias simples y porcentuales de temperatura y precipitación respecto de la espacialización del escenario futuro, para después agregar a la línea de base esta diferencia en la proporción/valor correspondiente y así obtener una aproximación espacial del clima futuro.

El procedimiento de aplicación de deltas consiste en que para los modelos CCSM4, CSIRO, IPSL y MIROC se interpolan los valores de temperatura y precipitación al mismo tamaño de grilla (0,05° -> ~5,5 km) que poseen las forzantes meteorológicas.

Para el periodo presente (1985-2015) y el futuro (2030-2060) en cada una de las variables, se obtienen cuatro subconjuntos de datos que representan las distintas estaciones del año. Verano está compuesto por los meses de diciembre, enero y febrero, otoño por marzo, abril y mayo, invierno por junio, julio y agosto y primavera por los meses de septiembre, octubre y noviembre. Esta selección se realiza para calcular un delta estacional en cada una de las celdas de la grilla mencionada.

Este delta, para el caso de las precipitaciones, corresponde a la tasa de cambio en las precipitaciones para cada uno de estos periodos estacionales hacia el futuro respecto del presente, vale decir es la diferencia entre la precipitación media estacional futura menos la actual, dividida por la misma media estacional para el periodo actual. En el caso de la temperatura, y para los mismos periodos estacionales, el delta corresponde a la diferencia simple entre los valores futuros y presentes.

Con los deltas estacionales calculados, se realiza una extrapolación de estos valores para llevarlos a una escala anual mediante la aplicación de una función de onda armónica (Figura 5.42). Para aplicar esta función (ecuación 5.8) primero se obtiene la densidad espectral en cada una de las celdas para obtener su frecuencia fundamental (f) y luego su periodo (P = 1/f). Con esto, sumado a los intervalos (t=4) utilizados, es posible obtener los coeficientes del armónico que describen en delta calculado.

$$\widehat{\delta} = \text{seno}\left(\frac{t * \pi}{P}\right) + \text{coseno}\left(\frac{t * \pi}{P}\right) \quad (5.8)$$

Los coeficientes finalmente son utilizados para extrapolar la serie a un año de 365 días representativo que se agrega a la serie historia de modo de obtener una serie temporal futura representativa aplicado con su delta diario celda por celda. Es posible notar los cambios espaciales según latitud, y como en algunas zonas las precipitaciones tenderían a aumentar en algún momento del año, sobre todo en el norte del país (Figura 5.48).

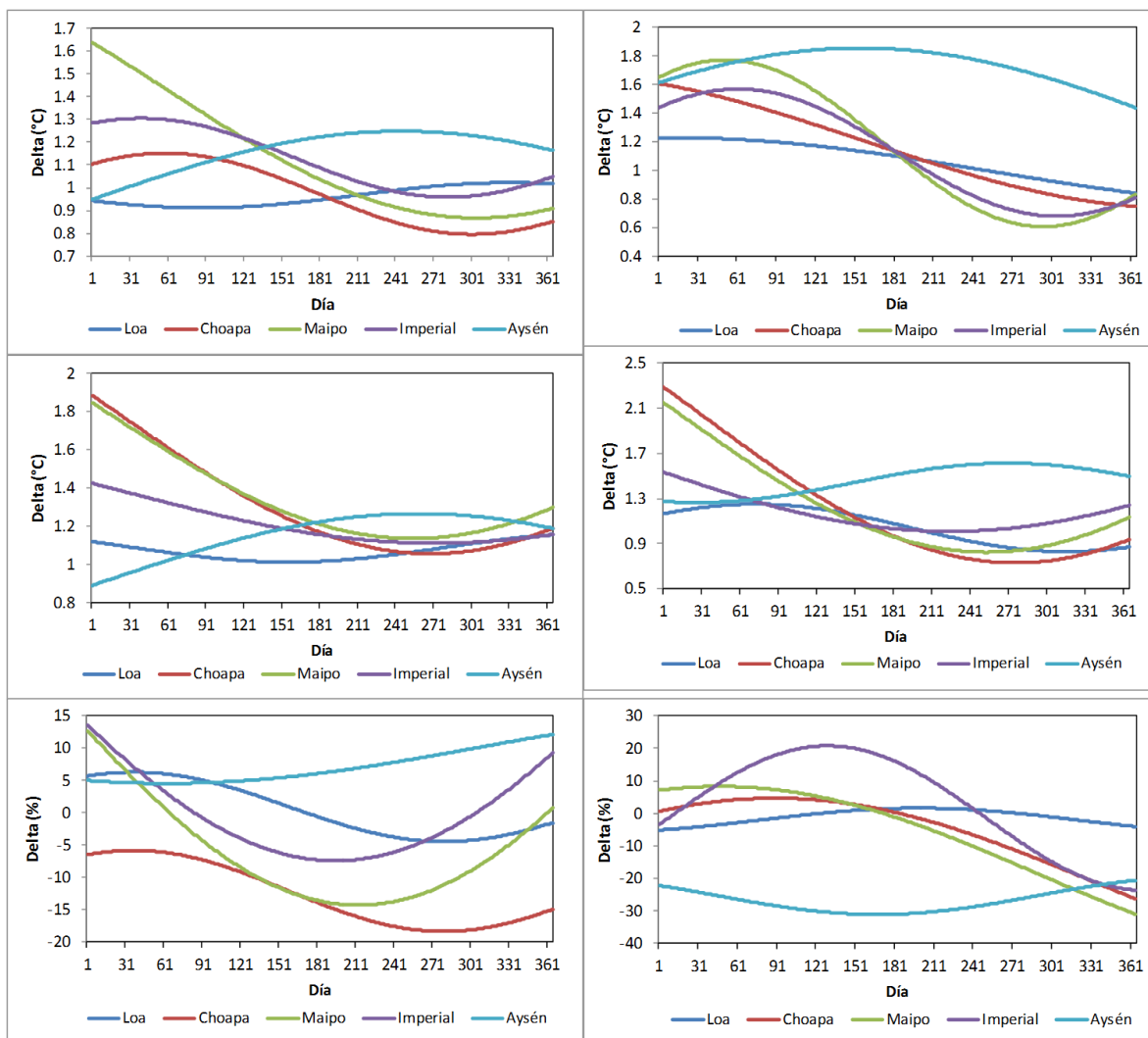


Figura 5.48: De arriba hacia abajo: deltas de Temperatura mínima (°C), temperatura máxima (°C) y precipitación (%). De izquierda a derecha: modelo CCSM4 Y modelo CSIRO. Se representan los armónicos ajustados a los deltas estacionales al centroide de cada una de las cuencas piloto.

Las series futuras temperatura y precipitación calculadas de a partir de las series actuales y los deltas obtenidos desde los modelos climáticos seleccionados para el escenario RCP8.5 son llevadas a VIC para obtener los resultados de la modelación en escenarios futuros.

5.3.2.8. METODOLOGÍA DE DELTAS CLIMÁTICOS

Para obtener los deltas climáticos, en primer lugar, se tomaron cada uno de los puntos de grilla climática para 19 modelos climáticos GCM que se ubican al interior de cada una de las cuencas piloto, para luego promediar las series temporales tanto de precipitación como de temperatura. En el caso de las precipitaciones se promedian las sumas anuales de los valores mensuales para todos los años comprendidos entre 1985 y 2015, y en el caso de las temperaturas es el promedio de las medias correspondientes.

Este mismo procedimiento se realiza para el futuro. En este caso el periodo considerado corresponde a los datos comprendidos entre los años 2030-2060. Cabe recordar que estos modelos contienen proyecciones de cambio climático asociados a distintos forzamientos radiativos, los cuales indican en función de la severidad del cambio en la radiación interceptada por la superficie, cuánta será la magnitud del cambio para las variables de interés (principalmente aumento en las temperaturas y disminución de las precipitaciones). En el caso de la presente metodología, se evaluó aquel escenario climático más desfavorable, el RCP 8.5, el cual en virtud de los actuales niveles de emisiones en el planeta resulta ser el más consistente. Este escenario menciona que cada año la radiación incidente aumenta hacia el 2100 de modo de incrementar $8.5 \text{ W} \cdot \text{m}^{-1}$ respecto de la era preindustrial. Esto, representa por ejemplo cambios en las temperaturas de hasta $+3^\circ\text{C}$ y disminuciones del 50% de las precipitaciones en los casos más extremos.

La aplicación de la metodología de deltas permite tener una idea de la magnitud media de los cambios tanto en precipitación y como en temperatura. Esto lleva a evaluar acerca de qué modelos son más intensos en sus cambios y cuales responden de manera más suave a las respuestas climáticas, ya que como se ha mencionado, los centros de investigación que los calculan aplican metodologías de cálculo distintas de acuerdo a sus objetivos particulares. En las Figura 5.49 a la Figura 5.53 se muestran los deltas de variación porcentual para temperaturas y precipitación del periodo, histórico respecto del futuro en el escenario climático menos favorable. Se muestra que, para el caso de Aysén e Imperial, por ejemplo, la dispersión de la precipitación (-10%) es menos marcada que para las temperaturas (0,6 a 2°C), teniendo en cuenta que las escalas están moduladas para los 4 gráficos en sus valores extremos. Caso opuesto ocurre en la cuenca del río Loa, donde los cambios oscilan desde -49% a 27% contrastando los 19 modelos seleccionados. Esto genera incertidumbre si es que se desea utilizar un modelo particular, dado principalmente por la ausencia de precipitaciones en la región, la cual modula cambios hacia el futuro en distintos modelos que pueden llegar a ser bastante contrastantes. Dada su cercanía, en el Maipo y el Choapa los cambios tienden a oscilar entre 0 y -25% en el caso de las precipitaciones y entre 1 y 3°C de incremento de las temperaturas hacia 2060, lo que resulta ser consistente con las tendencias actuales de temperatura y precipitación.

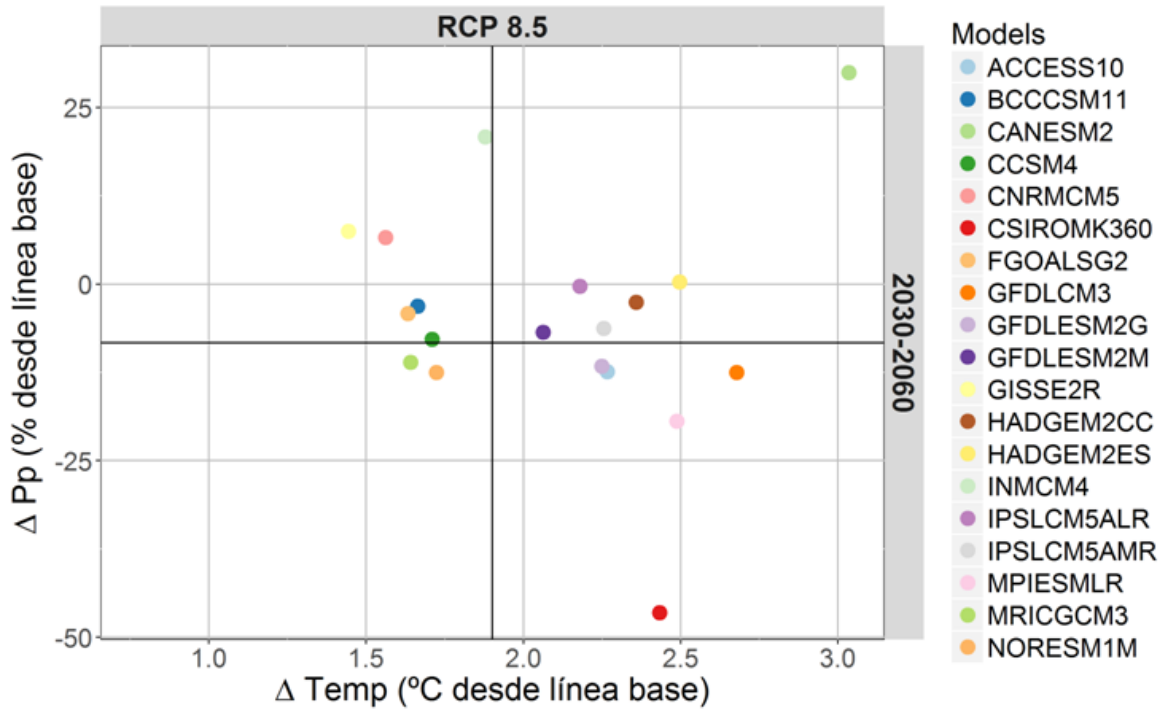


Figura 5.49: Deltas de precipitación (%) y temperatura ($^{\circ}C$) para la cuenca del río Loa evaluada en 19 modelos climáticos contrastando el periodo actual (1985-2015) y futuro (2030-2060) para el escenario de cambio más severo (RCP 8.5).

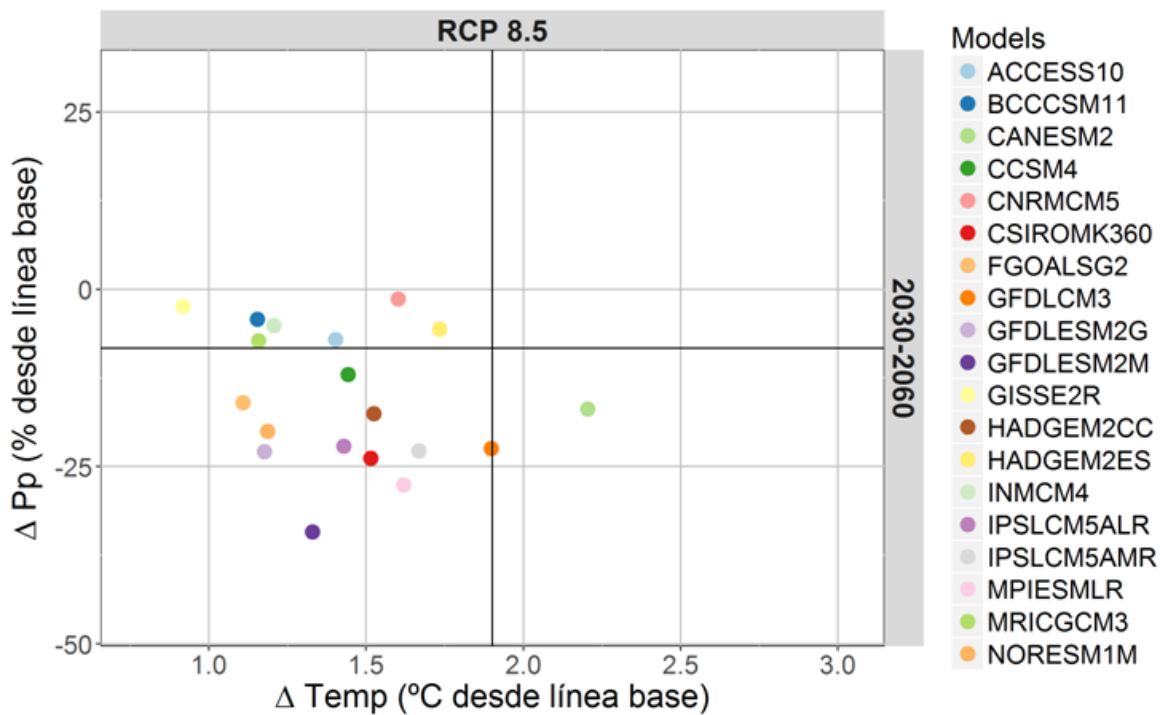


Figura 5.50: Deltas de precipitación (%) y temperatura ($^{\circ}C$) para la cuenca del río Choapa evaluada en 19 modelos climáticos, contrastando el periodo actual (1979-2015) y futuro (2030-2060) para el escenario (RCP8.5).

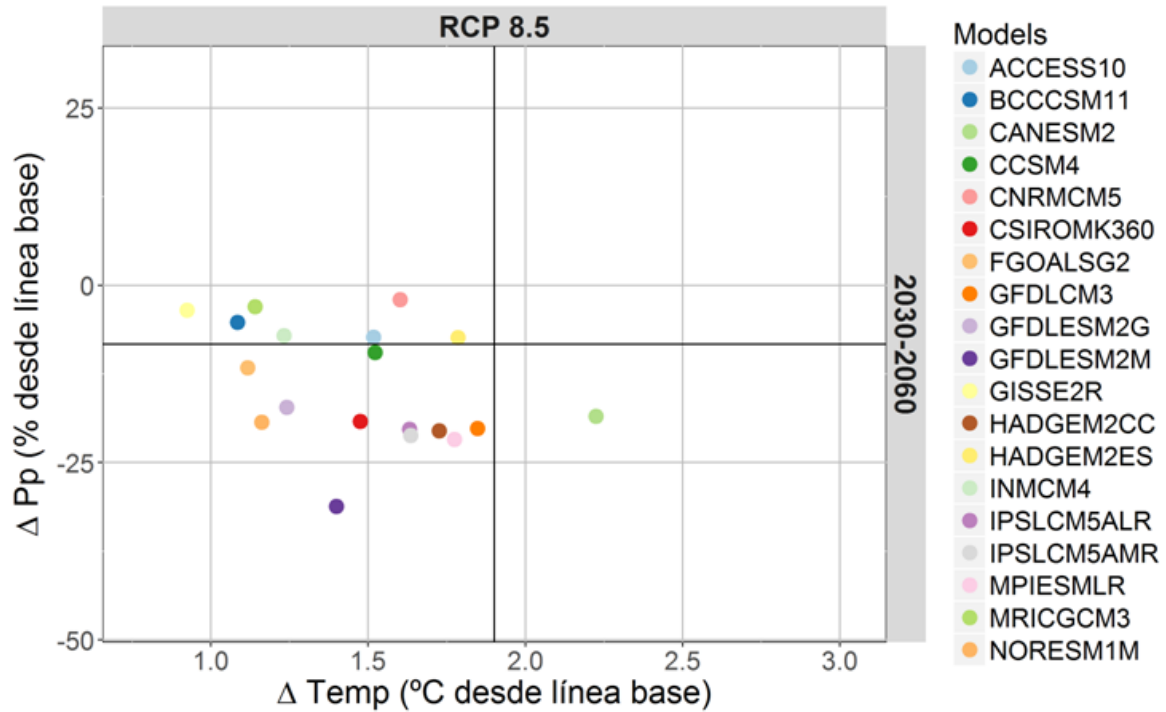


Figura 5.51: Deltas de precipitación (%) y temperatura ($^{\circ}C$) para la cuenca del río Maipo evaluada en 19 modelos climáticos contrastando el periodo actual (1979-2015) y futuro (2030-2060) para el escenario de cambio más severo (RCP 8.5).

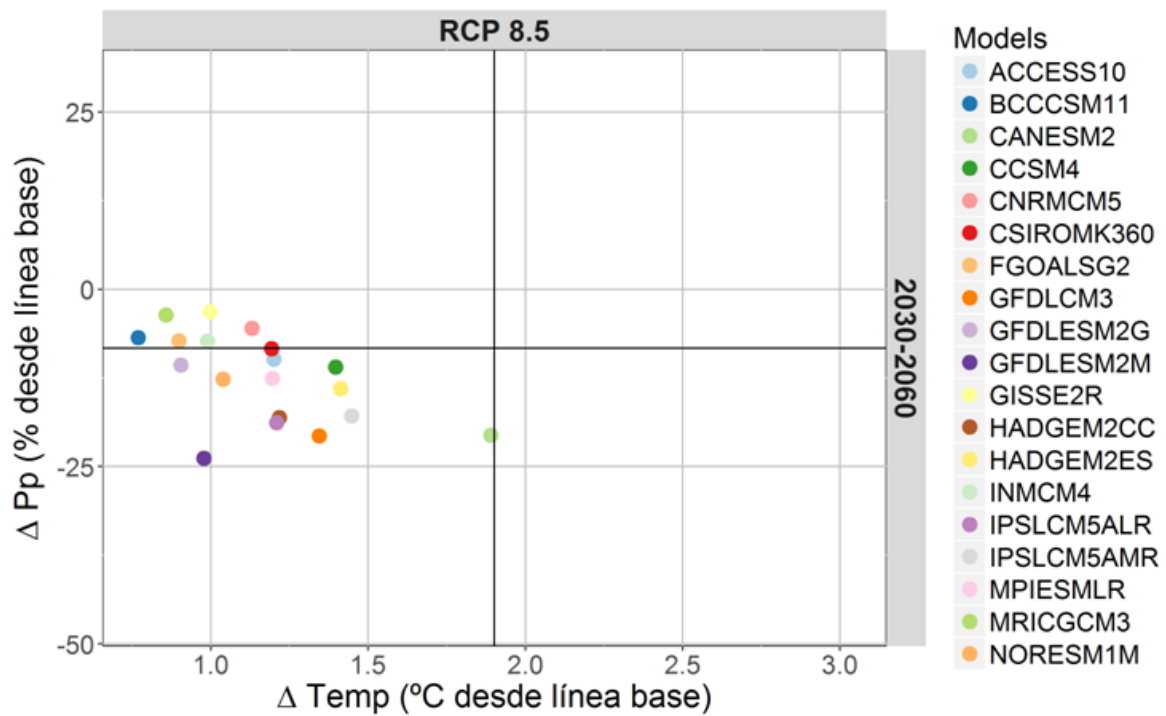


Figura 5.52: Deltas de precipitación (%) y temperatura ($^{\circ}C$) para la cuenca del río Imperial evaluada en 19 modelos climáticos contrastando el periodo actual (1979-2015) y futuro (2030-2060) para el escenario de cambio más severo (RCP 8.5).

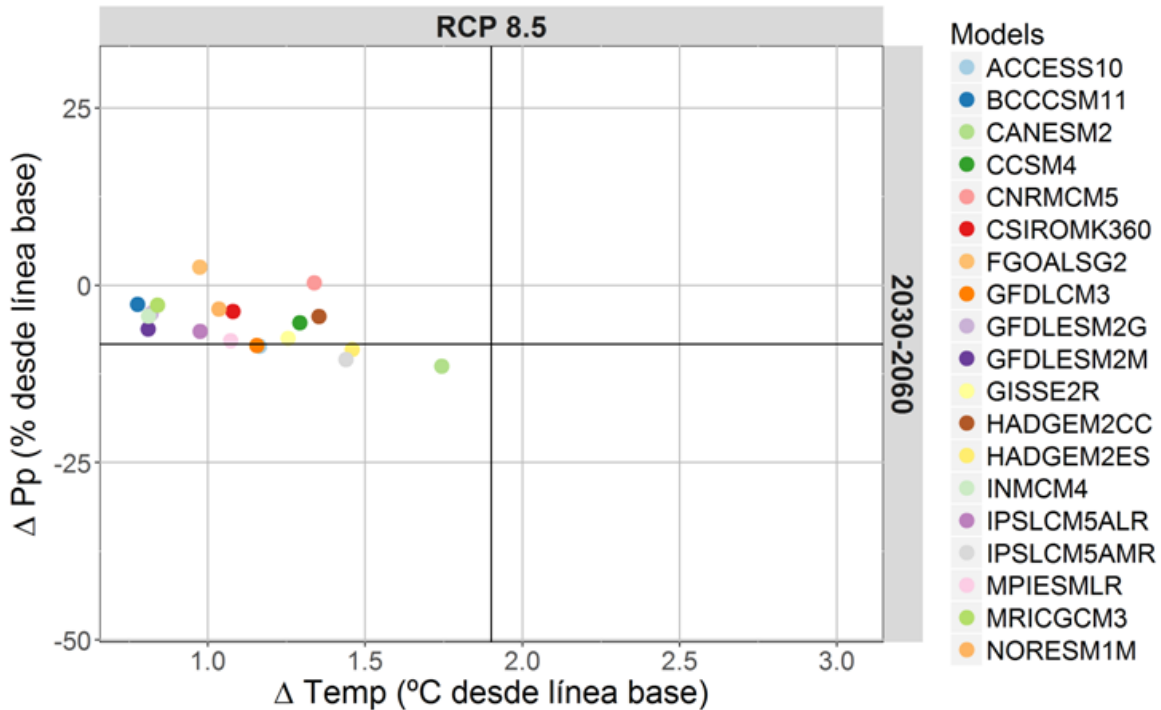


Figura 5.53: Deltas de precipitación (%) y temperatura (°C) para la cuenca del río Aysén evaluada en 19 modelos climáticos contrastando el periodo actual (1979-2015) y futuro (2030-2060) para el escenario de cambio más severo (rcp8.5).

5.3.2.9. RESULTADOS DE PRECIPITACIÓN Y TEMPERATURA A NIVEL PAÍS

Desde la Figura 5.54 a la Figura 5.56, se muestra las magnitudes de precipitación promedio en el mes de julio (invierno) y las temperaturas medias máxima y mínima para el mes de febrero (verano), que es en donde se encuentran los mayores contrastes estacionales. En relación a las precipitaciones, en general, los modelos muestran una tendencia a la disminución en la zona centro-sur del país (-15% o menos dependiendo del modelo), y dicho decrecimiento se ve acentuado en el extremo sur cuando se considera los modelos con la más alta sensibilidad climática (MIROC (4,65°C) y IPSL (4,11 °C)). No obstante, se observan patrones de incremento inclusive en la misma zona para los modelos con una sensibilidad más baja, incluso el modelo CSIRO prevé aumento de más de 40% en la zona de Aysén. Es decir, existe una mayor incertidumbre en relación a los cambios en la precipitación en la zona Austral de Chile. Para el Norte, por el contrario, existen zonas, sobre todo en el Altiplano, en donde las precipitaciones tienden a aumentar en cerca de 8%, siendo esta una tendencia generalizada en todos los modelos. Para la zona central, las disminuciones de precipitaciones están presentes todos los meses, aunque tienden a concentrarse en los meses de mayor precipitación. Sin embargo, existe un desfase temporal entre modelos y los valores que determinan las disminuciones en la precipitación. Por ejemplo, las disminuciones se concentran en los meses de invierno para el modelo CCSM4 y hacia términos de primavera en el modelo CSIRO.

En relación a los cambios proyectados en temperatura, existe una tendencia al aumento de los valores en casi todo el territorio continental para todos los modelos (Figura 5.55 y Figura 5.56), con algunas disminuciones localizadas en la zona del altiplano. Dichas disminuciones, se identifican principalmente a meses de inviernos en los modelos que poseen la sensibilidad más baja (CSIRO y CCSM4). Para las temperaturas máximas, por ejemplo, los aumentos más considerables se localizan hacia el extremo austral, llegando en algunas zonas a más de 3°C de diferencia respecto del periodo histórico. El incremento de las temperaturas mínimas, aunque es más moderado que el de las máximas, sigue un patrón espacial menos variables, con zonas generalizables en donde se producen los incrementos, especialmente en la zona centro-sur para el modelo MIROC. En resumen, los cuatro modelos seleccionados muestran patrones de incremento de las temperaturas extremas y disminución de las precipitaciones en Chile continental.

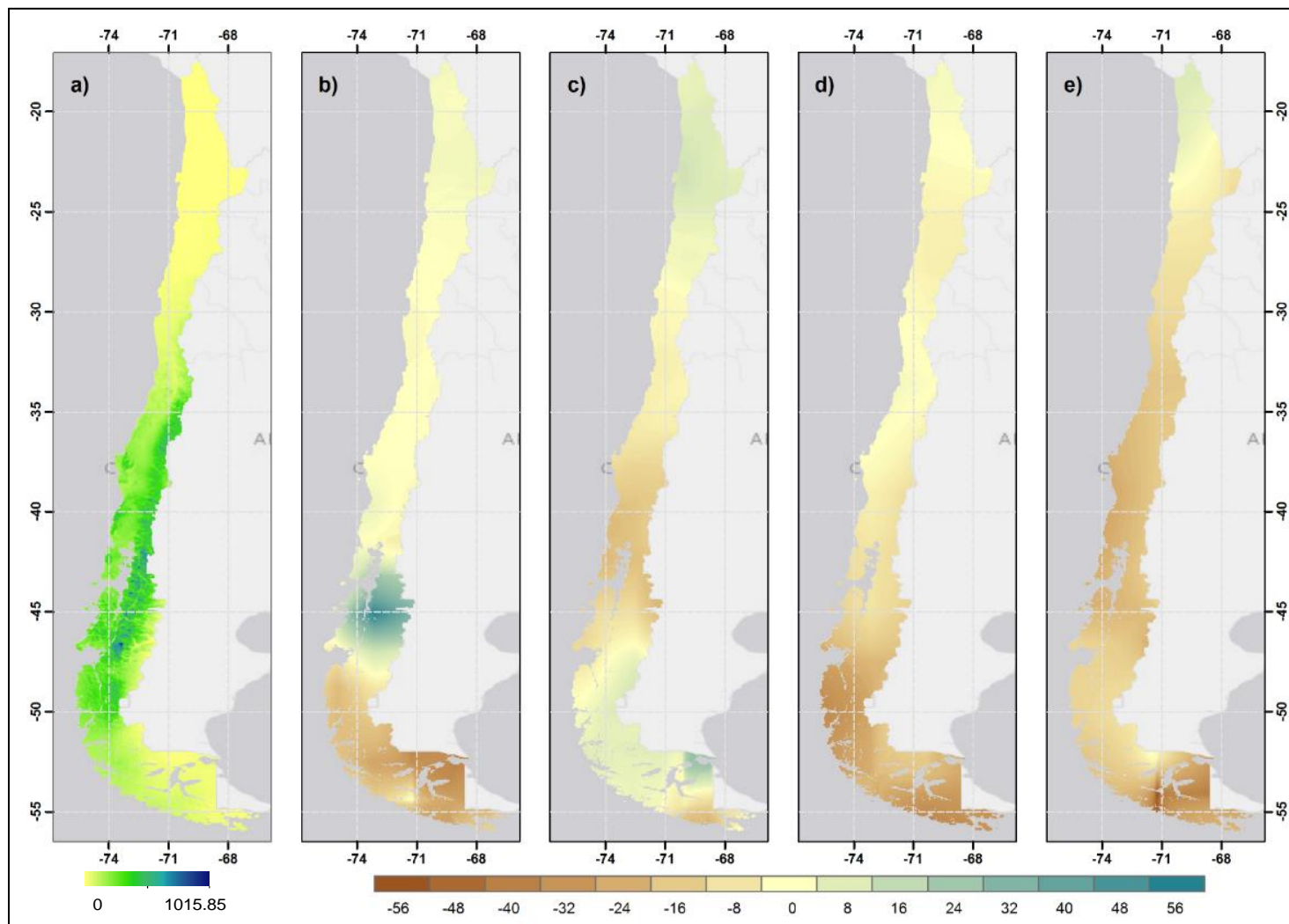


Figura 5.54: a) Precipitación media del mes de julio para el periodo histórico (1985-2015), b) deltas de precipitación en Chile continental para el modelo CSIRO, c) CCSM4, d) MIROC y e) IPSL, calculados para el periodo futuro (2030-2060) en el escenario RCP 8.5.

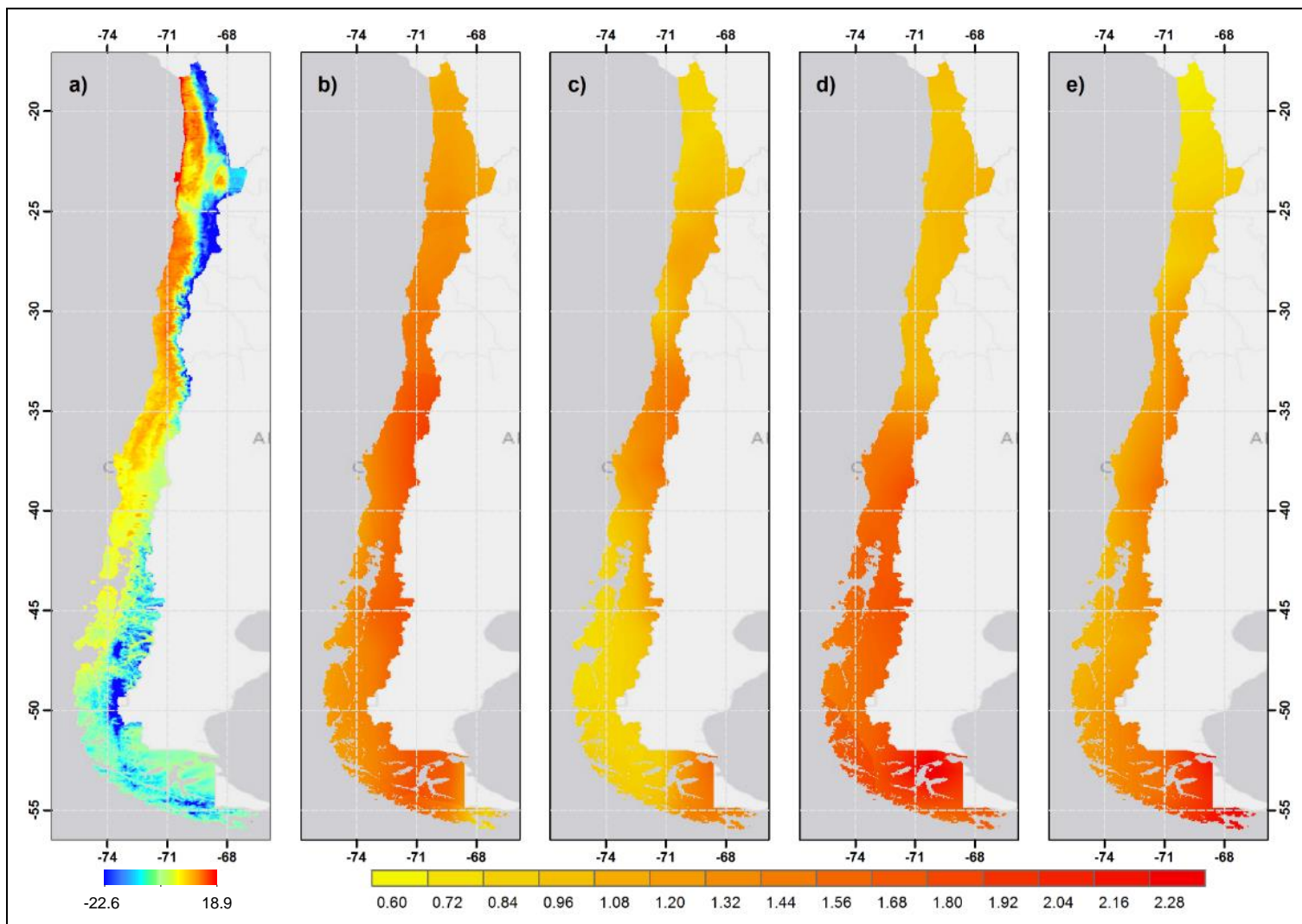


Figura 5.55: a) Temperatura mínima media del mes de febrero para el periodo histórico (1985-2015), b) deltas de temperatura en Chile continental para el modelo CSIRO, c) CCSM4, d) MIROC y e) IPSL, calculados para el periodo futuro (2030-2060) en el escenario RCP 8.5.

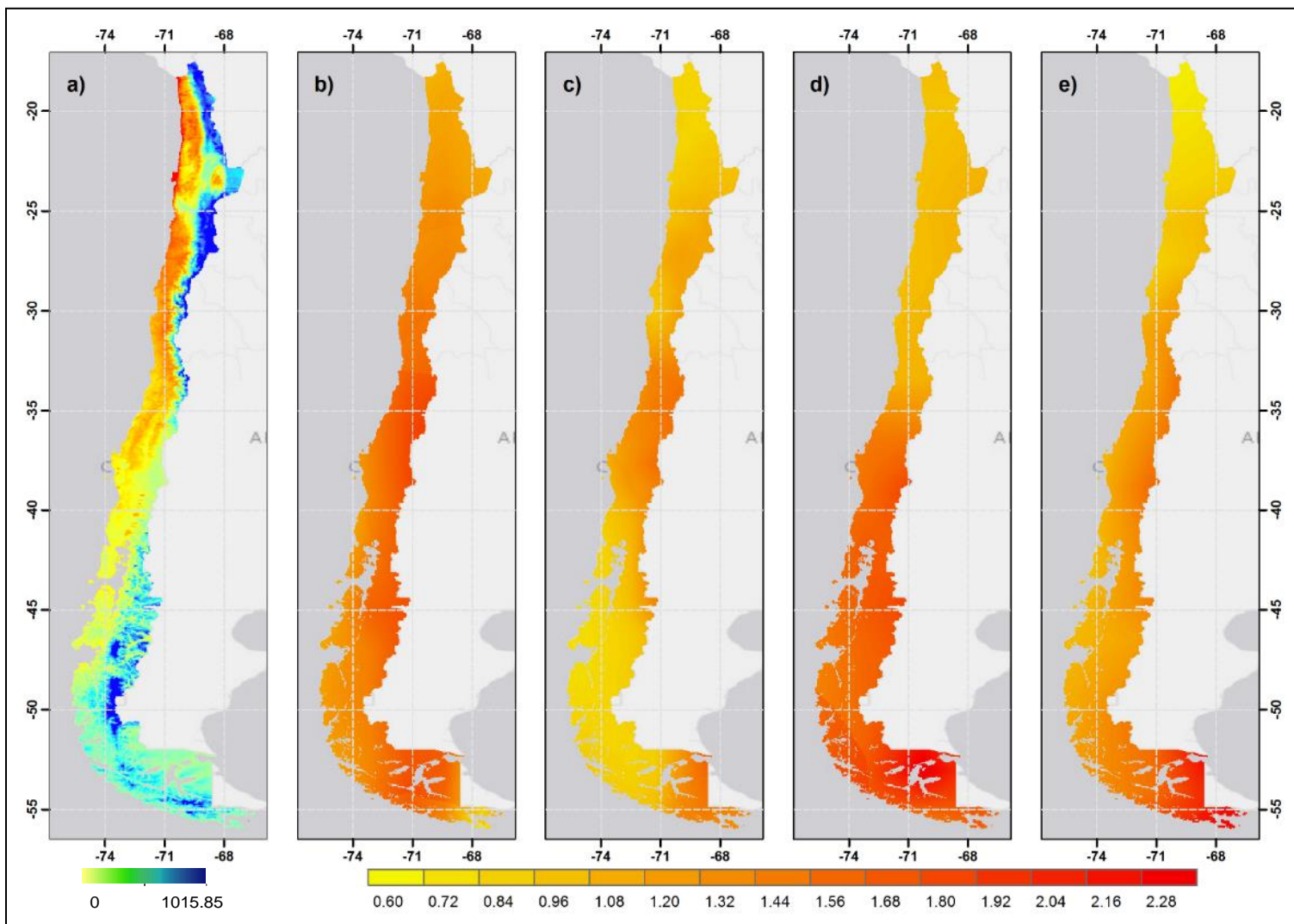


Figura 5.56: a) Temperatura máxima media del mes de febrero para el periodo histórico (1985-2015), b) deltas de temperatura en Chile continental para el modelo CSIRO, c) CCSM4, d) MIROC y e) IPSL, calculados para el periodo futuro (2030-2060) en el escenario RCP 8.5.

5.4. PÉRDIDAS EVAPOTRANSPIRATIVAS

La evapotranspiración corresponde al flujo de vapor de agua desde la superficie del suelo (componente evaporativa) y la transpiración de las plantas hacia la atmósfera (componente transpirativa). Los flujos evapotranspirativos son un elemento esencial en el balance hídrico, ya que representan uno de los mecanismos de conexión más importantes entre los procesos de la superficie terrestre con la dinámica atmosférica (Liu et al. 2016). A pesar de su importancia, desde el punto de vista metodológico, es una variable muy difícil de medir a escala regional (Rodell et al. 2004; Howell 1990).

El proceso mediante el cual tiene lugar la evapotranspiración es el resultado de interacciones complejas entre fenómenos físicos, determinados principalmente por factores climáticos, composición y estado del suelo y condiciones de la cobertura vegetal presente. De manera de poder estudiar el fenómeno de forma más precisa, en la literatura se han propuesto definiciones y modelos conceptuales que buscan separar el efecto de las distintas componentes forzantes de la evapotranspiración, de modo de analizar los elementos que actúan como limitante del proceso. De esta forma, se define el concepto de evapotranspiración potencial (ETP) como la máxima tasa de evaporación en condiciones óptimas de la vegetación y sin restricción de agua. El modelo utilizado por VIC para el cálculo de ETP es el de Penman-Monteith (Shuttleworth, 1993), caracterizado por la Ecuación (5.18).

$$\lambda_v ETP = \frac{\Delta(R_n - G) + \rho_a c_p (e_s - e_a)/r_a}{\Delta + \gamma} \quad (5.18)$$

Otro concepto de gran utilidad es el de evapotranspiración de referencia (ETo). Este se introdujo para estudiar la demanda evapotranspirativa de la atmósfera, independientemente del tipo y desarrollo de los cultivos y de las prácticas de manejo (FAO, 2006). Este concepto permite comparar valores medidos o estimados en diferentes localidades o en diferentes épocas del año, debido a que no depende del tipo de superficie analizada, siendo afectada únicamente por parámetros climáticos. La ecuación utilizada para calcular este parámetro es la ecuación FAO Penman-Monteith (FAO, 2006), según la Ecuación (5.19).

$$ETo = \frac{0,408 \Delta (R_n - G) + \gamma \frac{900}{T+273} u_2 (e_s - e_a)}{\Delta + (1 + 0,34 u_2)} \quad (5.19)$$

Tanto ETP como ETo son definiciones conceptuales para casos idealizados. Normalmente la tasa de evapotranspiración real está por debajo de estos valores, debido a que las condiciones de la cobertura vegetal, tipo y estado del suelo y disponibilidad hídrica muchas veces son lejanas de las ideales. Sin embargo, estos modelos conceptuales ofrecen parámetros de comparación para distintas fuentes de validación, lo que es de gran utilidad al momento de evaluar el desempeño de los modelos hidrológicos, en particular del utilizado para este balance hídrico.

El modelo VIC calcula la evapotranspiración a partir de las forzantes meteorológicas y a través de formulaciones de base física. Dada la diversidad de fuentes de información y la variabilidad intrínseca de los modelos involucrados, se vuelve necesario analizar los resultados de la modelación comparándolos con mediciones realizadas en terreno u obtenidas de otras fuentes de información como lo son los productos satelitales y de percepción remota. En las siguientes subsecciones se presenta la metodología mediante la cual se validarán los resultados obtenidos a través del modelo VIC de esta componente del balance hídrico.

5.4.1. USO DE INFORMACIÓN EN TERRENO: EVAPORACIÓN DE BANDEJA Y ESTIMACIÓN MEDIANTE INFORMACIÓN METEOROLÓGICA LOCAL

Actualmente se cuenta con bases de datos de información en terreno de evaporación desde dos fuentes: bandejas evaporímetras de la DGA y estimaciones locales de evapotranspiración en estaciones meteorológicas del INIA (Instituto Nacional de Investigación Agropecuaria) y el CEAZA (Centro de Estudios Avanzados en Zonas Áridas). Las estaciones de la DGA registran evaporación desde tanques evaporímetros clase A, con las cuales se entregan valores de evaporación en mm/día. Por su parte, las estaciones del INIA y el CEAZA miden las variables meteorológicas (temperatura del aire, humedad relativa, radiación y velocidad del viento) que permiten estimar la evapotranspiración de cultivo de referencia (ET_0) mediante la Ecuación de Penmann-Monteith.

En la Figura 3.29 se mostró previamente un mapa de la distribución de estaciones en el territorio nacional. En la Figura 5.57 se presenta un mapa con el número de estaciones, separadas por fuente, para las cuencas piloto.

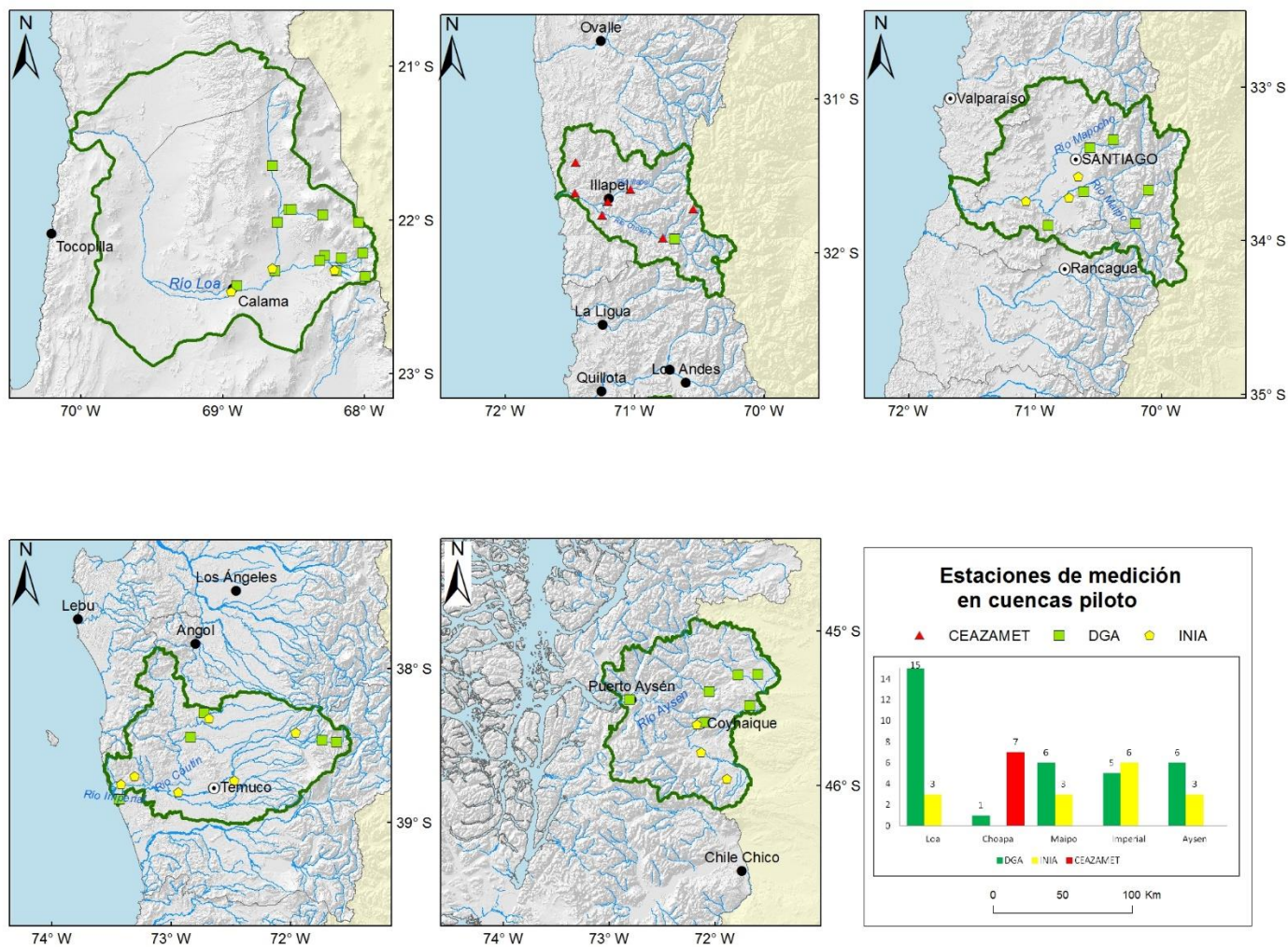


Figura 5.57: Distribución de las estaciones de medición en las cuencas piloto. En color rojo se encuentran las estaciones del CEAZAMET, en verde las estaciones DGA y en amarillo las estaciones del INIA. Se presenta un gráfico de barras con el número de estaciones, separadas por fuente, por cada una de las cuencas piloto.

Para el caso de las bandejas evaporímetras, se propone estimar la evapotranspiración de cultivo de referencia (ET_0) mediante la corrección propuesta por la FAO en su documento 29 (Doorenbos and Pruitt, 1977), que se presenta en la Ecuación (5.20).

$$ET_0 = K_b E_b \quad (5.20)$$

Donde E_b es la tasa de evaporación de bandeja. Tanto E_b como ET_0 se miden en mm/día. El coeficiente K_b se obtiene a partir de la velocidad del viento y humedad relativa promedio a nivel local. Los coeficientes K_b se encuentran tabulados en la Tabla 5.9.

Tabla 5.9: Coeficientes de Bandeja Clase A para distintas condiciones de cobertura de suelo promedio diario de velocidad del viento y humedad relativa locales.

Bandeja Clase A	Caso A: Bandeja ubicada en una zona con vegetación de baja altura				Caso B: Bandeja Ubicada en zona seca con suelo desnudo			
	Baja <40	Media 40 - 70	Alta >70		Baja <40	Media 40 - 70	Alta >70	
HR promedio (%)								
Velocidad del viento (km/día)	Longitud del barlovento (m)				Longitud del barlovento (m)			
Suave < 175	1	0,55	0,65	0,75	1	0,7	0,8	0,85
	10	0,65	0,75	0,85	10	0,6	0,7	0,8
	100	0,7	0,8	0,85	100	0,55	0,65	0,75
	1.000	0,75	0,85	0,85	1.000	0,5	0,6	0,7
Moderado 175-425	1	0,5	0,6	0,65	1	0,65	0,75	0,8
	10	0,6	0,7	0,75	10	0,55	0,65	0,7
	100	0,65	0,75	0,8	100	0,5	0,6	0,65
	1.000	0,7	0,8	0,8	1.000	0,45	0,55	0,6
Fuerte 425-700	1	0,45	0,5	0,6	1	0,6	0,65	0,7
	10	0,55	0,6	0,65	10	0,5	0,55	0,65
	100	0,6	0,65	0,7	100	0,45	0,5	0,6
	1.000	0,65	0,7	0,75	1.000	0,4	0,45	0,55
Muy fuerte >700	1	0,4	0,45	0,5	1	0,5	0,6	0,65
	10	0,45	0,55	0,6	10	0,45	0,5	0,55
	100	0,5	0,6	0,65	100	0,4	0,45	0,5
	1.000	0,55	0,6	0,65	1.000	0,35	0,4	0,45

Tanto ET_0 como E_b se compararán con las variables de salida de VIC correspondientes a evapotranspiración potencial de cultivo de referencia y evapotranspiración potencial desde superficie de agua libre. La comparación se hace a nivel promedio mensual, interpolando los resultados del modelo VIC al punto de estación para el periodo de medición de esta.

5.4.2. CÁLCULO DE ET EN ZONAS ÁRIDAS Y SEMI-ÁRIDAS CON ABUNDANCIA DE ÁREAS CON SUELO DESNUDO: MÉTODO DE LA PROFUNDIDAD DE EXTINCIÓN

El ciclo hidrológico en zonas semi-áridas está fuertemente controlado por la evaporación (Johnson et al. 2010; Hernández-López et al. 2014). Además, muchas de las herramientas satelitales utilizadas para estimar evapotranspiración, no son aplicables a zonas dominadas por la presencia de suelo desnudo (para más información revisar sección 5.4 del informe). Debido a esto, y considerando que la Macrozona Norte posee amplias regiones con estas características, es de suma importancia contar con una metodología para estimar los flujos evapotranspirativos en zonas caracterizadas por grandes extensiones de suelo desnudo.

El principal mecanismo mediante el cual se produce la evaporación en este caso es a través de la humedad de las capas superficiales de suelo, siendo el agua subterránea la principal fuente de humedad disponible para evaporación cuando ésta se encuentra cercana a la superficie. El método que se propone para estimar la evaporación desde el suelo en zonas áridas con napas someras es el de la profundidad de extinción (profundidad de la napa a la cual teóricamente no se produce evaporación desde el suelo). El modelo propuesto consiste en una función por partes con un primer tramo ajustado por una función exponencial (Philip 1957) y un segundo tramo definido por una función potencial (Morel-Seytoux & Mermoud 1989), como se presenta en la Ecuación (5.21).

$$\frac{E}{ETP} = \begin{cases} 1 & z = 0 \\ e^{-\alpha_1 z} & z < z_0 \\ kz^{-\alpha_2} & z > z_0 \end{cases} \quad (5.21)$$

Donde z [m] es la profundidad de la napa; z_0 [m] corresponde profundidad de transición, donde la evaporación sigue siendo gobernada por las condiciones meteorológicas (Shah et al., 2007); α_1 es un parámetro de ajuste de la curva exponencial; y k y α_2 dependen de las propiedades hidrodinámicas del suelo y pueden ser ajustados mediante mediciones en terreno (DGA 2009). La ecuación se encuentra adimensionalizada por la evapotranspiración potencial (ETP).

En un trabajo realizado entre los años 2007 y 2009 por la DGA en las regiones XV, I, II, III se levantó información de terreno para caracterizar estas curvas en varios sectores de algunas cuencas del norte. Uno de los resultados de este estudio fue el ajuste de los parámetros para las regiones de Tarapacá, Antofagasta y Atacama, según se muestra en las Ecuaciones (5.22) a la (5.24).

Región de Tarapacá

$$\frac{E}{ETP} = \begin{cases} 1 & z = 0 \\ e^{-5.7z} & z < 0,27 \\ 0,083 z^{-0,714} & z > 0,27 \end{cases} \quad (5.22)$$

Región de Antofagasta

$$\frac{E}{ETP} = \begin{cases} 1 & z = 0 \\ e^{-6,01z} & z < 0,34 \\ 0,047 z^{-0,919} & z > 0,34 \end{cases} \quad (5.23)$$

Región de Atacama

$$\frac{E}{ETP} = \begin{cases} 1 & z = 0 \\ e^{-11,09z} & z < 0,15 \\ 0,065 z^{-0,575} & z > 0,15 \end{cases} \quad (5.24)$$

Para el caso de ETP, ésta se puede determinar mediante el procedimiento descrito en la sección 5.2 de este capítulo. Para evaluar la calidad del ajuste se utilizó como indicador estadístico de bondad de ajuste el error cuadrático medio (ECM) y el parámetro “Fit” o coeficiente de correlación, como se presenta en la Ecuación (5.25).

$$Fit = 100 \cdot \left(1 - \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (\hat{Q}_i - Q_i)^2}{\sum_{i=1}^n (\hat{Q}_i - \bar{Q})^2}} \right) \quad (5.25)$$

Donde \hat{Q} corresponde a los valores estimados mediante el ajuste, Q_i son los valores medidos en terreno y \bar{Q} representa el promedio de los valores observados. El rango de ajuste corresponde a $(-\infty, 100]$, siendo 100 el valor en que la serie de valores medidos y los valores estimados por el modelo coinciden (DGA 2009). La bondad del ajuste propuesto se señala en la Tabla 5.10.

Tabla 5.10: Bondad de ajuste de las curvas propuestas para el método de la profundidad de extinción.

Curva ajustada	ECM (adimensional)	Fit (adimensional)
I Región	0,091	62,27
II Región	0,037	83,41
III Región	0,036	83,39

5.4.3. USO DE INFORMACIÓN SATELITAL Y PERCEPCIÓN REMOTA

Existen varios métodos para estimar la ET entre los que se encuentran: (1) el modelo REBM (McVicar and Jupp, 2002), que combina percepción remota y datos meteorológicos, (2) el método del triángulo, el cual contrasta la pendiente de la temperatura superficial con el Índice de la Diferencia de la

Vegetación Normalizado, NDVI por sus siglas en inglés, para obtener la resistencia superficial a la ET y (3) el modelo dual desarrollado por Norman *et al.* (1995) y Kustas y Norman (1999) que también usa percepción remota. Para estos modelos, la información termal según percepción remota es la principal fuente de información. Sin embargo, se demostró que dichos métodos no son muy confiables con algunas mediciones de terreno. Para ello se plantea un nuevo método que combina la percepción remota con información meteorológica.

En el estudio de Cleug *et al.* (2007), se desarrolló un modelo basado en la Ecuación de Penmann-Monteith y calcula la conductancia del follaje y la ET. Mu *et al.* (2007) modifica levemente esta metodología para calcular la ET en 19 estaciones de América del Norte. Debido a que se realizan supuestos importantes, Mu *et al.* (2011) mejora el método que propuso el año 2007 y lo aplica a escala global. Este método requiere de información de información remota asociada a: cobertura de suelo, índice LAI, albedo y otros, que se obtiene del sensor MODIS e información de variables meteorológicas, las que se obtiene del reanálisis GMAO, tal como se muestra en la Figura 3.8. El producto (MOD16) incluye la evaporación desde el suelo, de la lluvia interceptada por la vegetación y la transpiración a través de las hojas de las plantas, y cada “imagen” corresponde a la evapotranspiración acumulada en 8 días. También se encuentra el cálculo a nivel mensual y anual. La resolución espacial es de 1 km, y tiene información para todos los lugares que no corresponde a cuerpos de agua, zonas que reciben aporte nival o zonas sin vegetación. El período donde existe información es desde enero de 2001 hasta diciembre de 2014.

La ventaja de la utilización de estos productos satelitales radica en que son de fácil acceso en la web, pero su procesamiento requiere una serie de pasos de calibración de las distintas teselas (segmentos de información espacial en el que las imágenes vienen contenidas) para unir las y re proyectarlas a algunos de los sistemas de coordenadas disponibles (típicamente latitud/longitud o UTM WGS 1984 huso 19S). No obstante, pese a las ventajas en el uso del producto, existen limitante como que el producto MOD16 no es capaz de estimar la ET en zonas completamente áridas (esto por la metodología de cálculo), tampoco es posible hacerlo en alta cordillera debido a la presencia de nieve (donde tampoco es posible aplicar la metodología de cálculo). Lo mismo ocurre con los cuerpos de agua. Un ejemplo de esto se muestra en la Figura 3.11 donde, en blanco, se aprecian aquellas zonas en donde el algoritmo no puede realizar cálculos.

Para el caso particular de este estudio, se tomaron todas las imágenes MODIS a una frecuencia de 8 días desde el año 2000. Cada una de estas imágenes se utilizó para realizar un mosaico de Chile continental, re proyectando la proyección sinusoidal que poseen las imágenes a una geodésica usando interpolación bi-lineal (Zhao *et al.*, 2005). Con este procedimiento realizado se extrajeron series de tiempo para cada una de las celdas y se interpolaron linealmente a cada una de las celdas modeladas en VIC.

Con esta información es posible comparar ambos modelos de forma tan de establecer diferencias por cuenca para las salidas de VIC. Cabe mencionar que se evaluó también el modelo GLEAM (Miralles *et al.*, 2011), el cual calcula evapotranspiración real y potencias a partir de las ecuaciones de Priestley y Taylor (Priestley y Taylor, 1972), no obstante, para ninguna de las cuencas analizadas (sobre todo el Loa) resultó ser preciso, ya que en la mayoría de los casos subestima el valor de la evapotranspiración real.

5.4.4. COBERTURA DE LA DEMANDA EVAPOTRANSPIRATIVA EN ZONAS DE RIEGO.

En la actualidad, la agricultura emplea un 78% del total de los recursos hídricos a nivel nacional (Vicuña y Meza 2013). Es por esto que esencial incorporar en el balance hídrico los efectos que genera esta actividad, el cual puede ser muy significativo en ciertas zonas del país con alta actividad agrícola.

Para incorporar el componente de riego en la modelación, se definieron 4 clases vegetacionales asignadas como cultivo en los parámetros del modelo (un cultivo en el modelo será definido como aquella cobertura vegetal que será considerada en el cálculo de la demanda de agua por riego). Estas correspondieron a cultivos anuales, frutales, hortalizas y viñas y parronales. Se definieron estas clases debido a que permitían diversificar los cultivos en base a ciertas características vegetacionales definitorias y al tipo de riego utilizado en cada una de ellas, al mismo tiempo que permitían sintetizar información de muchas especies con características similares en una sola clase desde el punto de vista de la modelación.

La metodología consiste en un post procesamiento combinado de los outputs calculados mediante la modelación en VIC con una base de datos de estacionalidad y eficiencia de riego para los distintos tipos de cultivo seleccionados. Se propone como metodología, para cada celda, igualar la evapotranspiración potencial de la fracción de la celda asignada como cultivo mediante la sustracción del caudal necesario, considerando la existencia de riego en el mes modelado y la eficiencia de riego por clase de cultivo. El agua será extraída desde el punto de control de caudal aguas arriba de la celda analizada. En la Figura 5.58, se describe de forma esquemática el procedimiento de asignación de agua por riego en cada celda con cultivos. El algoritmo que define cómo se corrigen los caudales simulados en zonas irrigadas se describe en detalle en la sección 5.6.1.

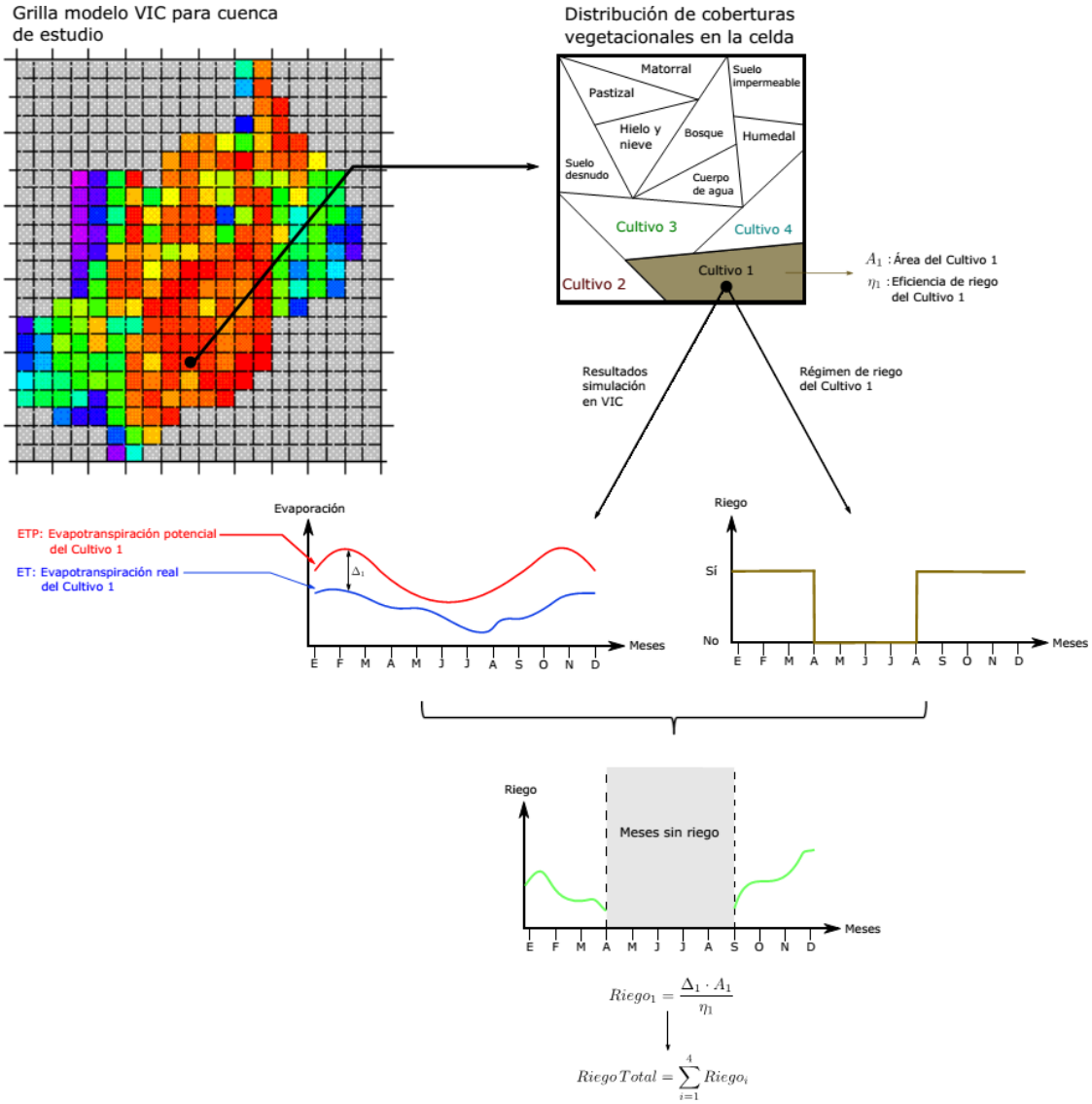


Figura 5.58: Esquema del proceso mediante el cual se calcula la demanda por riego para un cultivo en una celda. Para ejemplificar, se toma un año cualquiera de simulación.

Para la distribución espacial de los distintos tipos de cultivos, se generaron 4 archivos ráster de 30 metros de resolución con el área de cultivo dentro de cada pixel (valor entre 0 y 900) en m^2 . Para generar esta información, se combinaron dos bases de datos existentes para todo el territorio nacional: el Censo Agropecuario (INE & ODEPA 2007) realizado el año 2007 por la Oficina de Estudios y Políticas Agrarias (ODEPA) del Ministerio de Agricultura y el Instituto Nacional de Estadística (INE), y el mapa de cobertura de suelos (Zhao et al., 2014) desarrollado por investigadores del Laboratorio de Geomática y Ecología del Paisaje (GEP) de la Universidad de Chile, UC Berkeley y del *Centre for Earth System Science* de la Universidad de Tsinghua. El procedimiento para la obtención de este producto se detalla en el Anexo D.

5.5. RECARGA DE AGUA SUBTERRÁNEA

En esta sección se aborda las temáticas relacionadas al concepto de recarga de acuíferos y sus distintas acepciones, a entender cómo afectan las distintas escalas temporales y espaciales a la recarga de agua subterránea, a conocer las distintas técnicas de estimación de recarga y su aplicabilidad, y a estimar los valores de conductividades hidráulicas de cada cuenca representativa a analizar.

5.5.1. CONDUCTIVIDAD HIDRÁULICA

Las conductividades hidráulicas en cada área de estudio se estimarán mediante los mapas de tipo de suelo, los cuales están disponibles en el Centro de Información de Recursos Naturales (CIREN). En ellos, cada tipo de suelo está asociado a una clasificación textural conforme a los porcentajes de arena, arcilla y limo (Figura 5.59). Acorde a esa clase textural, un valor de conductividad hidráulica es asignado, los cuales serán obtenidos del Natural Resource Conservation Service Soil (2017) (Tabla 5.11).

