



**UNIVERSIDAD DE LA FRONTERA
FACULTAD DE INGENIERÍA Y CIENCIAS
DEPARTAMENTO DE INGENIERÍA EN OBRAS CIVILES**

"Evaluación del impacto del cambio climático en el caudal de salida de una subcuenca del Río Trancura, en base a proyecciones climáticas globales de alta y súper alta resolución"

Bastían Burgos Victoriano

2021



**UNIVERSIDAD DE LA FRONTERA
FACULTAD DE INGENIERÍA Y CIENCIAS
DEPARTAMENTO DE INGENIERÍA EN OBRAS CIVILES**

"Evaluación del impacto del cambio climático en el caudal de salida de una subcuenca del Río Trancura, en base a proyecciones climáticas globales de alta y súper alta resolución"

**TRABAJO PARA OPTAR AL TÍTULO
DE INGENIERO CIVIL**

Profesor Guía: Mauricio Zambrano Bigiarini

Profesor Co-Guía: Juan Pablo Boisier Echenique

Bastían Burgos Victoriano

2021

**EVALUACIÓN DEL IMPACTO CLIMÁTICO EN EL CAUDAL DE SALIDA DE UNA
SUBCUENCA DEL RÍO TRANCURA, EN BASE A PROYECCIONES CLIMÁTICAS
GLOBALES DE ALTA Y SÚPER ALTA RESOLUCIÓN**

BASTIAN BURGOS VICTORIANO

COMISIÓN EVALUADORA

MAURICIO ZAMBRANO BIGIARINI

Profesor guía

JUAN PABLO BOISIER ECHENIQUE

Co-guía

CAMILA ALVAREZ GARRETON

Académico Evaluador

Calificación trabajo escrito:

Calificación examen:

Calificación final:

Resumen

Durante las últimas décadas, el centro-sur de Chile ha experimentado una disminución importante de las precipitaciones y un aumento en la temperatura del aire, dando origen a una baja productividad vegetal y una disminución en la acumulación de nieve. Para poder hacer frente a los efectos adversos del cambio climático en los ecosistemas y en la población de una zona particular es necesario poder cuantificar las proyecciones de cambio climático para dicha zona en el mediano y largo plazo.

El objetivo de este trabajo es estimar el impacto del cambio climático en los caudales de salida de una subcuenca con bajo grado de intervención antrópica del Río Trancura (región de la Araucanía, Chile). Para esto, este trabajo realiza la comparación de un modelo de clima global (GCM) en súper alta (SHR, ~ 25 km) y alta resolución (HR, ~ 50 km), pertenecientes al proyecto CMIP6, utilizando datos del modelo MRI AGCM3.2 a escala diaria y un escenario SSP5-8.5. La zona de estudio utilizada para la corrección climática abarca las regiones del Biobío, La Araucanía y Los Ríos. La corrección de sesgo de los modelos climáticos considera dos periodos temporales, uno histórico (1979-2014) y uno proyectado (2030-2070), y se realiza utilizando el método Quantile Delta Mapping (QDM). Los datos de referencia utilizados para realizar la corrección de sesgo corresponden a los datos grillados CR2METv2 de precipitación, temperatura máxima y mínima del aire, con una resolución temporal diaria y una resolución espacial de 5 km. La bondad de ajuste de las correcciones de sesgo es evaluada con el test de Kolmogorov-Smirnov, considerando un nivel de significancia del 1 %.

Una vez realizada la corrección de sesgo, se realiza la modelación hidrológica de la Cuenca del Río Trancura en Curarrehue utilizando el modelo agregado TUWmodel. La calibración del modelo hidrológico se realizó utilizando como forzante los datos climáticos grillados CR2METv2 durante el período histórico 1994-2014. La calibración se realizó utilizando el algoritmo de calibración global Standard Particle Swarm Optimization (SPSO-2011) y la eficiencia de Kling-Gupta (KGE) como función objetivo. Una vez calibrado el

modelo, se utilizaron los modelos climáticos HR y SHR para forzar el modelo hidrológico TUWmodel, tanto durante el periodo histórico (1979-2014) como para un escenario futuro (2030-2070).

Los resultados obtenidos indican que el método QDM es capaz de corregir exitosamente el sesgo que presentan los modelos climáticos en las variables de precipitación, temperatura máxima y mínima del aire, conservando los cambios en distintos cuantiles. Para el período futuro 2030-2070, el modelo HR proyecta una disminución de un 4 % en la precipitación anual con respecto al período histórico, mientras que para los valores medios anuales de temperatura máxima y mínima proyecta un aumento de ~ 0.7 [°C] y ~ 0.5 [°C], respectivamente. Por otra parte, las proyecciones del modelo SHR coinciden en el signo del cambio con el modelo HR, pero corresponden a cambios de mayor magnitud. El modelo SHR proyecta una disminución del 11 % (347[mm]) en las precipitaciones anuales, mientras que las temperaturas muestran un aumento generalizado, con valores medios de 1.0 y 0.7 [°C] para las temperaturas máximas y mínimas, respectivamente.

Los caudales proyectados para el período futuro 2030-2070 son menores que durante el período histórico, con disminuciones del caudal medio anual de 9.2 % y 16.5 % para los modelos HR y SHR, respectivamente. Además, los resultados obtenidos a partir de los modelos HR y SHR coinciden en proyectar menores acumulaciones de nieve durante los meses de invierno, las que luego se traducen en menores caudales durante los meses de primavera. Sin embargo, cuando se analizan los caudales medios proyectados, estos presentan algunas diferencias que se acentúan al evaluar caudales de máximos. En particular, durante el mes de julio el modelo HR proyecta un caudal de 13.7 [m³/s] por sobre el caudal medio proyectado por el modelo SHR; mientras que al analizar los cambios de caudales máximos, esta diferencia alcanza los 41.2[m³/s]. Los resultados obtenidos muestran que el aumento en la resolución espacial del modelo climático utilizado tiene un impacto en las proyecciones de caudal en zonas montañosas. El procedimiento descrito en esta tesis podría ser replicado en otras cuencas de características orográficas similares.

Índice de contenidos

	Página
Capítulo 1. Introducción	1
1.1 Descripción del problema	1
1.2 Objetivos	2
1.2.1 Objetivo general	2
1.2.2 Objetivos específicos	2
Capítulo 2. Antecedentes generales	4
2.1 Zona de estudio	4
2.2 Cambio climático	7
2.3 Modelos de clima global	8
2.4 CMIP6	9
2.5 Corrección de sesgo	10
2.5.1 Quantile Delta Mapping	11
2.6 Modelo hidrológico	12
Capítulo 3. Metodología	15
3.1 Datos utilizados	15
3.1.1 CR2MET v2	15
3.1.2 Caudales	15
3.2 Modelos de circulación global	16
3.3 Corrección de sesgo	17
3.3.1 Calculo de sesgo y diferencias proyectadas	20
3.3.2 Kolmogorov-Smirnov	20
3.4 Modelación TUWmodel	21
3.4.1 Datos de entrada	21
3.4.2 Calibración del modelo	22
3.4.3 Eficiencia de Kling-Gupta	24
3.5 Proyección hidrológica	25
Capítulo 4. Resultados	27
4.1 Corrección de sesgo periodo histórico (1979-2014)	27
4.1.1 Precipitación - valores medios	27

4.1.2	Precipitación - valores extremos	29
4.1.3	Temperatura máxima - valores medios	30
4.1.4	Temperatura máxima - valores extremos	32
4.1.5	Temperatura mínima - valores medios	33
4.1.6	Temperatura mínima - valores extremos	35
4.2	Test de Kolmogorov-Smirnov	36
4.3	Corrección de sesgo periodo proyectado (2030-2070)	37
4.3.1	Precipitación - valores medios	37
4.3.2	Precipitación - valores extremos	40
4.3.3	Temperatura máxima - valores medios	41
4.3.4	Temperatura máxima - valores extremos	42
4.3.5	Temperatura mínima - valores medios	44
4.3.6	Temperatura mínima - valores extremos	46
4.4	Climogramas cuenca	47
4.5	Modelación hidrológica	49
4.5.1	Calibración de parámetros	49
4.5.2	Caudal simulado con SHR y HR como forzantes, periodo histórico (1979-2014)	51
4.5.3	Caudal simulado con SHR y HR como forzantes, periodo futuro (2030-2070)	53
Capítulo 5.	Conclusiones	56
	Bibliografía	59
Anexo A.	Datos históricos mensuales de precipitación	64
Anexo B.	Datos históricos mensuales de temperatura máxima	69
Anexo C.	Datos históricos mensuales de temperatura mínima	74
Anexo D.	Test de Kolmogorov-Smirnov	79
Anexo E.	Datos proyectados mensuales de precipitación	91
Anexo F.	Datos proyectados mensuales de temperatura máxima	96
Anexo G.	Datos proyectados mensuales de temperatura mínima	101
Anexo H.	Diferencias proyectadas en la cuenca	106
Anexo I.	Caudal simulado - Periodo de calibración (1979-1997)	109

Anexo J.	Curva de duración de caudal - periodo histórico.	111
Anexo K.	Salidas de TUWmodel	115
Anexo L.	Diferencias de caudal proyectado	117

Índice de tablas

	Página
2.1 Parámetros asociados a TUWmodel. Fuente: Széles et al. (2020)	14
3.1 Resumen de características para los datos climáticos usados.	17
3.2 Descripción del factor delta, utilizado para conservar los cambios relativos por cuantil.	18
3.3 Bandas de elevación, información por banda.	22
3.4 Parámetros límites usados en la calibración.	23
3.5 Rangos de valoración para KGE.	25
4.1 Valores de los parámetros del modelo TUWmodel obtenidos durante el pe- riodo de calibración 1979-1997.	49

Índice de figuras

	Página
2.1 Regiones a corregir y cuenca a modelar.	4
2.2 Clasificación climática Köppen-Geiger en cuenca de estudio. Elaboración propia.	5
2.3 Climograma en zona de estudio, cuenca de Río Trancura en Curarrehue. . .	6
2.4 Caudal observado periodo 1979-2014. Elaboración propia.	7
2.5 Interacción de los módulos al interior del modelo. Elaboración propia. . . .	13
3.1 Ejemplo método QDM para cuantil 80. Las flechas representan 'delta'. Fuente: modificada de Switanek et al. (2017).	19
3.2 Series de tiempo para variables meteorológicas con datos CR2MET En la parte superior se muestra los valores del coeficiente ONI.	24
4.1 Valores sin corregir y corregidos de precipitación anual media, periodo histórico.	27
4.2 Sesgo en periodo histórico de precipitaciones medias anuales.	28
4.3 Precipitaciones acumulada anual cuantil 95.	28
4.4 Valores sin corregir y corregidos de temperatura máxima promedio diaria, periodo histórico.	31
4.5 Sesgo en temperaturas máximas diarias, valores medios.	32
4.6 Sesgo en temperaturas máximas diarias, valores cuantil 95.	32
4.7 Valores promedio diario de temperatura mínima sin corregir y corregida, periodo histórico.	34

4.8	Sesgo en temperaturas mínimas diarias, valores medios.	35
4.9	Sesgo en temperaturas mínimas diarias, valores cuantil 05.	35
4.10	Test de Kolmogorov-Smirnov, mes de diciembre. La fila superior muestra los resultados para HR y la fila inferior para SHR. De izquierda a derecha precipitación, temp. máxima, y temp. Mínima.	37
4.11	Valores sin corregir y corregidos de precipitación anual media, periodo proyectado.	38
4.12	Precipitaciones medias anuales proyectadas.	39
4.13	Precipitaciones diarias cuantil 95 proyectadas.	39
4.14	Valores sin corregir y corregidos de temperatura máxima promedio, periodo proyectado.	42
4.15	Temperaturas máximas anuales medias proyectadas.	43
4.16	Temperaturas máximas diarias proyectadas, cuantil 95.	43
4.17	Valores sin corregir y corregidos de temperatura mínima promedio, periodo proyectado.	44
4.18	Temperaturas mínimas anuales medias proyectadas.	45
4.19	Temperaturas mínimas diarias proyectadas, cuantil 5.	45
4.20	Climogramas periodo histórico generado con modelos climáticos corregidos. De izquierda a derecha, datos HR Y SHR.	47
4.21	Climogramas periodo proyectado generado con modelos climáticos corregidos. De izquierda a derecha, datos HR Y SHR.	49
4.22	Caudales simulados con forzantes CR2MET en periodo de verificación. De arriba hacia abajo, valores diarios, medios mensuales, medios anuales y medios por temporada.	50
4.23	Caudales simulados con HR y SHR como forzantes. La fila superior muestra los resultados para HR, mientras la fila inferior los resultados para SHR. . .	52

4.24 Caudales simulados con HR y SHR como forzantes en el periodo proyectado. La fila superior muestra los resultados para HR, mientras la fila inferior los resultados para SHR.	54
A.1 Valores de Precipitación sin corregir históricos (1979-2014).	65
A.2 Valores de Precipitación corregidos históricos (1979-2014).	66
A.3 Sesgo en datos sin corregir de Precipitación históricos (1979-2014).	67
A.4 Sesgo en datos corregidos de Precipitación históricos (1979-2014).	68
B.1 Valores de Temp. máxima sin corregir históricos (1979-2014).	70
B.2 Valores de Temp. máxima corregidos históricos (1979-2014).	71
B.3 Sesgo en datos sin corregir de Temp. máxima históricos (1979-2014).	72
B.4 Sesgo en datos corregidos de Temp. máxima históricos (1979-2014).	73
C.1 Valores de Temp. mínima sin corregir históricos (1979-2014).	75
C.2 Valores de Temp. mínima corregidos históricos (1979-2014).	76
C.3 Sesgo en datos sin corregir de Temp. mínima históricos (1979-2014).	77
C.4 Sesgo en datos corregidos de Temp. mínima históricos (1979-2014).	78
D.1 Test Kolmogorov-Smirnov, Enero.	79
D.2 Test Kolmogorov-Smirnov, Febrero.	80
D.3 Test Kolmogorov-Smirnov, Marzo.	81
D.4 Test Kolmogorov-Smirnov, Abril.	82
D.5 Test Kolmogorov-Smirnov, Mayo.	83
D.6 Test Kolmogorov-Smirnov, Junio.	84
D.7 Test Kolmogorov-Smirnov, Julio.	85
D.8 Test Kolmogorov-Smirnov, Agosto.	86
D.9 Test Kolmogorov-Smirnov, Septiembre.	87
D.10 Test Kolmogorov-Smirnov, Octubre.	88
D.11 Test Kolmogorov-Smirnov, Noviembre.	89
D.12 Test Kolmogorov-Smirnov, Diciembre.	90

E.1	Valores de Precipitación sin corregir proyectado (2030-2070).	92
E.2	Valores de Precipitación corregidos proyectado (2030-2070).	93
E.3	Diferencia en datos sin corregir de Precipitación proyectados (2030-2070). . .	94
E.4	Diferencia en datos corregidos de Precipitación proyectados (2030-2070). . .	95
F.1	Valores de Temp. máxima sin corregir proyectados (2030-2070).	97
F.2	Valores de Temp. máxima corregidos proyectados (2030-2070).	98
F.3	Sesgo en datos sin corregir de Temp. máxima proyectados (2030-2070). . . .	99
F.4	Sesgo en datos corregidos de Temp. máxima proyectados (2030-2070). . . .	100
G.1	Valores de Temp. mínima sin corregir proyectados (2030-2070).	102
G.2	Valores de Temp. mínima corregidos proyectados (2030-2070).	103
G.3	Sesgo en datos sin corregir de Temp. mínima proyectados (2030-2070). . . .	104
G.4	Sesgo en datos corregidos de Temp. mínima proyectados (2030-2070). . . .	105
H.1	Diferencias en climogramas proyectado, modelo HR.	107
H.2	Diferencias en climogramas proyectado, modelo SHR.	108
I.1	Caudales simulados con CR2MET en periodo de calibración. De arriba hacia abajo, valores diarios, medios mensuales, medios anuales y medios por temporada.	110
J.1	Curva de duración de caudal CR2MET, periodo de calibración.	111
J.2	Curva de duración de caudal CR2MET, periodo de verificación.	112
J.3	Curva de duración de caudal modelo HR, periodo histórico.	113
J.4	Curva de duración de caudal modelo SHR, periodo histórico.	114
K.1	Salidas del modelo TUWmodel, periodo histórico.	115
K.2	Salidas del modelo TUWmodel, periodo proyectado.	116
L.1	Diferencias de caudal proyectadas en [mm/día].	117

CAPÍTULO 1

INTRODUCCIÓN

1.1. Descripción del problema

El cambio climático es un fenómeno ampliamente observado y de interés transversal por su impacto en distintas regiones del planeta, con efectos sobre los recursos hídricos que se manifiestan en cambios en la intensidad y/o frecuencia de eventos extremos (e.g. sequías e inundaciones). En Chile se ha observado una disminución de largo plazo en las precipitaciones del centro-sur y un aumento de temperaturas en buena parte del país desde mediados del siglo XX (Carrasco et al., 2008), desencadenando en un periodo denominado "megasequía"(2010–presente) (Garreaud et al., 2017) caracterizado por déficit de precipitaciones acumuladas anuales que oscilan entre el 35 % y 45 %, derivando así en una baja productividad vegetacional y una disminución en la acumulación de nieve. A pesar de la disminución en las tasas anuales de precipitación, algunos estudios sugieren un aumento en la ocurrencia de eventos extremos de inundación (Vicuña et al., 2013).

Para poder hacer frente a los efectos adversos del cambio climático en los ecosistemas y en la población de una zona particular es necesario poder cuantificar las proyecciones de cambio climático para dicha zona en el mediano y largo plazo. Es en este punto donde los modelos de clima (GCMs en adelante por su nombre en inglés, General Climate Model) se transforman en la herramienta para evaluar proyecciones de tendencias en las variables climáticas. Sin embargo, estos modelos poseen errores sistemáticos que ocurren a causa de diferentes motivos, como los detalla (Eden et al., 2012). Para reducir estos errores se recomienda la utilización de métodos de corrección de sesgo, los cuales tienen como objetivo corregir los errores observados en un periodo histórico del modelo y extender esta corrección a proyecciones futuras, asumiendo que dichos errores se mantienen a lo largo del tiempo. Uno de los métodos utilizados cuando existe interés en los eventos extremos, es el "Quantile Delta Mapping"(QDM) el cual incorpora un factor en la corrección a los datos proyectados que permite la conservación de los cambios en los cuantiles de la variable corregida (Cannon et al., 2015a).

La presente propuesta de actividad de titulación tiene como objetivo evaluar el impacto del cambio climático en los recursos hídricos de una subcuenca del Río Trancura, ubicada en la cordillera de Los Andes al sur de La Araucanía. Se ha escogido esta cuenca debido a que sectores aledaños se han visto afectados por recurrentes eventos de inundación que han derivado en el cierre de la principal vía de acceso a la comuna de Curarrehue, dejando desconectados a sus habitantes.

Para la evaluación del impacto climático en la subcuenca, se propone la utilización -por primera vez en Chile- de un modelo climático highResMIP perteneciente al Coupled Model Intercomparison Project Phase 6 (CMIP6, Eyring et al., 2016), que se presenta en calidad de alta y súper alta resolución espacial, permitiendo evaluar el impacto del aumento en la calidad de resolución del modelo climático sobre la simulación del caudal de salida en la subcuenca.

1.2. Objetivos

1.2.1. Objetivo general

- Estimar el impacto del cambio climático en los caudales de salida de una subcuenca del Río Trancura en base a un modelo de circulación global de alta y otro de súper alta resolución.

1.2.2. Objetivos específicos

- **Objetivo específico 1:** Implementar un método de corrección de sesgo que explícitamente preserve los cambios relativos en los cuantiles de precipitación y temperatura del aire de un modelo de circulación global.

- **Objetivo específico 2:** Implementar un modelo hidrológico que permita cuantificar el impacto del cambio climático en los caudales de salida de una subcuenca del Río Trancura.
- **Objetivo específico 3:** Estimar el impacto del cambio climático en los caudales de salida de una subcuenca del Río Trancura en base a un modelo de circulación global de alta y otro de súper alta resolución.

CAPÍTULO 2

ANTECEDENTES GENERALES

2.1. Zona de estudio

Para la corrección de sesgo de los datos climáticos, se consideran las regiones del Biobío, La Araucanía y Los Ríos. Se define esta zona de corrección para tener una mejor visualización del comportamiento en las variables climáticas y así evaluar el desempeño de la corrección de forma más amplia.

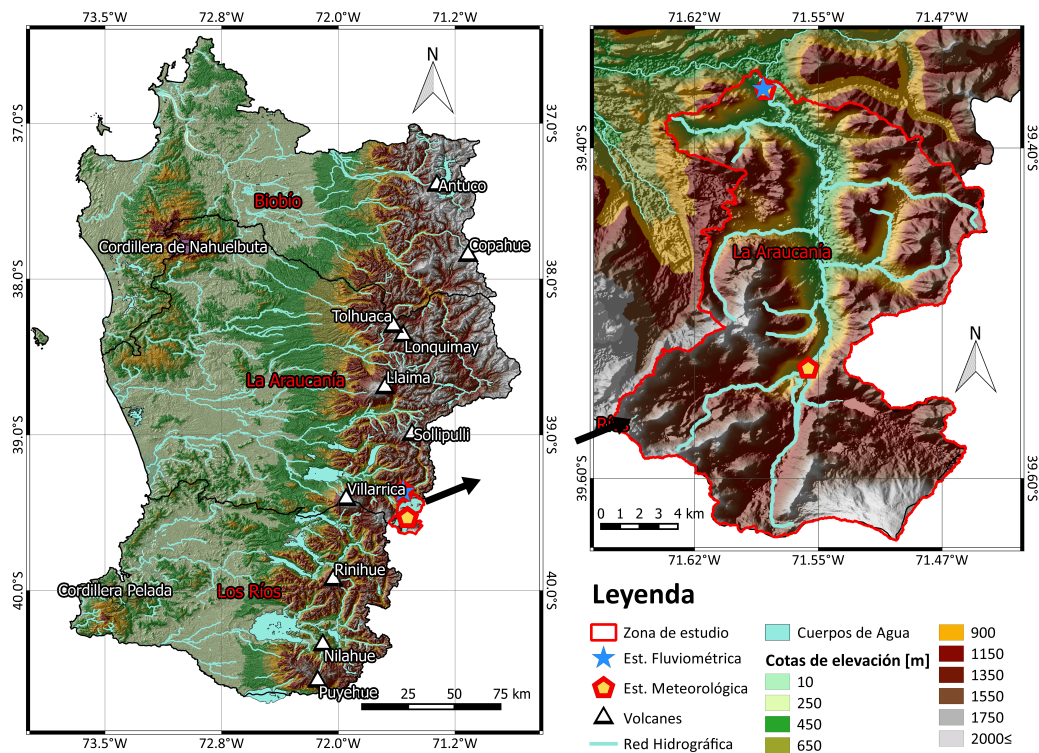


Figura 2.1: Regiones a corregir y cuenca a modelar.

De acuerdo a la Figura 2.1, se pueden identificar tres cordones montañosos en el panel izquierdo. La cordillera de Los Andes ubicada en el sector este del mapa, su mayor altura se sitúa entre el Biobío y norte de la Araucanía. La cordillera de los Andes además posee una alta presencia de actividad volcánica, siendo en general los volcanes los puntos de mayor elevación. También se encuentra la cordillera de Nahuelbuta que se extiende entre los 37.0°S y 38.5°S al oeste del Biobío, mientras más al sur en la región de Los Ríos se identifica la cordillera Pelada que va desde los 40.0°S hasta el límite regional inferior.

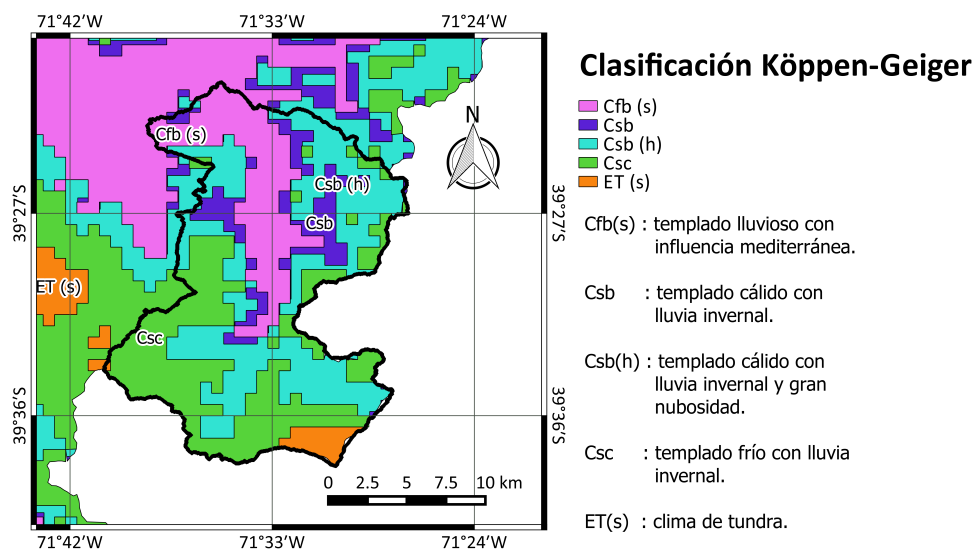


Figura 2.2: Clasificación climática Köppen-Geiger en cuenca de estudio. Elaboración propia.

La delimitación del área de la cuenca del estudio se encuentra previamente definida en la base de datos CAMELS-CL (Alvarez-Garretón et al., 2018). Se sitúa en la cordillera de los Andes específicamente en el sector sur de La Araucanía entre las latitudes 39.2°S-39.4°S y longitudes 71.42°O-71.24°O, comuna de Curarrehue. Es una cuenca de orografía accidentada con una superficie de 356.9 Km², y en su parte alta se ubica el volcán Lanín. La cota máxima en la cuenca es a los 3746 m.s.n.m. y su cota mínima es 369 m s.n.m. según la base de datos CAMELS-CL. De acuerdo al producto de cobertura de suelo de Zhao et al. (2016), en la cuenca existe una presencia de Nativos de hoja ancha cercana al 60 %, además, se destaca una presencia de matorrales en las zonas de mayor altura que alcanza una cobertura del 19 %.

En la Figura 2.2, se muestra la clasificación climática en la cuenca de acuerdo a Köppen-Geiger (Beck et al., 2020). En la cuenca, el clima dominante es de tipo templado variando de templado lluvioso con influencia mediterránea (Cfb(s)) en el valle, a un clima templado cálido con lluvia invernal (Csb), adquiriendo mayor nubosidad (Csb(h)) con la altitud, hasta clasificarse como un clima templado frío con lluvias invernales (Csc), finalizando en Tundra (ET(s)).

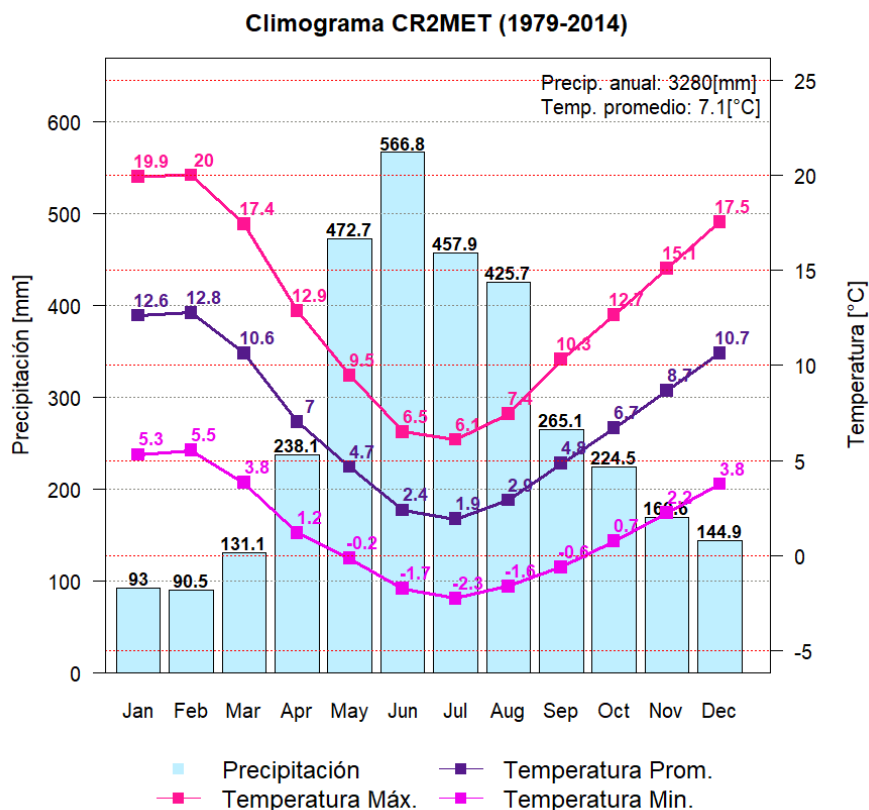


Figura 2.3: Climograma en zona de estudio, cuenca de Río Trancura en Curarrehue.

El climograma en la Figura 2.3, se genera en base a datos grillados CR2MET (Boisier et al., 2018) de precipitación y temperatura del aire. La figura muestra una lluviosa temporada de invierno (junio, julio, agosto) que acumula en junio la mayor cantidad de precipitaciones. Se registran las precipitaciones más bajas en la temporada de verano (diciembre, enero, febrero), siendo febrero el mes menos lluvioso. La diferencia de precipitación acumulada entre junio y febrero es de 476.3[mm]. Para las temperaturas promedio, se registra una variación máxima cercana a los 11[°C], en el mes más cálido (febrero) y el mes más frío (julio).

La estación fluviométrica en la salida de la cuenca, Río Trancura en Curarrehue, se ubica a una altura de 391 m s.n.m. y posee registros desde 1968, hasta el presente. La Figura 2.4 muestra los caudales del cuantil 2.5 (Q2.5) y cuantil 97.5 (Q97.5), junto con los caudales

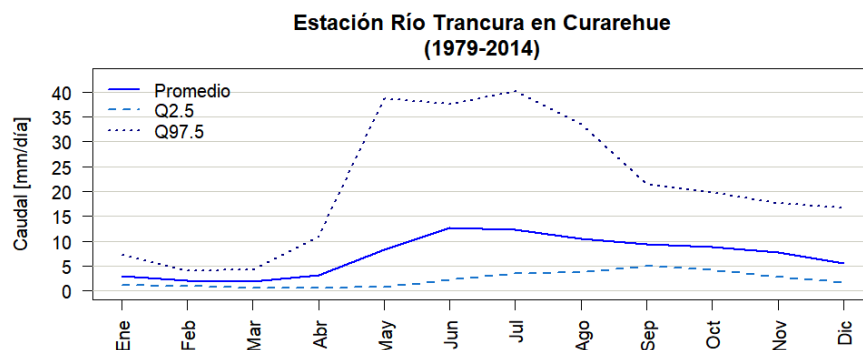


Figura 2.4: Caudal observado periodo 1979-2014. Elaboración propia.

medios de acuerdo a los datos observados entre 1979-2014. Se puede observar un régimen hidrológico pluvio-nival donde las mayores crecidas se presentan en el mes de julio, mientras los meses de menor caudal se sitúan entre febrero y abril.

De acuerdo a la información de Datawheel (2017) la principal actividad económica en la comuna de Curarrehue se asocia a la agricultura, ganadería y silvicultura, por lo cual, es una economía susceptible frente a variaciones en las condiciones climáticas.

2.2. Cambio climático

El cambio climático de acuerdo con la Convención Marco de las Naciones Unidas sobre Cambio Climático (CMNUCC), se entiende como un cambio atribuido de forma directa o indirecta a las actividades antropogénicas que alteran la composición de la atmósfera mundial y que se suman a la variabilidad natural del clima observada durante períodos de tiempo comparables (Naciones unidas, 1992). Por su parte, el Panel Intergubernamental en Cambio Climático (IPCC, por sus siglas en inglés) lo ha definido como la variación del estado del clima identificable en las variaciones del valor medio y/o en la variabilidad de sus propiedades que persisten durante largos períodos de tiempo, generalmente decenios o periodos más largos. Este cambio puede ser debido a procesos internos naturales o forzantes externos tales como modulaciones de los ciclos solares, erupciones volcánicas o

cambios antropógenos persistentes de la composición de la atmósfera o del uso del suelo (Stocker et al., 2003).

Diversos estudios han demostrado que el cambio climático afecta el desarrollo de los países e impacta de forma irreversible el medio ambiente. Una de las consecuencias del cambio climático es la modificación en la distribución estadística de los patrones atmosféricos (Sanabria et al., 2009). Por ejemplo, es probable que se intensifique la variabilidad de las precipitaciones relacionadas con El Niño-Oscilación del Sur (ENOS) a escalas regionales (IPC, 2014) afectando así actividades productivas de carácter agrícola o aumentando el riesgo de crecidas. Además, producto del calentamiento de las aguas oceánicas derivado de ENOS, se origina un impacto en la flora y fauna que repercute en actividades pesqueras. De esta forma el cambio climático genera un impacto en la población mundial, con incrementos en las temperaturas, precipitaciones cambiantes o derretimiento de nieve y hielo, afectando los sistemas hidrológicos en términos de cantidad y calidad de agua, impactando de esta forma la producción de cultivos en el futuro (Kang et al., 2009).

2.3. Modelos de clima global

Para evaluar los cambios que pueda presentar en el clima en el mediano y largo plazo, se utilizan los GCM. Un GCM es una representación matemática compleja de los principales procesos del sistema climático y la interacción de sus distintos componentes. En forma gruesa, los modelos consisten en balances de energía entre la atmósfera, superficie de suelo, océano y hielo marino.

La distribución espacial de las variables climáticas en los GCM se representa en grillas tridimensionales, de las cuales se conoce su posición y elevación. Los procesos físicos, químicos o biológicos incluidos en las componentes atmosféricas, continentales u oceánicas, tienen asociadas ecuaciones con sus respectivas formulaciones numéricas. Por su parte, la resolución del modelo (el tamaño de las grillas) es dependiente principalmente

de la capacidad de cómputo disponible, debido a la cantidad de procesos que deben ser ejecutados en simultáneo.

Los procesos reproducidos al interior en los GCM, tienen distinto grado de parametrización en función de cuán explícito esté representada una solución teórica en el modelo. Típicamente los procesos con mayor grado de parametrización ocurren en una escala menor que la de grilla del modelo por lo cual no pueden ser representados de forma explícita. La formulación de estos está guiada por principios físicos básicos y relaciones empíricas, extraídas de información observacional (e.g. composición de las nubes).

2.4. CMIP6

Los GCM utilizados con propósito de este trabajo pertenecen al proyecto Coupled Model Intercomparison Project (CMIP), el cual surge hace 20 años como una comparación de un conjunto relativamente pequeño de modelos globales acoplados con el apoyo del World Climate Research Programme (WCRP) y Working Group on Coupled Modeling (WGCM). Su objetivo es lograr un mejor entendimiento de la variabilidad climática histórica, presente y futura a través de la estandarización de protocolos de simulación que permitan una homologación en la forma y formato de los resultados entregados por los modelos, lo cual facilita la comparación entre estos.

CMIP6 corresponde a la quinta versión del proyecto CMIP y cada una de dichas fases ha servido de insumo para la elaboración de informes por parte del IPCC. Una de las novedades que presenta CMIP6 respecto a versiones anteriores es la incorporación de las Trayectorias socio-económicas compartidas (SSP, por sus siglas en inglés). Los escenarios SSP son escenarios que consideran las políticas de desarrollo tomadas por los países, a diferencia de los ya conocidos Trayectorias de concentración representativas (RCP, por sus siglas en inglés) que representan diferentes escenarios producidos efecto de la radiación originada por la emisión y concentración de gases de efecto invernadero (GEI). En este es-

tudio, se ha considerado el escenario SSP5-8.5, el cual corresponde a un desarrollo basado en el uso intensivo de combustibles fósiles, bajo crecimiento económico y un aumento en las forzantes radiativas para fines de siglo superior a 8.5 Watt/m^2 respecto a la época pre industrial.

Además de lo anterior, CMIP6 ha definido tres nuevos elementos para quienes quieran conformar parte del proyecto (Eyring et al., 2016). Primero, el Diagnostic, Evaluation and Charecterization of Klima (DECK) corresponde a un conjunto básico de experimentos que deben ser realizados por los grupos participantes, además de una simulación histórica entre 1850-presente, lo cual permite mantener continuidad y documentar las características básicas del modelo a través de las diferentes fases de CMIP. Segundo, se establecen estándares comunes de coordinación, infraestructura y documentación que facilitarán la distribución de las salidas del modelo junto con su caracterización. Tercero, un conjunto de CMIP-Endorsed Model Intercomparison Projects (MIPs) corresponde a distintos experimentos numéricos destinados a responder principalmente tres preguntas que no han sido respondidas en las fases previas de CMIP:

- ¿Cómo responde la Tierra a los forzantes?.
- ¿Cuáles son los orígenes y consecuencias del sesgo sistemático en los modelos?
- ¿Cómo podemos evaluar los cambios climáticos futuros dada la variabilidad interna del clima, su predictibilidad e incerteza?

2.5. Corrección de sesgo

Dada la gruesa resolución con la que cuentan los modelos GCMs éstos no son capaces de representar las diferencias que ocurren al interior de cada celda, por lo cual cuando las celdas son reescaladas, es común encontrar diferencias respecto a los datos observados o provenientes de modelos regionales. Esta diferencia entre los valores se conoce como sesgo y (Eden et al., 2012) define tres fuentes principales de sesgo para los modelos:

- Variabilidad o respuesta a los forzantes climáticos irreal a gran escala.
- Variabilidad impredecible interna que difiere de las observaciones. Si bien este punto, no podría definirse como un error del modelo, representa una dificultad a la hora de discernir entre impactos de variabilidad natural y de cambio climático antrópico.
- Errores en parametrización convectiva y sub-grillado de la orografía sin resolver.

El sesgo en las simulaciones climáticas puede conducir a representaciones irreales en simulaciones hidrológicas (Bergström et al., 2001). Por lo tanto, la corrección del sesgo es recomendada (Wilby et al., 2000), dado que permite tener un conjunto de forzantes climáticas de presente y futuro coherente con el conjunto de datos de referencia utilizados como referencia para calibración del modelo hidrológico.

Para este trabajo, la corrección de sesgo se aplica a un periodo histórico entre 1979-2014, y un periodo proyectado entre 2030-2070. Se define ese periodo proyectado, dado que es un periodo que permitirá visibilizar cambios en las variables proyectadas sin ser estos demasiado extremos como los proyectados para fines de siglo.

Existen distintos métodos de sesgo, desde luego cada uno de estos posee características distintas que pueden definir y orientar a quien requiera aplicar el método, por alguno u otro. Una buena revisión de estos métodos puede ser encontrada en los siguientes artículos: Teutschbein & Seibert (2012); Chen et al. (2013)

2.5.1. Quantile Delta Mapping

El método de corrección de sesgo que se implementa en este trabajo, corresponde al Quantile Delta Mapping y está basado en la metodología implementada por Cannon et al. (2015a). Este método posee como característica conservar los cambios relativos en los cuantiles entre dos periodos, mientras al mismo tiempo corrige el sesgo sistemático respecto a los valores observados en un periodo de referencia.

En su algoritmo combina una secuencia de tres pasos donde en primer lugar, se elimina la tendencia de la proyección en cada cuantil mediante un método conocido como “detrending”. Posteriormente, se corrige el sesgo apoyado en la metodología Quantile Mapping para después, introducir los cambios relativos en cada cuantil mediante la incorporación de un factor delta, el cual se detalla en la metodología.

Este último paso, es el que permite al método conservar los cambios relativos proyectada por los modelos. En consideración de que el método es capaz de conservar los cambios relativos por cuantil, este método se vuelve una potente herramienta para hacer el análisis de eventos extremos en modelos proyectados.

2.6. Modelo hidrológico

El propósito de la modelación hidrológica es comprender el ciclo hidrológico, sus procesos e interrelaciones superficiales y sub superficiales. Con este propósito, se escoge el modelo TUWmodel (Parajka et al., 2006) para el estudio de la cuenca, el cual es un modelo hidrológico conceptual agrupado basado en la estructura del modelo HBV (Bergström, 1976, 1992). A pesar de ser un modelo agrupado, TUWmodel puede ser utilizado en forma semi distribuida y con una representación dual de la capa de suelo. Este modelo funciona a escala diaria o menor si el usuario lo desea, y consiste en una simulación de la interacción entre tres módulos: nieve, humedad del suelo y escorrentías.

La Figura 2.5 muestra los principales procesos representados por el modelo. En el módulo de nieve, se realiza una separación de la precipitación líquida (PR) y precipitación sólida (PS) que es dependiente del parámetro de temperatura T_{wb} . Para corregir el déficit de precipitaciones medidas en las estaciones al nevar, se incorpora el parámetro SCF . La nieve derretida ($M[mm/dia]$) es simulada basada en un concepto de “grados por día”, el cual considera la temperatura de derretimiento (T_m) y un factor grados por día (DDF).

