



**UNIVERSIDAD NACIONAL DE CORDOBA**  
**Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales**

Maestría en Ciencias de la Ingeniería:  
Mención en Recursos Hídricos

“Análisis de la disponibilidad de agua superficial ante  
distintos escenarios de oferta y demanda en la Cuenca del  
Rio San Antonio, Provincia de Córdoba”

Autor: Ing. Javier Álvarez

Director: Dr. César Luis García

**AÑO 2018**

# **Análisis de la disponibilidad de agua superficial ante distintos escenarios de oferta y demanda en la Cuenca del Río San Antonio, Provincia de Córdoba**

**Autor: Ing. Javier Alvarez**

**Director: César Luis García**

**Palabras Clave:** Simulación Hidrológica, Escasez de Agua, Río San Antonio, Modelo Climático Global, GCM, Corrección de Sesgo, Hidrología.

**Resumen.** El lago San Roque, es uno de los reservorios artificiales de mayor relevancia económica en la Provincia de Córdoba (Argentina), con un espejo de agua que, a lo largo de sus costas, ha presenciado el repentino desarrollo de centros urbanos. Este lago, entre sus múltiples usos, es la principal fuente de agua potable para la Ciudad de Córdoba (Argentina). Uno de los principales tributarios de este reservorio es el río San Antonio, considerado como la principal fuente de abastecimiento de agua potable para los habitantes e industrias de las localidades del Sur de Punilla. Sin embargo, durante períodos de estiaje, en el registro histórico, se ha llegado a extraer la totalidad del caudal del río en las semanas previas al inicio de la época de lluvias.

En este contexto, el objetivo de esta tesis es evaluar el impacto de las variaciones del caudal del río San Antonio sobre la disponibilidad de agua para las localidades que toman agua de sus márgenes, a partir de distintas proyecciones de precipitación y temperatura para distintas concentraciones de Gases de Efecto Invernadero. Para cumplir este objetivo, se simuló el comportamiento hidrológico de la cuenca utilizando un modelo hidrológico continuo y distribuido, modelando escenarios hipotéticos de precipitación y escenarios de modelos de cambio climático global de precipitación y temperaturas, luego de ser escalados espacialmente y de haberles corregido el sesgo de magnitud mediante técnicas estadísticas. Es así que los principales resultados obtenidos incluyen:

- a) Determinación, a partir de la caracterización hidro-climática de los patrones de precipitación registrados el Riego de Escasez de Agua, el cual es crítico entre Julio y Septiembre;
- b) Cuantificación de la incertidumbre de los distintos Modelos Climáticos utilizados para caracterizar el clima de la Provincia de Córdoba y, a partir del análisis de las relaciones entre estimaciones de modelos climáticos para el período histórico con datos observados, determinar los modelos que tienen mejor desempeño;
- c) Corrección de sesgo y de la distribución espacial de los datos de temperatura y precipitación de los Modelos Climáticos, con respecto a los datos relevados en estaciones terrenas. Posteriormente, utilizarlos en un modelo hidrológico continuo y distribuido para simular el escurrimiento.

Como conclusión se estima que, si la población a abastecer de agua se duplica en 30 años y se triplica en 45 años, los días con Riesgo de Escasez de Agua aumentarían, aunque no de manera directamente proporcional.

# **Runoff water availability analysis due to different supply-demand scenarios in the San Antonio Basin, Córdoba Province**

**Autor: Ing. Javier Alvarez**

**Director: César Luis García**

**Palabras Clave:** Hydrological Simulation, Water Scarcity, San Antonio River, Global Climate Model, GCM, Bias Correction, Hydrology.

**Abstract.** The San Roque lake is one of the most economically important artificial reservoirs in the Province of Córdoba (Argentina) and it was witnessed the sudden anthropological development along its coasts. This lake, among its multiple uses, is the main source of fresh water for Córdoba City (Argentina). One of the main tributaries of this reservoir is the San Antonio River, considered as the main source of fresh water supply for the South of Punilla population and industries. However, during the dry seasons in the historical period, the entire flow of the river has been extracted in the weeks before the rainy season.