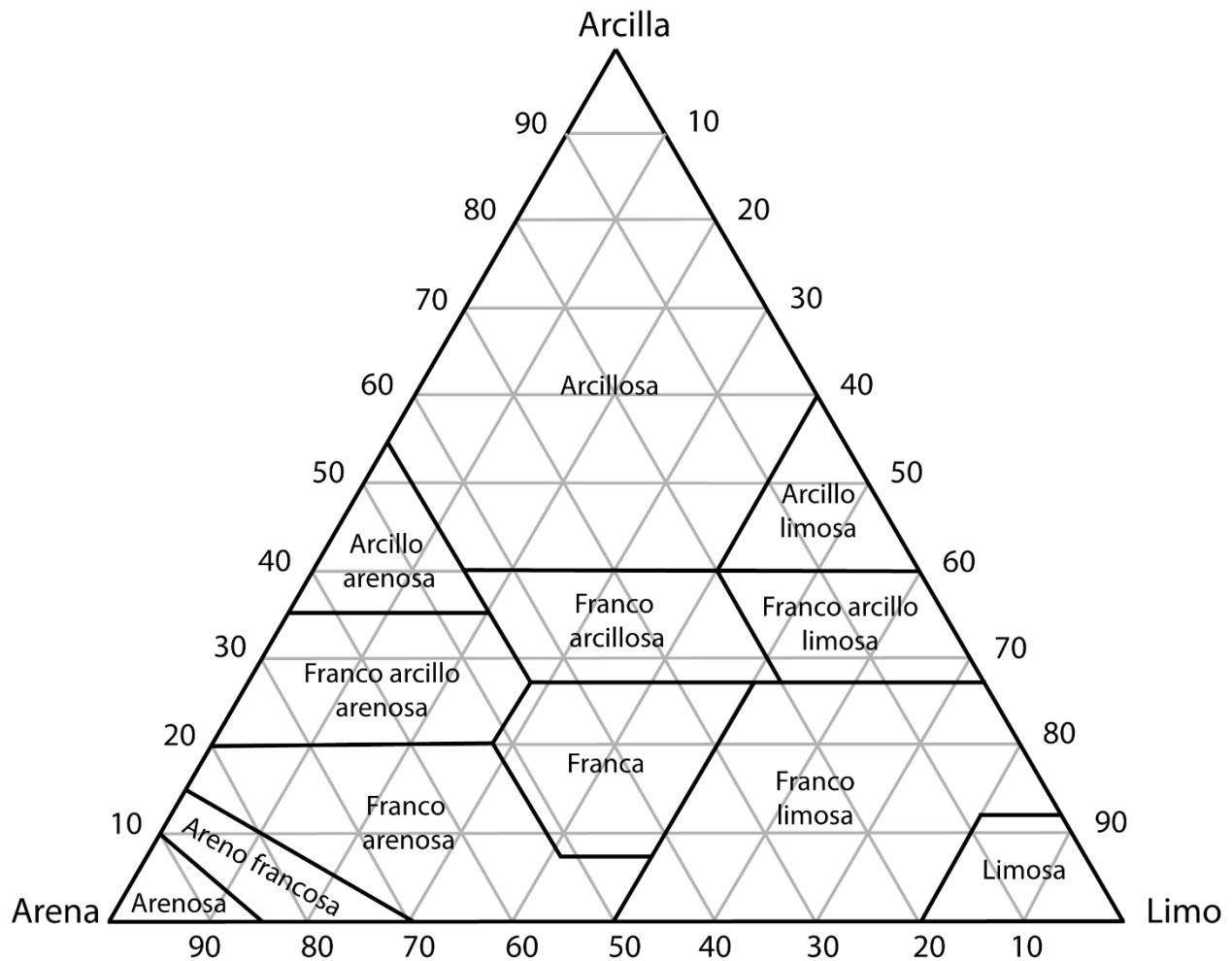


Figura 5.59 Clases de texturas de suelos acorde a los porcentajes de arena, limo y arcilla.

Tabla 5.11: Resumen de texturas de suelos y valores de conductividades hidráulicas [mm/día]. Modificado de (Natural Resource Conservation Service Soil, 2017).

Textura	Clase Textural	General	Clase de conductividad hidráulica saturada	Conductividad hidráulica saturada [mm/días]
Arena gruesa	Muy gruesa	Arenoso	Muy rápida	>12.194
Arena	Gruesa	Arenoso	Rápida	3.658-12.194
Areno francosa				
Franco arenosa	Moderadamente gruesa	Franco	Moderadamente rápida	1.219-3.658
Franco arenosa fina				
Franco arenosa muy fina	Media	Franco	Moderada	365-1.219
Franca				
Franca limosa				
Limosa				
Franco arcillosa arenosa	Moderadamente fina	Franco	Moderadamente lento	121-365
Franco arcillosa				
Franco arcillo limosa				
Arcillo arenosa	Fina y muy fina	Arcilloso	Lento	36-121
Arcillo limosa				
Arcillosa				

En el caso, que no exista o no esté disponible la información de tipo de suelo, se ocupa la geología de las áreas de estudio para estimar los valores de conductividad hidráulica. Para ello, se usará el mapa geológico de Chile a escala 1: 1.000.000 (SERNEAGEOMIN, 2003) y se clasifican los cuerpos de rocas en 8 unidades litológicas mayores: i) rocas metamórficas, ii) rocas intrusivas, iii) secuencias volcánicas, iv) secuencias volcanosedimentarias, v) depósitos no consolidadas, vi) secuencias sedimentarias consolidadas, vii) secuencias sedimentarias marinas y viii) secuencias sedimentarias evaporíticas. En la Tabla 5.12, se presentan valores estimados de conductividad hidráulica conforme al sedimento y tipo de roca presente. Además, se presentan valores en rocas fracturadas y sin fracturar, característica para tener en cuenta durante los cálculos de recarga de agua subterránea.

Tabla 5.12 Valores estimados de conductividad hidráulica en m/día. Extraído de Sánchez F.J. (2004).

		Domenico	Smith & W	Freeze	Fetter	Sanders
Sedimentos	Grava	25 a 2.500	100 a 10 ⁵	100 a 10 ⁶	10 a 1.000	
	Grava con arena					
	Arena gruesa	0,1 a 500	0,01 a 1000	1 a 1.000	1 a 100	1 a 100
	Arena media	0,1			0,01 a 1	
	Arena fina	0,02 a 20			0,001 a 0,1	0,01 a 1
	Arena arcillosa			0,01 a 100	0,001 a 0,1	
	Silt, loess	10 ⁻⁴ a 2	10 ⁻⁴ a 1	10 ⁻⁴ a 1	0,001 a 0,1	10 ⁻⁴ a 1
	Arcilla	10 ⁻⁶ a 4*10 ⁻⁴	10 ⁻⁷ a 10 ⁻³		10 ⁻⁶ a 10 ⁻³	10 ⁻⁶ a 10 ⁻³
	Arcilla marina inalterada	10 ⁻⁷ a 2*10 ⁻⁴		10 ⁻¹¹ a 10 ⁻⁷		
Rocas Sedimentarias	Calizas carstificadas	0,1 a 2.000	0,05 a 0,5	0,1 a 1.000		0,1 a 10 ⁷
	Calizas, dolomías	10 ⁻⁴ a 0,5	0,001 a 0,5	10 ⁻⁴ a 1		10 ⁻⁴ a 1
	Areniscas	3*10 ⁻⁵ a 0,5	10 ⁻⁵ a 1	10 ⁻⁵ a 1		
	Argilitas (siltstone)	10 ⁻⁶ a 0,001				
	Pizarras sedimentarias (shale) intactas	10 ⁻⁸ a 2*10 ⁻⁴	10 ⁻⁸ a 10 ⁻⁴	10 ⁻⁴ a 10 ⁻⁸		10 ⁻⁴ a 10 ⁻⁸
	Pizarras sed. (shale) fracturadas/alteradas		10 ⁻⁴ a 1			
Rocas cristalinas	Basalto inalterado, sin fracturar		10 ⁻⁶ a 10 ⁻³			10 ⁻⁶ a 10 ⁻³
	Basalto fracturado/vesicular cuaternario		10 a 1.000			0,1 a 10 ⁶
	Escorias basálticas		0,001 a 1.000			
	Basalto permeable	0,03 a 2.000		0,02 a 1000		
	Rocas ígneas y metamórficas sin fracturar	10 ⁻⁹ a 10 ⁻⁵	10 ⁻⁹ a 10 ⁻⁵	10 ⁻⁹ a 10 ⁻⁵		10 ⁻⁹ a 10 ⁻⁵
	Rocas ígneas y metamórficas fracturadas	0,001 a 25	10 ⁻⁵ a 1	0,0005 a 20		10 ⁻⁵ a 1
	Granito alterado	0,3 a 5				
	Gabro alterado	0,05 a 0,3				

5.5.2. RECARGA

5.5.2.1. DEFINICIONES GENERALES

La recarga se define generalmente como el flujo descendente de agua que alcanza el nivel freático, aumentando las reservas de agua subterránea almacenadas. La recarga puede ocurrir de forma natural debido a las precipitaciones y cuerpos de aguas superficiales, y ser inducida por las actividades antrópicas como la irrigación (retorno por riego), la construcción de embalses, fugas en las redes de abastecimiento y alcantarillado (recarga urbana), entre otros. Esta definición, usada ampliamente, no incluye los eventuales aportes de agua subsuperficiales provenientes de otros acuíferos, aspecto a considerar si los volúmenes estimados para cada una de las componentes del balance hídrico no cuadran.

La recarga de agua subterránea ocurre principalmente mediante dos mecanismos: i) recarga difusa o directa, referida a la infiltración sobre amplias áreas, normalmente de las precipitaciones, las cuales percolan a través de la zona no saturada hasta alcanzar el nivel freático, y ii) recarga concentrada o localizada, proveniente de cuerpos de aguas superficiales dispuestos en depresiones topográficas, tales como ríos, lagos o playas, y cuyas aguas percolan al acuífero subyacente. Lerner et al. (1990) subdivide el último mecanismo de recarga en: i) recarga localizada, referida a la recarga mediante pequeñas depresiones, fracturas o grietas, y ii) recarga indirecta, relativo a cuerpos de agua en superficie tales como ríos, canales y lagos. Ambos mecanismos de recarga (difusa y concentrada) están presentes durante la percolación de aguas desde la superficie al sistema subterráneo, pero la importancia de cada uno varía de región en región e incluso de sitio en sitio (Healy 2010).

Por otra parte, Rushton (1997) propuso diferenciar la recarga en: i) recarga real, cuando el agua infiltrada alcanza el nivel freático aumentando el volumen de agua subterránea almacenado, y ii) recarga potencial, cuando el volumen de agua infiltrado puede o no alcanzar el nivel freático, debido a pérdidas en la zona no saturada y/o la capacidad de la zona saturada de incorporar agua. Estos conceptos son importantes de definir y aclarar, debido a que cada una de las metodologías para estimar la recarga cuantifica uno o el otro tipo de recarga.

En el presente estudio, se empleará el concepto de recarga potencial, definición ampliamente usada y utilizada en las mayorías de las técnicas para estimar la recarga, y acorde con la modelación hidrológica mediante VIC.

5.5.2.2. VARIABILIDAD ESPACIAL Y TEMPORAL DE LA RECARGA

El proceso de recarga de un acuífero depende de numerosas variables de distinta naturaleza como, por ejemplo, la frecuencia e intensidad de las precipitaciones, el uso y tipo de suelo, la cubierta vegetal, la topografía y la geología. La interacción de cada una de estas variables, las cuales varían tanto espacial como temporalmente, afectan en mayor o menor medida este proceso, cuyo comportamiento no lineal causa bastantes dificultades, debido a que no es posible usar valores promedios de cada variable para obtener un valor promedio de recarga (Lerner et al. 1990). Por ende, el desarrollo de un modelo conceptual previo, que contemple componentes climáticas, hidrológicas, geomorfológicas y geológicas es

de suma importancia para tener una noción básica de las áreas de recarga y descarga de los acuíferos, de las fuentes y mecanismos de recarga, y de las variaciones temporales y espaciales de la recarga (Scanlon et al. 2002; De Vries & Simmers 2002).

La variabilidad climática es generalmente el factor más relevante que influye en la estimación de la recarga, ya que, si no hay disponibilidad de agua superficial, la recarga no ocurre al sistema subterráneo. Por ello, la componente del balance hídrico más relevante es la precipitación, cuya presencia es vital para que se origine la recarga, siempre y cuando haya caído sobre la zona de recarga y alcance la zona saturada. Esta relación espacial ha sido notada en trabajos científicos a nivel estatal como, por ejemplo Keese et al. (2005) y Lorenz and Delin (2007), los cuales muestran tendencias espaciales similares entre las tasas de recarga y precipitación. Por otra parte, las variaciones diarias, estacionales, anuales y de largo plazo, así como la frecuencia, duración e intensidad de los eventos de precipitación, han evidenciado tener también una gran influencia en los procesos y tasas de recarga, principalmente debido a que las condiciones son más favorables cuando las precipitaciones exceden por un amplio margen las tasas de evapotranspiración.

Las variaciones en la vegetación, usos y tipos de suelo han también demostrado tener un efecto profundo en los procesos de recarga. La vegetación influye directamente en los patrones de evapotranspiración, por ello, bajo las mismas condiciones, las tasas de recarga son mayores en áreas sin vegetación que con vegetación. No obstante, generalizar si la recarga potencial aumentará o disminuirá únicamente por cambios en la vegetación no es posible, ya que en zonas agrícolas no irrigadas la evapotranspiración puede ser mayor o menor que las plantas nativas (Healy 2010). Por otra parte, las variaciones en el uso del suelo conllevan cambios espaciales drásticos en las tasas de recarga, un ejemplo claro es la urbanización, cuyo desarrollo inhibe los procesos de recarga in-situ de agua subterránea. Sin embargo, esto no significa necesariamente que las tasas de recarga se reduzcan, pero sí una redirección y un cambio en el mecanismo de recarga de difusa a concentrada. Por último, las variaciones en el tipo de suelo están asociados a cambios texturales y de permeabilidad, los cuales varían tanto vertical como horizontalmente. Esta variabilidad causa patrones de recarga aleatorios, donde los suelos de textura gruesa presentan permeabilidades relativamente altas capaces de transmitir agua rápidamente y los suelos de textura fina son menos permeable, pero capaces de almacenar grandes cantidades de agua. Por ende, la heterogeneidad intrínseca del suelo controla significativamente las direcciones del flujo, así como las tasas de recarga.

La topografía, al igual que los factores anteriores, juega un rol importante en las tasas de recarga de agua subterránea, en donde las zonas con pendientes pronunciadas presentan usualmente altas tasas de escorrentía directa y bajas tasas de infiltración, a diferencia de los terrenos planos, que exhiben un pobre drenaje con mayores tasas de recarga y tendencias a generar inundación. Además, Delin et al. (2000) demostró que incluso en suelos altamente permeables pequeñas variaciones en las pendientes causan diferencias importantes en las tasas de recarga. Finalmente, el sistema hidrológico, tiene también una influencia directa en los mecanismos y tasas de recarga, particularmente, con relación a la interacción entre agua superficial y subterránea, donde la diferencia de altura entre ambos sistemas, según la ley de Darcy, determina si el agua entra o sale del acuífero, es decir, si es un río influente o efluente, respectivamente. Sin embargo, hay que tener en consideración que el sistema hidrológico es dinámico, por ende, un río puede cambiar rápidamente su comportamiento desde un río efluente a uno influente

como resultado de un ascenso repentino del nivel del río asociado, por ejemplo, a eventos intensos de precipitación. Paradójicamente, ambos flujos de entrada y salida de agua se asocian a eventos de recarga de agua subterránea, debido a que un río influente está relacionada con una recarga in-situ y localizada al acuífero subyacente, en cambio un río efluente está asociado a una recarga de agua al acuífero, usualmente de forma difusa, en algún punto lejano al punto de descarga (Healy 2010).

5.5.2.3. COMPARACIÓN EN LOS PROCESOS DE RECARGA ENTRE REGIONES ÁRIDAS Y HÚMEDAS

Las regiones áridas y húmedas del mundo representan miembros extremos de diferentes tipos de climas, los cuales requieren generalmente diferentes técnicas o enfoques para estimar la recarga de agua subterránea.

Las regiones áridas se caracterizan por presentar niveles freáticos profundos, una zona no saturada de gran espesor y ríos influentes, es decir, ríos que ceden agua a los acuíferos subyacentes. La recarga ocurre generalmente en zonas topográficamente bajas mediante cuerpos de aguas superficiales, en donde el mecanismo dominante es el concentrado o localizado. Las tasas de recarga son más susceptibles a las condiciones cercanas a la superficie, la cual está limitada por la disponibilidad de cuerpos de agua superficial y las características geomorfológicas superficiales que permitan una rápida percolación del agua, disminuyendo las pérdidas por evapotranspiración.

Por el contrario, las regiones húmedas se caracterizan generalmente por presentar niveles freáticos someros, una zona no saturada de escaso espesor y ríos efluentes, es decir, ríos cuyo caudal es en parte producto de agua subterránea aportada por acuíferos adyacentes. La recarga a diferencia de la descarga ocurre generalmente en zonas topográficamente altas, en donde el mecanismo dominante es el directo o difuso. Las tasas de recarga están principalmente controladas por la capacidad de infiltración del suelo y la capacidad de almacenamiento y transmisividad del acuífero, procesos que están fuertemente influenciados por la geología sub-superficial. Por último, las pérdidas de agua son usualmente producto de la evapotranspiración y como flujo base en la esorrentía.

Scanlon et al. (2002) realizó una clasificación de las técnicas para cuantificar la recarga conforme a la zona hidrológica (cuerpos agua superficial, zona no saturada y zona saturada) y el tipo de clima (árido y húmedo), como se observa en la Tabla 5.13.

Dada la amplia variabilidad de climas a lo largo de Chile, es decir, desde una zona desértica en el norte, pasando por una zona central semiárida, hasta una zona húmeda en el sur; los procesos, mecanismo y tasas de recarga deben ser claramente distintos, más aún si incorporamos a esta variable la heterogeneidad en la geología, la vegetación, el uso y tipo de suelo, entre otros. Por lo tanto, tener una noción de las técnicas más apropiadas para estimar la recarga conforme a las condiciones climáticas de cada zona de estudio es de vital importancia.

Tabla 5.13: Metodologías para estimar la recarga conforme al tipo de clima y zona hidrológica. Extraído de Scanlon et al. (2002).

Zona Hidrológica	Metodologías para estimar la recarga	
	Climas áridos y semiáridos	Clima Húmedo
Agua superficial	Balance hídrico Medidores de infiltración Trazadores de calor Trazadores isotópicos Modelación de cuenca hidrográfica	Balance hídrico Medidores de infiltración Descarga del flujo base Trazadores isotópicos Modelación de cuenca hidrográfica
Zona no saturada	Lisímetros Plano de flujo nulo Ley de Darcy Trazadores [históricos (36Cl, 3H), medio ambientales (Cl)] Modelación numérica	Lisímetros Plano de flujo nulo Ley de Darcy Trazadores Modelación numérica
Zona saturada	- - Trazadores [históricos (CFCs, 3H/3He), medio ambientales (Cl, 14C)] Modelación numérica	Fluctuación del nivel freático Ley de Darcy Trazadores [históricos (CFCs, 3H/3He)] Modelación numérica

5.5.2.4. METODOLOGÍAS PARA ESTIMAR LA RECARGA

Las metodologías para estimar la recarga a un acuífero son numerosas y variadas. De acuerdo al Servicio Geológico de los Estados Unidos éstas pueden ser clasificadas en cinco categorías (U.S. Geological Survey 2017b): i) Métodos basado en el balance hídrico, ii) métodos basados en la zona no saturada (Ley de Darcy, Lisímetros y Plano de flujo nulo), iii) métodos basados en la zona saturada (Modelos de flujo de agua subterránea y Fluctuación del nivel freático), iv) métodos basados en el registro de caudal (medidores de infiltración, desplazamiento de la curva de recesión, descarga del flujo base, mediciones de ganancia o pérdida de flujos y modelación de cuencas hidrográficas) y v) métodos basados en trazadores (Cloruro, Clorofluorocarbono, Temperatura y Tritio). Estas metodologías están normalmente sujetas a grandes incertezas y/o errores en las mediciones de ciertos parámetros, los cuales afectan directamente a las estimaciones de las recargas. Por ende, es recomendable aplicar múltiples métodos, idealmente utilizando datos de entrada independientes y distintos, con el fin de comparar y constreñir un valor de recarga más realista.

- **Métodos basados en el balance hídrico**

La metodología se basa en el principio de conservación de masa, donde las diferencias entre las entradas y salidas de un volumen de control deben ser igual al cambio de almacenamiento de agua durante un período de tiempo. La Ecuación (5.26) caracteriza los procesos mencionados anteriormente.

$$P + Q_{on} = ET + Q_{off} + \Delta S \quad (5.26)$$

Donde P es la precipitación (puede ser incluida la irrigación); Q_{on} y Q_{off} son los flujos de entrada y salida de una cuenca; ET es la evapotranspiración; y ΔS es el cambio en el almacenamiento de agua. Además, cada una de estas componentes puede ser dividida en una serie de subcomponentes, en donde el flujo de entrada y salida puede ser escrita como la suma de los flujos superficial, sub-superficiales y subterráneos; la ET dependiendo de la fuente de agua evaporada, se divide en ET superficial, ET zona no saturada y ET zona saturada; y por último el almacenamiento se divide en ΔS nieve, ΔS agua superficial, ΔS zona no saturada y ΔS zona saturada.

La mayor limitación de este método es que la precisión de la recarga depende de la precisión con la cual fueron medidas las otras componentes de la Ecuación de balance hídrico. Particularmente crítico es el cálculo cuando la magnitud de la tasa de recarga es pequeña en relación a las otras variables, en particular de la ET. En este caso, pequeñas imprecisiones en la estimación de esas variables resultan comúnmente en grandes incertezas en las tasas de recarga.

- **Métodos basados en la zona no saturada**

Las técnicas que estiman la recarga de agua subterránea basadas en la zona no saturada son aplicadas mayoritariamente en regiones áridas y semiáridas, debido a que los espesores de las zonas no saturadas o vadosas son normalmente mayores. Las metodologías estiman la recarga mediante mediciones de flujos de agua descendentes o cambios en el almacenamiento de agua dentro de la zona no saturada, las cuales se aplican generalmente a escalas espaciales más pequeñas que las calculadas mediante aproximaciones de aguas superficiales o subterráneas. Estas técnicas proveen normalmente estimaciones puntuales de la recarga potencial, la cual es normalmente extrapolada a toda la zona no saturada. Sin embargo, esto requiere especial cuidado, más aún, si consideramos que los suelos presentan, en mayor o menor grado, heterogeneidades producto de sus características físicas, químicas y biológicas.

Las metodologías ocupadas en la zona no saturada corresponden a: i) El método del plano de flujo nulo, ii) Métodos de Darcy y iii) Lisímetros. El método del plano de flujo nulo se basa en la medición de los cambios de almacenamiento en el punto que separa las aguas que se mueven hacia arriba producto de la evapotranspiración de las que drenan hacia abajo, convirtiéndose posiblemente en recarga. Los métodos de Darcy se basan en la medición o estimación del gradiente hidráulico y la conductividad hidráulica, donde la variabilidad natural en las conductividades hidráulicas complica la aplicación de este método. Por último, los lisímetros proporcionan mediciones precisas de las tasas de drenaje, pero los instrumentos pueden ser costosos de instalar y mantener.

- **Métodos basados en la zona saturada**

Las técnicas para estimar la recarga en la zona saturada están entre las más ampliamente usadas. Específicamente, el método basado en las fluctuaciones de los niveles de agua subterránea, debido principalmente a su sencillez y a los abundantes datos de niveles estáticos disponibles (Healy 2010; Healy & Cook 2002). El método se basa en la suposición de que el aumento en el nivel de agua subterránea, en un acuífero no confinado, es solo producto de agua infiltrada que alcanza el nivel freático y no en respuesta a la presencia de aire atrapado, cambios en la presión barométrica, evapotranspiración, o algún otro fenómeno. Las dificultades y restricciones asociadas al método son: i) los acuíferos no deben ser confinados, ii) las tasas de recarga al acuífero no deben ser constantes, iii) las fluctuaciones del nivel freático deben ser solo producto de agua infiltrada que alcanza el nivel freático, iv) la estimación del rendimiento específico y v) la variación temporal y espacial de la recarga.

Otros métodos basados en el nivel de agua usan la ecuación de Darcy para estimar el flujo a través de una sección transversal, donde la estimación de la recarga se obtiene al dividir el caudal por el área ascendente involucrada en el cálculo del flujo. Estos métodos requieren estimaciones de la conductividad hidráulica saturada, del gradiente hidráulico, del área transversal y ascendente desde la sección transversal sobre la cual ocurre la recarga.

- **Métodos basados en el registro de caudal**

Las técnicas basadas en el registro de caudal son comúnmente usadas para estimar tasas de recarga en regiones húmedas y subhúmedas, en parte debido a la abundancia de datos disponibles. Estos métodos estiman tasas de intercambio entre cuerpos de aguas superficiales (ríos, lagos y humedales) y acuíferos subyacentes, cuyo aporte o pérdida al sistema de agua subterráneo depende de la diferencia de alturas entre el nivel freático y el agua superficial.

Existen varios métodos para determinar la recarga de agua subterránea basados en datos de registro de caudal, los cuales incluyen mediciones directas de infiltración, análisis de separación hidrográfica (desplazamiento de la curva de recesión y descarga del flujo base), balance hídrico sobre un volumen de control (mediciones de ganancia o pérdida de flujos) y modelación de cuencas hidrográficas. Cada una de estas metodologías tienen diferencias fundamentales, por ende, es sumamente importante comprender el tipo de recarga y las escalas espaciales y temporales sobre las cuales se aplican.

- **Métodos basados en trazadores**

Los trazadores tienen una amplia variedad de usos en estudios hidrogeológicos proporcionando estimaciones cuantitativas y cualitativas de la recarga, identificando las fuentes de recarga, proporcionando información sobre las velocidades y tiempo del movimiento del agua, evaluando la importancia de los patrones de flujo preferenciales, y proveyendo datos para la calibración de flujos de agua y modelos de transporte (Healy 2010; Scanlon et al. 2002). Un trazador, idealmente debe ser altamente soluble en agua y con un comportamiento conservativo en el medio, es decir, una vez que es agregado a la fase fluida se mantiene en solución sin ser afectado por procesos secundarios.

Scanlon et al. (2002) agrupa los trazadores en tres categorías: i) Trazadores medio ambientales naturales, ii) Trazadores históricos y iii) Trazadores introducidos. Los trazadores medio ambientales naturales son aquellos transportados o creados por la atmosfera bajo procesos naturales, donde el más común es el cloruro (Cl⁻). Los trazadores históricos son aquellos que han sido ampliamente introducidos a la atmosfera por actividades humanas, entro los cuales se incluyen el tritio (³H) y el ³⁶Cl producidos durante las guerras nucleares; el ¹²⁹I procedente de procesos nucleares y el incidente de Chernobyl y, gases tales como los clorofluorocarbonos (CFCs) y el hexafluoruro de azufre (SF₆) generados por las actividades industriales. Los trazadores introducidos son aquellos que son aplicados directamente en la superficie como resultado de la actividad humana, los cuales pueden ser aplicados para propósitos específicos de investigación, en tal caso los más comúnmente usados son el cloruro (Cl⁻), el bromuro (Br⁻), y los tintes fluorescentes.

En los últimos años, debido a la creciente problemática que plantea la contaminación de las aguas se ha incrementado notablemente el uso combinado de algunos isótopos, tanto ambientales como artificiales (³H, ¹⁵N, ³⁴S, ⁸⁵Kr) con otros trazadores no isotópicos derivados de la actividad humana (CFCs). Algunas de las técnicas isotópicas se pueden considerar como convencionales, como por ejemplo las que se basan en los isótopos de la molécula del agua (¹⁸O, ²H y ³H). Otras técnicas, como por ejemplo las basadas en el ³⁴S y el ¹⁵N no tienen una aplicación sencilla debido a los procesos de fraccionamiento que pueden darse. Además, existen otras técnicas como las de los isótopos de los gases nobles, isótopos del boro, del iodo, del helio que son aún consideradas novedosas (Deodhar et al. 2014). Las mayores limitaciones en el uso de trazadores para estimar tasas de recarga se basan principalmente en las incertezas en la medición de la concentración de los trazadores y en los supuestos sobre los mecanismos de transporte e introducción del trazador.

En la Tabla 5.14 se presenta un resumen de isótopos estables y radiogénicos comúnmente usados y su aplicación en hidrogeología

Tabla 5.14: Aplicaciones en hidrología de isótopos estables y radiogénicos (Deodhar et al. 2014).

Isótopos	Razón isotópica	Tipos de isótopos	Aplicaciones en hidrogeología
² H	² H/ ¹ H	Isótopo estable natural	Origen del agua
¹³ C	¹³ C/ ¹² C	Isótopo estable natural	Fuente de carbonatos, Datación de agua subterránea
¹⁵ N	¹⁵ N/ ¹⁴ N	Isótopo estable natural	Fuente de contaminación
¹⁸ O	¹⁸ O/ ¹⁶ O	Isótopo estable natural	Origen del agua
³⁴ S	³⁴ S/ ³² S	Isótopo estable natural	Origen de la salinidad, Condiciones redox en el acuífero
³⁷ Cl	³⁷ Cl/ ³⁵ Cl	Isótopo estable natural	Fuente de contaminación
⁸⁷ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	Isótopo estable natural	Proveniencia del agua
¹¹ B	¹¹ B/ ¹⁰ B	Isótopo estable natural	Fuente de contaminación
Tritio (³ H)		Isótopo radiogénico natural	Datar aguas subterráneas jóvenes

Tabla 5.14: Aplicaciones en hidrología de isótopos estables y radiogénicos (Deodhar et al. 2014) (Continuación)

Isótopos	Razón isotópica	Tipos de isótopos	Aplicaciones en hidrogeología
Carbono (^{14}C)		Isótopo radiogénico natural	Datar aguas subterráneas antiguas
Cloruro-36 (^{36}Cl)		Isótopo radiogénico natural	Datar aguas subterráneas muy antiguas
Cesio-137 (^{137}Cs)		Isótopo radiogénico natural	Datar sedimentos
Tritio (^3H)		Isótopos radiogénicos artificiales	Tasas de recarga de agua subterránea y dirección del flujo
Cobalto-60 (^{60}Co)		Isótopos radiogénicos artificiales	Tasas de recarga de agua subterránea
Bromuro-82 (^{82}Br)		Isótopos radiogénicos artificiales	Velocidad del agua subterránea, dispersión de efluentes
Oro-198 (^{198}Au)		Isótopos radiogénicos artificiales	Puntos de entrada y salida de vertidos en represas

5.5.2.5. APLICABILIDAD DE LOS MÉTODOS PARA ESTIMAR LA RECARGA

La imposibilidad de medir directamente la recarga de agua subterránea hace que se propongan distintos métodos indirectos para determinar tal valor. Las técnicas para estimar la recarga están asociadas a diferentes escalas espaciales y temporales, así como variados costos y complejidades (Tabla 5.15). La exactitud de estas estimaciones suele ser difícil de determinar, por lo que una recomendación común es que la recarga debe estimarse mediante el uso de múltiples métodos, utilizando datos de entrada independientes y distintos, y comparar los resultados (De Vries & Simmers 2002; Scanlon et al. 2002; Healy 2010).

La disponibilidad de datos de entrada que hoy en día existe en Chile para estimar la recarga de agua subterránea, con una metodología distinta a la de VIC (basada en el balance hídrico), corresponde principalmente a mediciones de niveles estáticos y caudales. La distribución heterogénea de los pozos de medición de niveles estáticos, en su mayoría dispuestos a lo largo y en proximidad de los ríos principales; la utilización de captaciones productivas para realizar mediciones de N.E. en ausencia de pozos de observación; y la frecuencia, en el mejor de los casos bimensual, en las mediciones de los N.E. son problemas a considerar para el cálculo de tasas de recarga reales sin grandes incertezas. Por lo tanto, la ausencia de una red de monitoreo, estratégicamente diseñada, es el mayor obstáculo en la actualidad para tener un buen control de los mecanismos, procesos y tasas de recarga de los recursos hídricos subterráneos. Más aún, considerando que el método de la fluctuación del nivel freático es quizás el más utilizado para estimar la recarga, el cual requiere el conocimiento del coeficiente de almacenamiento específico y las variaciones diarias del N.E., datos no disponibles actualmente.

En definitiva, las metodologías más apropiadas con mayores grados de certeza, a escala de cuenca, con escalas temporales distintas y una cantidad de datos necesarios relativamente exigua son las técnicas basadas en el registro de caudal o escorrentía.

Tabla 5.15: Comparación entre métodos de estimación de la recarga. Extraído de (U.S. Geological Survey 2017a).

Métodos	Categoría	Escala Espacial	Escala Temporal	Tipo de Recarga	Facilidad del uso	Datos necesarios	Costo relativo
Cloruro	Trazador	Puntual	Años	Recarga real	Fácil	Moderado	Moderado
Clorofluorocarbonos	Trazador	Local	Meses a años	Recarga real	Difícil	Moderado	Alto
Temperatura	Trazador	Puntual	Días a años	Recarga real	Moderado	Moderado	Alto
Tritio	Trazador	Puntual	Meses a años	Recarga real	Moderado	Moderado	Alto
Ley de Darcy	Zona no saturada	Puntual	Promedio a largo plazo	Recarga potencial	Moderado	Bajo	Alto
Plano del flujo nulo	Zona no saturada	Puntual	Días a años	Recarga potencial	Difícil	Alto	Alto
Lisímetros de tensión cero	Zona no saturada	Puntual	Días a años	Recarga potencial	Difícil	Bajo	Alto
Modelos de agua subterránea	Zona saturada	Local a regional	Meses a años	Recarga real	Moderado	Alto	Alto
Fluctuación del nivel freático	Zona saturada	Local	Días a años	Recarga real	Fácil	Baja	Bajo
Desplazamiento de la curva de recesión	Escorrentía	Cuenca	Eventos a años	Recarga potencial	Moderado	Bajo	Bajo
Medidores de infiltración	Escorrentía	Puntual	Eventos a meses	Recarga potencial	Moderado	Bajo	Bajo
Descarga de flujo base	Escorrentía	Cuenca	Años	Recarga potencial	Fácil	Bajo	Bajo

Tabla 5.15: Comparación entre métodos de estimación de la recarga. Extraído de (U.S. Geological Survey 2017a) (Continuación).

Métodos	Categoría	Escala Espacial	Escala Temporal	Tipo de Recarga	Facilidad del uso	Datos necesarios	Costo relativo
Mediciones de ganancia o pérdida de flujos	Escorrentía	Local	Instantáneo	Recarga potencial	Fácil	Bajo	Bajo
Modelación de cuencas hidrográficas	Escorrentía	Cuenca a regional	Días a años	Recarga real	Moderado	Alto	Alto
Modelo HELP3	Balance hídrico	Puntual a regional	Días a años	Recarga potencial	Fácil	Bajo a moderado	Moderado
Modelo de percolación profunda	Balance hídrico	Regional	Días a años	Recarga potencial	Moderado	Moderado	Moderado

5.5.2.6. MÉTODOS SELECCIONADOS PARA ESTIMAR LA RECARGA

En base a la escasa información de niveles de napa, las metodologías seleccionadas para estimar la recarga corresponden a dos técnicas de separación hidrográfica: i) El método del desplazamiento de la curva de recesión basado en el trabajo de Rorabaugh (1964) y ii) El método de escurrimiento promedio mínimo mensual basado en el método de Wundt (1958) y de Kille (1970). Estos valores de recarga serán comparados con los valores de escorrentía subsuperficial (Q_b) calculados mediante la modelación con VIC y con estimaciones realizadas en estudios anteriores con el fin de obtener estimaciones de los valores de recarga más precisos y objetivos.

- **Desplazamiento de la curva de recesión en base a Rorabaugh (1964)**

El método del desplazamiento de la curva de recesión se basa en la premisa de que la curva de recesión, es decir, la rama descendente de un hidrograma que representa la disminución de la escorrentía se desplaza hacia arriba durante periodos de recarga de agua subterránea. Los eventos de recarga durante un periodo determinado pueden ser estimados utilizando el método de Rorabaugh (RORA) descrito en el trabajo de Rorabaugh (1964). Este método está basado en ecuaciones analíticas unidimensionales para descargas instantáneas de agua subterránea a un curso de agua superficial en un idealizado, acuífero homogéneo. Esas ecuaciones muestran que la descarga potencial total de agua subterránea a la corriente fluvial, en un tiempo crítico (T_c) específico después del caudal máximo, es aproximadamente igual a la mitad del volumen total de agua subterránea recargada en el punto de máximo de caudal. En consecuencia, el volumen total de recarga (R) para un evento específico se calcula en base a la Ecuación(5.27) (Rutledge & Daniel 1994).

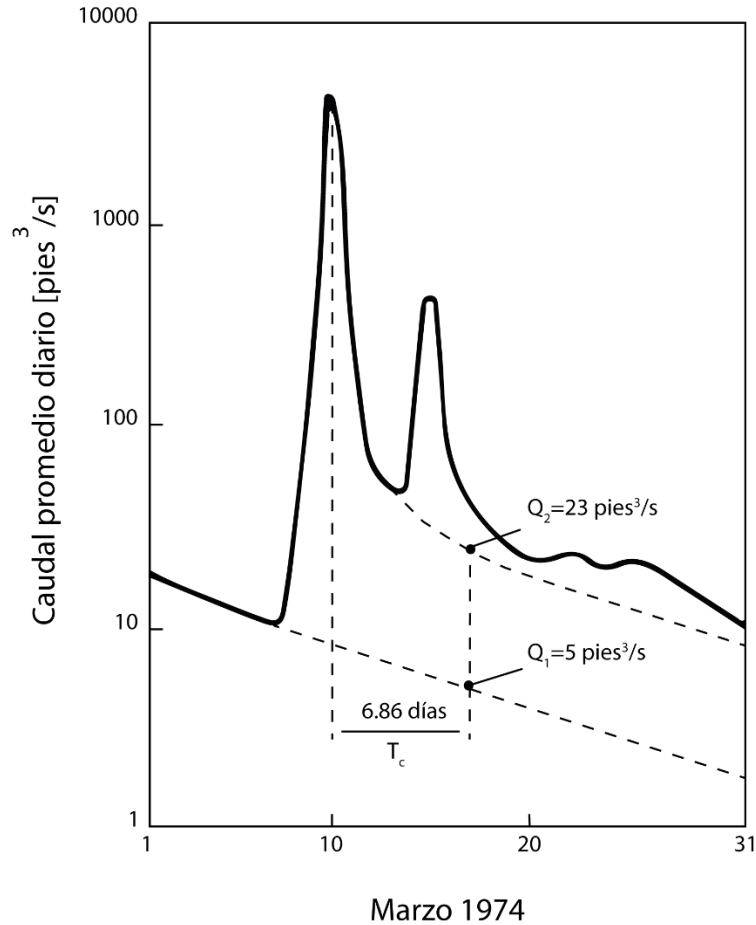
$$R = \frac{2 * (Q_2 - Q_1) * K_r}{2,3026} \quad (5.27)$$

Donde Q_1 y Q_2 son los caudales en T_c extrapolado de la curva de recesión antes y después del máximo caudal (en pies^3/s), respectivamente; y K_r es el índice de recesión (en días/ ciclo log), el cual se determina mediante la construcción de una curva de recesión maestra, que representa el caudal durante periodos en que la mayor parte es contribuido por la descarga de agua subterránea. T_c expresa el tiempo en días para que la recta de descarga de agua subterránea disminuya en un ciclo logarítmico después de que la curva de recesión se vuelva casi lineal en un hidrograma semi- logarítmico (Rutledge & Daniel 1994), el cual es una función lineal de K_r . Generalmente K_r es usado para la calculación de T_c , en base a la Ecuación (5.28).

$$T_c = 0,2144 * K_r \quad (5.28)$$

Todo el procedimiento anteriormente descrito está ilustrado en la Figura 5.60 y automatizado en el programa RORA (Rutledge & Daniel 1994) con el objeto de minimizar las desviaciones de un análisis manual. Los parámetros de entradas son el índice de recesión (días), el área de recarga (millas cuadradas) y el registro de caudal (pies^3/s). Además, el índice de recesión fue también automatizado mediante el

programa RECESS (Rutledge 1998), el cual permite un análisis más fácil debido a la mayor capacidad computacional para analizar gráficamente los datos de caudal. Ambos programas se encuentran disponible en la página web del Servicio Geológico de Estados Unidos (USGS).



— Caudal diario
 - - - Curva extrapolada de descarga de agua subteránea

Procedimiento

1. Calcular el índice de recesión. K (32 días/ ciclo logaritmico)
2. Calcular tiempo crítico. T_c ($0.2144 * K = 6.86$ días)
3. Localizar el tiempo de 6.86 días después del máximo
4. Extrapolar la curva de recesión antes del máximo caudal y determinar Q_1
5. Extrapolar la curva de recesión después del máximo caudal y determinar Q_2
6. Calcular la recarga total

Figura 5.60 Ejemplo del método del desplazamiento de la curva de recesión. Modificada de (Rutledge & Daniel 1994).

- **Escurrimiento promedio mínimo mensual**

El método del escurrimiento promedio mínimo mensual (MoMLR por su acrónimo en inglés) se basa en la suposición de que parte del caudal que circula a través de un río es producto de agua subterránea, proveniente del o los acuíferos con los que está en contacto. Tal caudal, conocido como flujo basal, está relacionado directamente con la recarga promedio. De modo que, el método del MoMLR se fundamenta en una separación hidrográfica de la porción de escorrentía aportada por el o los acuíferos respecto al resto de las componentes principales de descarga, es decir, la escorrentía directa y subsuperficial. Ambas consideradas despreciables durante períodos secos cuando el caudal es mínimo.

La recarga de agua subterránea mediante la metodología del MoMLR propuesta por Wundt (1958) ($MoMLR_{Wundt}$) es igual al promedio de las escorrentías mínimas mensuales, como se presenta en la Ecuación (5.29), donde n corresponde al número total de meses utilizados en el análisis.

$$MoMLR_{Wundt} = \sum_i^n \frac{MoMLR_i}{n} \quad (5.29)$$

Wundt (1958) mostró que un promedio a largo plazo de los valores de MoMLR, para un período de 20 años, es una buena aproximación de la recarga de agua subterránea en áreas de roca no consolidadas. No obstante, en áreas de rocas consolidadas, los valores de MoMLR podrían estar significativamente influenciados por flujos sub-superficiales, sobreestimando la recarga de agua subterránea (Bogena et al. 2005). De hecho, Bogena et al. (2005) desarrollaron un método de separación hidrográfica basado en los métodos previamente desarrollados por Kille (1970) y Demuth (1993) con la finalidad de minimizar esta influencia. En esta modificación del método, conocido como MoMLR_r, los valores de MoMLR se organizaron en orden ascendente dando como resultado una curva de distribución. La zona lineal en la curva de distribución es utilizada para ajustar una línea de tendencia, donde aquellos valores sobre la tendencia se asocian a la influencia de flujos subsuperficiales (Figura 5.61).

Según Kille (1970), la zona lineal de la curva de distribución representa el flujo base promedio a largo plazo, el cual está asociado a la recarga media de agua subterránea. De modo que, el valor de recarga es obtenido mediante la ecuación(5.30).

$$MoMLR_r = m \frac{n}{2} + y_0 \quad (5.30)$$

Donde n es el número de meses, m la pendiente de la recta e y_0 el valor de la recta al interceptar el eje de las ordenadas. El resultado obtenido de este análisis en m^3/s se convierte a $mm/año$ dividiendo por el área de drenaje correspondiente a cada estación fluviométrica. Esto podría llevar a errores en los cálculos de la recarga en $mm/año$, debido a que como aproximación se considera que el área de drenaje es igual al área aportante de la recarga, lo cual no necesariamente es cierto.

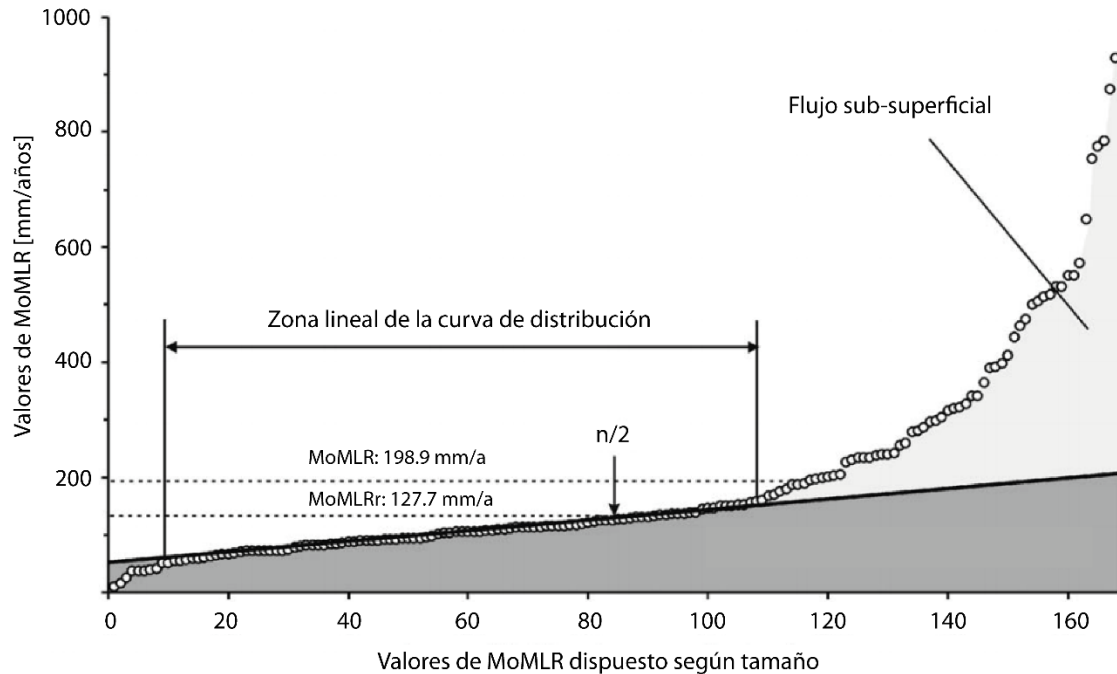


Figura 5.61 Separación de la componente de flujo subsuperficial de la recarga de agua subterránea mediante el método MoMLRr. Modificado de (Bogena et al. 2005).

El método MoMLRr tiene cierto grado de subjetividad para determinar el dominio óptimo para realizar la regresión lineal. Demuth (1993) desarrolló un método automatizado con el fin de eliminar esa subjetividad en el cálculo de la recarga de agua subterránea. En él, se rechaza el 5% más bajo de los datos debido principalmente a las influencias antropogénicas, tales como estructuras hidráulicas, bancos de filtración o extracción directa. Posteriormente, un rango inicial de datos es fijado en la zona lineal de la curva de distribución, usualmente entre un 10 a un 35%, donde se llevará a cabo la regresión lineal de los valores de MoMLR. Finalmente, los datos de flujo se extenderán hacia la parte inferior y, posteriormente, hacia la parte superior maximizando el coeficiente de determinación (R^2), con el propósito de encontrar el dominio óptimo para realizar la regresión lineal de los valores de MoMLR.

5.6. MODELACIÓN HIDROLÓGICA

La modelación hidrológica se realiza mediante el modelo hidrológico *Variable Infiltration Capacity* (VIC) el cual fue creado por Liang *et al.* (2004). Corresponde a un modelo distribuido de base física que representa procesos de evapotranspiración, acumulación y derretimiento de nieve, intercepción, lagos, etc. Adicionalmente, es posible dividir el suelo en distintos estratos (2 ó 3 en general) para representar los procesos subterráneos, no obstante VIC no incorpora formalmente un acuífero. Además, cada celda del modelo puede dividirse para representar variación de forzantes meteorológicas con la altura o la heterogeneidad en el uso de suelos. Si el paso de tiempo es inferior a un día, el modelo calcula balances de masa y energía mientras que, si el paso temporal es diario, sólo se estima un balance de masa. Esto puede provocar diferencias pues la estimación de la evapotranspiración difiere entre un paso temporal diario y uno sub-diario. Respecto a la generación de esorrentía, VIC divide su origen en dos flujos: *Runoff* (o esorrentía en exceso), que corresponde al agua que no infiltra hacia el suelo y que es directamente enviada a algún cauce y *Baseflow* (o flujo base) y que corresponde al agua que entrega el último estrato de suelo. Los resultados de ambas variables se obtienen en mm por unidad de tiempo de modelación (L/t). Una vez que cada celda realiza la estimación de los distintos procesos, el agua de salida se dirige automáticamente a la salida de la cuenca, impidiendo la interacción entre celdas. El detalle de las ecuaciones de los distintos procesos se detalla en el Anexo D.

En este proyecto se considera una resolución espacial de $0,05 \times 0,05^\circ$ (aproximadamente 5×5 km), y un paso temporal de 3 horas. Posteriormente los resultados (caudal y evapotranspiración) se agregan a nivel mensual. Los caudales medios mensuales simulados y observados son comparados, considerando series de tiempo, mediante curvas de variación estacional y curvas de duración.

Con el objetivo de caracterizar adecuadamente los procesos hidrológicos dominantes en cuencas de cabecera, se realizó la modelación a partir de cuencas de alta montaña, donde ocurre la mayor generación de recurso hídrico por derretimiento de nieve y glaciares, además de presentar un grado de intervención menor.

Las forzantes meteorológicas utilizadas son la precipitación, temperatura, humedad relativa, velocidad del viento, radiación de onda larga y corta. En el caso de la precipitación, se cuenta con tres posibles valores para considerar la incertidumbre en zonas geográficas sin información. La selección de dicha versión fue realizada en base a los resultados de la modelación hidrológica, considerando las distintas forzantes y un set de parámetros por defecto de suelo.

Los parámetros asociados a la vegetación (Dept. of Civil and Env. Eng., University of Washington, 2009) fueron obtenidos a partir de la base de datos del *Land Data Assimilation Systems*, de la NASA (Land Data Assimilation Systems, 2017), el cual incorpora valores estándar para diversos tipos de coberturas vegetacionales. El modelo utiliza parámetros biofísicos de las coberturas, que son incorporados en la estimación de flujos de masa y energía en cada celda. Las coberturas vegetacionales consideradas se dividen en dos categorías: cultivos y no cultivos. Las primeras engloban a 4 coberturas vegetacionales distintas: hortalizas, frutales, cultivos anuales y viñas y parronales. Por su parte, el resto de las coberturas vegetacionales corresponden a bosques, pastizales y matorrales. El motivo de separar las coberturas en

estos dos tipos es que la demanda evapotranspirativa de coberturas consideradas como cultivos serán consideradas en el riego.

En el caso de los parámetros asociados al suelo (Dept. of Civil and Env. Eng., University of Washington, 2016), se utilizaron valores referenciales, los que se encuentran sujetos al proceso de calibración. En el caso de la conductividad hidráulica, su distribución espacial fue obtenida en base a los mapas geológicos existentes. Sin embargo, debido a la sensibilidad de la escorrentía generada por VIC a variaciones de ese parámetro, se decidió incorporarlo formalmente al set de calibración.

Para obtener algunos parámetros de tipo y uso de suelo, se utiliza información satelital y trabajos realizados por los distintos ministerios chilenos, incluyendo:

1. Mapa de coberturas de suelo de Chile.
2. Mapa de tipos de suelo de Chile.
3. Índice de área foliar (LAI).
4. Índice de vegetación mejorado (EVI).

En el Anexo D se presenta el detalle de la metodología adoptada para el uso de esta información de para la configuración del modelo hidrológico.

El proceso de calibración incluyó los parámetros señalados en la

Tabla 5.16, buscando maximizar conjuntamente los criterios de eficiencia de Nash-Suttcliffe (NSE) y Kling-Gupta (KGE). El rango de variación de los valores de parámetros depende de las características de la cuenca a analizar, por lo que se recomienda realizar una “calibración manual preliminar”, pues de esta forma se acota la cantidad de iteraciones a ejecutar. Debido a limitaciones computacionales y de tiempo, se efectuó una calibración iterativa sólo en las cuencas de cabecera, analizando la variación de los valores de los criterios de eficiencia, para posteriormente aplicar el mejor set de parámetros en la cuenca completa y analizar su desempeño.

En las cuencas que poseen áreas de cultivo no despreciables, es decir, donde el principal uso consuntivo de agua es para riego, se incorpora una metodología que estima la cantidad de agua para satisfacer la evapotranspiración potencial de los cultivos. Adicionalmente, en las cuencas donde existe importante presencia de glaciares, éstos fueron incluidos según la metodología propuesta más adelante, debido a que representan un almacenamiento de agua finita que afecta directamente la disponibilidad hídrica de las cuencas, sobre todo en los meses de verano.

Tabla 5.16: Parámetros considerados en la calibración del modelo VIC.

Variable	Unidades	Rango	Descripción
b	N/A]0,1]	Parámetro asociado a la curva de infiltración
Ds	fracción	[0,1]	Fracción del Dsmax donde comienza el flujo base no lineal
Dsmax	mm/día	[0,∞]	Velocidad máxima de flujo base
Ws	fracción	[0,1]	Fracción de humedad el suelo donde ocurre el flujo base no lineal
expt	N/A	[3, ∞]	Exponente en la ecuación de Cambell para conductividad hidráulica
h_1	m]0,01, h_2]	Espesor de la primera capa de suelo
h_2	m] h_1 , ∞*]	Espesor de la segunda capa de suelo
h_3	m] h_1 , ∞*]	Espesor de la tercera capa de suelo
T_0	°C		Temperatura a la que la precipitación cae en forma sólida
snow_rough	m		Rugosidad de la superficie de la nieve
k_{sat}	Mm/día]0, , ∞]	Conductividad hidráulica saturada

*Se recomienda que el espesor total del suelo, es decir, la suma de las tres capas, sea inferior a aproximadamente 15 metros.

5.6.1. INTERVENCIÓN POR RIEGO

El modelo VIC considera que el dominio de interés se encuentra en régimen natural, por lo que es necesario estimar las extracciones y usos de agua que alteran las mediciones de caudal en cada una de las estaciones fluviométricas utilizadas para la calibración.

En cuencas con escasa o nula intervención, los parámetros pueden ser calibrados utilizando directamente caudales medidos en las estaciones. Sin embargo, en celdas afluentes a cuencas con mediciones alteradas por usos consuntivos, se deben estimar las extracciones superficiales (generalmente riego) para restar dichos caudales a las estimaciones de VIC, permitiendo la comparación directa con los caudales de la estación fluviométrica intervenida.

La metodología considera la estimación de las demandas evapotranspirativas de los cultivos (Evapotranspiración potencial, ETP) así como la estimación de la evapotranspiración real (ET), ambas calculadas por VIC. La diferencia entre estas dos variables representa el agua que debe ser suministrada al cultivo para que crezca sin estrés hídrico. En cada pixel, se considera cuatro tipos de cultivos (viñedos, hortalizas, frutales y cultivos anuales, representados por el índice $k = 1,2,3,4$), para los que se estimaron las variables $ETP[k]$ y $ET[k]$. Además, se conocen la fracción de cultivo en cada pixel, $A[k]$, la fracción parcial, $f_v[k]$ que ocupa en el mes m respecto al área $A[k]$, y una estimación de la eficiencia de riego asociada $\eta[k]$. Bajo el supuesto de que los cultivos siempre evapotranspiran a su potencial, se tiene la Ecuación (5.31).

$$Riego_{ij}[m] = \sum_n \sum_{ij} \sum_k \frac{\{f_v^m[k] \cdot ETP_{ij}[k] + (1 - f_v^m[k]) \cdot EP_{ij}\} \cdot A_{ij}[k] - \{f_v^m[k] \cdot ET_{ij}[k] + (1 - f_v^m[k]) \cdot E_{ij}\} \cdot A_{ij}[k]}{\eta_k} \quad (5.31)$$

Donde $Riego[m]$ corresponde al volumen de agua extraída para riego, n corresponde al número de días del mes m , E y EP son la evaporación y evaporación potencial desde el suelo desnudo, respectivamente. Es importante destacar que los dos últimos términos son 0 para los cultivos frutales y viñas, debido a que el tipo de riego incrementa la humedad sólo en los sectores aledaños a las raíces de las plantas. Los índices ij indican el píxel donde se realiza el cálculo. Luego, el volumen mensual de agua disponible considerando intervención, está dado por la Ecuación(5.32).

$$Q_{ij}^*[m] = \sum_n \sum_{ij} Q_{ij}[m] - Riego_{ij}[m] \quad (5.32)$$

Donde Q_{ij} es la esorrentía total generada por VIC para una cuenca en estado natural. Es necesario resaltar que se puede definir los meses m donde la variable $Riego_{ij}[m] = 0$. En el caso del presente estudio se considera que el riego se da solo en los meses de septiembre a marzo.

5.6.2. INCORPORACIÓN DE GLACIARES

Para cuantificar el aporte glaciar a la esorrentía en aquellas cuencas con importante presencia de glaciares (tanto cubiertos como descubiertos), se considera una tasa de rendimiento mensual por unidad de área, la que varía según el tipo de glaciar y la orientación principal de la zona de ablación.

La información inicial de área glaciar se obtiene del inventario de glaciares de la DGA (DGA, 2011), mientras que para el volumen inicial se utiliza la relación planteada en la Ecuación (5.33) (Bahr, 1997). Los factores b y c se obtienen de estudios de estimación de volúmenes de hielo a partir de radio-eco-sondajes realizados sobre glaciares ubicados en la zona central de Chile (DGA, 2012), lo que se observa en la Figura 5.62.

$$V_g = c * A_g^b \quad (5.33)$$

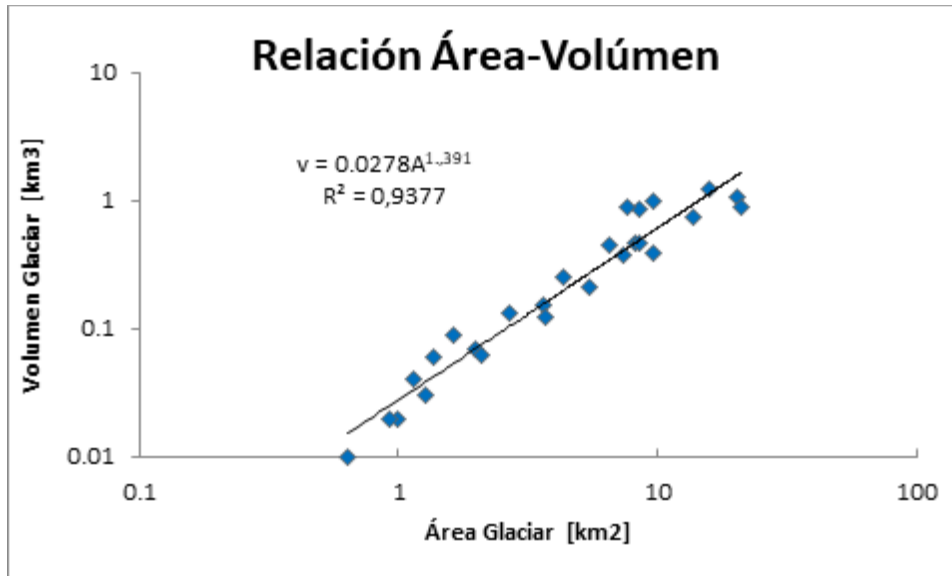


Figura 5.62: Relación entre el área y el volumen de glaciares individuales ubicados en la zona central de Chile.

En base a la tasa de rendimiento (T_r) y al área glaciar individual (A_g), se calcula el caudal glaciar mediante la ecuación (5.34). Producto del derretimiento glaciar, éste disminuye su volumen (ver ecuación (5.35)), lo que se ve reflejado en una disminución del área (ver ecuación (5.36)). Tanto el área como el volumen se actualizan sólo en el mes de abril, considerado como el inicio del año hidrológico.

$$Q_{g_{mes}} = T_{r_{mes}} * A_{g_{año}} \quad (5.34)$$

$$V_{año} = \sum_{marzo_{año-1}}^{abril_{año}} Q_{g_{mes}} * t_{mes} \quad (5.35)$$

$$A_{g_{año}} = \sqrt{\frac{b(V_{g_{año}} - V_{año})}{c}} \quad (5.36)$$

$$V_{g_{año+1}} = (V_{g_{año}} - V_{año}) \quad (5.37)$$

5.6.3. CALIBRACIÓN

El desempeño del modelo se evalúa mediante (1) criterio Kling-Gupta (KGE , ver Ecuación (5.38))(Gupta et al., 2009; Kling et al., 2012), donde $KGE=1$ representa un ajuste perfecto (2) criterio de eficiencia de Nash-Sutcliffe (NSE , ver Ecuación (5.39)) (Nash y Sutcliffe, 1970), donde $NSE=1$ representa un ajuste perfecto, mientras que valores negativos implican que el promedio es un mejor estimador que el modelo analizado; Una de las principales falencias de este criterio es la gran influencia de los valores altos, por lo que para suplir esto también se analiza el logaritmo natural de las variables (NSE_{LN}).

$$KGE = 1 - \sqrt{(r - 1)^2 + (\beta - 1)^2 + (\gamma - 1)^2} \quad (5.38)$$

$$\beta = \frac{\mu_s}{\mu_o} \quad \gamma = \frac{Cv_s}{Cv_o} = \frac{\sigma_s/\mu_s}{\sigma_o/\mu_o}$$

$$NSE = 1 - \frac{\sum_k [X_{S_k} - X_{O_k}]^2}{\sum_k [X_{O_k} - \bar{X}_O]^2} \quad (5.39)$$

Donde

KGE = Criterio de eficiencia Kling-Gupta.

r =Coeficiente de correlación entre la simulación y la observación.

β = BIAS.

γ =coeficiente de variación

μ =promedio. S significa simulación y o observación.

σ = desviación estándar. S significa simulación y o observación.

NSE = Criterio de eficiencia Nash-Sutcliffe.

Con X_{S_k} la variable simulada para el día k, X_{O_k} la variable observada para el día k y \bar{X}_O el promedio de la variable observada.

A continuación, se presentan las características más importantes de las cinco cuencas piloto seleccionadas en base a la caracterización de las cuencas (ver Anexo C).

5.6.3.1. CUENCA DEL RÍO LOA

Dada la extrema aridez de esta cuenca y la escasa área cultivada, se utiliza una metodología distinta para obtener los caudales en régimen natural. El enfoque se basa en el análisis de los derechos de agua consuntivos, permanentes y superficiales existentes en la base de datos de la DGA, analizando la ubicación espacial de éstos y, en el caso de los derechos que no poseen coordenadas, la asignación a la cuenca de la fuente de la cual se extrajo el agua. Adicionalmente, se utilizaron estudios específicos en la cuenca del Loa (DGA, 2005), obteniéndose información distinta en cuanto a la ubicación y dueños de los derechos de agua respecto a las bases de datos de la DGA, pero similar en cuanto al volumen de agua en la cuenca total. Por este motivo, se considera la distribución espacial asociada al trabajo especificado anteriormente y no la del archivo asociado a los derechos de agua de todo Chile, pero aun así se últimos se utilizan para la cuenca completa del Loa, dado que en ese caso no es relevante la zona en la que se extrae el caudal.

La Tabla 5.17 presenta la información de las estaciones fluviométricas de las captaciones existentes en la cuenca, así como los derechos de agua consuntivos, permanentes y superficiales asociados a dicha captación (en caso de que el derecho de agua asociado sea incierto, no se presenta información de la estación). En la Figura 5.66, se muestra la relación entre el cual medio mensual y el caudal medio anual de dichas estaciones, donde se observa que en general el caudal extraído es estable

en los distintos meses. Por estos motivos, se considera que el caudal estimado como extracción en las cuencas representa el 90% de los derechos de agua a lo largo de todo el año.

Tabla 5.17: Comparación entre el caudal extraído promedio desde el 01/01/2012 hasta el 31/07/2017 y los derechos de agua asignados en distintas captaciones de la cuenca del río Loa. Obtenido a partir de la información de estaciones en línea pertenecientes a la DGA.

	Capt, de Aguas Antofagasta en Lequena	Capt, de Aguas Antofagasta en Quinchamale	Capt, de CODELCO en Linzor	Capt, CODELCO en Colana	Capt, de Aguas Antofagasta en Toconce	Capt, De SQM en Pedro de Valdivia	Capt, SQM María Elena	Capt, SQM Coya Sur
$Q_{promedio}$	506,8	315,1	44,7	48,7	481,2	77,4	50,5	84,9
Derecho	550,0	300,0	50,0	50,0	470,0	85,0	62,0	94,4
Fracción	92%	105%	89%	97%	102%	91%	81%	90%

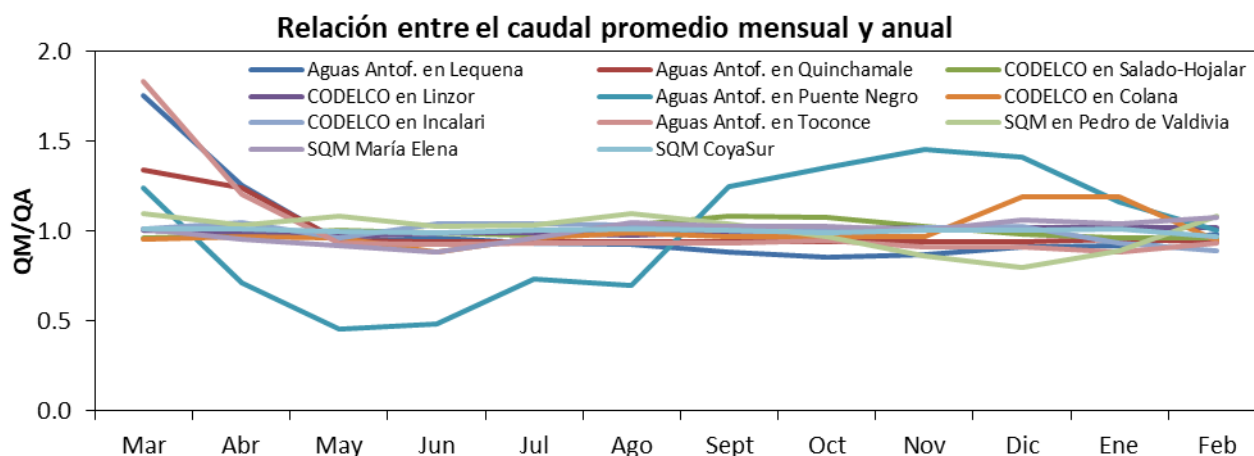


Figura 5.63: Relación entre el caudal promedio mensual y anual para las estaciones fluviométricas de captaciones en la cuenca del río Loa en el período 01/01/2012 hasta el 31/07/2017.

En la Figura 5.64 se presenta la variación temporal de los derechos de agua consuntivos, permanentes y superficiales existentes en la base de datos de la DGA. Se observa que los derechos de agua asignados en esta cuenca son de más de un orden de magnitud superiores a las observaciones, por lo que resulta fundamental contar con más información sobre el real uso de dichos derechos.

Derechos de Agua Consuntivos Permanentes río Loa

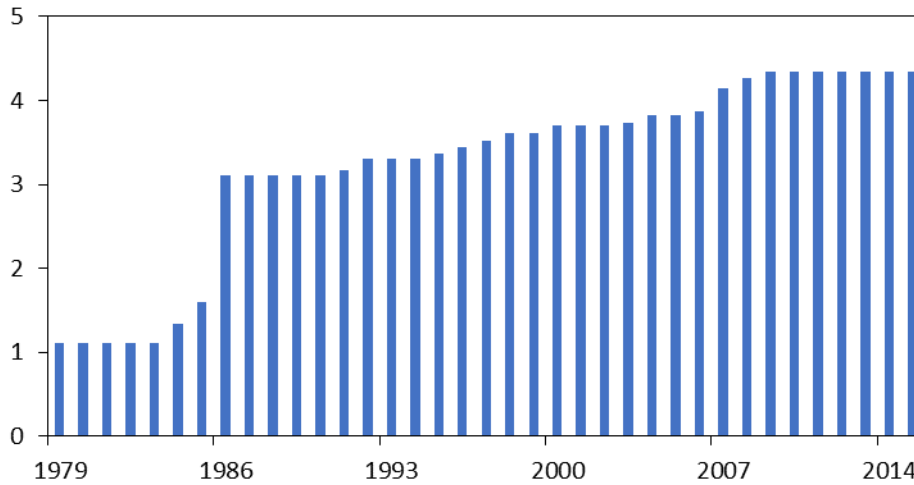


Figura 5.64: Derechos de agua consuntivos, permanentes y superficiales asignados en el río Loa en Desembocadura. Fuente http://www.dga.cl/productosyservicios/derechos_historicos/Paginas/default.aspx consultado el 09/12/2016.