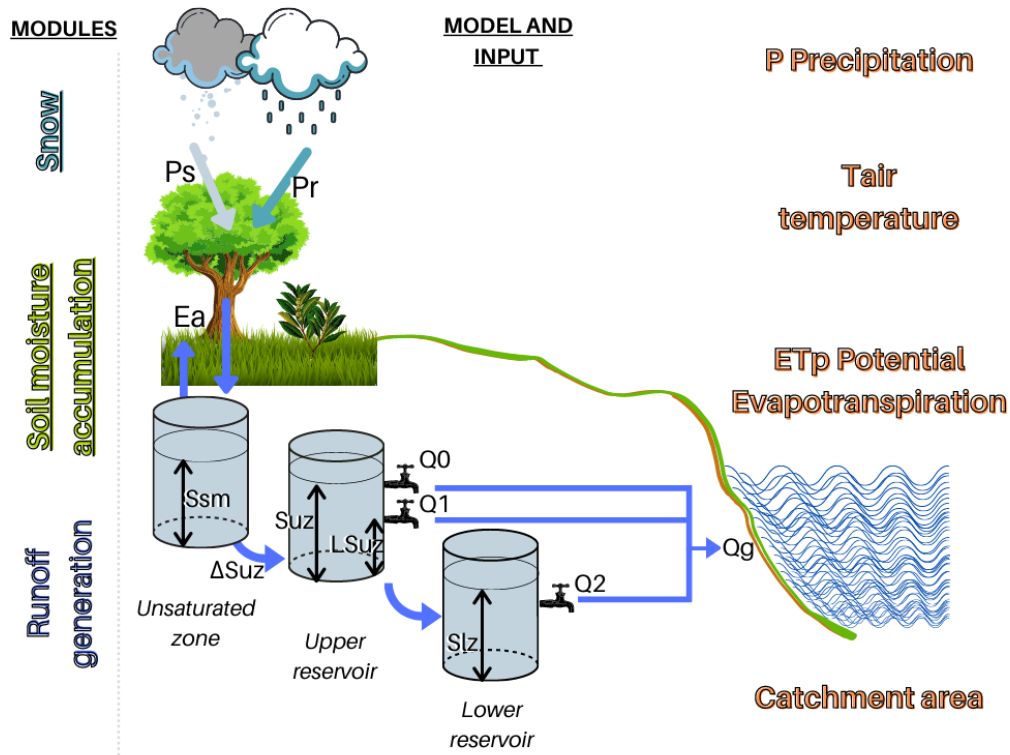


Figura 2.5: Interacción de los módulos al interior del modelo. Elaboración propia.

Dentro del módulo de humedad de suelo, la fracción de precipitación que produce escorrentías y evapotranspiración se simula en función al estado de humedad en el suelo. Si la humedad contenida en el suelo supera el parámetro umbral FC , toda la lluvia y nieve derretida es sumada a la escorrentía. El parámetro no lineal β , se encarga de controlar las características de la producción de escorrentía. Se define un umbral límite de evapotranspiración potencial $LPrat$ obtenido en base al producto de los parámetros FC y $LPrat$, si la humedad del suelo excede el umbral se dice que la evapotranspiración (ET) ha alcanzado el valor potencial (ETP).

El tercer módulo, escorrentías, posee un estanque superior y un estanque inferior. La fracción de precipitación y nieve derretida que contribuyen en los caudales entran en el estanque superior y dejan este en tres formas. Si se supera el umbral de almacenamiento LS_{UZ} en el estanque superior, el caudal sale de forma muy rápida (q_0) con un corto tiempo de

almacenamiento (k_0). La segunda forma en que el caudal deja el estanque superior es con un caudal de salida (q_1) que tiene un tiempo de almacenamiento de mayor prolongación (k_1) que k_0 . El caudal que no abandone el estanque superior en las dos formas ya mencionada, lo hace en forma de percolación al estanque inferior a una tasa definida por el parámetro $c_P [mm/dia]$. El agua contenida en el estanque inferior, abandona este como un flujo base (q_2) que posee un mayor tiempo de almacenamiento (k_2). Finalmente el flujo total, es conducido por una función de transferencia que considera los parámetros B_{MAX} que es la base máxima del flujo base, y un parámetro de escala c_R .

Tabla 2.1: Parámetros asociados a TUWmodel. Fuente: Széles et al. (2020)

Parámetro	Módulo del modelo	Unidades	Descripción
SCF	Nieve	—	Factor de corrección de nieve.
DDF		$mm^{\circ}C^{-1}dia^{-1}$	Factor de grado por día.
T_{wb}		$^{\circ}C$	Umbral para definir precipitación.
T_M		$^{\circ}C$	Umbral para definir temperatura de derretimiento
$LPrat$	Suelo	—	Parámetro para la obtención del límite para evapotranspiración potencial.
FC		mm	Máxima humedad retenida por el suelo.
β		—	Parámetro no lineal que modifica las características de la escorrentía producida.
K_0		dia	Coefficiente de salida para almacenamiento de muy rápido.
K_1	Escorrentía	dia	Coefficiente de salida para almacenamiento de rápido.
K_2		dia	Coefficiente de salida para almacenamiento de lento.
C_P		$mm * dia^{-1}$	Constante de la velocidad de percolación.
C_R		dia^2mm^{-1}	Parámetro libre.
B_{MAX}		dia	Base máxima en caudales bajos.
LS_{UZ}		mm	Umbral del estado de almacenamiento.

La Tabla 2.1 presenta en forma resumida los parámetros involucrados en la modelación, acompañados de una breve descripción, donde se puede ver a qué módulo está asociado cada uno. Se debe mencionar que, si bien el modelo original considera quince parámetros, en este estudio la modelación se realiza con catorce parámetros. Los parámetros originales T_R y T_S mencionados en el documento de (Parajka et al., 2006) han sido reemplazados por T_{wb} (Széles et al., 2020).

CAPÍTULO 3

METODOLOGÍA

3.1. Datos utilizados

3.1.1. CR2MET v2

Los datos climatológicos de precipitaciones, temperaturas máximas y mínimas son provenientes de CR2METv2 (Boisier et al., 2018), los cuales corresponden a datos de libre acceso que pueden ser descargados en forma gratuita a través del sitio web del Center for Climate and Resilience Research (CR2) (<http://www.cr2.cl/datos-productos-grillados/>).

CR2METv2 obtiene la precipitación, en base a una regionalización estadística de las datos de reanálisis atmosférico de ERA5 (Hersbach et al., 2020). Para esto, se utilizan métodos estadísticos alimentados por topografía local, y se definen mediante un grupo de parámetros calibrados en base a la red de estación meteorológicas, lo anterior permiten traducir variables de gran escala en ERA5 en precipitación regional.

En el caso de las temperaturas, además de las consideraciones mencionadas para la precipitación, se utiliza datos de temperatura superficial estimada mediante imágenes satelitales, información proporcionada por el producto Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer Land Surface Temperature (MODIS LST). Finalmente, los datos de CR2METv2 se presentan en una grilla rectangular de $0.05^{\circ} \times 0.05^{\circ}$ para Chile continental entre el periodo 1979-2020 (mayo) en escala diaria, como se muestra en la Tabla 3-1.

3.1.2. Caudales

Dato de caudales diarios se obtuvieron desde la información registrada por la estación fluviométrica Río Trancura en Curarrehue, código BNA 9412001, perteneciente a la Dirección General de Aguas, Ministerio de Obras Públicas (DGA). La estación fluviométrica tiene registros desde la segunda mitad del año 1968 hasta la actualidad. El periodo de datos que se considera, es igual al periodo histórico definido para los modelos GCMs (1979-2014).

Para verificar que se cuentan con datos suficientes, se evalúa la cantidad de datos faltantes. De los 13149 días comprendidos en el periodo histórico, se encuentran 665 días con mediciones faltantes equivalentes a un 5 %, lo cual se encuentra bajo el umbral definido en la metodología (10 %) para aceptar los datos de una estación. Se ha calculado el promedio histórico de cada mes, y se ha utilizado este para rellenar los valores faltantes dependiendo en que mes se encuentren.

3.2. Modelos de circulación global

El procedimiento para escoger el GCM a corregir, consta de cuatro pasos. Primero, de formar parte del programa CMIP6 e implementar el experimento HighResMIP (Haarsma et al., 2016). Segundo, el modelo debe tener proyecciones en el escenario SSP5-8.5. Tercero, la información disponible debe contemplar un periodo histórico y futuro, en diferentes resoluciones espaciales. Cuarto, se debe disponer de datos de precipitación, temperatura máxima y temperatura mínima a escala diaria.

El modelo escogido por cumplir estos requisitos, corresponde al modelo MRI-AGCM3.2 (Mizuta et al., 2012), posee una resolución nativa de grilla 50 Km y 25 Km para los productos MRI-AGCM3.2-H y MRI-AGCM3.2-S respectivamente. MRI-AGCM3.2-H es un modelo de alta resolución (HR en adelante) y MRI-AGCM3.2-S corresponde a uno de súper alta resolución (SHR en adelante). Las simulaciones de este modelo utilizan como condiciones de borde la temperatura superficial del océano, observada para el periodo histórico y proyectada por un modelo acoplado atmósfera-océano.

La reducida extensión de la zona de estudio (357 Km²) fue el principal factor para optar por utilizar un modelo de súper alta resolución para evaluar su desempeño versus un modelo de alta resolución, dada la accidentada orografía del lugar se busca evaluar qué impacto tiene un aumento de resolución en las simulaciones del caudal. Los datos de salida en este modelo son de libre acceso a través de los nodos disponibles en la web

Tabla 3.1: Resumen de características para los datos climáticos usados.

	Resolución	Periodo	MIP	Experimento CMIP6	Escenario
CR2MET	$\sim 5Km$	1979–2020*	No aplica	No aplica	No aplica
MRI-AGCM3.2-SHR	$\sim 25Km$	1950–2014	HighResmMIP	highresSST–present	No aplica
MRI-AGCM3.2-SHR	$\sim 25Km$	2015–2099	HighResmMIP	highresSST–future	SSP5–8.5
MRI-AGCM3.2-HR	$\sim 50Km$	1950–2014	HighResmMIP	highresSST–present	No aplica
MRI-AGCM3.2-HR	$\sim 50Km$	2015–2099	HighResmMIP	highresSST–future	SSP5–8.5

*Solo considera hasta el mes de mayo.

de la Earth System Grid Federation (<https://esgf.llnl.gov/nodes.html>). La Tabla 3.1, presenta un resumen de las principales características de los datos grillados.

Una vez la información ha sido descargada, se realiza pre procesamiento de datos en donde se define WGS84 como la proyección de trabajo. Finalmente se realiza una interpolación bi-lineal de la grilla en ambos GCMs a la escala del CR2MET, de esta forma se tienen productos con grillas coherentes.

El periodo histórico abarca desde 1979 hasta 2014, y se escoge dado que este periodo es de intersección para los datos CR2MET, HR y SHR.

3.3. Corrección de sesgo

El método QDM (Cannon et al., 2015a) para corrección de sesgo, permite conservar diferencias relativas proyectadas por un conjunto de datos basado. De esta manera, QDM consiste en forzar las curvas de función de distribución acumulada (CDF) del modelo histórico (m.h.) y modelo proyectado (m.p.) a la CDF de los datos observados históricos (o.h.).

Mediante la determinación de cuantiles empíricos para las tres series de tiempo (*o.h.*, *m.h.*, *ym.p.*), se distribuyen los datos de la serie en una curva CDF (3.1). El resultado de esto, es la pro-

bilidad de no excedencia τ , donde (t) representa la ventana de tiempo escogida para la corrección.

$$\tau_{m.h.} = F_{m.h.}^{(t)}[x_{m.h.}(t)] \quad (3.1)$$

$$\hat{x}_{o:m,h:h}(t) = F_{o.h.}^{-1}[\tau_{m.h.}(t)] \quad (3.2)$$

La corrección como tal es realizada cuando mediante la función inversa de la CDF de los datos observados, se fuerza a las probabilidades de no excedencia de los datos modelados a dicha distribución (3.2).

Para el caso de los datos históricos, esta corrección produce -por definición- un buen ajuste entre los valores del modelo y los valores observados. Sin embargo, en los datos proyectados la manera de conservar los cambios relativos para cada cuantil es con la incorporación del término. Este término, se agrega en la ecuación (3.2) de forma aditiva si la corrección se realiza a temperatura y de forma multiplicativa si corresponde a precipitación.

Tabla 3.2: Descripción del factor delta, utilizado para conservar los cambios relativos por cuantil.

Temperatura	Precipitación
$\Delta_m(t) = F_{m.p.}^{-1}[\tau_{m.p.}(t)] - F_{m.h.}^{-1}[\tau_{m.h.}(t)]$	$\Delta_m(t) = \frac{F_{m.p.}^{-1}[\tau_{m.p.}(t)]}{F_{m.h.}^{-1}[\tau_{m.h.}(t)]}$
$\Delta_m(t) = x_{m.p.} - F_{m.h.}^{-1}[\tau_{m.h.}(t)]$	$\Delta_m(t) = \frac{x_{m.p.}}{F_{m.h.}^{-1}[\tau_{m.h.}(t)]}$

La Figura 3.1 lustra la capacidad de conservar los cambios relativos en el cuantil 80. La línea negra representa los valores observados ($x_{o.h.}$), línea azul los valores históricos modelados ($x_{m.h.}$), línea verde valores proyectados modelados ($x_{m.p.}$) y la línea roja los valores proyectados corregidos ($\hat{x}_{m.p.}$).

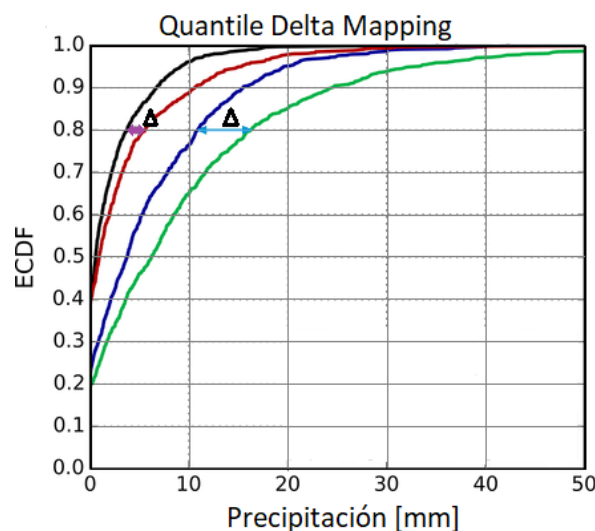


Figura 3.1: Ejemplo método QDM para cuantil 80. Las flechas representan 'delta'. Fuente: modificada de Switanek et al. (2017).

Para el caso de las precipitaciones particularmente, se ha considerado como condición que toda precipitación menor a 0.5[mm] es considerada una llovizna, para evitar una sobre representación de días con precipitaciones tan bajas estos se han considerado con precipitación 0[mm]. Esta consideración solo ha sido considerada para los modelos históricos y proyectados.

En cuanto a la implementación computacional del método, esto se realizó en el entorno de R v4.0.3 (R Core Team, 2020). Se pide al usuario que los archivos raster a corregir, se encuentren en igual proyección y resolución de grilla. Además, es el usuario quien define el periodo a corregir en el caso de los modelos proyectados.

La estimación de los cuantiles empíricos y posterior corrección de sesgo se realiza mediante el uso del paquete MBC (Cannon et al., 2015b). El procedimiento es ejecutado para el periodo histórico y proyectado en paralelo. Se opera separando las capas raster por mes, formando así una serie de tiempo con las capas raster seleccionadas, para luego trabajar cada píxel de la grilla como una serie de tiempo independiente.

3.3.1. Cálculo de sesgo y diferencias proyectadas

El sesgo en el periodo histórico (Δ_{sesgo}) se calcula para cada píxel, y se hace de forma diferente para las temperaturas y precipitación. De forma similar al cálculo Δ_m , el sesgo en las temperaturas se obtiene como una diferencia sustractiva entre los valores del modelo en el periodo histórico ($x_{m.h.}$), y los valores observados o de control correspondientes a CR2MET ($x_{o.h.}$) como se indica en la ecuación (3.3). En el caso de la precipitación, el cálculo se realiza con el fin de obtener una diferencia porcentual entre los datos modelados históricos y los datos observados, como se indica en la ecuación (3.4).

$$\Delta_{sesgo} = x_{m.h.} - x_{o.h.} \quad (3.3)$$

$$\Delta_{sesgo} = \frac{x_{m.h.} - x_{o.h.}}{x_{o.h.}} * 100 \quad (3.4)$$

En el caso de las diferencias proyectadas ($\Delta_{diferencia}$) el cálculo se realiza de la misma manera que el sesgo, pero se reemplazan los valores del modelo histórico por los del modelo proyectado a la vez que los valores observados son reemplazados por los valores del periodo histórico.

3.3.2. Kolmogorov-Smirnov

Una vez la corrección de sesgo se ha aplicado, se evalúa el desempeño por parte del método para corregir el sesgo. Esto se hace de forma independiente para cada mes, debido que la corrección se realiza de forma independiente para cada mes.

Con este objeto se aplica el test estadístico de Kolmogorov-Smirnov, el cual es un test no paramétrico aplicado sobre los valores del modelo histórico corregido, y que permite eva-

luar la bondad del ajuste. El estadístico indica la mayor distancia entre la distribución acumulada empírica de los valores observados históricos y los valores del modelo climático corregidos con el método QDM, donde, $\hat{F}_{o.h.}[x]$, $\hat{F}_{m.h.}[x]$ las distribuciones empíricas de los datos CR2MET (o.h.) y los modelados históricos (m.h.). Se define D como:

$$D = |\hat{F}_{o.h.}[x] - \hat{F}_{m.h.}[x]| \quad (3.5)$$

Para saber si este el test se rechaza o no, se debe comparar el obtenido con el cual es un valor dependiente de la incerteza (α) que se permita, y del número de muestras (N). Dado que , el cálculo del estadístico crítico para este test $D_{critico}$ se realizó utilizando la formula $1,63/\sqrt{N}$, donde corresponde al tamaño de la muestra evaluada. Este test se realiza considerando un nivel de significancia $\alpha = 0,01$.

3.4. Modelación TUWmodel

3.4.1. Datos de entrada

Los datos mínimos para la modelación en TUWmodel, son precipitación (PR), temperatura media (TMEAN), evapotranspiración potencial (PET) y el área de la cuenca. Para la simulación de caudales con TUWmodel, la cuenca se dividió en tres bandas de elevación, utilizando datos de elevación descargados desde la *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM, Farr et al., 2007), con una resolución de 30 [m]. En la primera de las bandas, se ha considerado la zona de precipitación líquida, mientras las siguientes dos bandas consideraran precipitación sólida. Los detalles de las alturas se especifican en la Tabla 3.3.

Definidas las bandas de elevación, el siguiente paso es recortar los datos precipitación diaria y temperatura diaria máxima (TMAX) y mínima (TMIN) de acuerdo a estas. Posteriormente se calcula el promedio espacial a escala diaria de los píxeles contenidos en área

Tabla 3.3: Bandas de elevación, información por banda.

NºZona	Altura mín. [m.s.n.m.]	Altura máx. [m.s.n.m.]	Altura media. [m.s.n.m.]	Desnivel [m]	Área relativa [%]
1	676.8	1041.0	936.0	364.2	31.3
2	1041.0	1299.0	1170.0	258.0	22.9
3	1299.0	2029.0	1664.0	730.0	45.8

de cada banda, obteniendo como resultado una serie de tiempo para cada variable la cual contiene, tantas columnas como bandas de elevación existan.

Para la creación de las bandas y recorte de las variables meteorológicas, el DEM y los datos de PR, TMAX Y TMIN deben estar en igual resolución de grilla. Se decide trabajar con la resolución nativa de CR2MET para que estos datos sufran la menor alteración posible. Sin embargo, esta ha provocado que los datos DEM no sean capaces de representar en forma óptima la topografía dada la reducción de calidad para el DEM. En la Tabla 3.3 se muestra como la altura máxima de la cuenca se sitúa a los 2029 m s.n.m., mientras que la altura máxima real es a los 3746 m s.n.m.

La temperatura media es calculada a través del promedio simple entre las temperatura máxima y mínima en cada banda. Para el cálculo de la evapotranspiración potencial, se utiliza el método de Hargreaves (Hargreaves & Samani, 1985) que requiere como datos de entrada temperatura máxima, mínima y la radiación incidente (Allen et al., 1998) a escala diaria.

3.4.2. Calibración del modelo

Para que el modelo hidrológico sea capaz de representar de forma adecuada la hidrología en la cuenca, es necesario calibrar los parámetros utilizados en la modelación. El proceso consiste en determinar los parámetros del modelo, que permiten obtener un caudal simulado lo más similar posible al caudal observado. En base a los rangos sugeridos en

(Viglione & Parajka, 2020), se definen los límites iniciales para los catorce parámetros a calibrar. Los parámetros utilizados como límite superior y límite inferior se detallan en la Tabla 3.4.

Tabla 3.4: Parámetros límites usados en la calibración.

	SCF	DDF	T_{wb}	T_m	$LPrat$	FC	β
Inferior	1.1	0.3	-1.0	-1.0	0.0	100	0
Superior	1.5	1.5	1.5	2.0	1.0	500	12

	k_0	k_1	k_2	LS_{UZ}	C_P	B_{MAX}	C_R
Inferior	0.0	2.0	15	1.0	3.0	5.0	10
Superior	1.0	25	100	100	8	30	50

Se define un periodo de calibración entre 1979-1997 (18 años) y un periodo de verificación entre 1999-2014 (15 años), considerando un año de ‘precalentamiento’ en 1998. La Figura 3.2, de arriba a abajo muestra el coeficiente de oscilación de El Niño (ONI), una variable de referencia para identificar un año como Niño o Niña. Los datos son obtenidos desde (National Oceanic and Atmospheric Administration, 2021). Los siguientes paneles muestran precipitaciones mensuales acumuladas, temperaturas máxima promedios mensuales y temperaturas mínimas mensuales, con datos provenientes de CR2MET.

El ONI, corresponde a una media móvil de tres meses para la temperatura del Océano Pacífico en el sector denominado 3-4, una zona situada en el Pacífico central sobre la línea del ecuador entre los 5°N y 5°S. Se considera como un año Niño cuando el valor ONI es mayor que 0.5 [°C], en caso que la temperatura sea menor a 0.5[°C] el año será considerado como Niña (L’Heureux et al., 2013).

El proceso de calibración se ejecuta de forma automática mediante el uso del paquete *hydroPSO v0.5-8* (Zambrano-Bigiarini & Rojas, 2013). Este paquete implementa una versión estado del arte del algoritmo de optimización por enjambre de partículas (PSO, por sus siglas en inglés Particle Swarm Optimization) (Kennedy & Eberhart, 1995), el cual optimiza

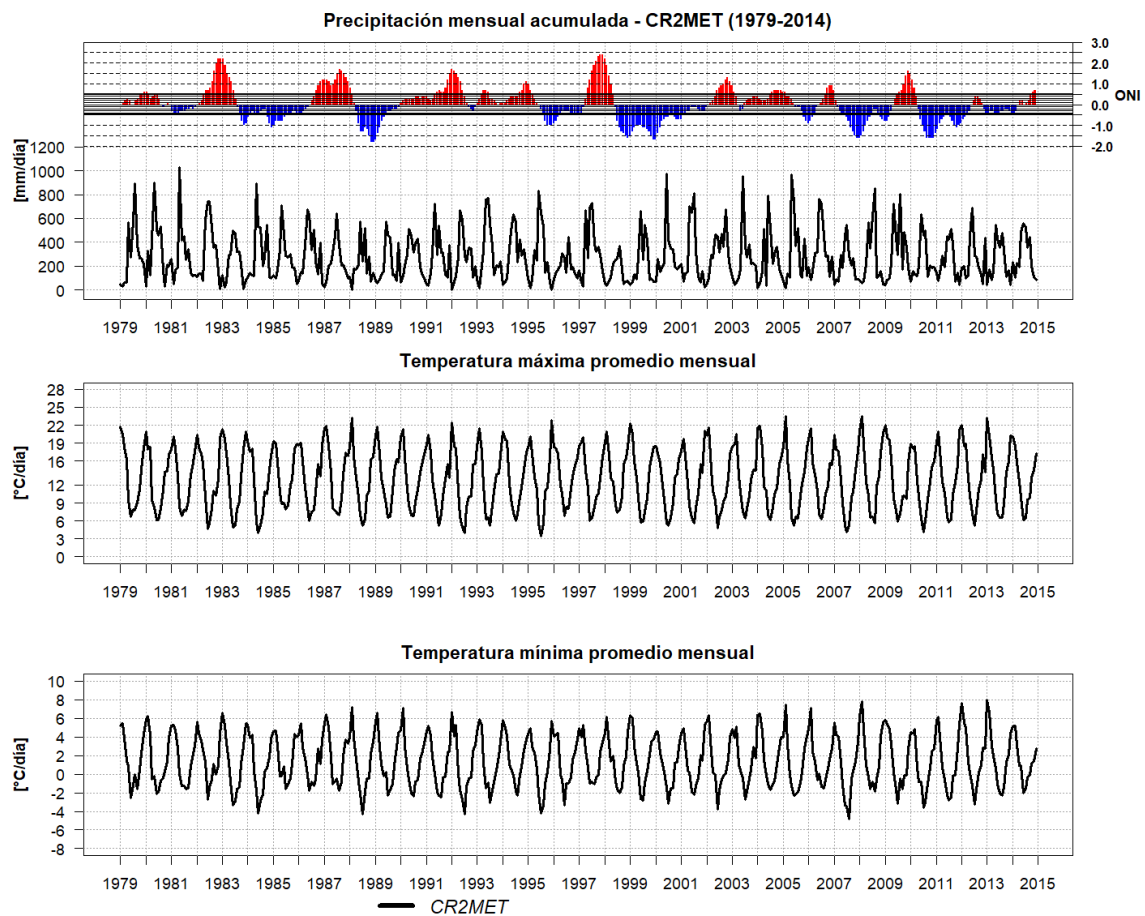


Figura 3.2: Series de tiempo para variables meteorológicas con datos CR2MET En la parte superior se muestra los valores del coeficiente ONI.

una función objetivo mediante una nube de partículas que se presentan como soluciones candidatas y buscan convergencia a la mejor solución posible. La función objetivo escogida es la eficiencia de Kling-Gupta (KGE). La calibración parámetros no se aceptará con valores de KGE menores a 0.8.

3.4.3. Eficiencia de Kling-Gupta

La eficiencia de Kling-Gupta (Kling et al., 2012) es un coeficiente que permite evaluar la bondad de un ajuste entre una serie de datos observados y una simulada. El coeficiente KGE se define según la ecuación (3.6). Donde r es la correlación lineal entre las observa-

ciones y la simulación, α la variabilidad del error y β el sesgo.

$$KGE = 1 - \sqrt{(r - 1)^2 + (\alpha - 1)^2 + (\beta - 1)^2} \quad (3.6)$$

El dominio de KGE es $\{-\infty, 1\}$, y a pesar de que un valor igual a uno indica correlación perfecta entre datos simulados y observados, no existe un consenso sobre cuál es el umbral inferior que indique bajo qué valor los datos simulados no ofrecen una representación mejor que el promedio de los datos. Knoben et al. (2019) luego de realizar pruebas con diferentes caudales, concluyeron que un valor mínimo para definir una muestra de datos simulados mejor representación que el promedio de los datos es -0.41.

Tabla 3.5: Rangos de valoración para KGE.

Rango	Desempeño
$[-\infty, -0,41)$	Pobre
$[-0,41, 0,2)$	Medio
$[0,2, 0,7)$	Pobre
$[0,7, 1]$	Medio

Con ese antecedente, se ha decidido realizar la calibración maximizando el valor de KGE definiendo un umbral mínimo de 0.8, muy por sobre el mínimo sugerido. Además, la Tabla 3.5 muestra los rangos en los cuales serán clasificados los resultados obtenidos, y como serán mencionados estos en adelante de acuerdo a su desempeño.

3.5. Proyección hidrológica

Una vez que ya los parámetros han sido calibrados en el periodo histórico, y el modelo hidrológico logra hacer una representación adecuada de los procesos físicos al interior de la cuenca, es posible realizar una simulación de los caudales durante el periodo futuro.

Para esto, se utilizan como forzantes meteorológicas las proyecciones entregadas por los valores ya corregidos de HR y SHR, durante el periodo entre 2030-2070.

Las diferencias de caudal proyectadas a nivel mensual por HR y SHR, son calculadas en base a los caudales simulados por los mismos en el periodo histórico. Con esto se busca evaluar los cambios esperados para el período futuro en los caudales de salida de la Cuenca Río Trancura en Currarehue. También se evalúan diferencias en la tendencia a lo largo del periodo proyectado.

CAPÍTULO 4

RESULTADOS

4.1. Corrección de sesgo periodo histórico (1979-2014)

4.1.1. Precipitación - valores medios

En la Figura 4.1 se pueden ver tanto los valores sin corregir en la fila superior, y los valores corregidos en la inferior. En general ambos modelos son más húmedos en comparación con CR2MET, especialmente el modelo SHR en la cordillera de Los Andes. El modelo HR no logra representar las precipitaciones entorno a la cordillera de Nahuelbuta antes de realizar la corrección, mientras que dado el aumento de resolución en el modelo SHR esto es posible. Los resultados desglosados por mes se encuentran en el Anexo A.

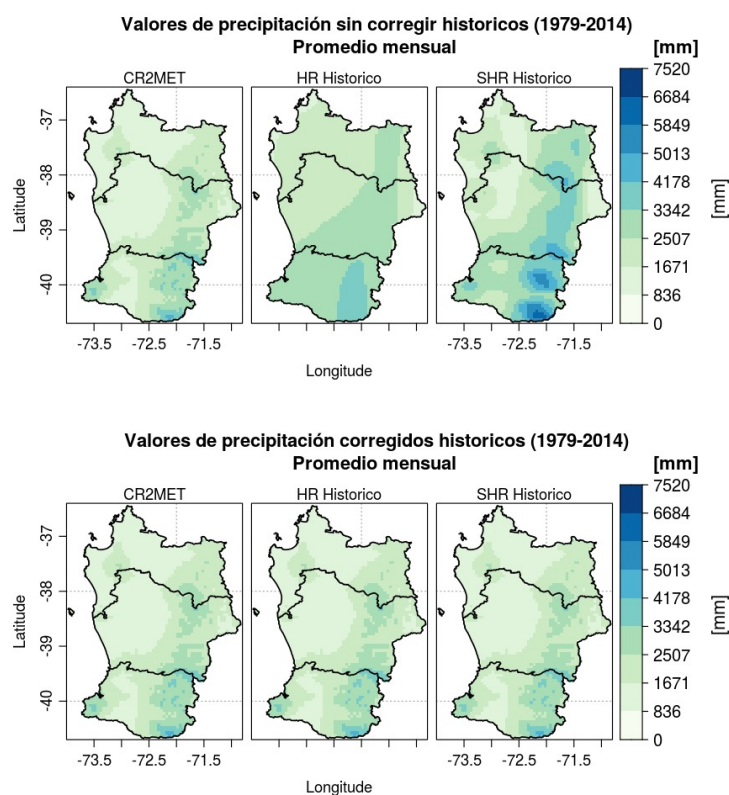


Figura 4.1: Valores sin corregir y corregidos de precipitación anual media, periodo histórico.

Al aplicar la corrección de sesgo, en ambos modelos se puede notar una mejora en la representación de precipitaciones en las zonas cordilleranas. El modelo HR, es capaz de representar la precipitación en la zona de Nahuelbuta y la depresión intermedia de la región de Los Ríos.

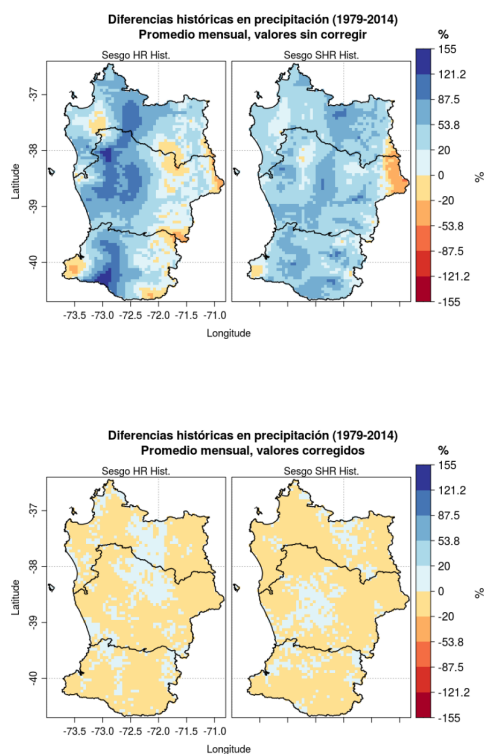


Figura 4.2: Sesgo en periodo histórico de precipitaciones medias anuales.

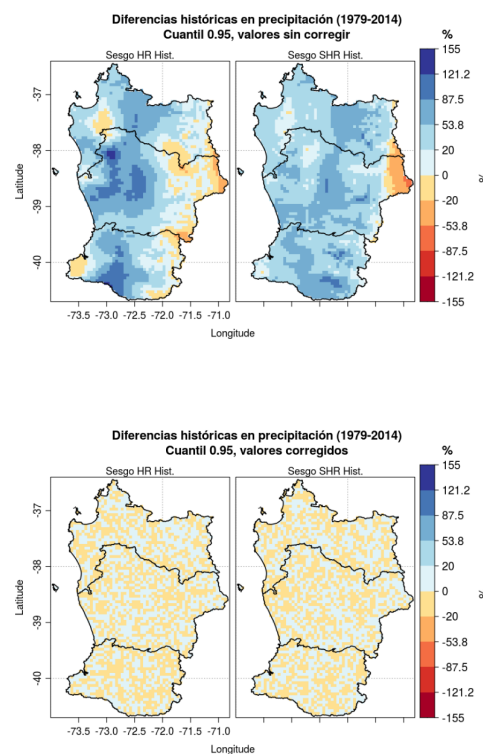


Figura 4.3: Precipitaciones acumulada anual cuantil 95.

La Figura 4.2 muestra el sesgo del periodo histórico (1979-2014), expresado en porcentaje, de los modelos HR y SHR en comparación con los datos CR2MET. La primera fila muestra los datos sin corregir para los modelos HR y SHR respectivamente, mientras en la segunda se muestra el sesgo en HR y SHR cuando ya han sido corregidos.

Los datos sin corregir de precipitación media presentan un sesgo que varía entre un -55 % y 150 %. El modelo HR concentra las sobrestimaciones en la depresión intermedia y la costa de La Araucanía, alcanzando estas hasta un 150 %. En las precordilleras y cordilleras,

se tienden a subestimar la precipitación media anual por valores de hasta -55 %.

El modelo SHR antes de ser corregido, concentra las sobrestimaciones en la depresión intermedia, variando entre 40 % y 76 %. Por otro lado, en los sectores cordilleranos y precordilleranos, los valores corregidos de precipitación muestran una sobrestimación que varía desde un 5 % hasta 152 % en la mayor parte de la zona de estudio. Sin embargo, también muestran una subestimación de hasta un -55 % en las cordilleras de Nahuelbuta y Pelada.

Se notan diferencias considerables en la representación de precipitaciones al interior de la depresión intermedia, al este tanto de la cordillera Pelada y de Nahuelbuta. El modelo HR sobrestima entre un 75 % a 150 % las precipitaciones en esta zona, mientras el modelo SHR no supera el 75 %. En general el modelo SHR dado su mayor resolución, presenta un menor sesgo en las zonas de orografía compleja.

La Figura 4.2 muestra que la corrección de sesgo logra reducir las sobrestimaciones desde un valor inicial de 150 % hasta un 2 %, mientras que las subestimaciones son reducidas desde un -55 % hasta un -13 %. Algunas diferencias que se pueden notar entre el modelo de alta (HR) y súper alta resolución (SHR), se evidencian en las zonas altas de la cordillera de Los Andes y Nahuelbuta, donde el modelo HR presenta áreas de mayor extensión subestimadas en comparación con SHR.

4.1.2. Precipitación - valores extremos

Para evaluar los resultados de la corrección de sesgo en los valores extremos, la Figura 4.3 muestra el sesgo en el cuantil 95 de la precipitación diaria durante el período histórico (1979-2014). Esta figura muestra que los valores de los modelos sin corregir presentan sesgos similares a los valores medios, variando desde -60 % hasta 140 %, destacando subestimaciones de hasta un 62 % de los valores en cordillera, tanto para HR como para SHR.

Al aplicar la corrección de sesgo se logra una mejora respecto a los valores sin corregir, en comparación a la corrección de los valores medios, se produce una reducción del rango en que varía el sesgo situándose este en valores entornos al 0 % y ± 5 %.

En general no se advierten grandes diferencias entre ambos modelos, el método de corrección logra una corrección de buena calidad que consigue una buena representación de las precipitaciones extremas por parte de ambos modelos. Las diferencias advertidas para los sectores cordilleranos y precordilleranos, son prácticamente eliminadas luego de la corrección.

4.1.3. Temperatura máxima - valores medios

Los datos sin corregir mostrados en la primera fila de la Figura 4.4, muestran como en general ambos modelos son más fríos respecto a los datos CR2MET, especialmente en la cordillera de Los Andes. En la depresión intermedia de la región del Biobío, y entorno a la cordillera de Nahuelbuta el modelo HR no logra representar las variaciones en la temperatura determinada por la topografía en el lugar.

Al aplicar el método de corrección, ambos modelos consiguen corregir el sesgo alcanzando una buena representación de la distribución espacial en las temperaturas. Destaca el ajuste que se logra en la cordillera de Los Andes y la región de Los Ríos, donde el sesgo es corregido casi en una totalidad y no se perciben mayores diferencias entre CR2MET y los modelos. Los resultados desglosados por mes se encuentran en el Anexo B.

En la Figura 4.5 es posible ver el sesgo de los modelos HR y SHR en comparación a CR2MET, medido en [°C]. La primera fila muestra los datos sin corregir para los modelos HR y SHR respectivamente, mientras en la segunda se muestra el sesgo en HR y SHR cuando ya han sido corregidos.

El sesgo en los datos sin corregir, varía entre -5.5[°C] y 3.7[°C]. El modelo HR, de forma

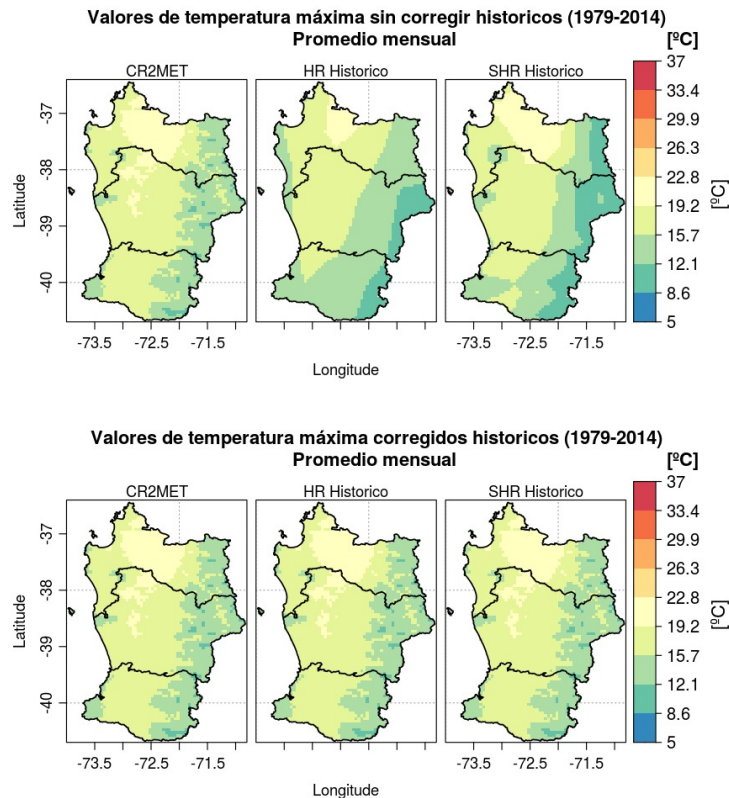


Figura 4.4: Valores sin corregir y corregidos de temperatura máxima promedio diaria, periodo histórico.

general tiende a subestimar las temperaturas, con excepción de algunos puntos donde se identifican cambios de altura abruptos, como los volcanes. En el caso de SHR, la tendencia a subestimar las temperaturas se mantiene, con excepción de la depresión intermedia en la región del Biobío donde existe predominancia de sobretimaciones.

El método de corrección de sesgo resulta ser muy efectivo, pues las diferencias entre los modelos históricos y CR2MET son casi eliminadas. Las diferencias de temperaturas de ambos modelos respecto a los datos CR2MET no superan los 0.01[°C].

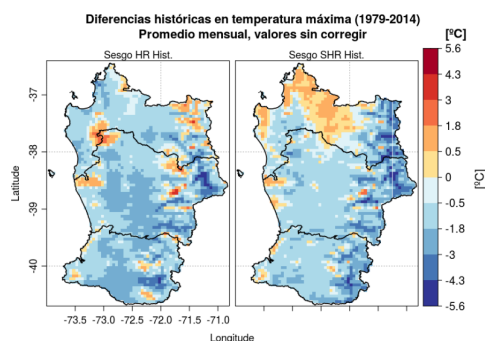


Figura 4.5: Sesgo en temperaturas máximas diarias, valores medios.