In this context, the thesis objective is to analyze the impact of the San Antonio runoff variations on the water availability, based on different rainfall and temperature projections for different Greenhouse Emissions projection pathways. To achieve this objective, the basin hydrological behavior was simulated using a continuous and distributed hydrological model, modelling hypothetical precipitation scenarios and Global Climate Models scenarios of precipitation and temperature, after being bias-corrected and spatially downscaled using statistical techniques. The main results obtained include:

- a) Based on the observational hydro-climatological rainfall patterns, determination of the Water Scarcity Risk, critical between July and September;
- b) Uncertainty quantification of the Climate Models in the Córdoba Province and, by analysing the relationships between historical climate models estimations and terrain-recorded data, select the models with better performance;
- c) Bias-correction and downscaling of temperature and precipitation Global Climate Model data, according to the observed data. After this, coupling them to a continuous and distributed hydrological model in order to simulate runoff.

As a conclusion, it could be assumed that, if the population to be supplied with fresh water doubles in 30 years and triples in 45 years, using the Climate Models information, the days with Water Scarcity Risk would increase, although not in a directly proportional way.

## ÍNDICE

<b><i>CAPÍTULO 1: MARCO REFERENCIAL DE LA TESIS</i></b> .....	<b>11</b>
1.1 INTRODUCCIÓN .....	11
1.2 ÁREA DE ESTUDIO .....	12
1.3 OBJETIVOS DE LA TESIS .....	16
1.4 ESTRUCTURA GENERAL DE LA TESIS.....	16
<b><i>CAPÍTULO 2: ANÁLISIS DE OFERTA Y DEMANDA DE AGUA SUPERFICIAL MEDIANTE MODELACIÓN HIDROLÓGICA DISTRIBUIDA Y CONTINUA PARA ESCENARIOS PRESTABLECIDOS</i></b> .....	<b>18</b>
2.1 INTRODUCCIÓN .....	18
2.2 MATERIALES Y METODOS .....	19
2.2.1 Modelación Hidrológica.....	19
2.2.2 Creación de Escenarios .....	21
2.3 RESULTADOS Y DISCUSIÓN .....	23
2.4 SÍNTESIS .....	26
<b><i>CAPÍTULO 3: DESEMPEÑO DE MODELOS CLIMÁTICOS GLOBALES REPRESENTANDO LA EVOLUCIÓN DE LA PLUVIOMETRÍA EN ÁREAS SELECCIONADAS EN LA PROVINCIA DE CÓRDOBA</i></b> .....	<b>27</b>
3.1 INTRODUCCIÓN .....	27
3.2 MATERIALES Y MÉTODOS .....	28
3.2.1 Modelos Climáticos .....	28
3.2.2 Escenarios de Emisiones de Gases de Efecto Invernadero (GEI).....	29
3.2.3 Base de datos de Modelos Climáticos utilizada en esta tesis.....	30
3.2.4 Áreas de Aplicación .....	31
3.2.5 Análisis de datos.....	31
3.3 RESULTADOS .....	33
3.3.1 Comparación del patrón espacial medio de los modelos .....	33
3.3.2 Análisis Temporal .....	38
3.4 SÍNTESIS .....	44