Además de la incertidumbre asociada a los derechos de agua, una de las dificultades más importantes en la modelación de esta cuenca radica en la naturaleza de la esorrentía, pues ésta se da producto de las precipitaciones de verano en el llamado “invierno altiplánico” y producto de la interacción con aguas subterráneas. El último punto es de suma importancia en ciertos sectores del norte del país, pues se ha documentado que las cuencas geológicas no siempre son las mismas que las cuencas hidrográficas.

Debido a la incertidumbre y magnitud de los derechos de agua de la cuenca, la información de Loa en Desembocadura se utiliza solo de manera referencial, centrando los esfuerzos en calibrar las cuencas de cabecera. Dentro de este grupo se incluyen “Loa antes represa Lequena” (cuyos registros se consideran representativos de régimen natural), “San Pedro en Parshall N°2” y “Salado en Sifón Ayquina”. Para las dos últimas, se considera un caudal extraído constante de 805 y 572 lts/s respectivamente, que representan el 90% de los 895 y 635 l/s de derechos asignados (DGA, 2005).

5.6.3.2. CUENCA DEL RÍO CHOAPA

Para llevar a régimen natural esta cuenca, se considera la metodología de incorporación de riego, dado que existen zonas cultivadas en las cercanías del cauce principal.

La estación fluviométrica que cubre prácticamente toda la cuenca del río Choapa es “Choapa aguas arriba estero La Canela”. La cuenca de alta montaña “Choapa en Cuncumén” se considera representativa de un régimen hidrológico natural, pues los derechos de agua existentes son de carácter no consuntivo, y sus restituciones se ubican aguas arriba de dicha estación.

5.6.3.3. CUENCA DEL RÍO MAIPO

Para llevar a régimen natural esta cuenca, se consideró la metodología de incorporación de riego, debido a la existencia de zonas cultivadas en una gran parte del valle de la cuenca.

En base a la información del inventario de glaciares, en el año 1956 existían aproximadamente 438 km² de área glaciar en la cuenca del río Maipo, equivalentes a casi un 3% de la cuenca total, o un 9% de la cuenca de Maipo en el Manzano. Por lo tanto, en esta cuenca es necesario incorporar el aporte glaciar a la escorrentía. Las tasas de rendimiento por unidad de área glaciar (Tabla 5.18) fueron obtenidas a partir de trabajos previos (Aguilera, 2017).

Tabla 5.18: Tasa de rendimiento mensual para los glaciares de la cuenca del río Maipo, donde las orientaciones representan: S=Sur, SO=Sur-Oeste, SE=Sur-Este, E=Este, O=Oeste, N=Norte, NE=Nor-Este, NO=Nor-Oeste.

Orientación	Tasa de rendimiento para Glaciares Descubiertos [lt/s/km ²]			Tasa de rendimiento para Glaciares Cubiertos [lt/s/km ²]		
	S,SO	SE,E,O,NO	N,NE	S,SO	SE,E,O,NO	N,NE
Enero	119,5	171,0	196,5	30,2	28,4	48,2
Febrero	83,4	126,0	157,6	18,8	22,3	26,8
Marzo	17,3	37,8	56,1	5,0	7,2	7,4
Abril	0,3	1,4	2,6	0,2	0,6	0,5
Mayo	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Junio	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Julio	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Agosto	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Septiembre	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Octubre	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Noviembre	0,1	1,9	0,7	0,0	0,1	0,1
Diciembre	30,4	62,1	67,0	5,8	7,0	12,4

Para analizar el desempeño de la metodología utilizada, se compara la cobertura glaciar en el tiempo modelada con la obtenida por el inventario de glaciares de la DGA⁵ (información extraída de imágenes satelitales Landsat). Al comparar el área según el inventario de la DGA con el inicio de las imágenes Landsat, se observa que estas últimas presentan valores más altos, en consecuencia, se considera que en el período 1956-1981 los glaciares no presentan una disminución significativa, por lo que para efectos del modelo se considera que la información corresponde al año 1981.

Los resultados de la comparación se presentan en la Figura 5.65, donde se obtuvo que el modelo subestima el área glaciar, siendo la máxima subestimación un 17%. Sin embargo, la tasa de retroceso glaciar promedio obtenida mediante Landsat es de 1.2%, mientras que con el modelo se obtiene un 1%.

⁵ <http://www.dga.cl/productosyservicios/mapas/Paginas/default.aspx#cuatro>

Una de las principales diferencias entre ambos modelos corresponde a los últimos 10 años, caracterizados por ser extremadamente secos, lo que modifica las tasas de rendimiento mensuales utilizadas.

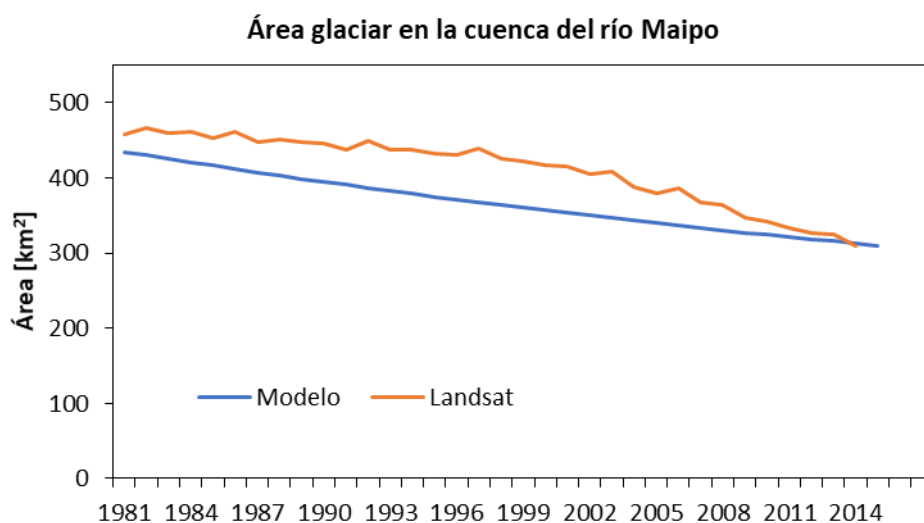


Figura 5.65: Comparación entre el área glaciar obtenida por el modelo y los resultados de imágenes satelitales.

La estación fluviométrica que cubre prácticamente toda la cuenca del río Maipo es “Maipo en Cabimbao”. La cuenca de alta montaña “Maipo en el Manzano” se considera representativa de un régimen hidrológico natural, pues los derechos de agua existentes son de carácter no consuntivo, y sus restituciones se ubican aguas arriba de dicha estación.

5.6.3.4. CUENCA DEL RÍO IMPERIAL

Para llevar a régimen natural esta cuenca, se considera la metodología de incorporación de riego, dado que existen zonas cultivadas en una gran parte del valle de la cuenca.

En el caso del río Imperial, no existe una estación fluviométrica cercana a la desembocadura que cuente con una longitud de información suficientemente larga, por lo que se utilizaron las estaciones “Cholchol en Cholchol” y “Cautín en Almagro” para la calibración. La cuenca de alta montaña “Cautín en Rari-ruca” es considerada representativa de un régimen hidrológico natural, pues los derechos de agua existentes son de carácter no consuntivo, y sus restituciones se ubican aguas arriba de dicha estación.

5.6.3.5. CUENCA DEL RÍO AYSÉN

En esta cuenca, los derechos de agua de carácter consuntivo se consideran despreciables debido a la magnitud de los caudales observados, representando menos del 3% del caudal medio anual. Sin embargo, existen derechos de agua no consuntivos importantes dentro de la cuenca. En este caso se considera que las cuencas “Aysén en Puerto Aysén” y “Mañiguales antes junta río Simpson” se encuentran en régimen natural.

5.6.4. COMPARACIÓN DE VARIABLES DE ESTADO Y FLUJOS VERTICALES

Para validar la modelación realizada se contrasta, además de los caudales, los flujos verticales y las variables de estado más importantes que cuenten con observaciones y/o estimaciones.

Evapotranspiración: Se contrastan a nivel de cuenca las estimaciones (ver Capítulo 5.3) con los resultados de la modelación. Adicionalmente, con el fin de analizar tanto la variabilidad espacial como los parámetros asociados a los distintos tipos de vegetación, se contrastan los productos de manera espacial, considerando la resolución de la modelación

Nieve: Se analiza la evolución temporal del equivalente en agua de nieve y la fracción de área cubierta por nieve (SWE y fSCA, por sus siglas en inglés), considerando como información a contrastar las estimaciones de ambas variables realizadas por Cortés, 2016 y/o la información de FSCA obtenida a partir de los productos MODIS, dependiendo de la disponibilidad de información.

Recarga: Se comparan los flujos que ingresan a la tercera capa del modelo, lo que sirve para estimar de forma aproximada la recarga, con las estimaciones obtenidas a partir de la metodología planteada en el capítulo 5.4.

5.7. PROYECTO SIG

El proyecto SIG contiene la información actualizada del balance hídrico nacional, exponiendo los procesos constitutivos del balance hídrico en las cinco cuencas piloto de manera lógica y organizada.

La metodología para confeccionar esta plataforma SIG en ArcGis v. 10.2, se descompone de la siguiente forma (ver Figura 5.66).

- a) Incorporación de recomendaciones de la Dirección General de Aguas.
- b) Recopilación de datos generados por las distintas áreas del proyecto.
- c) Orden de datos y preparación al interior de ArcGis v. 10.2.
- d) Estructura del proyecto en ArcGis v. 10.2 y creación de Geodatabases.
- e) Creación de mapas, cartas o figuras en formato .mxd.
- f) Presentación de los resultados en formato papel.

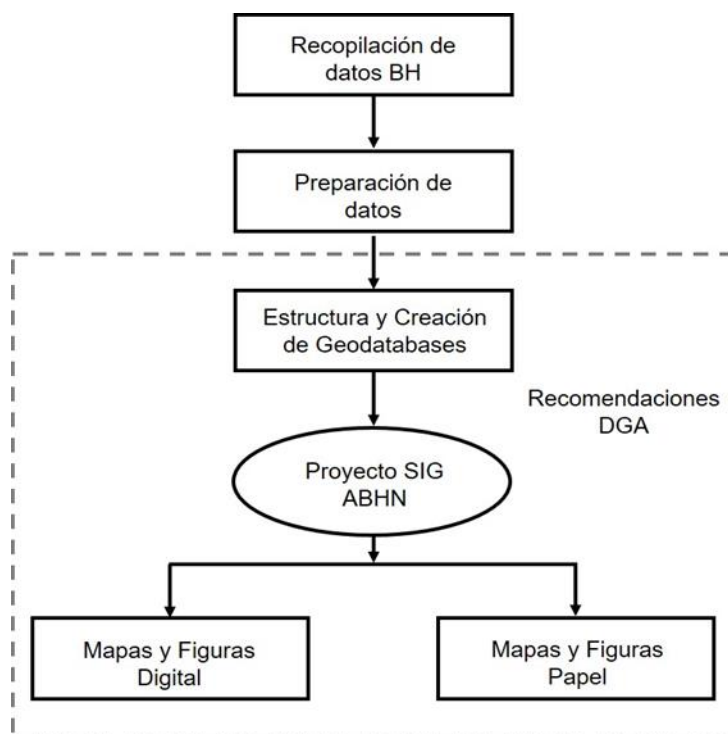


Figura 5.66: Pasos metodológicos del Proyecto SIG propuesto

En los siguientes numerales, se describe detalladamente cada uno de los seis pasos metodológicos en la confección del proyecto SIG.

5.7.1. INCORPORACIÓN DE RECOMENDACIONES DE LA DIRECCIÓN GENERAL DE AGUAS

Debido a que el producto final será administrado por la DGA, las observaciones que este organismo propone en el Anexo N°6 de la Resolución exenta DGA N°1969, y su cumplimiento, es fundamental para

el generar un proyecto SIG que sea compatible a los requisitos y usos del mandante. Para llevar a cabo el proyecto se cumplirá con los siguientes requisitos:

- Se utilizará licencia ArcGis v. 10.2.
- La entrega de datos SIG se realizará en formato Geodatabase.
- En los informes técnicos serán incorporados todos los procedimientos y datos de entrada que hayan permitido lograr los resultados finales.
- Se entregará una mapoteca compuesta por: carta base e información temática.
- Cada mapa o carta poseerá un respectivo archivo “.mxd”.
- El proyecto SIG será entregado en un solo directorio, subdividido en carpetas que le den orden.
- Toda carpeta y archivo SIG poseerá un nombre corto y preciso que será descrito en los informes técnicos. El nombre vinculará archivos en distintos formatos pero con el mismo contenido.
- Todos los proyectos SIG estarán vinculados con ruta relativa.
- Los archivos Geodatabase comprenderán datos temáticos.
- Será utilizado el Geodatabase Carta Base de la DGA.
- Se incorporarán todos los archivos en su versión final al interior del proyecto SIG.
- Las tablas de atributos correspondientes a *featureclass* contendrán datos necesarios y formatos adecuados al tipo de dato que contiene. El nombre de cada atributo será preciso.
- Cada dato expuesto en el proyecto SIG contará con su fuente de procedencia.
- El sistema de coordenadas será WGS84 con proyección de coordenadas geográficas.
- Los mapas y/o figuras serán entregados en formato digital según, exigencias establecidas por la DGA.
- Para la impresión de mapas será utilizado el tamaño ISO A1 o similar.
- Para la impresión de mapas pequeños será usado el tamaño doble carta.
- Todos los mapas se encontrarán disponibles en formato impreso, .pdf y .jpg. con resolución aproximada a 400 dpi.
- A los productos finales se sumará un documento explicativo del procedimiento, que contenga un glosario, recomendaciones, entre otros elementos relevantes.

5.7.2. RECOPIACIÓN DE DATOS GENERADOS POR LAS DISTINTAS ÁREAS DEL PROYECTO

Esta etapa considera la agrupación de información que proviene principalmente desde las bases de dato consultadas para construir el modelo hidrológico en cada cuenca piloto, así como las forzantes meteorológicas y salidas generadas por VIC. Los datos disponibles serán diferenciados para el Periodo del Balance Hídrico 1985-2015 y para el Periodo de Variabilidad Climática 2030-2060. Los datos recopilados y sus principales características son descritos en la Figura 5.67.

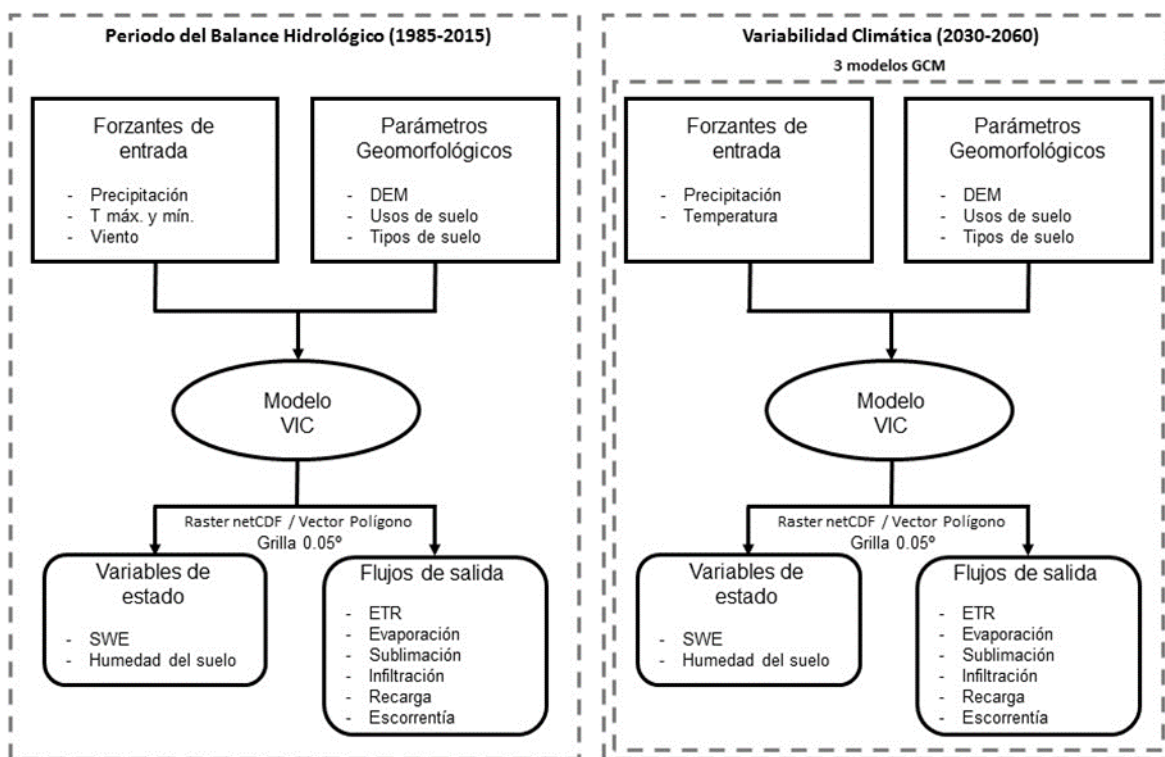


Figura 5.67: Esquemas que describen las distintas componentes y variables que se proponen para estar presentes en el proyecto SIG.

5.7.3. ORDEN DE DATOS Y PREPARACIÓN AL INTERIOR DE ARCGIS V10.2

Debido a que los datos espaciales provienen desde diversas fuentes se tendrá en cuenta: (I) formato, (II) resolución espacial, (III) resolución temporal, (IV) tamaño en bit, (V) extensión espacial, y el (VI) sistema de coordenadas.

- I. Formato: Se utilizará la licencia ArcGIS 10.4. ArcGIS es capaz de procesar datos ráster NetCDF y vectores, siendo estos los considerados en el proyecto SIG.
- II. Resolución espacial. La resolución de los datos ráster NetCDF será de 0,05°.
- III. Resolución temporal. La resolución temporal comprenderá datos a escala mensual para el Periodo del Balance Hídrico 1985-2015 y a escala año promedio por mes para el periodo de Variabilidad Climática.
- IV. Tamaño en bit. El tamaño de cada Geodatabase será inferior a 1TB.
- V. Extensión espacial. Consistirá en determinar que los datos no sobrepasen los límites espaciales definidos para cada uno de ellos, como serán a escala de cuencas o a escala nacional.
- VI. Sistema de coordenadas. La homogenización del sistema de coordenadas en uno sólo también será fundamental al momento de realizar el análisis posterior de los datos distribuidos

espacialmente. Debido a esto se trabajará en el sistema de coordenadas geográfico, debido a que este sistema es el admitido por VIC.

5.7.4. ESTRUCTURA DEL PROYECTO EN ARCGIS V. 10.2 Y CREACIÓN DE GEODATABASES

Serán creados por lo menos 24 proyectos con extensión “.mxd”. En ambos proyectos se presentará la información en formato Geodatabase, cuyo contenido estará agrupado por: Forzantes meteorológicas, variables de estado del modelo hidrológico y flujos de salida.

Cada uno de los proyectos contendrá información climatológica de los resultados generados, es decir el promedio mensual de los 30 años de modelación (1985-2015), y la escala espacial de cada proyecto será a escala nacional o de cuenca. La estructura de estos proyectos SIG se presenta en la Figura 5.68.

El mismo esquema espacial, tendrán cada uno de los 3 GCM seleccionados para evaluar proyecciones de variabilidad climática en el escenario RCP 8.5. De este modo se tendrán 4 escenarios climáticos: 1 Histórico y 3 de variabilidad climática, que tendrán un proyecto nacional y cinco proyectos a escala de cuenca, haciendo un total de 24 proyectos en ArcGIS10.2.

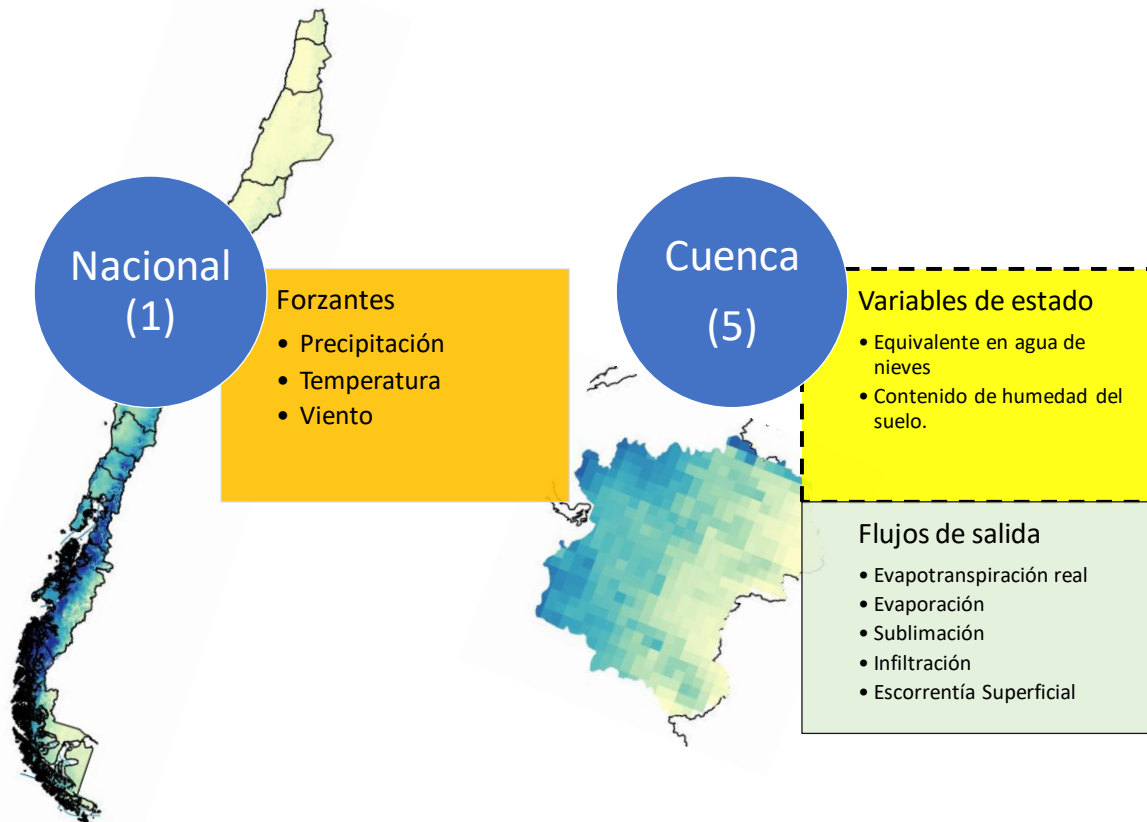


Figura 5.68: Proyectos SIG a escala nacional y contenido que tendrá (panel izquierdo) y Proyectos SIG a escala de cuenca con su respectiva Geodatabase. Los números entre paréntesis indican el número de proyectos por escenario climático.

5.7.5. CREACIÓN DE MAPAS, CARTAS O FIGURAS EN FORMATO ARCGISV10.2

La representación de los resultados es expuesta en formato digital y en papel. Los resultados digitales estarán compuestos por extensiones: .mxd, .jpg y .pdf. El archivo .mxd es una extensión de archivo usado por ArcGis para guardar proyectos que contengan información espacial, permitiendo almacenar en él figuras. Las figuras finales o mapas, almacenadas en los archivos .mxd el cual permite la edición de las mismas, también serán guardadas en formato .jpg y .pdf, con el fin de facilitar su observación e impresión.

La configuración del tamaño de salida de mapas y figuras en el archivo .mxd será en tamaño ISO A1 o similar, esto para mapas, y en tamaño doble carta, para figuras. Los mapas y figuras de salida tendrán una resolución superior a 300 dpi.

Cada mapa tenga una apariencia técnica y estética impecable según normas de la Dirección General de Aguas, esto último en base a los archivos .mxd provenientes del Atlas del Agua.

5.7.6. REPRESENTACIÓN DE LOS RESULTADOS EN FORMATO PAPEL

La impresión de los mapas (ISO A1 o similar) y figuras (doble carta) buscará ajustar la información presentada a un tamaño adecuado, el cual se encontrará anexado al informe final (tamaño grande) como mapas o encontrado al interior del informe final como figuras (tamaño pequeño). Los mapas tendrán la información suficiente para dar a entender, a cualquier usuario, el propósito del mismo. Cada uno de ellos se compondrá por título, logo institucional, datos de contacto, fecha, figuras de distribución de los procesos hidrológicos, contexto espacial dentro de Chile, simbología, escalas en barra y escrita, orientación, sistema de coordenadas, tablas y gráficos temáticos, entre otros. A diferencia de mapas, las figuras sólo incluirán leyendas básicas, escala, norte, y un esquicio del país.

Los mapas serán doblados en tamaño carta, disponiendo una fácil observación de la viñeta con los créditos y títulos.

5.8. CONCLUSIONES SOBRE LA METODOLOGÍA

La metodología planteada utiliza de manera indirecta las observaciones in situ de las principales variables hidrometeorológicas y de niveles de aguas subterráneas, ya que en el caso de las variables hidrometeorológicas, éstas son utilizadas como fuente de información (y contraste) que permite distribuir y ajustar espacial y temporalmente la información del reanálisis atmosférico ERA-Interim para que, de manera conjunta (observaciones más reanálisis) se extrapole la información a zonas con escasa o nula presencia de estaciones meteorológicas. En el caso de la información de aguas subterráneas, dada la insuficiente disponibilidad espacio-temporal de dicha información, se prefiere una metodología basada en registros de caudal para estimar la recarga.

La modelación hidrológica se realiza de manera continua desde 01/01/1979 hasta 31/12/2015, considerando como período para el balance hídrico desde el 01/04/1985 hasta el 31/03/2015. En dicho período se contrasta los resultados obtenidos mediante VIC con registros de estaciones de caudal,

estimaciones de evapotranspiración real, potencial y de referencia, estimación de recarga y nieve, buscando que el modelo represente de manera correcta tanto los flujos como las variables de estado, pues el balance hídrico se obtiene a partir de los resultados de la modelación hidrológica realizada con VIC.

A continuación, se presentan las principales conclusiones por tema planteado.

- **Forzantes Meteorológicas**

La información meteorológica utilizada como forzante en el modelo hidrológico VIC incluye una serie de variables distribuidas en el espacio y en el tiempo, con una resolución de 0,05º latitud-longitud (aproximadamente 5 km) y paso temporal de 3 horas. Es importante recalcar que, al no existir observaciones directas de variables en superficie en el dominio requerido, los datos de la forzante representan estimaciones de la condición real.

Al ser determinantes para los balances hidrológico y energético de una cierta región, y contar con registros observacionales, el desarrollo de la forzante se centró en la determinación de la precipitación y temperatura. Con el fin de obtener la mejor coherencia posible con observaciones directas en zonas donde se tienen registros, además de una buena estimación en zonas carente de datos, se optó por un enfoque estadístico en el cálculo de dichas variables. Además de los registros locales de éstas variables, la metodología utiliza información topográfica y datos de variables físicas provenientes de reanálisis atmosféricos y productos satelitales.

Tanto la evaluación directa con observaciones, como los resultados de las simulaciones con VIC (con métricas de evaluación similar o superior al estándar obtenido con productos semejantes en otras regiones del globo) dan cuenta de un buen desempeño de la forzante, así como de su utilidad para los objetivos de generar un balance hídrico robusto. Aun así, la metodología planteada y el análisis de los resultados permitió cuantificar el grado de incertidumbre de las variables meteorológicas, importante en regiones como la cordillera de la zona central del país, y sesgos sistemáticos de la forzante. Esta información es fundamental en el desarrollo de nuevas versiones de la forzante, como se describe en conclusiones y recomendaciones generales del presente informe (Capítulo 7).

- **Variabilidad climática**

Se propone y aplica una metodología de análisis de tendencias, variabilidad y cambio climático la cual de manera simplificada permitiría reconocer las incertidumbres asociadas al balance hídrico. La influencia de las tendencias, la variabilidad, y el cambio climático antropogénico fueron caracterizados de manera conceptual y numérica, sin embargo, que aún por explorar un análisis para lograr atribuir dichas fluctuaciones a un fenómeno en particular. La versatilidad de la metodología permitiría una fácil replicabilidad de los resultados para otras cuencas, y ajustar los modelos y escenarios de GCM si es considerado pertinente en el caso de una determinada cuenca. Por último, es importante destacar que las conclusiones que puedan ser derivadas de un análisis de estas características están acordes a la resolución espacial en la que son resueltos los GCM (i.e. cientos de kilómetros); dicha resolución no es

capaz de resolver de manera adecuada patrones meteorológicos importantes para cuencas en zonas de topografía compleja, como es el caso de la Cordillera de Los Andes.

- **Modelación Hidrológica**

La modelación de las cuencas mediante el modelo VIC considera la modelación en régimen natural, es decir, sin ningún tipo de intervención de origen antropogénico. Esto implica que, una vez obtenidos los resultados de la modelación, éstos se deben modificar para que sean comparables con las observaciones. Lo anterior se resume en (1) restar la estimación de extracción producto del riego (según metodología propuesta) a los caudales modelados y (2) sumar el aporte glaciar en las cuencas donde la presencia de cuerpos de hielos sea importante (según lo explicado anteriormente), escorrentías que, cabe destacar, se estiman de manera externa al modelo VIC. En consecuencia, se puede estimar como la cuenca se comportaría sin intervención y, al mismo tiempo, cuantificar el impacto (aproximado) que tiene el uso y consumo de agua sobre la distribución de los flujos de salida de la cuenca (escorrentía y evapotranspiración).

Por otro lado, en cuencas muy áridas (donde el riego es despreciable), como es el caso del río Loa, se consideran todos los derechos de agua superficiales otorgados con el fin de obtener caudales en régimen natural. En cuanto a las extracciones subterráneas, estas no se consideran, pues 1) el modelo VIC no posee interacción con acuíferos y 2) toda el agua bombeada para riego no se debe considerar, pues está de manera indirecta en la metodología de incorporación de riego.

En cuanto a la comparación de flujos, es importante señalar que en VIC solo existe evapotranspiración real si la temperatura del pixel es superior a 7°C

- **Aguas Subterráneas**

La disponibilidad de datos de entrada que hoy en día existe en Chile para estimar la recarga de agua subterránea a partir de registros u observaciones, (con una metodología distinta a la del balance hídrico), corresponde principalmente a mediciones de niveles estáticos y caudales. 1) La distribución heterogénea de los pozos de medición de niveles estáticos, en su mayoría dispuestos a lo largo y en proximidad de los ríos principales; 2) la utilización de pozos de explotación para realizar las mediciones y 3) la ausencia de pozos de observación junto con la 4) frecuencia de las mediciones de los niveles estáticos (bimensuales) son aspectos que deben ser considerados para el cálculo de tasas de recarga reales sin grandes incertidumbres. Por lo tanto, la ausencia de una red de monitoreo estratégicamente diseñada es el mayor obstáculo, en la actualidad, para tener un buen control de los mecanismos, procesos y tasas de recarga de los recursos hídricos subterráneos. Por este motivo, las metodologías más confiables a escala de cuenca, con escalas temporales distintas y una cantidad de datos necesarios relativamente exigua son las técnicas basadas en el registro de caudal o escorrentía.

- **Evapotranspiración**

La propuesta metodológica para estimar y analizar patrones, tendencias, variabilidad y cambios en la evapotranspiración introduce el uso de múltiples herramientas de modelación y diversas fuentes de observación en terreno y satelital. En consecuencia, el enfoque último de dichos análisis no es la determinación de un valor determinado de agua liberada a la atmósfera desde la superficie, sino más bien, un análisis en términos de magnitudes y tendencias generales. Por tanto, es esperable que los resultados de esta metodología puedan mostrar cierto grado de discrepancia, y el valor de los análisis provendrá de encontrar donde existe información suficiente para derivar conclusiones robustas en base a los resultados, y por otra parte, identificar las zonas del país donde es necesario avanzar en el estudio de esta variable.

6. RESULTADOS DEL BALANCE HÍDRICO EN CUENCAS PILOTO

En el presente capítulo se presentan los resultados en las cinco cuencas piloto de la metodología planteada para el balance hídrico (Capítulo 5), analizando el desempeño de la modelación en cuanto a los caudales, variables de estado y flujos. En el Anexo E se encuentra información de curvas de duración y de variación estacional además de la distribución espacial de las variables de interés hidrológico, coberturas nivales, entre otros.

El modelo VIC considera dos flujos para la generación de escorrentía: Flujo Base (*Baseflow* en VIC) y Escorrentía en exceso (*Runoff* en VIC). Debido a que no existe un flujo subterráneo, el caudal que sale de la cuenca de manera superficial corresponde a la suma de ambas variables. Es éste el valor que se compara con los caudales observados, una vez incorporada la intervención, y el que se usa para la calibración. Con ello se obtiene la escorrentía media mensual, considerando 30 años hidrológicos para el análisis (1985/1986 hasta 2014/15). En las Tablas por cuenca piloto se señalan dos periodos (1951-1980) correspondiente al periodo de estudio del Balance Hídrico (DGA, 1987); mientras que el periodo (1985-2015) se asocia al periodo climatológico del presente estudio. Para el cálculo de los caudales, se consideran las áreas presentadas en la Tabla 6.1, las que presentan diferencias con respecto a las señaladas en el Capítulo 4, lo que se debe principalmente a las distorsiones generadas al modificar la resolución espacial (de 90x90 m a 5x5 km) y por el paso de coordenadas geográficas a coordenadas planimétricas

Tabla 6.1 Áreas de las cuencas piloto.

Cuenca	DARH [km ²]	Área VIC [km ²]	Variación
Loa	34.566	32.996	5%
Choapa	7.814	7.802	0%
Maipo	15.205	14.800	3%
Imperial	12.667	12.314	3%
Aysen	12.208	12.022	2%

Para el análisis de la fracción de área cubierta por nieve, se considera que un pixel posee nieve si presenta un valor de SWE superior a 10 mm, con el fin de (1) evitar distorsiones generadas por eventos específicos de precipitación y (2) incorporar la variación de cota dentro de cada pixel, que puede ser importante, y que provoca que, a pesar que VIC entregue un valor de SWE por pixel, en la realidad no se encuentra distribuido en toda el área, sino en una fracción de ésta.

En el caso de la variabilidad climática, los análisis se realizan en las cuencas completas (es decir, en desembocadura), y los resultados corresponden a estimaciones obtenidas a partir de los GCM seleccionados, considerando la ventana temporal 2030-2060.

Como se mencionó en la sección 5.2, se cuenta con forzantes meteorológicas distribuidas para el periodo 1979-2016, periodo donde también existen simulaciones numéricas del modelo hidrológico VIC.

Sin embargo, los resultados se presentan para el periodo 1985-2015 por posibles inestabilidades numéricas en algunas variables de estado de cada cuenca piloto en el periodo de calentamiento (1979-1984). El año de fin de presentación de resultados (2015), se escogió para completar un periodo climatológico de 30 años hidrológicos consecutivos.

6.1. CUENCA DEL RÍO LOA

Dadas las características de esta cuenca, y considerando que VIC es un modelo superficial de terreno (LSM, por sus siglas en inglés), es difícil caracterizar cuencas como la del Loa, en la que parte importante de la escorrentía proviene de aportes subterráneos. Por este motivo, es necesario corregir el espesor de la última capa de suelo (la que domina el flujo base) para que represente un acuífero, obteniéndose una profundidad muy superior al resto de las cuencas.

6.1.1. VARIACIÓN DE PRECIPITACIÓN Y TEMPERATURA RESPECTO DEL BALANCE HÍDRICO DE 1987

La climatología de forzantes meteorológicas medias anuales para la cuenca del río Loa, se muestran en la Tabla 6.2, mientras que su distribución espacial se muestra en las Figura 6.1 y Figura 6.2, en conjunto con la diferencia entre el Balance Hídrico (DGA, 1987) y las forzantes estimadas en el presente estudio. Es posible apreciar condiciones de precipitación 33% más secas y en promedio más frías, predominante en las partes bajas de las cuencas, sin embargo, en las partes altas se tienen condiciones más cálidas.

Tabla 6.2: Variación de forzantes meteorológicas en cuenca del río Loa.

Forzante	Periodo Temporal		Diferencia
	1951-1980	1985-2015	
Precipitación anual promedio [mm]	39,6	26,5	-13,1
Temperatura media anual [°C]	12,0	11,4	-0,6

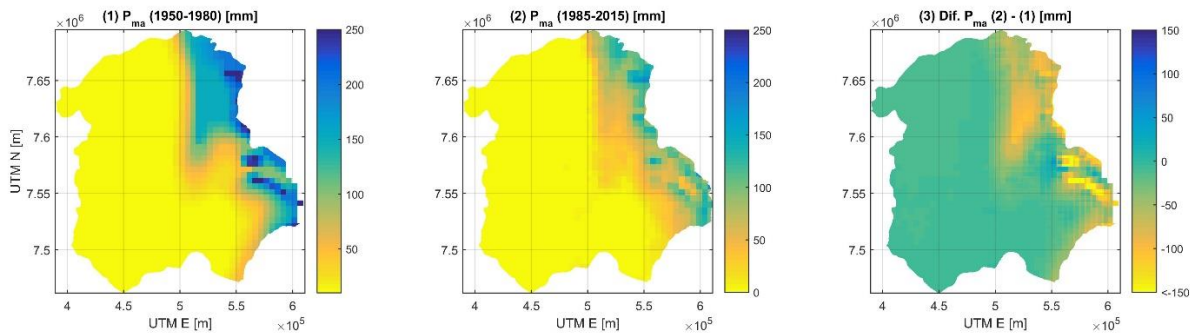


Figura 6.1: Precipitación media anual y diferencia entre las climatologías medias anuales según balance hídrico del año 1987 y la versión actual (beta) para la cuenca del río Loa.

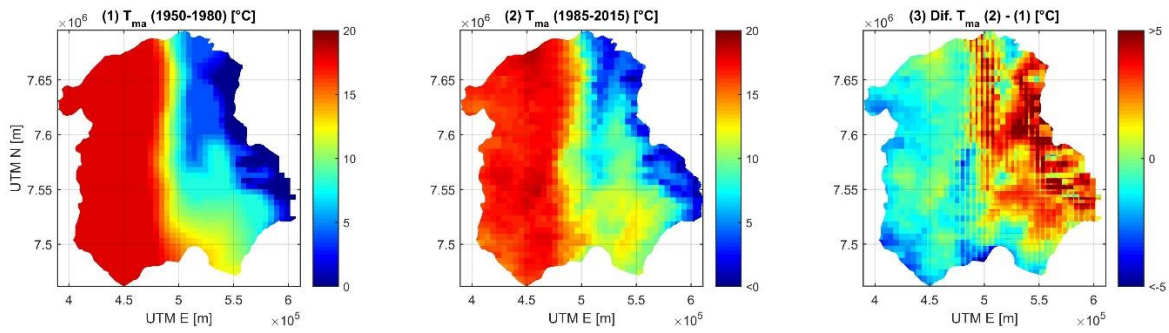


Figura 6.2: Temperatura media anual promedio y diferencia entre las climatologías medias anuales según balance hídrico del año 1987 y la versión actual (beta) para la cuenca del río Loa.

6.1.2. ESCORRENTÍA

Con el fin de reproducir la escorrentía observada en la salida de las cuencas, se realiza una calibración de los parámetros de VIC buscando optimizar índices de eficiencia. En la Figura 6.3, se aprecia la curva de variación estacional (panel superior) y la evolución del índice NSE (panel inferior) para la subcuenca del río Loa definida por la estación fluviométrica DGA río Salado en Sifón Ayquina, observándose la mejora de NSE a medida que se modifican los parámetros. El panel superior ilustra el impacto que tienen distintos sets de parámetros en la curva de variación estacional simulada, comparada con la de la estación fluviométrica. En rojo se muestra la curva de variación estacional (CVE) final, que proviene del set de parámetros seleccionado como característico de la cuenca. En negro se muestra la CVE para las observaciones naturalizadas (es decir, sumados los derechos de agua existentes, ver Capítulo 5). Ambos sets de datos corresponden al mismo período temporal, definido por la disponibilidad de datos en la estación fluviométrica.

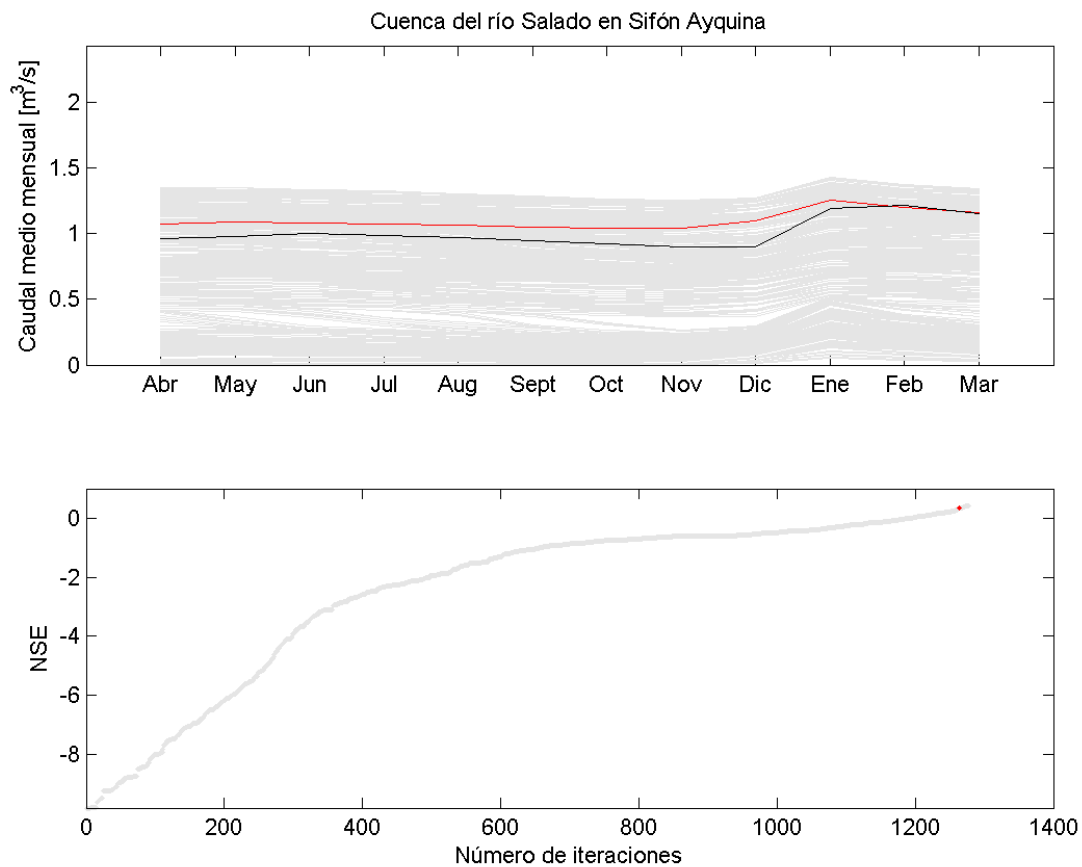
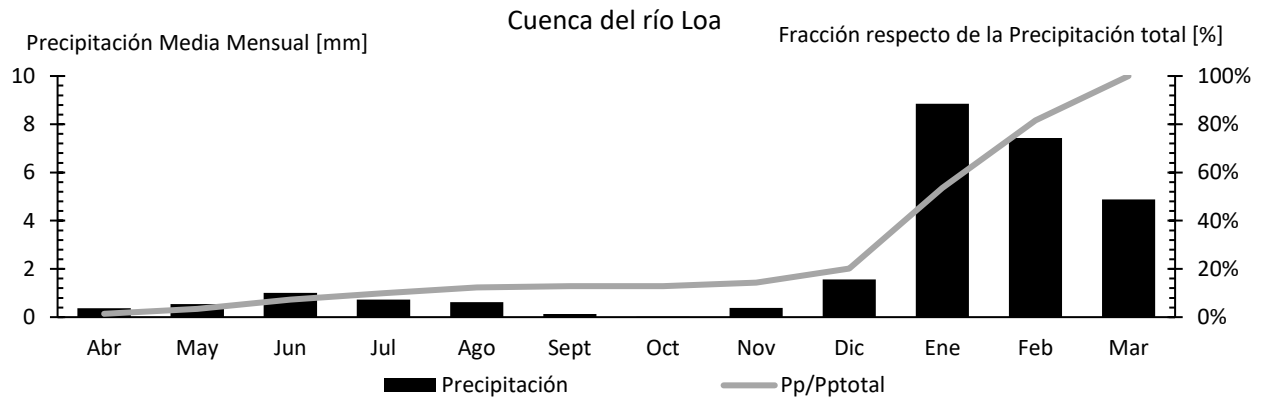
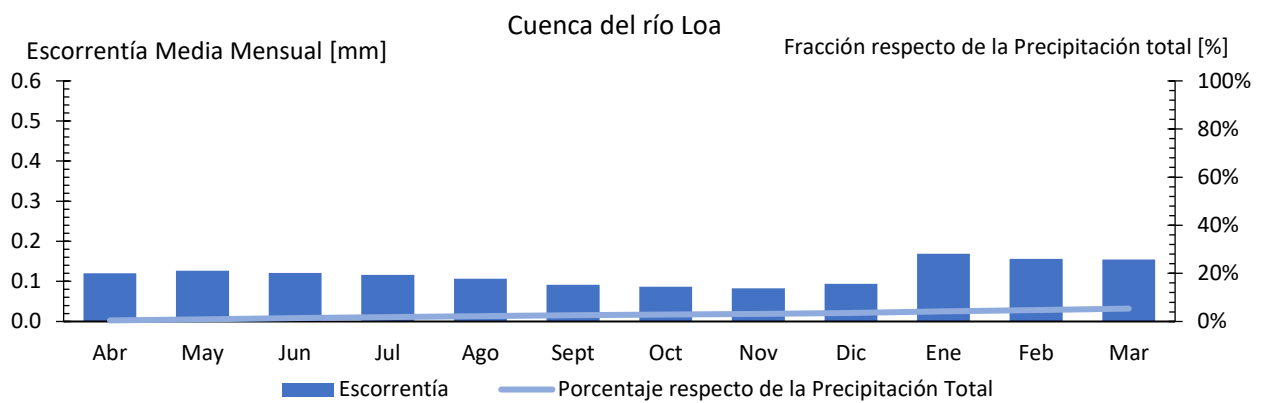


Figura 6.3: Evolución del índice NSE a medida que aumenta el número de iteraciones y cambios de parámetros. Panel superior: Curva de variación estacional. En gris se muestran las distintas iteraciones realizadas, en rojo se encuentra la curva para el set de parámetros escogidos y en negro la curva de variación estacional para el caudal observado y llevado a régimen natural. Panel Inferior: Cambios en el índice NSE según distintos parámetros (o iteraciones). En rojo se encuentra el NSE final para el set de parámetros escogidos. Cuenca del río Salado en Sifón Ayquina.

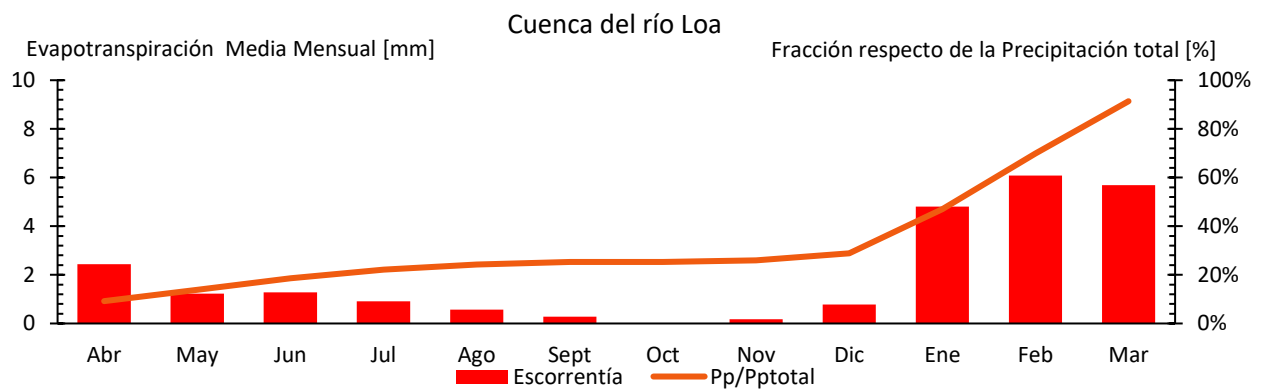
Con el set de parámetros ya escogido, que entregan un índice NSE de 0,34, es posible analizar cómo se distribuye el agua temporalmente. En la Figura 6.4 se muestran los valores mensuales y acumulados para un año promedio, los que consideran la media sobre toda la cuenca de las salidas del modelo VIC. La precipitación media (espacial y temporal) de la cuenca del río Loa es de aproximadamente 26,5 [mm/año], mientras que la evapotranspiración asciende a 24,4 [mm/año]. La escorrentía en la cuenca del río Loa es baja, y se genera principalmente en la zona altiplánica y es cercana a 1,4 [mm/año]. En términos relativos, la evapotranspiración representa cerca del 91% de la precipitación, lo que explica la extrema aridez que caracteriza a dicha cuenca.



(a) Distribución mensual de la precipitación promediada sobre la cuenca



(b) Distribución mensual de la escorrentía promediada sobre la cuenca



(c) Distribución mensual de la evapotranspiración promediada sobre la cuenca

Figura 6.4: Curva de variación estacional y fracción acumulada promedio durante el periodo 1985/1986 – 2014/2015 para la precipitación (panel a), escorrentía (panel b) y evapotranspiración (panel c) en la cuenca del río Loa. Los valores corresponden a las salidas del modelo VIC.

Los valores de la Figura 6.4 se detallan en la Tabla 6.3, donde se muestran los valores en milímetros y en unidades de caudal. Los valores de escorrentía y evapotranspiración corresponden a la cuenca en régimen natural.

Tabla 6.3: Valores de precipitación, escorrentía y evapotranspiración para la cuenca del río Loa. Resultados extraídos del modelo VIC para el período 1985/1986 - 2014/2015.

Mes	Precipitación			Escorrentía			Evapotranspiración		
	Magnitud		% Pp total	Magnitud		% Pp total	Magnitud		% Pp total
	[mm/mes]	[m ³ /s]	[%]	[mm/mes]	[m ³ /s]	[%]	[mm/mes]	[m ³ /s]	[%]
Abr	0,4	4,7	1%	0,12	1,53	0%	2,4	31,1	9%
May	0,5	6,7	3%	0,13	1,56	1%	1,2	15,1	14%
Jun	1,0	12,7	7%	0,12	1,54	1%	1,3	16,3	19%
Jul	0,7	9,0	10%	0,12	1,43	2%	0,9	11,3	22%
Ago	0,6	7,7	12%	0,11	1,31	2%	0,6	7,0	24%
Sept	0,1	1,7	13%	0,09	1,17	3%	0,3	3,5	25%
Oct	0,0	0,1	13%	0,09	1,06	3%	0,0	0,2	25%
Nov	0,4	4,9	14%	0,08	1,05	3%	0,2	2,2	26%
Dic	1,6	19,3	20%	0,09	1,15	4%	0,8	9,5	29%
Ene	8,9	109,0	54%	0,17	2,08	4%	4,8	59,2	47%
Feb	7,4	101,4	82%	0,16	2,13	5%	6,1	82,9	70%
Mar	4,9	60,2	100%	0,15	1,90	5%	5,7	70,1	91%

6.1.3. EVAPOTRANSPIRACIÓN

En la Figura 6.5, se presentan las series temporales de ETo para la estación INIA Calama Rural (22° 28' 19,200" S, 68° 56' 20,760" W) para el periodo 2010–2015 y los valores interpolados al punto de estación desde los resultados de VIC.

Se puede observar que ambas series presentan órdenes de magnitud similar, siendo sus promedios en el periodo (línea punteada) casi idénticos. La estacionalidad de VIC para esta variable presenta algunas anomalías ya que no presenta un comportamiento estacional de carácter sinusoidal como se hubiese esperado en función de los determinantes de la evapotranspiración.

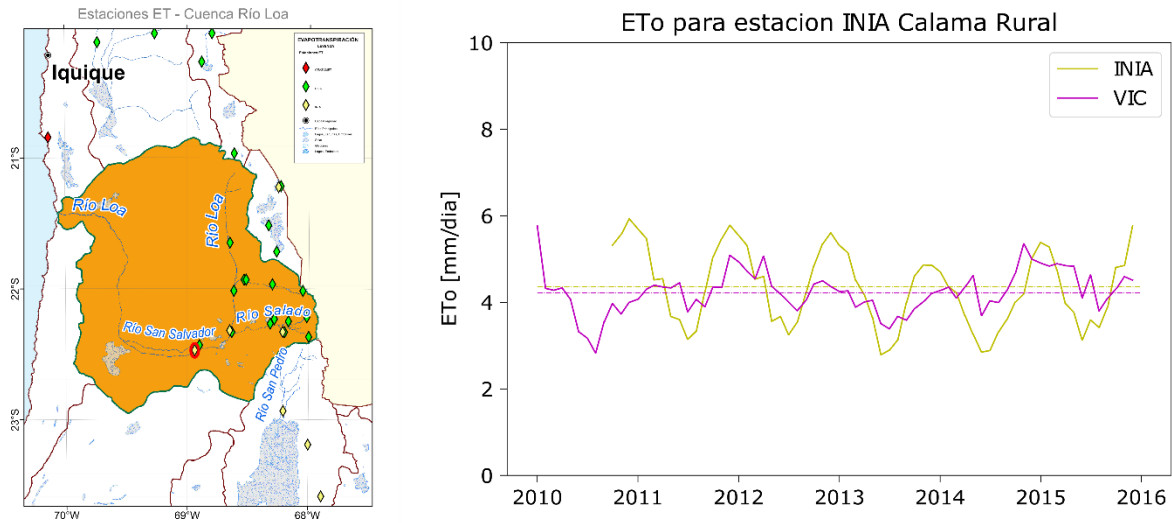


Figura 6.5: Evapotranspiración de cultivo de referencia en la estación Calama Rural. Se presentan los resultados de las mediciones en la estación y los valores interpolados a partir de los resultados de VIC.

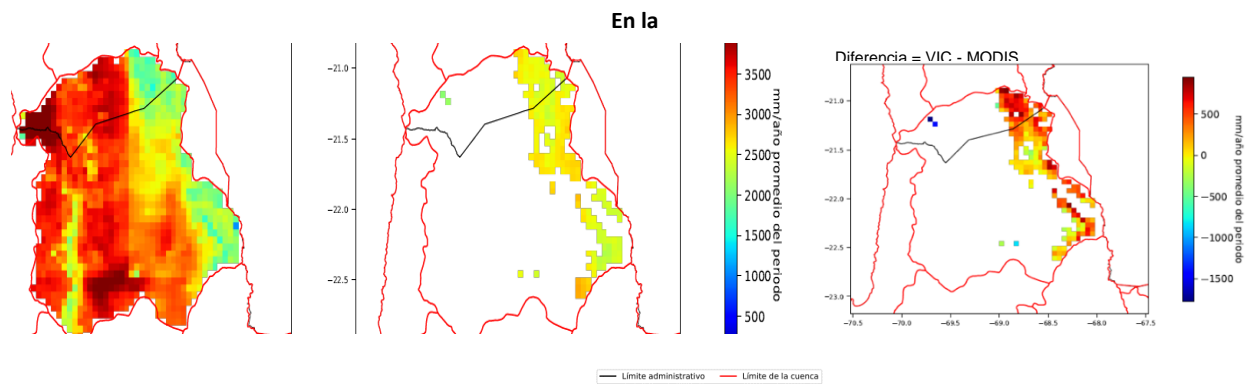


Figura 6.6 se presenta la evapotranspiración potencial anual acumulada promedio sobre el periodo 2000-2014. En ella se muestran de los resultados de VIC y los obtenidos a partir del producto MODIS escalado a la resolución de $0,05^{\circ} \times 0,05^{\circ}$.

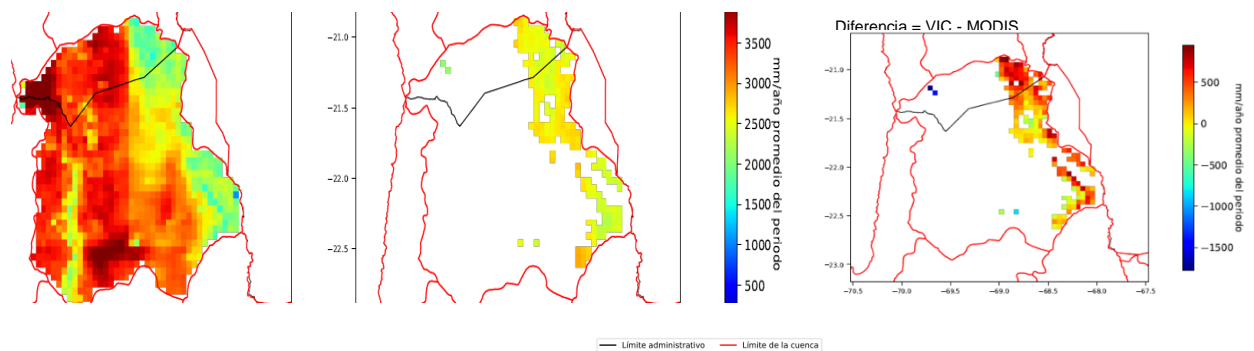


Figura 6.6: Evapotranspiración potencial anual acumulada promedio sobre el periodo 2000-2014.

De los resultados de VIC se observa que gran parte de la cuenca muestra elevadas tasas de evaporación potencial. Esto se debe principalmente a las altas temperaturas y baja humedad relativa predominante en la zona. En zonas altas, por su parte, el modelo muestra tasas de evaporación menores al igual que el producto MODIS.

En la Figura 6.7 se presenta la evapotranspiración real acumulada promedio sobre el periodo 2000-2014. En la figura se muestran de los resultados de VIC y los obtenidos a partir del producto MODIS escalado a la resolución de 0,05°x0,05°.

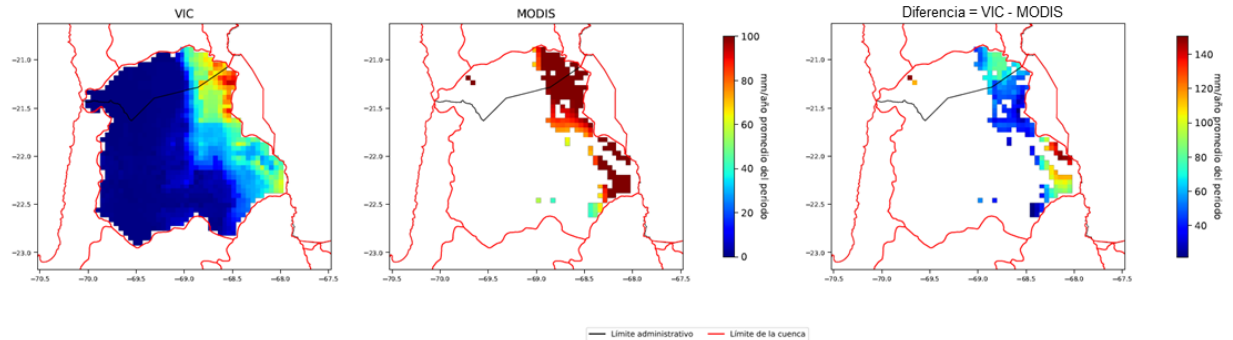


Figura 6.7: Evapotranspiración real anual acumulada promedio sobre el periodo 2000-2014.

En esta figura es posible observar que debido a la poca o nula disponibilidad de agua en la cuenca, la mayor parte de ésta presenta tasas de evaporación muy bajas. En las partes altas de la cuenca, se concentran zonas de evapotranspiración debido a la mayor disponibilidad hídrica.

En la Figura 6.8 se presentan las series temporales de ET obtenidas a partir de los resultados de interpolado al punto de la estación INIA Calama Rural para el periodo 2010 – 2015.

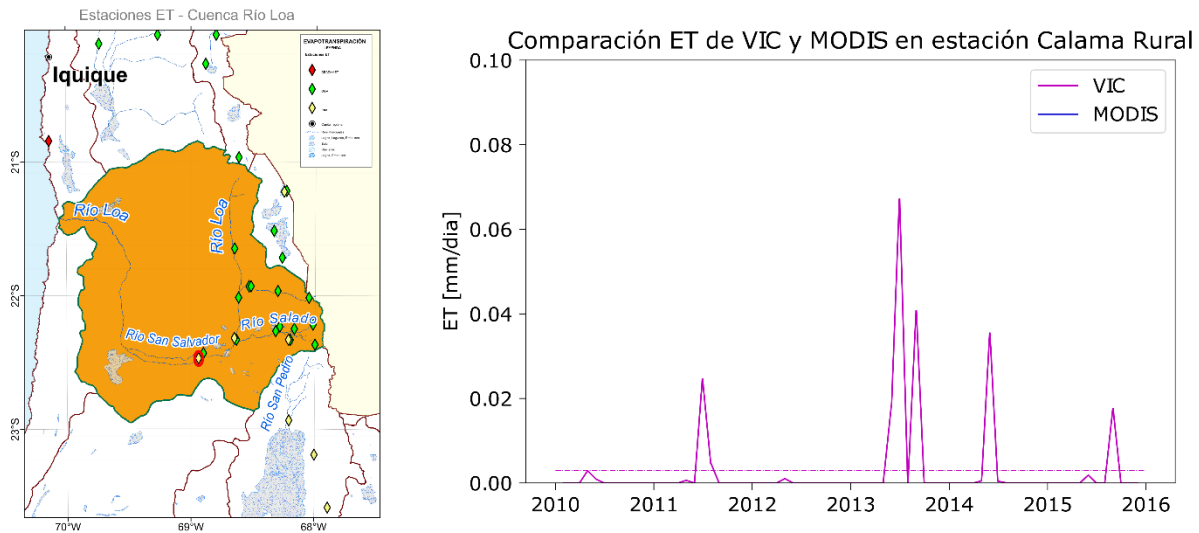


Figura 6.8: Evapotranspiración real interpolada desde los resultados de VIC a la estación Calama Rural.

Es posible observar las bajas magnitudes de evapotranspiración, la cual además se presenta como pulsos asociados directamente a eventos de precipitación. El producto MODIS no es capaz de reproducir estos valores ya que se encontrarían por debajo del límite de representación de su algoritmo interno. En la Figura 6.9 se presenta una comparación de la evapotranspiración anual acumulada promedio sobre el periodo 1985 y 2015 y la obtenida a partir de la interpolación de las isólinas de ET del Balance Hídrico de 1987. Cabe señalar que los valores de evapotranspiración del balance hídrico del 87 están fuertemente influenciados por los métodos de interpolación usados y no consideran un continuo de superficies (vegetacionales y no vegetacionales) que considera VIC.

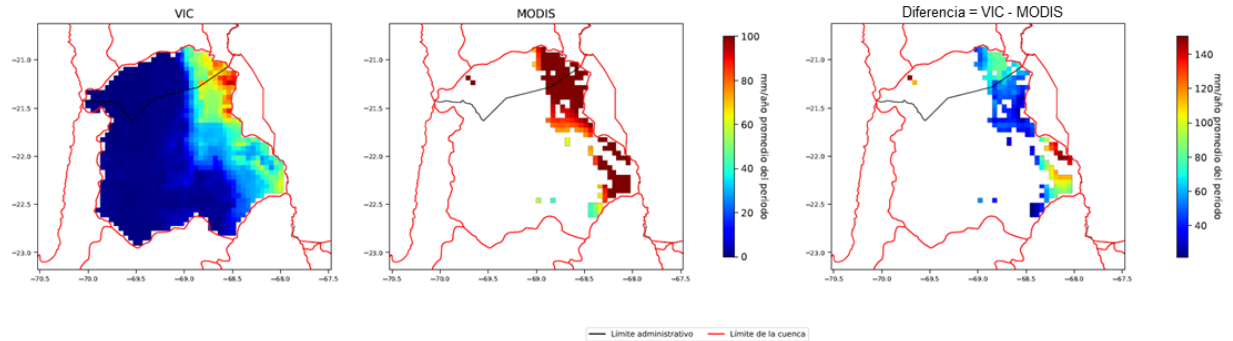


Figura 6.9: Evapotranspiración real anual acumulada promedio sobre el periodo 2000-2014 para el balance hídrico de 1987 y el balance generado para el periodo 2000-2015.

Se estima que, para el caso del balance del 87, el proceso puede estar mal representado, debido a que sugiere tasas de evapotranspiración relativamente altas (superiores a 100 mm/año) en zonas con casi nula disponibilidad hídrica.

6.1.4. FRACCIÓN DE ÁREA CUBIERTA POR NIEVE Y EQUIVALENTE EN AGUA DE NIEVE

La fracción de área cubierta por nieve se muestra en la Figura 6.10, en donde según los productos satelitales MYD10 y MOD10, no alcanzan a cubrir más del 10% de la cuenca del río Loa, lo cual es replicado por el modelo VIC.