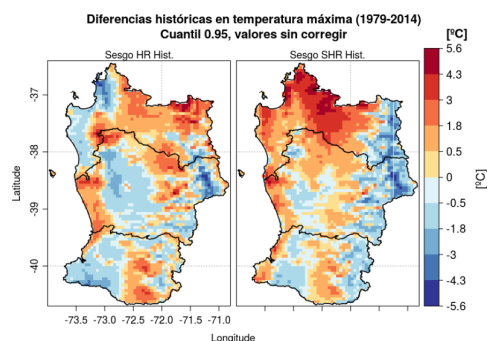


Figura 4.6: Sesgo en temperaturas máximas diarias, valores cuantil 95.

4.1.4. Temperatura máxima - valores extremos

En relación a los valores extremos pertenecientes al cuantil 95 sin corregir mostrados en la Figura 4.6, se puede observar un aumento del sesgo en relación a los valores medios. Ambos modelos son coincidentes en presentar una sobrestimación de temperaturas en la zona costera de La Araucanía, en la precordillera de Los Andes y el Biobío, concentrando en esta última zona sobrestimaciones de hasta 5.5[°C]. En la parte más alta de la cordillera de Los Andes, situada desde el Biobío al centro de La Araucanía, se muestra una subestimación de las temperaturas entre 1.0[°C] y 5.0[°C], principalmente por parte del modelo SHR.

La corrección de sesgo consigue reducir el sesgo en un 98 %, reduciendo el rango en el

cual este varía desde los $\sim 10[^\circ\text{C}]$ hasta menos de $0.3[^\circ\text{C}]$. En general el resultado de la corrección para ambos modelos, no permite advertir diferencias significativas entre la representación de las temperaturas máximas pertenecientes al cuantil 95, respecto a los valores mostrados por CR2MET.

4.1.5. Temperatura mínima - valores medios

La Figura 4.7 muestra como el modelo HR sin corrección, tiende a ser más caliente en gran parte de la región del Biobío y sectores costeros de la región de La Araucanía y Los Ríos. Por otro lado, el modelo SHR tiende a mostrar mayores temperaturas en la depresión intermedia de la región del Biobío y subestimación de temperaturas en gran parte del sector costero de las tres regiones. Entorno a la cordillera de Nahuelbuta se notan gruesas diferencias en la distribución espacial de la temperatura entre ambos modelos, la resolución de grilla más gruesa en HR no permite captar los procesos desarrollados en esta zona particular.

La aplicación del método de corrección de sesgo, permite corregir en gran medida las diferencias de los modelos sin corregir, existe una coherencia de los valores mostrados por los modelos con los entregados por CR2MET. Además, se logra destacar la presencia de zonas de menor temperatura en la parte alta de la cordillera de Los Andes. Los resultados desglosados por mes se encuentran en el Anexo C.

La Figura 4.8 muestra el sesgo de los modelos HR y SHR para las temperaturas mínimas, promedio diarias en comparación con CR2MET, medido en $[^\circ\text{C}]$. En la figura se puede ver que el sesgo de los valores sin corregir varía entre los -4.5 y $5.3[^\circ\text{C}]$. El modelo HR, en general sobrestima las temperaturas, alcanzando los puntos de mayor diferencia en las tres cordilleras de la zona de estudio. En los puntos cercanos a los cuerpos de agua de mayor envergadura, ubicados en la zona precordillerana al sur de La Araucanía y Los Ríos se observa una subestimación en las temperaturas. Por otro lado, el modelo SHR mues-

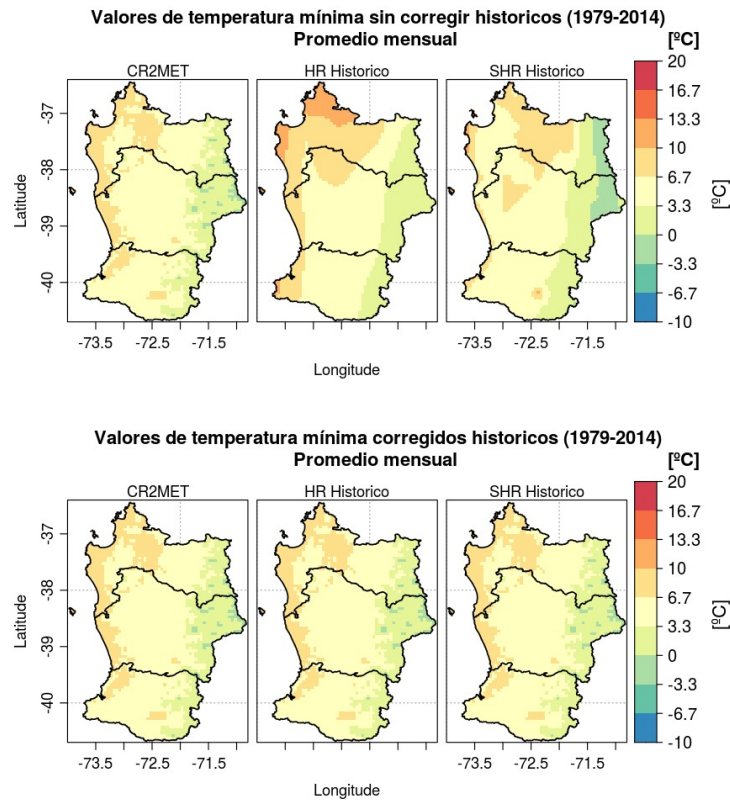


Figura 4.7: Valores promedio diario de temperatura mínima sin corregir y corregida, periodo histórico.

tra una tendencia a sobrestimar las temperaturas mínimas, concentrada principalmente en la depresión intermedia de la región Biobío, entre la cordillera de Nahuelbuta y Los Andes, llegando a valores cercanos a los $5.0[^\circ\text{C}]$. Para las otras regiones, se observa una subestimación generalizada de las temperaturas.

Las correcciones aplicadas son efectivas reduciendo el sesgo en un 99 % para los valores medios. No se logran identificar diferencias claras entre ambos modelos, dado que la calidad de la corrección aplicada permite que tanto el modelo HR como SHR, representan las temperaturas medias con menos de $0.1[^\circ\text{C}]$ respecto a los valores de CR2MET.

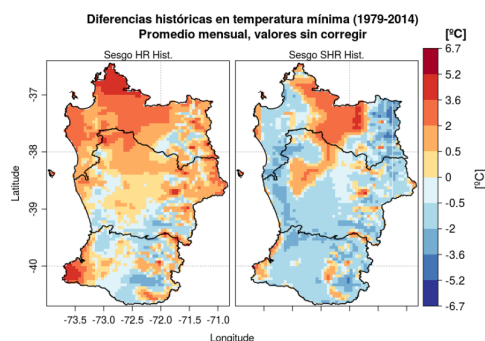


Figura 4.8: Sesgo en temperaturas mínimas diarias, valores medios.

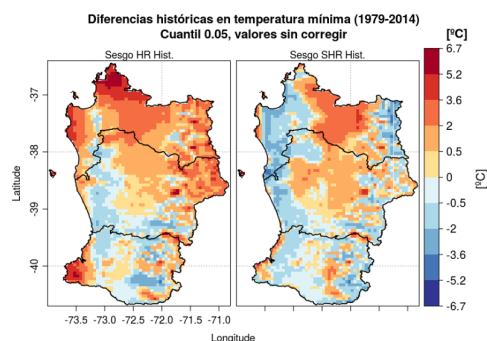


Figura 4.9: Sesgo en temperaturas mínimas diarias, valores cuantil 05.

4.1.6. Temperatura mínima - valores extremos

Como ocurre para los valores medios, los valores extremos para temperaturas mínimas representados por el cuantil 5 en la Figura 4.9, los modelos HR y SHR sobrestiman las temperaturas mínimas diarias de este cuantil. El modelo HR concentra sobrestimaciones entre los 2.0[°C] y 6.65[°C] en la zona norte de la cordillera de Nahuelbuta y al oeste de la cordillera Pelada, mientras en la depresión intermedia no superan los 3.0[°C]. Por su parte, el modelo SHR concentra las mayores sobrestimaciones en la depresión intermedia entre las cordilleras de Nahuelbuta y Los Andes, alcanzando hasta los 4.0[°C], mientras para la zona alta de la cordillera de Los Andes el modelo tiende a subestimar las temperaturas por hasta -5.2[°C].

Al corregir el sesgo en los modelos, se reduce el rango de variación cerca de un 100 %, de forma similar al caso de las temperaturas máximas. Al igual que las variables anteriores, no es posible encontrar grandes diferencias entre los modelos HR y SHR, ambos consiguen una buena representación de las temperaturas mínimas del cuantil 5 en comparación con CR2MET.

4.2. Test de Kolmogorov-Smirnov

La obtención del D crítico utilizado en el test de Kolmogorov-Smirnov se realizó considerando un nivel de significancia $\alpha = 0,01$ y un tamaño de muestra igual a la cantidad de días existentes en cada mes durante el periodo histórico, *i.e.*, 1100 datos aproximadamente. De esta forma, $D_{Crtico} = 1,63/\sqrt{N} \sim 0,049$.

La Figura 4.10 muestra los valores de D obtenidos para cada modelo y variable en el mes de diciembre, el cual se considera uno de los meses con desempeños más bajos. Los resultados obtenidos para los demás meses pueden ser encontrados en el Anexo D. De izquierda a derecha y de arriba abajo, se muestran los valores de precipitación, temperatura máxima y temperatura mínima para los modelos HR y SHR.

De forma consecuente por lo ya mencionado en los puntos anteriores, la corrección de sesgo permite lograr una buena representación de los valores presentados por CR2MET, lo cual conduce a un buen desempeño en el test de Kolmogorov-Smirnov. El resultado en general muestra como el ajuste conseguido es aceptado para todos los píxeles en las tres regiones. En particular para las precipitaciones en la zona noreste de la región de La Araucanía, se puede identificar un desempeño de menor calidad, sin embargo, de igual forma este logra pasar el test.

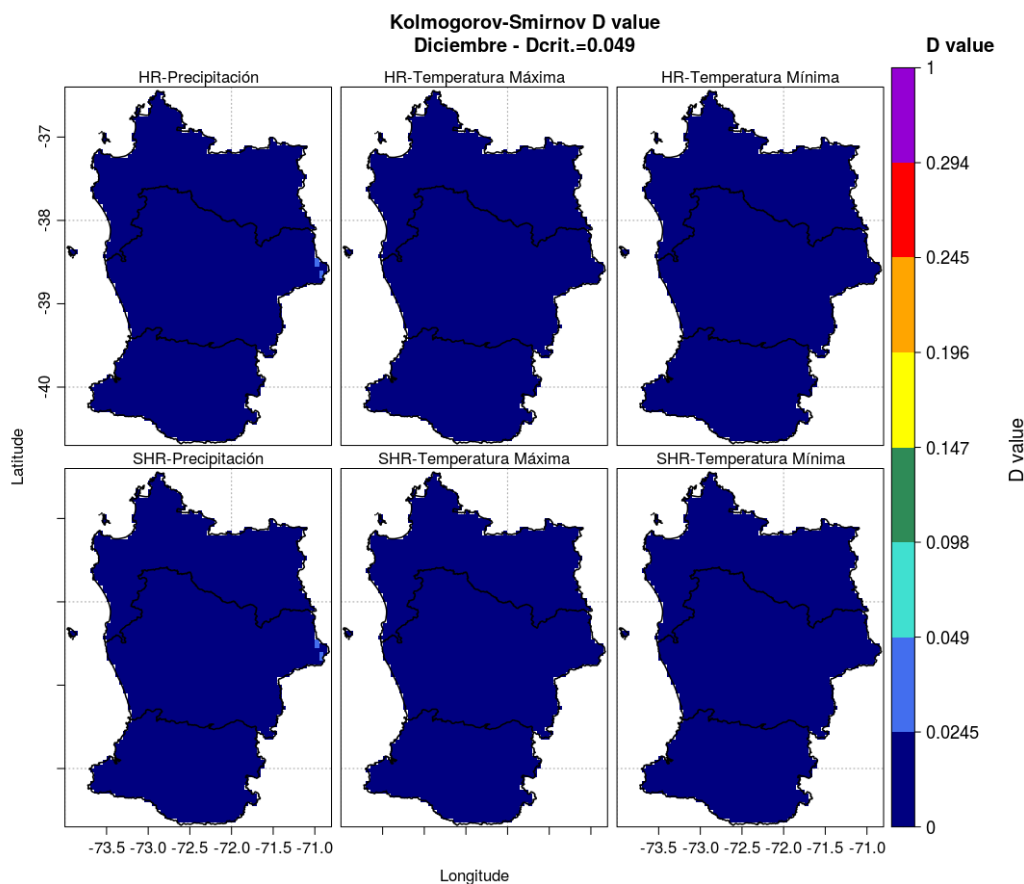


Figura 4.10: Test de Kolmogorov-Smirnov, mes de diciembre. La fila superior muestra los resultados para HR y la fila inferior para SHR. De izquierda a derecha precipitación, temp. máxima, y temp. Mínima.

4.3. Corrección de sesgo periodo proyectado (2030-2070)

4.3.1. Precipitación - valores medios

Los valores sin corregir proyectados muestran una disminución de las precipitaciones medias anuales en comparación con sus valores para el periodo histórico. La zona que ve reducida en mayor medida la precipitación corresponde a la región del Biobío.

La Figura 4.11 muestra como al aplicar la corrección se conservan los cambios proyectados

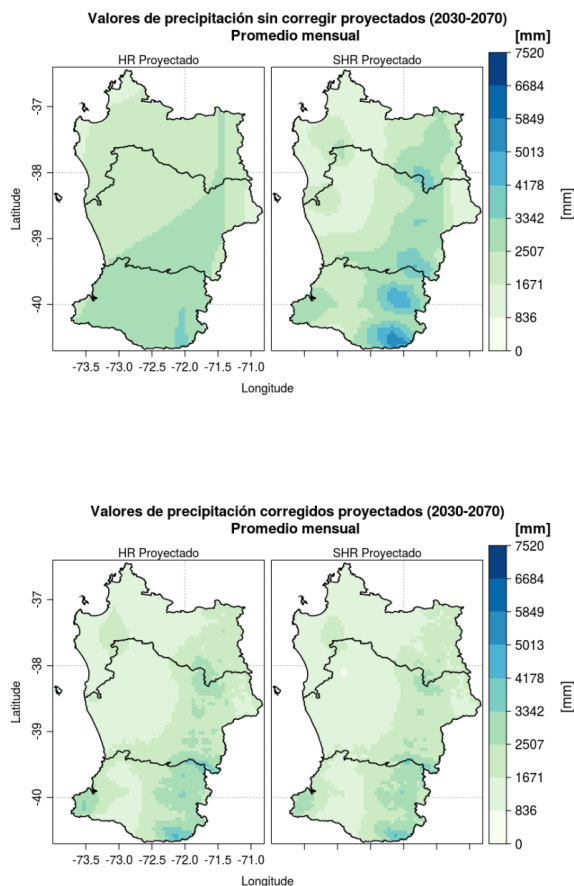


Figura 4.11: Valores sin corregir y corregidos de precipitación anual media, periodo proyectado.

en el modelo HR y SHR. En general ambos modelos proyectan una distribución similar en las precipitaciones, con diferencias en algunos sectores de la precordillera. Los resultados desglosados por mes se encuentran en el Anexo E.

La Figura 4.12 muestra las proyecciones de los modelos HR y SHR para precipitaciones medias anuales en el periodo proyectado (2030-2070). La fila superior presenta datos sin corregir comparados con su periodo histórico y la fila inferior lo hace con valores corregidos. El primer panel de cada fila muestra los datos del modelo HR, mientras que el segundo los de SHR.

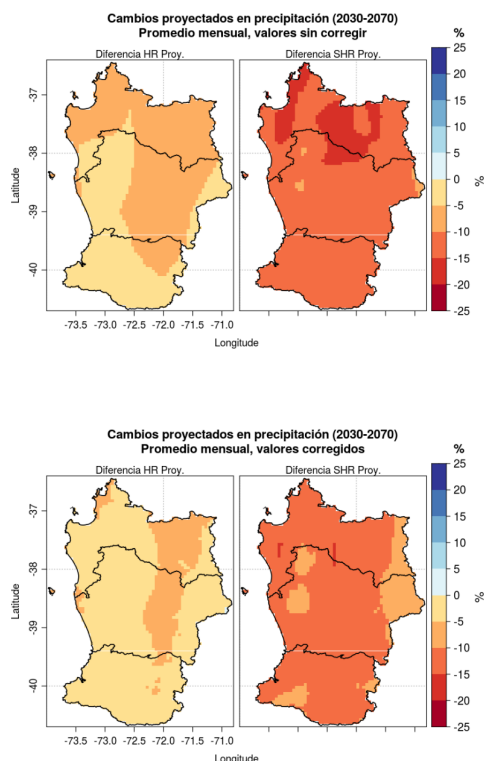


Figura 4.12: Precipitaciones medias anuales proyectadas.

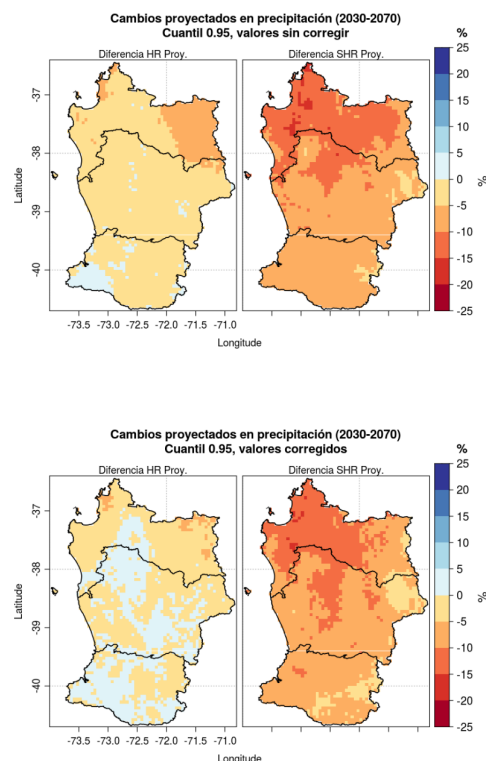


Figura 4.13: Precipitaciones diarias cuantil 95 proyectadas.

Ambos modelos sin corregir proyectan una disminución en las precipitaciones medias anuales. El modelo HR plantea un escenario con una disminución que varia entre un 4 % y 10 %, siendo la zona más afectada la depresión intermedia en la región del Biobío. Por el contrario, la zona menos afectada corresponde a la región de Los Ríos.

En el caso de SHR, las proyecciones son más severas en comparación a HR. Las disminuciones menos severas (5 %) se ubican en puntos aislados de la cordillera Nahuelbuta y la parte alta de la cordillera de Los Andes, mientras para el resto del territorio, estas oscilan entre el 10 % y 20 %.

Al corregir el sesgo en el modelo HR, las zonas cordilleranas que en general proyectaban una disminución de precipitaciones entre un 4 % a 10 % para el modelo sin corregir, sufren

una leve disminución en la severidad con que disminuyen las precipitaciones. Este efecto se manifiesta principalmente en la zona costera de La Araucanía, en la región de Los Ríos y también en parte de la cordillera de Los Andes, llegando esta última hasta a no proyectar disminuciones mayores al 5 %.

El modelo SHR luego de ser corregido, mantiene las tendencias mostradas por los valores sin corregir. Se proyectan disminuciones en las precipitaciones medias anuales menos agudas que en los datos sin corregir, en general estas no superan el 15 % , y se mantienen las mayores disminuciones en la región del Biobío. Las menores disminuciones se ubican en la parte alta de las cordilleras de Nahuelbuta y Los Andes, no siendo estas mayores a 10 %.

4.3.2. Precipitación - valores extremos

Las precipitaciones diarias extremas proyectadas, representadas por el cuantil 95 mostradas en la Figura 4.13 muestran una disminución de las precipitaciones en la mayor parte del territorio en ambos modelos, llegando hasta un 20 % de disminución.

El modelo HR concentra las mayores disminuciones (10 %) en el noreste del Biobío, mientras, para las otras dos regiones los valores no superan el 5 % de disminución, llegando a presentar incluso algunos aumentos de precipitación en la cordillera Pelada. Por su parte, el modelo SHR muestra una tendencia a concentrar las disminuciones más acentuadas entorno a la cordillera de Nahuelbuta en la región del Biobío. Esta disminución de precipitaciones proyectadas, decrece conforme se avanza hacia el sur.

Los resultados de las proyecciones corregidas mostradas en la segunda fila para el modelo HR, conserva la tendencia de proyectar mayores disminuciones en la región del Biobío. En la depresión intermedia y las zonas circundantes a la cordillera de Nahuelbuta, se identifican algunos sectores en las proyecciones indican un aumento de precipitaciones por valores de hasta un 4 %.

Al igual que en los valores medios, el modelo SHR proyecta disminución de precipitación en todo el territorio, concentrando los puntos más agudo en el Biobío y depresión intermedia al norte de La Araucanía. En general para este modelo, se puede ver como la distribución espacial con la que se configura la disminución de precipitaciones es mantenida, no teniendo una gran variación respecto los valores señalados anteriormente.

4.3.3. Temperatura máxima - valores medios

Los datos sin corregir mostrados en la primera fila de la Figura 4.14, las temperaturas máximas promedio diarias en forma general muestran un aumento de temperaturas en todo el terreno con respecto a su periodo histórico. En la parte alta de la cordillera de Los Andes, el modelo HR tiende a proyectar valores mayores que SHR.

El método de corrección de sesgo consigue mantener los cambios proyectados para los modelos HR y SHR. En la depresión intermedia de la región de La Araucanía se muestran temperaturas mayores que para los datos sin corregir, al igual que en el límite fronterizo de la cordillera de Los Andes con Argentina. Los resultados desglosados por mes se encuentran en el Anexo F.

En la Figura 4.15 se muestran las diferencias proyectadas por los modelos, en relación a sus periodos históricos. Los datos sin corregir de temperatura en el modelo HR y SHR, muestran una gradiente ascendente de costa a cordillera aumentando la temperatura en cerca de $1.2[^\circ\text{C}]$ para las tres regiones. En la zona situada al este de la cordillera de Nahuelbuta, se proyectan los mayores cambios temperatura, alcanzando aumentos de hasta $1.4[^\circ\text{C}]$. Para la zona costera en las tres regiones, y gran parte de Los Ríos el modelo SHR muestra un aumento de temperatura al menos $0.3 [^\circ\text{C}]$ menos severo que HR.

Al corregir los modelos, ambas proyecciones coinciden en mostrar un aumento de las temperaturas. Ambos modelos conservan el gradiente de cambio mencionado anteriormente.

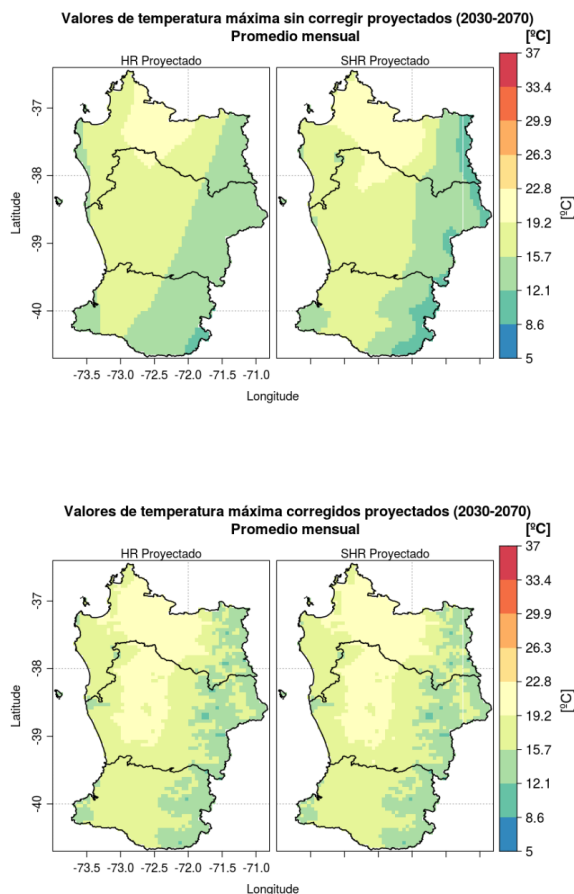


Figura 4.14: Valores sin corregir y corregidos de temperatura máxima promedio, periodo proyectado.

No se perciben diferencias significativas entre las proyecciones de datos corregidos y datos sin corregir, tanto en su distribución espacial como en su magnitud.

4.3.4. Temperatura máxima - valores extremos

Los datos sin corregir proyectados para el cuantil 95 mostrador en la Figura 4.16, indican un aumento en toda la zona centro y este de la región del Biobío, concentrando las mayores alzas principalmente entre las cordilleras de Nahuelbuta y Los Andes. El modelo HR

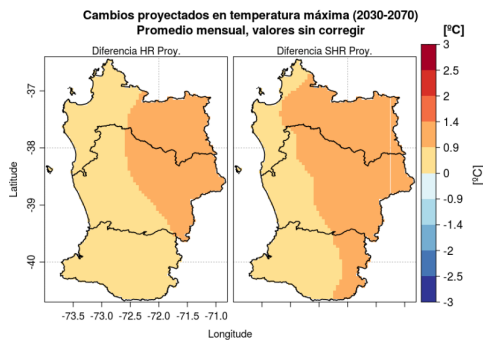


Figura 4.15: Temperaturas máximas anuales medias proyectadas.

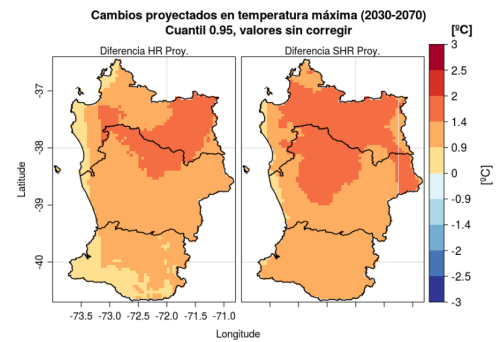


Figura 4.16: Temperaturas máximas diarias proyectadas, cuantil 95.

muestra un aumento de temperaturas levemente menor en la región de Los Ríos.

Al evaluar el resultado de la corrección para los valores del modelo HR, destaca como las diferencias proyectadas se ven aumentadas en cuanto a su distribución espacial, concentrando las mayores alzas principalmente en la zona noreste del Biobío, con aumentos de hasta $2.0[^\circ\text{C}]$.

El modelo SHR no presenta mayores diferencias al corregirse respecto al mismo en su versión sin corrección. Se pueden mencionar algunas diferencias entorno a la zona oeste de la cordillera de Nahuelbuta en donde el modelo corregido proyecta un aumento en las temperaturas cerca de $0.4[^\circ\text{C}]$ menos que su versión sin corregir.

4.3.5. Temperatura mínima - valores medios

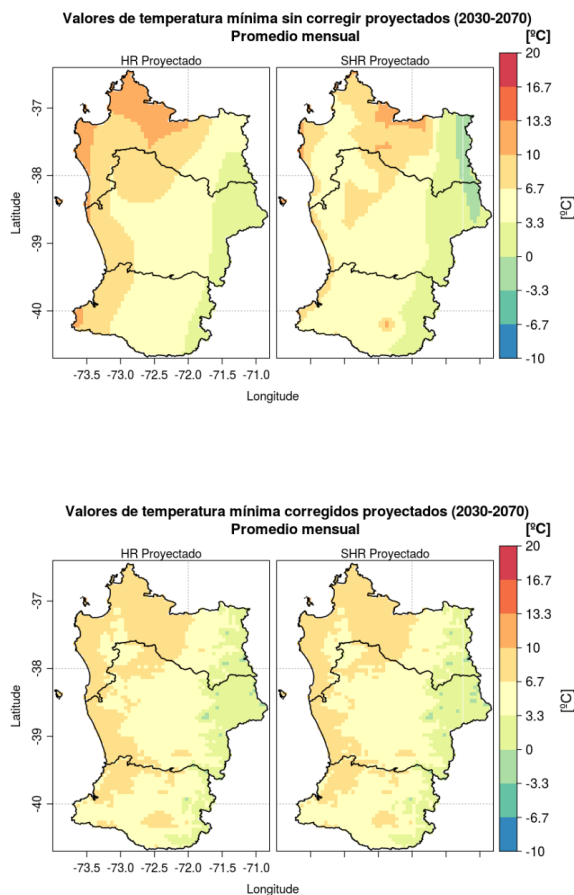


Figura 4.17: Valores sin corregir y corregidos de temperatura mínima promedio, periodo proyectado.

Las proyecciones sin corrección de temperatura mínima presentan algunas diferencias entre ambos modelos. En la Figura 4.17 se puede ver como principalmente en toda el área circundante a la cordillera de Nahuelbuta, ambos modelos proyectan situaciones diferentes. Mientras para HR la temperatura en esta zona varía de manera más homogénea entre los 6.7[°C] y 10.0[°C], el modelo SHR presenta en la zona norte y oeste de la cordillera de Nahuelbuta temperaturas entre 3.3[°C] y 6.7[°C]. Para el sur y la zona este, las temperaturas mostradas tienen mayor similitud con el modelo HR.

Al aplicar la corrección de sesgo tanto el modelo HR como SHR logran ser corregidos conservando gran parte de los cambios originales proyectados, mostrando las principales diferencias en la zona costera y cordillerana en las tres regiones. Los resultados desglosados por mes se encuentran en el Anexo G.

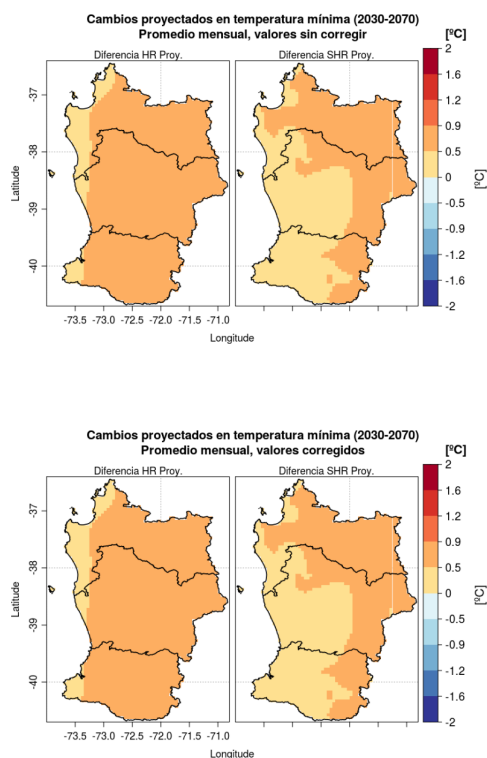


Figura 4.18: Temperaturas mínimas anuales medias proyectadas.

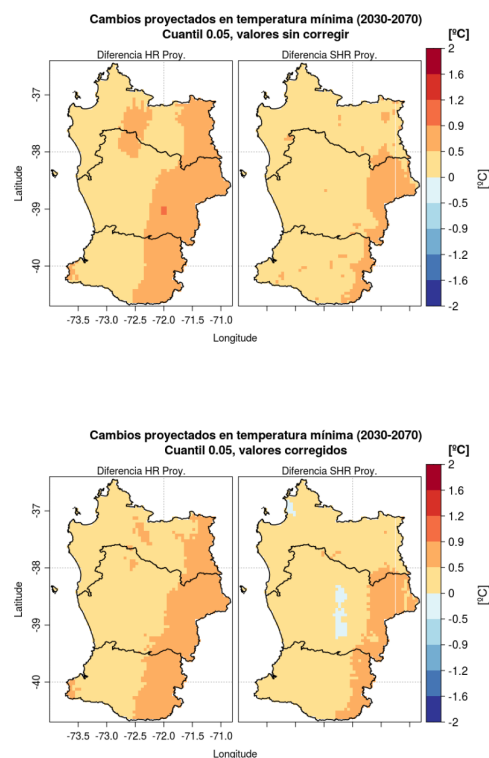


Figura 4.19: Temperaturas mínimas diarias proyectadas, cuantil 5.

En el caso de las proyecciones de temperatura mínima promedio, el modelo HR muestra un aumento de temperaturas mayor que SHR como se puede ver en el panel superior de la Figura 4.18. La depresión intermedia y zona costera en las tres regiones, es donde se puede visualizar esto de forma más clara.

En el caso del modelo SHR, la figura muestra un alza de temperaturas más aguda en toda la cordillera de Los Andes. Si bien en la zona de la de presión intermedia y la costa de las regiones de La Araucanía y Los ríos se proyecta un aumento cercano a los 0.5°C , este es

menor en comparación de los $0.9[^\circ\text{C}]$ proyectados para la cordillera de Los Andes.

Al comparar las proyecciones en los modelos HR y SHR corregidos, no se pueden identificar diferencias significativas entre ambos modelos con sus versiones sin corrección. Ambos modelos resultan ser consistentes al mostrar aumentos de temperaturas muy similares entre los modelos corregidos y sin corregir, tanto en su distribución espacial como en su escala.

4.3.6. Temperatura mínima - valores extremos

En la primera fila de la Figura 4.19. se pueden ver el sesgo en las proyecciones brutas por el modelo HR y SHR. El modelo HR focaliza los mayores aumentos de temperatura (hasta $1.0[^\circ\text{C}]$) en la zona cordillera de las tres regiones, con algunas singularidades en la precordillera de La Araucanía. Por su parte, en el modelo SHR estos aumentos se concentran desde la parte alta de la cordillera de los Andes en la región de La Araucanía hacia el sur, mientras para el resto del territorio de forma casi uniforme se muestra un aumento en las temperaturas mínimas medias entorno a los $0.5[^\circ\text{C}]$.

En la segunda fila se muestran las proyecciones corregidas, donde ambos modelos luego de la corrección conservan el gradiente costa-cordillera. Las diferencias proyectadas por el modelo HR en general indican una conservación de la situación descrita para el modelo sin corregir, destacando la atenuación del aumento en la zona del Biobío circundante a la cordillera de Nahuelbuta. Para el modelo SHR, se destacan algunos puntos al noroeste del Biobío y en la precordillera de La Araucanía, en donde podemos identificar disminuciones de temperaturas que no superan los $0.3[^\circ\text{C}]$. Para el resto del territorio, se conserva tanto la magnitud del aumento como su distribución espacial.

4.4. Climogramas cuenca

Los climogramas presentados en Figura 4.20 fueron generados en base a los valores de los GCMs luego de ser corregidos. En comparación al climograma generado con los datos de CR2MET (Figura 2.3), los modelos HR y SHR corregidos consiguen una representación adecuada de la precipitación anual promedio y temperaturas promedio diarias, logrando mostrar la variabilidad estacional tanto para precipitación como temperaturas. Respecto a CR2MET, la precipitación media anual varía en 75[mm] para los modelos HR y SHR respectivamente, siendo mayo y junio los meses donde ocurren las mayores subestimaciones, no superando estas los 12[mm] en promedio. En el caso de temperaturas la temperatura promedio anual en ambos modelos se sobrestima el valor medio anual por 3.0[°C] respecto a CR2MET.

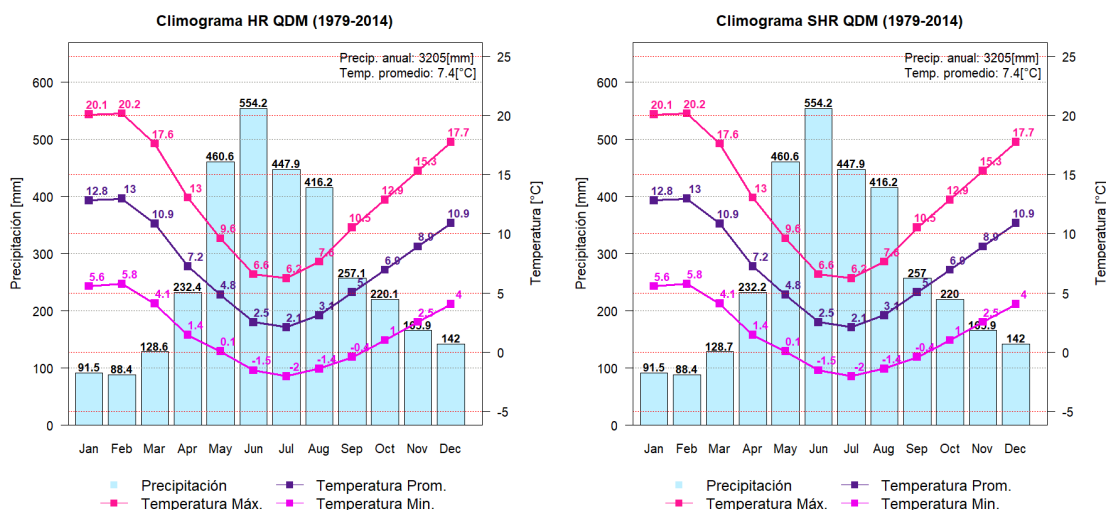


Figura 4.20: Climogramas periodo histórico generado con modelos climáticos corregidos. De izquierda a derecha, datos HR Y SHR.

De izquierda a derecha la Figura 4.21 presenta los climogramas generados en base a los datos proyectados corregidos por HR y SHR. Tanto el modelo HR como SHR, proyectan una disminución de las precipitaciones anuales.

La disminución anual proyectada por parte del modelo HR es aproximadamente de un

-4 %, siendo los meses más afectados octubre y diciembre, con -28 % y -15 % respectivamente. Particularmente en los meses de mayo y julio, se proyectan aumentos en las precipitaciones por 5 % y 18 % para cada mes.

Por otro lado, el modelo SHR proyecta una disminución de un 11 % en las precipitaciones medias anuales, siendo los meses más perjudicados abril y diciembre con una disminución de un 25 %. En los meses de enero, febrero y agosto la proyección muestra un aumento de precipitaciones de 5 % , 10 % y 1 % respectivamente.

En cuanto a las temperaturas, el modelo HR proyecta un aumento para las temperaturas máximas y mínimas. Para las temperaturas máximas los meses más afectados corresponden a enero y noviembre, donde el aumento alcanza 1.5[°C] y 1.8[°C] respectivamente. Para las temperaturas mínimas estas varían aumentando cerca de 0.5[°C] en promedio, siendo marzo y abril los meses donde se ve el mayor aumento con 1.0[°C].

El modelo SHR por su parte, proyecta un aumento de temperaturas tanto para las temperaturas máximas como las temperaturas mínimas. El aumento promedio para las temperaturas mínimas es de $\sim 0.5[^\circ\text{C}]$, siendo los meses más afectados febrero y diciembre con 1.0[°C] y 0.7[°C]. Para las temperaturas máximas, el aumento promedio es de $\sim 1.0[^\circ\text{C}]$, donde diciembre presenta el mayor aumento llegando a los 1.8[°C].

El detalle de las diferencias proyectadas por los modelos HR y SHR se puede encontrar en el Anexo H, donde para cada modelo se presentan las diferencias en los valores proyectados en comparación de su periodo histórico. Para las temperaturas la diferencia es presentada en términos de grados Celsius de diferencia entre los datos del periodo proyectado e histórico, mientras las diferencias de precipitación son mostradas como una diferencia porcentual.

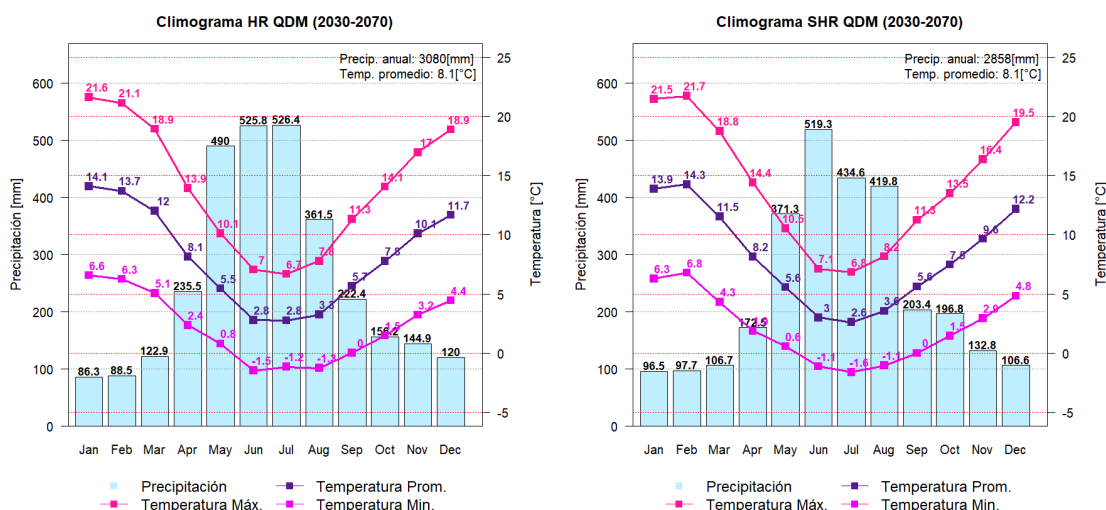


Figura 4.21: Climogramas periodo proyectado generado con modelos climáticos corregidos. De izquierda a derecha, datos HR Y SHR.