<b><i>CAPITULO 4: ESCALAMIENTO DE VARIABLES HIDRO-METEOROLÓGICAS DE MODELOS CLIMÁTICOS GLOBALES PARA LA CUENCA DEL RÍO SAN ANTONIO.....</i></b>	<b><i>45</i></b>
<b>4.1 INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS .....</b>	<b>45</b>
<b>4.2 MATERIALES Y MÉTODOS .....</b>	<b>45</b>
<b>4.2.1 Análisis General de Datos de Modelos Climáticos Globales (GCM).....</b>	<b>45</b>
<b>4.2.2 Nociones básicas sobre escalamiento y corrección de sesgo de GCM.....</b>	<b>46</b>
<b>4.2.3 Metodología de escalamiento de GCM para el caso de estudio .....</b>	<b>47</b>
<b>4.3 RESULTADOS .....</b>	<b>50</b>
<b>4.3.1 Análisis espacial de observaciones.....</b>	<b>50</b>
<b>4.3.2 Corrección de Sesgo en Temperaturas y Precipitaciones.....</b>	<b>51</b>
<b>4.3.3 Interpolación Espacial de Precipitaciones y Temperaturas.....</b>	<b>59</b>
<b>4.3.4 Análisis de Proyecciones Futuras en Precipitación Total Anual y Temperatura Media Diaria Anual .....</b>	<b>61</b>
<b>4.4 SÍNTESIS.....</b>	<b>66</b>
<b><i>CAPITULO 5: ANÁLISIS DE LOS IMPACTOS HÍDRICOS EN LA CUENCA DEL RÍO SAN ANTONIO UTILIZANDO MODELACIÓN HIDROLÓGICA DISTRIBUIDA PARA DISTINTAS PROYECCIONES CLIMÁTICAS.....</i></b>	<b><i>68</i></b>
<b>5.1 INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS .....</b>	<b>68</b>
<b>5.2 MATERIALES Y MÉTODOS .....</b>	<b>68</b>
<b>5.3 RESULTADOS.....</b>	<b>69</b>
<b>5.3.1 Impacto según los distintos GCM en la Evapotranspiración real simulada.....</b>	<b>69</b>
<b>5.3.2 Impacto según distintos GCM en días consecutivos con lluvia .....</b>	<b>70</b>
<b>5.3.3 Análisis de Proyecciones Futuras en Precipitación Máxima Anual.....</b>	<b>72</b>
<b>5.3.4 Impacto según distintos GCM en el caudal superficial simulado .....</b>	<b>75</b>
<b>5.4 SÍNTESIS.....</b>	<b>82</b>
<b><i>CAPITULO 6: CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.....</i></b>	<b><i>84</i></b>
<b>6.1 CONCLUSIONES Y DISCUSIONES.....</b>	<b>84</b>
<b>6.2 RECOMENDACIONES .....</b>	<b>85</b>
<b><i>ANEXO 1: FUNCIONAMIENTO DEL MODELO JAMS .....</i></b>	<b><i>86</i></b>

<b>7.1 REGIONALIZACIÓN DE DATOS DE CLIMA Y PRECIPITACIÓN .....</b>	<b>86</b>
7.1.1 Cálculo de la regresión lineal entre los valores de la estación diaria y la elevación de las estaciones .....	86
7.1.2 Definición de las n estaciones de medición más cercanas a la Unidad de Respuesta Hidrológica (HRU) en cuestión .....	86
7.1.3 Ponderación de Distancia Inversa (IDW).....	87
7.1.4 Unidades de Respuesta Hidrológica (HRU) .....	87
<b>7.2 MÉTODO DE CORRECCIÓN ESPECÍFICO Y MÉTODO DE CÁLCULO PARA LOS CONJUNTOS DE DATOS INDIVIDUALES .....</b>	<b>88</b>
7.2.1 Precipitación - Corrección del error de humectación y del error de evaporación	88
7.2.2 Precipitación - Corrección del error de viento.....	88
7.2.3 Temperatura .....	89
7.2.4 Velocidad del viento .....	89
7.2.5 Duración del Sol .....	90
7.2.6 Humedad relativa .....	90
7.2.7 Cálculo de Evapotranspiración .....	91
7.2.8 Cálculo de la balanza de radiación neta.....	94
7.2.9 Cálculo de parámetros específicos de Live Stock .....	96
7.2.10 Adaptación específica de la evaporación durante el modelado.....	98
7.2.11 Módulo de Interceptación.....	99
7.2.12 Módulo de nieve.....	99
7.2.13 Módulo de agua del suelo.....	101
7.2.14 Módulo de agua de la tierra .....	104
7.2.15 Enrutamiento lateral.....	106
7.2.16 Alcanzar el enrutamiento.....	106
<b>ANEXO 2: TABLAS DE DATOS .....</b>	<b>108</b>
<b>8.1 DATOS DE PRECIPITACIONES Y TEMPERATURA EN LA CUENCA DEL RÍO SAN ANTONIO .....</b>	<b>108</b>
8.1.1 Datos de Precipitación y Temperatura observados en la cuenca del río San Antonio de la base de datos del INA-CIRSA.....	108