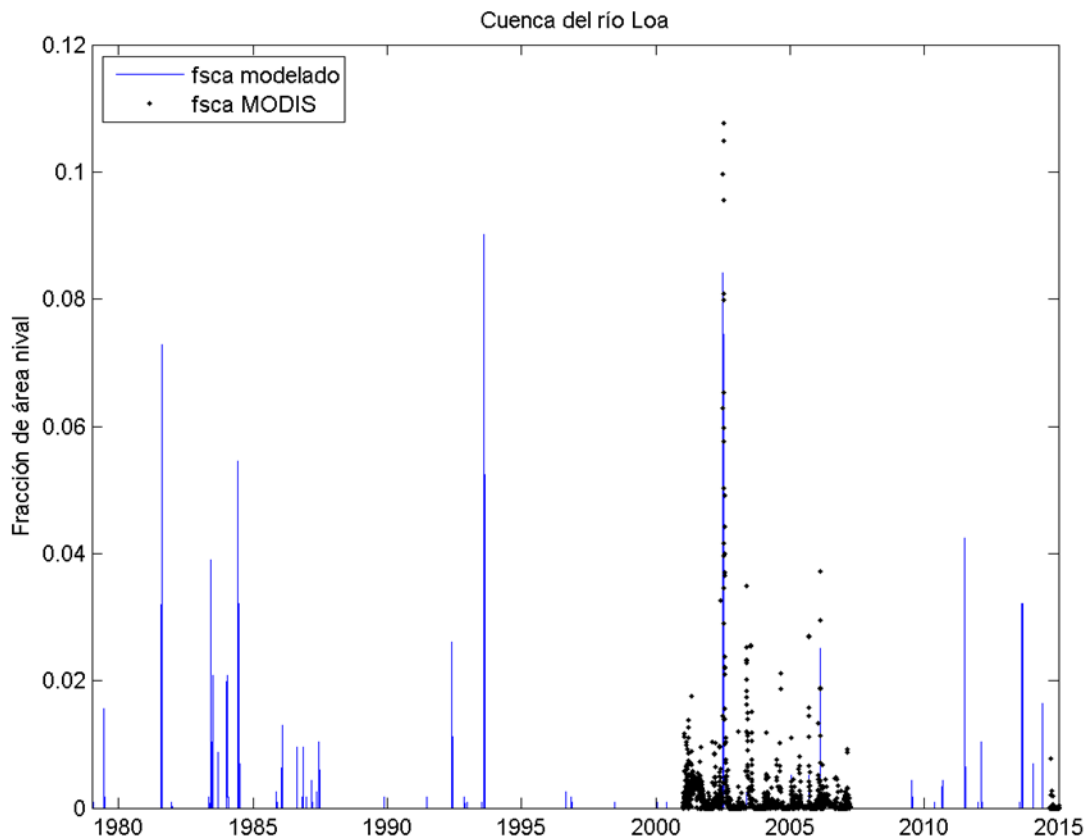


Figura 6.10: Fracción de área cubierta por nieve (fSCA en inglés) para el modelo VIC (en azul) y el producto MOD10/MYD10 de los satélites Terra y Aqua, donde se muestran los días con nubosidades que cubren menos del 40% de la cuenca. Datos para la cuenca del río Loa.

6.1.5. RECARGA POTENCIAL DE AGUA SUBTERRÁNEA

La recarga de agua subterránea en la cuenca del río Loa para el período 1985-2015, obtenida mediante la modelación en VIC, se muestra en Anexos E1. El rango de recarga de agua subterránea varía entre valores menores a 1 mm/año hasta valores cercanos a 105 mm/año, con una recarga media igual a 11 mm/año. La distribución espacial de la recarga es similar al promedio de las precipitaciones de la misma cuenca (Anexos E1), consistente con el hecho de que en climas áridos las tasas de recarga estén limitadas por la disponibilidad de agua superficial, es decir, las precipitaciones. Además, un aumento en los valores de recarga es observado en el sector suroriente de la cuenca, no apreciado en las precipitaciones. A diferencia de lo que ocurre en el sector nororiente, donde principalmente afloran rocas volcánicas y volcano-sedimentarias de menor permeabilidad, en el sector suroriente, afloran sedimentos no consolidados que podrían estar relacionados con el aumento de recarga observado en esa zona.

La recarga de agua subterránea medida en VIC en las estaciones de control, es decir, “Loa antes de represa Lequena” y “Loa en Desembocadura”, corresponde a 31 y 11 mm/año, respectivamente.

Ambas estimaciones se obtuvieron considerando que el área de recarga de cada estación fluviométrica es igual al área de drenaje. A continuación, los valores de recarga de cada estación de control serán comparado con las técnicas basadas en el registro de caudal seleccionadas.

6.1.5.1. RECARGA MEDIANTE EL MÉTODO MOMLR

La recarga de agua subterránea calculada a partir de los datos registrados en “Loa antes represa Lequena” y “Loa en Desembocadura” corresponde a 7,8 y 0,14 mm/año, respectivamente. En el primer caso, se observa una diferencia cercana al 50% con respecto al valor calculado en VIC (Figura 6.11), lo cual es significativo considerando que el río “Loa antes represa Lequena” está en condiciones de régimen natural. No obstante, los caudales en la serie temporal modelada resultan ser mayores que los observados (Anexos E1), lo que podría explicar la diferencia obtenida en los valores de recarga.

La estación “Loa en Desembocadura”, cuyo caudal se encuentra muy intervenido, presenta una curva de distribución irregular que podría generar errores en la estimación de la recarga (Figura 6.12). En este caso, la diferencia entre ambas estimaciones es significativa, siendo el valor estimado con esta técnica un 1% del valor calculado con VIC.

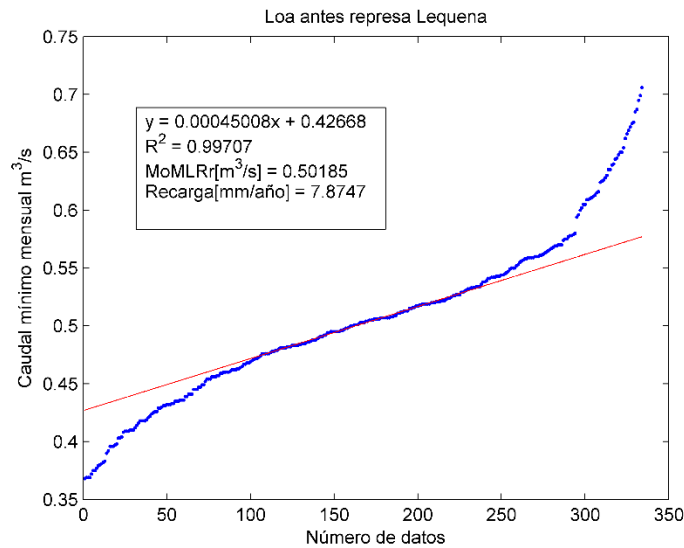


Figura 6.11: Estimación de la recarga de agua subterránea en la estación fluviométrica “Loa antes represa Lequena” mediante la técnica de MoMLR.

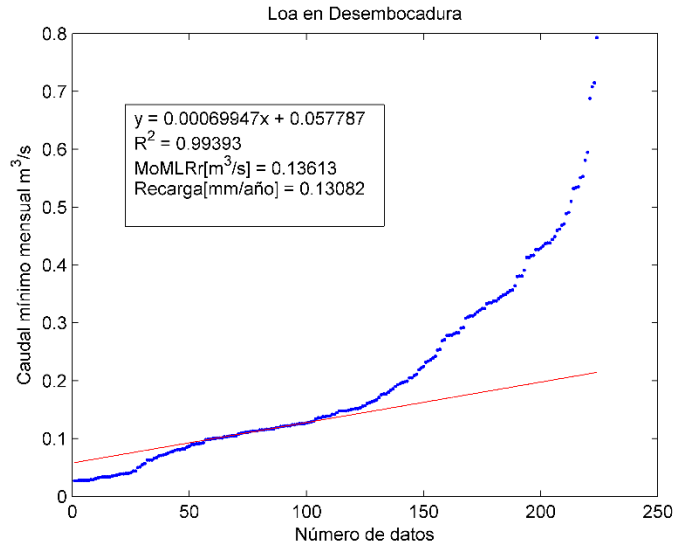


Figura 6.12: Estimación de la recarga de agua subterránea en la estación fluviométrica “Loa en Desembocadura” mediante la técnica de MoMLRr.

6.1.5.2. RECARGA MEDIANTE EL MÉTODO RORA

Los índices de recesión calculados mediante el programa RECESS en las estaciones fluviométricas de control se presentan en la Tabla 6.4, donde se muestran el mínimo, la mediana y el máximo, observándose una amplia variación en los resultados obtenidos. Para efectos prácticos, solo se ocupará la mediana en el cálculo de la recarga.

Tabla 6.4 Índices de recesión (días/ciclo log) de cada estación fluviométrica. Mínimo (min), mediana (med) y máximo (max).

Estaciones fluviométricas	Kr_{min}	Kr_{med}	Kr_{max}
Loa antes represa Lequena	41,66	149,43	548,45
Loa en Desembocadura	36,74	72,75	213,26

El programa RORA necesita tener un registro de caudal diario anual completo para que pueda funcionar. Por ello, se calcula la recarga en la estación “Loa antes represa Lequena” durante los períodos 1987-2000, 2002-2008 y 2010-2015; y en la estación “Loa en Desembocadura” en el período comprendido entre los años 1992 y 1998.

El valor promedio de recarga de agua subterránea en “Loa antes represa Lequena” y “Loa en Desembocadura” (en los períodos previamente mencionados) corresponde a 8,1 y 0,13 mm/año, respectivamente. Ambos valores son consistentes con los valores calculados mediante MoMLRr y, por tanto, distintos a los estimados por VIC.

6.1.6. VARIABILIDAD CLIMÁTICA

6.1.6.1. FORZANTES METEOROLÓGICAS

Se muestran los resultados para la cuenca del río Loa de los cambios en la variabilidad del clima futuro considerando los 4 modelos de circulación general (GCM), el producto meteorológico desarrollado y explicado en capítulo 5 y una estación meteorológica representativa (dada la cantidad de información y su ubicación espacial), en las tres variables principales evaluadas: precipitación, temperatura mínima y temperatura máxima.

La Tabla 6.4, muestra las variaciones para la cuenca completa en promedio, que indican variaciones mixtas en las precipitaciones, con tendencias mayores al aumento (+7,41% en modelo MIROC). En el caso de las temperaturas mínimas existe un aumento de las temperaturas en torno al 1°C para todos los modelos. Finalmente, para las temperaturas máximas los aumentos siguen un orden similar.

Tabla 6.5: Valor promedio anual del periodo histórico (1985-2015) en el modelo de las forzantes, y en el periodo futuro (2030-2060) en los modelos GCM con los deltas aplicados, para las variables de precipitación (Pp, mm), temperatura mínima (Tmin, °C) y temperatura máxima (Tmax, °C). Se muestran los deltas respecto del modelo de las forzantes.

Variable	Modelo	Valor	Delta
Pp	CCSM4	1,06	0,31%
	CSIRO-Mk3-6-0	1,01	-4,79%
	IPSL-CM5A-LR	0,98	1,27%
	MIROC-ESM	0,98	7,41%
	Producto	0,98	
Tmin	CCSM4	6,66	0,95
	CSIRO-Mk3-6-0	6,77	1,07
	IPSL-CM5A-LR	6,69	1,00
	MIROC-ESM	6,55	0,87
	Producto	5,70	
Tmax	CCSM4	22,09	1,07
	CSIRO-Mk3-6-0	22,07	1,05
	IPSL-CM5A-LR	21,99	0,97
	MIROC-ESM	21,77	0,74
	Producto	21,02	

Especialmente, se comparan los valores del modelo con aquellos obtenidos de la aplicación del delta en el modelo IPSL, que posee la mayor sensibilidad climática y es el más extremo considerando el efecto sobre las tres forzantes estudiadas (Figura 6.13). Para esta cuenca en particular, las precipitaciones no tienen variaciones mayoritariamente grandes. En el caso de las temperaturas, las mínimas tampoco presentan tantas diferencias (1°C respecto del modelo).

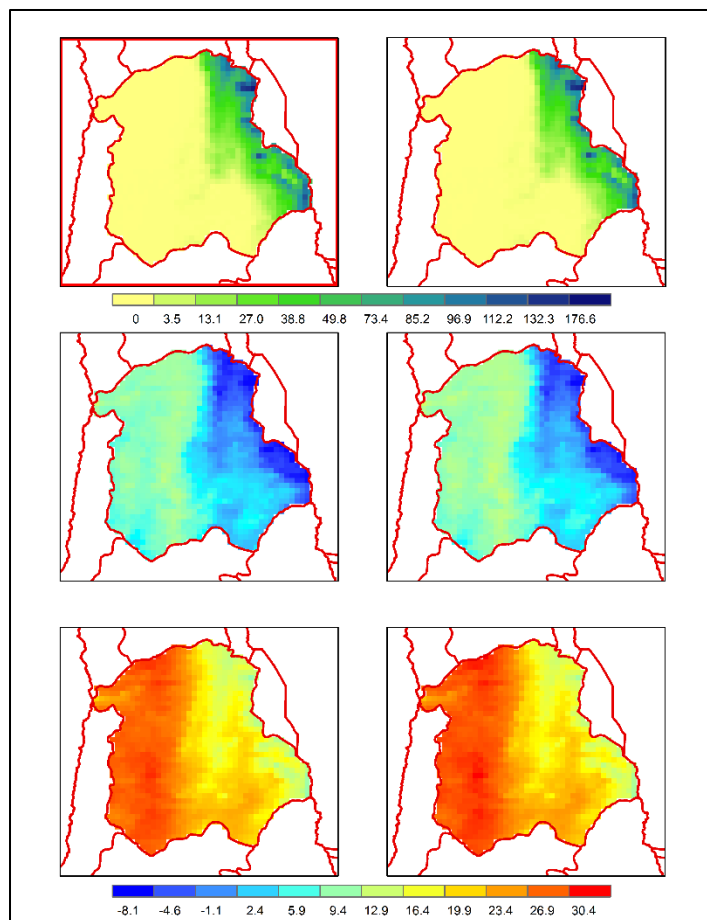


Figura 6.13: Comparación entre modelo que genera las forzantes meteorológicas y aquel generado a partir de los deltas calculados para el modelo IPSL, para las variables de precipitación (en mm, arriba), temperatura mínima (en °C, al medio) y temperatura máxima (en °C, abajo), en la cuenca de río Loa.

6.1.6.2. PRECIPITACIÓN Y ESCORRENTÍA

Los modelos globales de cambio climático muestran que la precipitación prácticamente no cambia. En efecto, de la precipitación total media sobre la cuenca en el período 1985-2015, que es aproximadamente 26 mm/año, se espera que, según los modelos CCSM4 (CC), CSIRO MK3.6 (CS) e IPSL CM5A LR (IP), se produzca un cambio de 0,18%, -3,7% y 5,7% respectivamente, mientras que la escorrentía aumenta un 479%, 437% y un 470%, lo que se debe principalmente a la disminución en la sublimación, una de las componentes de la evapotranspiración. El detalle con la información de la Figura 6.14 se presenta en la Tabla 6.6.

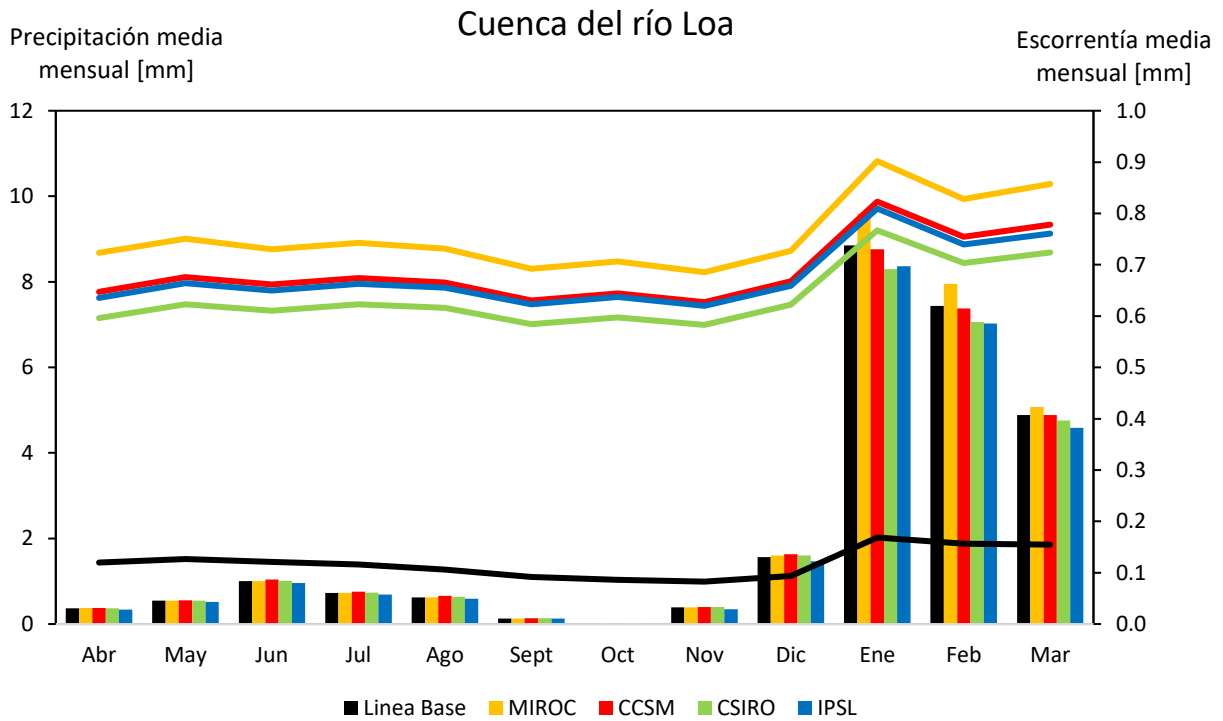


Figura 6.14: Variación de la precipitación y la escurrentía según los distintos modelos de cambio climático seleccionados para la cuenca del río Loa. La línea base corresponde a lo modelado para el período 1985-2015, mientras que los modelos consideran desde 2030 a 2060. Todos los resultados se extraen del modelo VIC.

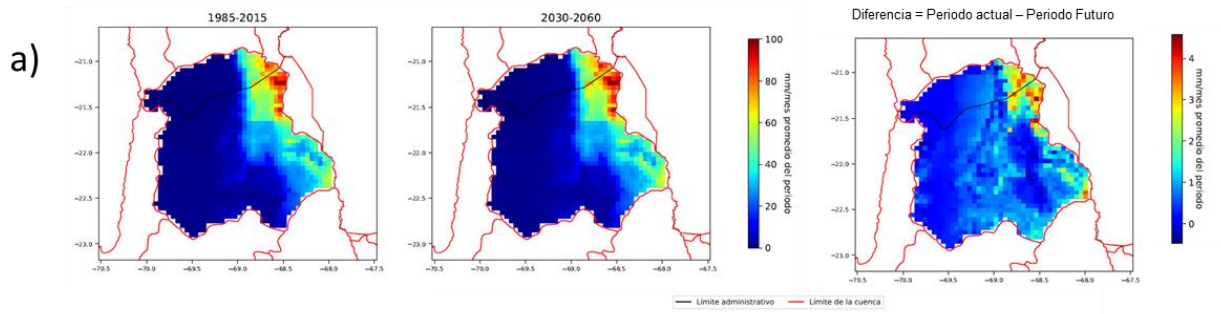
Tabla 6.6: Variación de la precipitación y la escorrentía según los distintos modelos de cambio climático seleccionados para la cuenca del río Loa. La línea base corresponde a lo modelado para el período 1985-2015, mientras que los modelos consideran desde 2030 a 2060. Todos los resultados se extraen del modelo VIC.

Mes	Variable	Línea Base	CCSM	CSIRO	IPSL	MIROC
		[mm/mes]	[mm/mes]	[mm/mes]	[mm/mes]	[mm/mes]
Abr	Precipitación	0,37	0,37	0,37	0,34	0,38
	Escorrentía	0,12	0,65	0,6	0,64	0,72
May	Precipitación	0,54	0,56	0,55	0,52	0,55
	Escorrentía	0,13	0,68	0,62	0,66	0,75
Jun	Precipitación	1	1,04	1,01	0,96	1
	Escorrentía	0,12	0,66	0,61	0,65	0,73
Jul	Precipitación	0,73	0,75	0,74	0,69	0,73
	Escorrentía	0,12	0,67	0,62	0,66	0,74
Ago	Precipitación	0,63	0,66	0,64	0,59	0,62
	Escorrentía	0,11	0,67	0,62	0,66	0,73
Sept	Precipitación	0,13	0,14	0,13	0,12	0,13
	Escorrentía	0,09	0,63	0,58	0,62	0,69
Oct	Precipitación	0	0,01	0	0	0
	Escorrentía	0,09	0,64	0,6	0,64	0,71
Nov	Precipitación	0,39	0,4	0,39	0,35	0,39
	Escorrentía	0,09	0,64	0,6	0,64	0,71
Dic	Precipitación	1,57	1,63	1,61	1,47	1,6
	Escorrentía	0,09	0,67	0,62	0,66	0,73
Ene	Precipitación	8,85	8,76	8,29	8,37	9,6
	Escorrentía	0,17	0,82	0,77	0,81	0,9
Feb	Precipitación	7,44	7,38	7,07	7,03	7,95
	Escorrentía	0,16	0,75	0,7	0,74	0,83
Mar	Precipitación	4,88	4,89	4,76	4,59	5,08
	Escorrentía	0,15	0,78	0,72	0,76	0,86

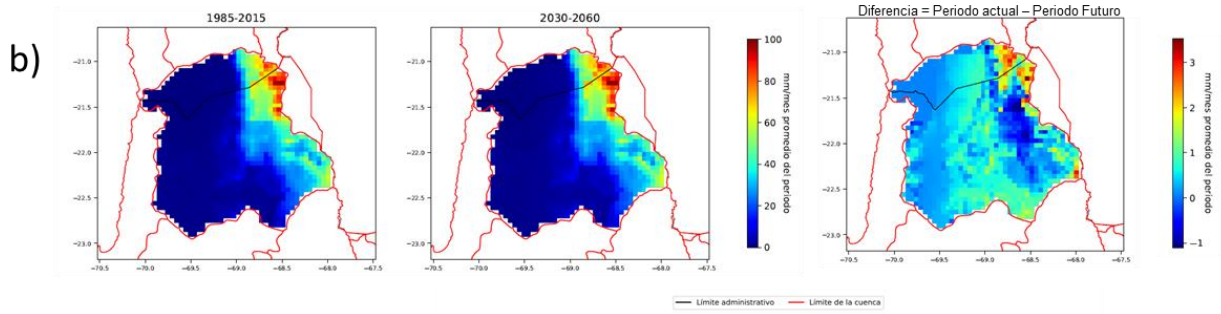
6.1.6.3. EVAPOTRANSPIRACIÓN

En la Figura 6.15 se presenta una comparación de los resultados de la modelación de evapotranspiración real acumulada anual promedio para los periodos de análisis de línea base (1985-2015) y futuro (2030-2060) en la Cuenca del Río Loa. Los resultados, considerando las tres alternativas de modelos de clima global para el análisis, son bastante consistentes debido que al considerar valores acumulados anuales promedio es imposible distinguir diferencias dada la discreta magnitud de los flujos evapotranspirativos en la Cuenca del Río Loa.

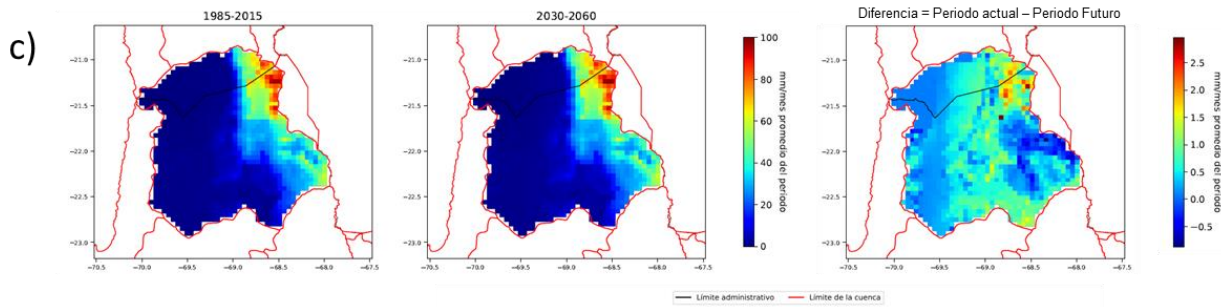
ET acumulada anual para el modelo CCSM4



ET acumulada anual para el modelo CSIRO-MK3-6-0



ET acumulada anual para el modelo IPSL-CMSA-LR



ET acumulada anual para el modelo MIROC-ESM

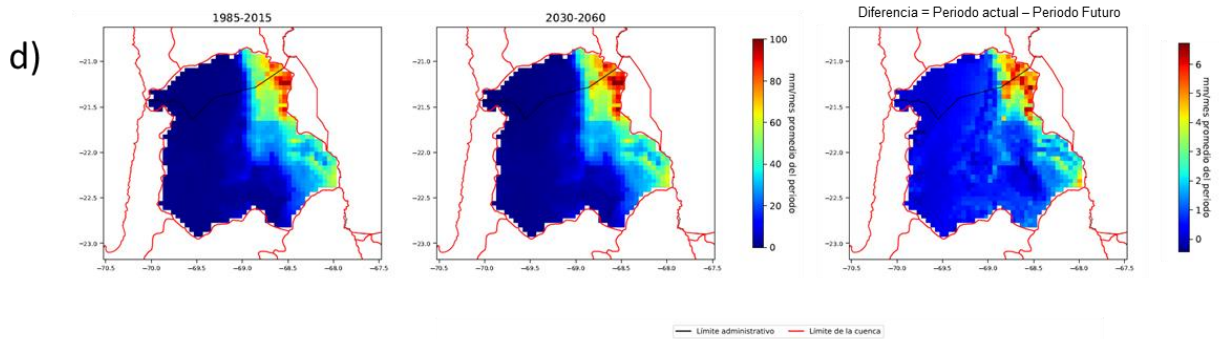


Figura 6.15: Evapotranspiración real anual acumulada sobre el periodo de análisis para 4 modelos de cambio climático.

6.2. CUENCA DEL RÍO CHOAPA

6.2.1. VARIACIÓN DE PRECIPITACIÓN Y TEMPERATURA RESPECTO DEL BALANCE HÍDRICO DE 1987

La climatología de forzantes meteorológicas medias anuales para la cuenca del río Choapa, se muestran en la Tabla 6.7, mientras que su distribución espacial se muestra en las Figura 6.16 y Figura 6.17, en conjunto con la diferencia entre el Balance Hídrico (DGA, 1987) y las forzantes estimadas en el presente estudio. Se aprecia que durante el periodo (1985-2015) las precipitaciones anuales promedio habrían variado en un -19,6% mientras que las temperaturas medias anuales en el mismo periodo habrían aumentado 0,2 °C respecto al periodo (1951-1980).

Tabla 6.7: Variación de forzantes meteorológicas en cuenca del río Choapa.

Forzante	Periodo Temporal		Diferencia
	1951-1980	1985-2015	
Precipitación anual promedio [mm]	326	262	-64
Temperatura media anual [°C]	10,4	10,6	0,2

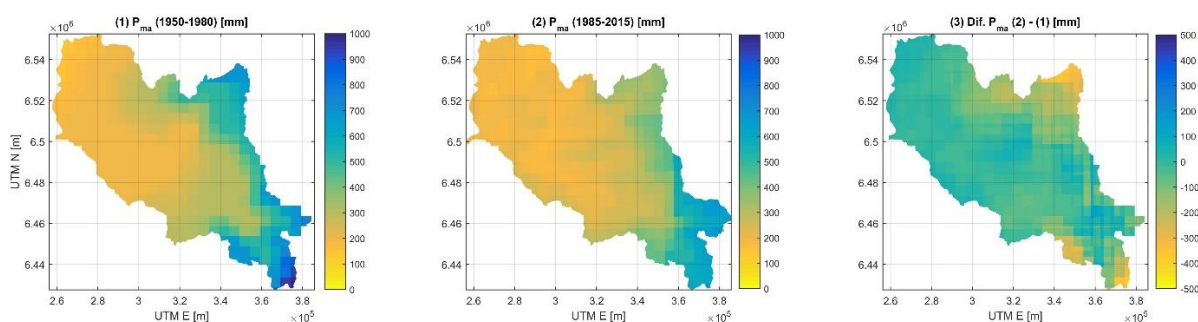


Figura 6.16: Precipitación media anual y diferencia entre las climatologías medias anuales según balance hídrico del año 1987 y la versión actual (beta) para la cuenca del río Choapa.

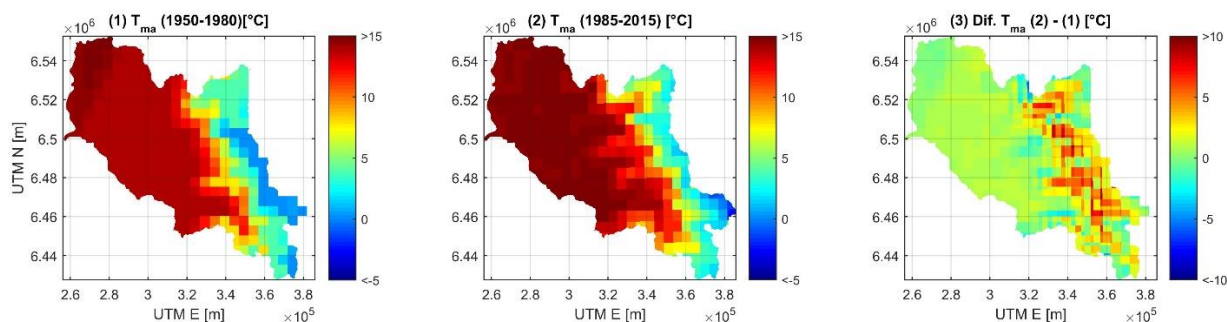


Figura 6.17: Temperatura media anual promedio y diferencia entre las climatologías medias anuales según balance hídrico del año 1987 y la versión actual (beta) para la cuenca del río Choapa.

6.2.2. ESCORRENTÍA

El proceso iterativo para encontrar el mejor set de parámetros para la cuenca del río Choapa se realiza, primero, en las cuencas donde haya estaciones fluviométricas que se encuentren en régimen natural. En la Figura 6.18 se muestran los resultados de dicho proceso para la subcuenca del río Choapa definida por la estación fluviométrica DGA Choapa en Cuncumén, donde se aprecia que los volúmenes totales de agua observados y simulados son similares. El índice de eficiencia NSE para el set de parámetros escogidos es de 0,72, el cual se presenta en el panel inferior de la figura.

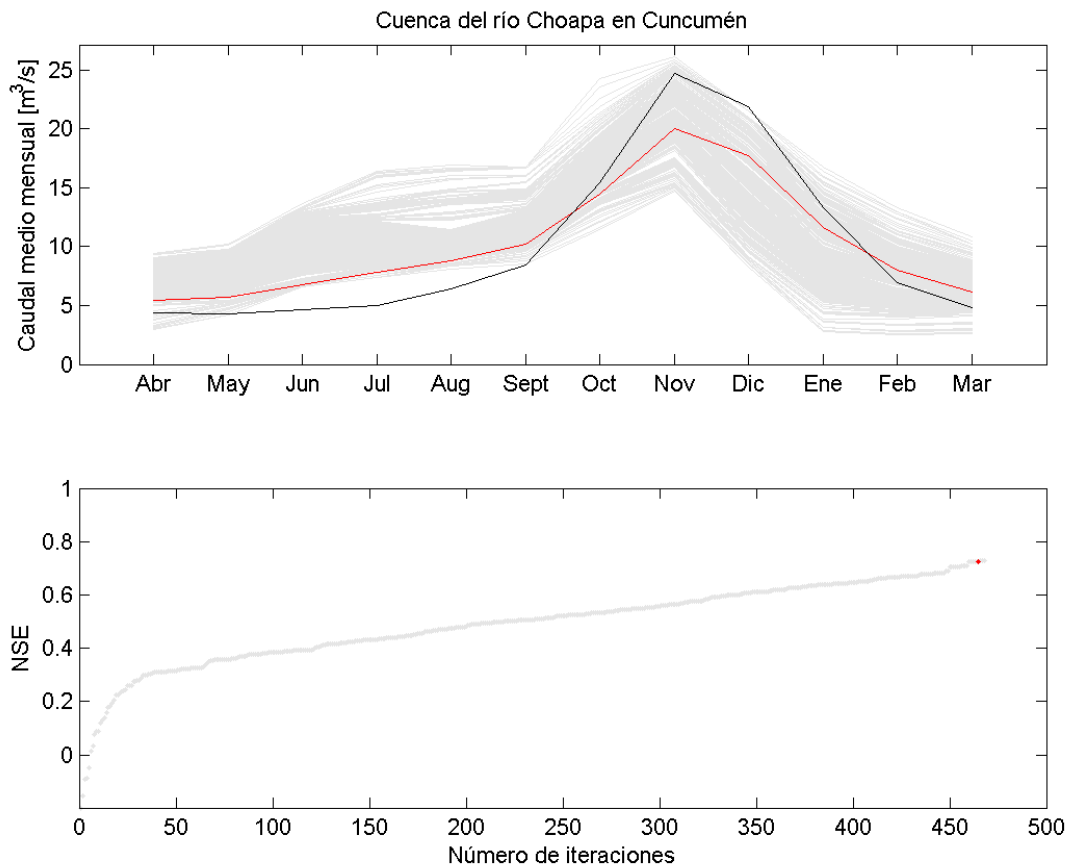
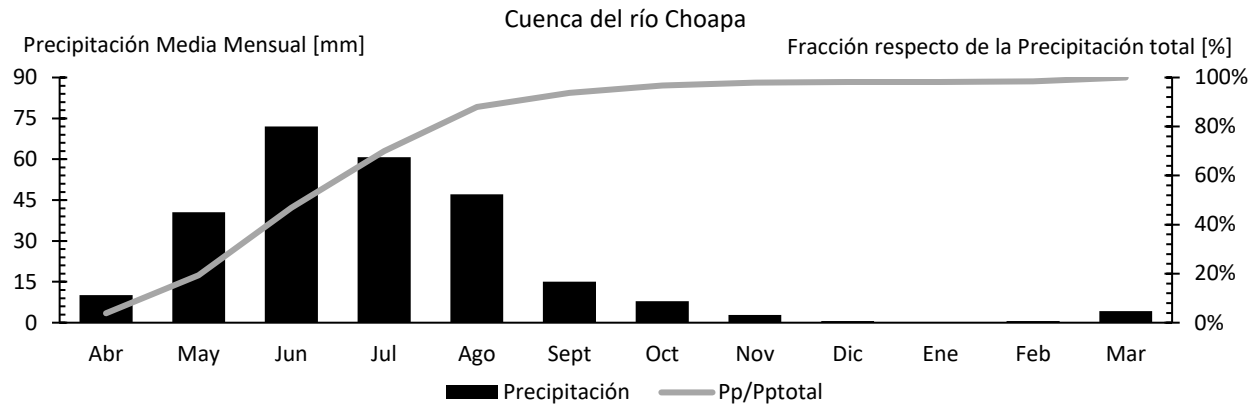


Figura 6.18: Evolución del índice NSE a medida que se aumenta el número de iteraciones y cambios de parámetros. Panel superior: Curva de variación estacional. En gris se muestran las distintas iteraciones realizadas, en rojo se encuentra la curva para el set de parámetros escogidos y en negro la curva de variación estacional para el caudal observado (durante el período de calibración) y llevado a régimen natural. Panel Inferior: Cambios en el índice NSE según distintos parámetros (o iteraciones). En rojo se encuentra el NSE final para el set de parámetros escogidos. Cuenca del río Choapa en Cuncumén.

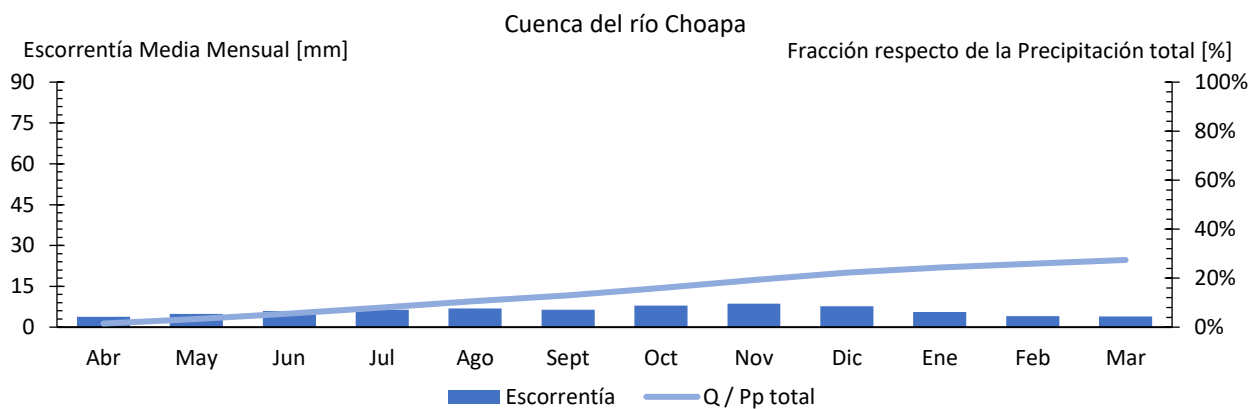
En las cuencas de la zona centro-norte del país, la influencia del riego es importante y afecta los flujos evapotranspirativos hacia la atmósfera. En la Figura 6.19 se muestra la curva de variación estacional para la precipitación, escorrentía y evapotranspiración. Se incluye, además, la influencia del riego, que

aumenta la evapotranspiración. A diferencia de la cuenca del río Loa, se aprecia la influencia del clima mediterráneo, al cual se asocian mayores montos de precipitación en los meses de invierno, y que en promedio (espacial y temporal) considerando todo el año, alcanzan los 262 mm/año. La evapotranspiración, que representa el 75% de la precipitación, asciende a 196 mm/año en régimen natural, mientras que con riego aumenta a 207,8 mm/año. Por otra parte, la esorrentía es cercana a 72 mm/año.

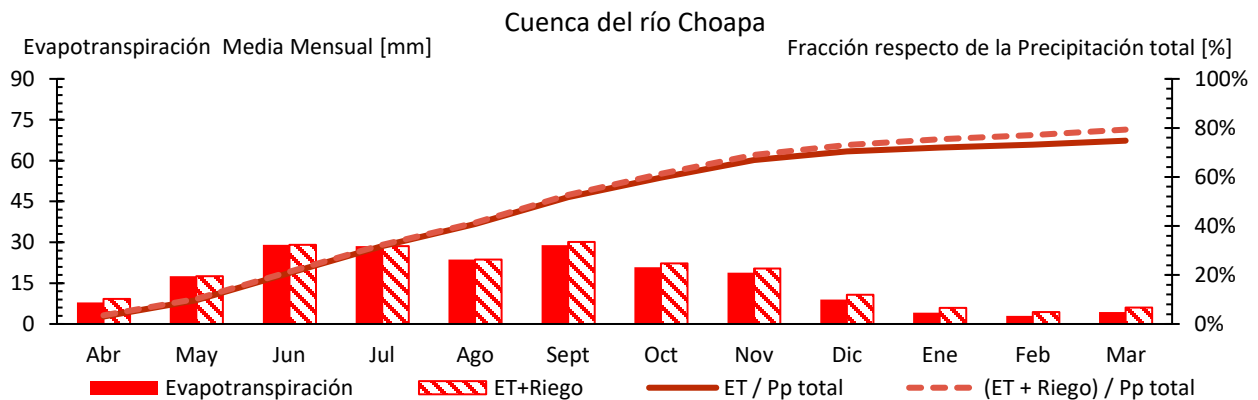
Los resultados del modelo VIC para la cuenca del río Choapa (presentes en la Figura 6.19) se muestran en la Tabla 6.8. Además de la evapotranspiración en régimen natural, se incorpora la influencia del riego. La esorrentía corresponde al régimen natural de la cuenca.



(a) Distribución mensual de la precipitación promediada sobre la cuenca



(b) Distribución mensual de la escorrentía promediada sobre la cuenca



(c) Distribución mensual de la evapotranspiración promediada sobre la cuenca

Figura 6.19: Curva de variación estacional y fracción acumulada promedio durante el periodo 1985/1986 – 2014/2015 para la precipitación (panel a), escorrentía (panel b) y evapotranspiración (panel c) en la cuenca del río Choapa. Los valores corresponden a las salidas del modelo VIC.

Tabla 6.8: Valores de precipitación, escorrentía y evapotranspiración para la cuenca del río Choapa. Resultados extraídos del modelo VIC para el período 1985/1986 - 2014/2015.

Mes	Precipitación			Escorrentía			Evapotranspiración			ET + Riego		
	Magnitud		% Pp total	Magnitud		% Pp total	Magnitud		% Pp total	Magnitud		% Pp total
	[mm/mes]	[m³/s]	[%]	[mm/mes]	[m³/s]	[%]	[mm/mes]	[m³/s]	[%]	[mm/mes]	[m³/s]	[%]
Abr	10,1	30,3	4%	3,8	11,6	1%	7,9	23,9	3%	9,2	27,8	4%
May	40,6	118,3	19%	4,8	14,0	3%	17,6	51,2	10%	17,6	51,2	10%
Jun	72,0	216,8	47%	6,0	17,9	6%	29,1	87,5	21%	29,1	87,5	21%
Jul	60,8	177,0	70%	6,3	18,5	8%	28,6	83,3	32%	28,6	83,3	32%
Ago	47,2	137,4	88%	6,8	19,8	11%	23,6	68,8	41%	23,6	68,8	41%
Sept	15,1	45,5	94%	6,4	19,1	13%	28,9	87,0	52%	30,1	90,5	53%
Oct	7,9	23,0	97%	7,9	23,0	16%	20,8	60,7	60%	22,3	64,9	61%
Nov	2,9	8,7	98%	8,6	25,9	19%	18,9	56,8	67%	20,4	61,4	69%
Dic	0,7	1,9	98%	7,7	22,3	22%	9,0	26,3	70%	10,7	31,2	73%
Ene	0,1	0,4	98%	5,6	16,4	24%	4,2	12,1	72%	5,9	17,1	75%
Feb	0,6	1,8	98%	4,1	13,1	26%	2,9	9,5	73%	4,4	14,3	77%
Mar	4,2	12,2	100%	3,9	11,4	27%	4,4	12,9	75%	6,0	17,4	79%

6.2.3. EVAPOTRANSPIRACIÓN

En la Figura 6.20 se presentan las series temporales de ETo para la estación INIA Illapel ($31^{\circ} 38' 58,556''$ S, $71^{\circ} 10' 19,250''$ W) para el periodo 2010 – 2015 y los valores interpolados al punto de estación para los resultados de VIC.

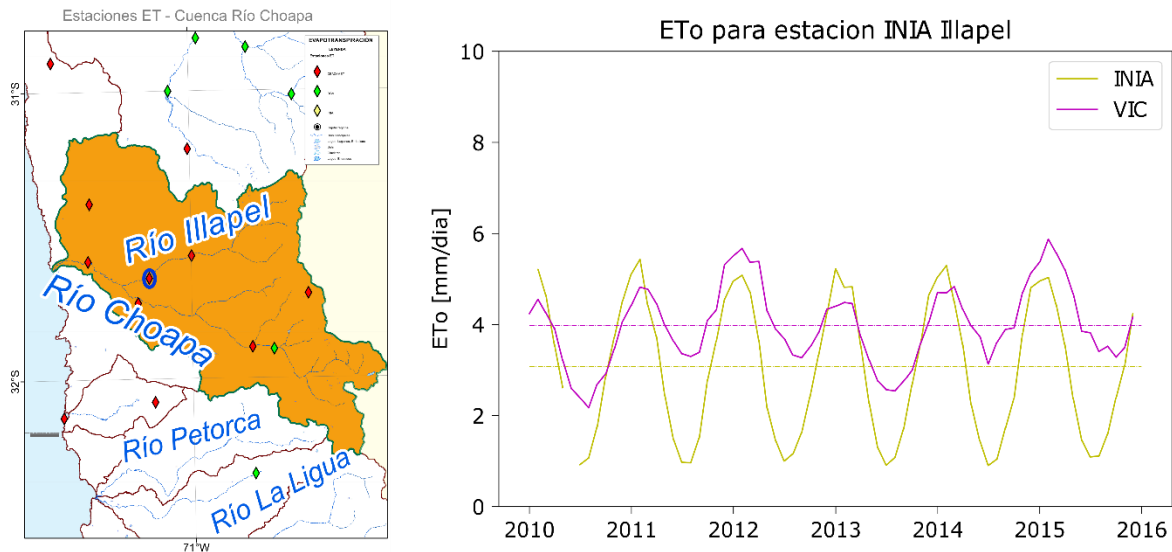


Figura 6.20: Evapotranspiración de cultivo de referencia en la estación Illapel. Se presentan los resultados de las mediciones en la estación y los valores interpolados a partir de los resultados de VIC.

En la serie se puede observar que, en general los valores máximos se encuentran bien representados, mientras que los mínimos son sobreestimados por el modelo. Esta diferencia representa una condición un poco más favorable que si los máximos también estuviesen sobreestimados, ya que, debido a la magnitud de los máximos, la diferencia acumulada sería mucho más significativa.

En la Figura 6.21 se presenta el valor promedio de la evapotranspiración potencial anual acumulada (periodo 2000 -2014). En el panel izquierdo se muestran los resultados de VIC y en el derecho los obtenidos a partir del producto MODIS escalado a la resolución de 0,05°x0,05°.

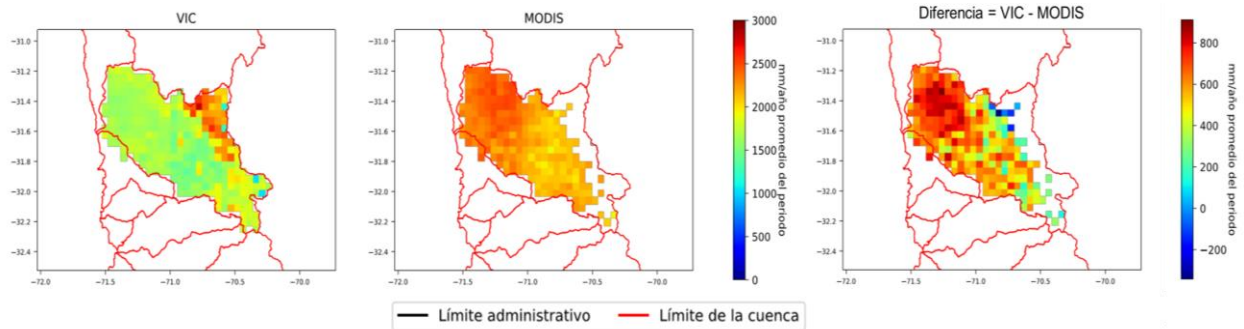


Figura 6.21: Evapotranspiración potencial anual acumulada promedio sobre el periodo 2000-2014.

Los valores del producto MODIS tienden a ser superiores en casi toda la cuenca sin representar adecuadamente el rango de variabilidad espacial que se esperaría en la cuenca.

En la Figura 6.22 se comparan las series temporales de ETP interpolados al punto de estación Illapel para los resultados de VIC y el producto MODIS para el periodo 2000-2014. En línea discontinua se presenta el promedio temporal de la serie en el periodo.

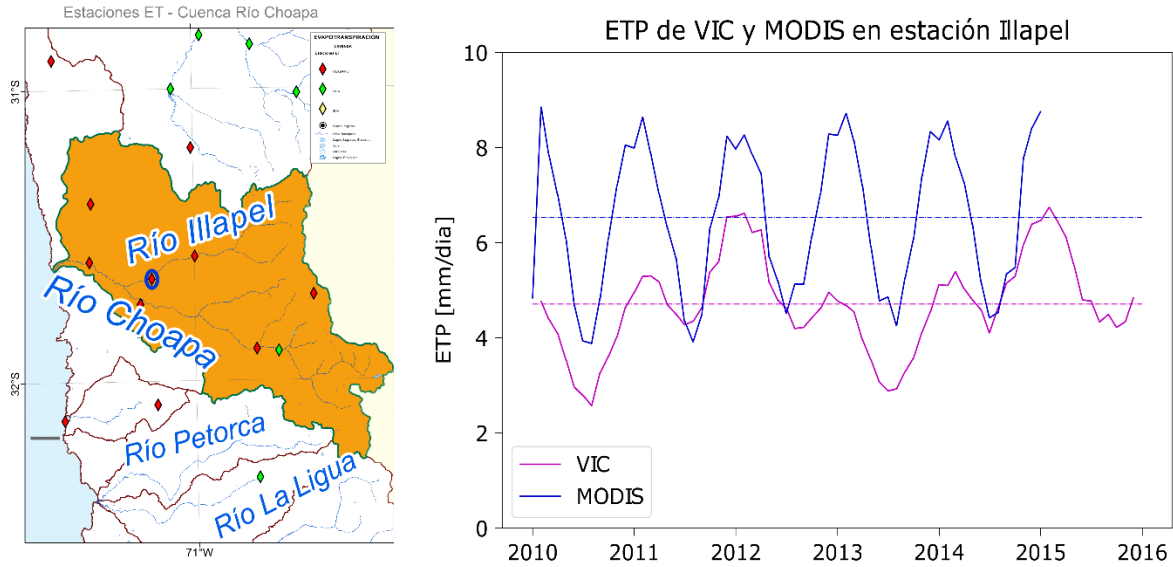


Figura 6.22: Evapotranspiración potencial en la estación Illapel. Se presentan los resultados interpolados a partir del producto MODIS y los resultados de VIC.

A partir de la Figura 6.21 y Figura 6.22 se puede observar que, en general, el producto MODIS posee tasas de evapotranspiración potencial mayores que las simuladas con VIC. De la serie temporal, se observa que existe una sobreestimación de los máximos en verano con valores que llegan a superar los 9 mm/día.

En la Figura 6.23 se presenta la evapotranspiración real acumulada promedio sobre el periodo 2000 -2014. En la figura se muestran de los resultados de VIC y los obtenidos a partir del producto MODIS escalado a la resolución de 0,05°x0,05°.

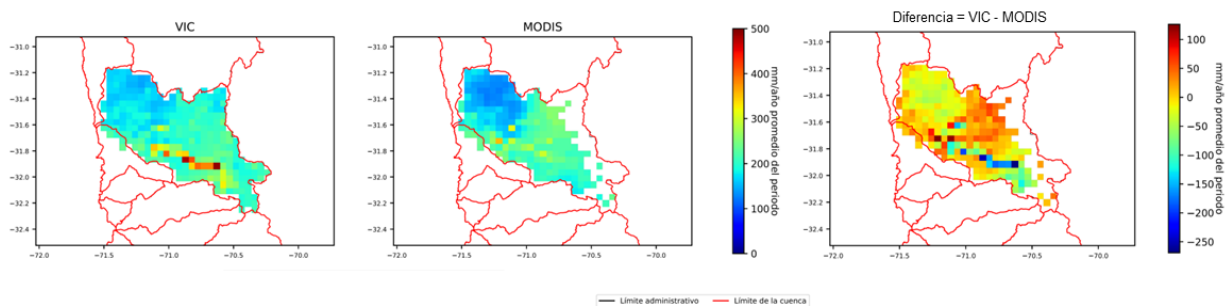


Figura 6.23: Evapotranspiración real anual acumulada promedio sobre el periodo 2000-2014.

En la Figura 6.23 se puede observar que existe bastante similitud entre los resultados de VIC y MODIS. En general las tasas de evapotranspiración son bastante homogéneas en la cuenca, con excepción a la zona cercana al río Choapa, donde se exhiben altas tasas de evapotranspiración debido a la alta actividad agrícola.

En la Figura 6.24 se presentan las series temporales de ET obtenidas a partir de los resultados de VIC y el producto MODIS interpolados al punto de la estación INIA Illapel para el periodo 2010 – 2015.

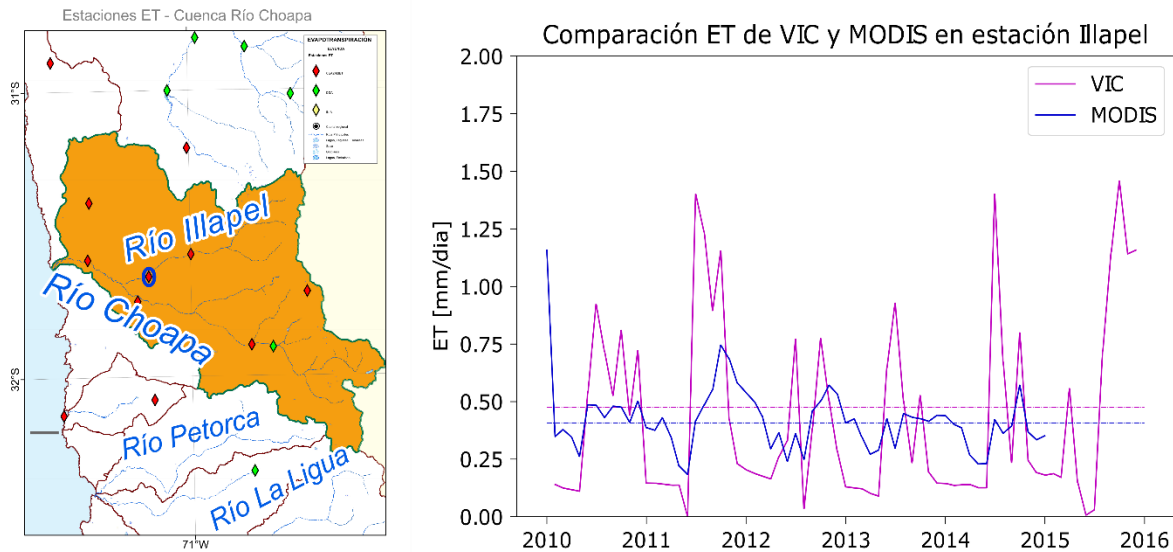


Figura 6.24: Evapotranspiración real en la estación Illapel. Se presentan los resultados interpolados a partir del producto MODIS y los resultados de VIC.

En la Figura 6.25 se presenta una comparación de la evapotranspiración anual acumulada promedio sobre el periodo 1985 y 2015 y la obtenida a partir de la interpolación de las isolíneas de ET del Balance Hídrico de 1987.

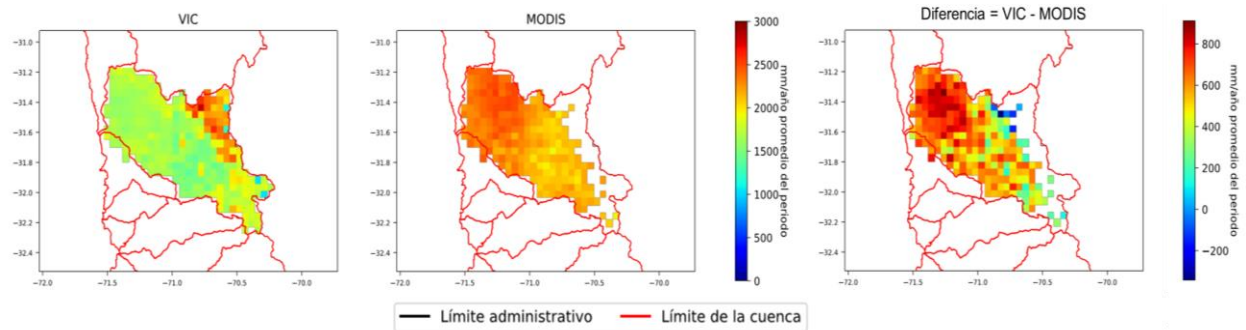


Figura 6.25: Evapotranspiración real anual acumulada promedio sobre el periodo 2000-2014 para el balance hídrico de 1987 y el balance generado para el periodo 2000-2015.

En la zona baja de la cuenca, existe un grado de concordancia importante, sin embargo, en zonas altas y aledañas al río, el proceso está mal representado por las isolíneas del balance de 1987.

6.2.4. FRACCIÓN DE ÁREA CUBIERTA POR NIEVE Y EQUIVALENTE EN AGUA DE NIEVE

Según las imágenes de los productos satelitales MOD10 y MYD10, el porcentaje de la cuenca que normalmente recibe nieve es menor al 40% (Figura 6.26). En dicha figura, se muestra en azul lo modelado por VIC, el cual sigue el mismo patrón de cobertura máxima y representa adecuadamente los procesos de acumulación y derretimiento de nieve.

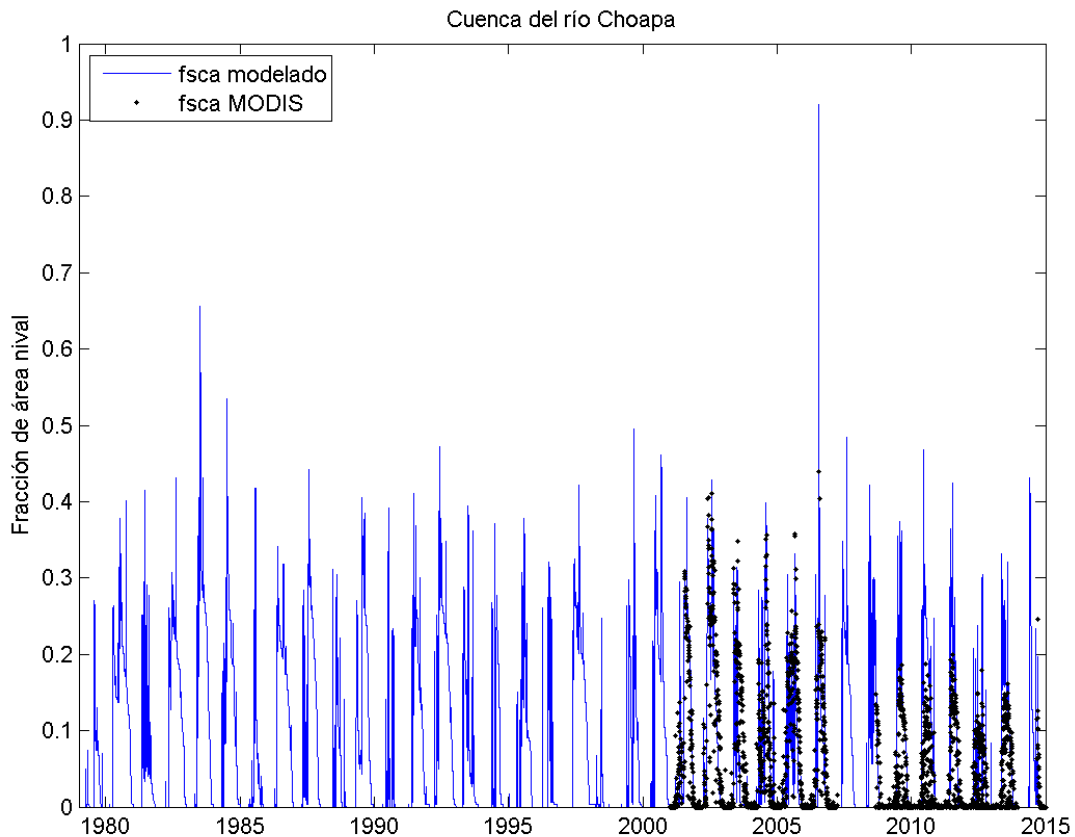


Figura 6.26: Fracción de área cubierta por nieve (fSCA en inglés) para el modelo VIC (en azul) y el producto MOD10/MYD10 de los satélites Terra y Aqua, donde se muestran los días con nubosidades que cubren menos del 40% de la cuenca. Datos para la cuenca del río Choapa.

Adicionalmente, existe un producto de SWE para los Andes Chilenos (ver Capítulo 3) elaborado por Cortés et al. (2016), disponible para las cuencas de los ríos Choapa y Maipo. En la Figura 6.27 se muestra la comparación entre ambas estimaciones, donde se aprecia que VIC subestima el volumen de SWE obtenido por Cortés et al. (2016). Sin embargo, es necesario recalcar que el producto de Cortés (2016) es otra estimación, y que el espíritu de esta comparación es chequear el orden de magnitud del equivalente de agua en nieve entregado por VIC.

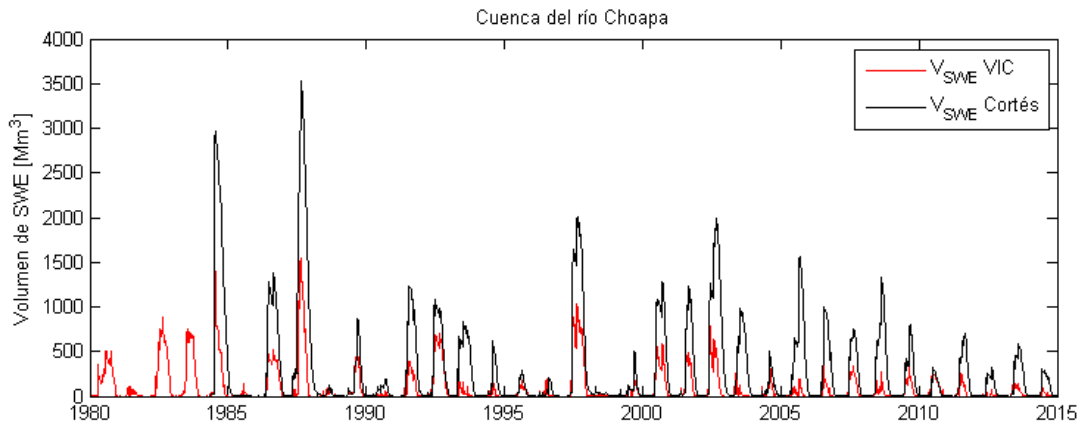


Figura 6.27: Comparación entre los volúmenes de SWE según VIC y los estimados por el producto de SWE de Cortés (2016) para la cuenca del río Choapa.

6.2.5. RECARGA POTENCIAL DE AGUA SUBTERRÁNEA

La recarga de agua subterránea en la cuenca del río Choapa para el período 1985-2015, obtenida mediante la modelación en VIC, se muestra en Anexo E2. El rango de recarga comprende valores inferiores a 1 mm/año hasta valores cercanos a 270 mm/año, con una recarga media igual a 53 mm/año. Estos valores reflejan la diversidad en las condiciones tanto climáticas como geológicas de la cuenca analizada. La distribución de la recarga de agua subterránea muestra un patrón similar al promedio de las precipitaciones de la cuenca (Anexo E2), revelando la gran influencia de esta variable en su cálculo. Además, hay que considerar que los mayores valores de conductividad hidráulica promedio se encuentran en la zona oriental, exactamente en las zonas donde las precipitaciones y la recarga son mayores.

La recarga de agua subterránea calculada en las estaciones de control, es decir, “Choapa en Cuncumén” y “Choapa aguas arriba estero La Canela” corresponde a 224 y 65 mm/año, respectivamente. Ambas estimaciones se obtuvieron considerando que el área de recarga de cada estación fluviométrica es igual al área de drenaje. A continuación, los valores de recarga de cada estación de control serán comparados con las técnicas basadas en el registro de caudal seleccionadas.

6.2.5.1. RECARGA MEDIANTE EL MÉTODO MOMLRR

La recarga de agua subterránea en “Choapa en Cuncumén” y “Choapa aguas arriba estero La Canela” corresponden a 114 y 15 mm/año, respectivamente. La curva de distribución en ambas estaciones fluviométricas se ajustan a una línea de tendencia considerando el 50% de los datos (Figura 6.28 y Figura 6.29). En “Choapa en Cuncumén” se observa que existe una disminución del 50% de la estimación de la recarga con respecto al valor calculado por VIC, lo cual es alta considerando que esta estación fluviométrica debería estar en régimen natural, es decir, sin intervención humana. De igual forma, en “Choapa en Cuncumén” también existe una subestimación en el cálculo de la recarga, pero con un porcentaje de variación aún mayor. No obstante, esta subestimación puede ser, en parte, producto de intervenciones humanas al caudal del río Choapa, alterando específicamente el flujo base.

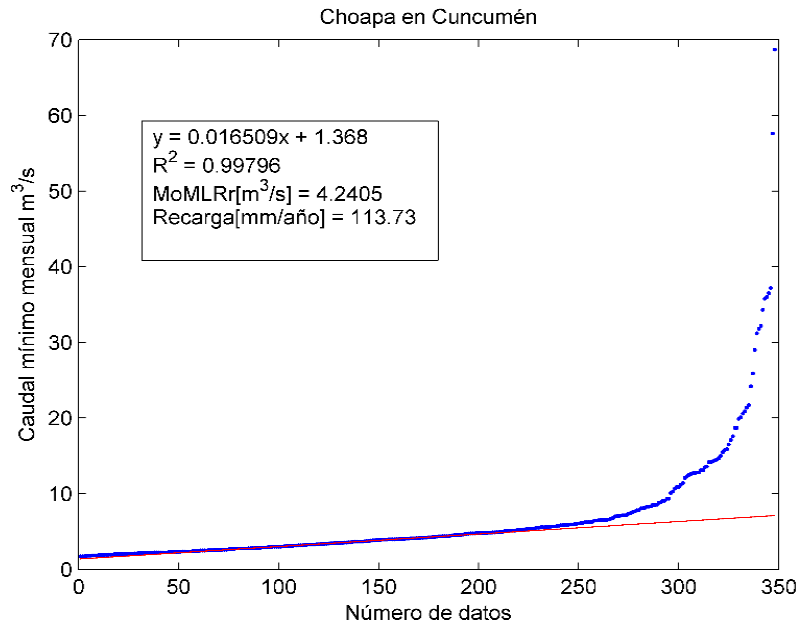


Figura 6.28: Estimación de la recarga de agua subterránea en la estación fluviométrica “Choapa en Cuncumén” mediante la técnica de MoMLRr.

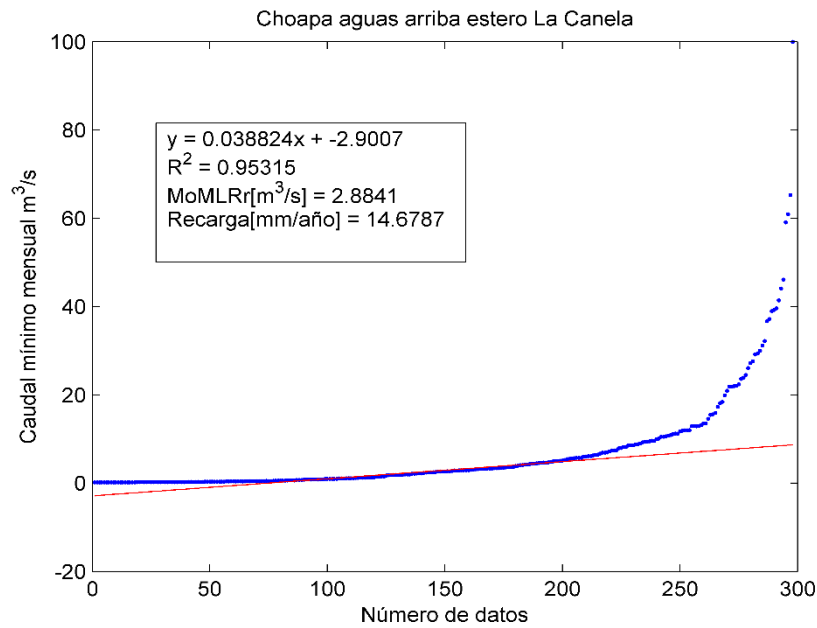


Figura 6.29: Estimación de la recarga de agua subterránea en la estación fluviométrica “Choapa aguas arriba estero La Canela” mediante la técnica de MoMLRr.

6.2.5.2. RECARGA MEDIANTE EL MÉTODO RORA

Los índices de recesión calculados mediante el programa RECESS en las estaciones fluviométricas de control se presentan en la Tabla 6.9 donde se muestran el mínimo, la mediana y el máximo,

observándose una amplia variación en los datos obtenidos. Para efectos prácticos, solo se ocupará la mediana en el cálculo de la recarga.

Tabla 6.9 Índices de recesión (días/ciclo log) de cada estación fluviométrica. Mínimo (min), mediana (med) y máximo (max).