4.5. Modelación hidrológica

4.5.1. Calibración de parámetros

La Figura 4.22 muestra los caudales simulados en TUWmodel con los datos CR2METv2 como forzante para el periodo de verificación (1999-2014), de acuerdo a los parámetros obtenidos de la calibración, lo cuales se presentan en la Tabla 4.1. De arriba hacia abajo, los paneles muestran los caudales medios simulados diarios, medios mensuales, medios anuales y medios estacionales.

Tabla 4.1: Valores de los parámetros del modelo TUWmodel obtenidos durante el periodo de calibración 1979-1997.

SCF	DDF	T_{wb}	T_m	$LPrat$	FC	β
1.37	1.26	1.36	-0.23	0.76	103.6	3.28
k_0	k_1	k_2	LS_{UZ}	C_P	B_{MAX}	C_R
0.35	10.38	46.95	99.23	7.83	11.62	18.16

De acuerdo a la clasificación de la Tabla 3.5, los resultados del coeficiente KGE para el periodo de calibración ($KGE = 0.89$) y periodo de verificación ($KGE = 0.85$) se pueden clasificar como muy buenos.

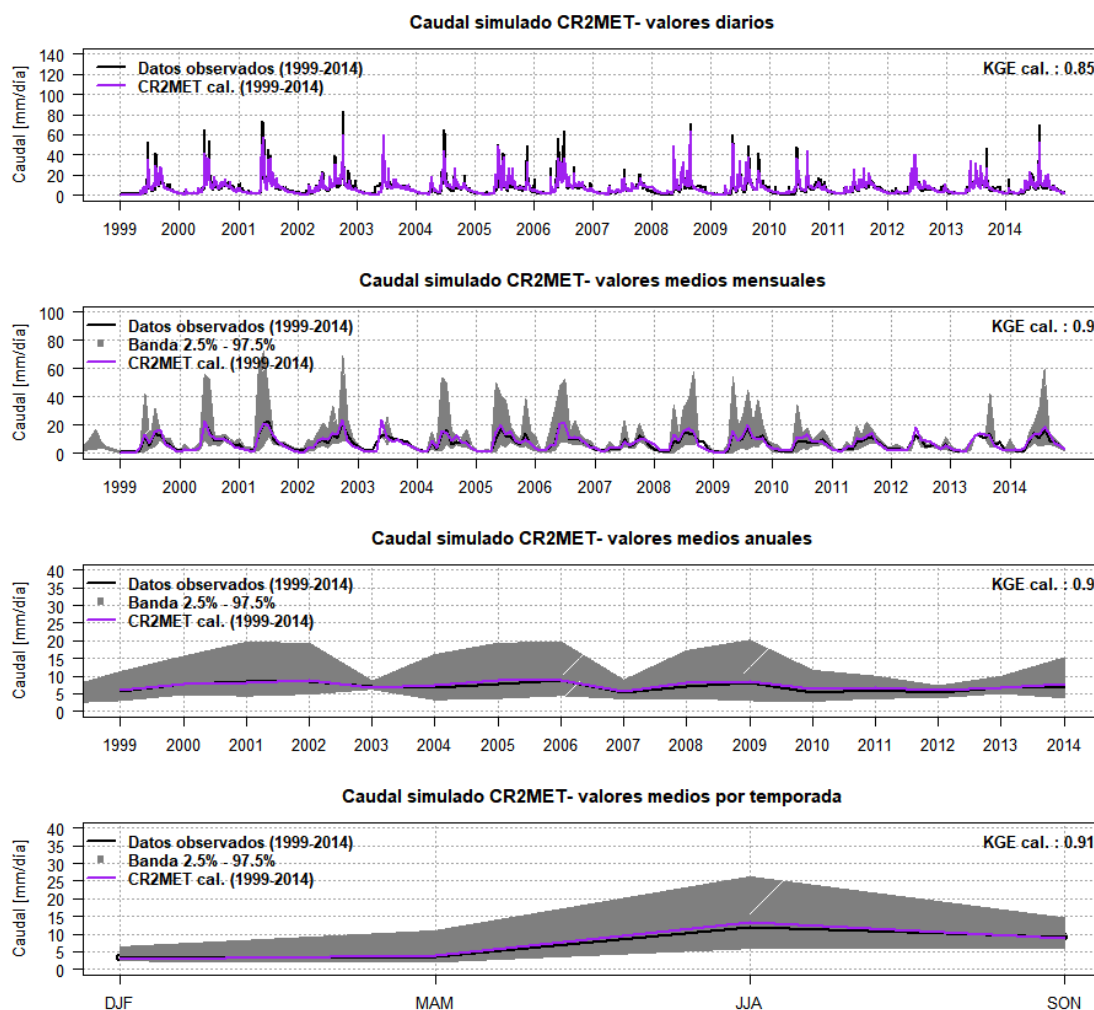


Figura 4.22: Caudales simulados con forzantes CR2MET en periodo de verificación. De arriba hacia abajo, valores diarios, medios mensuales, medios anuales y medios por temporada.

A escala mensual y anual, el modelo es capaz de representar la variabilidad entre estaciones, demostrando TUWmodel su capacidad de simular años secos y húmedos. Sin embargo, los caudales simulados por TUWmodel utilizando CR2MET como forzante tienden a

sobrestimar el caudal en los meses de invierno (JJA). Se incorpora una banda con el 95 % de los valores registrados para cada estación, la cual abarca desde el cuantil 2.5 % hasta el 97.5 %, y tiene como objetivo definir un rango dentro del cual se espera que en ningún caso los caudales simulados se excedan.

Los caudales extremos altos y bajos, son subestimados por las simulaciones en el periodo histórico (1979-2014). A partir del cuantil 99 (probabilidad de excedencia 1 %), los caudales simulados no logran una buena representación de los valores máximos observados, mientras en los cuantiles medios estos son sobrestimados. En el caso de los caudales mínimos, las mayores diferencias se presentan en caudales inferiores a 1[mm/día], donde, en general es posible identificar una subestimación de los datos observados tanto para el periodo de calibración como mínimo.

En el Anexo I se puede encontrar un equivalente a la Figura 4.22 pero con los datos correspondientes al periodo de calibración. Además, en Anexo J se encuentran las figuras para la curva de duración de caudales (FDC, Flow duration curve) a escala diaria, para el periodo de calibración y verificación.

4.5.2. Caudal simulado con SHR y HR como forzantes, periodo histórico (1979-2014)

En relación a los caudales simulados con HR y SHR como forzantes, ambos modelos logran un buen desempeño, lo cual indica una aplicación exitosa del método QDM, permitiendo tener forzantes climáticas coherentes con el conjunto de datos de referencia CR2MET. La Figura 4.23 muestra los resultados para cada modelo, en la fila superior se encuentran los resultados para HR y en la inferior los para SHR, ambos comparados con la simulación forzada por CR2MET para el periodo histórico (1979-2014). Los paneles a la izquierda muestran el caudal promedio para cada mes, mientras a la derecha los paneles muestran la FDC en escala diaria con énfasis en los valores máximos. Los resultados descritos en esta sección referentes a las salidas del modelo para la evapotranspiración real,

acumulación del estanque teórico inferior e superior y la nieve equivalente a agua pueden ser encontrados en el Anexo K.

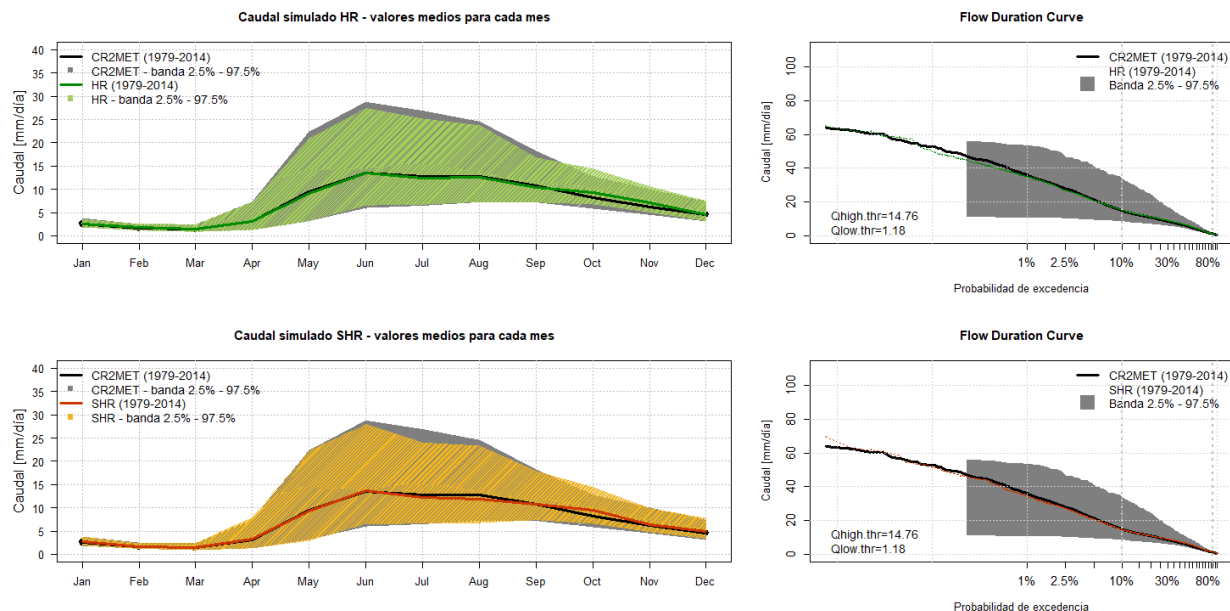


Figura 4.23: Caudales simulados con HR y SHR como forzantes. La fila superior muestra los resultados para HR, mientras la fila inferior los resultados para SHR.

La simulación de caudal con HR como forzante logra representar de buena forma los caudales promedios mensuales y los caudales para el cuantil 2.5 y 97.5. En el mes de octubre se puede ver una leve sobrestimación tanto en los caudales bajos como altos. El aumento presentado en octubre, se asocia al aumento en la cantidad de agua equivalente a nieve entre agosto y octubre en comparación a los resultados de CR2MET, lo cual se ve acompañado de un aumento en el nivel de agua contenida en los estanques teóricos superiores e inferiores. A pesar de presentarse una subestimación de precipitación en los meses de verano, en general no se ven reflejadas estas en la evapotranspiración, nivel de estanques teóricos o la cantidad de agua equivalente a nieve. En cuanto a los caudales máximos superiores al cuantil 97.5, se puede ver como estos logran ser representados de manera adecuada utilizando HR como forzante, en donde para el cuantil máximo no se advierten diferencias significativas.

En el caso de la simulación de caudal con SHR como forzante, se observa una subestimación menor en el caudal medio mensual para el mes de agosto, mientras para el mes de octubre se presenta una sobrestimación del caudal. Los caudales medios mensuales en el cuantil 97.5 son levemente subestimados entre julio y agosto, mientras octubre se puede observar una sobrestimación del caudal. En relación a la sobrestimación de octubre, esta se ve asociada al aumento en la acumulación de agua equivalente a nieve entre los meses de agosto y octubre, replicando la misma situación descrita para el caso de HR para el estanque superior e inferior. La evapotranspiración real en diciembre es levemente sobrestimada, mientras entre enero y marzo se presenta una subestimación de menor magnitud la cual esta relacionada a la subestimación de precipitación para los mismos meses. Los caudales a escala diaria tienden en general a ser bien representados, sin embargo, al evaluar el caudal máximo por sobre el cuantil 99, se advierten una diferencia entorno al 15 %.

4.5.3. Caudal simulado con SHR y HR como forzantes, periodo futuro (2030-2070)

A diferencia de la figura anterior, en la Figura 4.24 se comparan los datos del modelo simulado histórico con los datos simulados proyectados. Al igual que en la figura anterior, la FDC mostrada corresponde a valores diarios. Las salidas del modelo hidrológico para la evapotranspiración, acumulación de agua en los estanques inferiores y superiores y la nieve equivalente a agua, se pueden encontrar en el Anexo K.

Al utilizar modelo HR como forzante debido a la disminución de precipitaciones, se proyecta una disminución en el caudal medio anual de un 9.2 % ($3.2[\text{m}^3/\text{s}]$), y de un -14.2 % ($8.8[\text{m}^3/\text{s}]$) para el caudal anual en el cuantil 97.5. Particularmente para el mes de julio, se muestra un aumento tanto en el caudal medio (20 %) como del cuantil superior (20 %), asociado principalmente al aumento de precipitaciones de un 17.5 % para este mes. Por otro lado, el aumento de las temperaturas mínimas particularmente agudo para el mes de julio ($0.8[^\circ\text{C}]$) en los meses invernales, genera condiciones propicias para que exista una disminución del 66 % anual en la acumulación de precipitación sólida, disminuyendo de

esta manera los caudales en los meses primaverales y de verano en un 20 % en promedio. Esta menor acumulación de nieve, además de afectar a los caudales en los meses de primavera y verano, se traduce en una menor acumulación en los estanques inferiores.

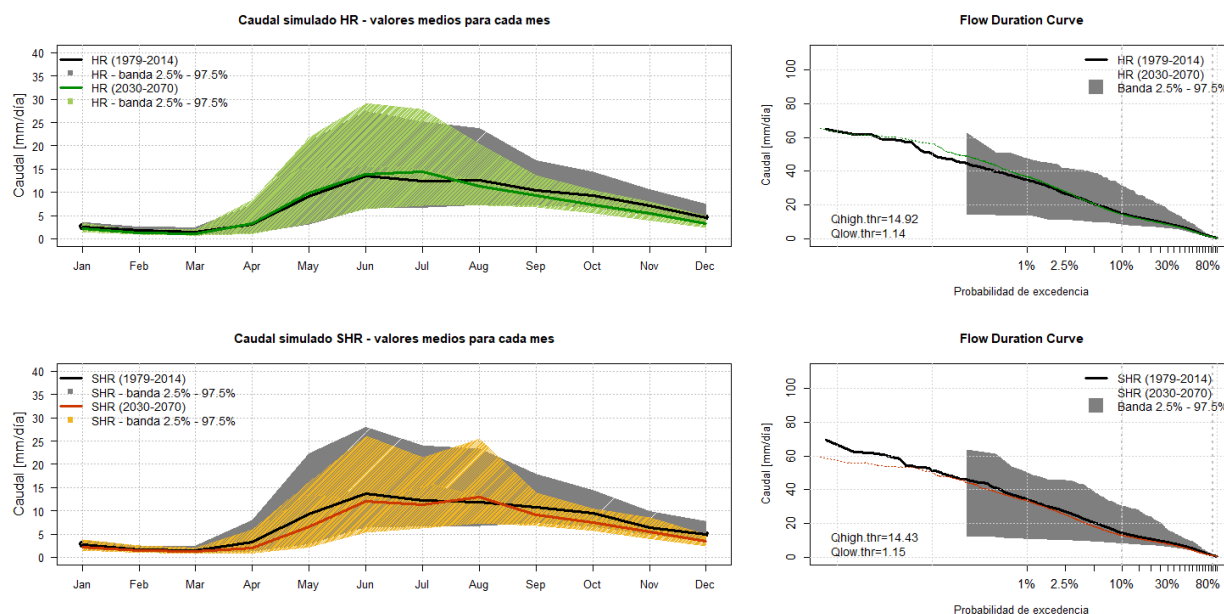


Figura 4.24: Caudales simulados con HR y SHR como forzantes en el periodo proyectado. La fila superior muestra los resultados para HR, mientras la fila inferior los resultados para SHR.

Por otra parte, la Figura 4.24 muestra que producto de las disminuciones en las precipitaciones y el aumento generalizado de temperaturas, utilizar SHR como forzante produce una disminución en el caudal anual medio de un 16.5 % ($\sim 4,6[\text{m}^3/\text{s}]$) en promedio con excepción del mes de agosto donde esta aumenta cerca de un 10 % ($\sim 1.2[\text{mm}]$). Producto de la disminución en las precipitaciones y el aumento de las temperaturas, se proyecta una disminución en la cantidad de agua equivalente a nieve entre mayo y noviembre en torno al 68 %, repercutiendo esto en una disminución en el almacenamiento del estanque superior en los mismos meses, y una disminución en el estanque inferior a lo largo de todo el año. La evapotranspiración real proyectada, presenta un mínimo aumento entre agosto y octubre, sin embargo, entre noviembre y marzo esta disminuye debido a que la dispo-

nibilidad de agua para evaporar es menor en los estanques. Todo lo anterior, se traduce en una disminución de los caudales a escala diaria llegando esta hasta un $\sim 15\%$ para los valores máximos, lo cual equivale a $\sim 50.4[\text{m}^3/\text{s}]$.

Además de lo mencionado anteriormente, se debe destacar que a diferencia del periodo histórico ya no solo se advierte la presencia de un pico con valores máximos para el mes de junio. La disminución de precipitación más aguda en los meses aledaños a junio y agosto, sumado al leve aumento de precipitaciones en agosto y un menor tiempo de acumulación de la nieve debido al aumento de las temperaturas, generar las condiciones propicias para sumar a junio el mes de agosto como un nuevo mes en donde se podrían presentar caudales extremos.

La figura que se encuentra en el Anexo L, muestra las diferencias en $[\text{mm}/\text{día}]$ en el cuantil 2.5, cuantil 97.5 y valores medios para los caudales proyectados, respecto a su valor en el periodo histórico.

CAPÍTULO 5

CONCLUSIONES

El presente trabajo ha implementado el método *quantile delta mapping* (QDM) para corregir el sesgo de un modelo de circulación global de alta (HR, 50 km) y otro de súper alta (SHR, 25 km) resolución pertenecientes al 'Coupled Model Intercomparison Project Phase 6' (CMIP6, Eyring et al., 2016). A diferencia de otros métodos de corrección de sesgo, este método explícitamente preserva los cambios relativos en los cuantiles de precipitación y temperatura del aire. Los datos climáticos corregidos fueron luego utilizados para forzar el modelo hidrológico *?*, ya calibrado en el periodo 1979-1997, durante un escenario futuro correspondiente al periodo 2030-2070.

En general, los valores sin corregir de precipitación y temperatura del aire de los dos modelos CMIP6 utilizados en el presente trabajo (MRI-AGCM3.2-H y MRI-AGCM3.2-S) presentan un sesgo positivo durante el período histórico (1979-2014) respecto a los datos CR2MET, por lo tanto son modelos que representan mayor humedad. El modelo HR presenta mayores dificultades para representar la precipitación en sectores de difícil orografía en áreas reducidas, como la parte alta de la Cordillera de Nahuelbuta o la Cordillera Pelada. En estas zonas la precipitación se subestima en hasta un 150 % y 50 % por los modelos HR y SHR, respectivamente, enfatizando la importancia de la mayor resolución espacial en una mejor reproducción de la precipitación observada. En general, la climatología en sectores de difícil topografía se representa mejor por el modelo SHR, tal como se muestra en la zona entre la Cordillera de Nahuelbuta y la Cordillera de Los Andes en la Región del Biobío.

Los resultados obtenidos al aplicar el método QDM muestran que este es capaz de corregir el sesgo presente en los valores de precipitación y temperatura del aire de los datos originales de ambos modelos climáticos, mejorando así la representación de la climatología de la zona de estudio. El sesgo en las precipitaciones medias logra ser corregido en aproximadamente un 98 %, mientras en las temperaturas máximas y mínimas la corrección que alcanzada es cercana al 99 % para ambos modelos. A pesar de las correcciones, los menores desempeños se obtienen en la zona cordillerana, y están asociadas a la ocurrencia de

precipitaciones orográficas.

Un vez aplicada la corrección de sesgo, los cambios proyectados por los modelos HR y SHR sin corregir se conservan, y son coincidentes con las proyecciones CMIP5 disponibles en la Plataforma de Simulaciones Climáticas – CR2 (<http://simulaciones.cr2.cl/>) y el estudio de (Araya-Osses et al., 2020). Este último incluye proyecciones de temperatura y precipitación para Chile, obtenidas a partir de la aplicación de un método de ‘downscaling’ estadístico a seis modelos de circulación global, considerando tres escenarios de emisión de gases de efecto invernadero. Para el periodo 2046-2065, en estos modelos se muestra una disminución en las precipitaciones anuales cercanas al 20 %, mientras las temperaturas máximas y mínimas proyectan un alza de 1.5 [°C] y 1.0 [°C], respectivamente.

A nivel de la Cuenca del Río Trancura en Currarehue, la corrección de sesgo logra una buena representación de variabilidad entre cada mes para las precipitaciones y temperaturas. Las precipitaciones anuales son subestimadas en menos de un 2 % (75[mm]) por los modelos HR y SHR, concentrando estas diferencias principalmente en los meses de verano (DJF), donde pequeñas diferencias absolutas resultan en mayores diferencias porcentuales. En el caso de las temperaturas promedio, estas son sobrestimadas en un ~ 1.0 [°C] por parte de los modelos HR y SHR respectivamente, siendo las temperatura máximas las más afectadas.

Los caudales simulados por TUWmodel, utilizando CR2METv2 como forzante, logran una buena representación de los caudales observados, alcanzando un KGE de 0.89 para la calibración y 0.85 en la verificación. La utilización de HR y SHR corregidos como forzantes meteorológicas, permite una representación correcta de los caudales medios. Si bien la utilización de HR y SHR como forzantes, permite alcanzar una buena representación de los caudales extremos, utilizar SHR como forzante produce una ligera sobrestimación de 8[mm/día] aproximadamente en el periodo completo.

Las proyecciones de caudal obtenidas a partir del modelo HR para el periodo 2030-2070 muestran una disminución del caudal medio anual de un 9.2 % (0.7[mm/día]), respecto al periodo histórico 1979-2014. El aumento en las temperaturas mínimas da lugar a una disminución de la acumulación de nieve del 66 %, afectando de esta forma el caudal en los meses de primavera y verano.

Por otra parte, las proyecciones de caudal obtenidas a partir del modelo SHR muestran una disminución en el caudal medio anual de un 16.5 % ($\approx 4.6[\text{m}^3/\text{s}]$), asociada a una disminución en las precipitaciones de un $\approx 11\%$ (347 [mm]) y un aumento de las temperaturas medias anuales (0.7 [°C]) respecto al periodo histórico. Esto se traduce en una disminución en la cantidad de nieve equivalente a agua acumulada en un 68 %, y la cantidad de agua almacenada en los estanques superior e inferior de suelo utilizado por el modelo hidrológico.

Dentro de las diferencias que se advierten al utilizar un modelo de alta resolución y uno de súper alta resolución espacial como forzantes del modelo hidrológico, se puede destacar particularmente lo ocurrido en el mes de julio, donde el modelo HR proyecta un aumento del 18 % en las precipitaciones, mientras que el modelo SHR proyecta una disminución del 4 % para el mismo mes, lo que se traduce en una diferencia de 32.06[m^3/s] en el caudal correspondiente al cuantil 97.25 para este mes. Estos resultados muestran que el aumento en la resolución espacial del modelo climático utilizado tiene un impacto en las proyecciones de caudal en zonas montañosas.

Finalmente, esperamos que el procedimiento descrito en esta tesis pueda ser replicado en otras cuencas de características orográficas similares.

Bibliografía

(2014). *Cambio climático 2014: Informe de Síntesis*.

Allen, R. G., Pereira, L. S., Raes, D., Smith, M., et al. (1998). Crop Evapotranspiration: guidelines for computing crop water requirements - FAO Irrigation and Drainage Paper no. 56. FAO, Rome, Italy, 300(9):D05109.

Alvarez-Garreton, C., Mendoza, P., Boisier, J. P., Addor, N., Galleguillos, M., Zambrano-Bigiarini, M., Lara, A., Puelma, C., Cortés, G., Garreaud, R., Mcphee, J., and Ayala, A. (2018). The camels-cl dataset: catchment attributes and meteorology for large sample studies – chile dataset. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, pages 1–40.

Araya-Osses, Casanueva, Román-Figueroa, Uribe, and Paneque (2020). Climate change projections of temperature and precipitation in chile based on statistical downscaling. *Climate Dynamics*, 54:4309–4330.

Beck, H. E., Zimmermann, N. E., McVicar, T. R., Vergopolan, N., Berg, A., and Wood, E. F. (2020). Present and future köppen-geiger climate classification maps at 1-km resolution. *Scientific Data*, 5(180214).

Bergström, S. (1976). *Development and Application of a Conceptual Runoff Model for Scandinavian Catchments*. A: Bulletin series. Sveriges meteorologiska och hydrologiska institut.

Bergström, S. (1992). *The HBV model – its structure and applications*. A: Bulletin series. Sveriges meteorologiska och hydrologiska institut.

Bergström, S., Carlsson, B., Gardelin, M., Lindström, G., Pettersson, A., and Rummukainen, M. (2001). Climate change impacts on runoff in sweden - assessments by global climate models, dynamical downscaling and hydrological modelling. *Climate Research*

- *CLIMATE RES*, 16:101–112.
- Boisier, J. P., Alvarez-Garretón, C., Cepeda, J., Osses, A., Vásquez, N., and Rondanelli, R. (2018). CR2MET: A high-resolution precipitation and temperature dataset for hydroclimatic research in Chile. *EGUGA*, page 19739.
- Cannon, A., Sobie, S. R., and Murdock, T. Q. (2015a). Bias correction of gcm precipitation by quantile mapping: How well do methods preserve changes in quantiles and extremes? *Journal of Climate*, 28(15):6938–6959.
- Cannon, A., Sobie, S. R., and Murdock, T. Q. (2015b). Bias correction of gcm precipitation by quantile mapping: How well do methods preserve changes in quantiles and extremes? *Journal of Climate*, 28:6938–6959.
- Carrasco, J. F., Osorio, R., and Casassa, G. (2008). Secular trend of the equilibrium-line altitude on the western side of the southern Andes, derived from radiosonde and surface observations. *Journal of Glaciology*, 54(186):538–550.
- Chen, J., Brissette, F. P., Chaumont, D., and Braun, M. (2013). Finding appropriate bias correction methods in downscaling precipitation for hydrologic impact studies over North America. *Water Resources Research*, 49(7):4187–4205.
- Datawheel (2017). DataChile. <https://atachile.io>. Accedido: 2020-11-15.
- Eden, J. M., Widmann, M., Grawe, D., and Rast, S. (2012). Skill, correction, and downscaling of GCM-simulated precipitation. *Journal of Climate*, 25(11):3970–3984.
- Eyring, V., Bony, S., Meehl, G. A., Senior, C. A., Stevens, B., Stouffer, R. J., and Taylor, K. E. (2016). Overview of the coupled model intercomparison project phase 6 (cmip6) experimental design and organization. *Geoscientific Model Development*, 9(5):1937–1958.
- Farr, T. G., Rosen, P. A., Caro, E., Crippen, R., Duren, R., Hensley, S., Kobrick, M., Paller, M., Rodriguez, E., Roth, L., et al. (2007). The shuttle radar topography mission. *Reviews of geophysics*, 45(2).
- Garreaud, R. D., Alvarez-Garretón, C., Barichivich, J., Boisier, J. P., Christie, D., Galleguillos, M., LeQuesne, C., McPhee, J., and Zambrano-Bigiarini, M. (2017). The 2010-2015 megadrought in central Chile: impacts on regional hydroclimate and vegetation. *Hy-*

- drology and earth system sciences*, 21(12):6307–6327.
- Haarsma, R. J., Roberts, M. J., Vidale, P. L., Senior, C. A., Bellucci, A., Bao, Q., Chang, P., Corti, S., Fučkar, N. S., Guemas, V., et al. (2016). High resolution model intercomparison project (highresmip v1. 0) for cmip6. *Geoscientific Model Development*, 9(11):4185–4208.
- Hargreaves, G. and Samani, Z. (1985). Reference crop evapotranspiration from temperature. *American society of agricultural engineers*, 1:96–99.
- Hersbach, H., Bell, B., Berrisford, P., Hirahara, S., Horányi, A., Muñoz-Sabater, J., Nicolas, J., Peubey, C., Radu, R., Schepers, D., Simmons, A., Soci, C., Abdalla, S., Abellan, X., Balsamo, G., Bechtold, P., Biavati, G., Bidlot, J., Bonavita, M., De Chiara, G., Dahlgren, P., Dee, D., Diamantakis, M., Dragani, R., Flemming, J., Forbes, R., Fuentes, M., Geer, A., Haimberger, L., Healy, S., Hogan, R. J., Hólm, E., Janisková, M., Keeley, S., Laloyaux, P., Lopez, P., Lupu, C., Radnoti, G., de Rosnay, P., Rozum, I., Vamborg, F., Villaume, S., and Thépaut, J.-N. (2020). The era5 global reanalysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 146(730):1999–2049.
- Kang, Y., Khan, S., and Ma, X. (2009). Climate change impacts on crop yield, crop water productivity and food security – a review. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 19(12):1665 – 1674.
- Kennedy, J. and Eberhart, R. (1995). Particle swarm optimization. In *Proceedings of ICNN'95 - International Conference on Neural Networks*, volume 4, pages 1942–1948.
- 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*, 424-425:264 – 277.
- Knoben, W., Freer, J., and Woods, R. (2019). Technical note: Inherent benchmark or not? comparing nash–sutcliffe and kling–gupta efficiency scores. *Hydrology and Earth System Sciences*, 23:4323 – 4331.
- L'Heureux, M., Collins, D., and Hu, Z.-Z. (2013). Linear trends in sea surface temperature of the tropical pacific ocean and implications for the el niño-southern oscillation. *Climate Dynamics*, 40(5–6):1223 – 1236.
- Mizuta, R., Yoshimura, H., Murakami, H., Matsueda, M., Endo, H., Ose, T., Kamiguchi,

- K., Hosaka, M., Sugi, M., Yukimoto, S., Kusunoki, S., and Kitoh, A. (2012). Climate simulations using MRI-AGCM3.2 with 20-km grid. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 90:233–258.
- Naciones unidas (1992). Convención marco de las naciones unidas sobre el cambio climático.
- National Oceanic and Atmospheric Administration (2021). Valores ONI - Datos para Descarga. https://origin.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ONI_v5.php. Accedido: 2021-02-01.
- Parajka, J., Merz, R., and Blöschl, G. (2006). Uncertainty and multiple objective calibration in regional water balance modelling: Case study in 320 Austrian catchments. *Hydrological Processes*, 21(4):435 – 446.
- R Core Team (2020). *R: A Language and Environment for Statistical Computing*. R Foundation for Statistical Computing, Vienna, Austria.
- Sanabria, J., Marengo, J., and Valverde, M. (2009). Escenarios de Cambio Climático con modelos regionales sobre el Altiplano Peruano (Departamento de Puno). *Revista Peruana Geo-Atmosférica Rpga*, 149(1):134–149.
- Stocker, T., Qin, D., Plattner, G.-K., Tignor, M., Allen, S., Boschung, J., Nauels, A., Xia, Y., Bex, V., and Midgley, P. (2003). *Glosario*. Cambridge University Press.
- Switanek, M. B., Troch, P. A., Castro, C. L., Leuprecht, A., Chang, H.-I., Mukherjee, R., and Demaria, E. M. C. (2017). Scaled distribution mapping: a bias correction method that preserves raw climate model projected changes. *Hydrology and Earth System Sciences*, 21(6):2649–2666.
- Széles, B., Parajka, J., Hogan, P., Silasari, R., Pavlin, L., Strauss, P., and Blöschl, G. (2020). The added value of different data types for calibrating and testing a hydrologic model in a small catchment. *Water Resources Research*, 56(10).
- Teutschbein, C. and Seibert, J. (2012). Bias correction of regional climate model simulations for hydrological climate-change impact studies: Review and evaluation of different methods. *Journal of Hydrology*, 456-457:12–29.

- Vicuña, S., Gironás, J., Meza, F., Cruzat, M., Jelinek, M., Bustos, E., Poblete, D., and Bambach, N. (2013). Exploring possible connections between hydrological extreme events and climate change in central south Chile. *Hydrological Sciences Journal*, 58:1598–1619.
- Viglione, A. and Parajka, J. (2020). *TUWmodel: Lumped/Semi-Distributed Hydrological Model for Education Purposes*. R package version 1.1-1.
- Wilby, R., Hay, L., Gutowski, W., Arritt, R., Takle, E., Pan, Z., Leavesley, G., and Clark, M. (2000). Hydrological responses to dynamically and statistically downscaled climate model output. *Geophysical Research Letters*, 27:1199–1202.
- Zambrano-Bigiarini, M. and Rojas, R. (2013). A model-independent particle swarm optimisation software for model calibration. *Environmental Modelling & Software*, 43:5–25.
- Zhao, Y., Feng, D., Yu, L., Wang, X., Chen, Y., Bai, Y., Hernández, H. J., Galleguillos, M., Estades, C., Biging, G. S., et al. (2016). Detailed dynamic land cover mapping of Chile: Accuracy improvement by integrating multi-temporal data. *Remote Sensing of Environment*, 183:170–185.

Anexo A

Datos históricos mensuales de precipitación

En este anexo se presentan imágenes de las precipitaciones mensual acumulada promedio en el periodo histórico, a la vez que se pueden ver los sesgo a nivel mensual previo a implementar el método de corrección de sesgo y posterior a la implementación de este.

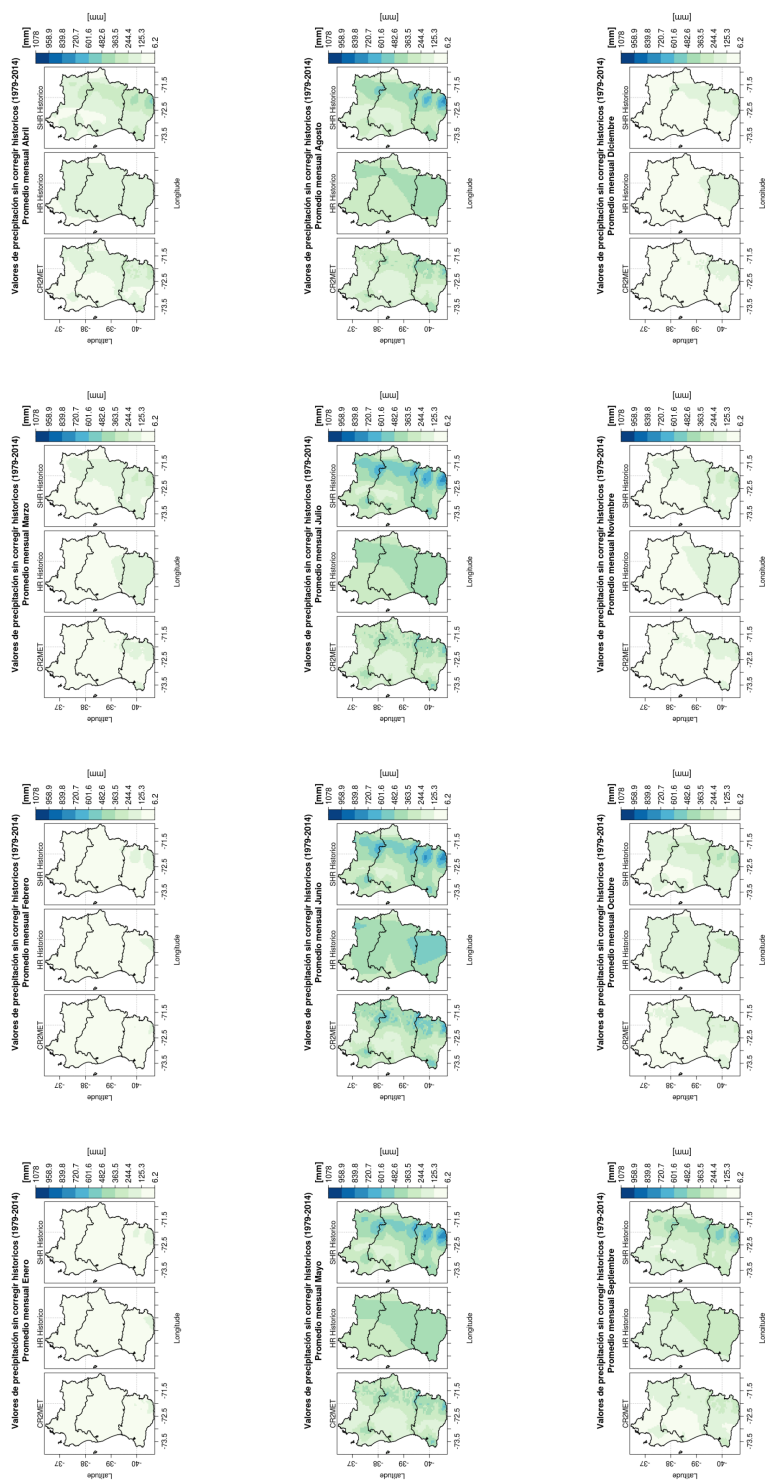


Figura A.1: Valores de Precipitación sin corregir históricos (1979-2014).

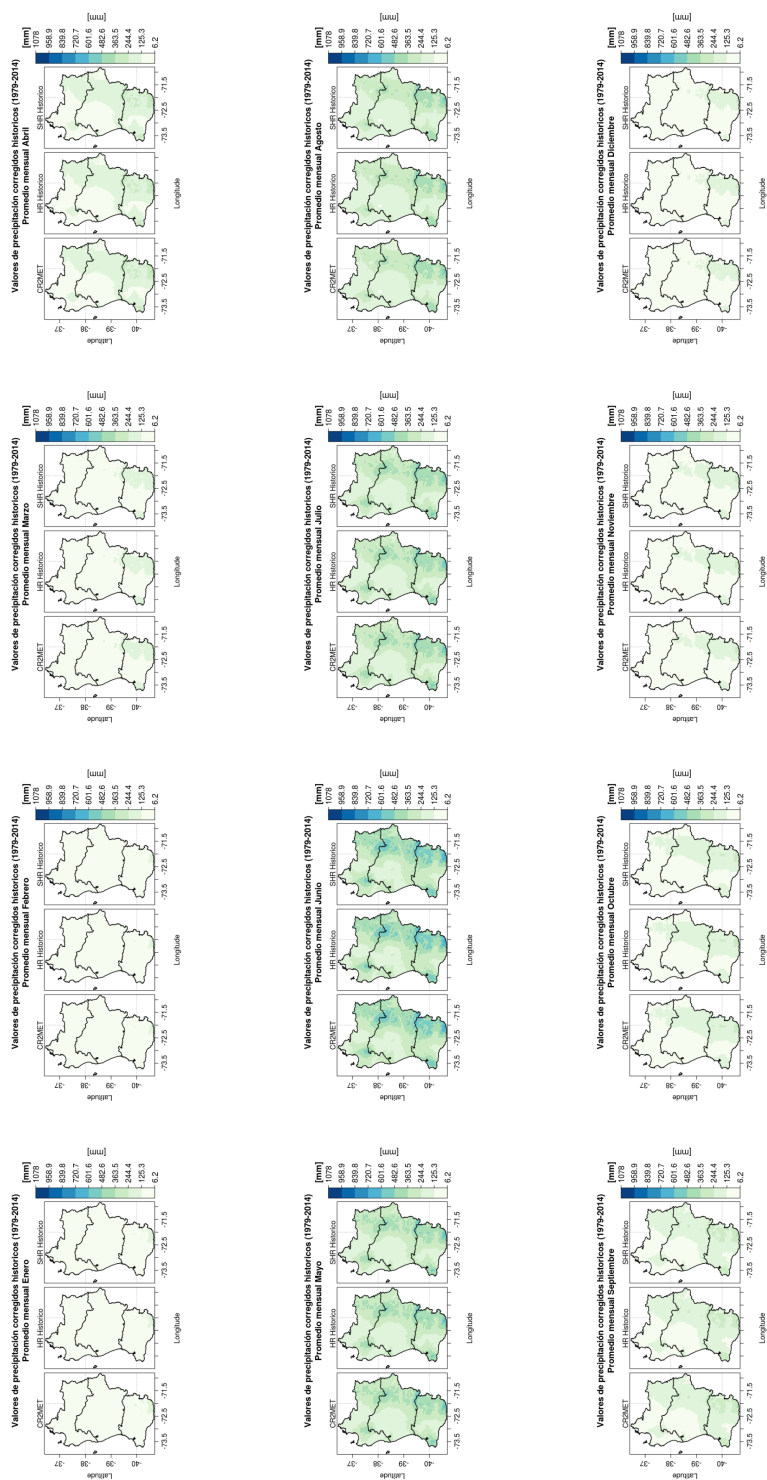


Figura A.2: Valores de Precipitación corregidos históricos (1979-2014).

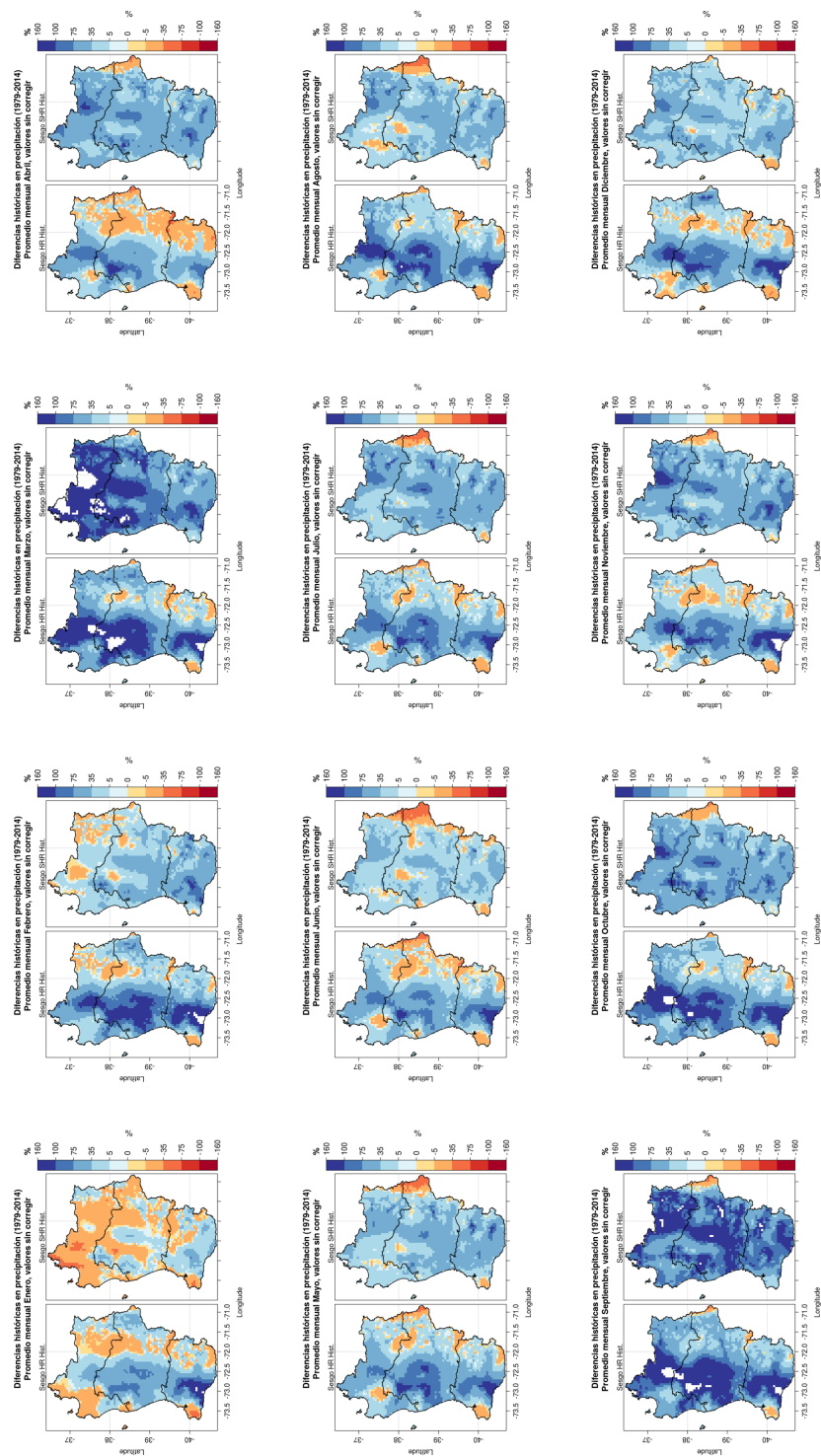


Figura A.3: Sesgo en datos sin corregir de Precipitación históricos (1979-2014).

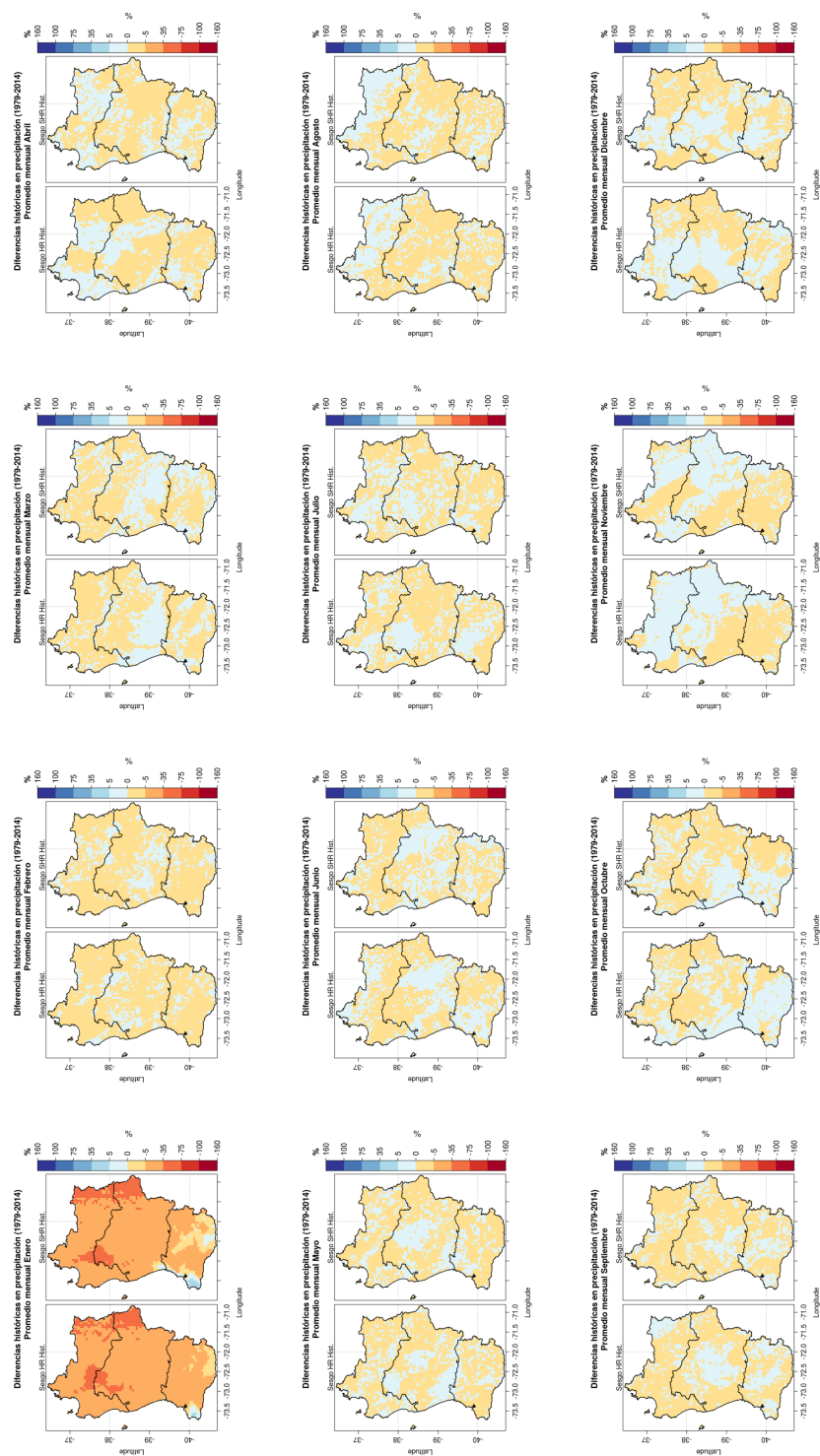


Figura A.4: Sego en datos corregidos de Precipitación históricos (1979-2014).

Anexo B

Datos históricos mensuales de temperatura máxima

En este anexo se presentan imágenes de las temperaturas máximas promedio mensuales en el periodo histórico, a la vez que se pueden ver los sesgo a nivel mensual previo a implementar el método de corrección de sesgo y posterior a la implementación de este.

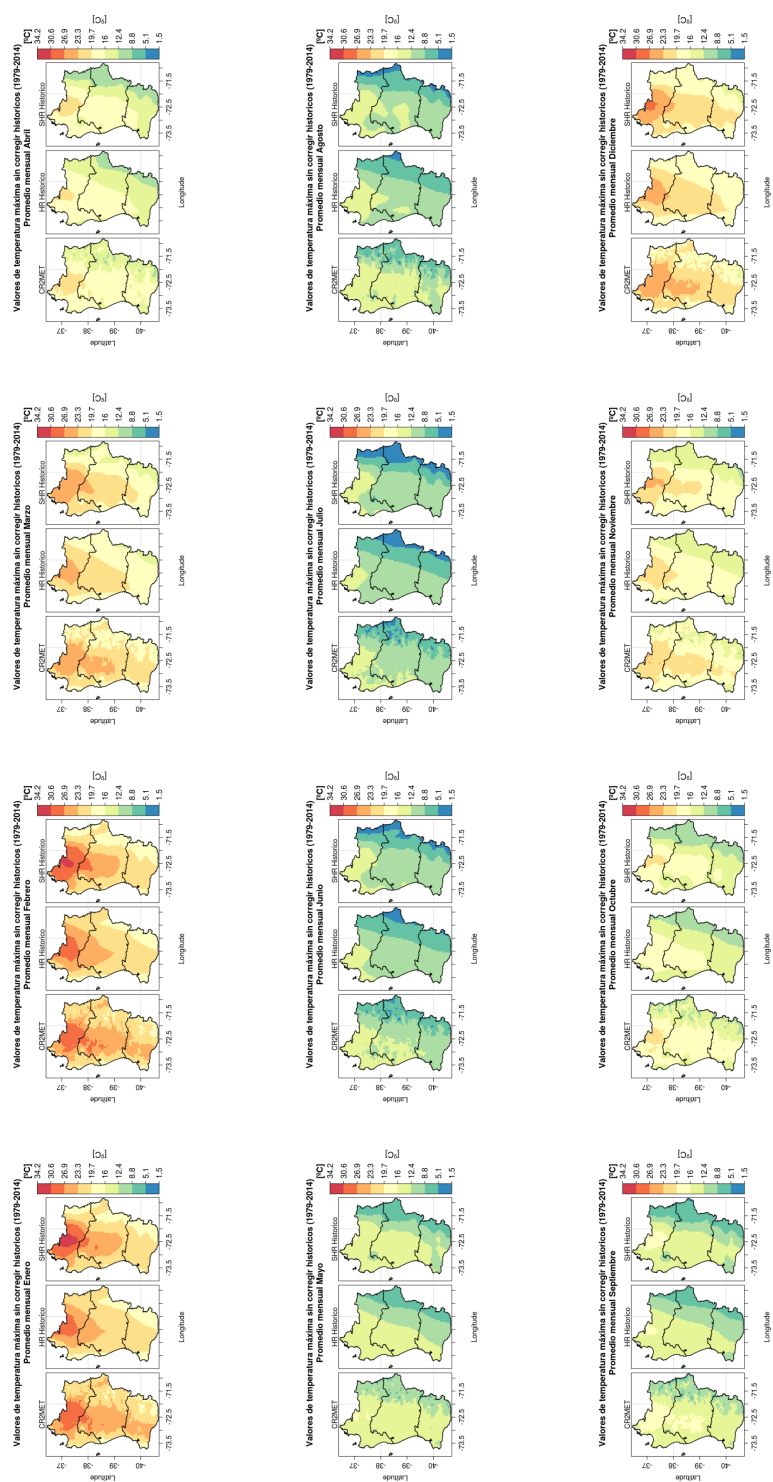


Figura B.1: Valores de Temp. máxima sin corregir históricos (1979-2014).

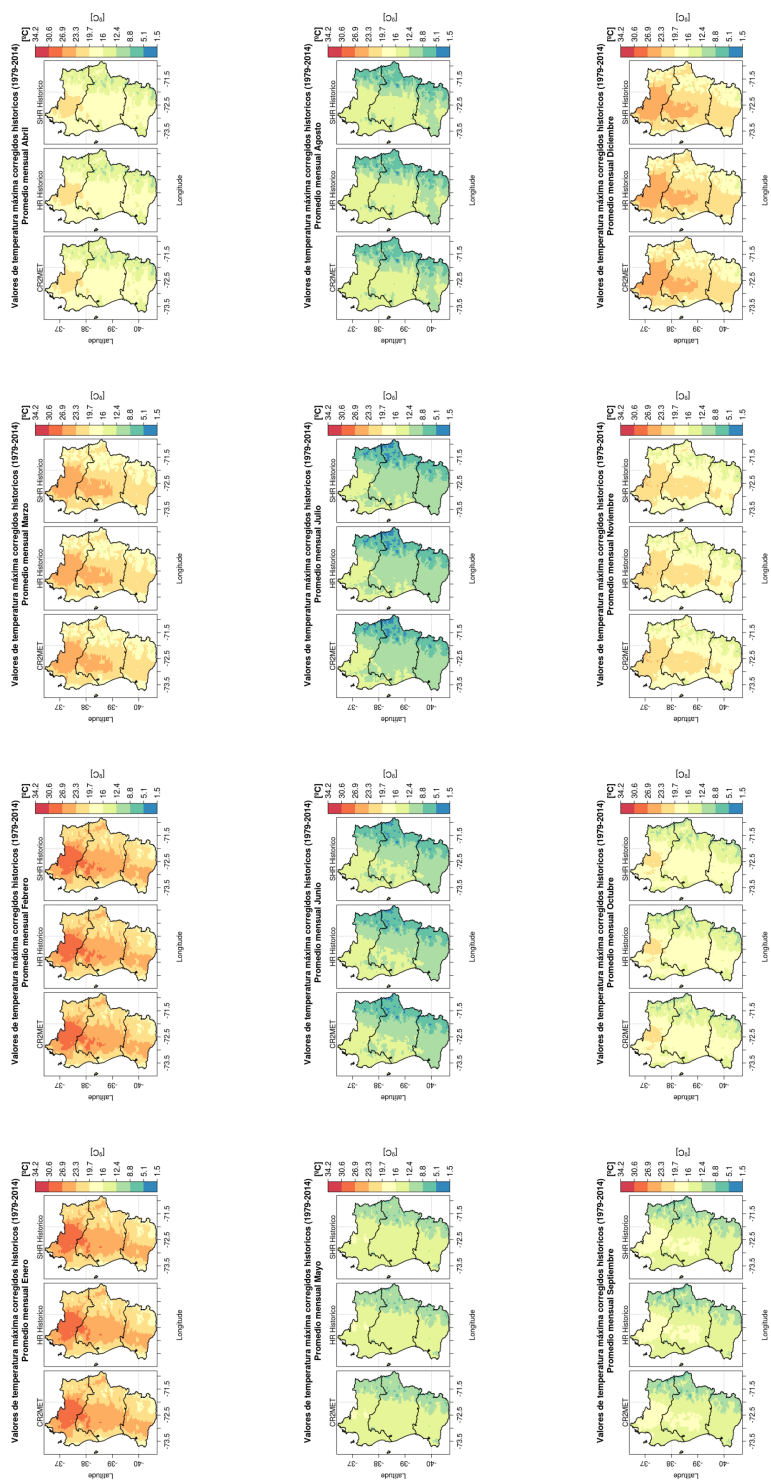


Figura B.2: Valores de Temp. máxima corregidos históricos (1979-2014).

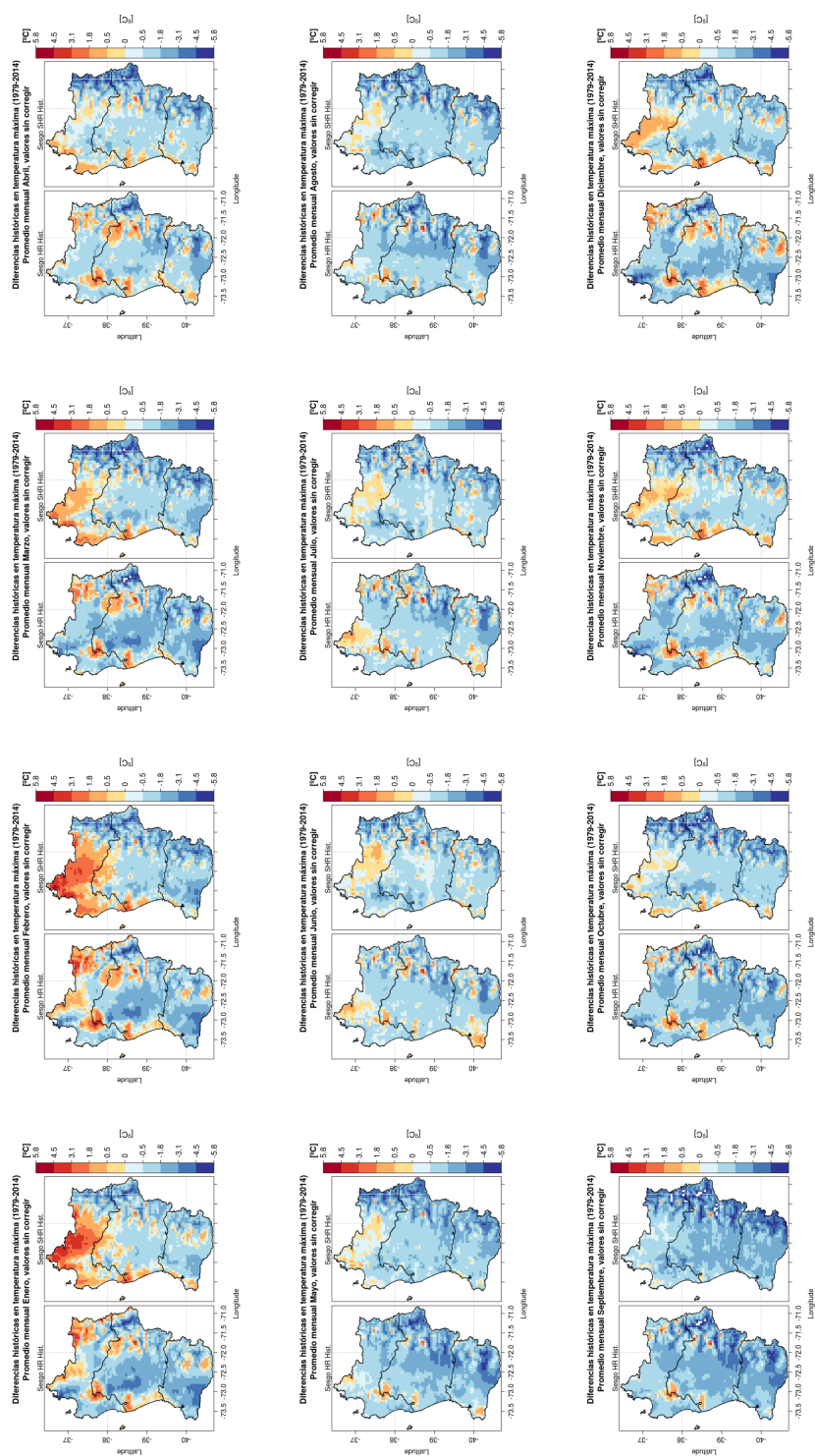


Figura B.3: Sesgo en datos sin corregir de Temp. máxima históricos (1979-2014).

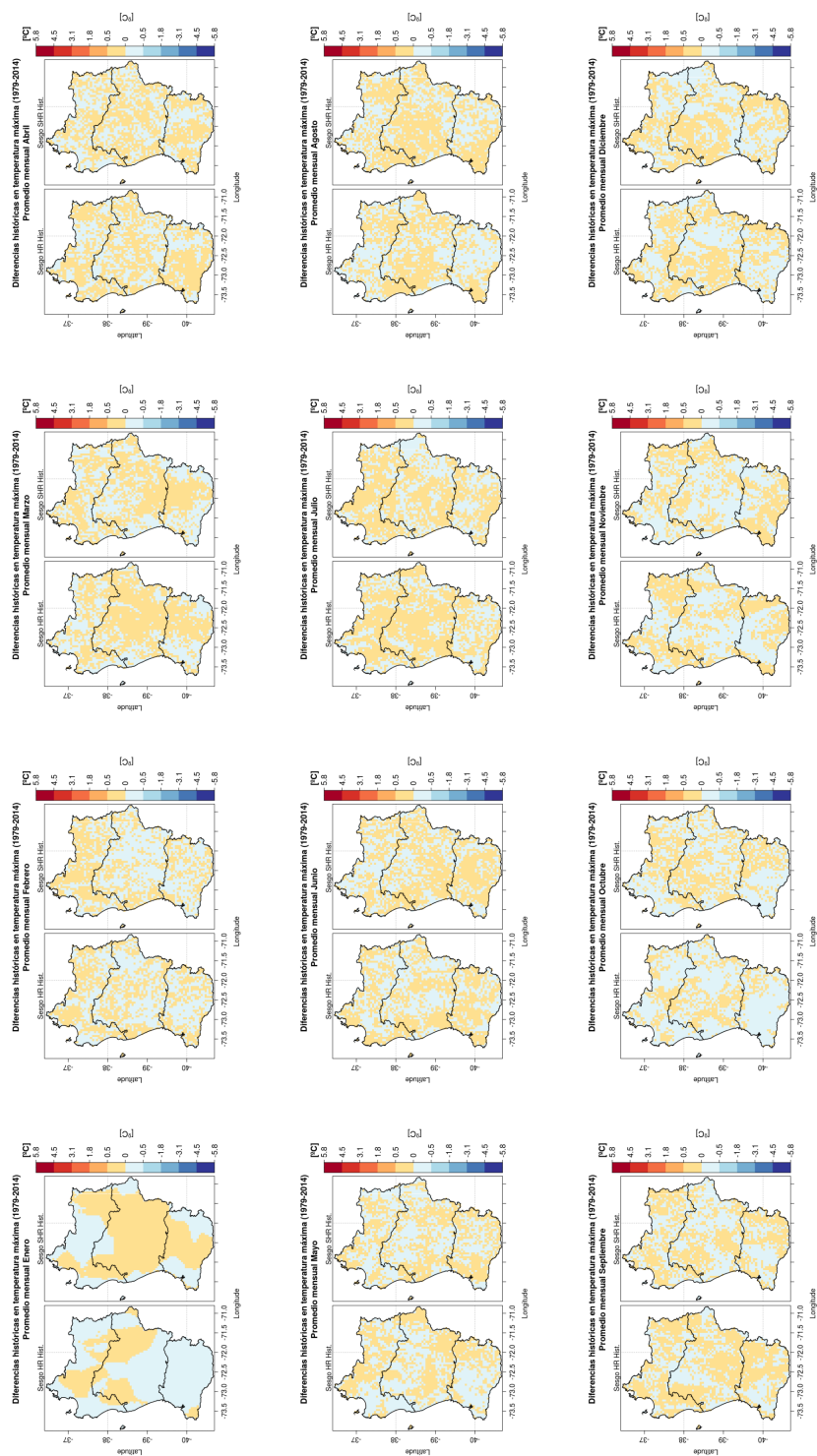


Figura B.4: Sesgo en datos corregidos de Temp. máxima históricos (1979-2014).

Anexo C

Datos históricos mensuales de temperatura mínima

En este anexo se presentan imágenes de las temperaturas mínimas promedio mensuales en el periodo histórico, a la vez que se pueden ver los sesgo a nivel mensual previo a implementar el método de corrección de sesgo y posterior a la implementación de este.

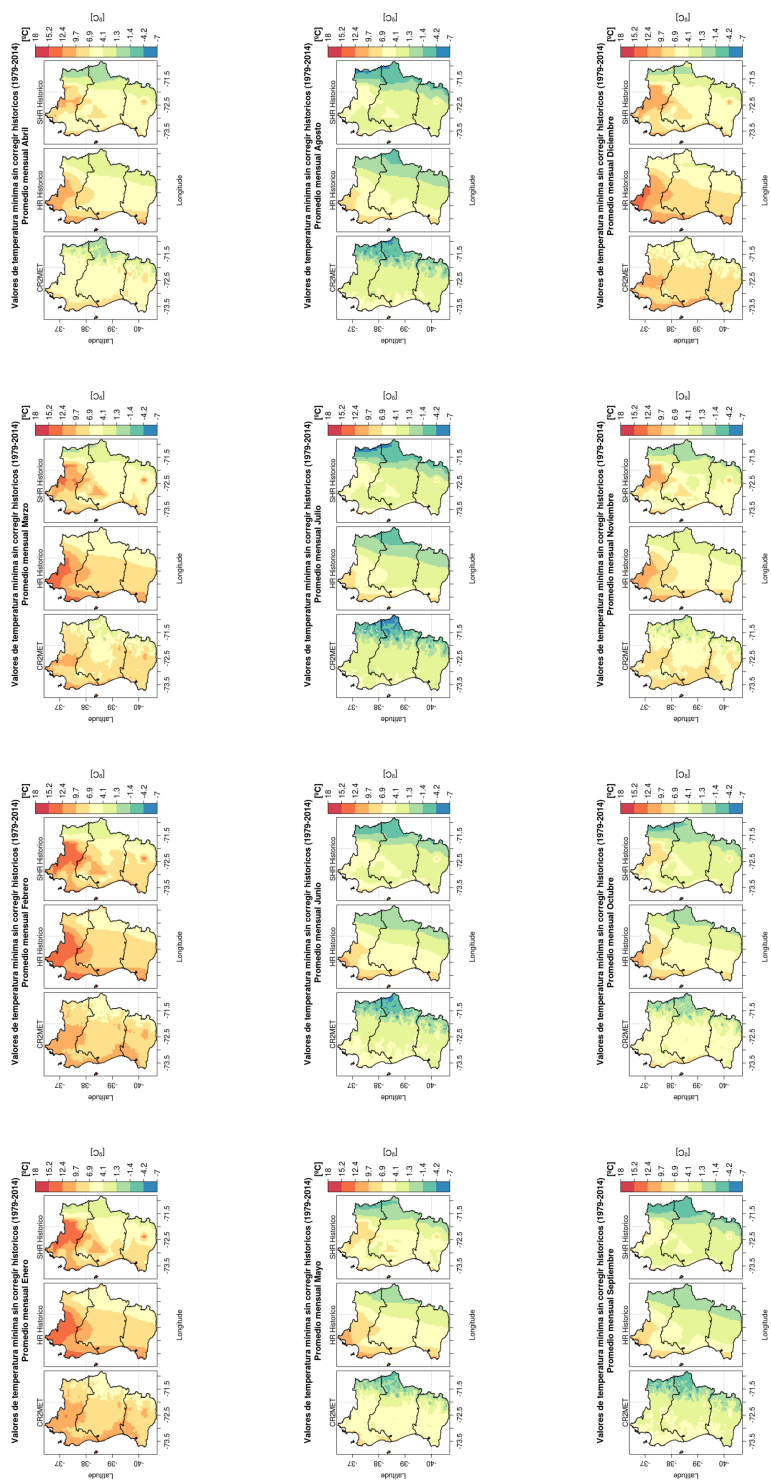


Figura C.1: Valores de Temp. mínima sin corregir históricos (1979-2014).

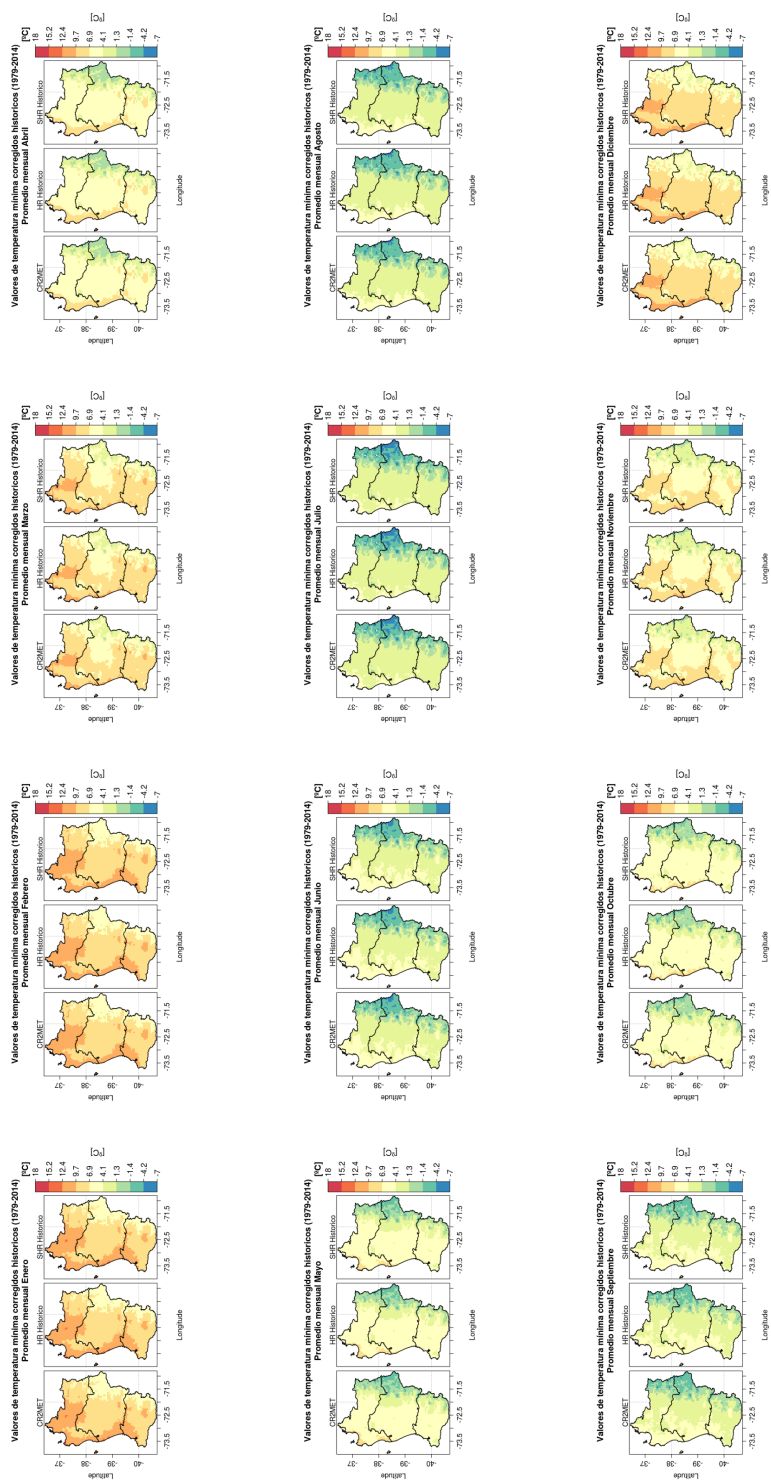


Figura C.2: Valores de Temp. mínima corregidos históricos (1979-2014).

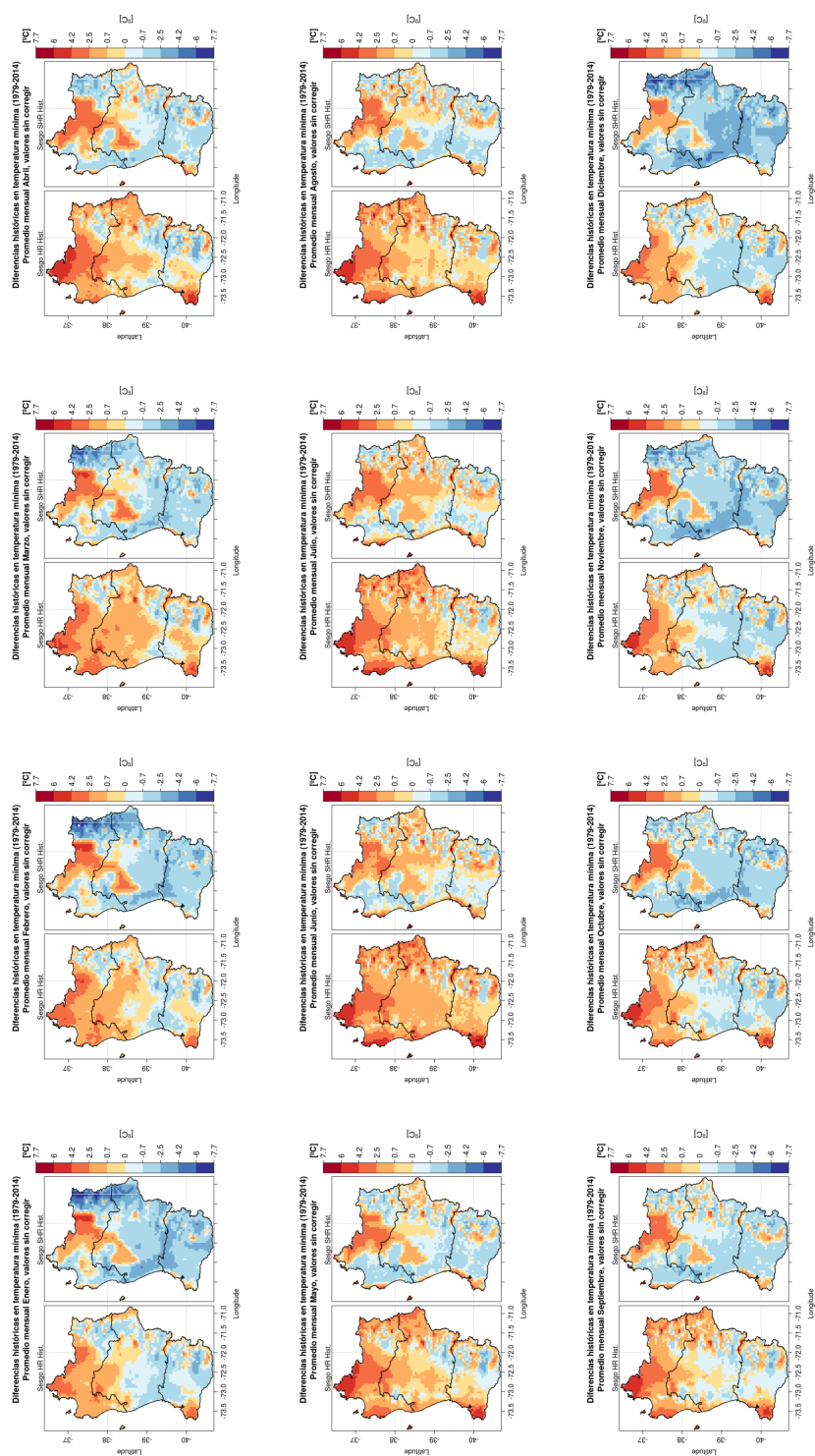


Figura C.3: Sesgo en datos sin corregir de Temp. mínima históricos (1979-2014).

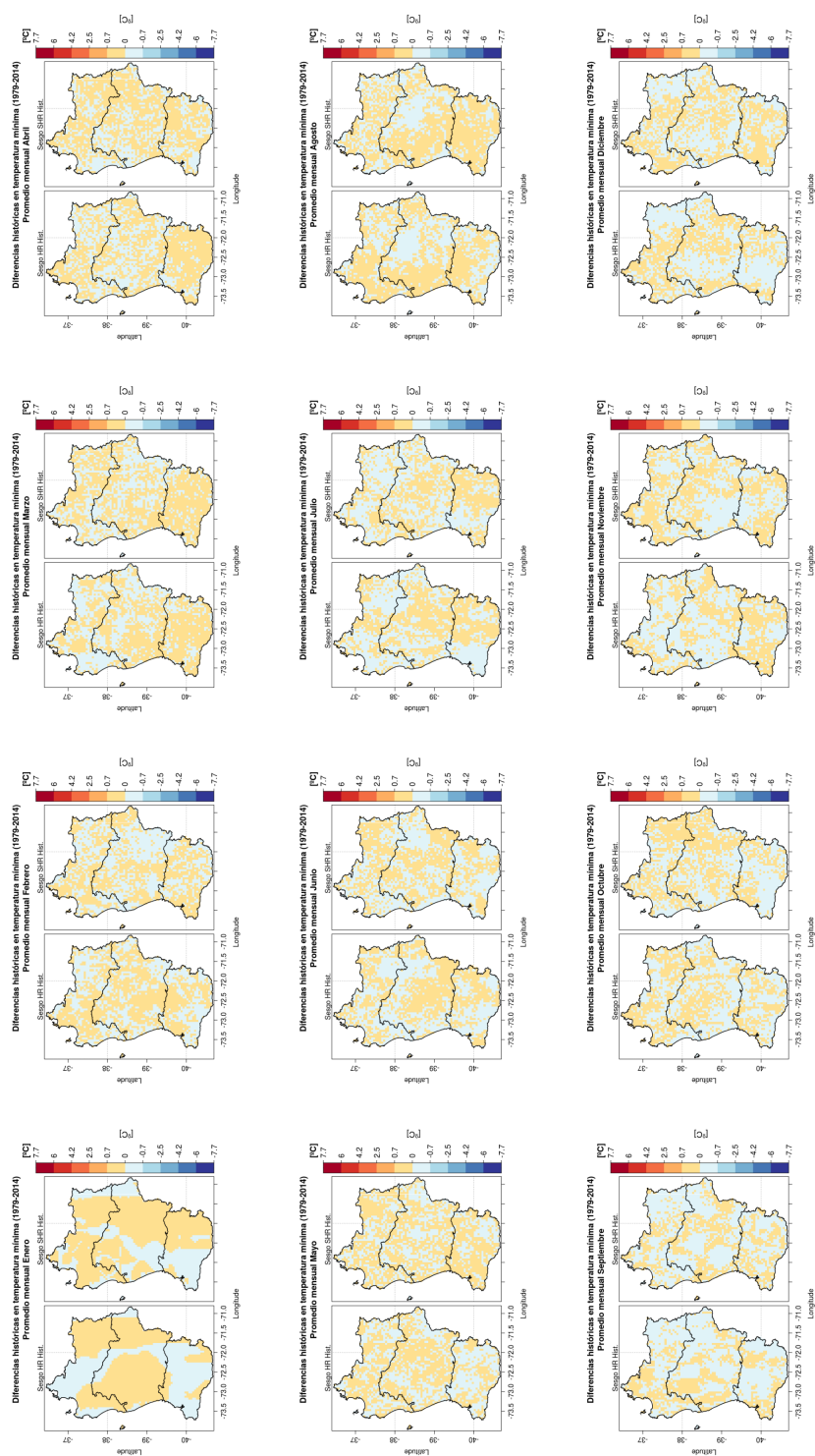


Figura C.4: Sesgo en datos corregidos de Temp. mínima históricos (1979-2014).

Anexo D

Test de Kolmogorov-Smirnov

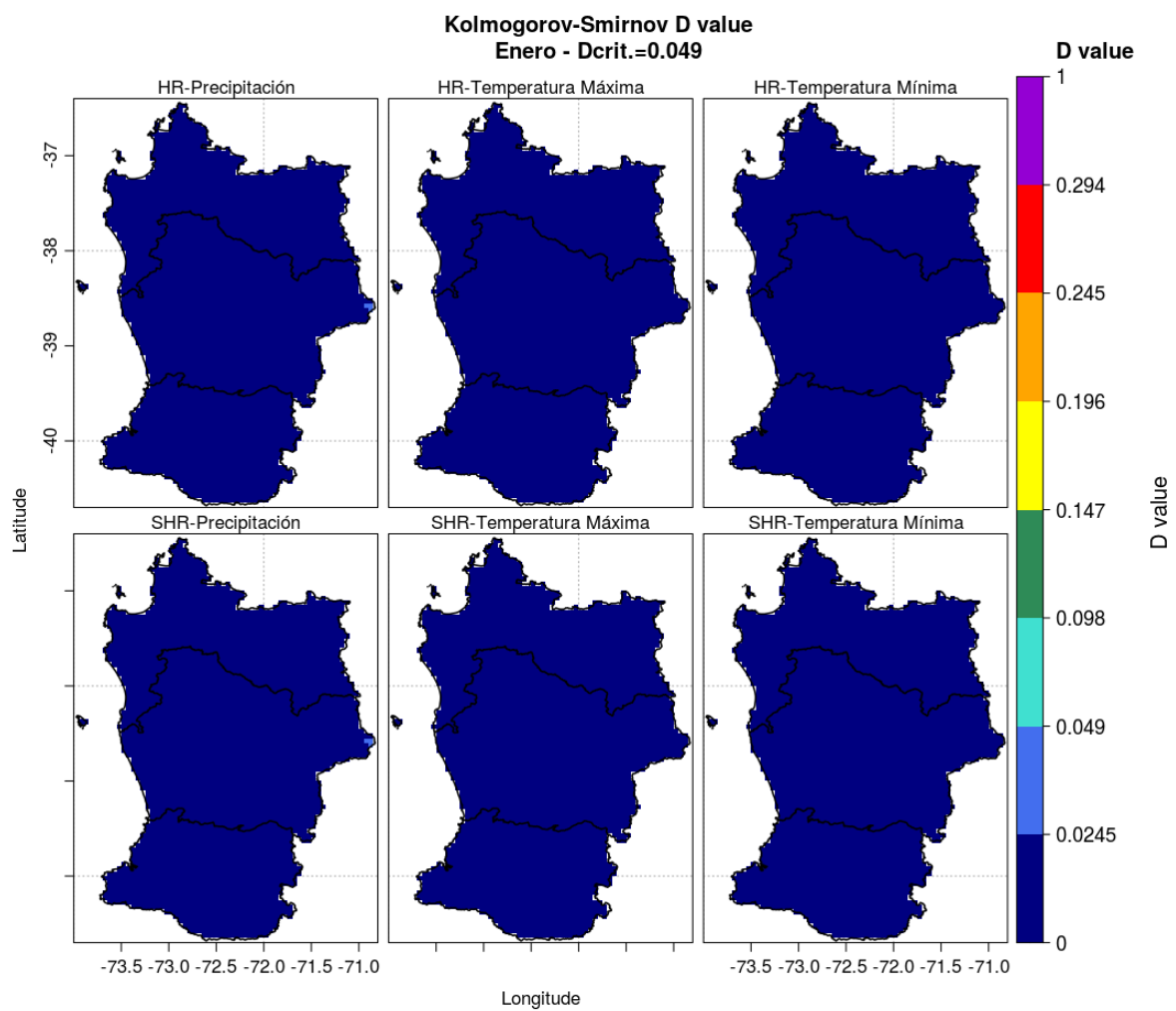


Figura D.1: Test Kolmogorov-Smirnov, Enero.