Estaciones fluviométricas	Kr_{min}	Kr_{med}	Kr_{max}
Choapa en Cuncumén	52,48	90,67	152,32
Choapa aguas arriba estero La Canela	12,86	48,17	98,89

El programa RORA necesita tener un registro de caudal diario anual completo para que pueda funcionar. Por ello, se calculó la recarga en la estación “Choapa en Cuncumén” durante el período 1986-2015; y en la estación “Choapa aguas arriba estero La Canela” en el período comprendido entre los años 1991 y 2007.

El valor promedio de recarga de agua subterránea en “Choapa en Cuncumén” y “Choapa aguas arriba estero La Canela” en los períodos previamente mencionados corresponde a 221 y 65 mm/año. Ambas estimaciones son exactamente iguales a los valores calculados mediante VIC.

6.2.6. VARIABILIDAD CLIMÁTICA

6.2.6.1. FORZANTES METEOROLÓGICAS

Se muestran los resultados para la cuenca del río Choapa de los cambios en la variabilidad del clima futuro considerando los 5 modelos y una estación meteorológica representativa (dada la cantidad de información y su ubicación espacial), en las tres variables principales evaluadas: precipitación, temperatura mínima y temperatura máxima.

La Tabla 6.10 muestra los cambios para el promedio de la cuenca, que indican variaciones mixtas en las precipitaciones, con tendencias mayores a la disminución (-13,79% en modelo IPSL). En el caso de las temperaturas mínimas existe un aumento de las temperaturas en torno al 1,0°C para todos los modelos. Finalmente, para las temperaturas máximas los aumentos son mayores, del orden de 1,2°C.

Espacialmente, se comparan los valores del modelo con aquellos obtenidos de la aplicación del delta en el modelo IPSL, que posee la mayor sensibilidad climática y es el más extremo considerando el efecto sobre las tres forzantes estudiadas (Figura 6.30). Par esta cuenca en particular, las precipitaciones poseen apreciables variaciones a la baja. En el caso de las temperaturas, las mínimas y máximas presentan aumentos mayores a un grado.

Tabla 6.10: Valor promedio anual del periodo histórico (1985-2015) en el modelo de las forzantes, y en el periodo futuro (2030-2060) en los modelos GCM con los deltas aplicados, para las variables de precipitación (Pp, mm), temperatura mínima (Tmin, °C) y temperatura máxima (Tmax, °C). Se muestran los deltas respecto del modelo de las forzantes.

Variable	Modelo	Valor	Delta
Pp	CCSM4	161,80	-3,91%
	CSIRO-Mk3-6-0	165,32	-1,88%
	IPSL-CM5A-LR	146,02	-13,79%
	MIROC-ESM	167,17	-1,63%
	Producto	169,04	
Tmin	CCSM4	8,82	1,04
	CSIRO-Mk3-6-0	9,00	1,15
	IPSL-CM5A-LR	8,91	1,07
	MIROC-ESM	8,65	0,81
	Producto	7,85	
Tmax	CCSM4	23,79	1,29
	CSIRO-Mk3-6-0	23,68	1,18
	IPSL-CM5A-LR	23,86	1,37
	MIROC-ESM	23,27	0,82
	Producto	22,49	

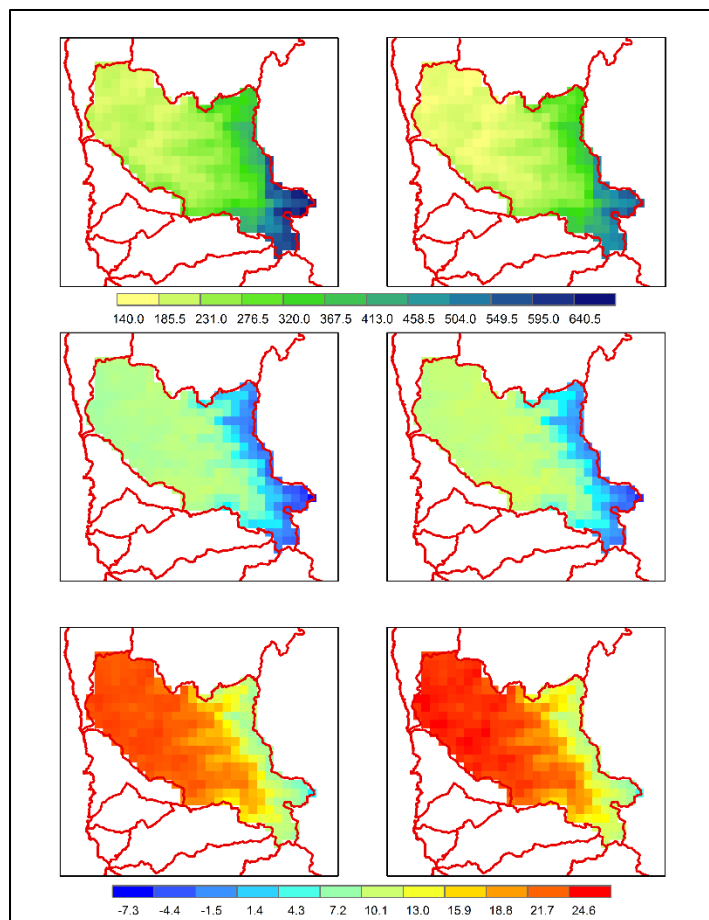


Figura 6.30: Comparación entre modelo que genera las forzantes meteorológicas y aquel generado a partir de los deltas calculados para el modelo IPSL, para las variables de precipitación (en mm, arriba), temperatura mínima (en °C, al medio) y temperatura máxima (en °C, abajo), en la cuenca de río Choapa.

6.2.6.2. PRECIPITACIÓN Y ESCORRENTÍA

En la cuenca del río Choapa, los impactos del cambio climático se reflejan en la transición del régimen hidrológico de la cuenca, desde nival a pluvial. En esta cuenca, los modelos CCSM4 (CC), CSIRO MK3.6 (CS) e IPSL CM5A LR (IP) estiman un cambio en la precipitación de -4,2%, -2% y -15% respectivamente. En cuanto a la escorrentía, los cambios proyectados son 2,4%, 7,2% y -17.8% respectivamente. Los montos de precipitación y escorrentía presentados en la Figura 6.31 se muestran en la Tabla 6.11.

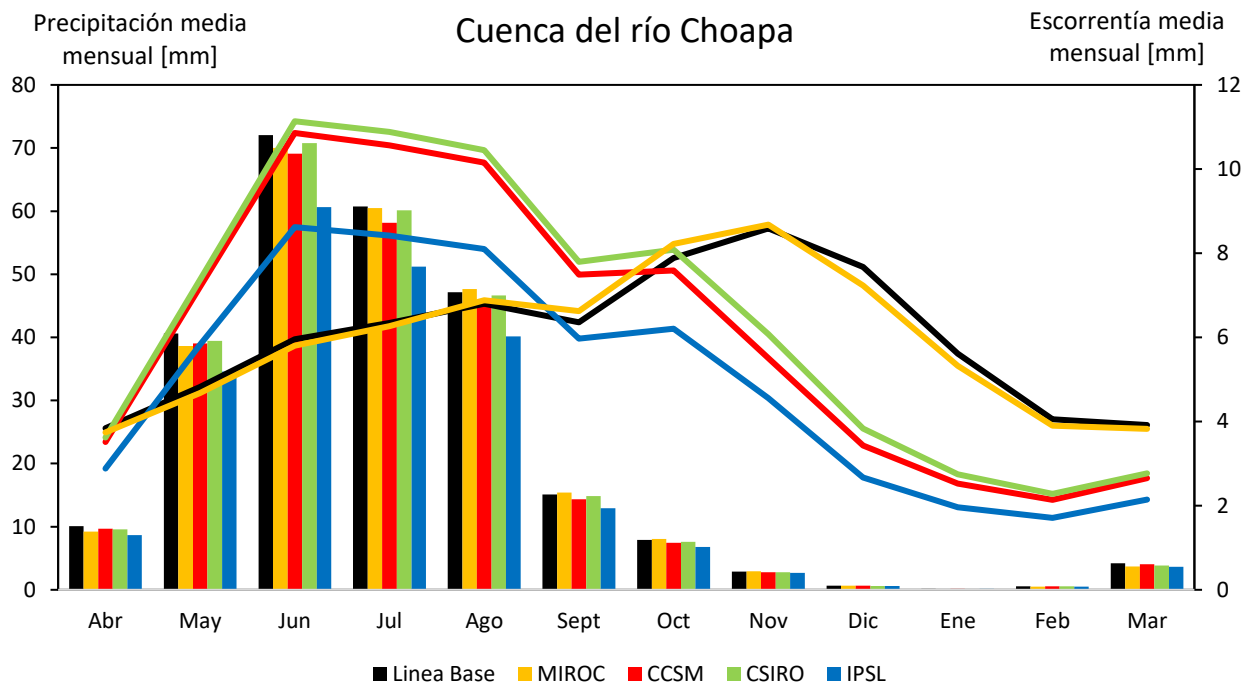


Figura 6.31: Variación de la precipitación y la escorrentía según los distintos modelos de cambio climático seleccionados para la cuenca del río Choapa. La línea base corresponde a lo modelado para el período 1985-2015, mientras que los modelos consideran desde 2030 a 2060. Todos los resultados se extraen del modelo VIC. CC: modelo CCSM4, CS: modelo CSIRO MK3.6, IP: IPSL_CM5A_LR.

Tabla 6.11: Variación de la precipitación y la escorrentía según los distintos modelos de cambio climático seleccionados para la cuenca del río Choapa. La línea base corresponde a lo modelado para el período 1985-2015, mientras que los modelos consideran desde 2030 a 2060. Todos los resultados se extraen del modelo VIC. CC: modelo CCSM4, CS: modelo CSIRO MK3.6, IP: IPSL_CM5A_LR.

Mes	Variable	Línea Base [mm/mes]	CCSM [mm/mes]	CSIRO [mm/mes]	IPSL [mm/mes]	MIROC [mm/mes]
Abr	Precipitación	10,1	9,7	9,6	8,7	9,2
	Escorrentía	3,8	3,5	3,6	2,9	3,7
May	Precipitación	40,6	39,1	39,4	34,6	38,6
	Escorrentía	4,8	7,2	7,4	5,8	4,7
Jun	Precipitación	72	69,1	70,8	60,6	70
	Escorrentía	6	10,9	11,1	8,6	5,8
Jul	Precipitación	60,8	58,2	60,1	51,2	60,5
	Escorrentía	6,3	10,6	10,9	8,4	6,3
Ago	Precipitación	47,2	45	46,6	40,1	47,6
	Escorrentía	6,8	10,2	10,4	8,1	6,9

Tabla 6.10: Variación de la precipitación y la escorrentía según los distintos modelos de cambio climático seleccionados para la cuenca del río Choapa. La línea base corresponde a lo modelado para el período 1985-2015, mientras que los modelos consideran desde 2030 a 2060. Todos los resultados se extraen del modelo VIC. CC: modelo CCSM4, CS: modelo CSIRO MK3.6, IP: IPSL_CM5A_LR (continuación).

Mes	Variable	Línea Base [mm/mes]	CCSM [mm/mes]	CSIRO [mm/mes]	IPSL [mm/mes]	MIROC [mm/mes]
Sept	Precipitación	15,1	14,4	14,8	12,9	15,4
	Escorrentía	6,4	7,5	7,8	6	6,6
Oct	Precipitación	7,9	7,4	7,6	6,8	8,1
	Escorrentía	7,9	7,6	8,1	6,2	8,2
Nov	Precipitación	2,9	2,8	2,8	2,7	2,9
	Escorrentía	7,9	7,6	8,1	6,2	8,2
Dic	Precipitación	0,7	0,6	0,6	0,6	0,7
	Escorrentía	7,7	3,4	3,8	2,7	7,2
Ene	Precipitación	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
	Escorrentía	5,6	2,5	2,7	2	5,3
Feb	Precipitación	0,6	0,6	0,5	0,5	0,5
	Escorrentía	4,1	2,1	2,3	1,7	3,9
Mar	Precipitación	4,2	4	3,9	3,6	3,7
	Escorrentía	3,9	2,7	2,8	2,1	3,8

6.2.6.3. EVAPOTRANSPIRACIÓN

En la Figura 6.32 se presenta una comparación de los resultados de la modelación de evapotranspiración real acumulada anual promedio para los periodos de análisis de línea base (1985-2015) y futuro (2030-2060) en la Cuenca del Río Choapa. De manera similar a la cuenca del Río Loa, los resultados son bastantes similares dados la discreta magnitud de los flujos evapotranspirativos. Sin embargo, en la Cuenca de Río Choapa es posible observar moderadas en la proyección realizada en base al modelo IPSL-CMSA-LR (Figura 6.32 b-c); en este caso existiría una tendencia a la disminución de la evapotranspiración, especialmente en la zona noreste de la cuenca. Dichas disminuciones estarían especialmente explicadas por una disminución en la disponibilidad de agua, asociada a la disminución de las precipitaciones proyectada.

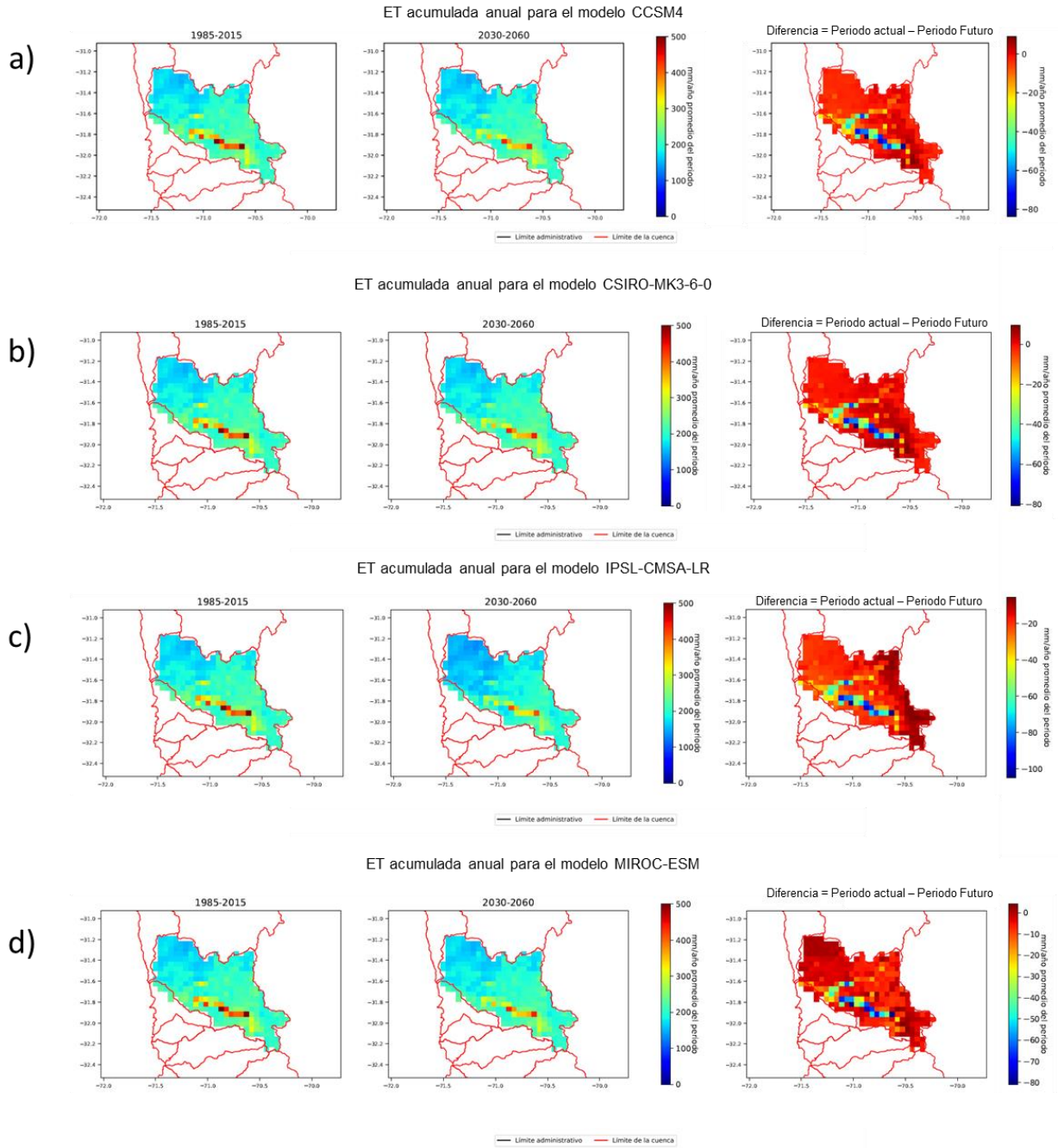


Figura 6.32: Evapotranspiración real anual acumulada sobre el periodo de análisis para 4 modelos de cambio climático.

6.3. CUENCA DEL RÍO MAIPO

6.3.1. VARIACIÓN DE PRECIPITACIÓN Y TEMPERATURA RESPECTO DEL BALANCE HÍDRICO DE 1987

La climatología de forzantes meteorológicas medias anuales para la cuenca del río Maipo, se muestran en la Tabla 6.12, mientras que su distribución espacial se muestra en las Figura 6.33 y Figura 6.34, en conjunto con la diferencia entre el Balance Hídrico (DGA, 1987) y las forzantes estimadas en el presente estudio. Según las condiciones climáticas del periodo (1980-2015), las precipitaciones anuales habrían disminuido en un 9% y las temperaturas aumentado en 0,1 °C, respecto al periodo (1950-1980) sin embargo puede apreciarse que la variabilidad espacial para ambas variables es notable.

Tabla 6.12: Variación de forzantes meteorológicas en cuenca del río Maipo.

Forzante	Periodo Temporal		Diferencia
	1951-1980	1985-2015	
Precipitación anual promedio [mm]	663	603	-60
Temperatura media anual [°C]	10,2	10,3	0,1

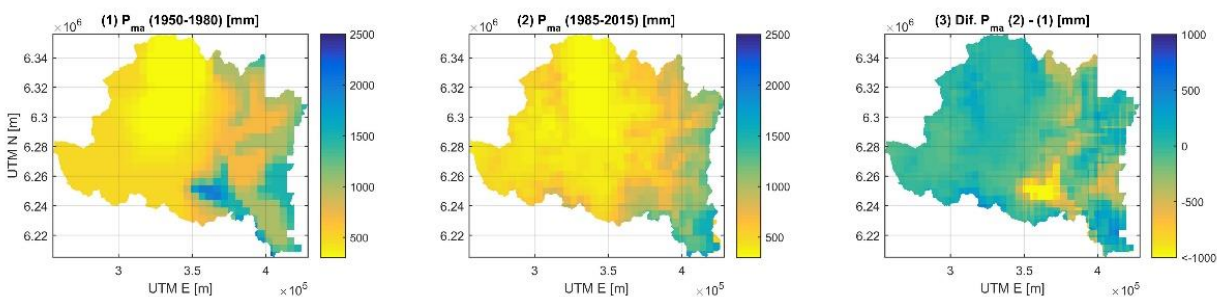


Figura 6.33: Precipitación media anual y diferencia entre las climatologías medias anuales según balance hídrico del año 1987 y la versión actual (beta) para la cuenca del río Maipo.

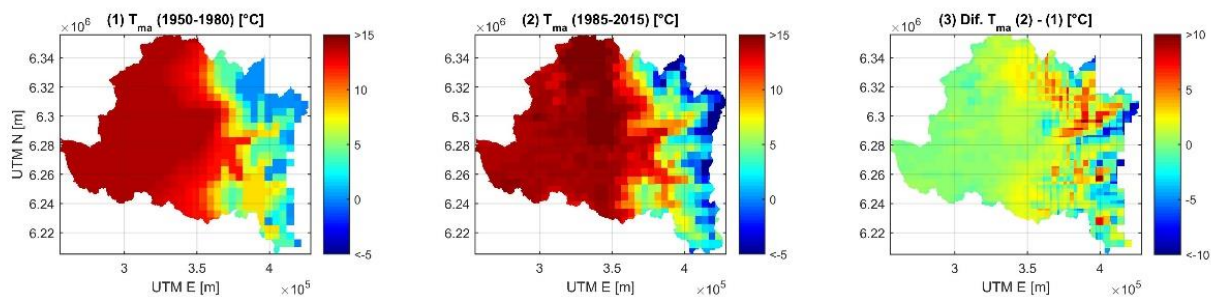


Figura 6.34: Temperatura media anual promedio y diferencia entre las climatologías medias anuales según balance hídrico del año 1987 y la versión actual (beta) para la cuenca del río Maipo.

6.3.2. ESCORRENTÍA

La Figura 6.35 ilustra el proceso de calibración para una subcuenca del río Maipo en régimen natural. En dicha cuenca, se observa un marcado régimen nival que también es representado por el modelo VIC para el set de parámetros escogido (en rojo en el panel superior de la figura). El índice de eficiencia NSE para el período de calibración es de 0,76. Es importante destacar que los resultados presentados consideran el aporte glaciar, obtenido a partir de la metodología planteada en el Capítulo 5.

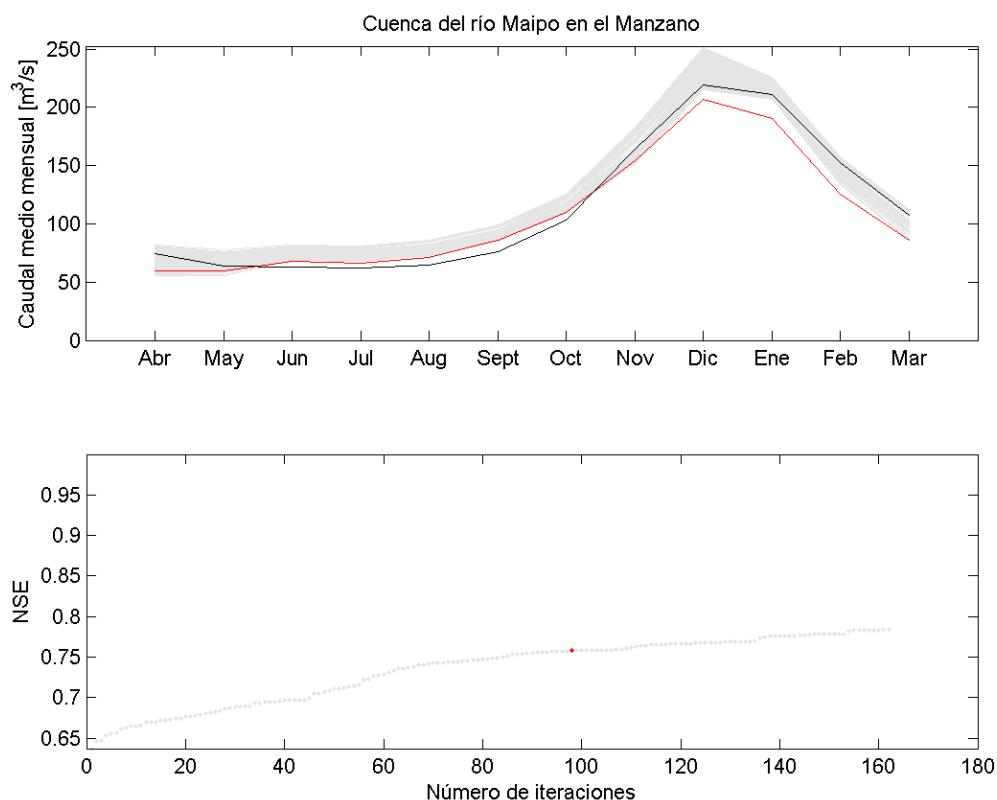
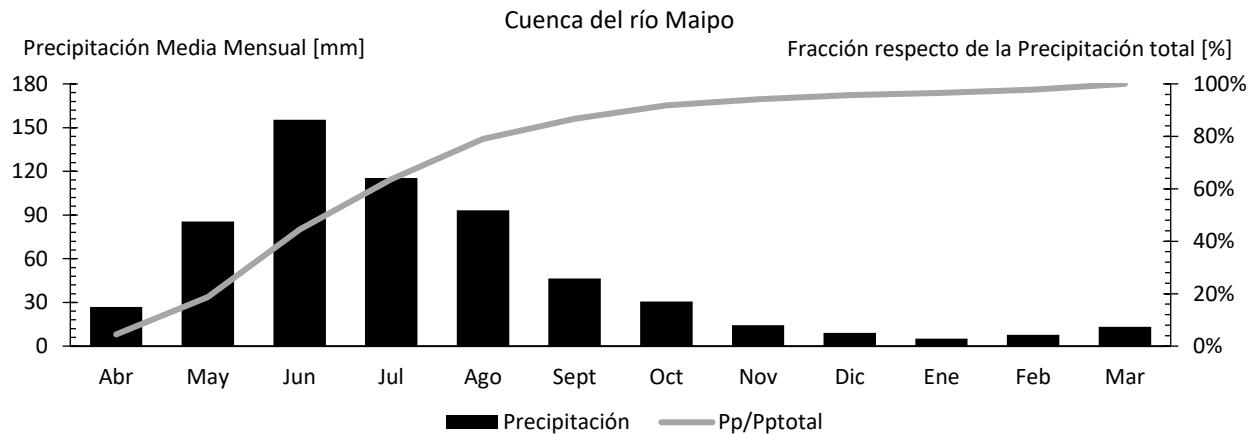
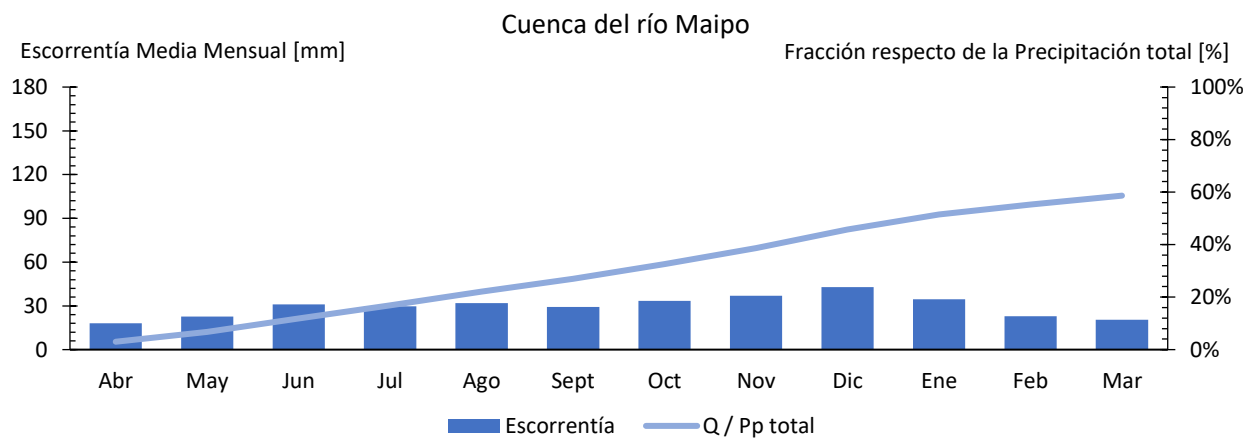


Figura 6.35: Evolución del índice NSE a medida que se aumenta el número de iteraciones y cambios de parámetros. Panel superior: Curva de variación estacional. En gris se muestran las distintas iteraciones realizadas, en rojo se encuentra la curva para el set de parámetros escogidos y en negro la curva de variación estacional para el caudal observado y llevado a régimen natural. Panel Inferior: Cambios en el índice NSE según distintos parámetros (o iteraciones). En rojo se encuentra el NSE final para el set de parámetros escogidos. Cuenca del río Maipo en el Manzano.

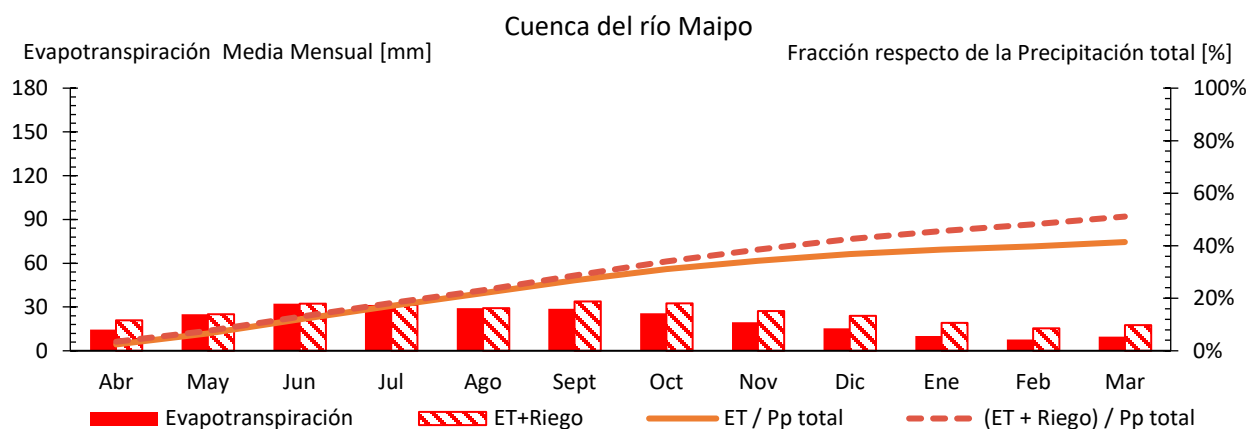
En la cuenca del río Maipo precipitan (según las forzantes consideradas) cerca de 603 mm/año, siendo el 59% para la generación de escorrentía y 41% para la evapotranspiración natural. La evapotranspiración natural, que es cercana a 250 mm/año, aumenta a 308 mm/año si se incluye el riego en el análisis. La escorrentía, por otra parte, es de 354 mm/año. En la Figura 6.36 se muestra la distribución mensual de estas variables. La escorrentía y la evapotranspiración se reparten de manera igual para el período de invierno y se separan a medida que aumentan la temperatura, provocando el deshielo de la nieve acumulada en la cordillera. Producto del riego, en los meses de producción agrícola la evapotranspiración se duplica en comparación con las condiciones de régimen natural.



(a) Distribución mensual de la precipitación promediada sobre la cuenca



(b) Distribución mensual de la escorrentía promediada sobre la cuenca



(c) Distribución mensual de la evapotranspiración promediada sobre la cuenca

Figura 6.36: Curva de variación estacional y fracción acumulada promedio durante el periodo 1985/1986 – 2014/2015 para la precipitación (panel a), escorrentía (panel b) y evapotranspiración (panel c) en la cuenca del río Maipo. Los valores corresponden a las salidas del modelo VIC.

El detalle con los valores presentados en la Figura 6.36 se muestra en la Tabla 6.13, donde se incluye la influencia del riego. La escorrentía y la evapotranspiración se encuentran en régimen natural.

Tabla 6.13: Valores de precipitación, escorrentía y evapotranspiración para la cuenda del río Maipo. Resultados extraídos del modelo VIC para el período 1985/1986 - 2014/2015.

Mes	Precipitación			Escorrentía			Evapotranspiración			ET + Riego		
	Magnitud	% Pp total		Magnitud	% Pp total		Magnitud	% Pp total		Magnitud	% Pp total	
	[mm/mes]	[m³/s]	[%]	[mm/mes]	[m³/s]	[%]	[mm/mes]	[m³/s]	[%]	[mm/mes]	[m³/s]	[%]
Abr	27,0	154,0	4%	18,1	103,5	3%	14,6	83,1	2%	20,8	118,7	3%
May	85,6	473,1	19%	22,7	125,7	7%	25,0	138,2	7%	25,0	138,2	8%
Jun	155,5	887,9	44%	31,0	176,7	12%	32,4	184,8	12%	32,4	184,8	13%
Jul	115,5	638,2	64%	29,7	164,0	17%	31,5	173,9	17%	31,5	173,9	18%
Ago	93,2	514,9	79%	31,9	176,3	22%	29,3	162,0	22%	29,3	162,0	23%
Sept	46,5	265,3	87%	29,3	167,6	27%	28,9	164,9	27%	33,8	193,0	29%
Oct	30,5	168,8	92%	33,5	185,1	33%	25,8	142,6	31%	32,4	179,1	34%
Nov	14,4	82,0	94%	36,9	210,8	39%	19,5	111,2	34%	27,2	155,1	39%
Dic	9,1	50,1	96%	42,8	236,3	46%	15,4	85,0	37%	24,0	132,6	42%
Ene	5,1	28,2	97%	34,6	191,2	51%	10,1	56,0	39%	19,0	105,2	46%
Feb	7,7	47,3	98%	22,8	139,3	55%	7,7	47,1	40%	15,4	94,5	48%
Mar	13,3	73,3	100%	20,5	113,1	59%	9,7	53,5	41%	17,5	96,9	51%

6.3.3. EVAPOTRANSPIRACIÓN

En la Figura 6.1 se presentan las series temporales de ETo para la estación INIA San Antonio de Naltahua (33° 43' 37.200" S, 71° 2' 12.480" W) para el periodo 2010–2015 y los valores interpolados al punto de estación para los resultados de VIC.

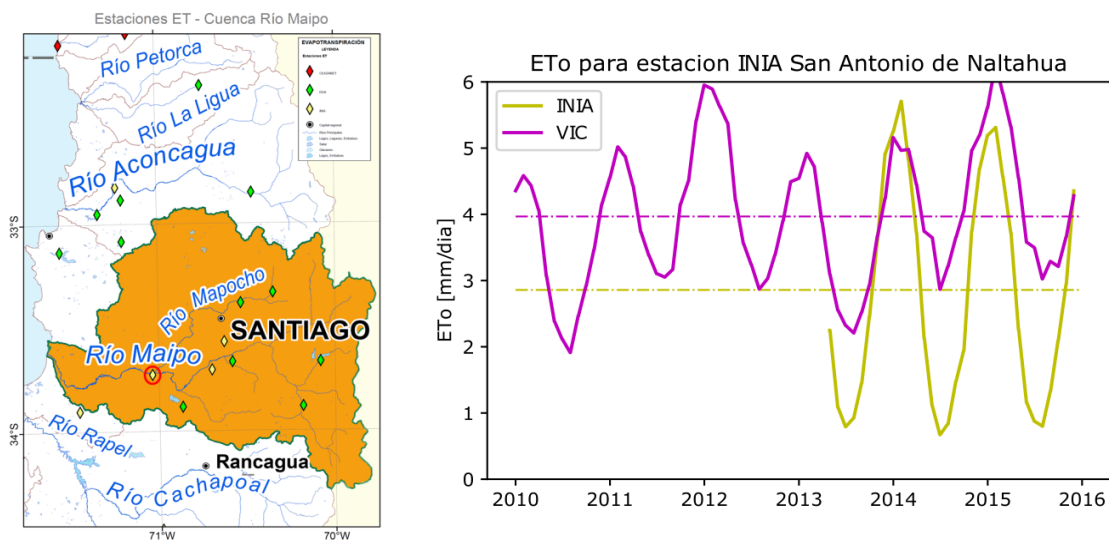


Figura 6.37: Evapotranspiración de cultivo de referencia en la estación San Antonio de Naltahua. Se presentan los resultados de las mediciones en la estación y los valores interpolados a partir de los resultados de VIC.

En la serie se puede observar que, en general los valores máximos se encuentran bien representados, mientras que los mínimos son sobreestimados por el modelo. Esta diferencia representa una condición un poco más favorable que si los máximos también estuviesen sobreestimados, ya que debido a la magnitud de los máximos, la diferencia acumulada sería mucho más significativa.

En la Figura 6.38 se presenta la evapotranspiración potencial anual acumulada promedio sobre el periodo 2000 -2014. Además, se muestran de los resultados de VIC y los obtenidos a partir del producto MODIS re-escalado a la resolución de $0,05^\circ \times 0,05^\circ$.

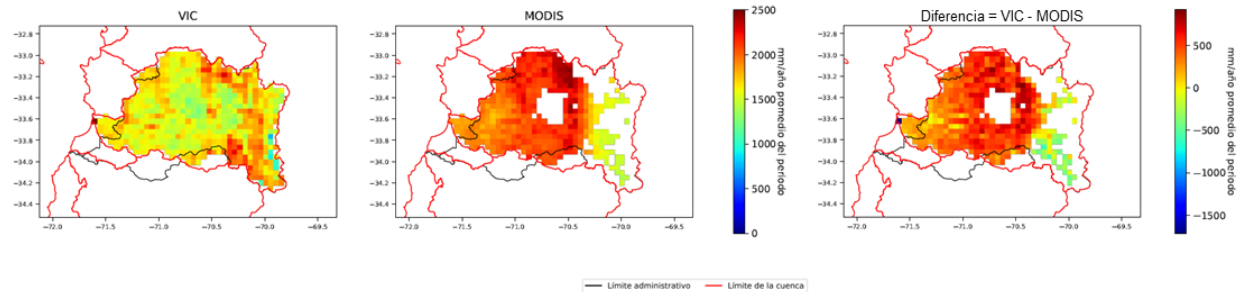


Figura 6.38: Evapotranspiración potencial anual acumulada promedio sobre el periodo 2000-2014.

El producto MODIS tiende a sobreestimar los valores de la evapotranspiración potencial y a generar valores que son muy homogéneos al interior de la cuenca. En la Figura 6.39 se comparan las series temporales de ETP interpolados al punto de estación San Antonio de Naltahua. Se muestran los resultados de ETP de VIC y el producto MODIS para el periodo 2000-2014. En línea discontinua se presenta el promedio temporal de la serie en el periodo.

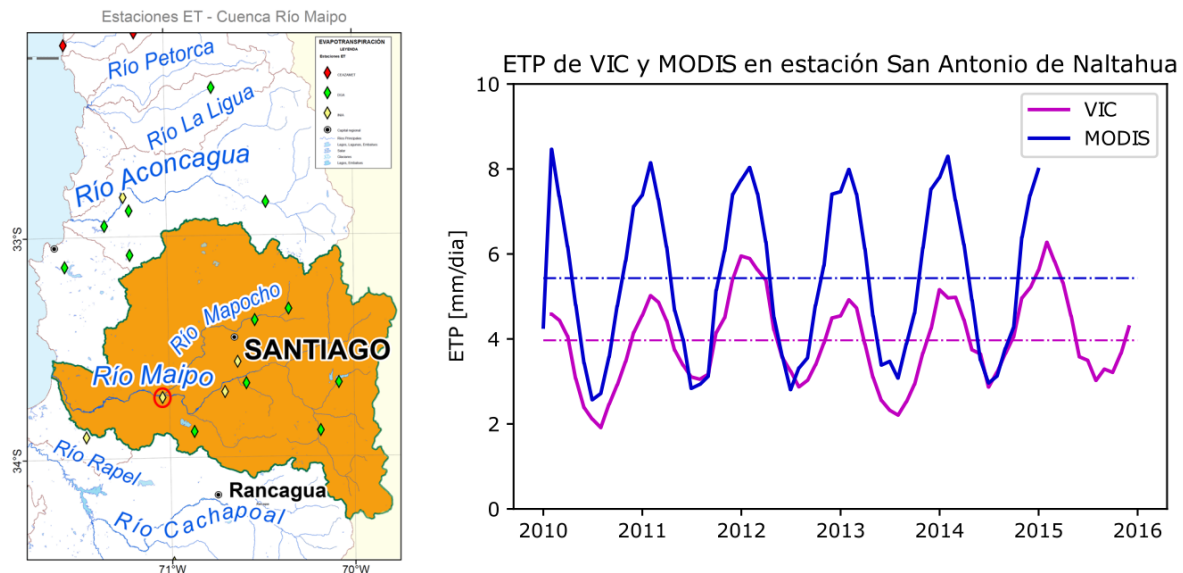


Figura 6.39: Evapotranspiración potencial en la estación San Antonio de Naltahua. Se presentan los resultados interpolados a partir del producto MODIS y los resultados de VIC.

A partir de las figuras 6.3.3.2 y 6.3.3.3 se puede observar que en general, el producto MODIS posee tasas de evapotranspiración potencial mayores que las simuladas con VIC. De la serie temporal, se observa que existe una sobreestimación de los máximos en verano.

En la Figura 6.40 se presenta la evapotranspiración real acumulada anual promedio sobre el periodo 2000-2014. En la figura se muestran de los resultados de VIC y los obtenidos a partir del producto MODIS escalado a la resolución de 0.05°x0.05°.

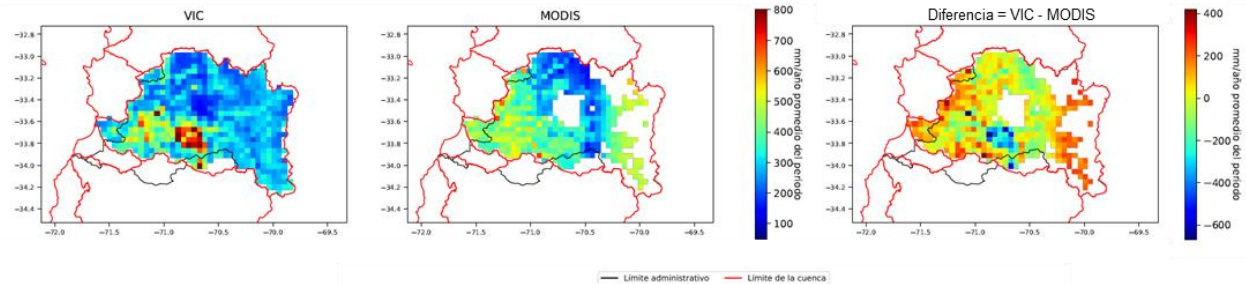


Figura 6.40: Evapotranspiración real anual acumulada promedio sobre el periodo 2000-2014.

En la Figura 6.41 se presentan las series temporales de ET obtenidas a partir de los resultados de VIC y el producto MODIS interpolados al punto de la estación INIA San Antonio de Naltahua para el periodo 2010 – 2015.

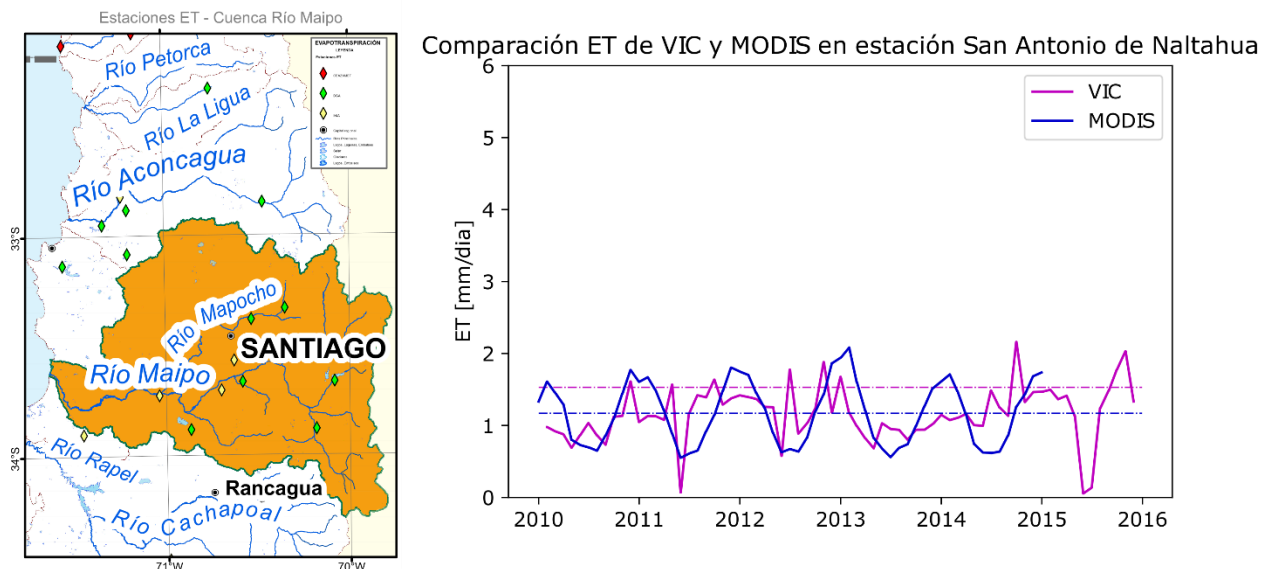


Figura 6.41: Evapotranspiración real en la estación San Antonio de Naltahua. Se presentan los resultados interpolados a partir del producto MODIS y los resultados de VIC.

En la Figura 6.42, se presenta una comparación de la evapotranspiración anual acumulada promedio sobre el periodo 1985 y 2015 y la obtenida a partir de la interpolación de las isolíneas de ET del Balance Hídrico de 1987

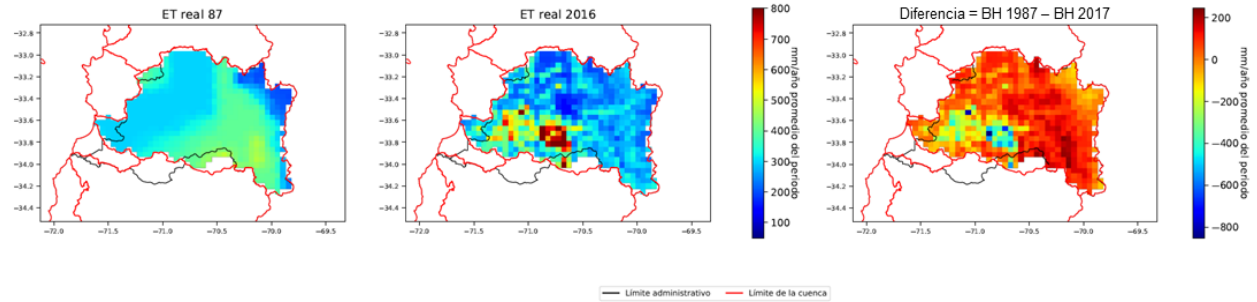


Figura 6.42: Evapotranspiración real anual acumulada promedio sobre el periodo 2000-2014 para el balance hídrico de 1987 y el balance generado para el periodo 2000-2015.

Para el caso del balance del 87 el proceso se encontraría mal representado, debido a que considera mayores tasas de evapotranspiración en zonas cordilleranas que en el valle. En este caso, VIC representa mejor la evapotranspiración en zonas del valle, predominado por zonas agrícolas.

6.3.4. FRACCIÓN DE ÁREA CUBIERTA POR NIEVE Y EQUIVALENTE EN AGUA DE NIEVE

Aproximadamente el 40% de la cuenca del río Maipo recibe precipitación en forma de nieve cada año, como se aprecia en la Figura 6.43. También se aprecia que el modelo VIC representa fielmente no solo el área cubierta por nieve, sino también la acumulación y tasa de retroceso de área nival, lo que indica que los procesos de acumulación y derretimiento son simulados correctamente por VIC a la escala de análisis.

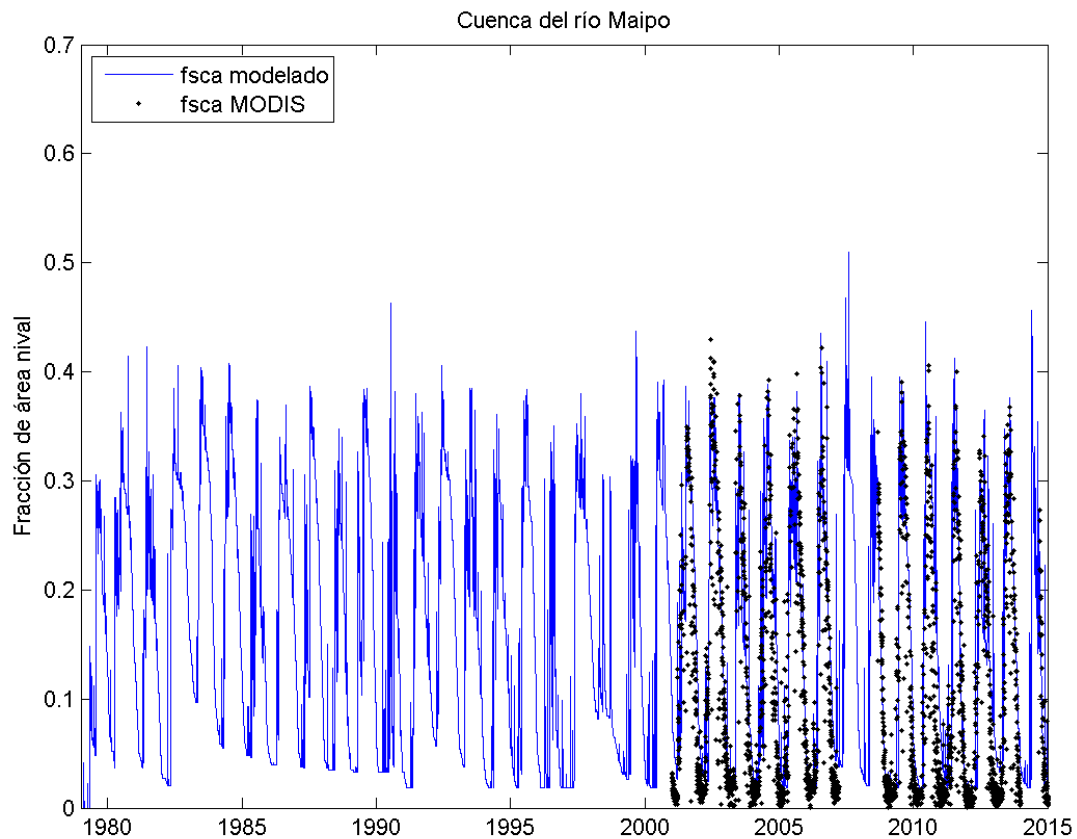
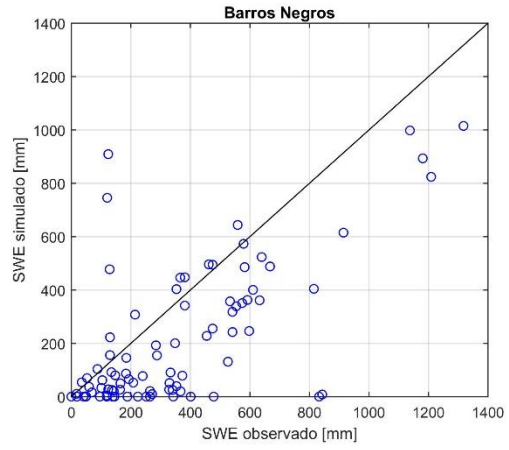
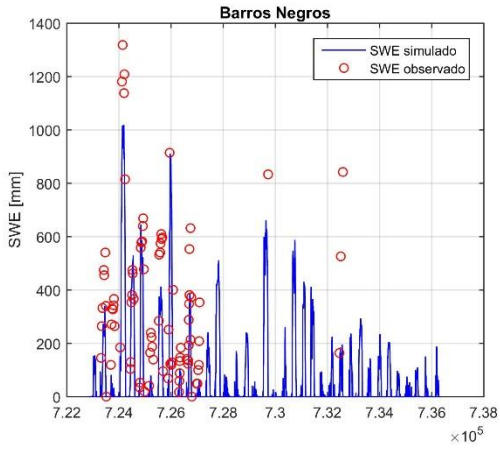
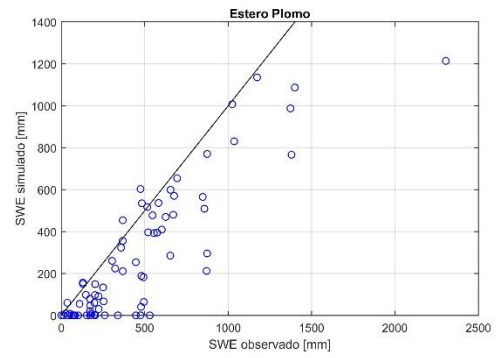
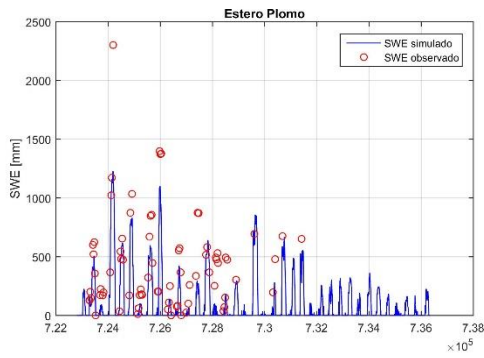


Figura 6.43: Fracción de área cubierta por nieve (fSCA en inglés) para el modelo VIC (en azul) y el producto MOD10/MYD10 de los satélites Terra y Aqua, donde se muestran los días con nubosidades que cubren menos del 40% de la cuenca. Datos para la cuenca del río Maipo.

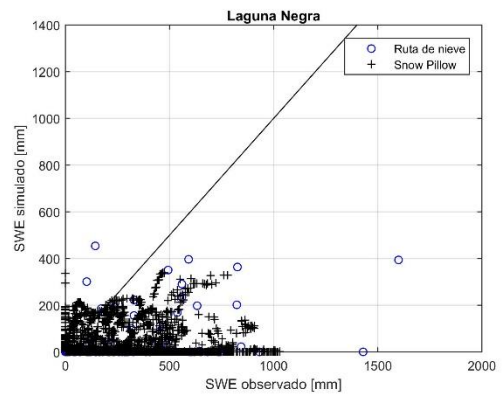
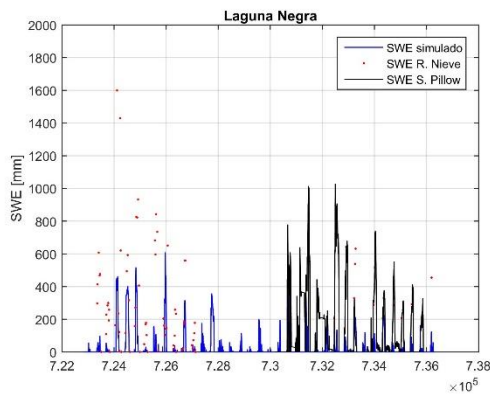
Entre todas las cuencas, la del río Maipo es la única que cuenta con varias estaciones de monitoreo de SWE. La Figura 6.44 muestra la comparación entre simulaciones y observaciones para cuatro estaciones de la región Metropolitana: Barros Negros, Estero Plomo, Lagunas Negra y Las Arenas. A pesar de que es posible realizar una comparación, ella no es directa debido a que se contrasta una medición puntual con un pixel que representa un área mucho mayor (aproximadamente 25 km²). Sin embargo, se observa un buen ajuste entre el SWE observado y lo modelado para tres estaciones.



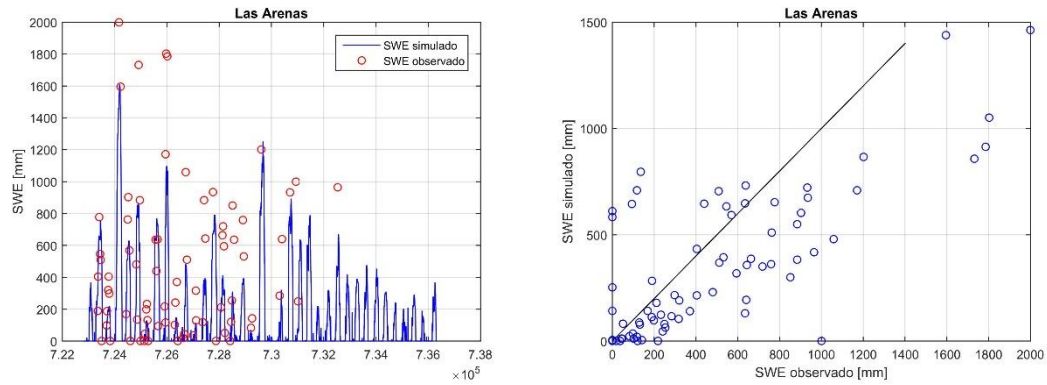
(a) Estación Barros Negros



(b) Estación Estero Plomo



(c) Estación Laguna Negra



(d) Estación Las Arenas

Figura 6.44: Comparación entre el SWE modelado y medido según Snow Pillos y calicatas para las estaciones Barros Negros, Estero Plomo, Laguna Negra y Las Arenas.

Adicionalmente, se comparó el volumen de SWE estimado por Cortés et al. (2016) con las simulaciones de VIC (Figura 6.45), obteniéndose mayores valores con el primero. Sin embargo, el producto de Cortés et al. (2016) sobreestima el valor de SWE en zonas con presencia glaciar, pues depende de la fracción de área cubierta por nieve. Dicha fracción, no corresponde al valor real cubierto por nieve en zonas con presencia glaciar, subestimando la fracción de área y en consecuencia subestimando el volumen de SWE.

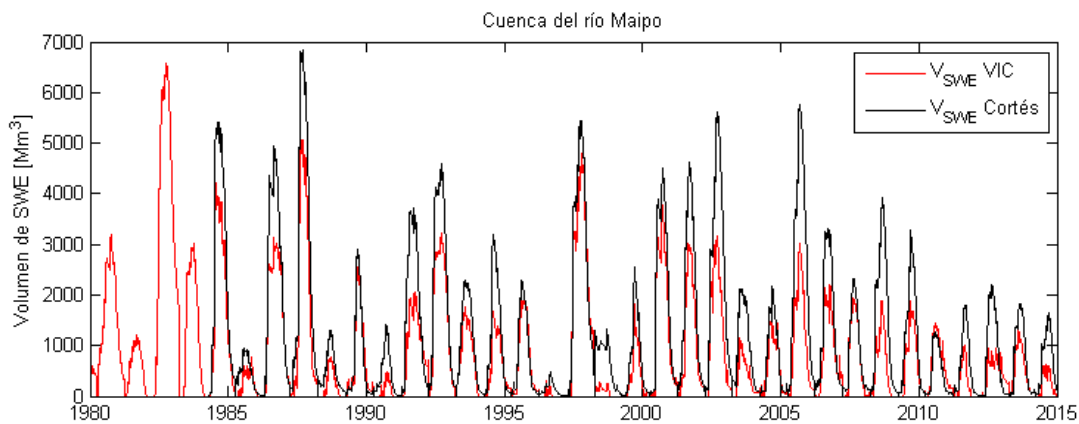


Figura 6.45: Comparación entre los volúmenes de SWE según VIC y los estimados por el producto de SWE de Cortés (2016) para la cuenca del río Maipo.

6.3.5. RECARGA POTENCIAL DE AGUA SUBTERRÁNEA

La recarga de agua subterránea modelada en la cuenca del río Maipo para el período 1985-2015 se muestra en Anexo E3. Los valores de recarga varían desde 5 mm/año hasta valores cercanos a 840 mm/año, con una recarga media igual a 214 mm/año. La distribución de la recarga de agua subterránea muestra un patrón similar a la media de las precipitaciones de la cuenca (Anexo E3), presentando los valores más altos en la zona oriental de la cuenca. En dicha área predominan rocas volcánicas y

sedimentarias consolidadas de origen marino. Estas condiciones litológicas hacen suponer que un significativo volumen de agua tiene que circular a través de fracturas presentes.

La recarga de agua subterránea calculada en las estaciones de control, es decir, “Maipo en el Manzano” y “Maipo en Cabimbao” corresponde a 380 y 232 mm/año, respectivamente. Ambas estimaciones se obtuvieron considerando que el área de recarga de cada estación fluviométrica es igual al área de drenaje. A continuación, los valores de recarga de cada estación de control serán comparados con las técnicas basadas en el registro de caudal seleccionadas.

6.3.5.1. RECARGA MEDIANTE EL MÉTODO MOMLR

La recarga de agua subterránea en “Maipo en el Manzano” y “Maipo en Cabimbao” corresponde a 423 y 153 mm/año, respectivamente. La curva de distribución de ambas estaciones presenta una zona lineal bastante clara donde es posible ajustar una línea de tendencia considerando el 50% de los datos (Figura 6.46 y Figura 6.47). En “Maipo en el Manzano” se observa que este método estima 43 mm/año adicionales con respecto a VIC, mientras que, en “Maipo en Cabimbao” las diferencias entre los dos métodos son mayores llegando a ser la recarga un 30% inferior al valor calculado con VIC, lo que podría deberse al uso del caudal a lo largo del cauce del río Maipo.

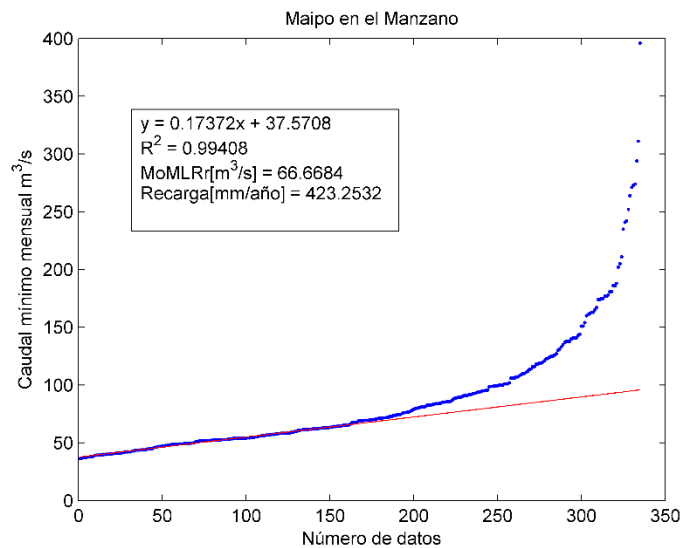


Figura 6.46: Estimación de la recarga de agua subterránea en la estación fluviométrica “Maipo en el Manzano” mediante la técnica de MoMLR.

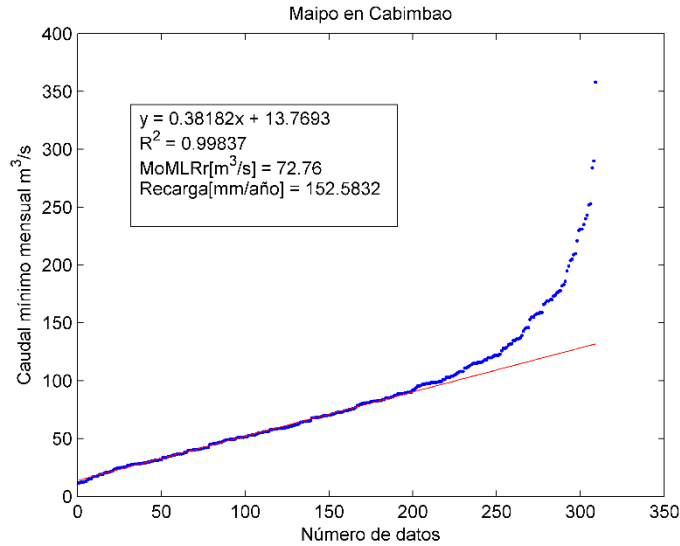


Figura 6.47: Estimación de la recarga de agua subterránea en la estación fluvimétrica “Maipo en Cabimbao” mediante la técnica de MoMLRr.

6.3.5.2. RECARGA MEDIANTE EL MÉTODO RORA

Los índices de recesión calculados mediante el programa RECESS en las estaciones fluvimétricas de control se presentan en la Tabla 6.14, donde se muestran el mínimo, la mediana y el máximo, observándose una amplia variación en los resultados obtenidos. Para efectos prácticos, sólo se ocupará la mediana en el cálculo de la recarga.

Tabla 6.14 Índices de recesión (días/ciclo log) de cada estación fluvimétrica. Mínimo (min), mediana (med) y máximo (max).

Estaciones fluvimétricas	Kr _{min}	Kr _{med}	Kr _{max}
Maipo en el Manzano	57.59	87.41	139.85
Maipo en Cabimbao	35.21	76.09	126.12

El programa RORA necesita tener un registro de caudal diario anual completo para que pueda funcionar. Por ello, se calculó la recarga en la estación “Maipo en el Manzano” en el período comprendido entre los años 1994 y 2015; y en la estación “Maipo en Cabimbao” durante los períodos 1993-1997, 2002-2007 y 2012-2015.

El valor promedio de recarga de agua subterránea en “Maipo en el Manzano” y “Maipo en Cabimbao” (para los períodos previamente mencionados) corresponde a 572 y 193 mm/año, respectivamente. En el primer caso, existe una sobreestimación de la recarga aún mayor que con el método de MoMLRr. En cambio, en “Maipo en Cabimbao” al igual que con MoMLRr existe una subestimación en la recarga, en este caso, 39 mm/año menos que el resultado obtenido de VIC.

6.3.6. VARIABILIDAD CLIMÁTICA

6.3.6.1. FORZANTES METEOROLÓGICAS

Se muestran los resultados para la cuenca del río Maipo de los cambios en la variabilidad del clima futuro considerando los 4 GCMs, los productos de precipitación y temperatura y una estación meteorológica representativa (dada la cantidad de información y su ubicación espacial), en las tres variables principales evaluadas: precipitación, temperatura mínima y temperatura máxima.

La Tabla 6.15 muestra los cambios para la estación Pirque (DGA), que indican variaciones negativas en las precipitaciones, con tendencias mayores a la disminución (-16,76% en modelo IPSL). En el caso de las temperaturas mínimas existe un aumento de las temperaturas en torno al 1,06°C para todos los modelos. Finalmente, para las temperaturas máximas los aumentos son mayores, del orden de 1,25°C.

Tabla 6.15: Valor promedio anual del periodo histórico (1985-2015) en el modelo de las forzantes, y en el periodo futuro (2030-2060) en los modelos GCM con los deltas aplicados, para las variables de precipitación (Pp, mm), temperatura mínima (Tmin, °C) y temperatura máxima (Tmax, °C). Se muestran los deltas respecto del modelo de las forzantes.

Variable	Modelo	Valor	Delta
Pp	CCSM4	383,03	-3,40%
	CSIRO-Mk3-6-0	395,72	-0,61%
	IPSL-CM5A-LR	330,83	-16,76%
	MIROC-ESM	395,67	-1,64%
	Producto	398,23	
Tmin	CCSM4	7,32	1,13
	CSIRO-Mk3-6-0	7,37	1,17
	IPSL-CM5A-LR	7,26	1,06
	MIROC-ESM	7,08	0,87
	Producto	6,20	
Tmax	CCSM4	22,55	1,33
	CSIRO-Mk3-6-0	22,41	1,20
	IPSL-CM5A-LR	22,70	1,48
	MIROC-ESM	22,19	0,98
	Producto	21,21	

Especialmente, se comparan los valores del modelo con aquellos obtenidos de la aplicación del delta en el modelo IPSL, que posee la mayor sensibilidad climática y es el más extremo considerando el efecto sobre las tres forzantes estudiadas (Figura 6.48). Para esta cuenca en particular, las precipitaciones poseen apreciables variaciones a la baja. En el caso de las temperaturas, las mínimas y máximas presentan aumentos notorios.

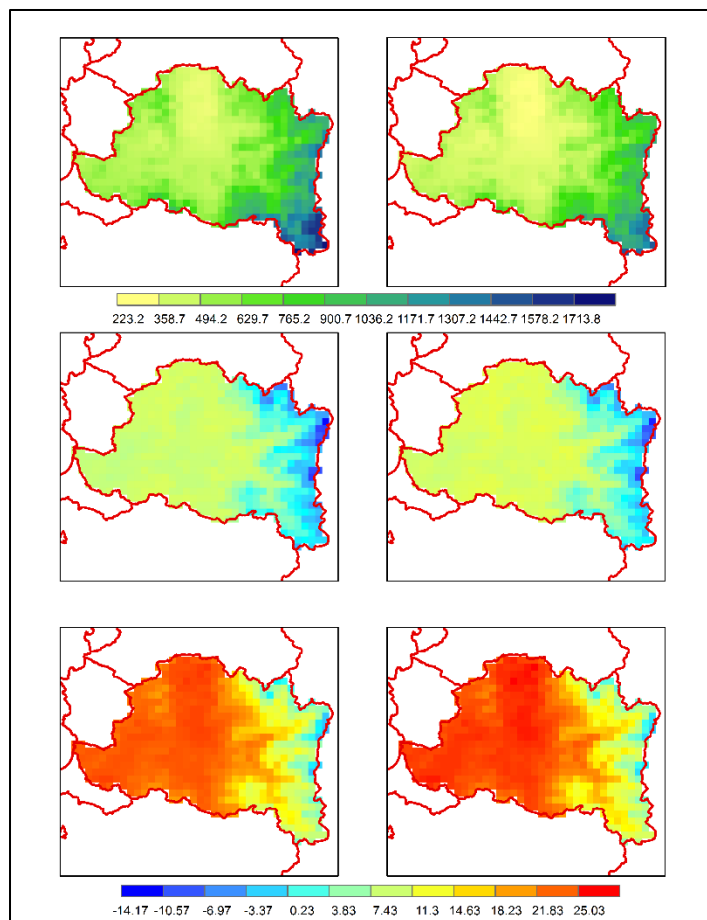


Figura 6.48: Comparación entre modelo que genera las forzantes meteorológicas y aquel generado a partir de los deltas calculados para el modelo IPSL, para las variables de precipitación (en mm, arriba), temperatura mínima (en °C, al medio) y temperatura máxima (en °C, abajo), en la cuenca de río Maipo. Precipitación y Escorrentía

6.3.6.2. PRECIPITACIÓN Y ESCORRENTÍA

La disminución de precipitación en la cuenca del río Maipo es similar a la que presenta la cuenca del río Choapa, siendo éstos -3,4%, -0,53% y -16,7% para los modelos CCSM4 (CC), CSIRO MK3.6 (CS) e IPSL CM5A LR (IP) respectivamente. Esto provoca una disminución en la escorrentía de -7,1%, -2,7% y -24,4% para los mismos modelos, aunque no se producen cambios en el régimen hidrológico. Sin embargo, los modelos CC y CS registran menos escorrentía durante el verano, lo que está directamente relacionado con la nieve almacenada en la cordillera. El detalle de la Figura 6.49 se presenta en la Tabla 6.16.

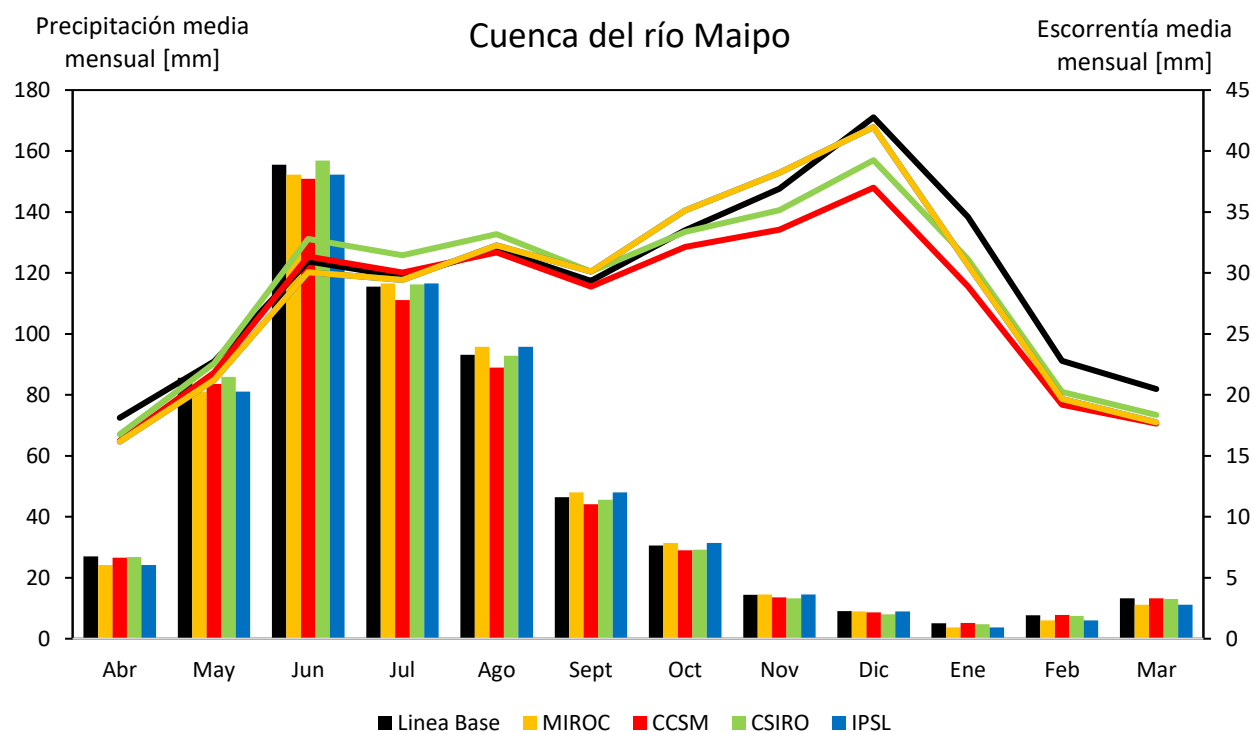


Figura 6.49: Variación de la precipitación y la escorrentía según los distintos modelos de cambio climático seleccionados para la cuenca del río Maipo. La línea base corresponde a lo modelado para el período 1985-2015, mientras que los modelos consideran desde 2030 a 2060. Todos los resultados se extraen del modelo VIC.

Tabla 6.16: Variación de la precipitación y la escorrentía según los distintos modelos de cambio climático seleccionados para la cuenca del río Maipo. La línea base corresponde a lo modelado para el período 1985-2015, mientras que los modelos consideran desde 2030 a 2060. Todos los resultados se extraen del modelo VIC.

Mes	Variable	Línea Base [mm/mes]	CCSM [mm/mes]	CSIRO [mm/mes]	IPSL [mm/mes]	MIROC [mm/mes]
Abr	Precipitación	27	26,6	26,8	24,2	24,2
	Escorrentía	18,1	16,2	16,8	16,2	16,2
May	Precipitación	85,6	83,6	85,9	81,1	81,1
	Escorrentía	22,7	21,8	22,6	21,2	21,2
Jun	Precipitación	155,5	150,9	156,9	152,2	152,2
	Escorrentía	31	31,3	32,8	30,1	30,1
Jul	Precipitación	115,5	111,1	116,3	116,5	116,5
	Escorrentía	29,7	30	31,5	29,4	29,4
Ago	Precipitación	93,2	88,9	92,8	95,7	95,7
	Escorrentía	31,9	31,7	33,2	32,3	32,3

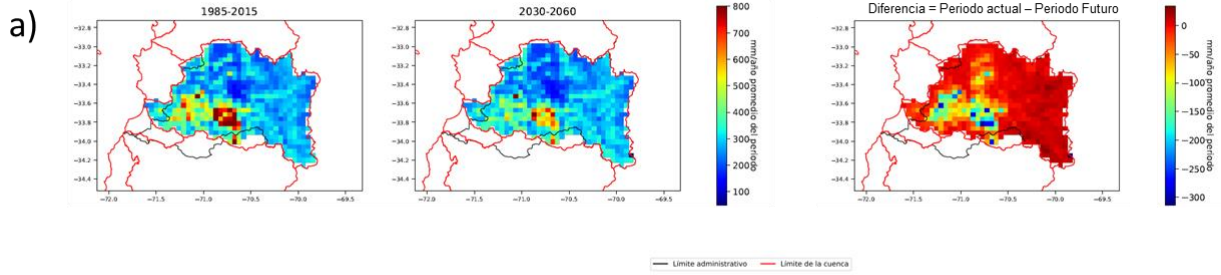
Tabla 6.15: Variación de la precipitación y la escorrentía según los distintos modelos de cambio climático seleccionados para la cuenca del río Maipo. La línea base corresponde a lo modelado para el período 1985-2015, mientras que los modelos consideran desde 2030 a 2060. Todos los resultados se extraen del modelo VIC. (Continuación).

Mes	Variable	Línea Base [mm/mes]	CCSM [mm/mes]	CSIRO [mm/mes]	IPSL [mm/mes]	MIROC [mm/mes]
Sept	Precipitación	46,5	44,2	45,6	48	48
	Escorrentía	29,3	28,9	30,1	30,1	30,1
Oct	Precipitación	30,5	29	29,2	31,4	31,4
	Escorrentía	33,5	32,1	33,4	35,1	35,1
Nov	Precipitación	14,4	13,6	13,3	14,5	14,5
	Escorrentía	33,5	32,1	33,4	35,1	35,1
Dic	Precipitación	9,1	8,7	8	8,9	8,9
	Escorrentía	42,8	37	39,2	42	42
Ene	Precipitación	5,1	5,2	4,8	3,7	3,7
	Escorrentía	34,6	28,9	31,1	30,7	30,7
Feb	Precipitación	7,7	7,8	7,5	6	6
	Escorrentía	22,8	19,2	20,2	19,7	19,7
Mar	Precipitación	13,3	13,3	13	11,1	11,1
	Escorrentía	20,5	17,7	18,3	17,7	17,7

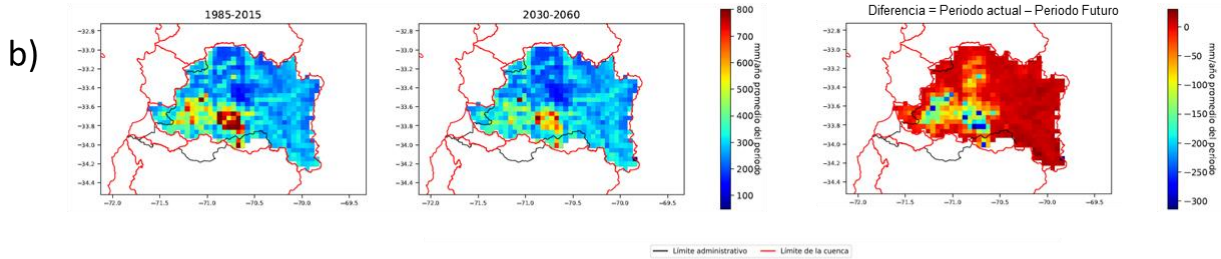
6.3.6.3. EVAPOTRANSPIRACIÓN

En la Figura 6.50 se presenta una comparación de los resultados de la modelación de evapotranspiración real acumulada anual promedio para los periodos de análisis de línea base (1985-2015) y futuro (2030-2060) en la Cuenca del Río Maipo. En esta zona, los impactos del cambio climático resultan ser más aparentes; caracterizados por una tendencia a la disminución en la evapotranspiración de manera consistente entre las modelaciones realizadas con las forzantes perturbadas por una señal de cambio climático en los tres modelos de clima global considerados para este análisis. Destaca la disminución de la evapotranspiración en la zona sureste de la Cuenca del Río Maipo, donde la actividad agrícola es bastante significativa.

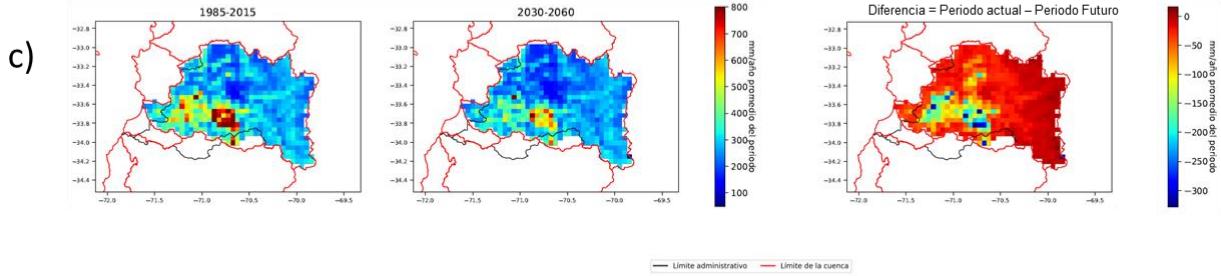
ET acumulada anual para el modelo CCSM4



ET acumulada anual para el modelo CSIRO-MK3-6-0



ET acumulada anual para el modelo IPSL-CMSA-LR



ET acumulada anual para el modelo MIROC-ESM

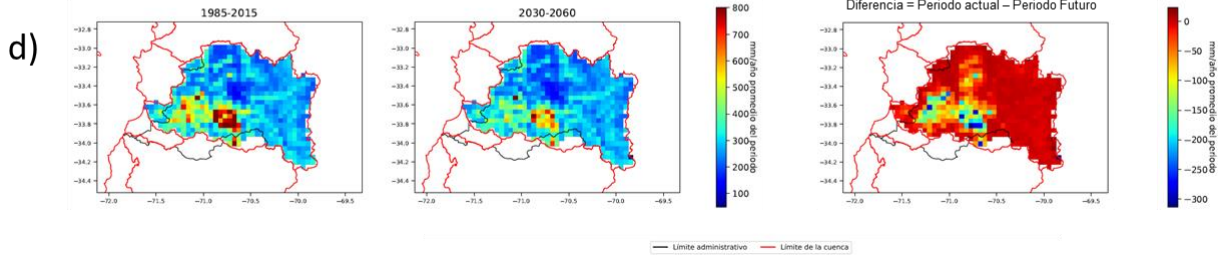


Figura 6.50: Evapotranspiración real anual acumulada sobre el periodo de análisis para 4 modelos de cambio climático.

6.4. CUENCA DEL RÍO IMPERIAL

6.4.1. VARIACIÓN DE PRECIPITACIÓN Y TEMPERATURA RESPECTO DEL BALANCE HÍDRICO DE 1987

La climatología de forzantes meteorológicas medias anuales para la cuenca del río Imperial, se muestran las Figura 6.51 y Figura 6.52, en conjunto con la diferencia entre el Balance Hídrico (DGA, 1987) y las forzantes estimadas en el presente estudio. Según las condiciones climáticas del periodo (1985-2015) la precipitación anual es un 5% inferior mientras que la temperatura sería 0,4 °C más fría, respecto al periodo (1950-1980). Pese a los resultados anteriormente descritos, es posible apreciar una notable diferencia espacial entre ambas climatologías.

Tabla 6.17: Variación de forzantes meteorológicas en cuenca del río Imperial.

Forzante	Periodo Temporal		Diferencia
	1951-1980	1985-2015	
Precipitación anual promedio [mm]	1.638	1.553	-85
Temperatura media anual [°C]	11,2	10,8	-0,4

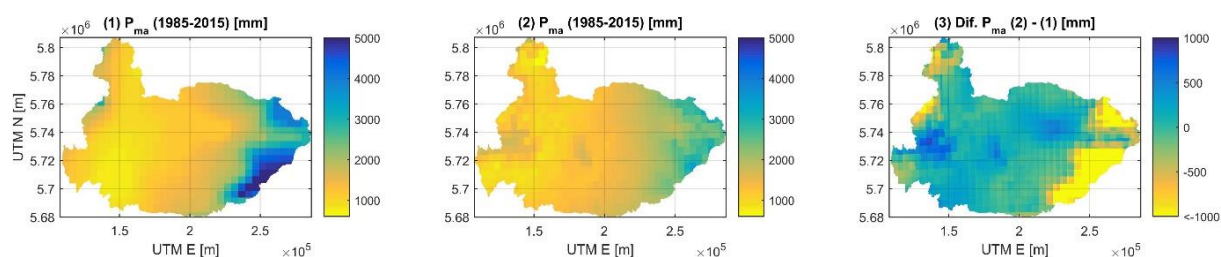


Figura 6.51: Precipitación media anual y diferencia entre las climatologías medias anuales según balance hídrico del año 1987 y la versión actual (beta) para la cuenca del río Imperial.

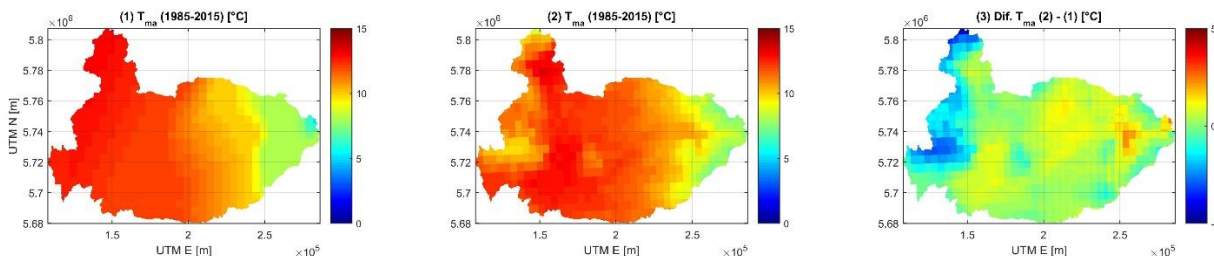


Figura 6.52: Temperatura media anual promedio y diferencia entre las climatologías medias anuales según balance hídrico del año 1987 y la versión actual (beta) para la cuenca del río Imperial.

6.4.2. ESCORRENTÍA

A pesar de que la cuenca del río Imperial no cuenta con registros cerca de la desembocadura, los ríos Cholchol y Cautín sí cuentan con mediciones fluviométricas. Por lo tanto, se calibran los parámetros de VIC en ambas cuencas, además de una subcuenca del río Cautín definida por la estación fluviométrica DGA Cautín en Rari-Ruca. En la Figura 6.53 se ilustra el proceso iterativo para esta cuenca donde, para el set de parámetros escogido, se alcanza un índice NSE de 0,82 para el período de calibración (panel inferior de la Figura 6.53). En el panel superior de la Figura 6.53 se muestran, en rojo, la CVE según los parámetros que se escogen finalmente.

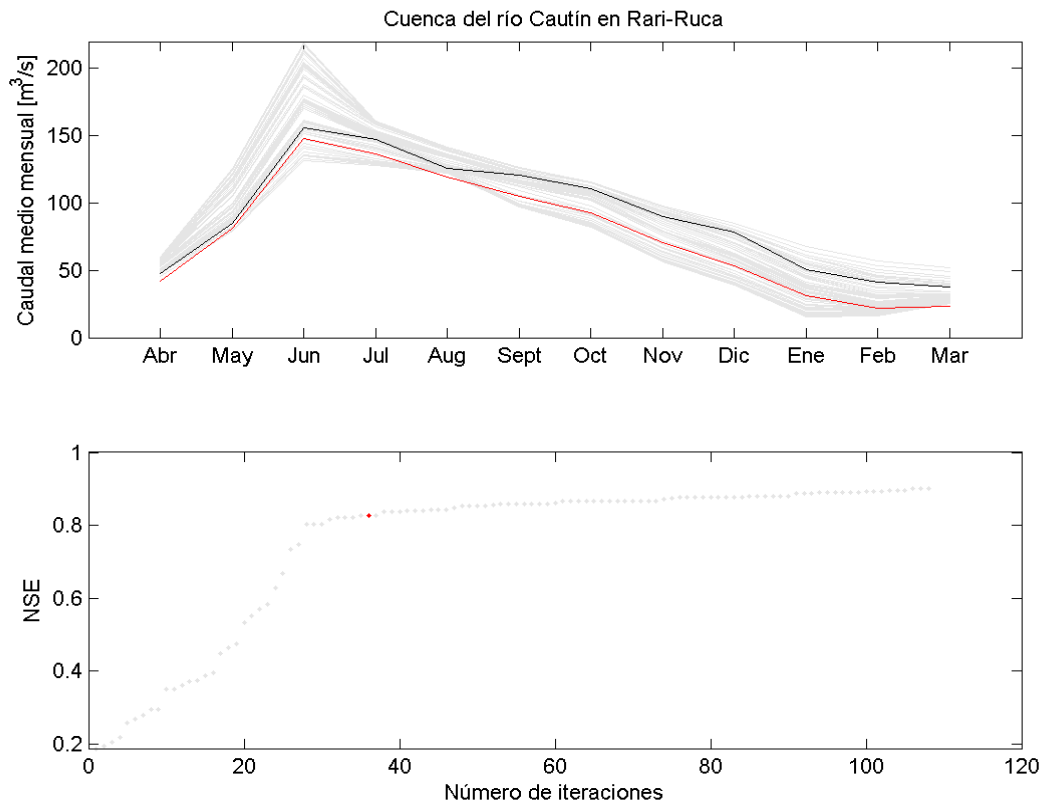
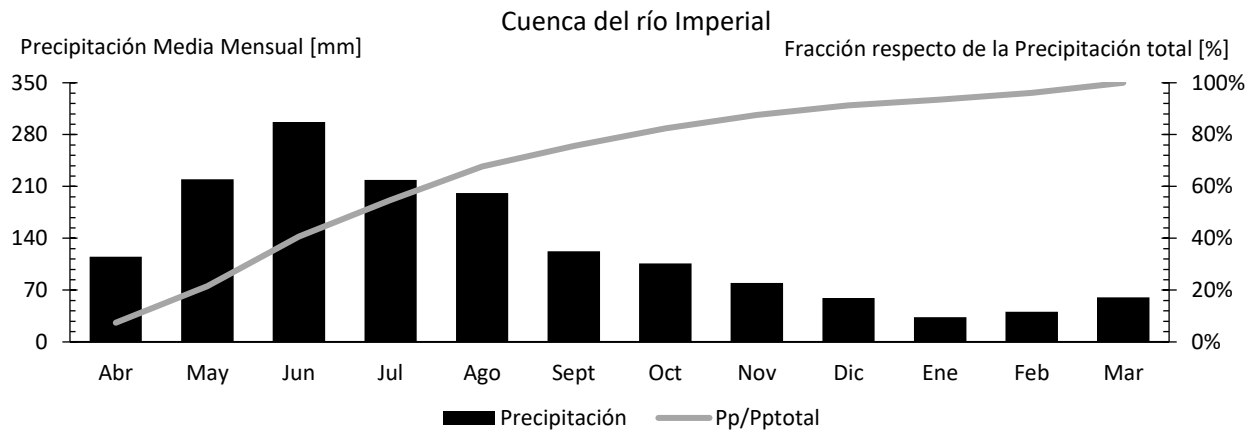
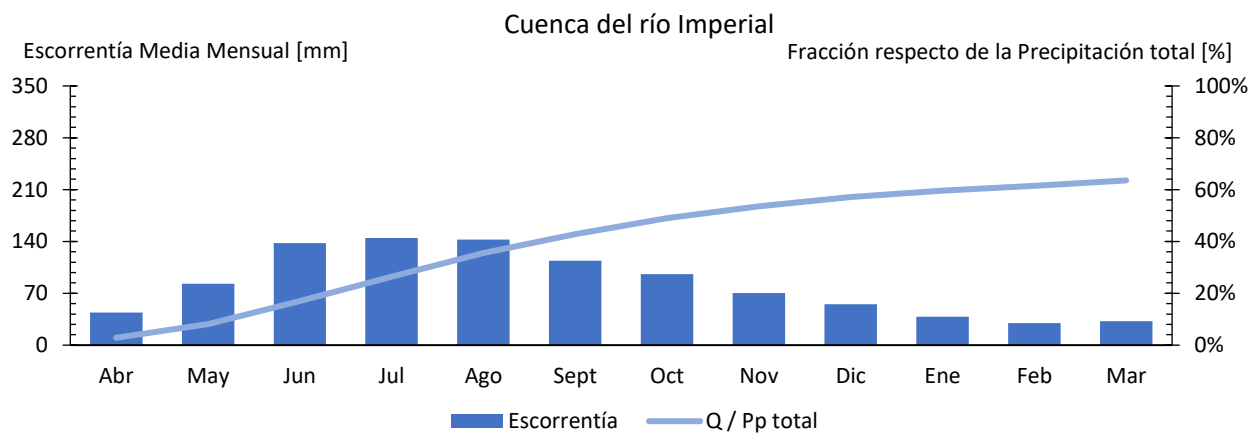


Figura 6.53: Evolución del índice NSE a medida que se aumenta el número de iteraciones y cambios de parámetros. Panel superior: Curva de variación estacional. En gris se muestran las distintas iteraciones realizadas, en rojo se encuentra la curva para el set de parámetros escogidos y en negro la curva de variación estacional para el caudal observado y llevado a régimen natural. Panel Inferior: Cambios en el índice NSE según distintos parámetros (o iteraciones). En rojo se encuentra el NSE final para el set de parámetros escogidos. Cuenca del río Cautín en Rari-Ruca.

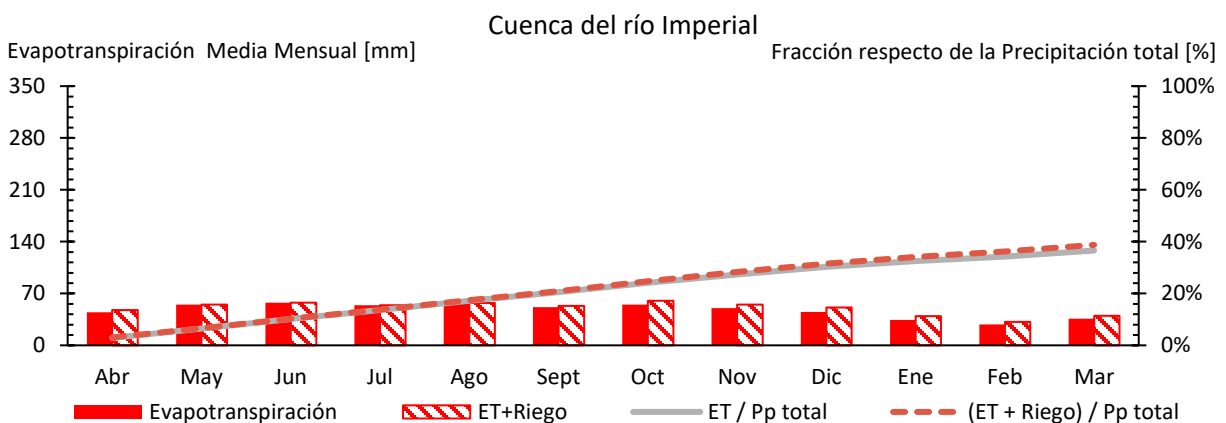
La cuenca del río Imperial muestra un marcado régimen pluvial (tal como se aprecia en la Figura 6.53 para la cuenca del río Cautín en Rari-Ruca), pues la escorrentía y la precipitación se producen principalmente en invierno (Figura 6.54). La precipitación bordea los 1.553 mm/año, con montos mayores en invierno, mientras que la escorrentía y la evapotranspiración alcanzan los 988 y 569 mm/año, respectivamente. Por otra parte, el riego, asciende a 34 mm/año aproximadamente. El factor de escorrentía de la cuenca es cercano al 64%.



(a) Distribución mensual de la precipitación promediada sobre la cuenca



(b) Distribución mensual de la escorrentía promediada sobre la cuenca



(c) Distribución mensual de la evapotranspiración promediada sobre la cuenca

Figura 6.54: Curva de variación estacional y fracción acumulada promedio durante el periodo 1985/1986 – 2014/2015 para la precipitación (panel a), escorrentía (panel b) y evapotranspiración (panel c) en la cuenca del río Imperial. Los valores corresponden a las salidas del modelo VIC.

Los valores presentados en la Figura 6.54 se detallan en la Tabla 6.18 donde se incluyen los valores en milímetros y en unidades de caudal, además de incorporar el riego.

Tabla 6.18: Valores de precipitación, escorrentía y evapotranspiración para la cuenda del río Imperial. Resultados extraídos del modelo VIC para el período 1985/1986 - 2014/2015.

Mes	Precipitación			Escorrentía			Evapotranspiración			ET + Riego		
	Magnitud		% Pp total	Magnitud		% Pp total	Magnitud		% Pp total	Magnitud		% Pp total
	[mm/mes]	[m ³ /s]	[%]	[mm/mes]	[m ³ /s]	[%]	[mm/mes]	[m ³ /s]	[%]	[mm/mes]	[m ³ /s]	[%]
Abr	115,2	547,4	7%	44,1	209,5	3%	44,5	211,6	3%	47,5	225,8	3%
May	219,6	1.009,8	22%	83,1	381,9	8%	54,9	252,6	6%	54,9	252,6	7%
Jun	297,0	1.410,8	41%	137,6	653,8	17%	57,6	273,5	10%	57,6	273,5	10%
Jul	218,8	1.006,1	55%	144,6	664,8	26%	54,1	248,5	14%	54,1	248,5	14%
Ago	201,3	925,3	68%	142,7	656,0	36%	57,1	262,5	17%	57,1	262,5	17%
Sept	122,5	581,9	76%	113,8	540,6	43%	51,6	245,1	21%	53,2	252,9	21%
Oct	105,9	486,9	82%	95,9	441,0	49%	55,2	253,6	24%	60,0	276,0	25%
Nov	79,7	378,8	88%	70,3	334,2	54%	50,2	238,3	27%	55,1	261,9	28%
Dic	59,2	272,0	91%	55,1	253,3	57%	45,2	207,6	30%	51,2	235,2	32%
Ene	33,6	154,6	94%	38,2	175,6	60%	34,2	157,3	32%	39,5	181,8	34%
Feb	40,8	207,5	96%	29,9	152,1	61%	28,0	142,6	34%	31,9	162,3	36%
Mar	60,2	276,8	100%	32,2	148,0	64%	36,0	165,5	37%	40,1	184,1	39%

6.4.3. EVAPOTRANSPIRACIÓN

En la Figura 6.55 se presentan las series temporales de ETo para la estación INIA Carillanca (38° 41' 51,000" S, 72° 25' 18,840" W) para el periodo 2010 – 2015 y los valores interpolados al punto de estación para los resultados de VIC.

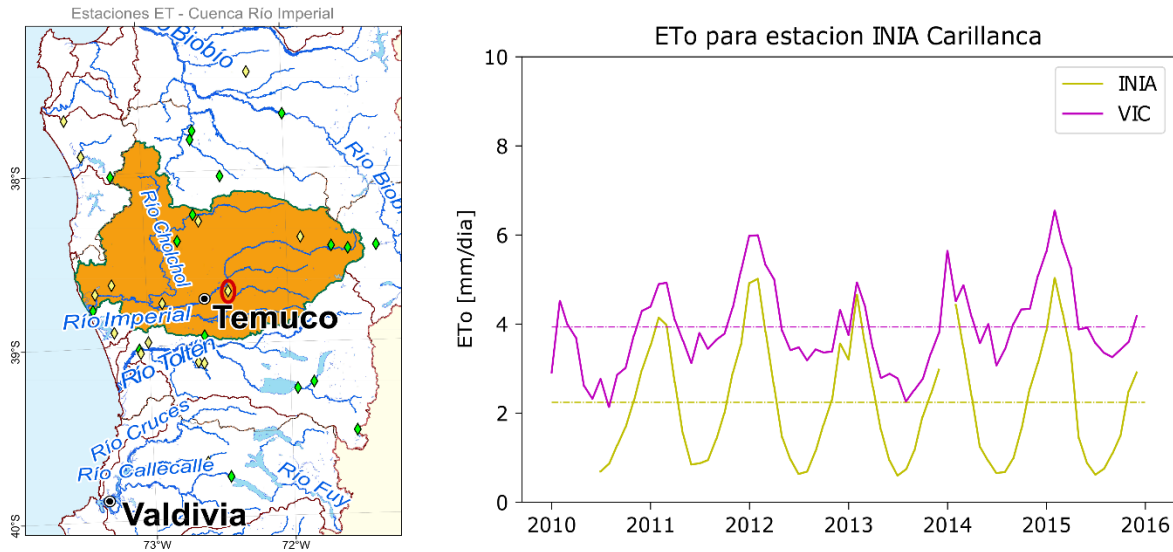


Figura 6.55: Evapotranspiración de cultivo de referencia en la estación Carillanca. Se presentan los resultados de las mediciones en la estación y los valores interpolados a partir de los resultados de VIC.

En la serie se puede observar que, en general, los valores máximos se encuentran bien representados, mientras que los mínimos son sobreestimados por el modelo. Esta diferencia representa una condición un poco más favorable que si los máximos también estuviesen sobreestimados, ya que, debido a la magnitud de los máximos, la diferencia acumulada sería mucho más significativa

En la Figura 6.56 se presenta la evapotranspiración potencial anual acumulada promedio sobre el periodo 2000-2014. En la figura se muestran de los resultados de VIC y los obtenidos a partir del producto MODIS escalado a la resolución de $0,05^{\circ} \times 0,05^{\circ}$.

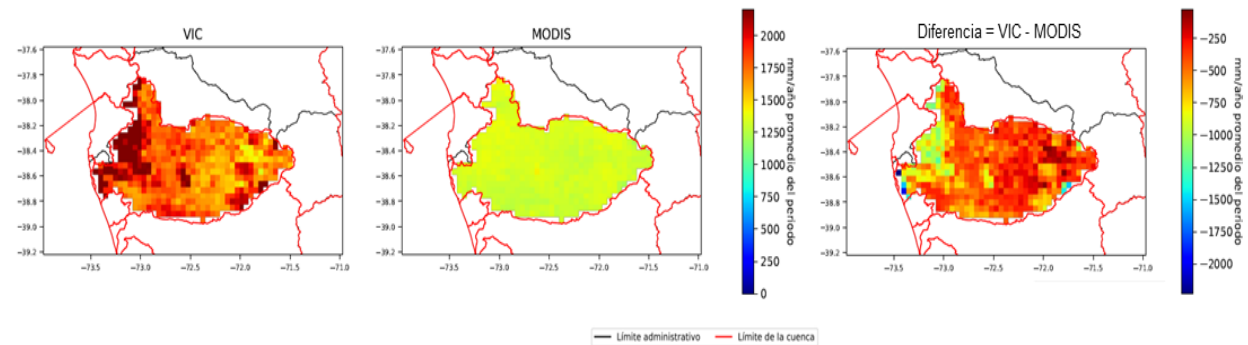


Figura 6.56: Evapotranspiración potencial anual acumulada promedio sobre el periodo 2000-2014.

En la Figura 6.57 se comparan las series temporales de ETP interpolados al punto de estación Carillanca para los resultados de VIC y el producto MODIS para el periodo 2000-2014. En línea discontinua se presenta el promedio temporal de la serie en el periodo.

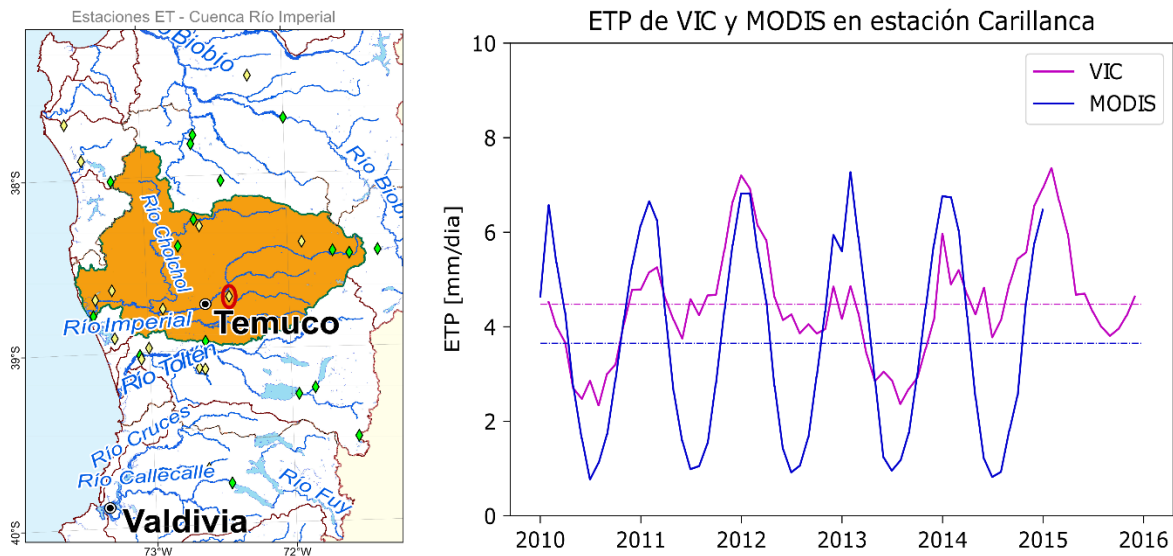


Figura 6.57: Evapotranspiración potencial en la estación Illapel. Se presentan los resultados interpolados a partir del producto MODIS y los resultados de VIC.

De la Figura 6.56 y Figura 6.57, se puede observar como la sobrestimación de VIC de la evapotranspiración potencial en invierno genera una diferencia importante en el total anual acumulado.

En la Figura 6.58 se presenta la evapotranspiración real acumulada promedio sobre el periodo 2000-2014. En la figura se muestran de los resultados de VIC y los obtenidos a partir del producto MODIS escalado a la resolución de 0,05°x0,05°.

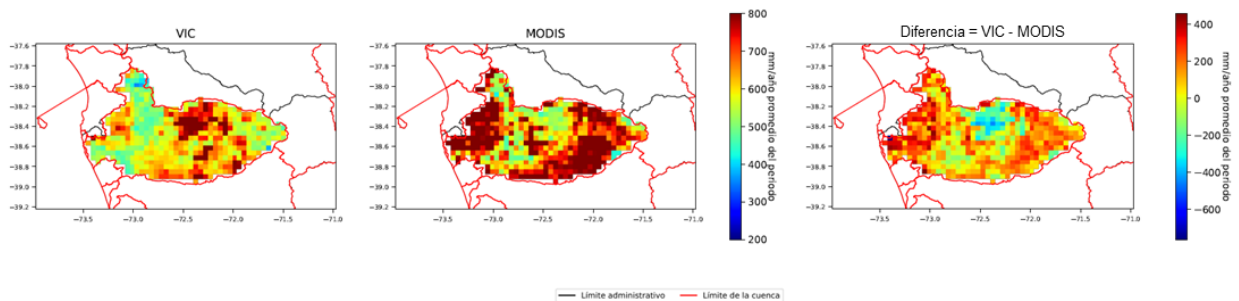


Figura 6.58: Evapotranspiración real anual acumulada promedio sobre el periodo 2000-2014.

En la Figura 6.59 se presentan las series temporales de ET obtenidas a partir de los resultados de VIC y el producto MODIS interpolados al punto de la estación Carillanca para el periodo 2010-2015.

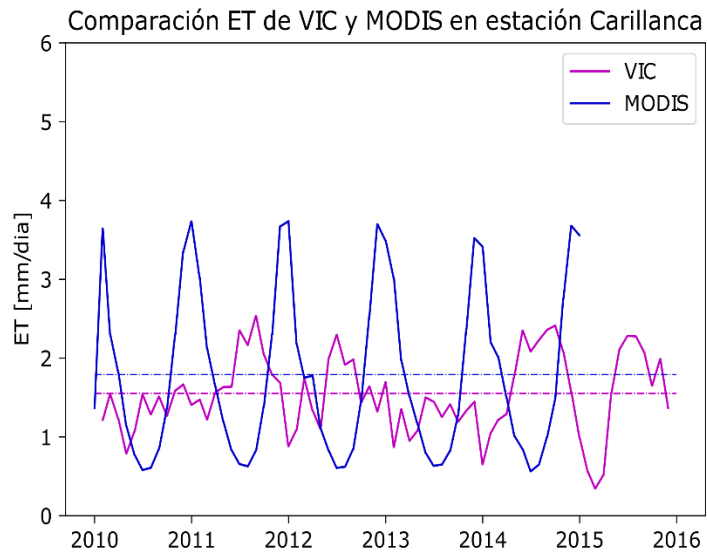
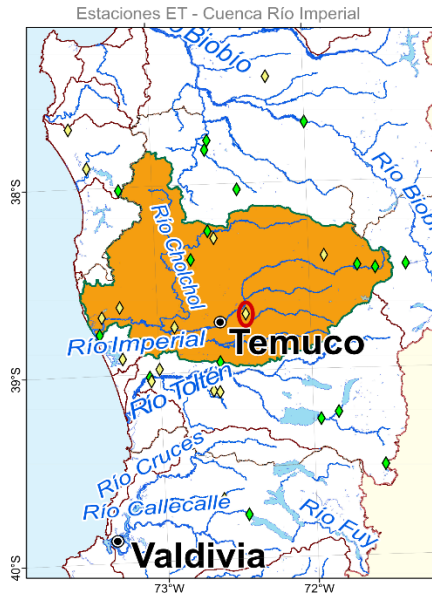


Figura 6.59: Evapotranspiración real en la estación Illapel. Se presentan los resultados interpolados a partir del producto MODIS y los resultados de VIC.

En la Figura 6.58 y Figura 6.59, se puede observar que existe una diferencia de magnitud y distribución de la evapotranspiración en la cuenca entre el producto MODIS y los resultados de VIC. Además, los resultados de VIC no presentan una estacionalidad tan clara como el caso del producto MODIS.

En la Figura 6.60 se presenta una comparación de la evapotranspiración anual acumulada promedio sobre el periodo 1985 y 2015 y la obtenida a partir de la interpolación de las isólinas de ET del Balance Hídrico de 1987

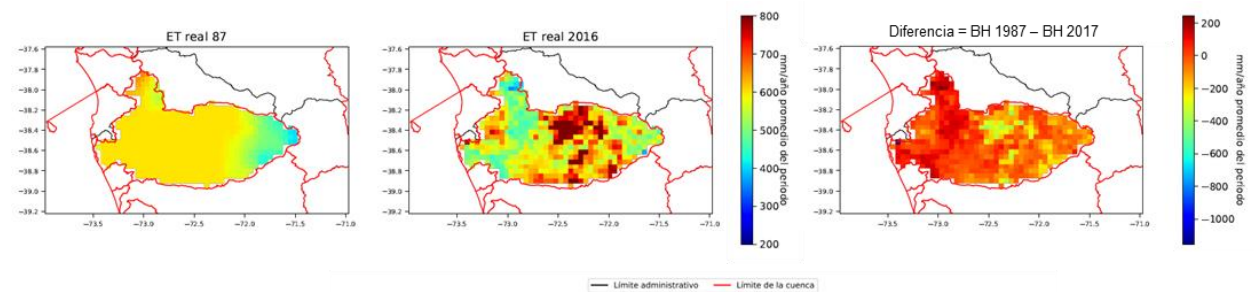


Figura 6.60: Evapotranspiración real anual acumulada promedio sobre el periodo 2000-2014 para el balance hídrico de 1987 y el balance generado para el periodo 2000-2015.

6.4.4. FRACCIÓN DE ÁREA CUBIERTA POR NIEVE Y EQUIVALENTE EN AGUA DE NIEVE

En la cuenca del río Imperial, menos del 15% de la cuenca recibe precipitación en forma de nieve (Figura 6.61). Para los años donde existe información del producto satelital MOD10 y MYD10, el modelo VIC representa adecuadamente la cobertura nival. A pesar de que las temperaturas son más bajas que en las cuencas de Choapa y Maipo, la baja elevación de la cordillera de los Andes en esta latitud incide en que toda la cuenca reciba precipitación en forma líquida, lo que provoca un marcado régimen pluvial en los caudales.

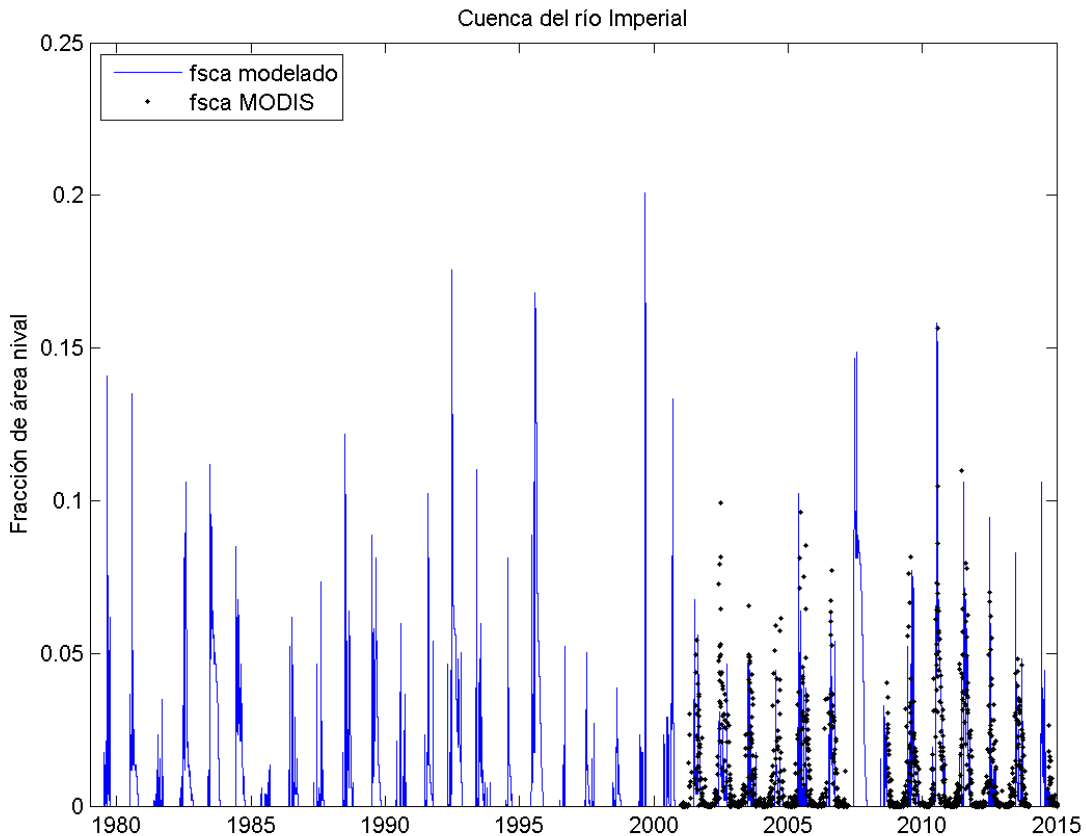


Figura 6.61: Fracción de área cubierta por nieve (fSCA en inglés) para el modelo VIC (en azul) y el producto MOD10/MYD10 de los satélites Terra y Aqua, donde se muestran los días con nubosidades que cubren menos del 40% de la cuenca. Datos para la cuenca del río Imperial.

6.4.5. RECARGA POTENCIAL DE AGUA SUBTERRÁNEA

La recarga de agua subterránea modelada con VIC para la cuenca del río Imperial (período 1985-2015) se muestra en la Anexo E4. Para esta cuenca los valores de recarga estimados varían entre 140 mm/año y 1370 mm/año. La distribución de la recarga de agua subterránea muestra un patrón similar al promedio de las precipitaciones de la cuenca (Anexo E4).

La recarga de agua subterránea calculada en las estaciones de control, es decir, “Cautín en Rari-Ruca”, “Cautín en Almagro” y “Cholchol en Cholchol” corresponde a 1110, 817 y 485 mm/año, respectivamente. Estos resultados consideran que el área de recarga de cada estación fluviométrica es igual al área de drenaje. A continuación, los valores de recarga de cada estación de control serán comparados con las técnicas basadas en el registro de caudal seleccionadas.

6.4.5.1. RECARGA MEDIANTE EL MÉTODO MOMLRR

La recarga de agua subterránea en “Cautín en Rari-Ruca”, “Cautín en Almagro” y “Cholchol en Cholchol” corresponde a 1265, 482 y 214 mm/año, respectivamente (Figura 6.62, Figura 6.63 y Figura 6.64). En “Cautín en Rari-Ruca” se observa que existe una pequeña sobreestimación del orden del 13% con respecto al valor entregado por VIC. Al contrario, en “Cautín en Almagro” y “Cholchol en Cholchol” los valores obtenidos con MoMLRr subestiman la recarga. En estos casos, la diferencia se aproxima al 50% del valor calculado por VIC. Esta diferencia podría ser debido al uso del caudal del río que implica cambios en el flujo base.

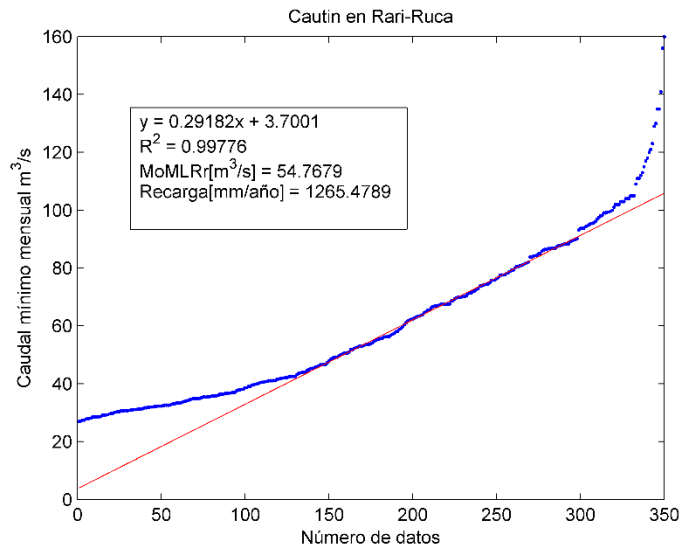


Figura 6.62: Estimación de la recarga de agua subterránea en la estación fluviométrica “Cautín en Rari-Ruca” mediante la técnica de MoMLRr.

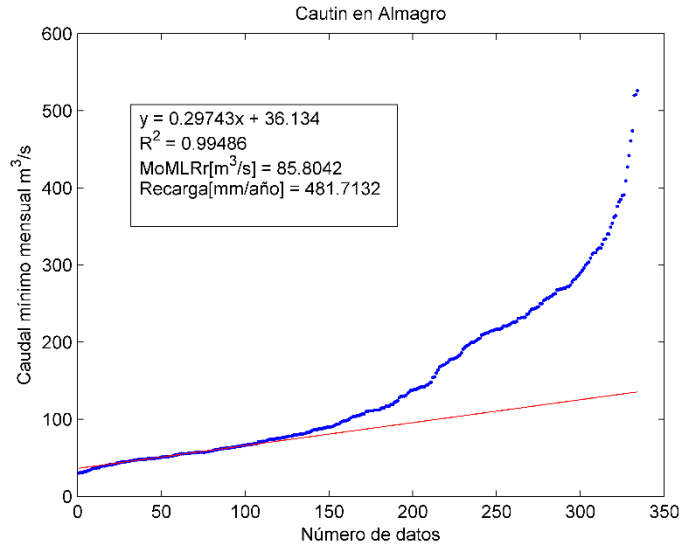


Figura 6.63: Estimación de la recarga de agua subterránea en la estación fluviométrica “Cautín en Almagro” mediante la técnica de MoMLRr.

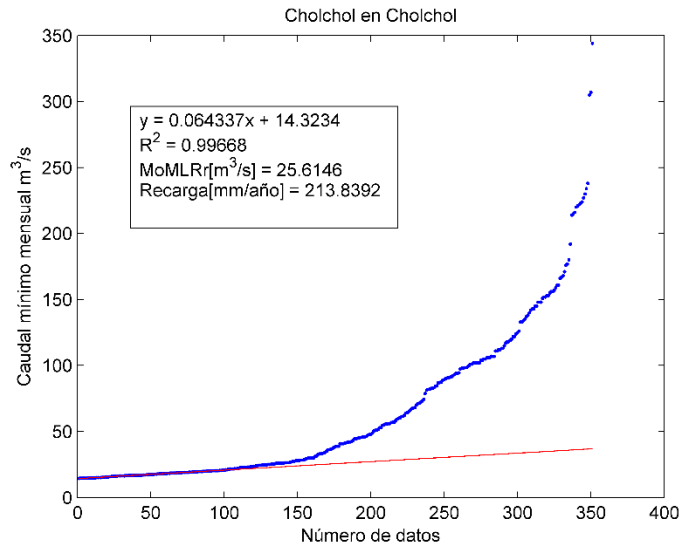


Figura 6.64: Estimación de la recarga de agua subterránea en la estación fluviométrica “Cholchol en Cholchol” mediante la técnica de MoMLRr.

6.4.5.2. RECARGA MEDIANTE EL MÉTODO RORA

Los índices de recesión calculados mediante el programa RECESS en las estaciones fluviométricas de control se presentan en la Tabla 6.19, donde se muestran el mínimo, la mediana y el máximo, observándose una amplia variación en los datos obtenidos. Para efectos prácticos, solo se ocupará la mediana en el cálculo de la recarga.

Tabla 6.19: Índices de recesión (días/ciclo log) de cada estación fluviométrica. Mínimo (min), mediana (med) y máximo (max).

Estaciones fluviométricas	Kr_min	Kr_med	Kr_max
Cautín en Rari-Ruca	35,52	79,11	122,98
Cautín en Almagro	38,05	79,45	156,88
Cholchol en Cholchol	33,21	52,98	119,62

El programa RORA necesita tener un registro de caudal diario anual completo para que pueda funcionar. Por ello, se calculó la recarga en la estación “Cautín en Rari-Ruca” durante los períodos 1985-2009 y 2011-2014; en la estación “Cautín en Almagro” durante los períodos 1985-1986, 1988-1994, 1996-2008 y 2011-2012; y en la estación “Cholchol en Cholchol” en el período comprendido entre los años 1987 y 2015.

El valor promedio de recarga de agua subterránea en “Cautín en Rari-Ruca”, “Cautín en Almagro” y “Cholchol en Cholchol” corresponde a 1960, 1200 y 877 mm/año, respectivamente. En todos los casos, existe una sobreestimación de la recarga, mayor al 50%, con respecto a VIC.

6.4.6. VARIABILIDAD CLIMÁTICA

6.4.6.1. FORZANTES METEOROLÓGICAS

Se muestran los resultados para la cuenca del río Choapa de los cambios en la variabilidad del clima futuro considerando los 4 GCMs, los productos de precipitación y temperatura y una estación meteorológica representativa (dada la cantidad de información y su ubicación espacial), en las tres variables principales evaluadas: precipitación, temperatura mínima y temperatura máxima.

La Tabla 6.20 muestra los cambios para superficie de la cuenca, que indican variaciones negativas en las precipitaciones, con tendencias mayores a la disminución (-21,49% en modelo IPSL). En el caso de las temperaturas mínimas existe un aumento de las temperaturas en torno a 1,04°C para todos los modelos. Finalmente, para las temperaturas máximas los aumentos son mayores, del orden de 1,2%.

Tabla 6.20: Valor promedio anual del periodo histórico (1985-2015) en el modelo de las forzantes, y en el periodo futuro (2030-2060) en los modelos GCM con los deltas aplicados, para las variables de precipitación (Pp, mm), temperatura mínima (Tmin, °C) y temperatura máxima (Tmax, °C). Se muestran los deltas respecto del modelo de las forzantes.

Variable	Modelo	Valor	Delta
Pp	CCSM4	1184,90	-14,88%
	CSIRO-Mk3-6-0	1379,82	-2,09%
	IPSL-CM5A-LR	1105,72	-21,49%
	MIROC-ESM	1262,29	-9,91%
	Modelo	1409,79	
Tmin	CCSM4	6,87	1,09
	CSIRO-Mk3-6-0	6,88	1,12
	IPSL-CM5A-LR	6,71	0,95
	MIROC-ESM	6,77	1,01
	Modelo	5,75	
Tmax	CCSM4	20,50	1,20
	CSIRO-Mk3-6-0	20,46	1,14
	IPSL-CM5A-LR	20,62	1,30
	MIROC-ESM	20,40	1,10
	Modelo	19,30	

Especialmente, se comparan los valores del modelo con aquellos obtenidos de la aplicación del delta en el modelo IPSL, que posee la mayor sensibilidad climática y es el más extremo considerando el efecto sobre las tres forzantes estudiadas (Figura 6.65). Para esta cuenca en particular, las precipitaciones poseen apreciables variaciones a la baja. En el caso de las temperaturas, las mínimas y máximas presentan aumentos notorios.

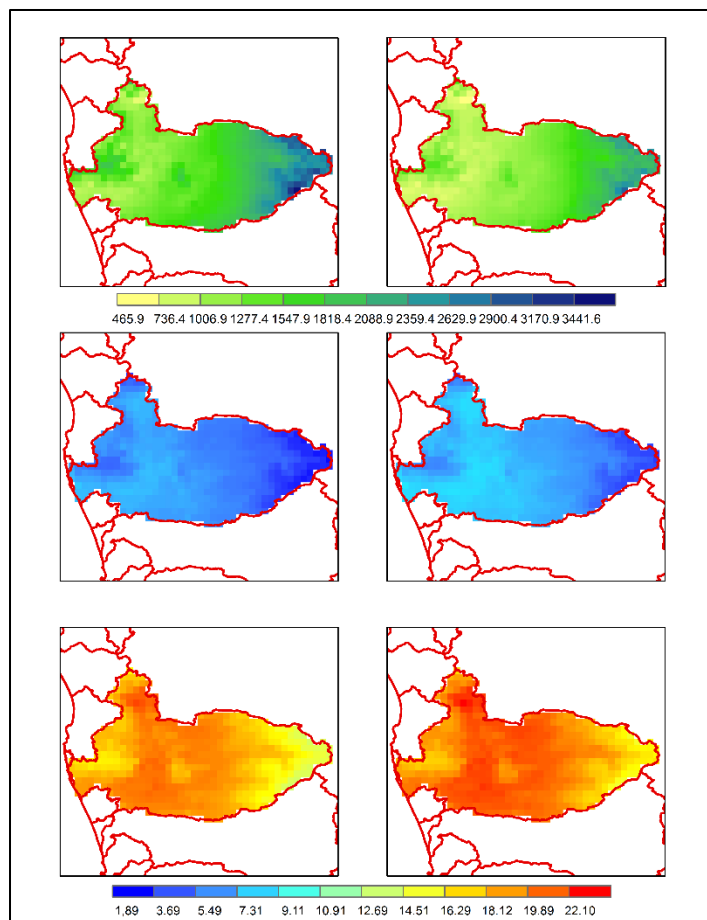


Figura 6.65: Comparación entre modelo que genera las forzantes meteorológicas y aquel generado a partir de los deltas calculados para el modelo IPSL, para las variables de precipitación (en mm, arriba), temperatura mínima (en °C, al medio) y temperatura máxima (en °C, abajo), en la cuenca de río Imperial.

6.4.6.2. PRECIPITACIÓN Y ESCORRENTÍA

En la cuenca del río Imperial todos los modelos de cambio climático pronostican disminuciones de la precipitación en el futuro. Los modelos CCSM4 (CC), CSIRO MK3.6 (CS) e IPSL CM5A LR (IP) estiman reducciones de -14,7%, -2% y -21,1% respectivamente, lo que se traduce en disminuciones de escorrentía que van desde -22% para el modelo CCSM4, hasta 0% y -29% para los modelos CSIRO MK3.6 e IPSL CM5A LR. Debido a que la cuenca del río Imperial es pluvial (ver Figura 6.66), las variaciones en temperatura no modifican el régimen hidrológico, por lo que éste seguirá siendo pluvial. Los valores de la Figura 6.66 se muestran en la Tabla 6.20.

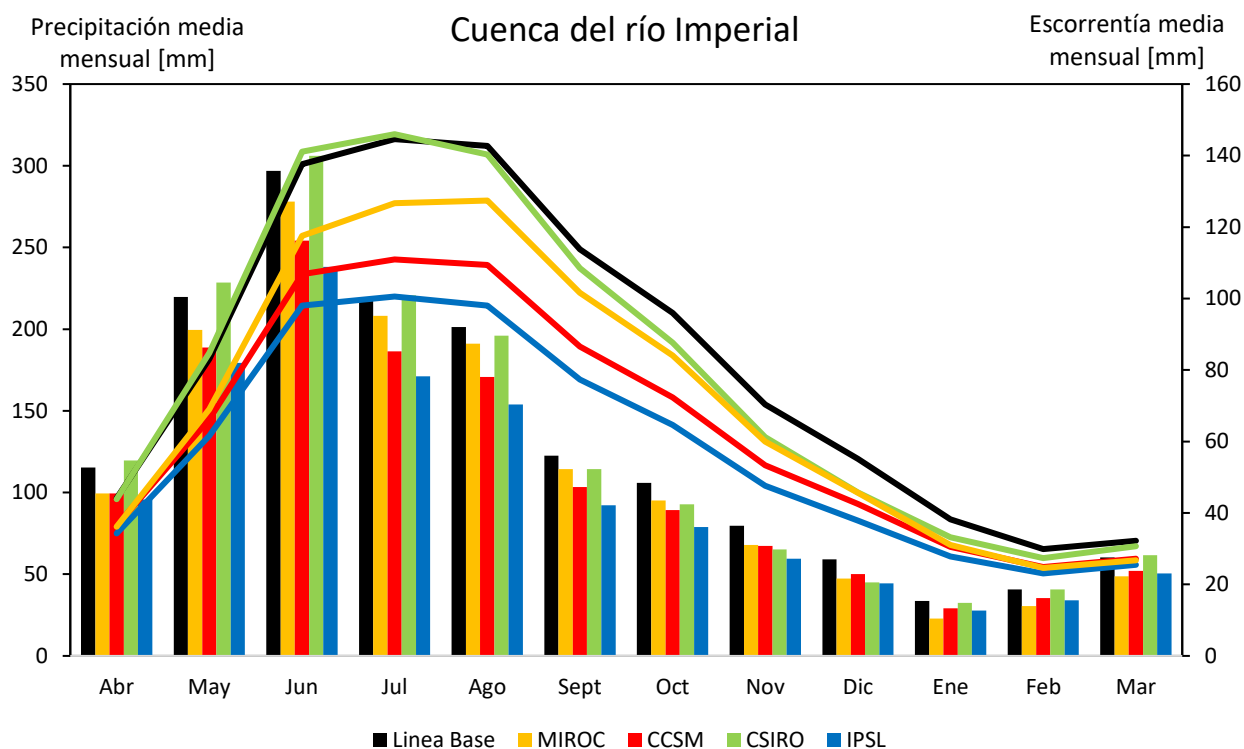


Figura 6.66: Variación de la precipitación y la escorrentía según los distintos modelos de cambio climático seleccionados para la cuenca del río Imperial. La línea base corresponde a lo modelado para el período 1985-2015, mientras que los modelos consideran desde 2030 a 2060. Todos los resultados se extraen del modelo VIC

Tabla 6.21 Variación de la precipitación y la escorrentía según los distintos modelos de cambio climático seleccionados para la cuenca del río Imperial. La línea base corresponde a lo modelado para el período 1985-2015, mientras que los modelos consideran desde 2030 a 2060. Todos los resultados se extraen del modelo VIC.

Mes	Variable	Línea Base [mm/mes]	CCSM [mm/mes]	CSIRO [mm/mes]	IPSL [mm/mes]	MIROC [mm/mes]
Abr	Precipitación	115,2	99,4	119,6	95,8	99,5
	Escorrentía	44,1	36,5	43,8	34,3	36,2
May	Precipitación	219,6	188,7	228,4	179,4	199,6
	Escorrentía	83,1	66,2	84,7	61,6	69
Jun	Precipitación	297	254,3	306	238,1	278
	Escorrentía	137,6	106,8	141	98	117,5
Jul	Precipitación	218,8	186,4	220,7	171,2	208,1
	Escorrentía	144,6	110,9	146	100,6	126,7
Ago	Precipitación	201,3	170,7	196	153,9	191,1
	Escorrentía	142,7	109,4	140,3	98	127,4

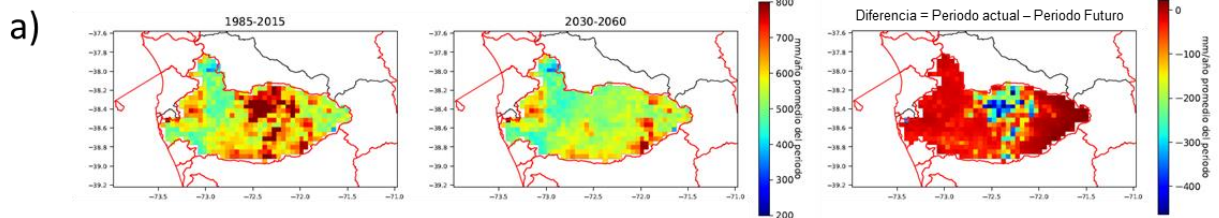
Tabla 6.20: Variación de la precipitación y la escorrentía según los distintos modelos de cambio climático seleccionados para la cuenca del río Imperial. La línea base corresponde a lo modelado para el período 1985-2015, mientras que los modelos consideran desde 2030 a 2060. Todos los resultados se extraen del modelo VIC (continuación).

Mes	Variable	Línea Base [mm/mes]	CCSM [mm/mes]	CSIRO [mm/mes]	IPSL [mm/mes]	MIROC [mm/mes]
Sept	Precipitación	122,5	103,4	114,2	92,1	114,4
	Escorrentía	113,8	86,5	108,5	77,3	101,6
Oct	Precipitación	105,9	89,3	92,8	78,8	95,2
	Escorrentía	95,9	72,3	87,6	64,6	84
Nov	Precipitación	79,7	67,3	65,2	59,4	68
	Escorrentía	95,9	72,3	87,6	64,6	84
Dic	Precipitación	59,2	50,1	45,1	44,4	47,4
	Escorrentía	55,1	42,5	45,8	37,9	45,6
Ene	Precipitación	33,6	29,1	32,4	27,9	22,8
	Escorrentía	38,2	30,5	33,2	27,8	31,1
Feb	Precipitación	40,8	35,3	40,7	34,1	30,4
	Escorrentía	29,9	24,9	27,4	23,1	24,6
Mar	Precipitación	60,2	52,1	61,6	50,4	48,8
	Escorrentía	32,2	27,2	30,7	25,5	26,7

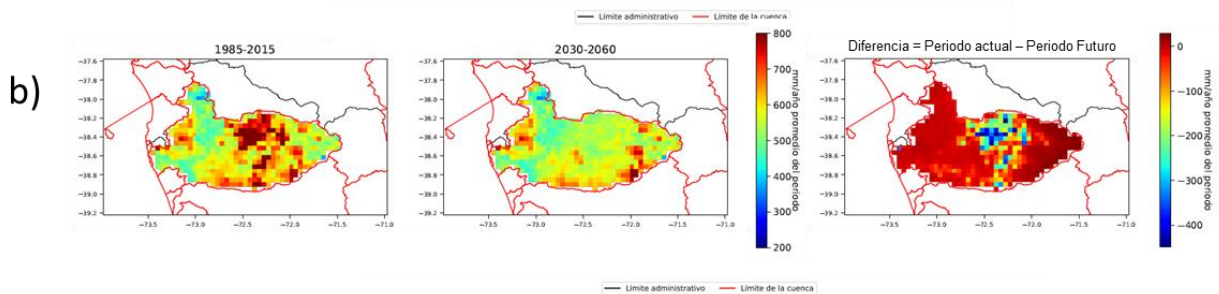
6.4.6.3. EVAPOTRANSPIRACIÓN

En la Figura 6.66 se presenta una comparación de los resultados de la modelación de evapotranspiración real acumulada anual promedio para los periodos de análisis de línea base (1985-2015) y futuro (2030-2060) en la Cuenca del Río Imperial. En este caso, la evapotranspiración disminuiría de forma significativa en gran parte de la cuenca, especialmente en la zona de Traiguén. Además, los resultados son consistentes con un cambio más pronunciado en la proyección basada en el modelo IPSL-CM5A-LR (Figura 6.66d-c), el cual es más severo en relación a la disminución de precipitaciones.