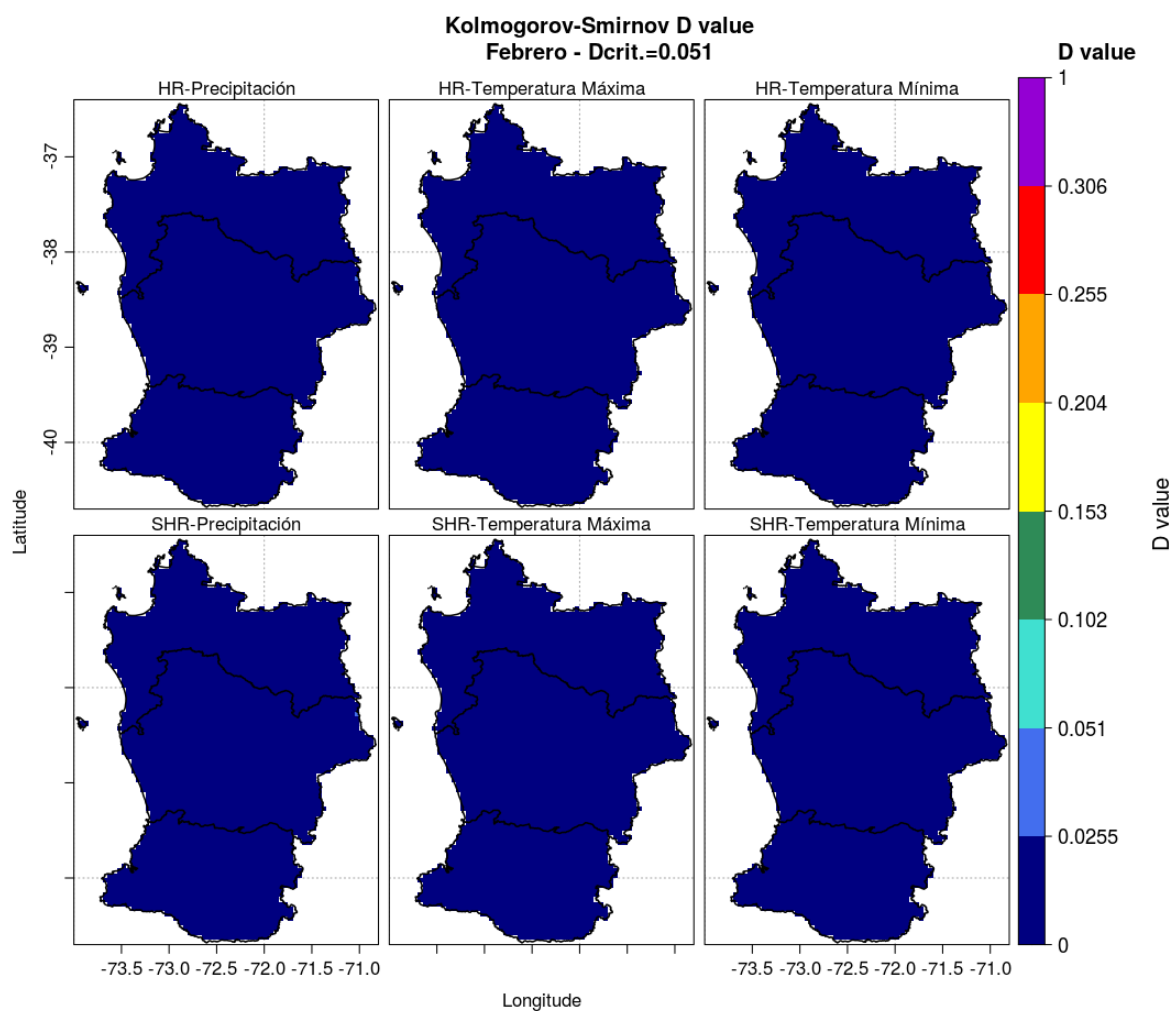


Figura D.2: Test Kolmogorov-Smirnov, Febrero.

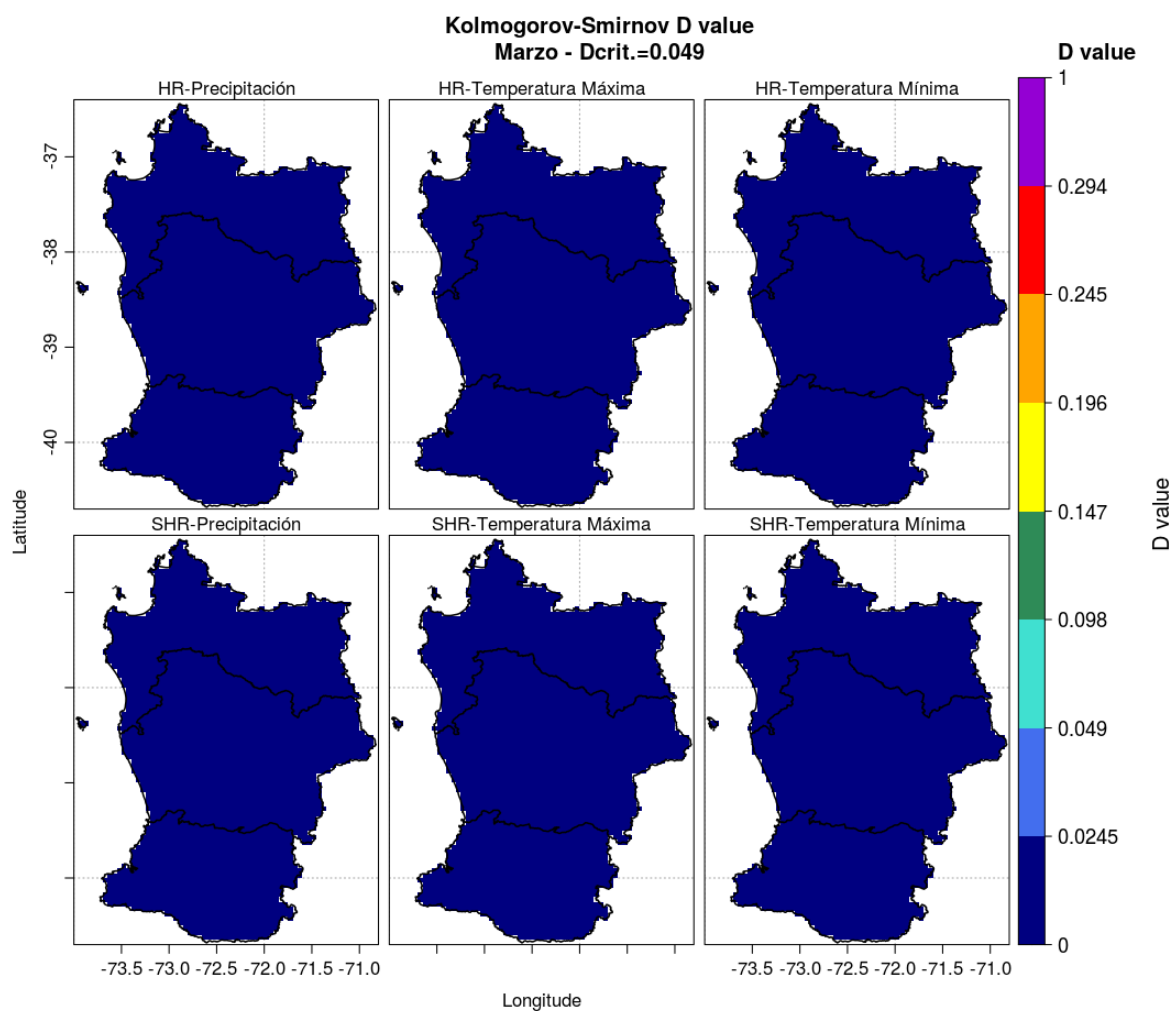


Figura D.3: Test Kolmogorov-Smirnov, Marzo.

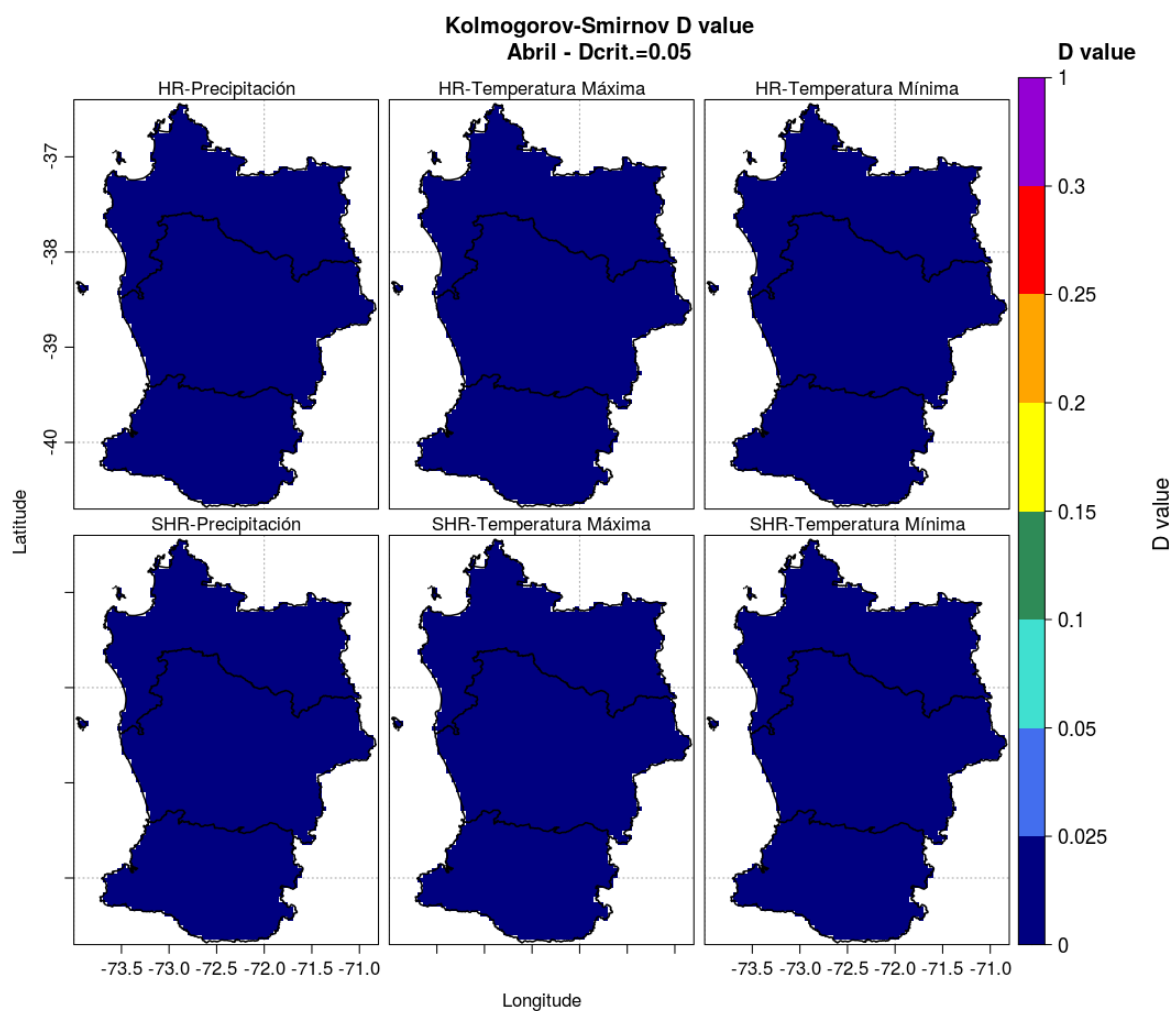


Figura D.4: Test Kolmogorov-Smirnov, Abril.

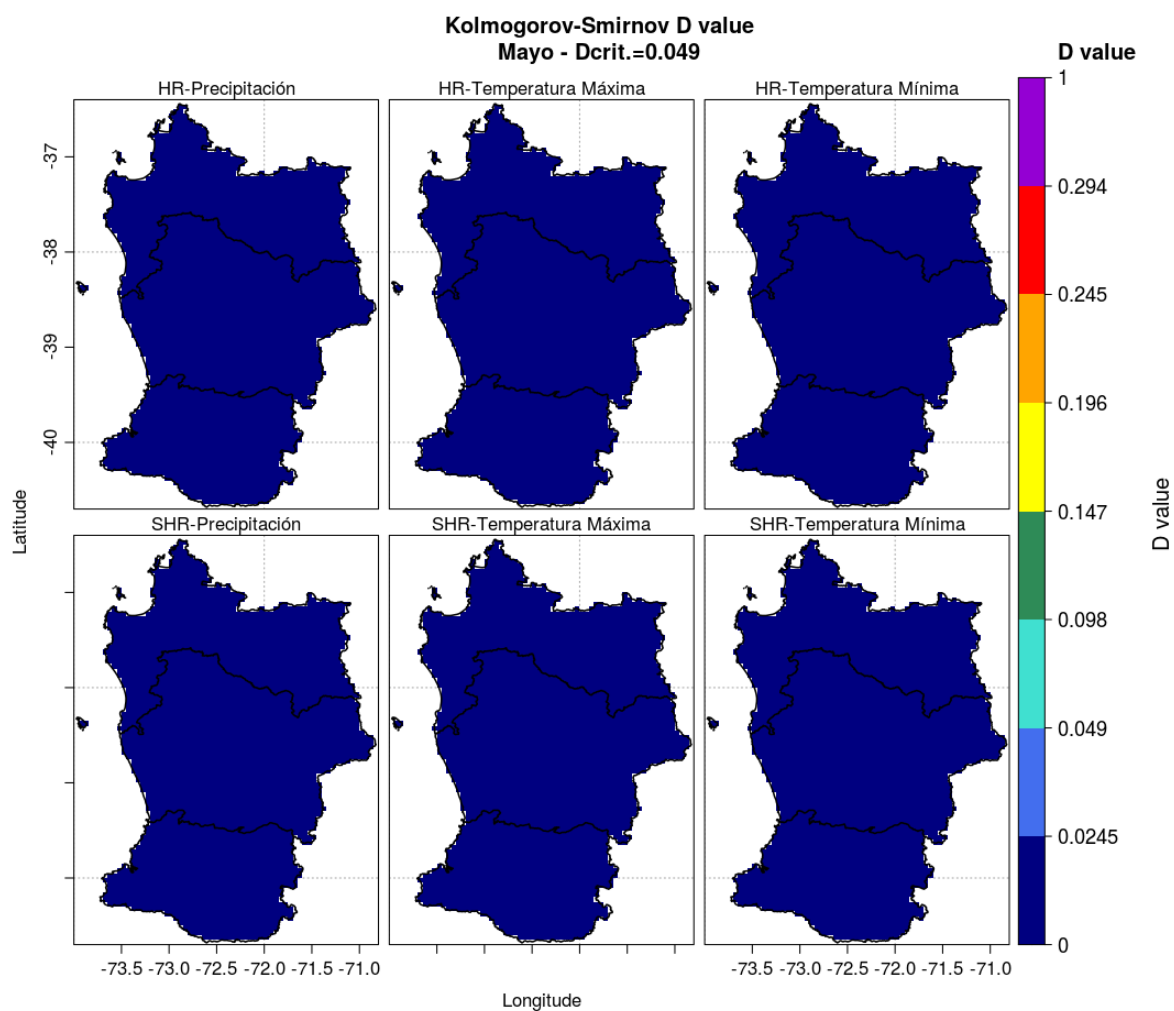


Figura D.5: Test Kolmogorov-Smirnov, Mayo.

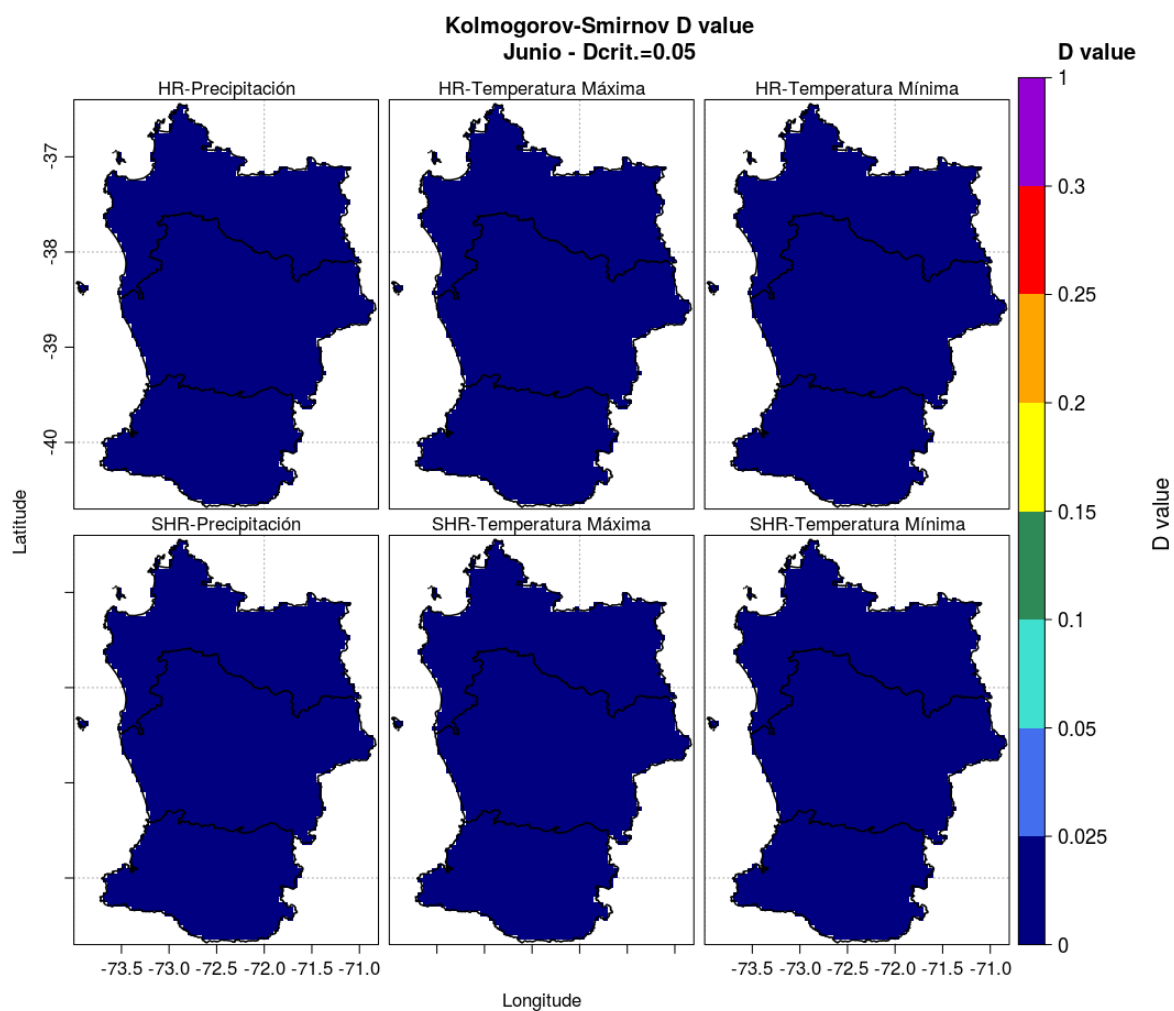


Figura D.6: Test Kolmogorov-Smirnov, Junio.

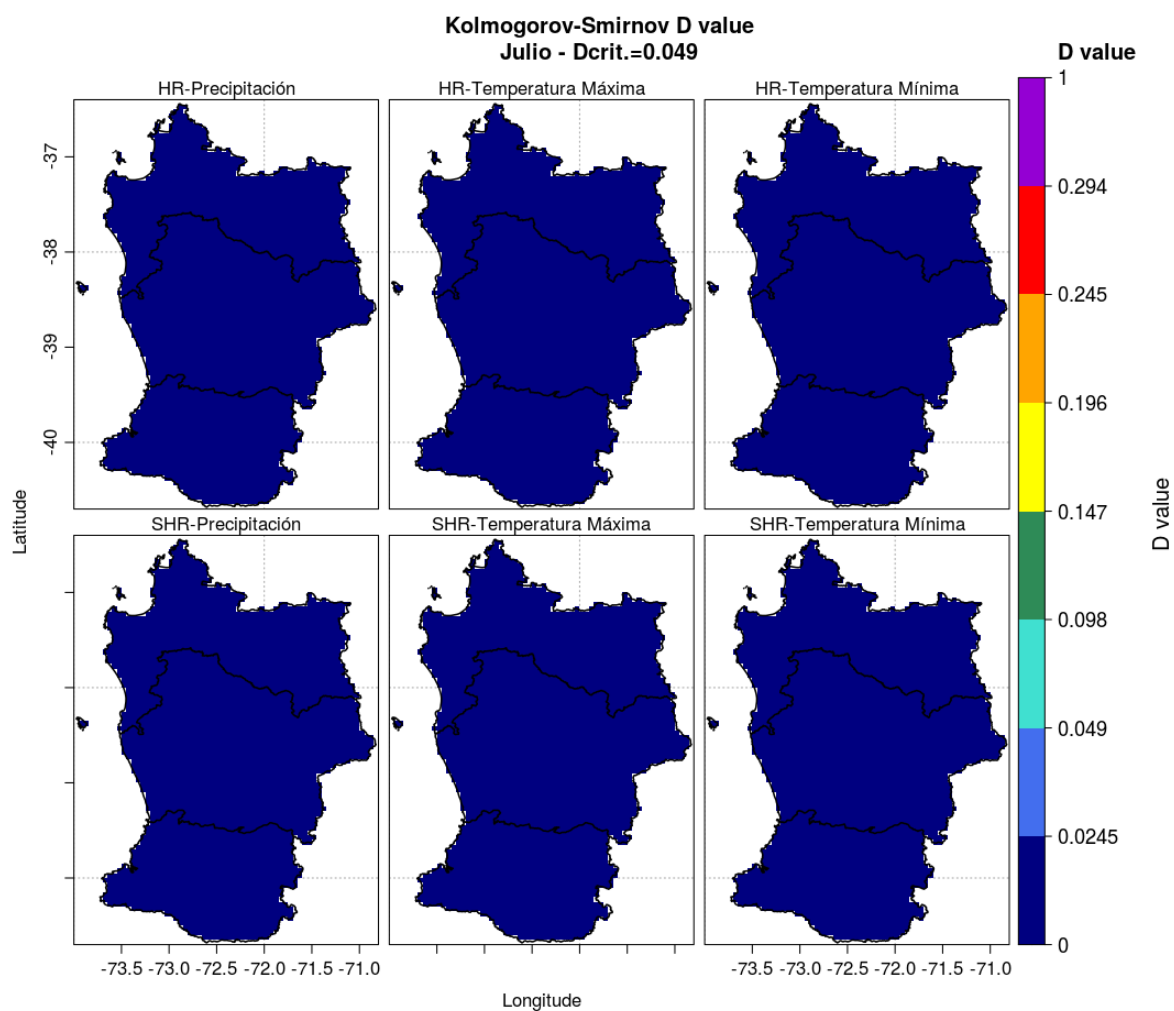


Figura D.7: Test Kolmogorov-Smirnov, Julio.

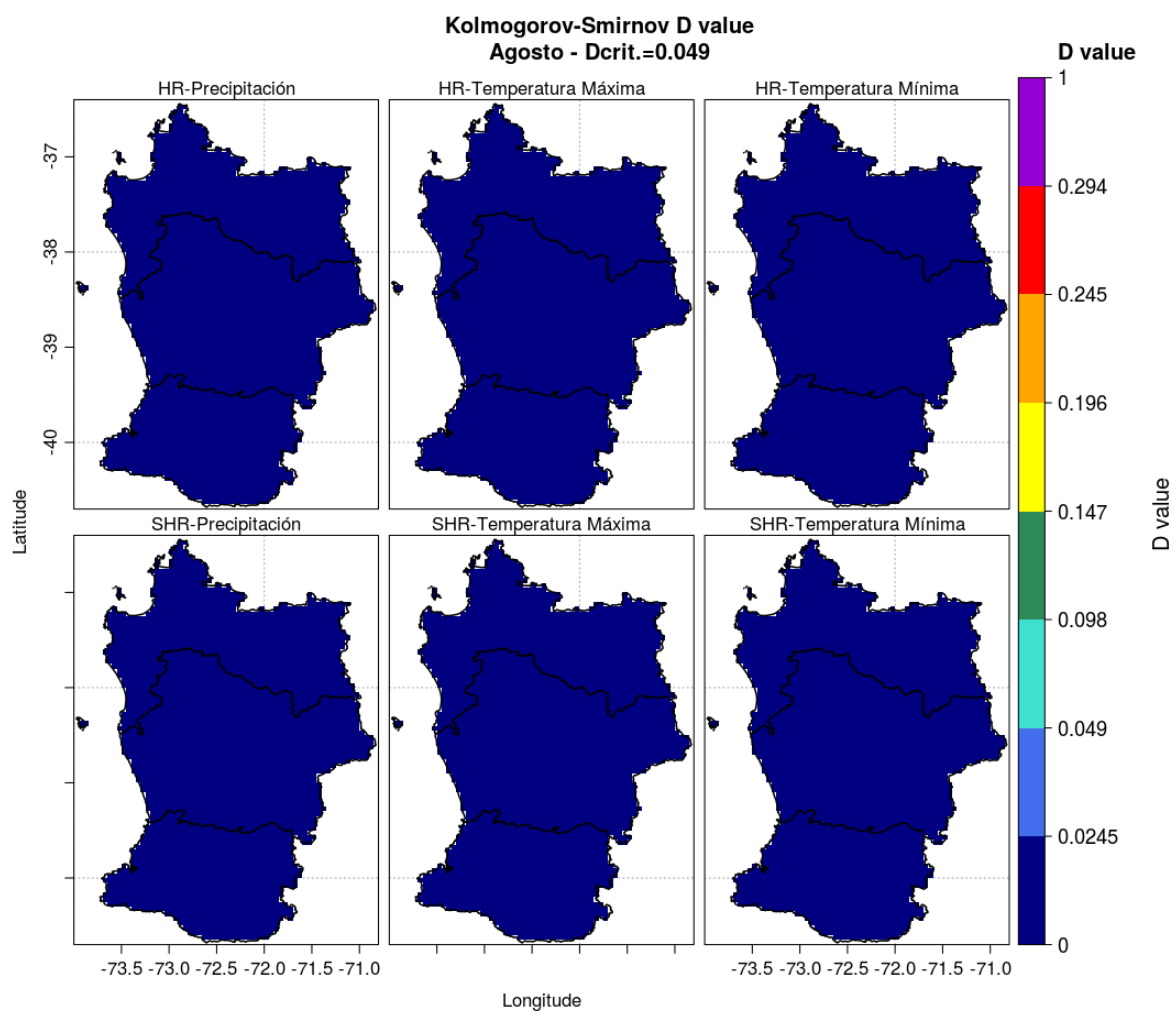


Figura D.8: Test Kolmogorov-Smirnov, Agosto.

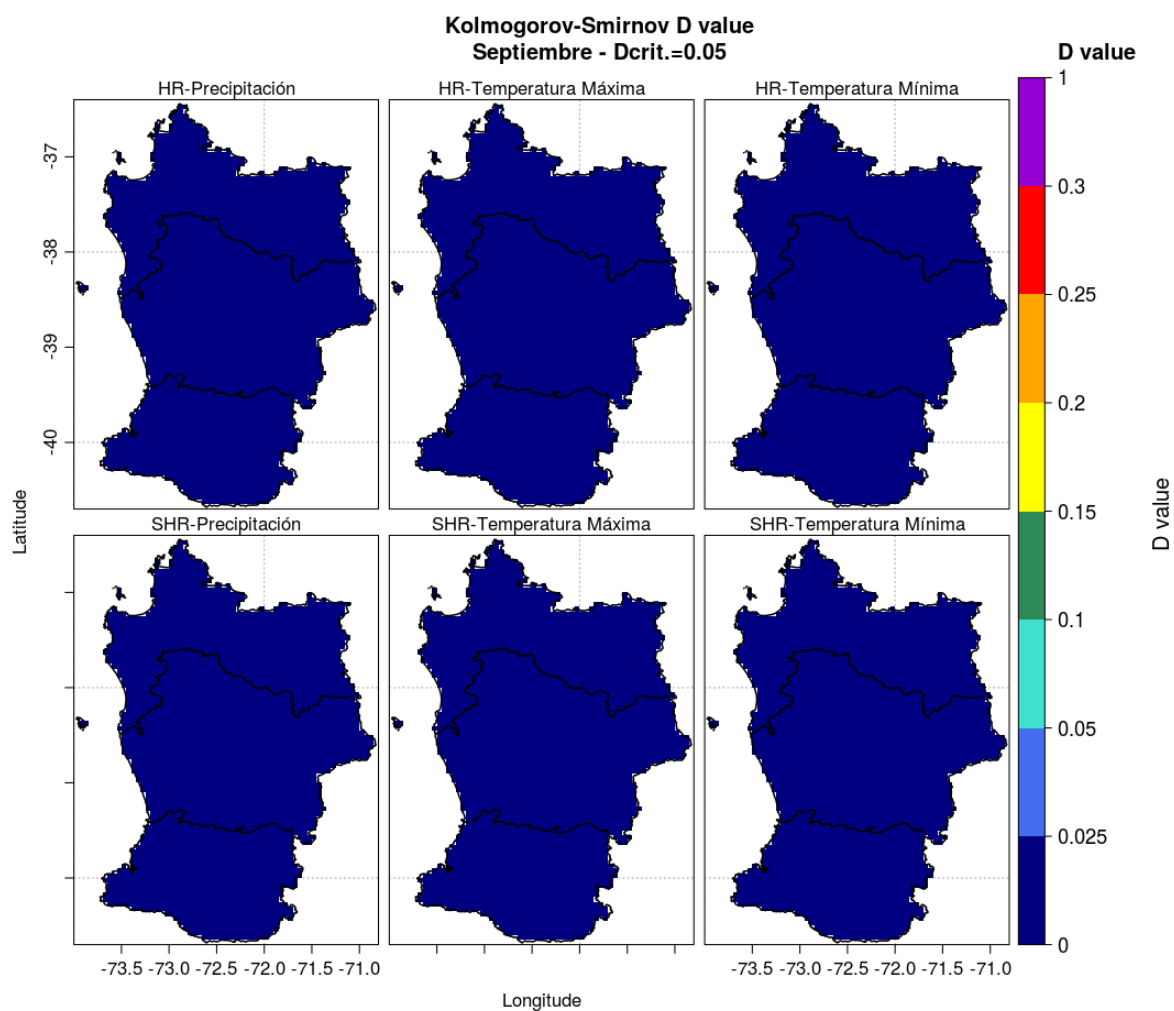


Figura D.9: Test Kolmogorov-Smirnov, Septiembre.

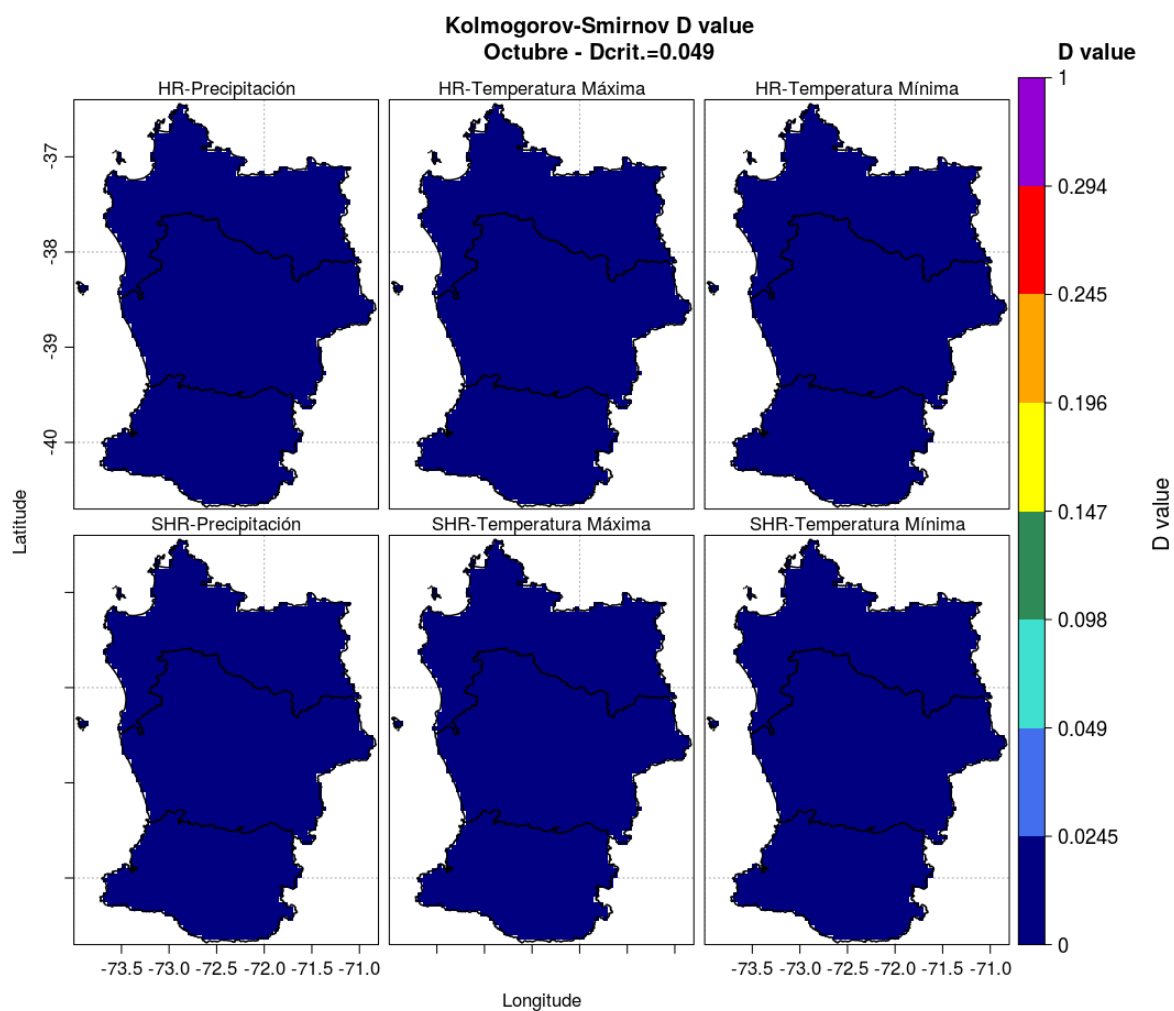


Figura D.10: Test Kolmogorov-Smirnov, Octubre.

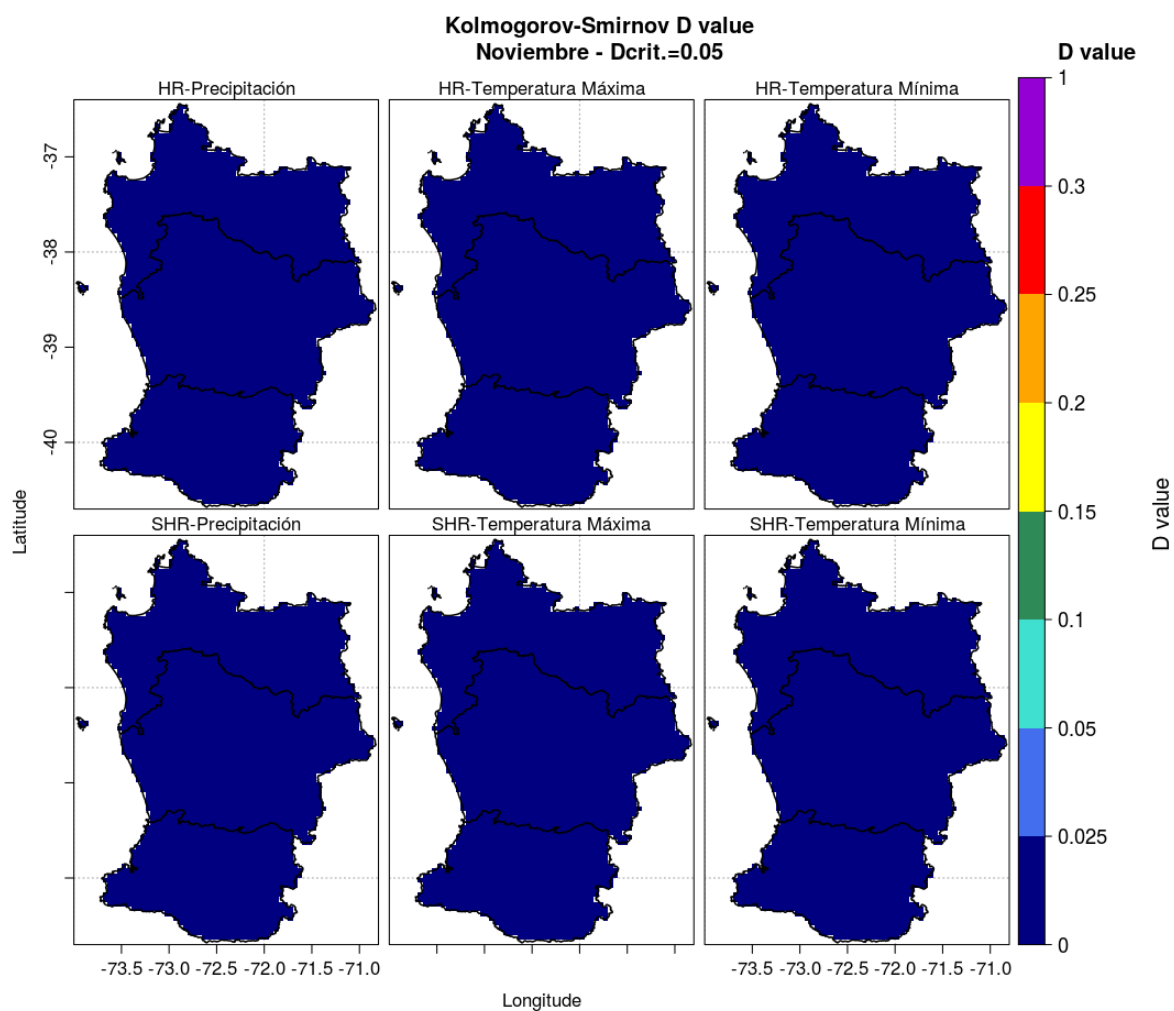


Figura D.11: Test Kolmogorov-Smirnov, Noviembre.

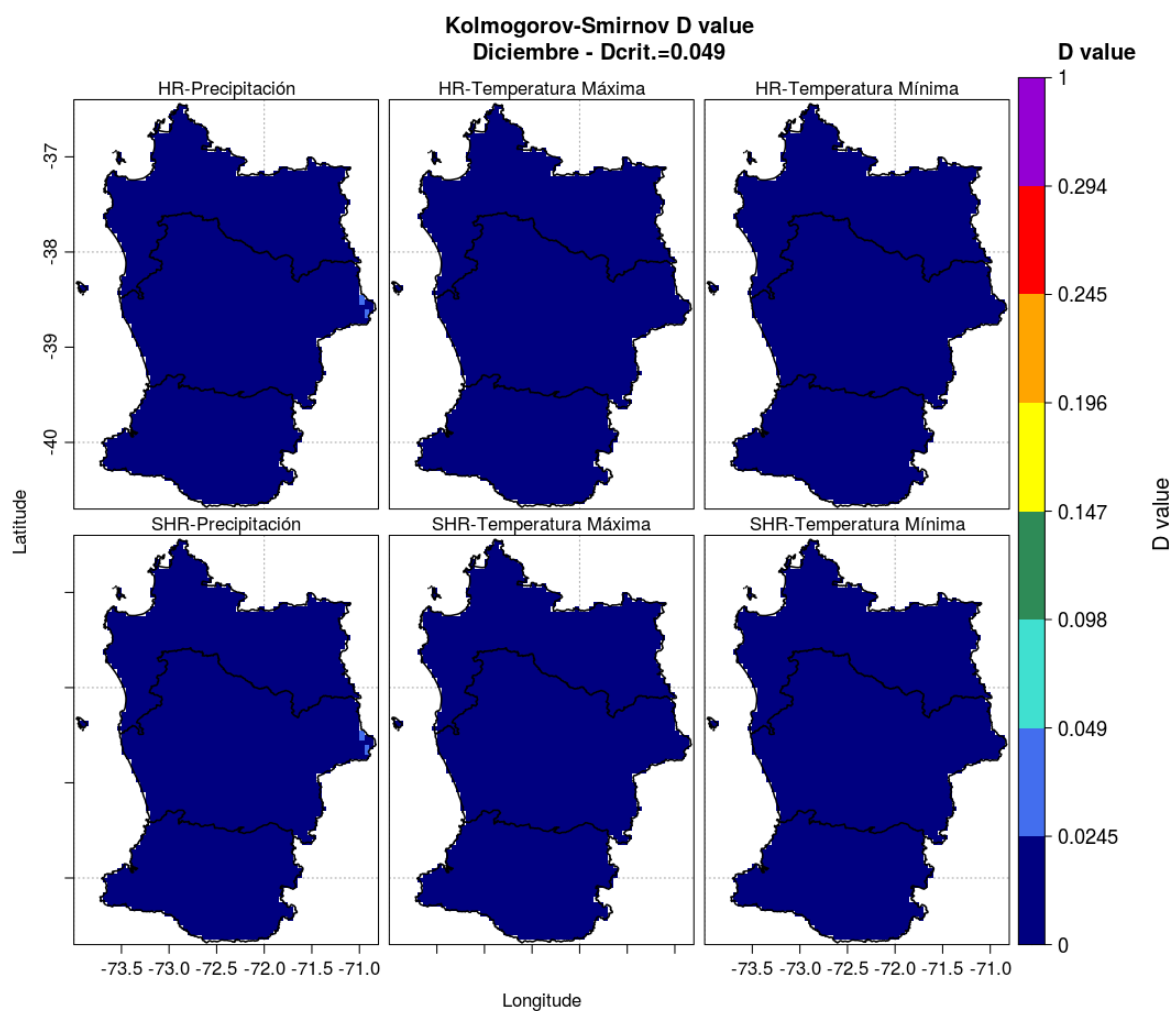


Figura D.12: Test Kolmogorov-Smirnov, Diciembre.