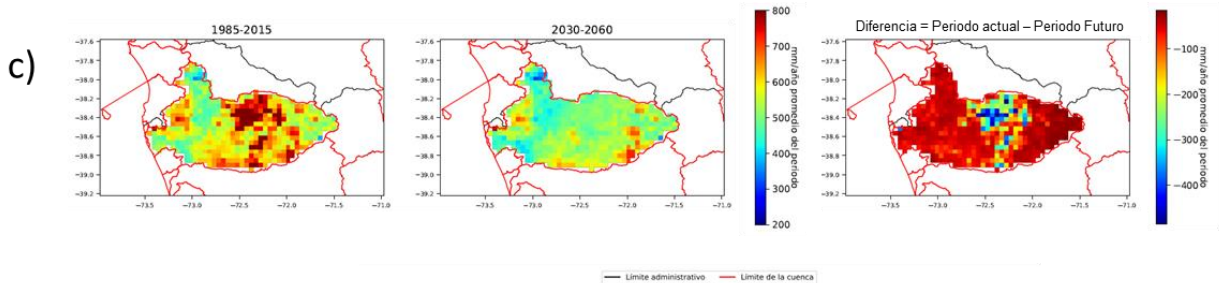
ET acumulada anual para el modelo CCSM4



ET acumulada anual para el modelo CSIRO-MK3-6-0



ET acumulada anual para el modelo IPSL-CMSA-LR



ET acumulada anual para el modelo MIROC-ESM

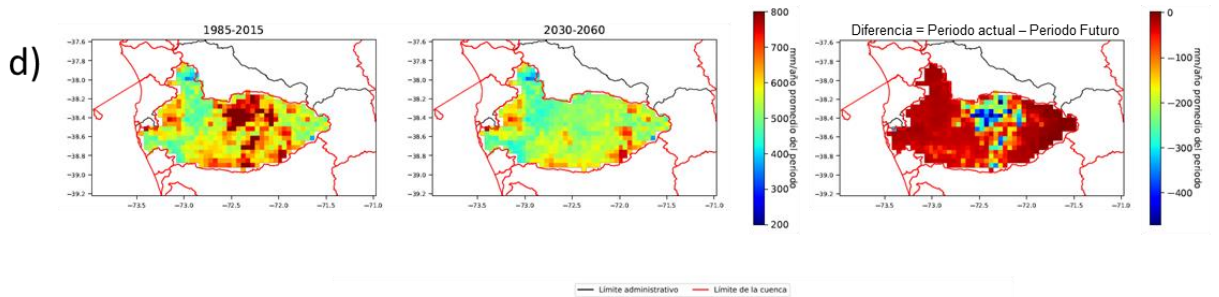


Figura 6.67: Evapotranspiración real anual acumulada sobre el periodo de análisis para 4 modelos de cambio climático.

6.5. CUENCA DEL RÍO AYSÉN

6.5.1. VARIACIÓN DE PRECIPITACIÓN Y TEMPERATURA RESPECTO DEL BALANCE HÍDRICO DE 1987

La climatología de forzantes meteorológicas medias anuales para la cuenca del río Aysén, se muestran en la Tabla 6.22, mientras que su distribución espacial se muestra en las Figura 6.68 y Figura 6.69, en conjunto con la diferencia entre el Balance Hídrico (DGA, 1987) y las forzantes estimadas en el presente estudio. Para la cuenca del río Aysén las climatologías (1985-2015) difieren en un 9% menos de precipitación anual promedio y 0,8 °C de mayor temperatura media anual respecto al periodo (1950-1980). Al igual que en el resto de las cuencas piloto, se evidencia una gran heterogeneidad espacial entre los cambios entregados por las distintas forzantes.

Tabla 6.22: Variación de forzantes meteorológicas en cuenca del río Aysén.

Forzante	Periodo Temporal		Diferencia
	1951-1980	1985-2015	
Precipitación anual promedio [mm]	2.244	2.043	-201
Temperatura media anual [°C]	4,7	5,5	0,8

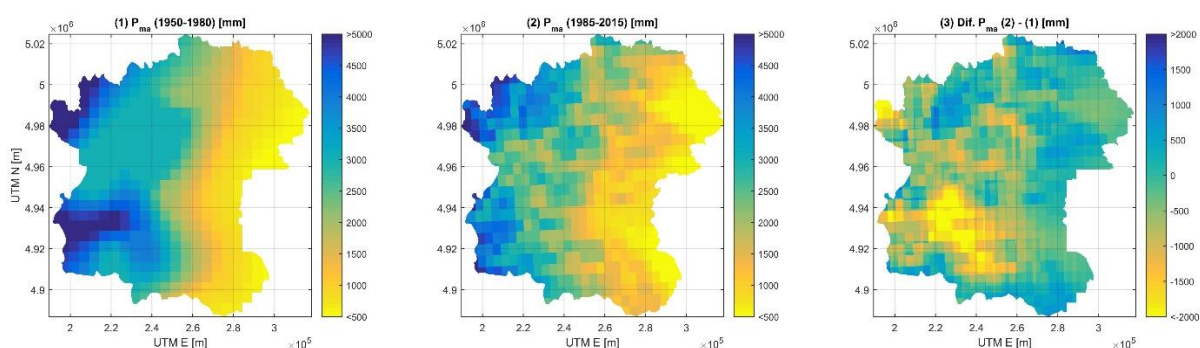


Figura 6.68: Precipitación media anual y diferencia entre las climatologías medias anuales según balance hídrico del año 1987 y la versión actual (beta) para la cuenca del río Aysén.

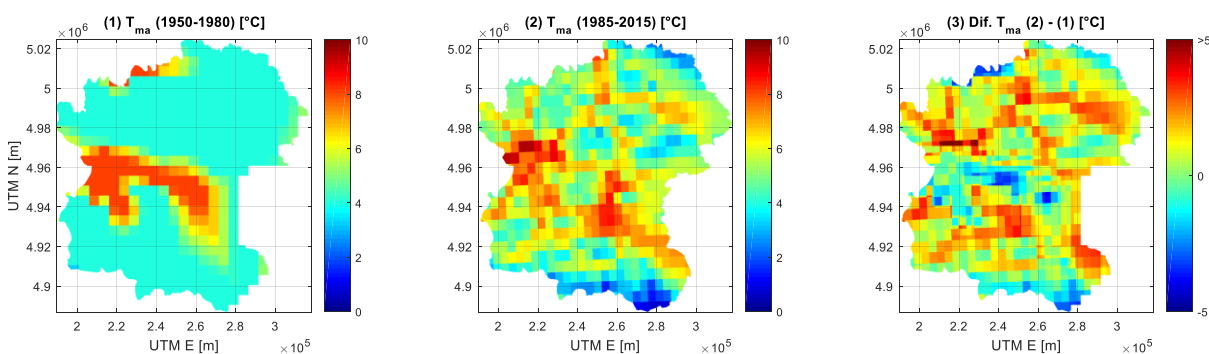


Figura 6.69: Temperatura media anual promedio y diferencia entre las climatologías medias anuales según balance hídrico del año 1987 y la versión actual (beta) para la cuenca del río Aysén.

6.5.2. ESCORRENTÍA

El proceso de calibración en la cuenca del río Aysén no entregó resultados satisfactorios para la región donde los parámetros fueron modificados. En la Figura 6.70 se muestra, en el panel superior y en rojo, la CVE según el set de parámetros que se escogen para VIC mientras que, en negro, está la CVE según la estación fluviométrica DGA Aysén en Puerto Aysén. En el panel inferior se aprecia el índice NSE (en rojo) según el set de parámetros final, equivalente a 0,643.

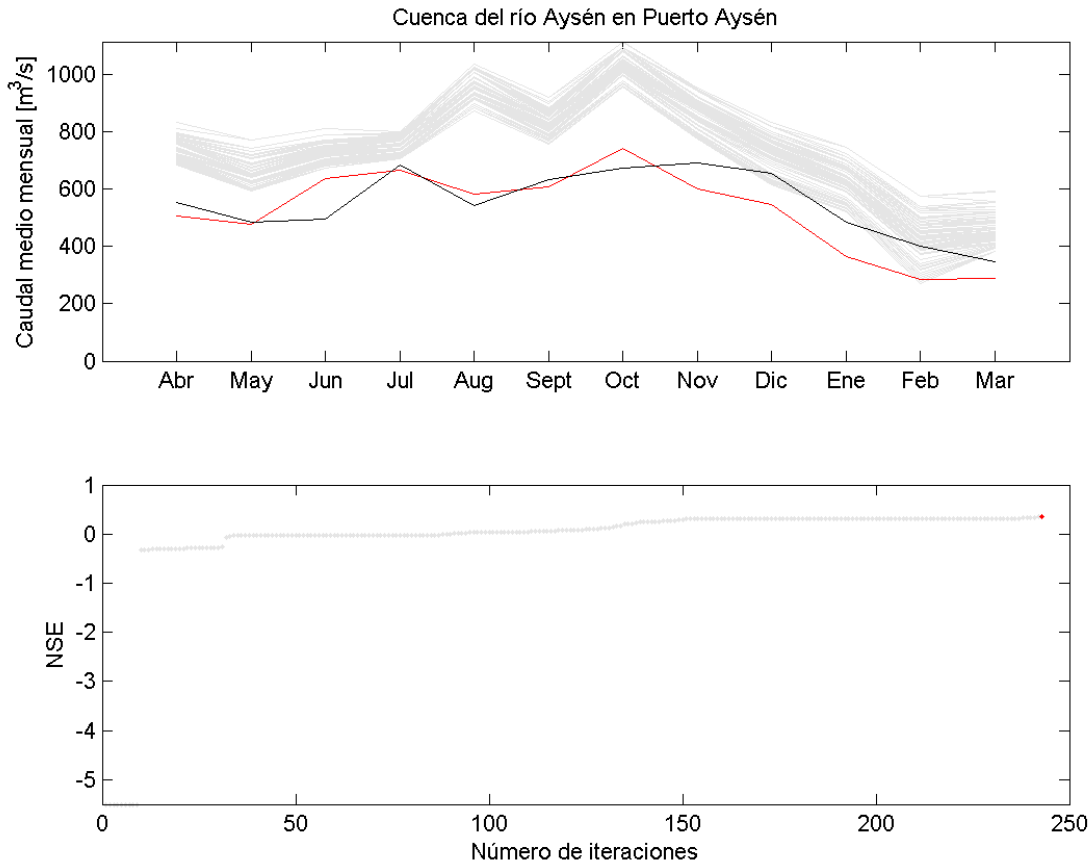
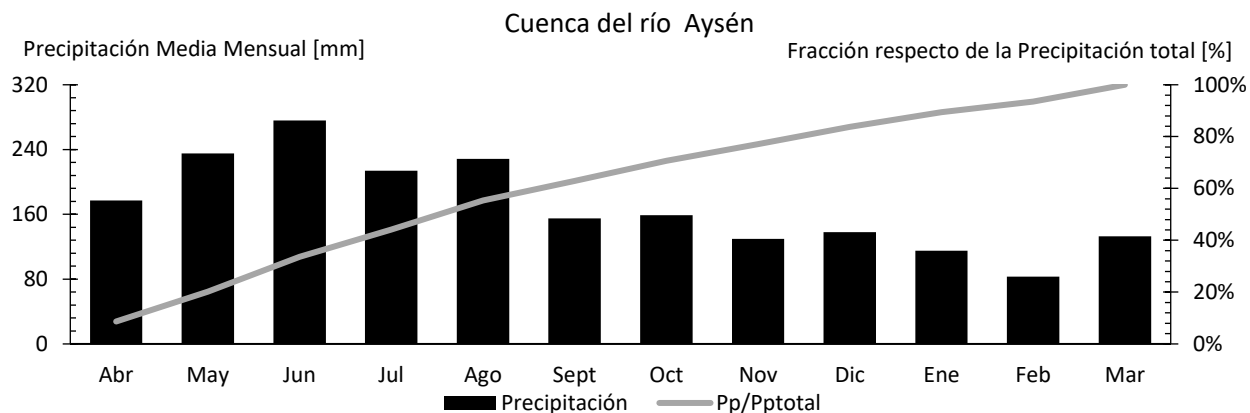
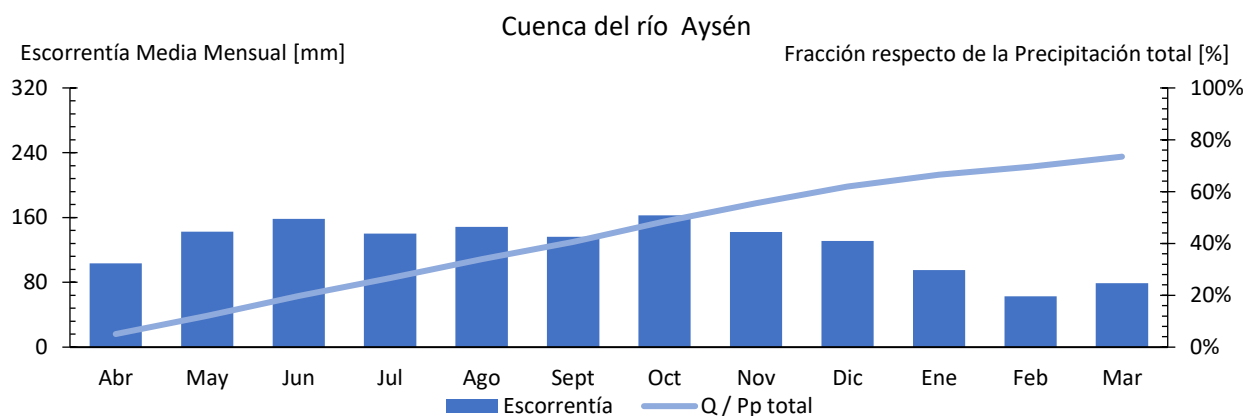


Figura 6.70: Evolución del índice NSE a medida que se aumenta el número de iteraciones y cambios de parámetros. Panel superior: Curva de variación estacional. En gris se muestran las distintas iteraciones realizadas, en rojo se encuentra la curva para el set de parámetros escogidos y en negro la curva de variación estacional para el caudal observado y llevado a régimen natural. Panel Inferior: Cambios en el índice NSE según distintos parámetros (o iteraciones). En rojo se encuentra el NSE final para el set de parámetros escogidos. Cuenca del río Aysén en Puerto Aysén.

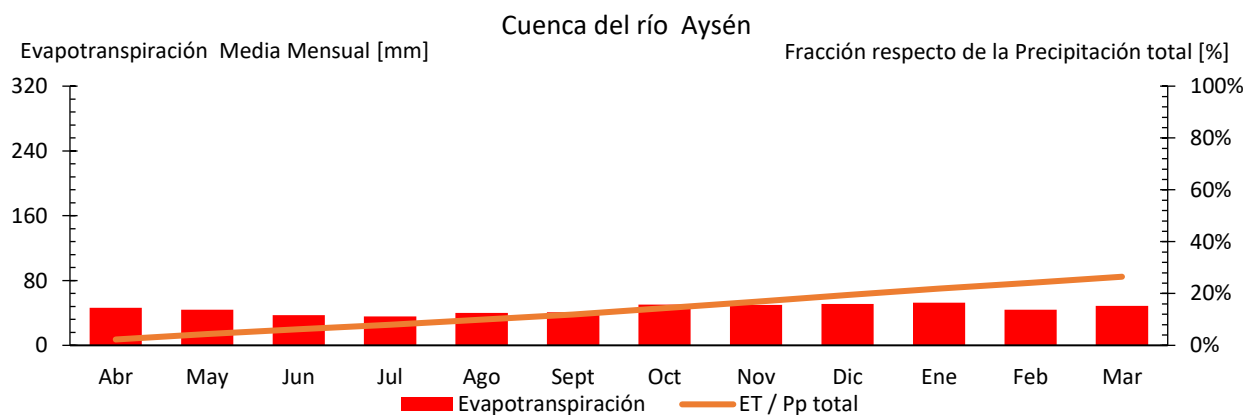
En la cuenca del río Aysén la precipitación ocurre durante todo el año, siendo más importantes las que caen en invierno (Figura 6.71). La magnitud total de agua caída en la cuenca es cercano 2.043 mm/año, la que se divide (según el set de parámetros escogidos) en un 74% para la escorrentía y un 26% para la evapotranspiración, siendo las magnitudes de ambas variables de 1.502 y 541 mm/año, respectivamente.



(a) Distribución mensual de la precipitación promediada sobre la cuenca



(b) Distribución mensual de la escorrentía promediada sobre la cuenca



(c) Distribución mensual de la evapotranspiración promediada sobre la cuenca

Figura 6.71: Curva de variación estacional y fracción acumulada promedio durante el periodo 1985/1986 – 2014/2015 para la precipitación (panel a), escorrentía (panel b) y evapotranspiración (panel c) en la cuenca del río Aysén. Los valores corresponden a las salidas del modelo VIC.

El detalle de la información presente en la Figura 6.71 se muestra en la Tabla 6.23, donde los valores corresponden a la cuenca en régimen natural.

Tabla 6.23: Valores de precipitación, escorrentía y evapotranspiración para la cuenca del río Aysén. Resultados extraídos del modelo VIC para el período 1985/1986 - 2014/2015.

Mes	Precipitación			Escorrentía			Evapotranspiración		
	Magnitud		% Pp total	Magnitud		% Pp total	Magnitud		% Pp total
	[mm/mes]	[m ³ /s]	[%]	[mm/mes]	[m ³ /s]	[%]	[mm/mes]	[m ³ /s]	[%]
Abr	177,0	821,1	9%	103,25	478,9	5%	46,2	214,1	2%
May	235,2	1.055,8	20%	142,54	639,	12%	43,8	196,7	4%
Jun	276,0	1.280,2	34%	158,17	733,60	20%	37,4	173,4	6%
Jul	213,7	959,3	44%	140,33	629,87	27%	35,8	160,9	8%
Ago	228,4	1.025,2	55%	148,53	666,69	34%	40,2	180,3	10%
Sept	155,0	719,0	63%	136,06	631,08	41%	40,6	188,5	12%
Oct	158,9	713,2	71%	162,56	729,63	49%	50,4	226,3	14%
Nov	129,9	602,4	77%	142,28	659,93	55%	50,0	232,0	17%
Dic	138,2	620,4	84%	131,24	589,09	62%	51,2	230,0	19%
Ene	115,1	516,7	89%	95,23	427,45	67%	52,5	235,8	22%
Feb	83,0	412,4	93%	62,85	312,34	70%	44,0	218,8	24%
Mar	133,1	597,3	100%	78,80	353,67	73%	48,6	218,4	26%

6.5.3. EVAPOTRANSPIRACIÓN

En la Figura 6.72 se presentan las series temporales de ETo para la estación INIA El Claro (45° 34' 52.320" S, 72° 5' 32.280" W) para el periodo 2010 – 2015 y los valores interpolados al punto de estación para los resultados de VIC.

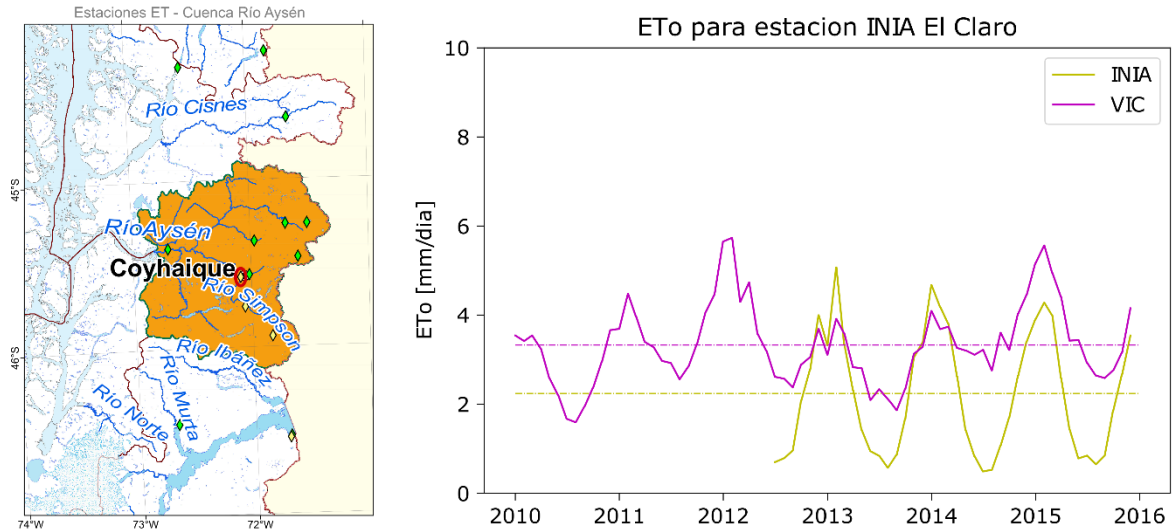


Figura 6.72: Evapotranspiración de cultivo de referencia en la estación El Claro. Se presentan los resultados de las mediciones en la estación y los valores interpolados a partir de los resultados de VIC.

En la serie se puede observar que, en general los valores máximos se encuentran bien representados, mientras que los mínimos son sobreestimados por el modelo. Esta diferencia representa una condición un poco más favorable que si los máximos también estuviesen sobreestimados, ya que, debido a la magnitud de los máximos, la diferencia acumulada sería mucho más significativa.

En la Figura 6.73 se presenta la evapotranspiración potencial anual acumulada promedio sobre el periodo 2000 -2014. Adicionalmente, se muestran de los resultados de VIC y los obtenidos a partir del producto MODIS re-escalados a la resolución de $0,05^{\circ} \times 0,05^{\circ}$.

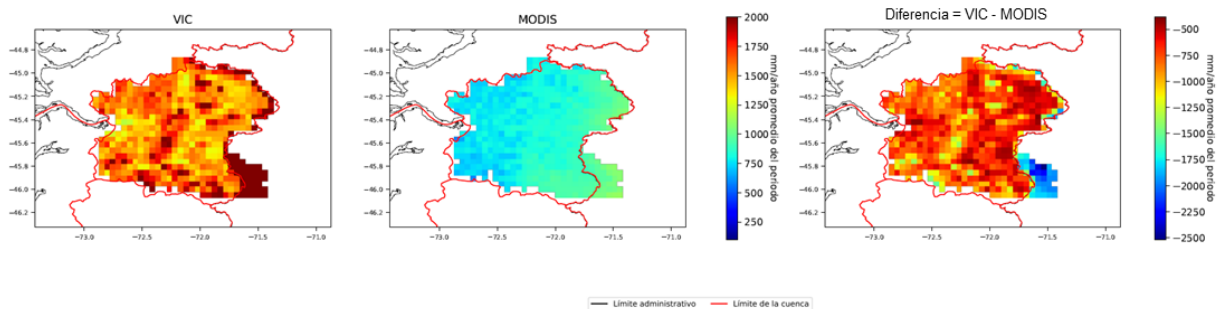


Figura 6.73: Evapotranspiración potencial anual acumulada promedio sobre el periodo 2000-2014.

En la Figura 6.74 se comparan las series temporales de ETP interpolados al punto de estación El Claro para los resultados de VIC y el producto MODIS para el periodo 2000-2014. En línea discontinua se presenta el promedio temporal de la serie en el periodo.

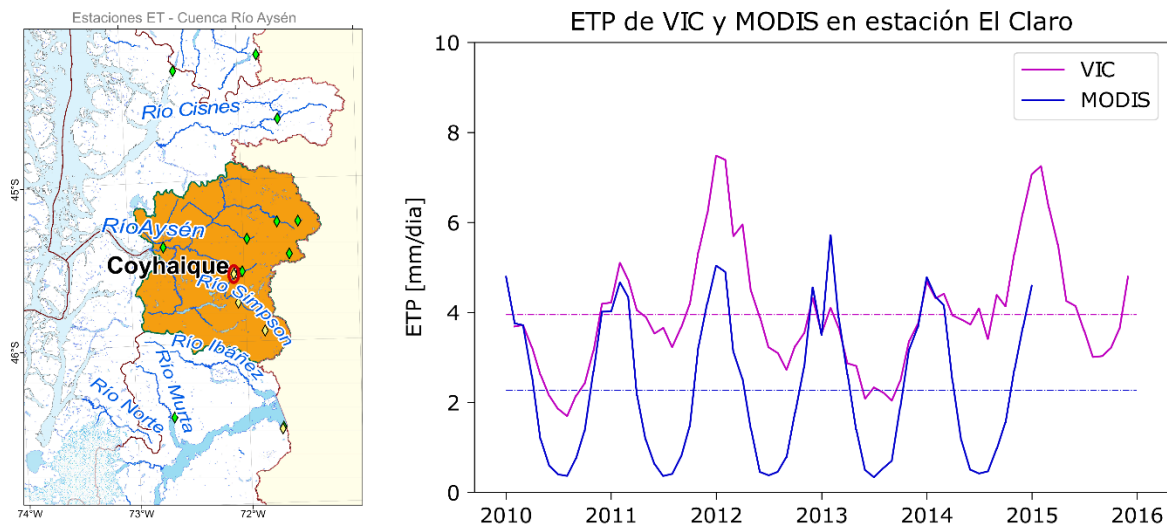


Figura 6.74: Evapotranspiración potencial en la estación Claro. Se presentan los resultados interpolados a partir del producto MODIS y los resultados de VIC.

A partir de la Figura 6.73 y Figura 6.78 se puede observar que en general, VIC posee tasas de evapotranspiración potencial mayores que las obtenidas del producto MODIS. De la serie temporal, se observa que existe una sobreestimación de los máximos en verano y los mínimos en invierno.

En la Figura 6.75 se presenta la evapotranspiración real acumulada promedio sobre el periodo 2000 -2014. En la figura se muestran de los resultados de VIC y los obtenidos a partir del producto MODIS escalado a la resolución de 0,05°x0,05°.

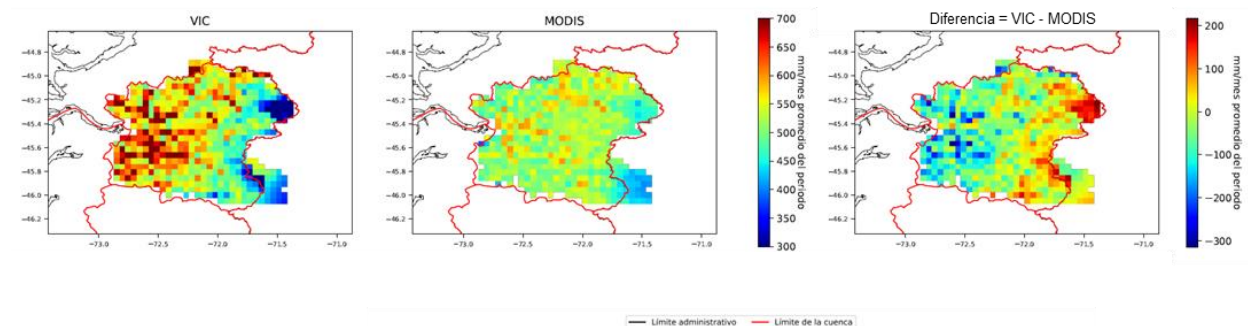


Figura 6.75: Evapotranspiración real anual acumulada promedio sobre el periodo 2000-2014.

En la Figura 6.76 se presentan las series temporales de ET obtenidas a partir de los resultados de VIC y el producto MODIS interpolados al punto de la estación INIA San Antonio de Naltahua para el periodo 2010 – 2015.

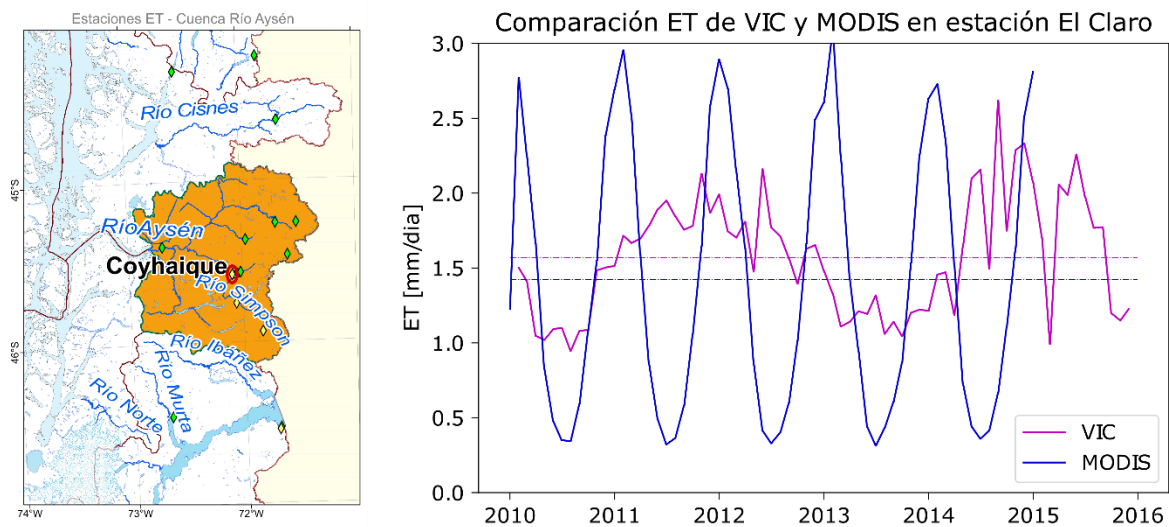


Figura 6.76: Evapotranspiración real en la estación El Claro. Se presentan los resultados interpolados a partir del producto MODIS y los resultados de VIC.

De la Figura 6.75 y Figura 6.76, se observa que en la parte baja de la cuenca, las tasas de evapotranspiración de VIC son superiores al producto MODIS. De la serie temporal se observa que aunque la amplitud de oscilación de la tasa de evapotranspiración obtenida desde MODIS es mayor, el promedio (línea punteada) de VIC sobre el periodo es mayor para el punto de la estación El Claro.

En la Figura 6.77, se presenta una comparación de la evapotranspiración anual acumulada promedio sobre el periodo 1985 y 2015 y la obtenida a partir de la interpolación de las isolíneas de ET del Balance Hídrico de 1987

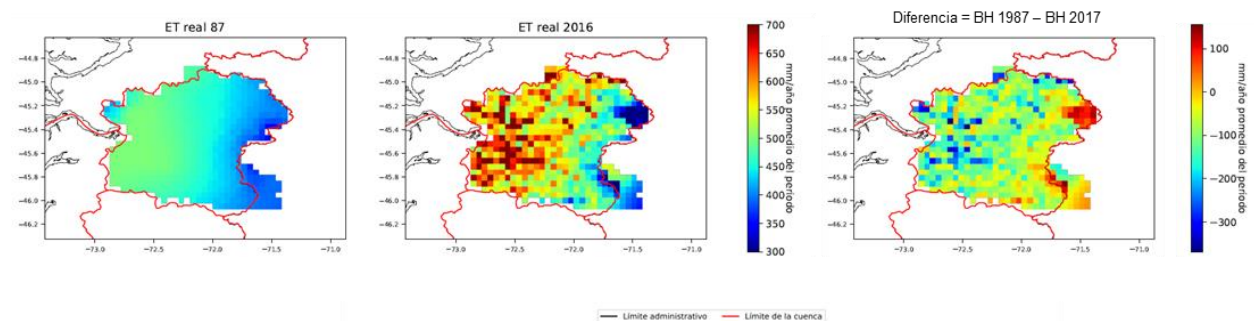


Figura 6.77: Evapotranspiración real anual acumulada promedio sobre el periodo 2000-2014 para el balance hídrico de 1987 y el balance generado para el periodo 2000-2015.

Para el caso del balance del 87, el resultado de las isolíneas muestra tasas de evapotranspiración mucho menores que las de VIC, especialmente en la parte baja de la cuenca.

6.5.4. FRACCIÓN DE ÁREA CUBIERTA POR NIEVE Y EQUIVALENTE EN AGUA DE NIEVE

La cobertura del área nival para la cuenca del río Aysén no se representa adecuadamente mediante el modelo VIC (ver Figura 6.78), dado que sobredimensiona el área nival cada año. Esto se debe a que el exceso de nubosidad y la alta densidad forestal en la zona costera de la cuenca hacen que los productos satelitales sean poco confiables.

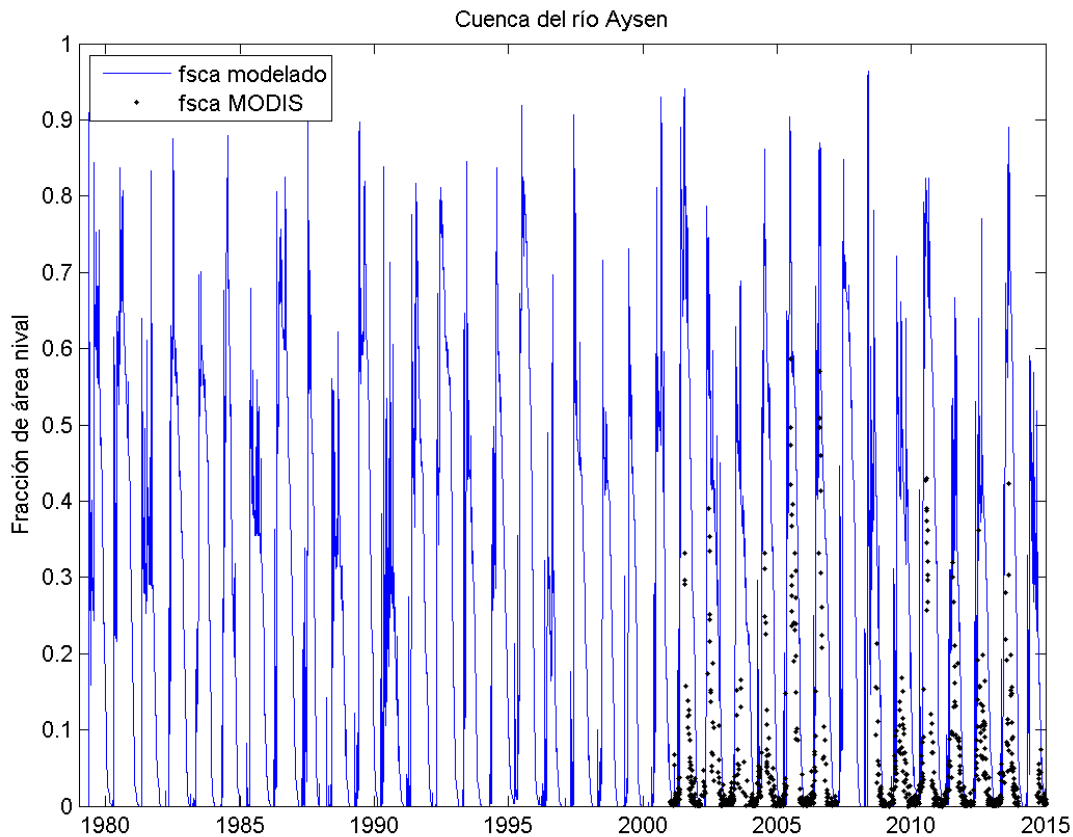


Figura 6.78: Fracción de área cubierta por nieve (fSCA en inglés) para el modelo VIC (en azul) y el producto MOD10/MYD10 de los satélites Terra y Aqua, donde se muestran los días con nubosidades que cubren menos del 40% de la cuenca. Datos para la cuenca del río Aysén.

6.5.5. RECARGA POTENCIAL DE AGUA SUBTERRÁNEA

La recarga de agua subterránea modelada para la cuenca del río Aysén (período 1985-2015) se muestra en Anexo E5. El rango de recarga de agua subterránea oscila entre valores menores a 1 mm/año hasta valores próximos a 1600 mm/año, reflejando la diversidad en las condiciones tanto climáticas como geológicas en la cuenca analizada. La recarga presenta una distribución espacial cuyo patrón es similar al del promedio de las precipitaciones de la cuenca (Anexo E5). Además, los mayores valores de recarga aparecen en la zona occidental de la cuenca, donde afloran rocas intrusivas del Batolito Nor-Patagónico,

cuya porosidad primaria es prácticamente nula. Esto sugiere que un significativo volumen de agua tendría que circular a través de las fracturas presentes.

La recarga de agua subterránea calculada en las estaciones de control, es decir, “Mañiguales antes junta río Simpson” y “Aysén en Puerto Aysén”, corresponde a 595 y 611 mm/año, respectivamente. Estas estimaciones consideran que el área de recarga de cada estación fluviométrica es igual al área de drenaje. A continuación, los valores de recarga de cada estación de control serán comparado con las técnicas basadas en el registro de caudal seleccionadas.

6.5.5.1. RECARGA MEDIANTE EL MÉTODO MOMLRR

La recarga de agua subterránea en “Mañiguales antes junta río Simpson” y “Aysén en Puerto Aysén” corresponde a 654 y 743 mm/año, respectivamente (Figura 6.79 y Figura 6.80). Ambos resultados sobreestiman hasta un 20% respecto el valor calculado por VIC, lo cual está dentro de un rango aceptable al ocupar metodologías distintas.

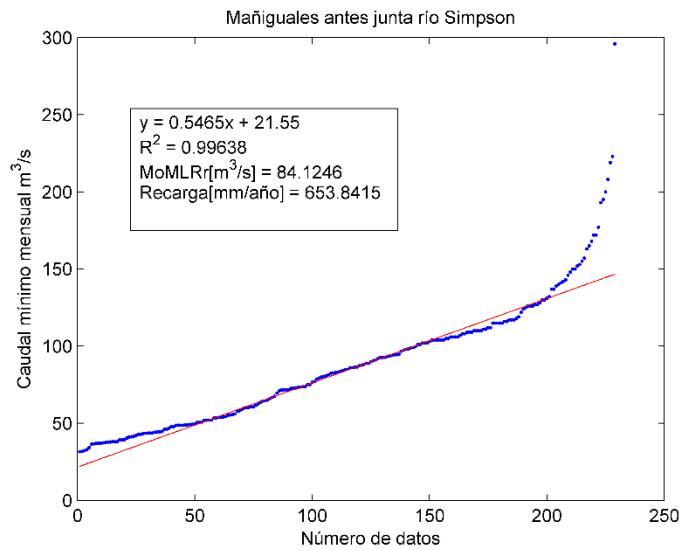


Figura 6.79: Estimación de la recarga de agua subterránea en la estación fluviométrica “Mañiguales antes junta río Simpson” mediante la técnica de MoMLRr.

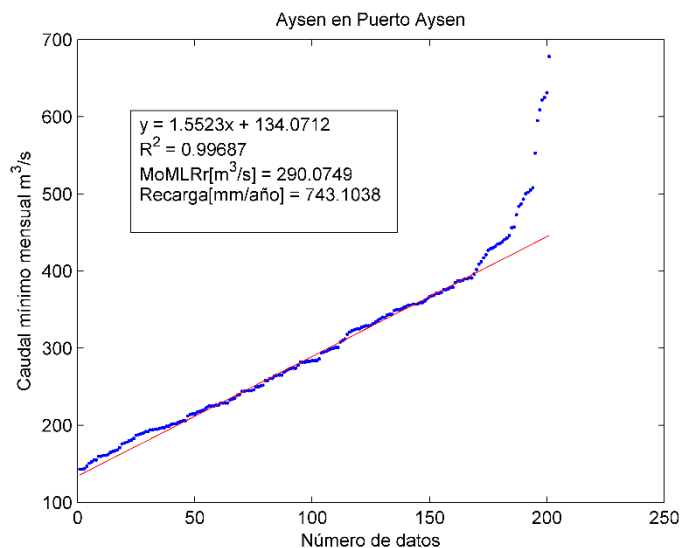


Figura 6.80: Estimación de la recarga de agua subterránea en la estación fluviométrica “Aysén en Puerto Aysén” mediante la técnica de MoMLRr.

6.5.5.2. RECARGA MEDIANTE EL MÉTODO RORA

Los índices de recesión calculados mediante el programa RECESS en las estaciones fluviométricas de control se presentan en la Tabla 6.24, donde se muestran el mínimo, la mediana y el máximo, observándose una amplia variación en los datos obtenidos. Para efectos prácticos, solo se ocupará la mediana en el cálculo de la recarga.

Tabla 6.24 Índices de recesión (días/ciclo log) de cada estación fluviométrica. Mínimo (min), mediana (med) y máximo (max).

Estaciones fluviométricas	Kr_{min}	Kr_{med}	Kr_{max}
Aysén en Puerto Aysén	35,52	79,11	122,98

El programa RORA necesita tener un registro de caudal diario anual completo para que pueda funcionar. Por ello, no se pudo calcular la recarga mediante esta técnica en la estación “Mañiguales antes junta río Simpson”. Sin embargo, la recarga en la estación “Aysén en Puerto Aysén” fue calculada para los períodos 1996-1997, 1999-2000, 2006-2007 y 2011-2015, obteniéndose un valor promedio igual a 896 mm/año, cuyo valor está muy sobreestimado respecto al calculado por VIC (~50%).

6.5.6. VARIABILIDAD CLIMÁTICA

6.5.6.1. FORZANTES METEOROLÓGICAS

Se muestran los resultados para la cuenca del río Choapa de los cambios en la variabilidad del clima futuro considerando los 4 GCMs, el producto meteorológico y una estación meteorológica representativa (dada la cantidad de información y su ubicación espacial), en las tres variables principales evaluadas: precipitación, temperatura mínima y temperatura máxima.

La Tabla 6.25 muestra los cambios para la estación El Claro (INIA), que indican variaciones mixtas en las precipitaciones, con tendencias mayores a la disminución (-20,97% en modelo MIROC). En el caso de las temperaturas mínimas existe un aumento de las temperaturas en torno a los 1,27°C para todos los modelos. Finalmente, para las temperaturas máximas los aumentos son similares, del orden de 1,25°C...

Tabla 6.25: Valor promedio anual del periodo histórico (1985-2015) en el modelo de las forzantes, y en el periodo futuro (2030-2060) en los modelos GCM con los deltas aplicados, para las variables de precipitación (Pp, mm), temperatura mínima (Tmin, °C) y temperatura máxima (Tmax, °C). Se muestran los deltas respecto del modelo de las forzantes.

Variable	Modelo	Valor	Delta
Pp	CCSM4	914,87	-4,24%
	CSIRO-Mk3-6-0	1159,64	19,73%
	IPSL-CM5A-LR	787,57	-18,74%
	MIROC-ESM	771,17	-20,97%
	Modelo	972,45	
Tmin	CCSM4	4,79	1,15
	CSIRO-Mk3-6-0	5,36	1,71
	IPSL-CM5A-LR	4,73	1,09
	MIROC-ESM	4,75	1,13
	Modelo	3,63	
Tmax	CCSM4	14,79	1,14
	CSIRO-Mk3-6-0	15,09	1,44
	IPSL-CM5A-LR	14,85	1,20
	MIROC-ESM	14,87	1,23
	Modelo	13,63	

Especialmente, se comparan los valores del modelo con aquellos obtenidos de la aplicación del delta en el modelo IPSL, que posee la mayor sensibilidad climática y es el más extremo considerando el efecto sobre las tres forzantes estudiadas (Figura 6.81). Para esta cuenca en particular, las precipitaciones poseen apreciables variaciones a la baja. En el caso de las temperaturas, las mínimas y máximas presentan aumentos notorios.

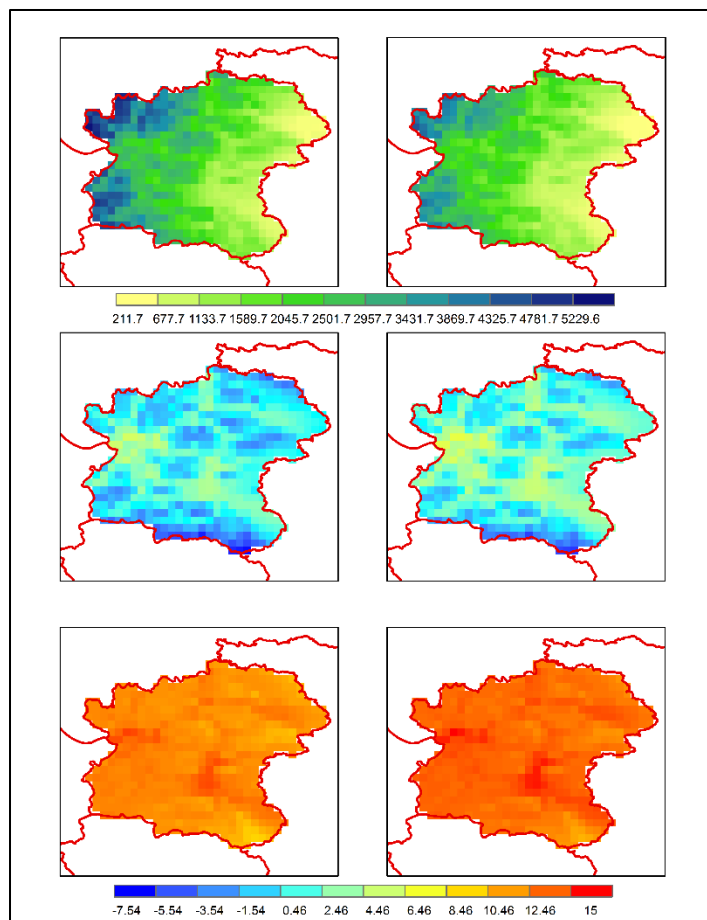


Figura 6.81: Comparación entre modelo que genera las forzantes meteorológicas y aquel generado a partir de los deltas calculados para el modelo IPSL, para las variables de precipitación (en mm, arriba), temperatura mínima (en °C, al medio) y temperatura máxima (en °C, abajo), en la cuenca de río Aysén.

6.5.6.2. PRECIPITACIÓN Y ESCORRENTÍA

La cuenca de río Aysén es la única donde uno de los modelos pronostica un fuerte aumento de la precipitación, cercana al 18,6% (modelo CSIRO MK3.6). Por otra parte, los modelos CCSM4 (CC) e IPSL CM5A LR (IP) estiman reducciones en la precipitación anual de -4,2% y -18% respectivamente. Esto provoca cambios en la escorrentía de -7,7%, 23% y -23% para los modelos CCSM4, CSIRO MK3.6, e IPSL CM5A LR, respectivamente. El fuerte incremento en los montos de precipitación del modelo CSIRO cambia la distribución mensual de la escorrentía (ver Figura 6.82), mientras que en los otros dos, la escorrentía disminuye, pero sin presentar cambios sustanciales en como ésta se distribuye durante el año. El detalle de la Figura 6.82 se presenta en la Tabla 6.25.

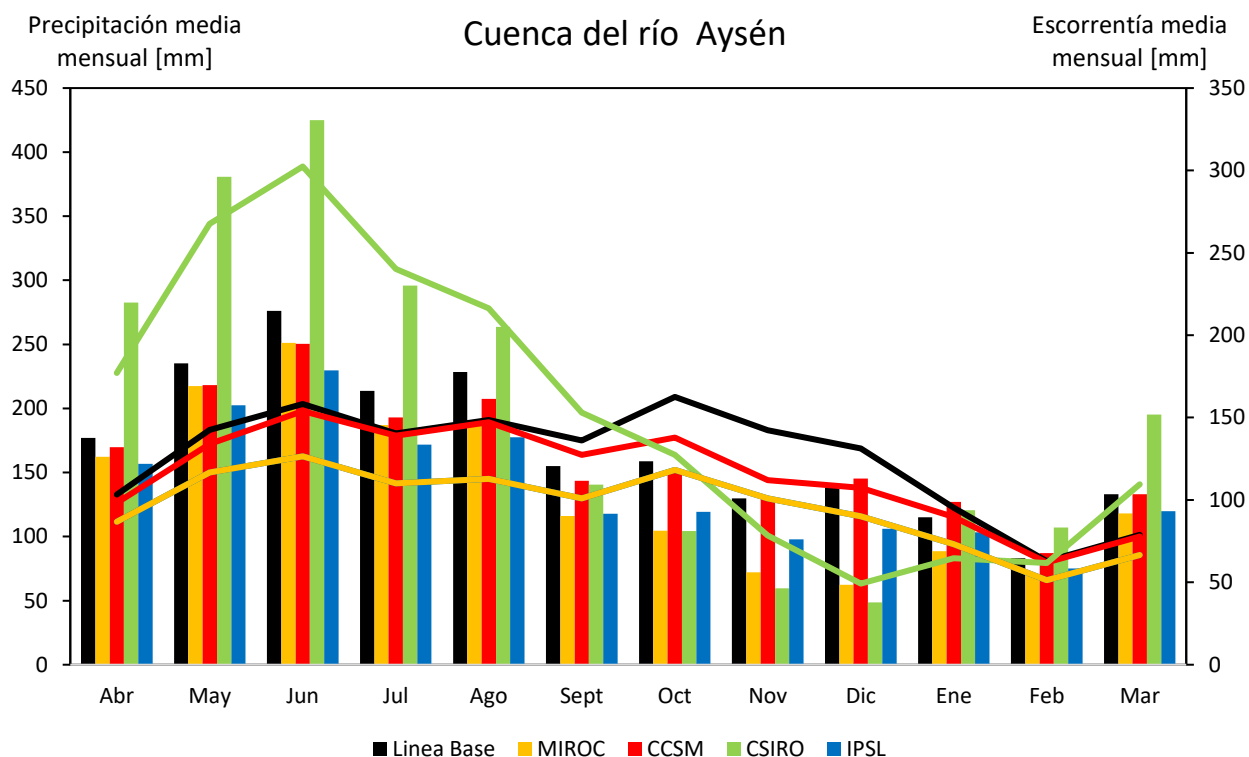


Figura 6.82: Variación de la precipitación y la escorrentía según los distintos modelos de cambio climático seleccionados para la cuenca del río Aysén. La línea base corresponde a lo modelado para el período 1985-2015, mientras que los modelos consideran desde 2030 a 2060. Todos los resultados se extraen del modelo VIC.

Tabla 6.26: Detalle con la información de cambio climático para los modelos MIROC, CCSM, CSIRO e IPSL. Promedios durante el período 2030/2031 a 2059/2060. La Línea Base corresponde a los resultados para el período 1985/1986 - 2014/2015. Resultados extraídos del modelo VIC para la cuenca del río Aysén.

Mes	Variable	Línea Base [mm/mes]	CCSM [mm/mes]	CSIRO [mm/mes]	IPSL [mm/mes]	MIROC [mm/mes]
Abr	Precipitación	177,0	169,7	282,7	156,7	162,3
	Escorrentía	103,3	98,3	177,0	86,7	86,7
May	Precipitación	235,2	218,2	380,6	202,5	217,4
	Escorrentía	142,5	133,9	267,6	116,8	116,8
Jun	Precipitación	276,0	250,5	424,9	229,7	251,0
	Escorrentía	158,2	154,0	302,4	126,5	126,5
Jul	Precipitación	213,7	193,0	295,8	171,6	187,1
	Escorrentía	140,3	139,1	240,3	110,2	110,2
Ago	Precipitación	228,4	207,4	263,7	177,5	187,1
	Escorrentía	148,5	147,1	216,4	112,9	112,9

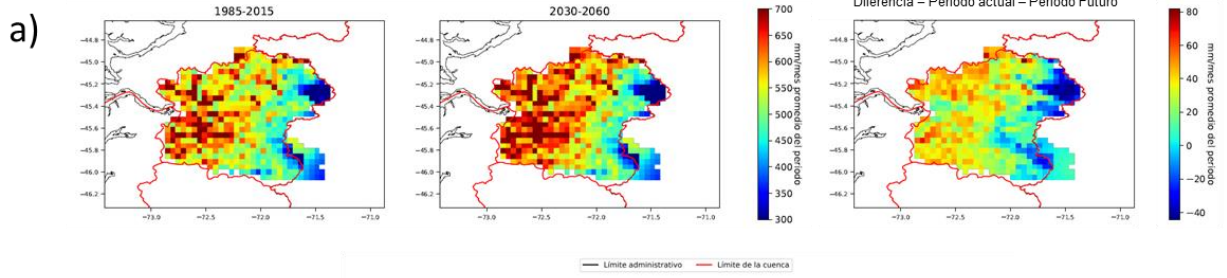
Tabla 6.25: Detalle con la información de cambio climático para los modelos MIROC, CCSM, CSIRO e IPSL. Promedios durante el período 2030/2031 a 2059/2060. La Línea Base corresponde a los resultados para el período 1985/1986 - 2014/2015. Resultados extraídos del modelo VIC para la cuenca del río Aysén. (Continuación).

Mes	Variable	Línea Base [mm/mes]	CCSM [mm/mes]	CSIRO [mm/mes]	IPSL [mm/mes]	MIROC [mm/mes]
Sept	Precipitación	155,0	143,6	140,7	117,7	116,0
	Escorrentía	136,1	127,4	153,1	101,0	101,0
Oct	Precipitación	158,9	152,3	104,4	119,4	104,7
	Escorrentía	162,6	137,8	127,4	118,2	118,2
Nov	Precipitación	129,9	130,1	59,6	97,7	72,2
	Escorrentía	162,6	137,8	127,4	118,2	118,2
Dic	Precipitación	138,2	145,3	48,5	106,0	62,5
	Escorrentía	131,2	107,3	49,2	90,0	90,0
Ene	Precipitación	115,1	127,1	120,6	103,4	88,6
	Escorrentía	95,2	89,7	64,6	73,2	73,2
Feb	Precipitación	83,0	87,0	107,0	75,1	69,5
	Escorrentía	62,9	62,1	61,7	51,3	51,3
Mar	Precipitación	133,1	133,1	195,3	119,7	118,0
	Escorrentía	78,8	77,8	109,6	66,6	66,6

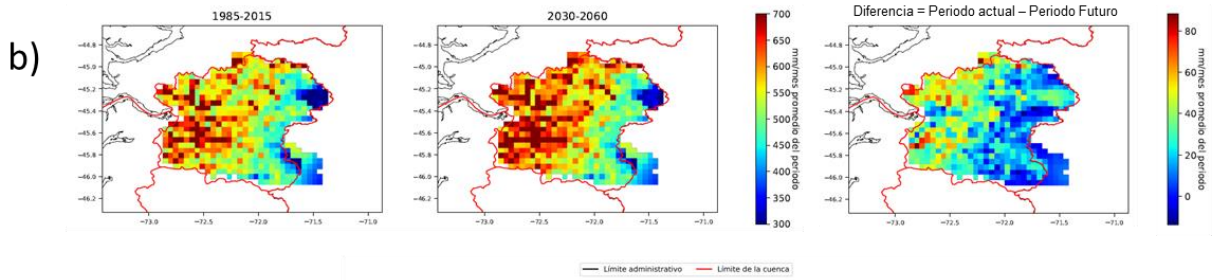
6.5.6.3. EVAPOTRANSPIRACIÓN

En la Figura 6.83 se presenta una comparación de los resultados de la modelación de evapotranspiración real acumulada anual promedio para los periodos de análisis de línea base (1985-2015) y futuro (2030-2060) en la Cuenca del Río Aysén. Dadas las condiciones climatológicas de esta zona, los resultados muestran una tendencia al aumento de la evapotranspiración; la cual sería explicada por los aumentos en temperatura proyectados en todos los modelos. Además, dado que el modelo CCSM4 proyecta un aumento significativo de la precipitación en esta zona, es posible observar que los aumentos en evapotranspiración son relativamente más significativos (Figura 6.83 e-a). En contraste, cambios más moderados en temperatura y precipitación en el modelo IPSL-CM5A-LR resultan en cambios también moderados en evapotranspiración (Figura 6.83 e-c).

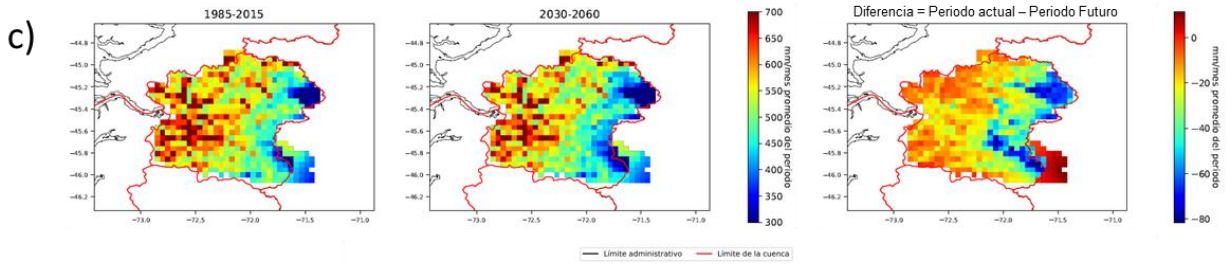
ET acumulada anual para el modelo CCSM4



ET acumulada anual para el modelo CSIRO-MK3-6-0



ET acumulada anual para el modelo IPSL-CMSA-LR



ET acumulada anual para el modelo MIROC-ESM

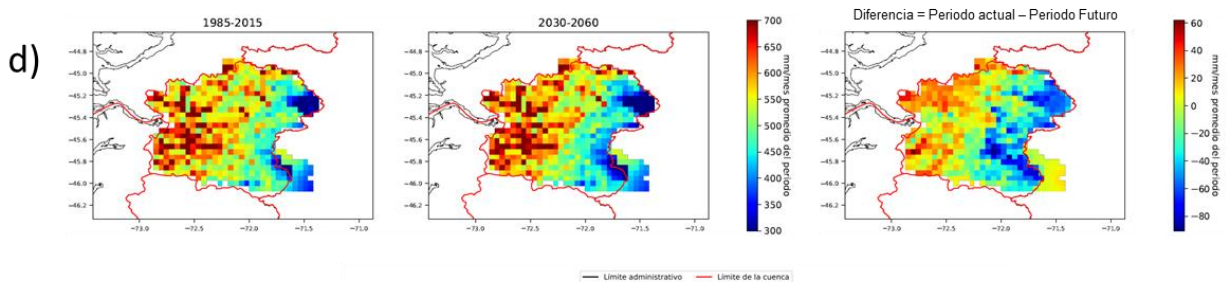


Figura 6.83: Evapotranspiración real anual acumulada sobre el periodo de análisis para 4 modelos de cambio climático

6.6. RESUMEN

Para las cuatro cuencas piloto, se resume el balance hídrico para el periodo del estudio presente (1985-2015) y del estudio DGA (1987) (1950-1980) entre la Tabla 6.27 y la a Tabla 6.31. Por otro lado en la Figura 6.84, se separan las distintas componentes principales del balance, donde se evidencia que el mayor cambio es en las precipitaciones donde habrían disminuido para todas las macro cuencas. En términos de escorrentía, solo las cuencas del Maipo y Choapa presentan más escorrentía que para el periodo histórico anterior, por último, la evapotranspiración sólo habría aumentado en la cuenca del río Aysén. Es necesario volver a mencionar que estas comparaciones son referenciales pues el estudio actual difiere metodológicamente en variados aspectos respecto del estudio DGA (1987).

Se señala además que los flujos de salida pueden no sumar totalmente la precipitación debido a que la modelación parte en el año 1979 (para el período 1985-2015) y el año 2028 (para la modelación de variabilidad climática), por lo que existen almacenamientos (principalmente en el suelo, posiblemente en la nieve) y aportes subterráneos que inducen un error al considerar solo un sub-período, debido a que los flujos de salida (escorrentía y evapotranspiración), no provienen (o aún no se producen) totalmente de la precipitación que cayó en dicho sub-período.

Tabla 6.27: Promedios temporales sobre la cuenca del río Loa para la precipitación, escorrentía y evapotranspiración considerando el período del balance DGA (1987) (1950-1980) y el periodo del presente estudio (1985-2015). Se muestran además las diferencias entre ambos periodos calculadas como periodo actual v/s pasado.

Cuenca río Loa	Precipitación anual promedio [mm]	Escorrentía media anual [mm]	Evapotranspiración anual promedio ⁶ [mm]	Coefficiente de Escorrentía promedio
Periodo (1950-1980)	39,6	0,5	34,8	0,01
Periodo (1985-2015)	26,5	1,4	24	0,05
Δ	-13,1	0,9	-10,8	0,04
Δ [%]	-33%	180%	-31%	318%

Tabla 6.28: Promedios temporales sobre la cuenca del río Choapa para la precipitación, escorrentía y evapotranspiración considerando el período del balance DGA (1987) (1950-1980) y el periodo del presente estudio (1985-2015). Se muestran además las diferencias entre ambos periodos calculadas como periodo actual v/s pasado.

Cuenca río Choapa	Precipitación anual promedio [mm]	Escorrentía media anual [mm]	Evapotranspiración anual promedio [mm]	Coefficiente de Escorrentía promedio
Periodo (1950-1980)	326	54,2	260	0,17
Periodo (1985-2015)	262	72	196	0,27
Δ	-64	17,8	-64	0,11
Δ [%]	-20%	33%	-25%	65%

⁶ Las evapotranspiraciones escritas en las Tablas 6.27 a 6.31, corresponden para ambos periodos de tiempo, a las evapotranspiraciones reales de superficies naturales.

Tabla 6.29: Promedios temporales sobre la cuenca del río Maipo para la precipitación, escorrentía y evapotranspiración considerando el período del balance DGA (1987) (1950-1980) y el período del presente estudio (1985-2015). Se muestran además las diferencias entre ambos periodos calculadas como periodo actual v/s pasado.

Cuenca río Maipo	Precipitación anual promedio [mm]	Escorrentía media anual [mm]	Evapotranspiración anual promedio [mm]	Coefficiente de Escorrentía promedio
Periodo (1950-1980)	663	207	360	0,31
Periodo (1985-2015)	603	354	250	0,59
Δ	-60	147	-110	0,27
Δ [%]	-9%	71%	-31%	88%

Tabla 6.30: Promedios temporales sobre la cuenca del río Imperial para la precipitación, escorrentía y evapotranspiración considerando el período del balance DGA (1987) (1950-1980) y el período del presente estudio (1985-2015). Se muestran además las diferencias entre ambos periodos calculadas como periodo actual v/s pasado.

Cuenca río Imperial	Precipitación anual promedio [mm]	Escorrentía media anual [mm]	Evapotranspiración anual promedio [mm]	Coefficiente de Escorrentía promedio
Periodo (1950-1980)	1.638	1.064	579	0,65
Periodo (1985-2015)	1.553	988	569	0,64
Δ	-85	-76	-10	-0,01
Δ [%]	-5%	-7%	-2%	-2%

Tabla 6.31: Promedios temporales sobre la cuenca del río Aysén para la precipitación, escorrentía y evapotranspiración considerando el período del balance DGA (1987) (1950-1980) y el período del presente estudio (1985-2015). Se muestran además las diferencias entre ambos periodos calculadas como periodo actual v/s pasado.

Cuenca río Aysén	Precipitación anual promedio [mm]	Escorrentía media anual [mm]	Evapotranspiración anual promedio [mm]	Coefficiente de Escorrentía promedio
Periodo (1950-1980)	2.244	1.794	444	0,80
Periodo (1985-2015)	2.043	1.502	541	0,74
Δ	-201	-292	97	-0,06
Δ [%]	-9%	-16%	22%	-8%

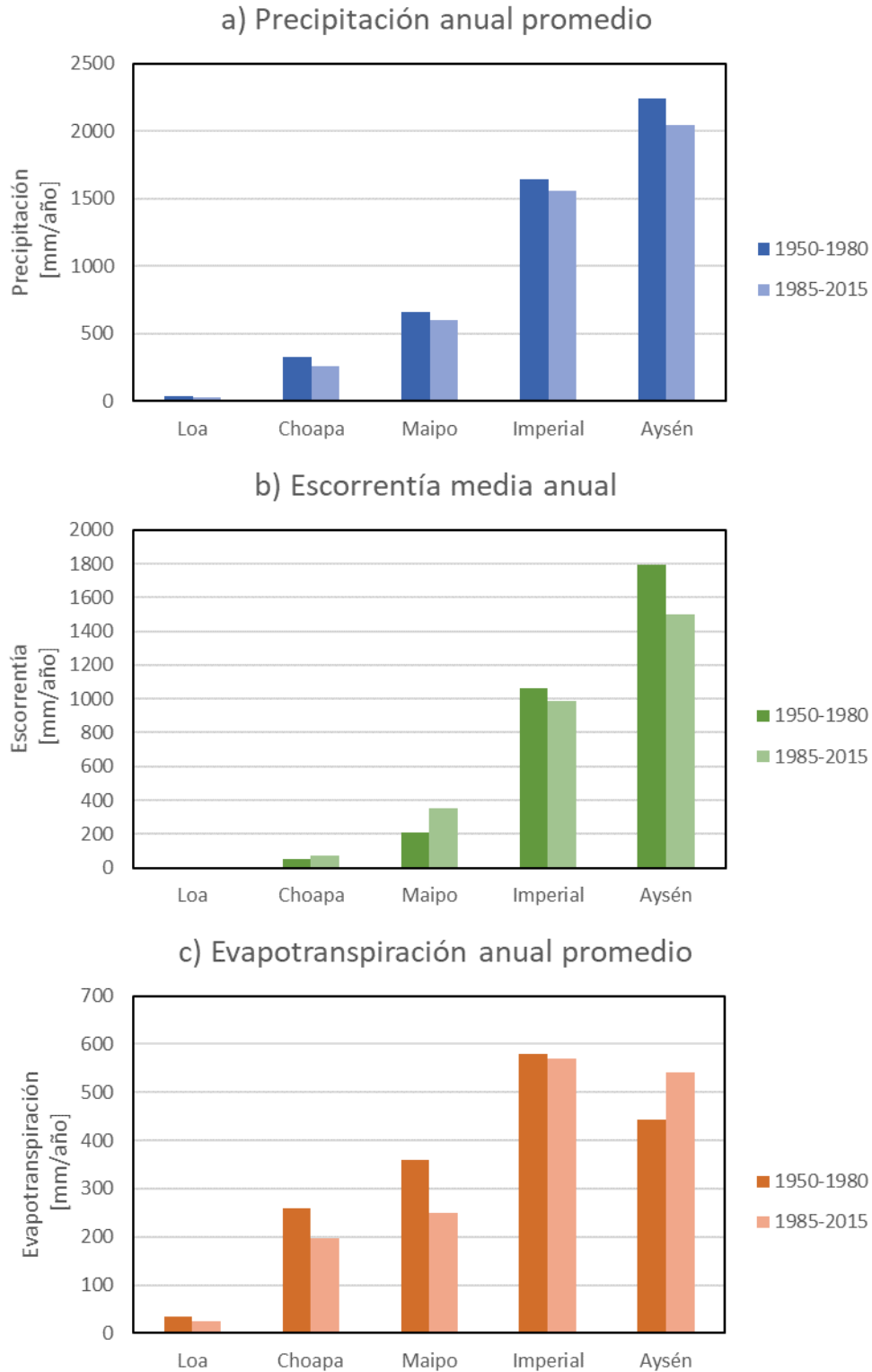


Figura 6.84: Comparación para todas las cuencas piloto de los flujos de a) precipitación, b) escorrentía y c) evapotranspiración, entre los periodos del balance hídrico DGA (1987) en el periodo (1985-1980) y el periodo del balance actual (1985-2015).