Anexo E

Datos proyectados mensuales de precipitación

En este anexo se presentan imágenes de las precipitaciones mensual acumulada promedio en el periodo proyectado, a la vez que se pueden ver las diferencias proyectadas a nivel mensual previo a implementar el método de corrección de sesgo y posterior a la implementación de este.

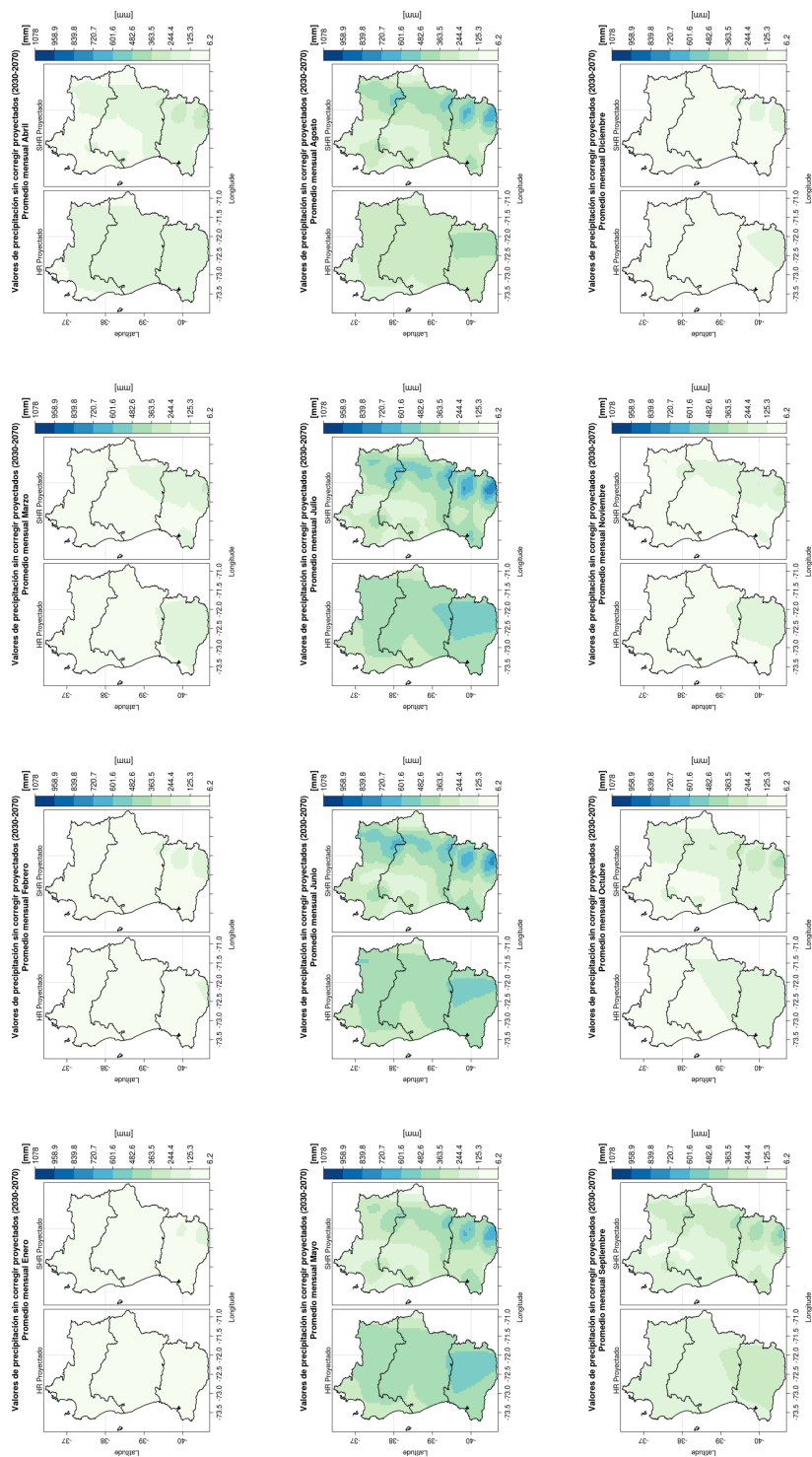


Figura E.1: Valores de Precipitación sin corregir proyectado (2030-2070).

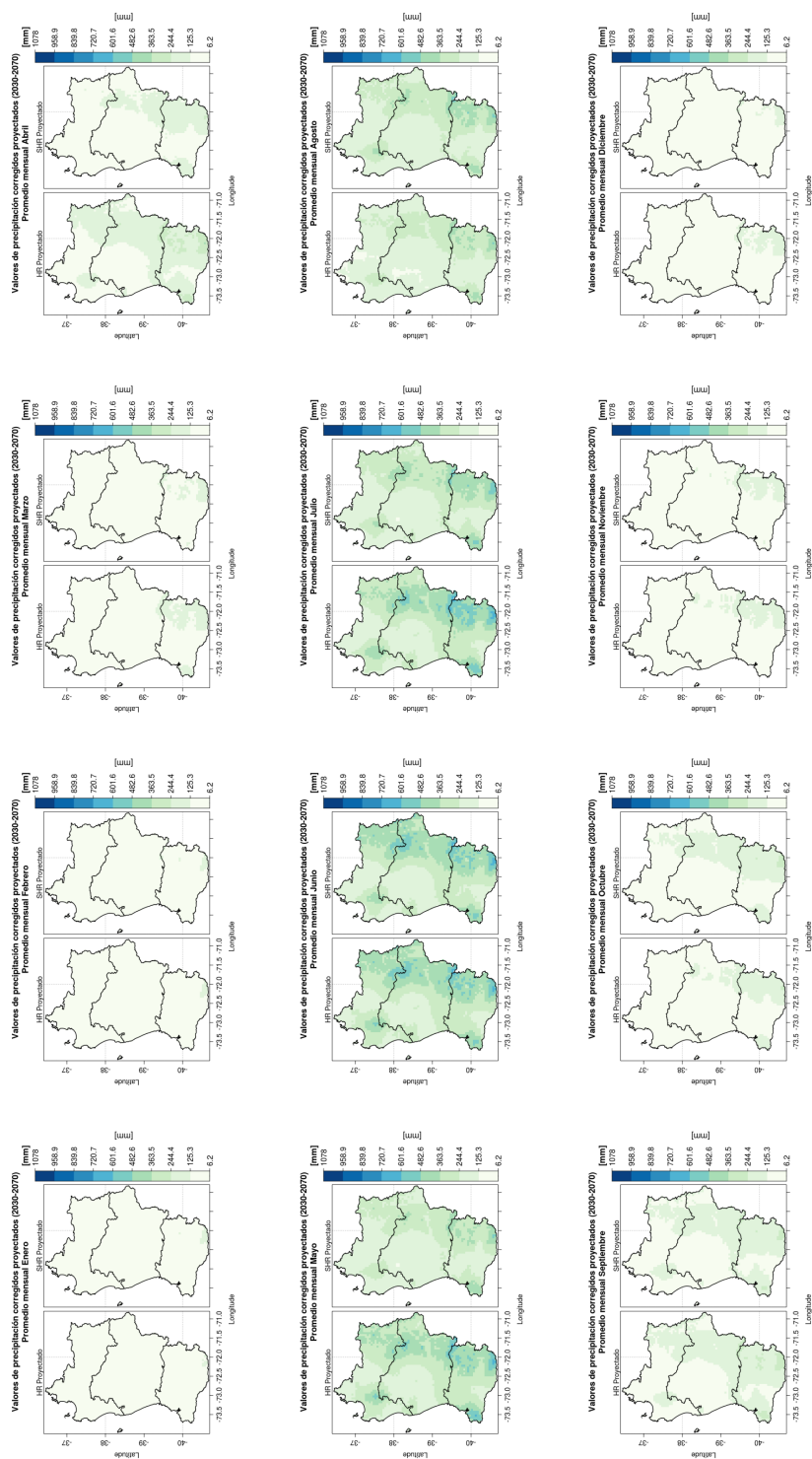


Figura E.2: Valores de Precipitación corregidos proyectado (2030-2070).

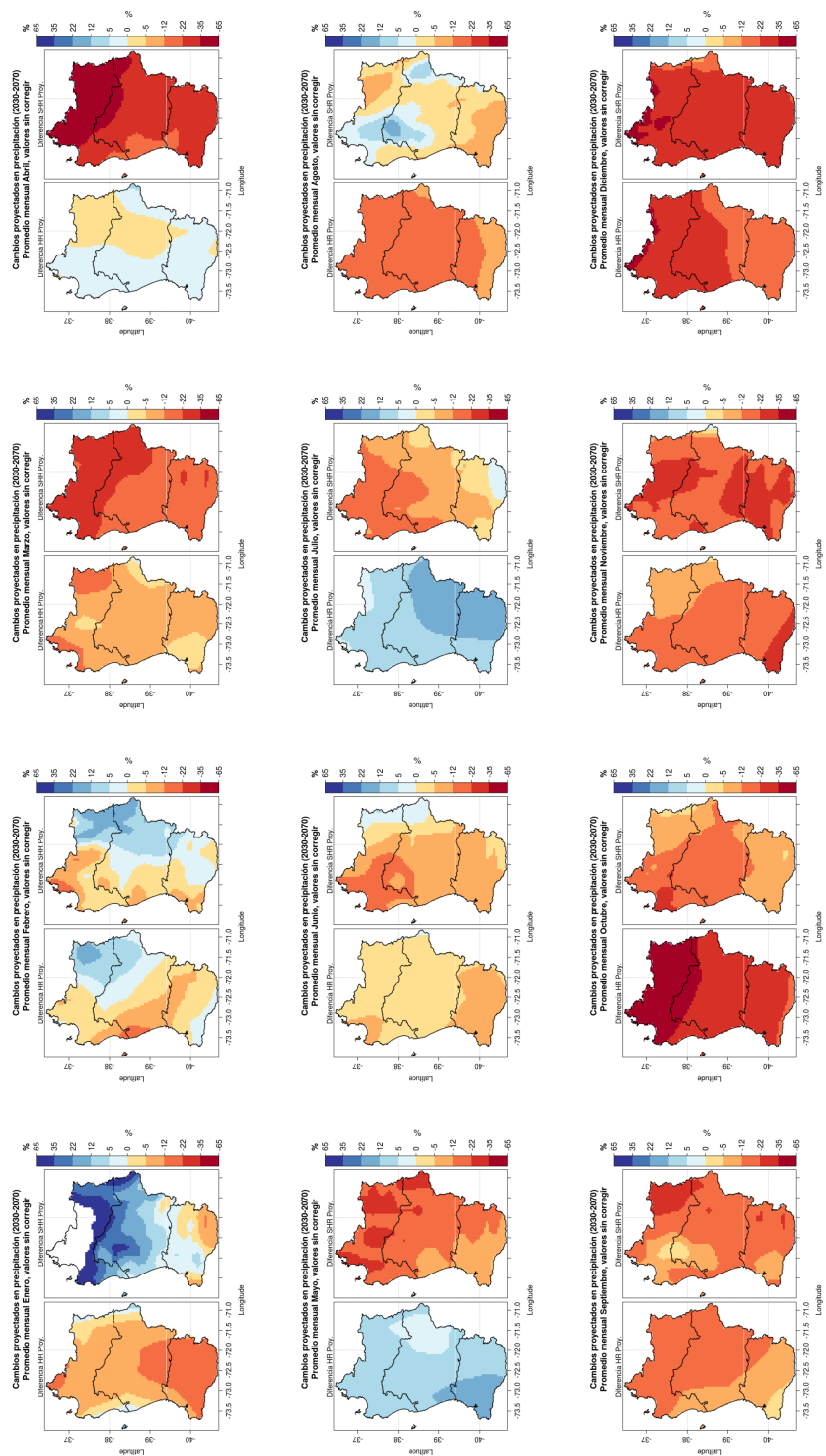


Figura E.3: Diferencia en datos sin corregir de Precipitación proyectados (2030-2070).

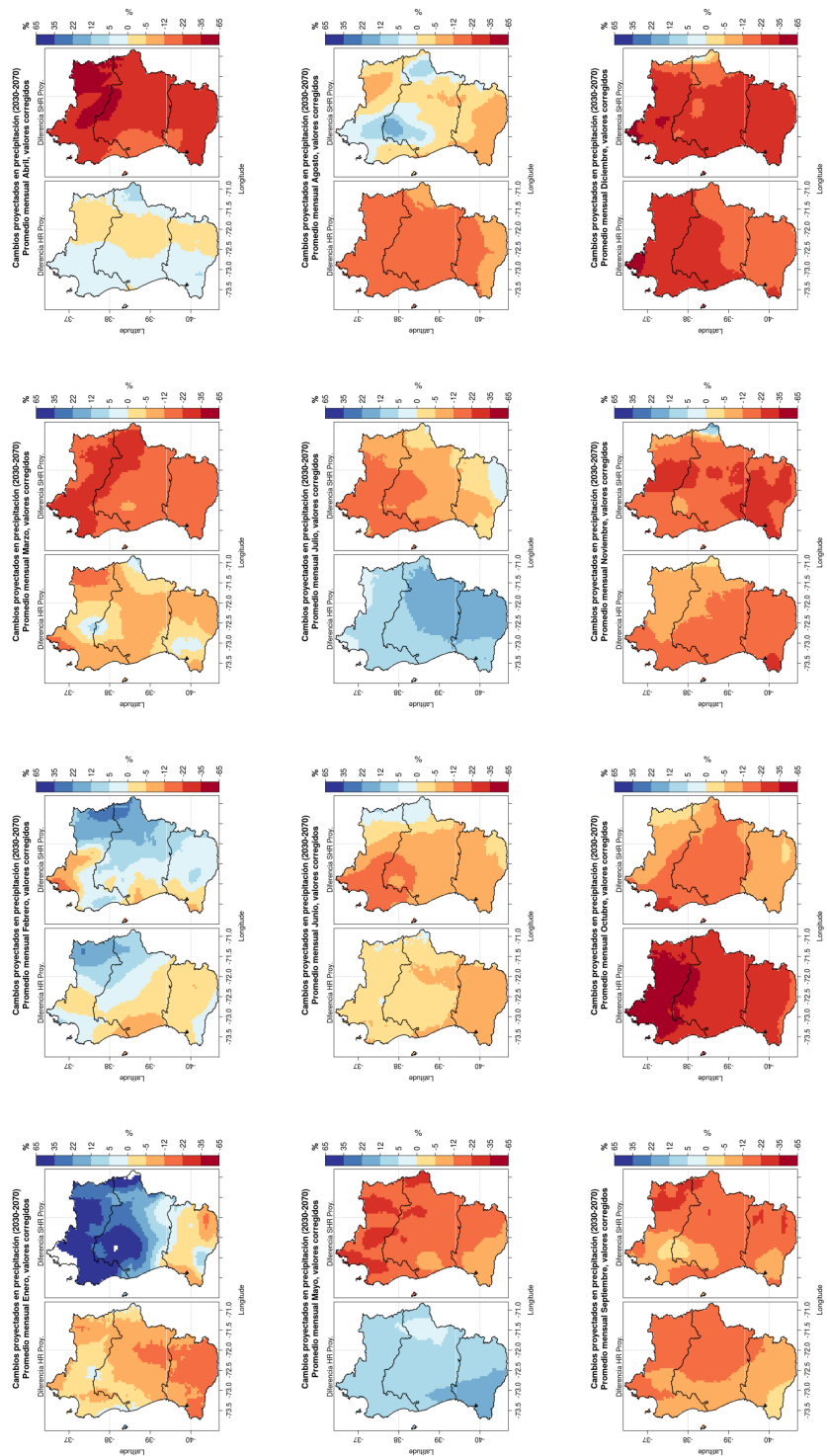


Figura E.4: Diferencia en datos corregidos de Precipitación proyectados (2030-2070).

Anexo F

Datos proyectados mensuales de temperatura máxima

En este anexo se presentan imágenes de las temperaturas máximas promedio mensuales en el periodo proyectado, a la vez que se pueden ver las diferencias proyectadas a nivel mensual previo a implementar el método de corrección de sesgo y posterior a la implementación de este.

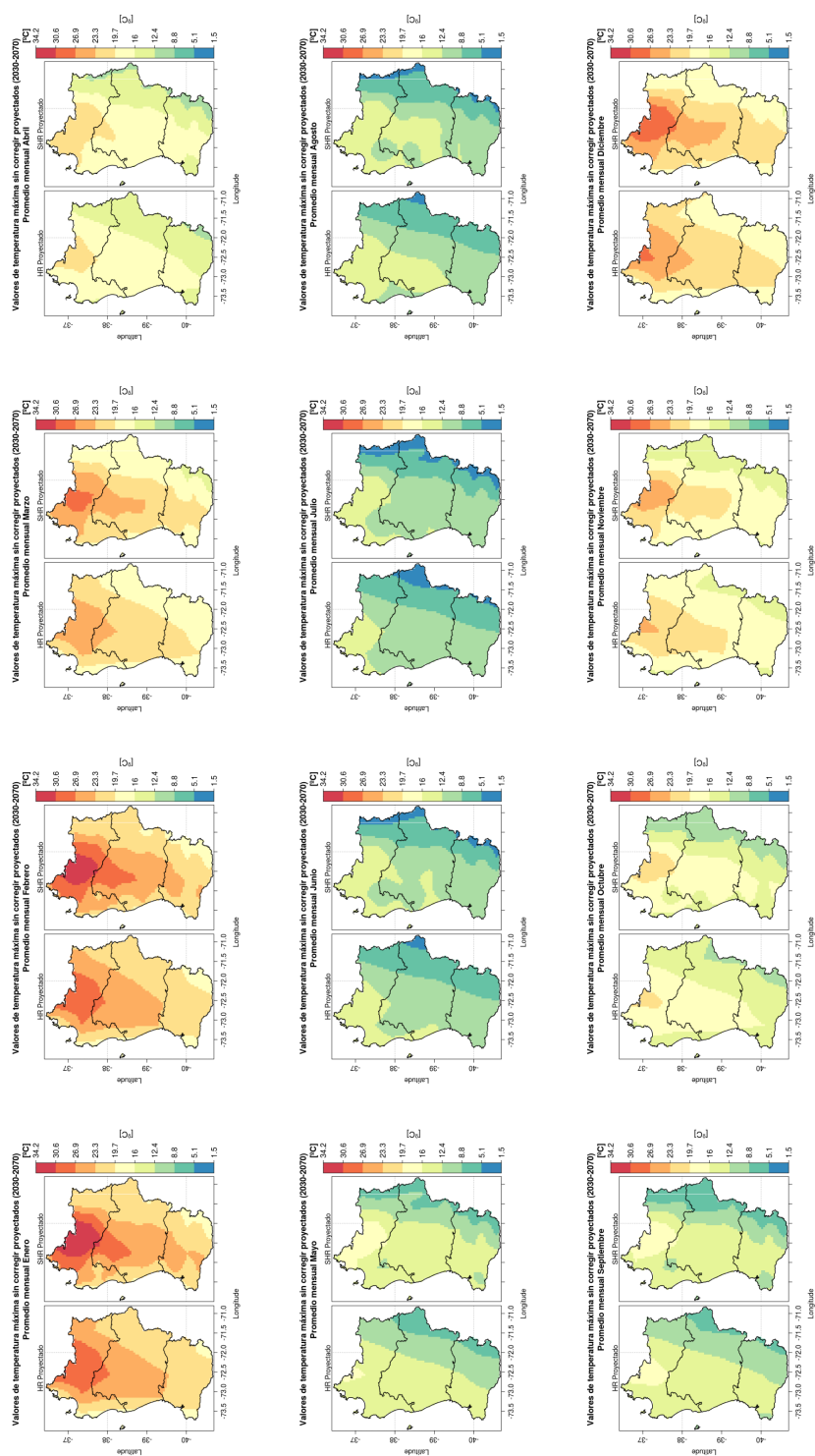


Figura F.1: Valores de Temp. máxima sin corregir proyectados (2030-2070).

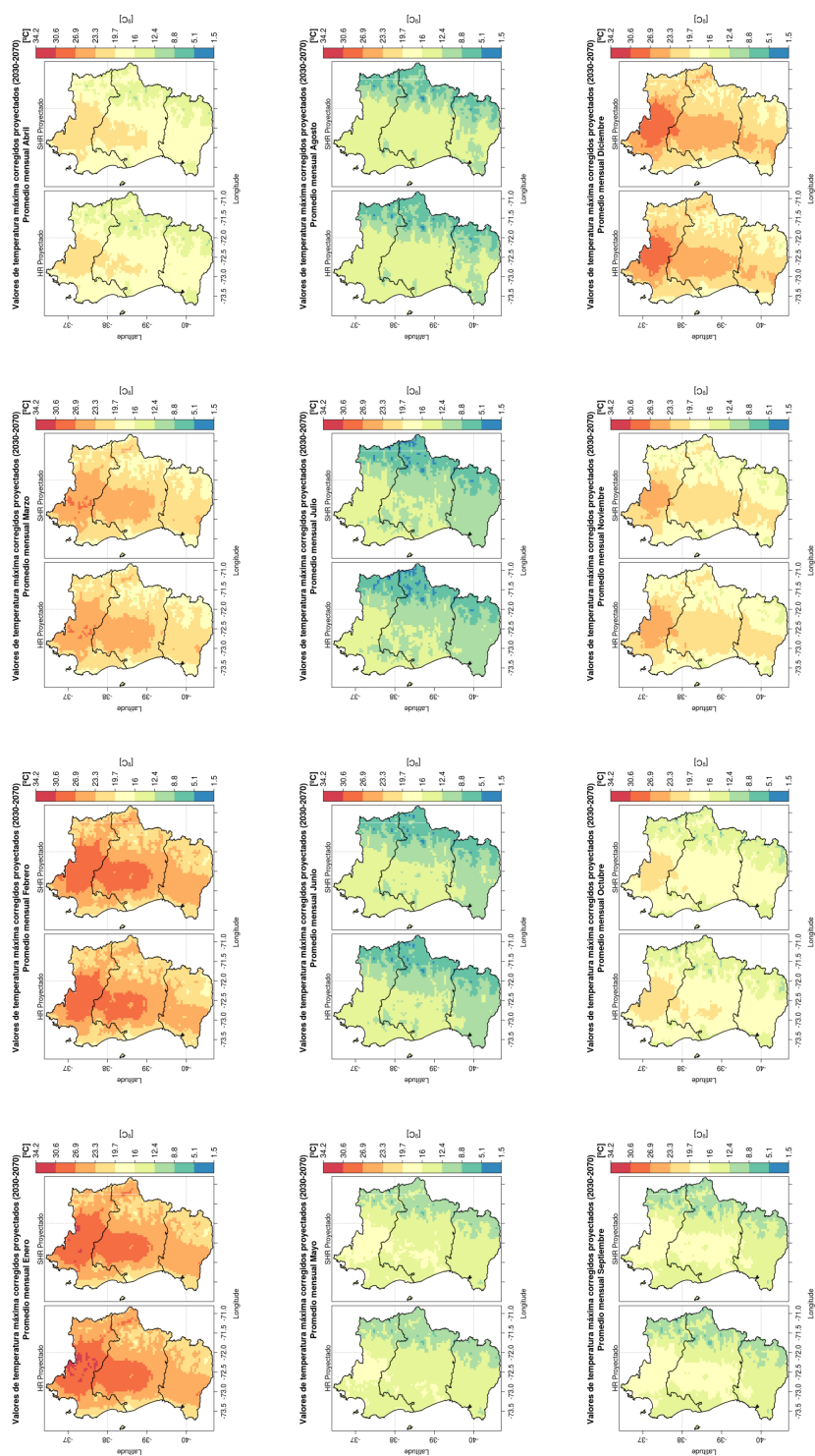


Figura F.2: Valores de Temp. máxima corregidos proyectados (2030-2070).

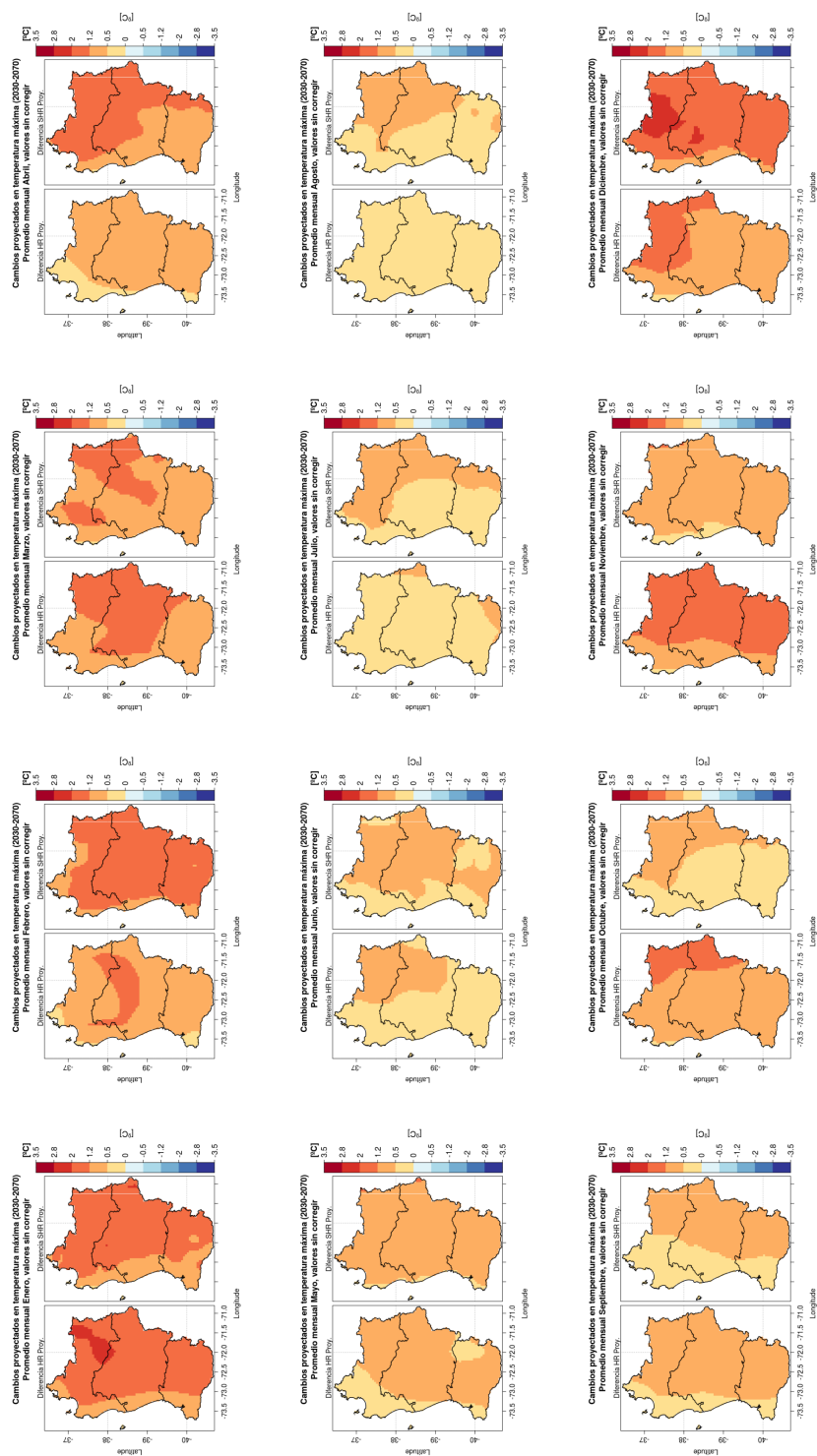


Figura F.3: Sesgo en datos sin corregir de Temp. máxima proyectados (2030-2070).

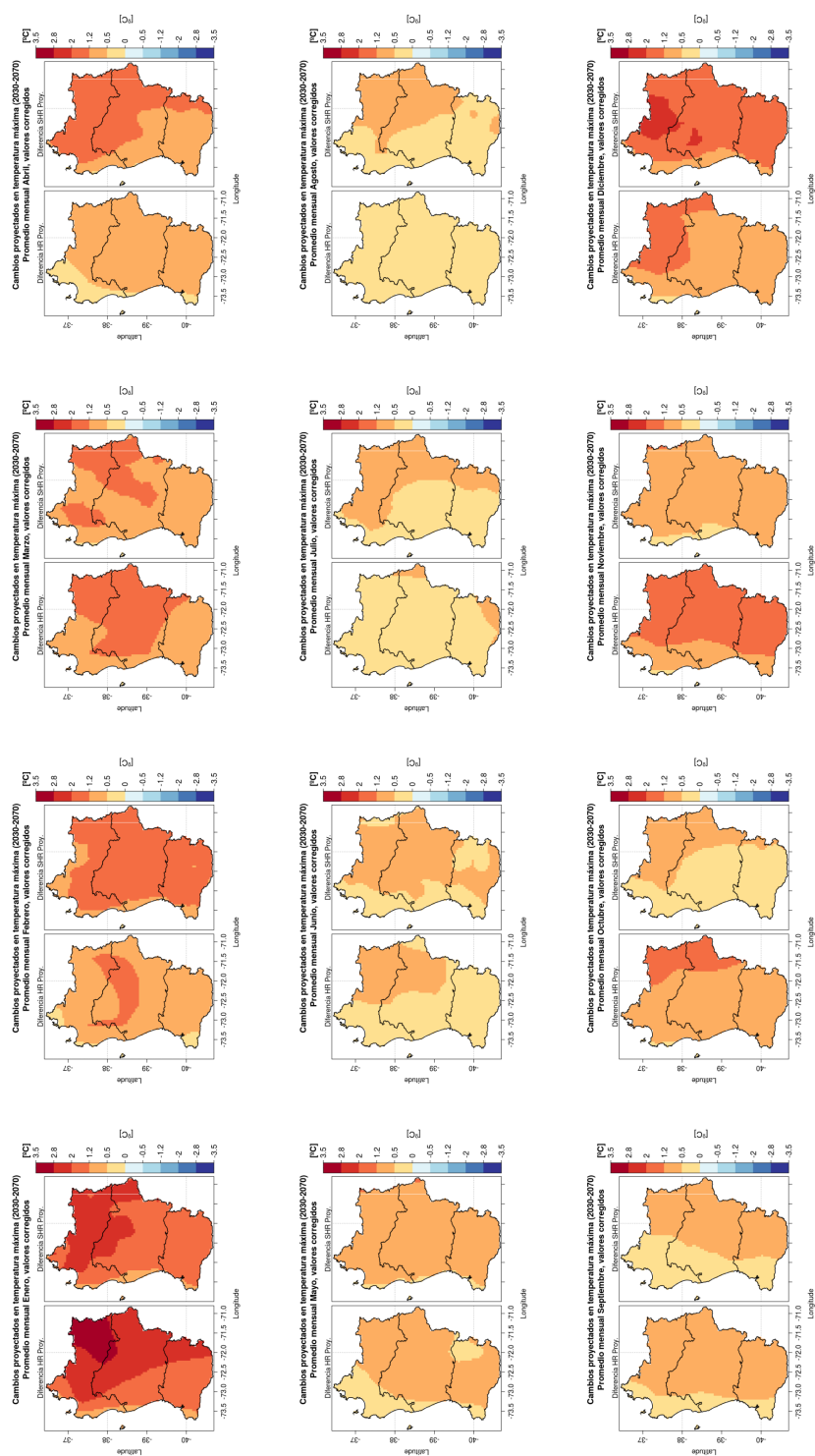


Figura F.4: Sego en datos corregidos de Temp. máxima proyectados (2030-2070).

Anexo G

Datos proyectados mensuales de temperatura mínima

En este anexo se presentan imágenes de las temperaturas mínimas promedio mensuales en el periodo proyectado, a la vez que se pueden ver las diferencias proyectadas a nivel mensual previo a implementar el método de corrección de sesgo y posterior a la implementación de este.

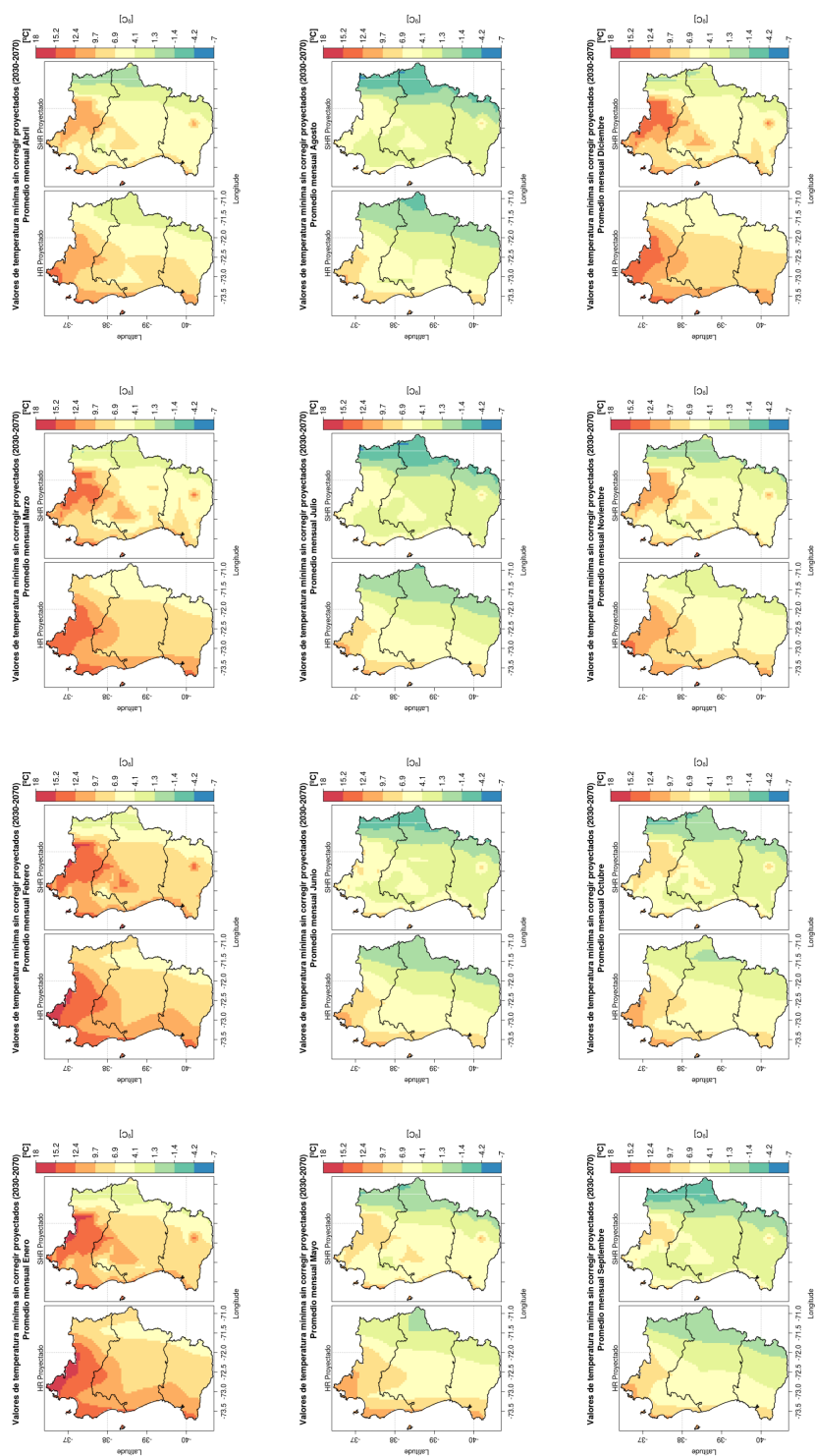


Figura G.1: Valores de Temp. mínima sin corregir proyectados (2030-2070).

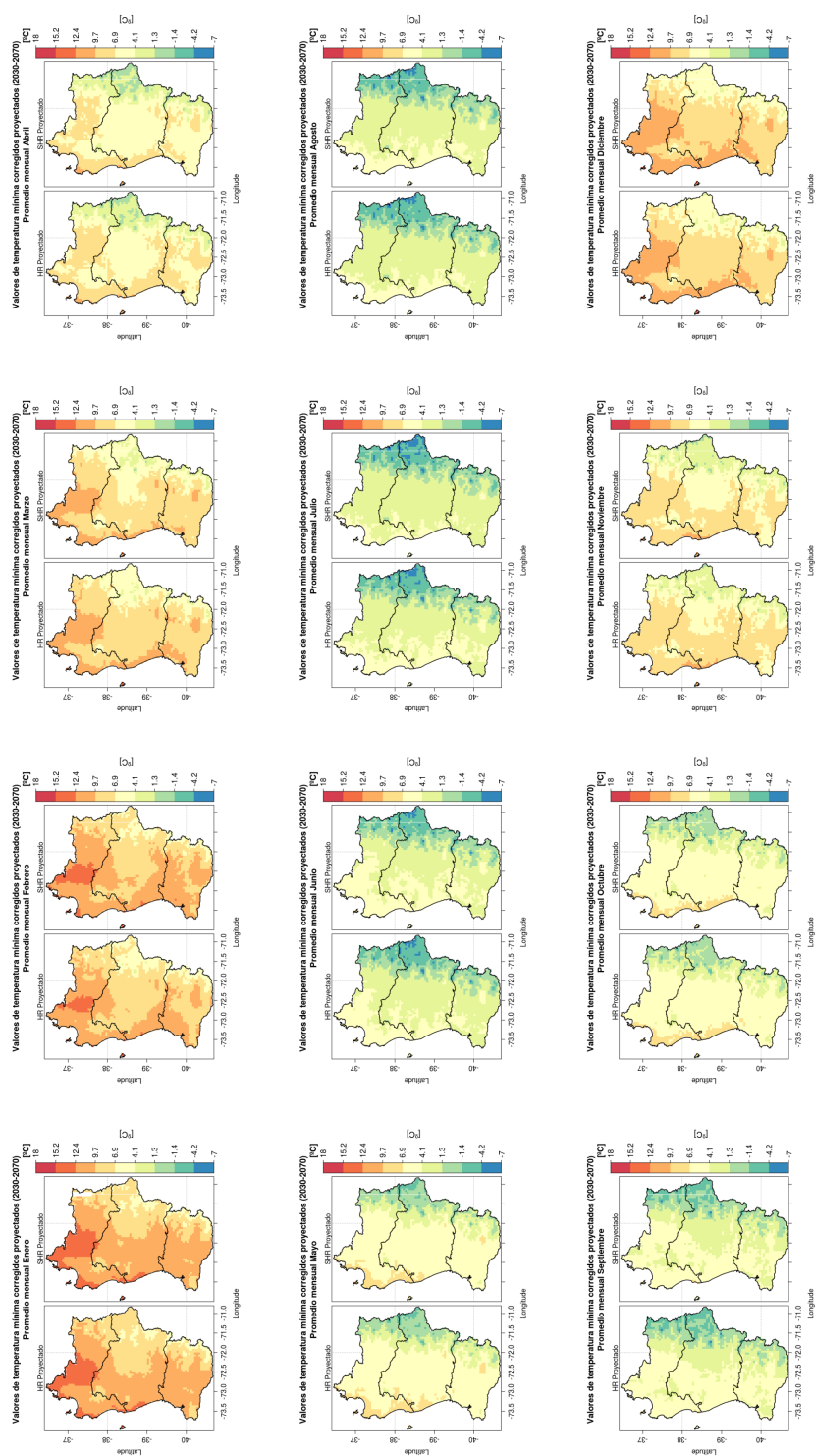


Figura G.2: Valores de Temp. mínima corregidos proyectados (2030-2070).

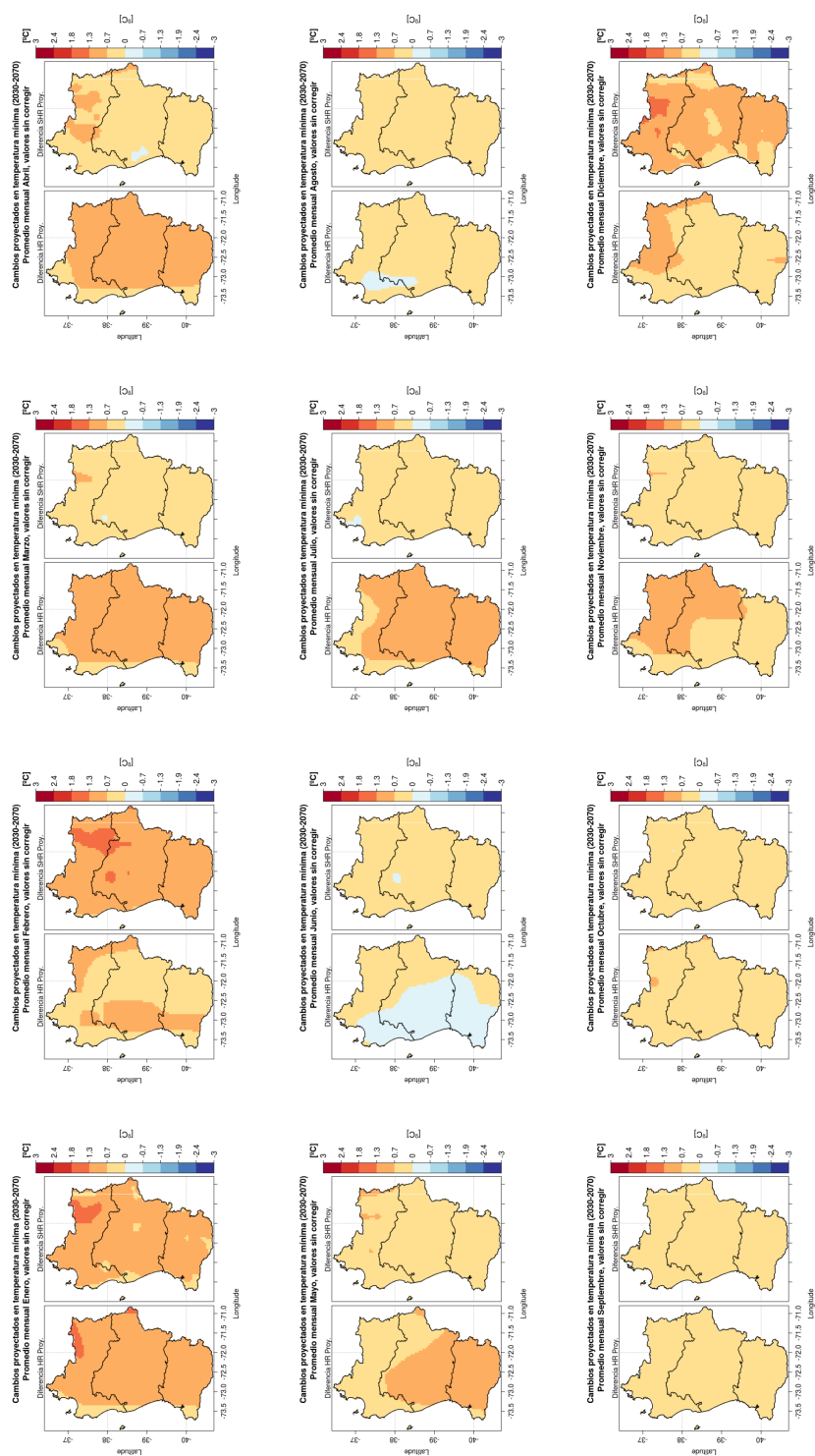


Figura G.3: Sego en datos sin corregir de Temp. mínima proyectados (2030-2070).

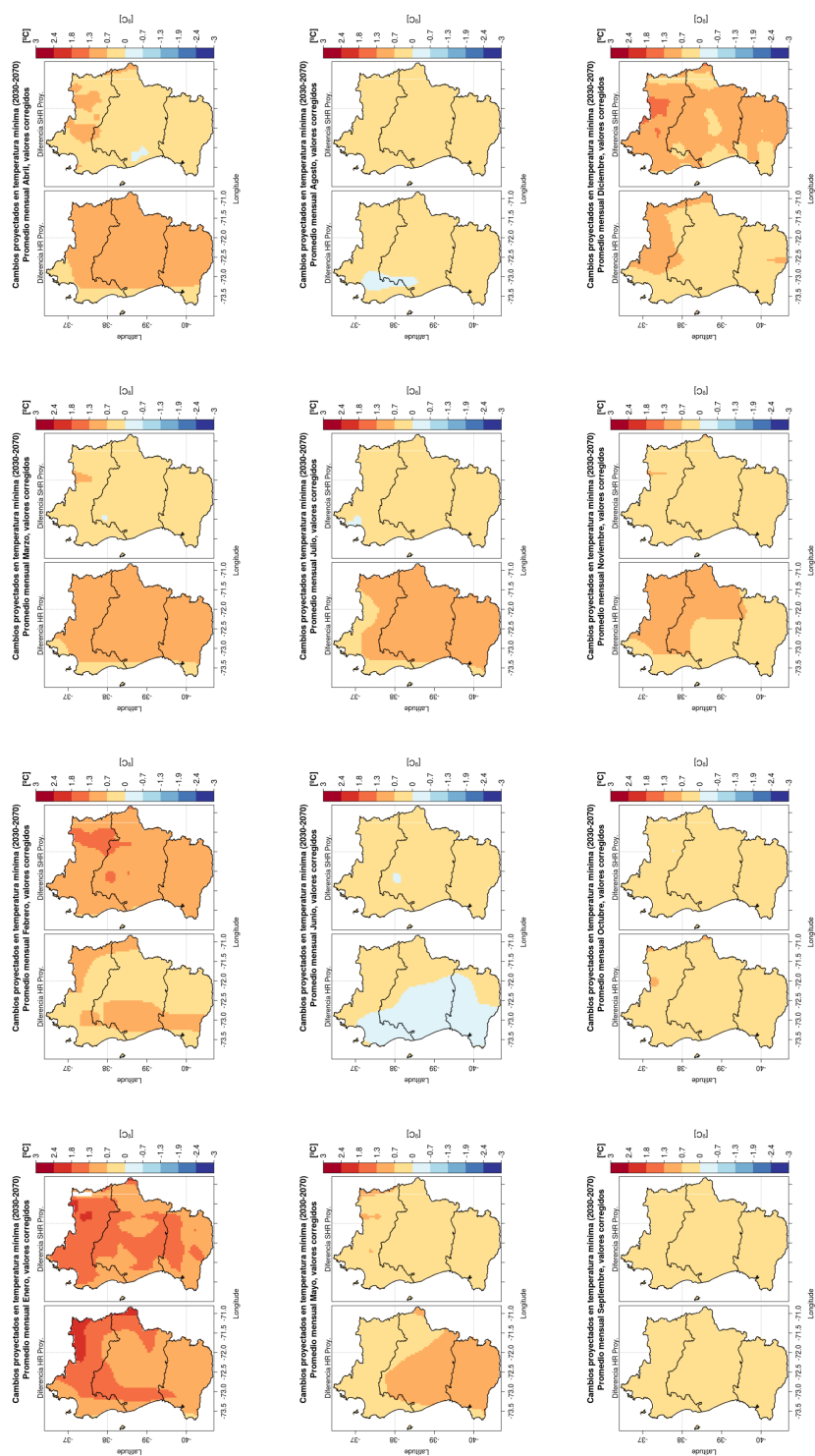


Figura G.4: Sesgo en datos corregidos de Temp. mínima proyectados (2030-2070).

Anexo H

Diferencias proyectadas en la cuenca

Se presentan las diferencias proyectadas tanto en el modelo HR como SHR a nivel de cuenca, para variables de precipitación, temperatura máxima y temperatura mínima.

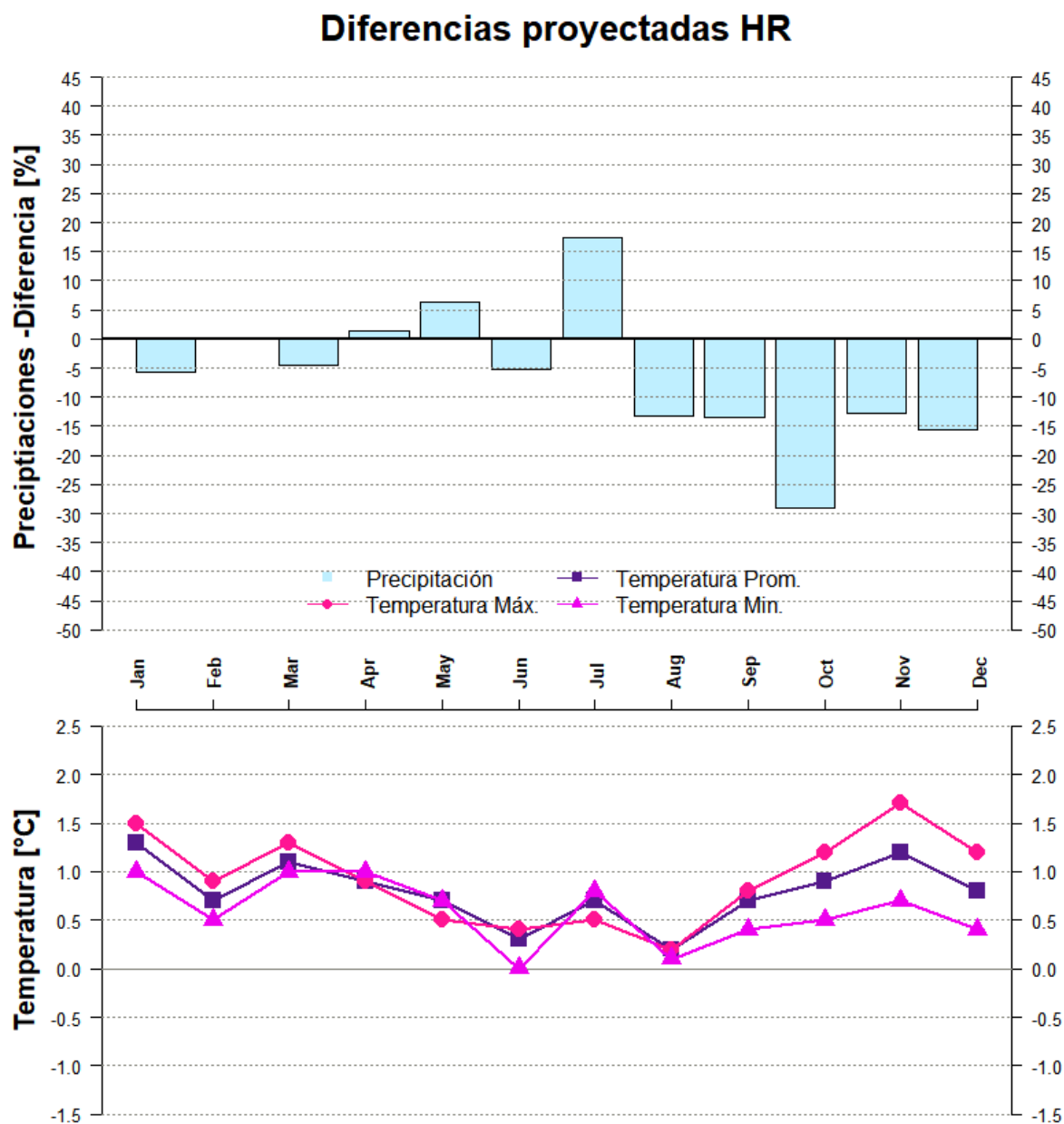


Figura H.1: Diferencias en climogramas proyectado, modelo HR.

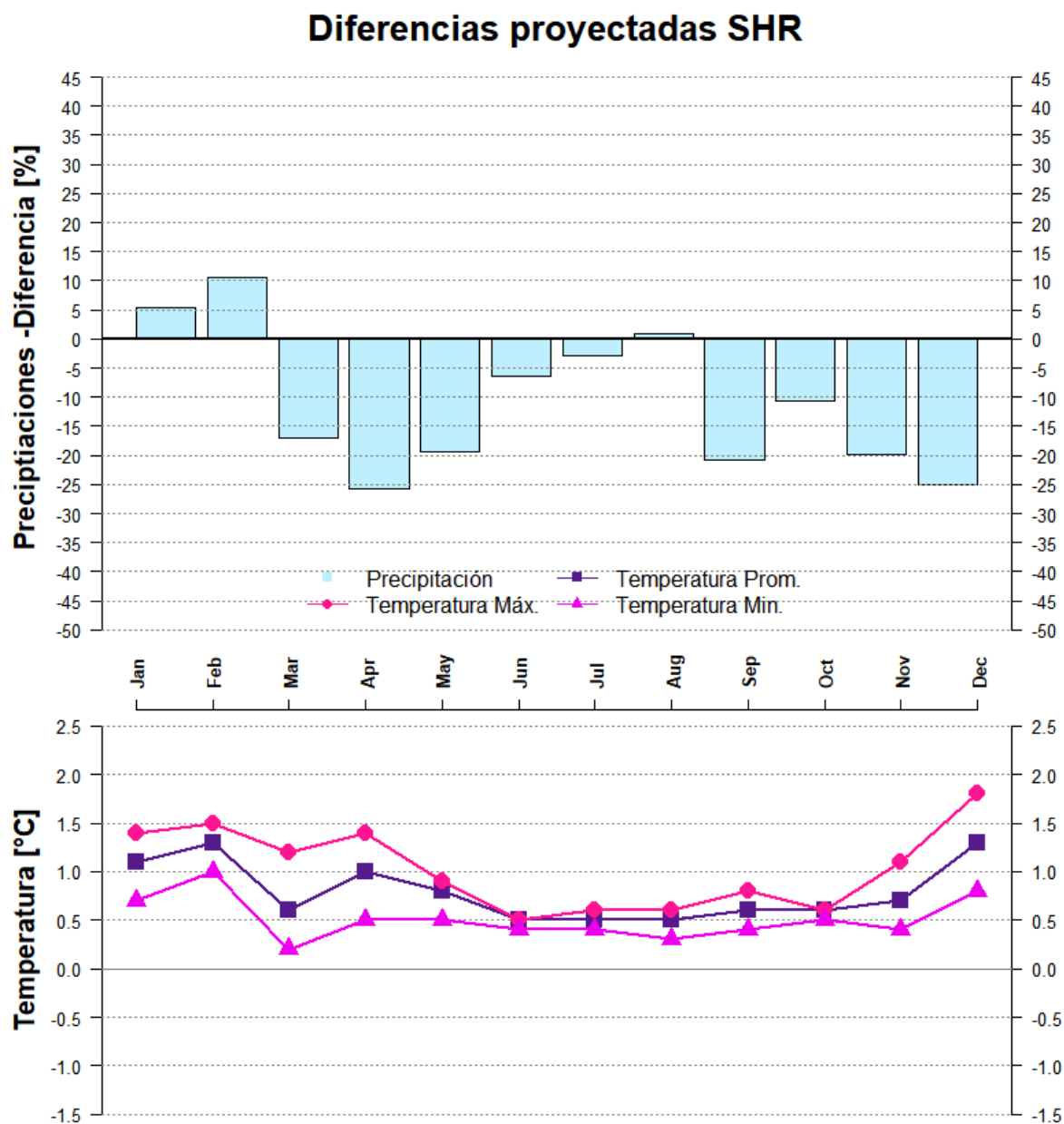


Figura H.2: Diferencias en climogramas proyectado, modelo SHR.

Anexo I

Caudal simulado - Periodo de calibración (1979-1997)

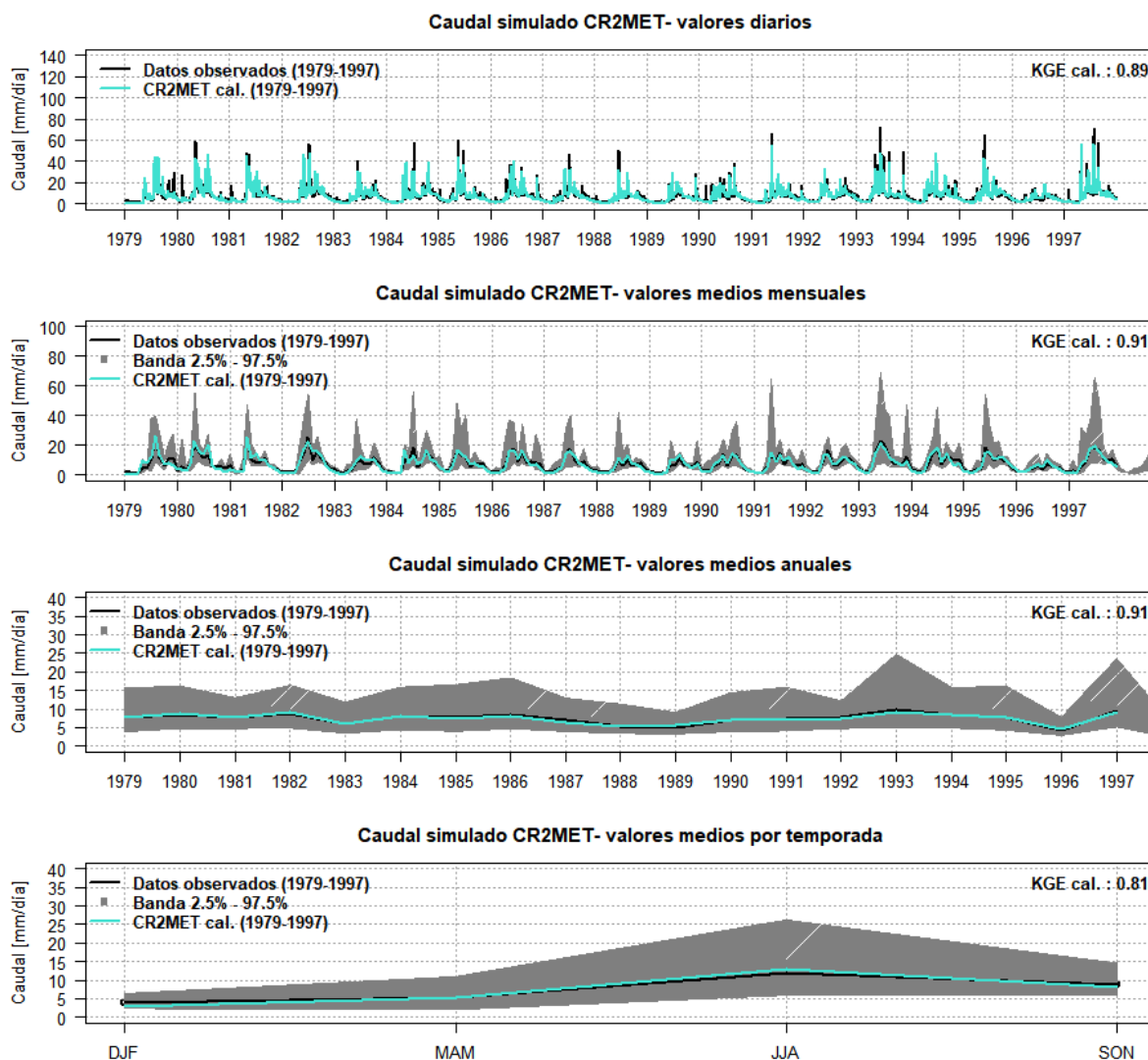


Figura I.1: Caudales simulados con CR2MET en periodo de calibración. De arriba hacia abajo, valores diarios, medios mensuales, medios anuales y medios por temporada.

Anexo J

Curva de duración de caudal - periodo histórico.

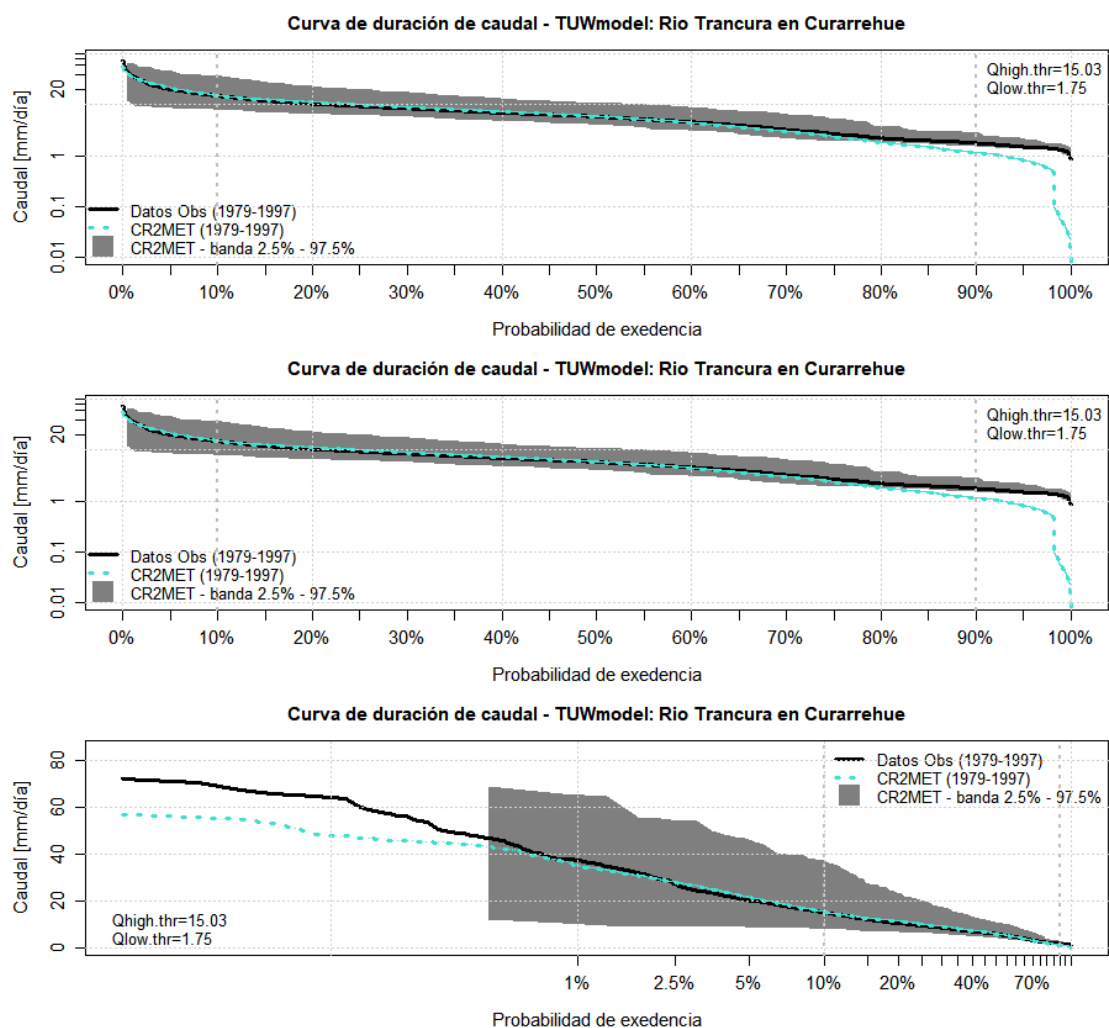


Figura J.1: Curva de duración de caudal CR2MET, periodo de calibración.

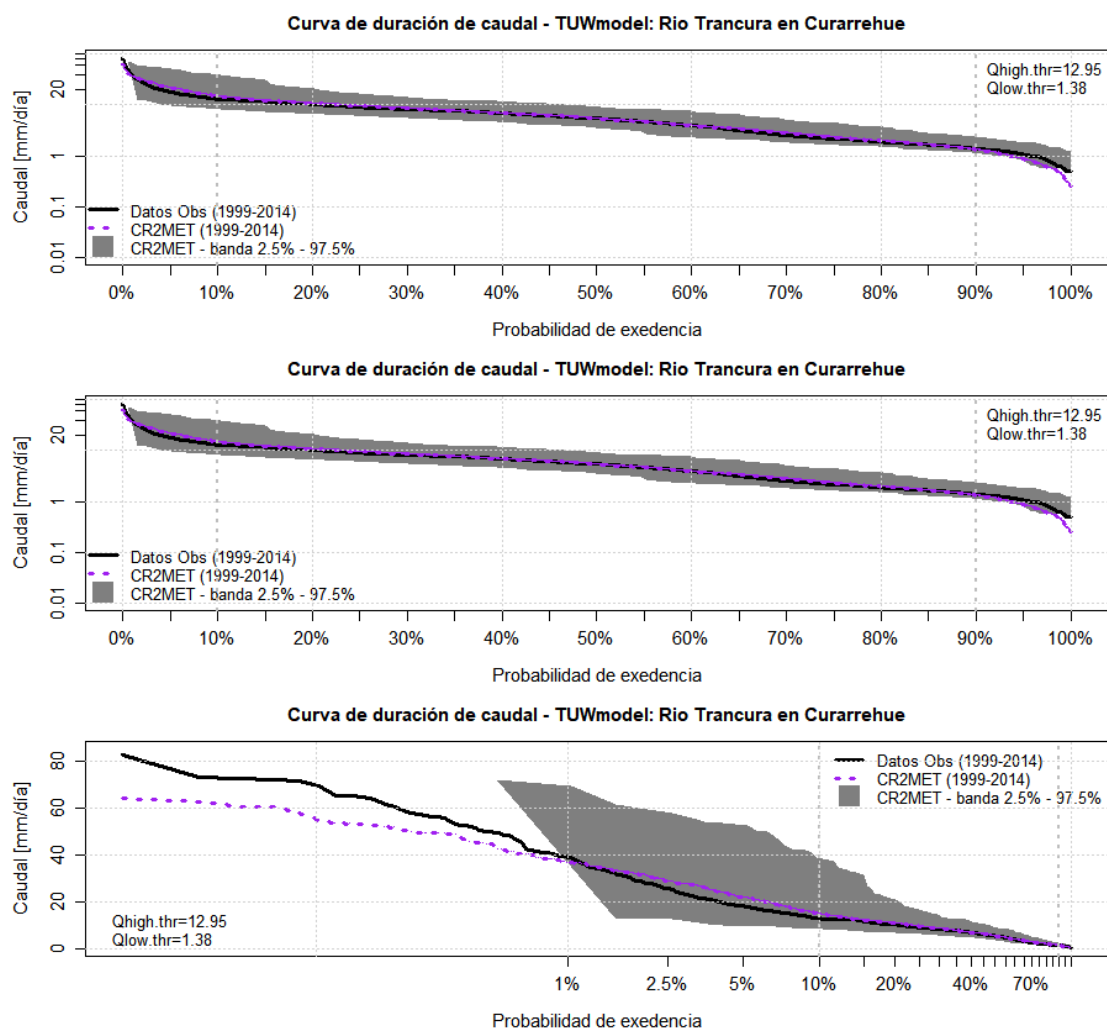


Figura J.2: Curva de duración de caudal CR2MET, periodo de verificación.

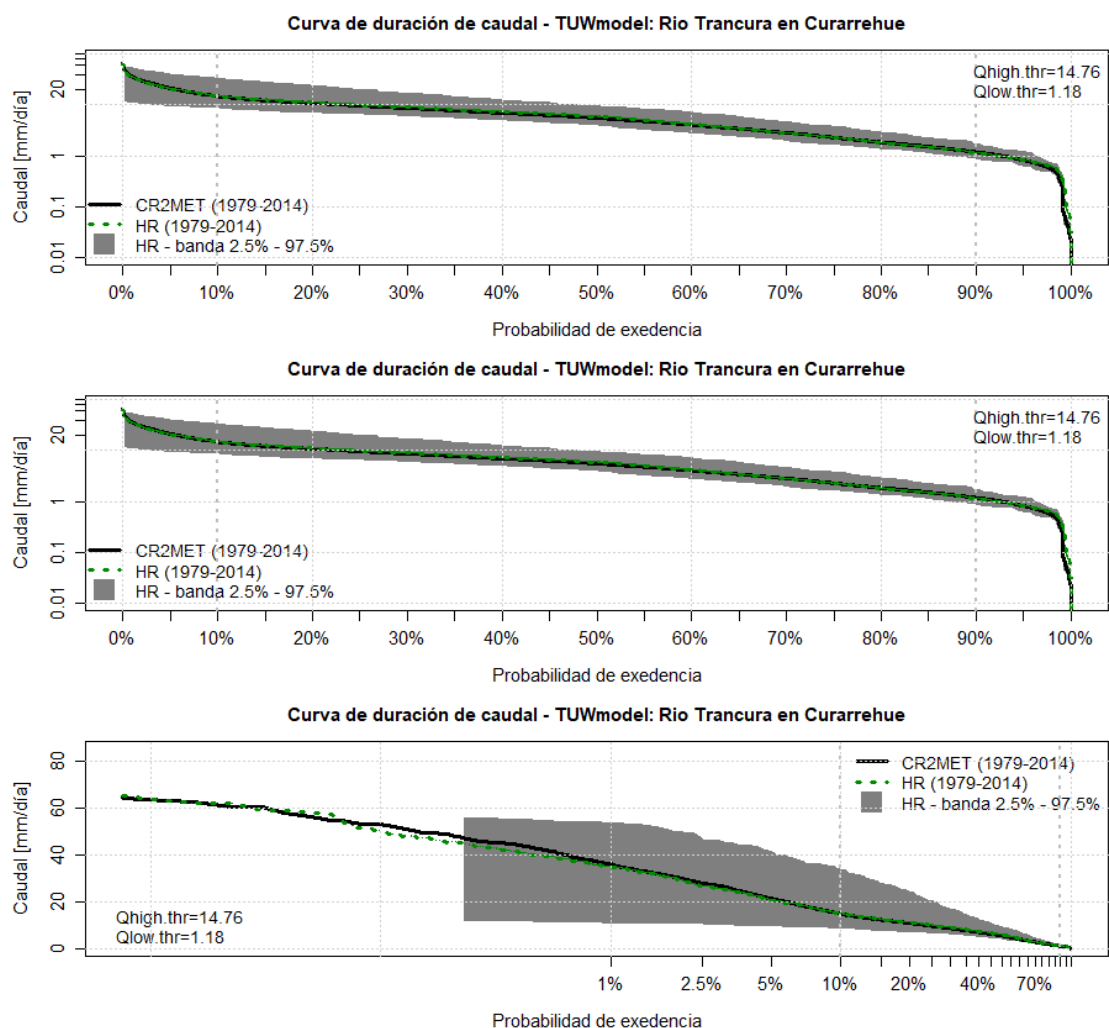


Figura J.3: Curva de duración de caudal modelo HR, periodo histórico.

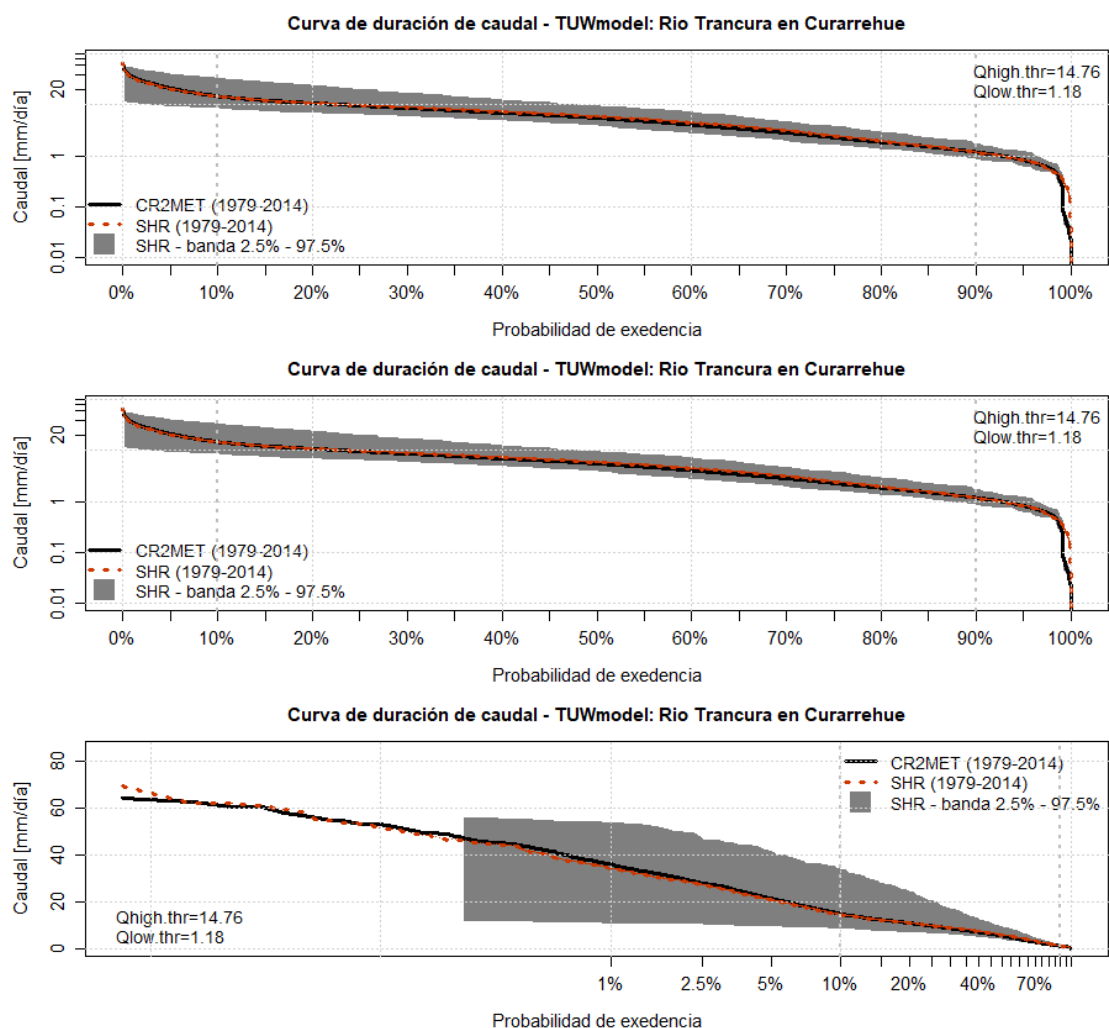


Figura J.4: Curva de duración de caudal modelo SHR, periodo histórico.

Anexo K

Salidas de TUWmodel

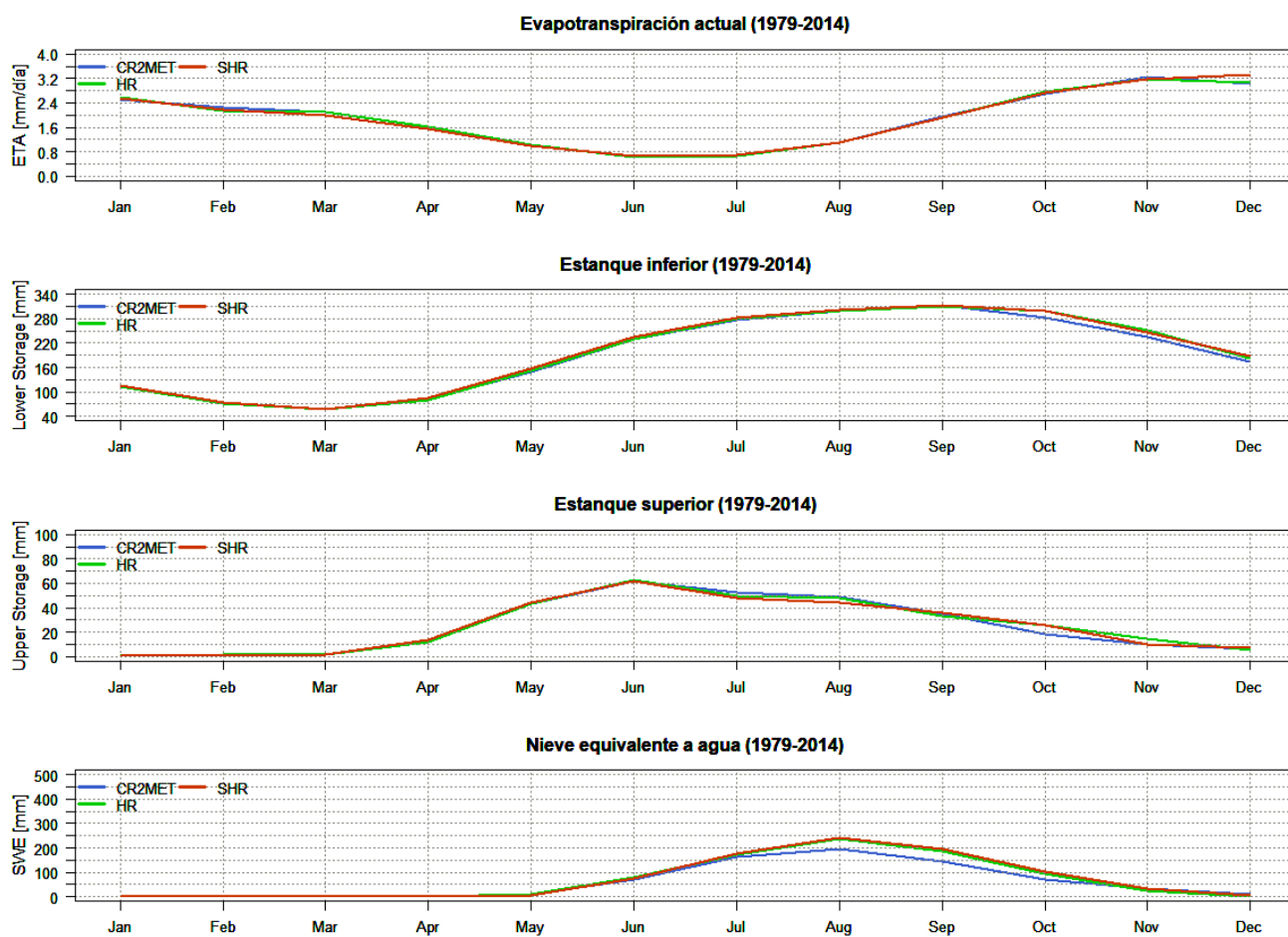


Figura K.1: Salidas del modelo TUWmodel, periodo histórico.



Figura K.2: Salidas del modelo TUWmodel, periodo proyectado.

Anexo L

Diferencias de caudal proyectado

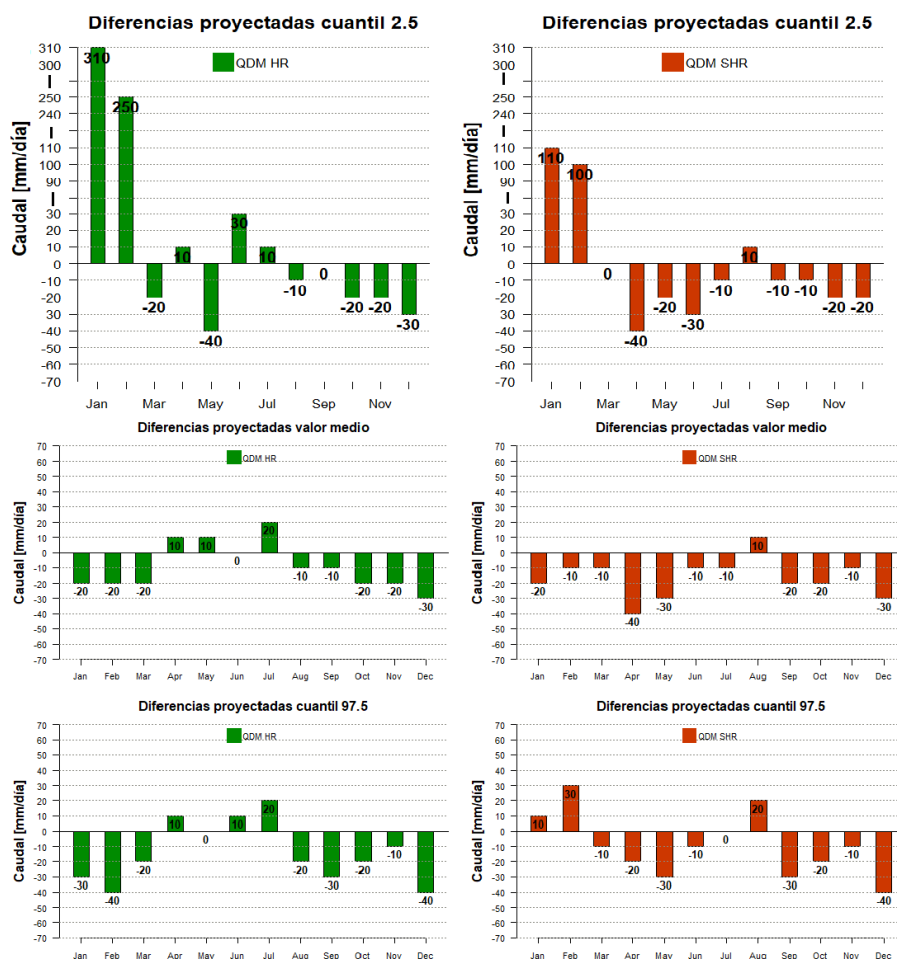


Figura L.1: Diferencias de caudal proyectadas en [mm/día].