El resumen de las proyecciones climáticas en cada cuenca piloto en cada uno de los términos del balance se muestra en la Tabla 6.32, mientras que las variaciones porcentuales de cada GCM respecto al periodo histórico de este estudio (1985-2015) se muestran en la Figura 6.85.

Tabla 6.32: Promedios temporales sobre la cuenca para la precipitación anual promedio, escorrentía media anual y evapotranspiración anual promedio, considerando el período 2030/2031 - 2059/2060.

Cuenca	Modelo	Precipitación [mm]	Escorrentía [mm]	Evapotranspiración [mm]
Loa	CCSM	27	8	15
	CSIRO	26	8	14
	IPSL	25	8	13
	MIROC	28	9	15
Choapa	CCSM	251	74	181
	CSIRO	257	77	183
	IPSL	222	59	166
	MIROC	257	71	190
Maipo	CCSM	583	328	253
	CSIRO	600	344	254
	IPSL	594	343	250
	MIROC	594	343	250
Imperial	CCSM	1.326	767	561
	CSIRO	1.523	950	574
	IPSL	1.226	696	531
	MIROC	1.403	850	555
Aysén	CCSM	1.957	1.386	570
	CSIRO	2.424	1.848	574
	IPSL	1.677	1.154	522
	MIROC	1.636	1.154	522

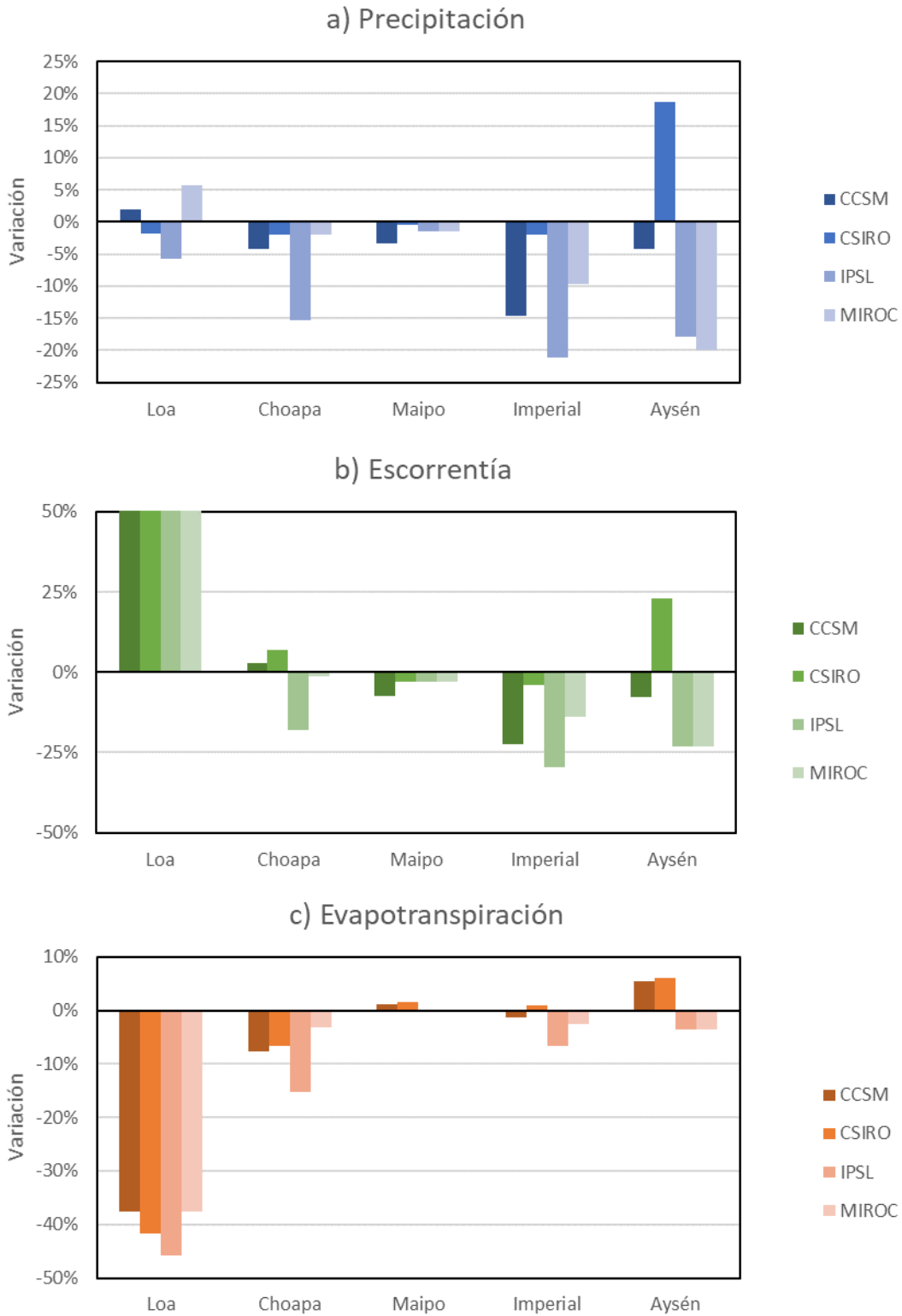


Figura 6.85: Variación porcentual para el periodo (2030-2060) respecto al periodo histórico (1985-2015) según los 4 GCM seleccionados para a) Precipitación, b) Escorrentía y c) Evapotranspiración. Para la escorrentía, las variaciones porcentuales del río Loa casi quintuplican los valores históricos, por lo que para efectos de visualización se cortó la escala en 50%.

7. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

7.1. CONCLUSIONES

7.1.1. CARACTERIZACIÓN HIDROLÓGICA ACTUAL

Los resultados de este trabajo entregan información relevante sobre la partición de precipitación entre escorrentía total y evapotranspiración a lo largo de un gradiente hidroclimático, en cuencas modeladas en régimen natural. Por ejemplo, un resultado interesante es la variación latitudinal de la fracción de precipitación anual que evapotranspira a nivel de cuenca, comenzando con un 91% en la cuenca del río Loa, y finalizando con un 26% en la cuenca del río Aysén. A grandes rasgos, también destaca la transición desde un régimen árido en la cuenca del río Loa (con precipitaciones entre enero y marzo, principalmente), a un régimen con abundantes precipitaciones en la cuenca del río Aysén, pasando por regímenes nival (Choapa y Maipo) y pluvial (cuenca del río Imperial).

Si se analiza el volumen de escorrentía modelado para los distintos períodos de calibración (varía según la cuenca), se encuentran resultados satisfactorios en prácticamente todas las cuencas, salvo la cuenca del río Loa. Por ejemplo, en la cuenca del río Loa en Lequena, se modela un 86% más de escorrentía superficial respecto a la registrada en la estación fluviométrica. Sin embargo, si se consideran las cuencas del río Salado en Sifón Ayquina y la de San Pedro en Canaleta Parshall N°2, el modelo sobrestima solo un 6% y subestima un 5% respectivamente. Lo mismo ocurre en la cuenca del río Choapa en Cuncumén, donde hay una diferencia de 2% respecto a la estación. En la cuenca del río Choapa antes junta del Estero La Canela, se sobrestima el caudal en un 35%. Sin embargo, las extracciones superficiales y subterráneas complejizan la comparación, a diferencia de la cuenca Choapa en Cuncumén, que se encuentra en régimen natural. El caso es similar en el río Maipo, donde en la cuenca Maipo en el Manzano, el modelo subestima en un 3%, mientras que en Cabimbao se sobrestima en un 17%. En la cuenca del río Imperial, se calibraron tres cuencas: Cautín en Almagro, Cautín en Rari-Ruca y Cholchol en Cholchol. En las tres se subestima el caudal en 9%, 15% y 9% respectivamente. En la cuenca del río Aysén las diferencias son mínimas. Se subestima un 3% en la cuenca del río Aysén en Puerto Aysén, mientras que en el río Mañiguales antes junta con el río Simpson, se modela 1% más de escorrentía.

Respecto a la nieve, en todas las cuencas, salvo la de Aysén, el proceso de incremento y retroceso de área nival (fSCA), se encuentra bien representado. Particularmente, en las cuencas de los ríos Choapa y Maipo, donde la acumulación de nieve es más importante debido a la topografía de la Cordillera de los Andes y donde todos los años la cobertura máxima es cercana al 40% (para ambas cuencas), lo que concuerda con el valor estimado según MODIS. En términos de SWE, en Choapa se subestima el volumen acumulado de SWE en la cuenca comparado con Cortés et al. (2016), no obstante, el caudal modelado no difiere más allá del 2% en la cuenca de Choapa en Cuncumén. En el Maipo, los volúmenes de SWE son más cercanos a los estimados por Cortés et al. (2016), Del mismo modo, las estaciones Barros Negros, Estero Plomo y Las Arenas arrojan resultados satisfactorios si se considera que se está comparando una medición puntual (en el tiempo y el espacio, con un pixel que incluye, en la realidad, una alta heterogeneidad en la distribución espacial de SWE).

Es importante destacar que la caracterización del balance hídrico presentado en este estudio, está sujeta tanto a la calidad de las forzantes meteorológicas, como a los resultados de calibración del modelo hidrológico. Por ejemplo, una fuente de incertidumbre importante es la escasez de mediciones de precipitación y temperatura en zonas de alta montaña. A pesar de que VIC es un modelo lo suficientemente flexible como para compensar errores en las forzantes meteorológicas por medio de la calibración de sus parámetros (Elsner et al. 2014), no es posible corregir una estacionalidad errónea o sesgos muy grandes en la precipitación. Lo anterior obligó a utilizar resultados preliminares de escorrentía modelada para ‘alimentar’ la metodología de generación de forzantes.

En cuanto a la hidrología, si bien se obtuvieron valores de eficiencia de Nash-Sutcliffe y KGE⁷ aceptables (mayores a 0,65 y 0,60 respectivamente) en todas las cuencas (salvo la del río Loa), la estrategia de calibración adoptada tiene algunas limitaciones. Una de ellas es el set de parámetros modificado, que incluye 9 parámetros de la columna de suelo, la rugosidad de la superficie de la nieve, y la temperatura a la cual la precipitación cae en forma de nieve (11 parámetros en total). VIC contiene algunos parámetros asociados a los procesos de acumulación y ablación de la nieve, que no fueron perturbados por razones prácticas (se encuentran en el código fuente), induciendo a resultados ‘correctos’ por las razones equivocadas. Ejemplo de ello es la curva de variación estacional de la Cuenca del río Choapa, que se logró reproducir producto del almacenamiento estacional en la columna del suelo en lugar del manto de nieve. Otra limitación proviene de la estructura de VIC que, si bien incorpora un almacenamiento subsuperficial en la capa de suelo más profunda, no es apto para simular interacciones superficiales con acuíferos profundos. Esta problemática forzó a la creación de un acuífero artificial en VIC para la cuenca del río Loa, imponiendo un espesor de la tercera capa del suelo del orden de 12 m y saturada completamente. Adicionalmente, esta limitación hace que la recarga obtenida por VIC (paso del agua del estrato 2 al 3) no sea directamente comparable con metodologías de estimación de recarga a acuíferos.

Una limitación importante radica en el uso de series de caudales medios mensuales en la calibración, en lugar de diarios, limitando la cantidad de información que se puede contrastar entre los datos y el modelo para orientar la calibración hacia una mejor simulación de procesos (por ejemplo, Yilmaz et al. 2008; Pokhrel et al. 2012).

Respecto a la evapotranspiración, el modelo VIC reproduce bien los valores de ETo en los periodos de mayor intensidad, pero sobreestima los valores en invierno. En relación a la evapotranspiración potencial, VIC y MODIS presentan resultados distintos. El producto MODIS tiende a generar valores muy altos de ETP, mientras que VIC es más acotado. Además, MODIS entrega resultados mucho más homogéneos espacialmente que VIC para los píxeles de las cuencas. El modelo VIC entrega mejores resultados en términos de la variabilidad espacial, pero a simple vista, estaría generando valores de ETP relativamente bajos. Esto puede ser fruto, al menos en las zonas agrícolas, de los tipos de cobertura vegetal seleccionadas como representativas. Se recomienda una revisión a la parametrización de estas componentes para mejorar los resultados, la que debería efectuarse por los consultores que continúen con futuras etapas de la actualización del balance hídrico. En relación a la evapotranspiración real, los

⁷ Indicadores de eficiencia definidos en la sección 5.6.3

resultados son difíciles de juzgar. En general, los resultados de ET parecieran estar subestimados por el modelo.

7.1.2. VARIABILIDAD Y CAMBIO CLIMÁTICO

Para analizar la influencia de la variabilidad climática en cuencas chilenas en el período 2030-2060 se escogieron cuatro GCMs, según su comportamiento histórico y futuro, siendo seleccionados CCSM4 (CC), CSIRO-Mk3-6-0 (CS), IPSL-CM5A-LR (IP) y MIROC-ESC (MI).

Los resultados de cambio hidrológico ilustran distintas narrativas, dependiendo de la región de interés. Por ejemplo, todas las proyecciones en la cuenca del río Loa indican que la escorrentía media anual aumentará al menos cuatro veces en comparación con condiciones actuales, debido principalmente a la disminución de la sublimación. Los resultados para la cuenca del río Choapa reflejan una ‘aceleración’ del ciclo hidrológico, es decir, una disminución en la precipitación total, con una mayor fracción de ella en forma líquida y una aceleración del derretimiento de nieve producto del aumento de temperatura. Tanto en la cuenca el río Maipo como la cuenca del río Imperial, las proyecciones indican una disminución en la precipitación y escorrentía media anual, sin cambios importantes en la estacionalidad de ésta última. Sin embargo, los resultados obtenidos para la cuenca del río Aysén (donde un GCM proyecta un considerable aumento en la precipitación y escorrentía durante los meses de invierno) ilustran las discrepancias que pueden existir entre distintos modelos climáticos.

En virtud de estos resultados, es importante destacar la importancia de incorporar distintas fuentes de incertidumbre al cuantificar impactos de cambio climático, además de la elección de modelos globales (GCMs). Dichas fuentes incluyen, entre otras, la elección de escenarios (por ejemplo, Vano et al. 2015), escalamiento estadístico (por ejemplo, Mizukami et al. 2016), y la elección de la estructura de modelo hidrológico (por ejemplo, Najafi et al. 2011; Surfleet et al. 2012), que pueden afectar de distinta forma los resultados.

7.1.3. COMPARACIÓN CON EL BALANCE HÍDRICO DE 1987

En general, se obtuvieron discrepancias importantes entre los resultados del balance hídrico presentado en este informe y los resultados del balance hídrico publicado en 1987. Por ejemplo, las diferencias de precipitación media anual entre ambos productos superan los 300 mm en algunas celdas de las cuencas de Loa y Choapa, mientras que hacia el sur las discrepancias son cercanas a los 3000 mm en algunos sitios. Para el caso de temperatura media anual, también se observaron diferencias máximas cercanas o superiores a 5° C en las cinco cuencas piloto, destacando (en el caso de la cuenca del río Aysén) una heterogeneidad espacial considerable en las diferencias entre los dos productos. Por su parte, también se observaron diferencias importantes en los flujos de evapotranspiración. Las diferencias se deben, por una parte, a la diferencia existente en la información meteorológica de precipitación y temperatura, pero por otra parte, están fuertemente relacionadas al método de estimación utilizado, ya que para el balance de 1987 se utilizó el método de Turc para el cálculo de isolíneas de evapotranspiración anual acumulada. Este método es un ajuste empírico para la evapotranspiración real anual que solo considera la temperatura y precipitación promedio anual, por lo que carece de una correcta

representación del fenómeno, ya que no considera la demanda evapotranspirativa derivada de la radiación solar ni del déficit de presión de vapor desde la atmósfera, ni tampoco la influencia de la cobertura vegetal o tipo de suelo, así como tampoco las variaciones estacionales de las condiciones hidrometeorológicas.

Sin embargo, es importante destacar que los resultados de este estudio son comparables con el balance hídrico de 1987, solo a modo referencial, debido a las diferencias metodológicas anteriormente expuestas. Éstas incluyen, principalmente, discrepancias en el período de análisis considerado, así como también el uso de una metodología única, aplicada de manera consistente, para el cálculo de forzantes meteorológicas y variables hidrológicas en las cinco cuencas piloto (salvo excepciones relacionadas con la conversión de escorrentía observada a régimen natural, como en el caso del río Loa).

En el caso de la meteorología base, el presente estudio propone una metodología basada en mediciones *in situ*, combinando modelos estadísticos con métodos de interpolación. Lo anterior representa un avance importante, con respecto al balance hídrico de 1987, desde un enfoque que tiene una fuerte componente subjetiva, a un enfoque basado en decisiones objetivas en la modelación estadística y con una etapa de evaluación robusta, en línea con esfuerzos reportados recientemente en otros países (por ejemplo, Livneh et al. 2013; Newman et al. 2015), con el valor agregado de estimación de incertidumbre. Como resultado, el producto 2017 genera una distribución espacio-temporal de variables meteorológicas más realista y consistente con la heterogeneidad geográfica de Chile Continental.

En cuando a la caracterización hidrológica, el uso de un modelo con motivación física permitió obtener mucha más información que el balance hídrico de 1987, incluyendo variables de estado (por ejemplo, equivalente de agua en nieve y humedad del suelo) y variables de flujo (por ejemplo, flujos evapotranspirativos, recarga a los acuíferos), así como su variación estacional. Finalmente, la inclusión de escenarios de cambio climático (con estimaciones de cambio hidrológico) constituye una fuente de información imprescindible para futuras decisiones relacionadas con la administración y planificación de recursos hídricos en cuencas chilenas. Por lo tanto, es de esperar que futuras extensiones de este trabajo incorporen una caracterización de la sensibilidad hidrológica a cambios en el clima a lo largo del territorio nacional, incorporando estimaciones de incertidumbre.

7.2. RECOMENDACIONES

En vista de los resultados de la aplicación de la metodología de balance en las cuencas piloto, se considera pertinente re-visitarse algunas decisiones de modelación y análisis. Las principales recomendaciones se indican a continuación:

7.2.1. FORZANTES METEOROLÓGICAS

Durante el presente proyecto se desarrollaron nuevas técnicas para el cálculo de las forzantes meteorológicas, en particular, la precipitación y la temperatura diaria. Los algoritmos estadísticos

desarrollados hicieron uso tanto de las observaciones superficiales, de los mejores datos de reanálisis disponibles, así como de productos satelitales, en el caso de la temperatura superficial.

En cuanto a las precipitaciones, se recomienda:

- El aumento del número de estaciones y su ubicación en particular en zonas remotas como la Patagonia, así como en zonas de alta cordillera, especialmente entre las regiones de Atacama y Los Lagos. La ausencia de estaciones de superficie, que son críticas en reducir la incertidumbre del producto aumentan la incertidumbre de los forzantes que naturalmente se propagan hacia el resto del balance.
- Desde 1998 con TRMM y desde 2014 con GPM se ha generado valiosa información sobre los sistemas de precipitación desde las plataformas satelitales que portan radares. Estas "pasadas orbitales" pueden ser explotadas para reducir la incertidumbre de la distribución espacial de la precipitación, en particular, para caracterizar mejor el gradiente orográfico de precipitación que posee una baja representatividad en las estaciones superficiales.
- Productos de reanálisis de nueva generación, en particular ERA5 (con una resolución espacial de ~ 30 km), desarrollado por el *European Center for Medium Range Weather Forecast* (ECMWF), muestran gran promesa en mejorar algunos indicadores de bondad de la precipitación en este tipo de productos. Pruebas preliminares con algunos de los datos liberados al público hasta el momento, muestran mejoras sustantivas respecto de ERA-Int. Se espera que exista una base de datos de producto ERA5 durante el primer semestre de 2018, que cubra los años 1979-2017 y desde 1950 hacia fines de 2019. Regenerar el producto de precipitación en base a esta información de este reanálisis de nueva generación es una tarea simple y que pudiera reducir la incertidumbre del producto de precipitación.
- Otros aspectos técnicos y mejoras del producto pueden ocurrir probando de manera más extensiva la agregación espacial de las estaciones y su uso en la calibración de los campos de reanálisis.

En cuanto a las temperaturas, se recomienda

- Mejorar la representatividad espacial de las estaciones superficiales, ya sea a través de la instalación de nuevas estaciones o el rescate de información existente. La información de los productos finales aquí desarrollados y de desarrollos intermedios, puede ser usada para definir la mejor localización de nuevas estaciones. En el caso de la temperatura, el uso de MODIS introduce una incertidumbre que puede acentuarse particularmente en las zonas de terreno heterogéneo. El algoritmo satelital entrega una estimación de la temperatura de la superficie y no del aire, por otro lado, la temperatura del aire puede estar influenciada por la circulación local (viento), y bajo ciertas condiciones, los términos advectivos pueden dominar el balance de energía. Se espera que esto ocurra en el borde costero, en la frontera entre el suelo y el océano, pero también en la frontera entre la nieve y roca descubierta.

- La incorporación de modelos físicos sencillos que den cuenta de este transporte en pixeles en que haya un cambio abrupto del tipo de terreno, puede disminuir la incertidumbre en los términos del balance que dependen de la temperatura como la evapotranspiración y la sublimación.

Respecto al enfoque estadístico:

- Se recomienda explorar el uso de transformaciones (por ejemplo, normal quantile transform, Bogner, Pappenberger and Cloke, 2012) a la precipitación diaria, tanto para los modelos de regresión logística como de regresión lineal múltiple.
- Se recomienda explorar otras técnicas de regresión para la estimación de forzantes meteorológicas como, por ejemplo, modelos lineales generalizados (McCullagh & Nelder 1989) o modelos no paramétricos (Loader 1999).
- Se sugiere reducir el número de variables predictoras en los modelos estadísticos de P, Tx y Tn mediante selección *stepwise* en base a criterio de información de Akaike (Akaike 1974), por ejemplo. Alternativamente, se podría abordar el problema de dimensionalidad (es decir, reducción del número de predictores) mediante el uso de regresión de componentes principales (por ejemplo, Mevik and Wehrens, 2007).
- Generación de forzantes en todas las estaciones mediante validación cruzada, para una mejor comprensión de la capacidad predictiva de los modelos estadísticos.
- Como extensión del punto anterior, se recomienda considerar el desarrollo de un producto meteorológico probabilístico (es decir, tipo *ensemble*) a nivel nacional, basado en observaciones de estaciones meteorológicas (por ejemplo, Newman *et al.*, 2015), que considere validación cruzada y verificación probabilística (por ejemplo, Hamill, 2001; Clark and Slater, 2006; Laio and Tamea, 2007).

Se recomienda explorar, como alternativa metodológica y punto de referencia para zonas de gran elevación y carentes de estaciones pluviométricas, la generación de precipitación a nivel nacional mediante *downscaling* dinámico con alta resolución espacial (por ejemplo, Rasmussen *et al.*, 2011).

Se señala que las recomendaciones anteriormente descritas se plantea desarrollarlas en las futuras etapas, puesto que no es posible conocer a priori las macro-zonas climáticas donde el producto desarrollado en el presente proyecto no representa adecuadamente las condiciones hidroclimáticas en zonas no instrumentadas. Esto último podrá ser evaluado para la modelación de todas las cuencas del país.

7.2.2. MODELACIÓN HIDROLÓGICA

La elección de un modelo hidrológico concentra múltiples decisiones, incluyendo (i) qué procesos se deben modelar explícitamente, (ii) cuáles son las parametrizaciones más adecuadas para dicho modelo, (iii) la manera en que los distintos procesos se combinan en el tiempo y el espacio para producir la respuesta de un sistema físico, y (iv) método de solución de las ecuaciones del modelo (por ejemplo, analítico, esquema numérico). Del mismo modo, la elección de valores para los parámetros del modelo tiene relación con (i) la(s) función(es) objetivo, (ii) los parámetros a modificar (idealmente escogidos en

base a su sensibilidad), y (iii) la metodología de calibración (por ejemplo, Mendoza *et al.*, 2016). En función de esto y de los resultados obtenidos en las cuencas piloto, se recomienda:

- Para una mejor comprensión de procesos, estimación de distribución *a priori* de parámetros y evaluación de resultados de la modelación hidrológica, se recomienda el desarrollo de una base de datos de cuencas a nivel nacional, que incluya variables hidroclimáticas a resolución diaria (en particular de caudales), así como una caracterización física (es decir, geología, suelos cobertura vegetal) de cada cuenca.
- Se recomienda realizar una clasificación de cuencas en base a su comportamiento hidrológico, el cual puede ser cuantificado con medidas de diagnóstico tales como el coeficiente de escorrentía (balance hídrico) o pendiente de la curva de duración diaria (velocidad de respuesta de la cuenca), entre otros (Yilmaz et al. 2008).
- Se recomienda investigar, además, la relación entre similitud física, similitud climática y similitud hidrológica a lo largo del territorio nacional. Los resultados de dicho análisis facilitarán el diagnóstico sobre las fortalezas y debilidades del modelo hidrológico escogido, así como la formulación de hipótesis alternativas para procesos cuyos resultados fueron deficientes (por ejemplo, flujo subsuperficial en la cuenca del río Loa).

Independientemente de la(s) estructura(s) de modelo(s) escogida(s) para la estimación del balance a nivel nacional, se recomienda:

- Incorporar rastreo de caudales en caso de que la modelación hidrológica se efectúe a nivel diario.
- Realizar un análisis de sensibilidad de los parámetros del modelo hidrológico (por ejemplo, Rakovec *et al.*, 2014; Razavi and Gupta, 2016) utilizando múltiples medidas de diagnóstico (Viglione et al. 2013). Los resultados de dicho análisis permitirán identificar si existen grupos de parámetros sensibles a una métrica en particular, descomponiendo el proceso de calibración en problemas de optimización más simples.
- Implementar una metodología de calibración que permita transferir (es decir, regionalizar) parámetros hacia cuencas no controladas (por ejemplo, Samaniego, Kumar and Attinger, 2010).
- Incorporar múltiples funciones objetivo (basadas en medidas de diagnóstico) en el proceso de calibración (por ejemplo, Shafii and Tolson, 2015).

7.2.3. EVAPOTRANSPIRACIÓN

La evapotranspiración real es una variable física que presenta una gran dificultad en su monitoreo. Los métodos de medición requieren instrumental sofisticado, de difícil mantención y operación y normalmente de alto costo (Torres de Flujo, Medidores de Raon de Bowen, Lisímetros, Scintilómetros, etc). Sin embargo hay dos sugerencias que pueden ayudar a la conformación de una red de verificación de procedimientos basado en imágenes de satélite.

- En términos de información disponible asociada a pérdidas evapotranspirativas, se sugiere que se integre la información disponible que se puede obtener a través de la DGA, el INIA y el CEAZAMET

(tanques evaporímetros y estaciones meteorológicas) en un único sistema donde esta información esté disponible en línea. En este sistema integrado, la información debería ser consistente (e.g., frecuencia de muestreo similar, mismas unidades) de modo que el acceso a la información sea el adecuado con respecto al avance tecnológico actual. En forma especial se recomienda que se actualice la red de evaporímetros del país. Existe una cantidad relevante de tanques evaporímetros que están no vigentes y donde se debería hacer un esfuerzo para continuar con el monitoreo de la evaporación diaria. Por ejemplo, el año 1990 se llegó a tener 40 tanques evaporímetros funcionando, mientras que en el año 2015 solamente 18 estaban vigentes. En zonas áridas con suelos desnudos, donde la napa es superficial, se recomienda mejorar la información de niveles del agua subterránea. Esto permitirá estimar evaporación real a partir de la profundidad de la napa. Por otro lado, en zonas irrigadas se sugiere iniciar una red de monitoreo del contenido de humedad de la superficie del terreno, para poder estimar de mejor manera la evapotranspiración de referencia y poder verificar el desempeño de modelos de simulación.

- Implementar una red de mediciones de humedad de suelo que permita corregir las estimaciones de ET real mediante ecuaciones del tipo Jarvis-Stewart y que a su vez sea un segundo elemento de verificación de los modelos ya que las variaciones del contenido de humedad en el tiempo en intervalos pequeños son un buen estimado del flujo de evapotranspiración real

7.2.4. RECARGA DE AGUA SUBTERRÁNEA

El análisis de la información disponible de las aguas subterráneas ha revelado que la red de monitoreo presenta en la actualidad algunas deficiencias en la distribución de los pozos de control, en la frecuencia de las mediciones y, en el estado técnico de las captaciones (sección 3.2.1.3). A la luz de estas evidencias, sería recomendable considerar las siguientes opciones:

- Instalar una red de monitoreo estratégicamente diseñada para que permita un control exhaustivo del recurso hídrico subterráneo. Las redes de monitoreo tienen que permitir detectar, en tiempos acotados, los cambios generales en el flujo y evaluar el impacto de posibles riesgos al recurso hídrico subterráneo. Es imperante la necesidad de un control espacial que permita observar las aguas subterráneas en áreas alejadas de los ríos, en las áreas más próximas a los cambios litológicos que configuran los límites en superficie de los acuíferos. Entendiendo que la inversión para tal propósito es mayor, se aconseja priorizar los acuíferos en función de la dependencia de las actividades y de la sociedad de este recurso y, espacialmente, se debería dar énfasis a las posibles zonas de recarga. Dada la configuración territorial del país, las zonas de Pre cordillera se configuran como tales. Esto permitiría no sólo mejorar el conocimiento acerca de los procesos de recarga sino también adquirir conocimiento del subsuelo en área de potencial uso para una recarga gestionada.
- Es necesario instalar pozos de observación dedicados exclusivamente al monitoreo de agua, ya que las captaciones productivas se ven afectadas por el ciclo de abatimiento-recuperación que tiene un impacto directo en los niveles estáticos y, claramente, también en su medición.
- Instrumentar la red de monitoreo y considerar diferentes pozos por cuenca hidrográfica con registradores automáticos (divers) que almacenen los datos diarios no solo del nivel del agua sino también de otros parámetros como la temperatura y la conductividad eléctrica. Las medidas en

cortos intervalos de tiempo en puntos clave ayudarían a identificar los flujos de recarga y las respuestas de los acuíferos a estos procesos. Este tipo de instrumentación requiere la adquisición de la información durante las visitas a terreno o, la transmisión remota a una computadora. De esta forma, se asegura la fiabilidad del dato y su gestión inmediata.

Respecto a los cálculos de las recargas potenciales mediante la modelación hidrológica, se recomienda:

- La realización de modelos conceptuales hidrogeológicos previos a los modelos matemáticos computacionales, con el fin de comprender el funcionamiento de cada sistema: los mecanismos de recarga, las zonas de recarga, el sistema hídrico subterráneo y los procesos hidrogeológicos principales que controlan la circulación de los fluidos. Este punto requiere inversión en recopilar información geológica de detalle como el uso de la geofísica para establecer las geometrías de los sistemas acuíferos.
- Generar mapas con información hidrogeológica a partir de datos en terreno mediante ensayos y pruebas (por ejemplo, de infiltración) con el fin de ocupar datos reales en el cálculo de la recarga de agua subterránea. De esta forma, el cálculo de la recarga no sería solo producto de una calibración de otras variables.
- La utilización de la información del tipo de suelo del CIREN, en el caso de que se encuentren disponibles, es fundamental ya que ésta entrega datos texturales de los primeros metros de suelo más que del tipo de roca madre permitiendo así una valoración más precisa de la capacidad de infiltración. Además, es importante indicar que los mapas de tipo de suelo (escala 1:10.000) presentan un mayor detalle que los mapas geológicos regionales disponibles (generalmente a escalas mayores a 1:100.000) siendo así más precisos para caracterizar las zonas de estudio. Ambas características son cruciales para un cálculo más exacto de las tasas de infiltración y recarga potencial.

7.2.5. VARIABILIDAD Y CAMBIO CLIMÁTICO

- Se recomienda cuantificar, para cada cuenca de Chile, la elasticidad de la escorrentía con respecto a cambios en la precipitación (ϵ) y sensibilidad de la escorrentía a cambios de la temperatura (s) (por ejemplo, Vano and Lettenmaier, 2014).
- En base a modelos climáticos (GCMs), se recomienda efectuar una caracterización de la interacción entre cambios de precipitación y temperatura, así como los efectos de dicha interacción en las estimaciones de cambio hidrológico.
- Se recomienda refinar la metodología de selección de modelos climáticos en base a métricas específicas de sensibilidad hidrológica (por ejemplo, Vano *et al.*, 2015).
- Se recomienda cuantificar, en futuros análisis de cambio hidrológico, cambios en la frecuencia e intensidad de eventos hidrometeorológicos extremos.

Se recomienda incorporar otras fuentes de incertidumbre en la 'cascada de decisiones' (Wilby & Dessai 2010), de acuerdo narrativas posibles en cada zona de estudio (Clark et al. 2016). Esto podría incluir, por ejemplo, un pequeño *ensemble* de métodos de *downscaling* y modelos hidrológicos, incorporando además incertidumbre en los parámetros de estos últimos.

7.2.6. SOBRE LA ACTUALIZACIÓN DEL BALANCE HÍDRICO

Cuando se habla de balance hídrico, se refiere a la diferencia entre la oferta y demanda hídrica en un periodo de tiempo de 30 años, que se traduce en términos de escurrimiento. El esfuerzo que se ha desarrollado en este informe, contempla una modelación hidrológica cada 3 horas, la que a su vez permite entregar resultados a escala mensual como los que se entregan en el proyecto SIG.

Debido a que existen cada vez nuevas fuentes de información, fuera de los instrumentos convencionales, la actualización del balance, de la forma en que se planteó esta metodología, podría realizarse de forma sistemática explorando incluso la posibilidad de semi-automatizar estos procesos, a modo de incorporar en un intervalo de tiempo que podría ir de uno a 5 años, las nuevas fuentes de información a escala de cuenca.

En términos de las forzantes meteorológicas, dado el desarrollo científico que resulta en cada vez nuevas y complejas fuentes de información (satelital y reanálisis entre otros), permitiría evaluar futuras versiones como las del producto desarrollado en este proyecto.

Como recomendación, para poder integrar de forma efectiva, una buena práctica sería que la Dirección General de Aguas pudiera trabajar en conjunto a universidades y centros de investigación, quienes constantemente actualizan sus fuentes de información, para instalar un sistema de cómputo de alto rendimiento, que permita la consulta y actualización anual del balance hídrico a nivel nacional, en una plataforma SIG en línea para su expedita distribución en los distintos usuarios.

El paso siguiente, será que la DGA permita integrar de forma eficaz los distintos usos del recurso hídrico, con el fin de incorporar la disponibilidad real del recurso hídrico, que considere los distintos usos y derechos otorgados, los que no se consideraron en este desarrollo al modelar los procesos físicos en régimen natural.

REFERENCIAS

- Adler, R.F., Huffman, G.J., Chang, A., Ferraro, R., Xie, P.P., Janowiak, J., Rudolf, B., Schneider, U., Curtis, S., Bolvin, D. and Gruber, A., 2003. The version-2 global precipitation climatology project (GPCP) monthly precipitation analysis (1979–present). *Journal of hydrometeorology*, 4(6), pp.1147-1167.
- Akaike, H., 1974. A new look at the statistical model identification. *IEEE Transactions on Automatic Control*, 19(6), pp.716–723.
- Armijo, R., R. Rauld, R. Thiele, G. Vargas, J. Campos, R. Lacassin, and E. Kausel (2010). The West Andean Thrust, the San Ramón Fault, and the seismic hazard for Santiago, Chile. *Tectonics* 29(2).
- Barrett, B.S. and Hameed, S., 2017. Seasonal Variability in Precipitation in Central and Southern Chile: Modulation by the South Pacific High. *Journal of Climate*, 30(1), pp.55-69.
- Beck, H.E., van Dijk, A.I., Levizzani, V., Schellekens, J., Miralles, D.G., Martens, B. and de Roo, A., 2017. MSWEP: 3-hourly 0.25 global gridded precipitation (1979-2015) by merging gauge, satellite, and reanalysis data. *Hydrology and Earth System Sciences*, 21(1), p.589.
- Boisier, J.P., Rondanelli, R., Garreaud, R.D. and Muñoz, F., 2016. Anthropogenic and natural contributions to the Southeast Pacific precipitation decline and recent megadrought in central Chile. *Geophysical Research Letters*, 43(1), pp.413-421.
- Bogena, H., Kunkel, R., Schöbel, T., Schrey, H.P. and Wendland, F., 2005. Distributed modeling of groundwater recharge at the macroscale. *Ecological modelling*, 187(1), pp.15-26.
- Bogner, K., Pappenberger, F. & Cloke, H.L., 2012. Technical Note: The normal quantile transformation and its application in a flood forecasting system. *Hydrology and Earth System Sciences*, 16(4), pp.1085–1094.
- Bosilovich, M., Lucchesi, R., & Suarez, M., 2016. MERRA-2: File Specification. GMAO Office Note No. 9 (Version 1.1), 73 pp. Recuperado el 07 de 10 de 2016 http://gmao.gsfc.nasa.gov/pubs/office_notes.
- Burn, D.H. and Elnur, M.A.H., 2002. Detection of hydrologic trends and variability. *Journal of hydrology*, 255(1), pp.107-122.
- Carreau, J. and Vrac, M., 2011. Stochastic downscaling of precipitation with neural network conditional mixture models. *Water Resources Research*, 47(10).
- Cembrano, J., Hervé, F., Lavenu, A., 1996. The Liquine Ofqui fault zone: a long-lived intra-arc fault system in southern Chile. *Tectonophysics* 259, 55–66.
- Cembrano, J., Lavenu, A., Reynolds, P., Arancibia, G., López, G., Sanhueza, A., 2002. Late Cenozoic transpressional ductile deformation north of the Nazca–South America–Antarctica triple junction. *Tectonophysics* 354, 289–314.

CEPAL, N. and Europea, U., 2012. *Análisis de la vulnerabilidad del sector hidroeléctrico frente a escenarios futuros de cambio climático en Chile*. CEPAL.

Chander, G., Markham, B.L. and Helder, D.L., 2009. Summary of current radiometric calibration coefficients for Landsat MSS, TM, ETM+, and EO-1 ALI sensors. *Remote sensing of environment*, 113(5), pp.893-903.

Chung, I.M., Sophocleous, M.A., Mitiku, D.B. and Kim, N.W., 2016. Estimating groundwater recharge in the humid and semi-arid African regions. *Geosciences Journal*, 20(5), pp.731-744.

Clark, M.P. & Slater, A.G., 2006. Probabilistic Quantitative Precipitation Estimation in Complex Terrain. *Journal of Hydrometeorology*, 7(1), pp.3–22.

Clark, M.P. et al., 2016. Characterizing Uncertainty of the Hydrologic Impacts of Climate Change. *Current Climate Change Reports*, 2(2), pp.55–64.

Cleugh, H.A., Leuning, R., Mu, Q. and Running, S.W., 2007. Regional evaporation estimates from flux tower and MODIS satellite data. *Remote Sensing of Environment*, 106(3), pp.285-304.

Comisión Nacional de Riego (1984). Proyecto Maipo: estudio hidrológico e hidrogeológico. Desarrollado por IPLA Ingenieros Consultores.

Compo, G.P., Whitaker, J.S., Sardeshmukh, P.D., Matsui, N., Allan, R.J., Yin, X., Gleason, B.E., Vose, R.S., Rutledge, G., Bessemoulin, P. and Brönnimann, S., 2011. The twentieth century reanalysis project. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 137(654), pp.1-28.

Cornwell, E., Molotch, N.P. and McPhee, J., 2016. Spatio-temporal variability of snow water equivalent in the extra-tropical Andes Cordillera from distributed energy balance modeling and remotely sensed snow cover. *Hydrology and Earth System Sciences*, 20(1), pp.411-430.

CONAMA, D., 2006. Estudio de la variabilidad climática en Chile para el siglo XXI. *Santiago: Departamento de Geofísica. Universidad de Chile*.

Conic CF Consultores (2013). Diagnóstico Plan Maestro para la gestión de Recursos Hídricos, Región de Coquimbo.

Cortés, G. (2016). Gaining insight into Andean snowpack climatology and change using a snow reanalysis approach applied over the Landsat satellite record. Los Ángeles. Tesis para optar al grado de doctor en Filosofía en Ingeniería Civil. Universidad de California. Obtenido de e-Scholarship University of California: <https://escholarship.org/uc/item/1qd302m8#page-1>.

De Vries, J.J. and Simmers, I., 2002. Groundwater recharge: an overview of processes and challenges. *Hydrogeology Journal*, 10(1), pp.5-17.

Dee, D.P., Uppala, S.M., Simmons, A.J., Berrisford, P., Poli, P., Kobayashi, S., Andrae, U., Balmaseda, M.A., Balsamo, G., Bauer, P. and Bechtold, P., 2011. The ERA-Interim reanalysis: Configuration

and performance of the data assimilation system. *Quarterly Journal of the royal meteorological society*, 137(656), pp.553-597.

Delin, G.N., Healy, R.W., Landon, M.K. and Böhlke, J.K., 2000. Effects of topography and soil properties on recharge at two sites in an agricultural field. *JAWRA Journal of the American Water Resources Association*, 36(6), pp.1401-1416.

Demuth, S., 1993. *Untersuchungen zum Niedrigwasser in West-Europa*. Professur f. Hydrologie d. Univ.

Dirección General de Aguas n.d., *Glaciares Cuencas Altiplánicas a Cuenca Río Petrohué*, visto el 16 de octubre de 2017, <http://www.arcgis.com/apps/OnePane/basicviewer/index.html?appid=73300bf8602a4f49bd877e3d783919f0>

DeWalle, D. R., & Rango, A. (2008). *Principles of snow hydrology*. Cambridge University Press.

DGA, 1986. Estudio del Mapa Hidrogeológico Nacional.

DGA; 1987. Balance Hídrico de Chile.

DGA, 2002. Informe de zonificación hidrogeológica para las regiones metropolitanas y V. Desarrollado por el Departamento de administración de recursos hídricos.

DGA, 2003. Determinación de los derechos de aprovechamiento de aguas subterránea factibles de constituir en los sectores de Calama y Llalqui, cuenca del río Loa, II región. Desarrollado por Depto. Administración Recursos Hídricos.

DGA, 2004. Diagnóstico y clasificación de los cursos y cuerpos de agua según objetivos de calidad, cuenca del río Loa. Desarrollado por Cade-Idepe Consultores en Ingeniería.

DGA, 2004b. Diagnóstico y clasificación de los cursos y cuerpos de agua según objetivos de calidad. Cuenca del río Choapa. Desarrollado por Cade-Idepe Consultores en Ingeniería.

DGA, 2004c. Diagnóstico y clasificación de los cursos y cuerpos de agua según objetivos de calidad. Cuenca del río Maipo. Desarrollado por Cade-Idepe Consultores en Ingeniería.

DGA, 2004d. Diagnóstico y clasificación de los cursos y cuerpos de agua según objetivos de calidad. Cuenca del río Imperial. Desarrollado por Cade-Idepe Consultores en Ingeniería.

DGA, 2004e. Diagnóstico y clasificación de los cursos y cuerpos de agua según objetivos de calidad. Cuenca del río Aysen. Desarrollado por Cade-Idepe Consultores en Ingeniería.

DGA, 2004f. Cuenca del Rio Choapa. Desarrollado por Cade-Idepe Consultores en Ingeniería.

DGA, 2005. Evaluación de los recursos hídricos superficiales en la cuenca del río loa. Realizado por el departamento de administración de recursos hídricos.

DGA, 2009. Levantamiento hidrogeológico para el desarrollo de nuevas fuentes de agua en áreas prioritarias de la zona norte de Chile, regiones XV, I, II y III etapa II, Informe Final etapa VII: Medición de la Evaporación mediante el Método del “Domo”. SIT N°. 195. Elaborado por la Pontificia Universidad Católica de Chile.

DGA, 2011. Variaciones recientes de glaciares en Chile, según principales zonas glaciológicas. Desarrollado por Centro de Estudios Científicos.

DGA, 2011b. Catastro e Inspección Preliminar de Embalses Regiones de Valparaíso, Metropolitana, del Maule y de la Araucanía. Desarrollado por Aquaterra Ingenieros Limitada.

DGA, 2011c. Investigación de los aportes nivo-glaciares en algunas cuencas de los ríos Aconcagua, Maipo y Rapel; Estimación de los efectos del cambio climático. Desarrollado por Universidad de Chile, Departamento de Ingeniería Civil.

DGA, 2012. Modelación del Balance de masa y descarga de agua en glaciares de Chile Central. Ejecutado por Universidad de Chile, Departamento de Ingeniería Civil.

DGA, 2012b. Análisis de la red nival necesaria para cuantificar los recursos hídricos Etapa I. Desarrollado por Universidad de Chile, Departamento de Ingeniería Civil.

DGA, 2012c. Estudio acuífero de Calama, sector medio del río Loa, Región de Antofagasta. Desarrollado por Matraz Consultores Asociados S.A. Universidad Politécnica de Cataluña.

DGA, 2012d. Investigación Recarga Artificial de Acuíferos Cuencas del Río Choapa y Quilimari, Región de Coquimbo. Desarrollado por AC Ingenieros Consultores Ltda.

DGA, 2014. Sectorización de los acuíferos de la cuenca del río Loa. Desarrollado por Knight Piésold S.A.

DGA, 2014b. Análisis de la red nival necesaria para cuantificar los recursos hídricos Etapa II. Desarrollado por Universidad de Chile, Departamento de Ingeniería Civil.

DGA, 2014c. Caracterización hidrogeoquímica de la cuenca del Loa alto, región de Antofagasta, Chile. Desarrollado por Matraz Consultores Asociados Limitada.

DGA, 2014d. Sectorización de los acuíferos de la cuenca del río Loa. Desarrollado por Knight Piésold S.A.

DGA, 2016. Atlas del Agua.

DGA, 2016b. Análisis efecto en el régimen hídrico por cambio en patrones meteorológicos. Desarrollado por Hídrica Consultores SPA.

DGA, 2016c. Estudio Hidrogeológico, Región de la Araucanía. Desarrollado por Arcadis Chile S.A.

DOH, 2003. El riego en Chile. Desarrollado por Julio Sandoval Jeria.

Doorenbos, J., 1977. *Guidelines for predicting crop water requirements* (No. C 25366). FAO, Roma (Italia).

Elsner, M.M. et al., 2014. How Does the Choice of Distributed Meteorological Data Affect Hydrologic Model Calibration and Streamflow Simulations? *Journal of Hydrometeorology*, 15(4), pp.1384–1403.

Falvey, M. and Garreaud, R.D., 2009. Regional cooling in a warming world: Recent temperature trends in the southeast Pacific and along the west coast of subtropical South America (1979–2006). *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 114(D4).

Ferrando, F. y Muñoz, M. (1979). Geomorfología. En *Perspectivas de desarrollo de los recursos de la región de Aisén del General Carlos Ibáñez del Campo*. Intendencia región de Aisén, Serplac, Corfo e Iren, Publicación 26, 69p.

Gafurov, A. and Bárdossy, A., 2009. Cloud removal methodology from MODIS snow cover product. *Hydrology and Earth System Sciences*, 13(7), p.1361.

Gitelson, A., Kaufman, Y., Robert Stark, R., and Rundquist, D. (2002). Novel algorithms for remote estimation of vegetation fraction, *Remote Sensing of Environment*, 80(1), pp.76-87.

Gupta, H.V., Kling, H., Yilmaz, K.K. and Martinez, G.F., 2009. Decomposition of the mean squared error and NSE performance criteria: Implications for improving hydrological modelling. *Journal of Hydrology*, 377(1), pp.80-91.

Hamill, T.M., 2001. Interpretation of Rank Histograms for Verifying Ensemble Forecasts. *Monthly Weather Review*, 129(3), pp.550–560.

Healy, R.W., 2010. *Estimating groundwater recharge*. Cambridge University Press.

Healy, R.W. and Cook, P.G., 2002. Using groundwater levels to estimate recharge. *Hydrogeology journal*, 10(1), pp.91-109.

Hernández-López, M.F., Gironás, J., Braud, I., Suárez, F. and Muñoz, J.F., 2014. Assessment of evaporation and water fluxes in a column of dry saline soil subject to different water table levels. *Hydrological processes*, 28(10), pp.3655-3669.

Howell, T. A. (1990). Relationships between crop production and transpiration, evapotranspiration, and irrigation. *Agronomy (USA)*.ISO 690.

Hofstra, N., Haylock, M., New, M., Jones, P. and Frei, C., 2008. Comparison of six methods for the interpolation of daily, European climate data. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 113(D21).

Huffman, G.J., Bolvin, D.T., Nelkin, E.J., Wolff, D.B., Adler, R.F., Gu, G., Hong, Y., Bowman, K.P. and Stocker, E.F., 2007. The TRMM multisatellite precipitation analysis (TMPA): Quasi-global, multiyear, combined-sensor precipitation estimates at fine scales. *Journal of hydrometeorology*, 8(1), pp.38-55.

Huffman, G, Bolvin, D, and Nelkin E (2017), C, *Integrated Multi-satellite Retrievals for GPM (IMERG) Technical Documentation*, visto el 16 de octubre de 2017, https://pmm.nasa.gov/sites/default/files/document_files/IMERG_doc.pdf

Instituto Nacional de Estadística, & Oficina de Estudios y Políticas Agrarias. 2007. VII Censo Nacional Agropecuario y Forestal. Recuperado el 31 de Mayo, 2017, disponible en: <http://www.censoagropecuario.cl/index2.html>

IPCC. Pachauri, R.K., Allen, M.R., Barros, V.R., Broome, J., Cramer, W., Christ, R., Church, J.A., Clarke, L., Dahe, Q., Dasgupta, P. and Dubash, N.K., 2014. *Climate change 2014: synthesis report. Contribution of Working Groups I, II and III to the fifth assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* (p. 151).

Johnson, E., Yáñez, J., Ortiz, C. and Muñoz, J., 2010. Evaporation from shallow groundwater in closed basins in the Chilean Altiplano. *Hydrological Sciences Journal—Journal des Sciences Hydrologiques*, 55(4), pp.624-635.

Kalnay, E., Kanamitsu, M., Kistler, R., Collins, W., Deaven, D., Gandin, L., Iredell, M., Saha, S., White, G., Woollen, J. and Zhu, Y., 1996. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bulletin of the American meteorological Society*, 77(3), pp.437-471.

Keese, K.E., Scanlon, B.R. and Reedy, R.C., 2005. Assessing controls on diffuse groundwater recharge using unsaturated flow modeling. *Water Resources Research*, 41(6).

Kendall, M., 1975. Rank correlation methods (4th edn.) Charles griffin. *San Francisco, CA*, p.8.

Kidson, J.W. and Thompson, C.S., 1998. A comparison of statistical and model-based downscaling techniques for estimating local climate variations. *Journal of Climate*, 11(4), pp.735-753.

Kille, K., 1970. Das Verfahren MoMNOQ, ein Beitrag zur Berechnung der mittleren langjährigen Grundwasserneubildung mit Hilfe der monatlichen Niedrigwasserabflüsse. *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, pp.89-95.

Kling, H., Fuchs, M. and Paulin, M., 2012. Runoff conditions in the upper Danube basin under an ensemble of climate change scenarios. *Journal of Hydrology*, 424, pp.264-277.

Kustas, W.P. and Norman, J.M., 1999. Evaluation of soil and vegetation heat flux predictions using a simple two-source model with radiometric temperatures for partial canopy cover. *Agricultural and Forest Meteorology*, 94(1), pp.13-29.

Laio, F. & Tamea, S., 2007. Verification tools for probabilistic forecasts of continuous hydrological variables. *Hydrology and Earth System Sciences*, 11(4), pp.1267-1277.

Lerner, D.N., Issar, A.S. and Simmers, I., 1990. *Groundwater recharge: a guide to understanding and estimating natural recharge* (Vol. 8, pp. 1-345). Hannover: Heise.

Liang, X., Lettenmaier, D.P., Wood, E.F. and Burges, S.J., 1994. A simple hydrologically based model of land surface water and energy fluxes for general circulation models. *Journal of Geophysical Research: Atmosphere*, 99(D7), pp.14415-14428.

Lictevout, E., Maass, C., Córdoba, D., Herrera, V., Payano, R., Rodríguez, J. and Aguilera, J., GESTIÓN DE LA INFORMACIÓN HÍDRICA EN ZONA ÁRIDA: CASO DE LA REGIÓN DE TARAPACÁ, NORTE DE CHILE.

Liu, W., Wang, L., Zhou, J., Li, Y., Sun, F., Fu, G., Li, X. and Sang, Y.F., 2016. A worldwide evaluation of basin-scale evapotranspiration estimates against the water balance method. *Journal of Hydrology*, 538, pp.82-95.

Livneh, B. et al., 2013. A long-term hydrologically based dataset of land surface fluxes and states for the conterminous United States: Update and extensions. *Journal of Climate*, 26(23), pp.9384–9392.

Loader, C., 1999. *Local Regression and Likelihood*, New York: Springer.

Lorenz, D.L. and Delin, G.N., 2007. A regression model to estimate regional ground water recharge. *Groundwater*, 45(2), pp.196-208.

Marinovic, N.; Smoje, I.; Makshev, V.; Hervé, M.; Mpodozis, C. (1995). Hoja Aguas Blancas, Región de Antofagasta. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, No. 70, 1 mapa escala 1:250.000.

McCullagh, J. & Nelder, P., 1989. *Generalized Linear Models* Second edi., London: Chapman and Hall/CRC.

McVicar, T.R. and Jupp, D.L., 1999. Estimating one-time-of-day meteorological data from standard daily data as inputs to thermal remote sensing based energy balance models. *Agricultural and Forest Meteorology*, 96(4), pp.219-238.

McVicar, T.R. and Jupp, D.L., 2002. Using covariates to spatially interpolate moisture availability in the Murray–Darling Basin: A novel use of remotely sensed data. *Remote sensing of environment*, 79(2), pp.199-212.

Mendoza, P.A. et al., 2016. How do hydrologic modeling decisions affect the portrayal of climate change impacts? *Hydrological Processes*, 30(7), pp.1071–1095.

Mermoud, A. and Morel-Seytoux, H.J., 1989. Modélisation et observation du flux hydrique vers la surface du sol depuis une nappe peu profonde. *Hydrologie Continentale*, 4(1), pp.11-23.

Mesinger, F., DeMago, G., Kalnay, E., Mitchell, K., Shafran, P.C., Ebisuzake, W., Jovic, D., Woolen, J., Rogers, E., Berbery, E.H. and Ek, M.B., 2006. *North American regional reanalysis*. BAMS 87. Doi: 10.1175/BAMS-87-3-343.

Mevik, B. & Wehrens, R., 2007. The pls package: principal component and partial least squares regression in R. *Journal of Statistical Software*, 18(2), pp.1–24.

Meyer, P., Itten, K.I., Kellenberger, T., Sandmeier, S. and Sandmeier, R., 1993. Radiometric corrections of topographically induced effects on Landsat TM data in an alpine environment. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 48(4), pp.17-28.

Meza, F.J., 2013. Recent trends and ENSO influence on droughts in Northern Chile: An application of the Standardized Precipitation Evapotranspiration Index. *Weather and Climate extremes*, 1, pp.51-58.

Ministerio de Energía. (2012). El explorador eólico 2012. Descripción y manual de uso. Elaborado por el Departamento de Geofísica de la FCFM, Universidad de Chile. Disponible en: http://walker.dgf.uchile.cl/Explorador/Eolico2/info/Documentacion_Explorador_Eolico_V2_Full.pdf.

Ministerio de Energía, Gobierno de Chile n.d., *Información Territorial: Cuenca del Río Aysén*, visto el 16 de octubre de 2017, <http://www.hidroelectricidadsustentable.gob.cl/entendimiento/cuenca/113/cuenca-del-rio-aysen>

Mizukami, N. et al., 2016. Implications of the Methodological Choices for Hydrologic Portrayals of Climate Change over the Contiguous United States: Statistically Downscaled Forcing Data and Hydrologic Models. *Journal of Hydrometeorology*, 17(1), pp.73–98. Available at: <http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/JHM-D-14-0187.1>.

Mu, Q., Heinsch, F.A., Zhao, M. and Running, S.W., 2007. Development of a global evapotranspiration algorithm based on MODIS and global meteorology data. *Remote sensing of Environment*, 111(4), pp.519-536.

Mu, Q., Zhao, M. and Running, S.W., 2011. Improvements to a MODIS global terrestrial evapotranspiration algorithm. *Remote Sensing of Environment*, 115(8), pp.1781-1800.

Najafi, M.R., Moradkhani, H. & Jung, I.W., 2011. Assessing the uncertainties of hydrologic model selection in climate change impact studies. *Hydrological Processes*, 25, pp.2814–2826.

National Aeronautics and Space Administration 2017, *Global Precipitation Measurement Mission*, visto el 16 de octubre de 2017, https://www.nasa.gov/mission_pages/GPM/overview/index.html

Natural Resource Conservation Service Soil, 2017. Saturated Hydraulic Conductivity in Relation to Soil Texture [WWW Document]. URL https://www.nrcs.usda.gov/wps/portal/nrcs/detail/soils/survey/office/ssr10/tr/?cid=nrcs144p2_074846

Nash, J.E. and Sutcliffe, J.V., 1970. River flow forecasting through conceptual models part I—A discussion of principles. *Journal of hydrology*, 10(3), pp.282-290.

Newman, A.J. et al., 2015. Gridded Ensemble Precipitation and Temperature Estimates for the Contiguous United States. *Journal of Hydrometeorology*, 16(6), pp.2481–2500.

Norman, J.M., Kustas, W.P. and Humes, K.S., 1995. Source approach for estimating soil and vegetation energy fluxes in observations of directional radiometric surface temperature. *Agricultural and Forest Meteorology*, 77, pp.263-293.

Pérez, A., Ruiz, J. A., Vargas, G., Rauld, R., Rebolledo, S., & Campos, J. (2014). Improving seismotectonics and seismic hazard assessment along the San Ramón Fault at the eastern border of Santiago city, Chile. *Natural Hazards*, 71(1), 243-274.

Philip, J.R., 1957. Evaporation, and moisture and heat fields in the soil. *Journal of meteorology*, 14(4), pp.354-366.

Pokhrel, P., Yilmaz, K.K. & Gupta, H. V., 2012. Multiple-criteria calibration of a distributed watershed model using spatial regularization and response signatures. *Journal of Hydrology*, 418–419, pp.49–60.

Quintana, J. and Aceituno, P., 2006, April. Trends and interdecadal variability of rainfall in Chile. In *Proceedings of* (Vol. 8, pp. 24-28).

Rakovec, O. et al., 2014. Distributed Evaluation of Local Sensitivity Analysis (DELSA), with application to hydrologic models. *Water Resources Research*, 50, pp.1–18.

Ramirez-Villegas, J. and Jarvis, A., 2010. Downscaling global circulation model outputs: the delta method decision and policy analysis Working Paper No. 1. *Policy Analysis*, 1, pp.1-18.

Rasmussen, R. et al., 2011. High-Resolution Coupled Climate Runoff Simulations of Seasonal Snowfall over Colorado: A Process Study of Current and Warmer Climate. *Journal of Climate*, 24(12), pp.3015–3048.}

Razavi, S. & Gupta, H. V., 2016. A new framework for comprehensive, robust, and efficient global sensitivity analysis: 2. Application. *Water Resources Research*, 52(1), pp.423–439.

Rienecker, M.M., Suarez, M.J., Gelaro, R., Todling, R., Bacmeister, J., Liu, E., Bosilovich, M.G., Schubert, S.D., Takacs, L., Kim, G.K. and Bloom, S., 2011. MERRA: NASA's modern-era retrospective analysis for research and applications. *Journal of climate*, 24(14), pp.3624-3648.

Ripley, B.D., 1977. Modelling spatial patterns. *Journal of the Royal Statistical Society. Series B (Methodological)*, pp.172-212.

Rivano, S., & Sepúlveda, P. (1991). Hoja Illapel - región de Coquimbo. Escala 1:250.000.

Rodell, M., Famiglietti, J.S., Chen, J., Seneviratne, S.I., Viterbo, P., Holl, S. and Wilson, C.R., 2004. Basin scale estimates of evapotranspiration using GRACE and other observations. *Geophysical Research Letters*, 31(20).

Rorabaugh, M.I., 1964. Estimating changes in bank storage and ground-water contribution to streamflow. *International Association of Scientific Hydrology*, 63(1), pp.432-441.

Rushton, K.R., 1997. Recharge from permanent water bodies, in: Recharge of Phreatic Aquifers in (Semi-) Arid Areas. pp. 215–255.

Rutledge, A.T., 1998. Computer programs for describing the recession of ground-water discharge and for estimating mean ground-water recharge and discharge from streamflow records: Update.

Rutledge, A.T. and Daniel, C.C., 1994. Testing an automated method to estimate ground-water recharge from streamflow records. *Groundwater*, 32(2), pp.180-189.

Samaniego, L., Kumar, R. & Attinger, S., 2010. Multiscale parameter regionalization of a grid-based hydrologic model at the mesoscale. *Water Resources Research*, 46(5), p.W05523.

Sellés, D. y Gana, P. (2001). Geología del área de Talagante-San Francisco de Mostazal, regiones Metropolitana de Santiago y del Libertador General Bernardo O'Higgins. Servicio Nacional de Geología y Minería. Carta Geológica de Chile. Serie Geológica Básica, N°74.

Scanlon, B.R., Healy, R.W. and Cook, P.G., 2002. Choosing appropriate techniques for quantifying groundwater recharge. *Hydrogeology journal*, 10(1), pp.18-39.

Schulz, N., Boisier, J.P. and Aceituno, P., 2012. Climate change along the arid coast of northern Chile. *International Journal of Climatology*, 32(12), pp.1803-1814.

Shafii, M. & Tolson, B.A., 2015. Optimizing hydrological consistency by incorporating hydrological signatures into model calibration objectives. *Water Resources Research*, 51(5), pp.3796–3814.

Shah, N., Nachabe, M. and Ross, M., 2007. Extinction depth and evapotranspiration from ground water under selected land covers. *Groundwater*, 45(3), pp.329-338.

Saha, S., Moorthi, S., Pan, H.L., Wu, X., Wang, J., Nadiga, S., Tripp, P., Kistler, R., Woollen, J., Behringer, D. and Liu, H., 2010. The NCEP climate forecast system reanalysis. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 91(8), pp.1015-1057.

Sherwood, S.C., Bony, S. and Dufresne, J.L., 2014. Spread in model climate sensitivity traced to atmospheric convective mixing. *Nature*, 505(7481), pp.37-42.

Song, C., Woodcock, C.E., Seto, K.C., Lenney, M.P. and Macomber, S.A., 2001. Classification and change detection using Landsat TM data: When and how to correct atmospheric effects? *Remote sensing of Environment*, 75(2), pp.230-244.

Surfleet, C.G. et al., 2012. Selection of hydrologic modeling approaches for climate change assessment: A comparison of model scale and structures. *Journal of Hydrology*, 464–465, pp.233–248.

Taylor, C.J. and Alley, W.M., 2001. *Ground-water-level monitoring and the importance of long-term water-level data* (Vol. 1217). Geological Survey (USGS).

Tedesco M, Kelly R, Foster J, Chang A, 2004. AMSR-E/Aqua daily L3 global snow water equivalent EASE-Grids V002. Updated daily. Boulder, Colorado USA: National Snow and Ice Data Center. URL http://nsidc.org/data/ae_dysno

Tedesco, M. and Narvekar, P.S., 2010. Assessment of the NASA AMSR-and SWE product. *IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing*, 3(1), pp.141-159.

U.S. Geological Survey, 2017a. Selected Methods for Estimating Groundwater Recharge in Humid Regions [WWW Document]. URL <http://water.usgs.gov/ogw/gwrp/methods/methods.html>

U.S. Geological Survey, 2017b. Comparison of Selected Methods for Estimating Groundwater Recharge in Humid Regions [WWW Document]. URL <http://water.usgs.gov/ogw/gwrp/methods/compare/index.html>.

University of Washington, Dept. of Civil and Environmental Engineering 2009, *Variable Infiltration Capacity (VIC): Macroscale Hydrologic Model*, visto el 16 de octubre de 2017, <http://www.hydro.washington.edu/Lettenmaier/Models/VIC/Documentation/VegLib.shtml>

University of Washington, Dept. of Civil and Environmental Engineering 2016, *Variable Infiltration Capacity (VIC): Macroscale Hydrologic Model*, visto el 16 de octubre de 2017, <http://www.hydro.washington.edu/Lettenmaier/Models/VIC/Documentation/SoilParam.shtml>

Vano, J.A. et al., 2015. Selecting climate change scenarios using impact-relevant sensitivities. *Geophysical Research Letters*, 42(13), pp.5516–5525.

Vano, J.A. & Lettenmaier, D.P., 2014. A sensitivity-based approach to evaluating future changes in Colorado River discharge. *Climatic Change*, 122(4), pp.621–634.

Vicuña, S., McPhee, J. and Garreaud, R.D., 2011. Agriculture vulnerability to climate change in a snowmelt-driven basin in semiarid Chile. *Journal of Water Resources Planning and Management*, 138(5), pp.431-441.

Vicuña, S, & Meza, F. 2013. Cambio climático. En Marco estratégico para la adaptación de la infraestructura al cambio climático.

Viglione, A. et al., 2013. Comparative assessment of predictions in ungauged basins – Part 3: Runoff signatures in Austria. *Hydrology and Earth System Sciences*, 17(6), pp.2263–2279.

Wilby, R.L., Dawson, C.W. and Barrow, E.M., 2002. SDSM—a decision support tool for the assessment of regional climate change impacts. *Environmental Modelling & Software*, 17(2), pp.145-157.

Wilby, R.L. & Dessai, S., 2010. Robust adaptation to climate change. *Weather*, 65(7), pp.180–185.

Wilks, D.S., 2006. On “field significance” and the false discovery rate. *Journal of applied meteorology and climatology*, 45(9), pp.1181-1189.

World Meteorological Organization (2008). The guide to hydrological practices (N° 168). Recuperado de: <http://www.whycos.org/hwrrp/guide/index.php>

Wundt, W., 1958. *Die Kleinstwasserführung der Flüsse als Maß für die verfügbaren Grundwassermengen*.

Xie, P. and Arkin, P.A., 1997. Global precipitation: A 17-year monthly analysis based on gauge observations, satellite estimates, and numerical model outputs. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 78(11), pp.2539-2558.

Yilmaz, K.K., Gupta, H. V. & Wagener, T., 2008. A process-based diagnostic approach to model evaluation: Application to the NWS distributed hydrologic model. *Water Resources Research*, 44(9), p.W09417.

Zhao, Y., Feng, D., Yu, L., Wang, X., Chen, Y., Bai, Y., Hernández, H.J., Galleguillos, M., Estades, C., Biging, G.S. and Radke, J.D., 2016. Detailed dynamic land cover mapping of Chile: Accuracy improvement by integrating multi-temporal data. *Remote Sensing of Environment*, 183, pp.170-185.