<b>8.1.2 Datos de variables simuladas con JAMS a partir de observaciones en la cuenca del río San Antonio de la base de datos del INA-CIRSA.....</b>	<b>110</b>
<b>8.2 DATOS DE MODELOS CLIMÁTICOS GLOBALES EN LA CUENCA DE ESTUDIO.....</b>	<b>111</b>
<b>8.2.1 Datos de Modelos Climáticos Globales con sesgo corregido y escalados espacialmente sobre la cuenca del río San Antonio.....</b>	<b>111</b>
<b>REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....</b>	<b>117</b>

## **ÍNDICE DE FIGURAS**

FIGURA 1. UBICACIÓN DE LA PROVINCIA DE CÓRDOBA Y MAPA DE ISOHIETAS DE PRECIPITACIÓN. FUENTE: A. RAVELO, EL CLIMA DE LA PROVINCIA DE CÓRDOBA. ....	13
FIGURA 2. CUENCA DEL RÍO SAN ANTONIO Y SUS PRINCIPALES TRIBUTARIOS, DESEMBOLCANDO EN EL LAGO SAN ROQUE. ....	14
FIGURA 3. ÁREA DE ESTUDIO, RED DE DRENAJE, TOPOGRAFÍA DE MDE DE SRTM DE 90M POR PÍXEL Y DISTRIBUCIÓN ESPACIAL DE LAS ESTACIONES METEOROLÓGICAS DE LA RED TELEMÉTRICA DEL INA-CIRSA. ....	15
FIGURA 4. ESTRUCTURA Y ANIDAMIENTO DE MÓDULOS DEL JAMS. GARCÍA C.L. ET AL. (2011), ADAPTADO DE KRAUSE ET. AL. (2009).....	20
FIGURA 5. POBLACIÓN TOTAL CENSADA DE PUNILLA EN MILES, SEGÚN DATOS PUBLICADOS POR EL INDEC.....	22
FIGURA 6. CANTIDAD DE DÍAS CON RIESGO DE ESCASEZ DE AGUA ANTE UN CONSUMO DE 0.3M <sup>3</sup> /S (ROJO), 0.6M <sup>3</sup> /S (VERDE) Y 0.9M <sup>3</sup> /S (AZUL), CONSIDERANDO UN REMANENTE DE 0.2M <sup>3</sup> /S DE CAUDAL MÍNIMO.....	23
FIGURA 7. NÚMERO DE DÍAS PROMEDIO POR MES EN LA CUENCA EN LA SITUACIÓN HISTÓRICA, CON REA PARA CONSUMO DE 0.3M <sup>3</sup> /S (ROJO), 0.6M <sup>3</sup> /S (VERDE) Y 0.9M <sup>3</sup> /S (AZUL), CON UN CAUDAL MÍNIMO DE 0.2M <sup>3</sup> /S. ....	23
FIGURA 8. NÚMERO DE DÍAS PROMEDIOS POR MES, EN QUE LOS CAUDALES SIMULADOS PRESENTAN RIESGO DE ESCASEZ DEL AGUA CON CONSUMO DE 0.3M <sup>3</sup> /S (ROJO), 0.6M <sup>3</sup> /S (VERDE) Y 0.9M <sup>3</sup> /S (AZUL). LAS DISTINTAS BARRAS REPRESENTAN SIETE ESCENARIOS CLIMÁTICOS DE VARIACIONES EN LOS MONTOS DE PRECIPITACIONES, DE IZQUIERDA A DERECHA: +30%, +20%, +10%, 0% (OBSERVADO), -10%, -20%, -30%. ....	24
FIGURA 9. NÚMERO DE DÍAS PROMEDIOS POR MES, CON REA PARA CONSUMO DE 0.3M <sup>3</sup> /S (ROJO), 0.6M <sup>3</sup> /S (VERDE) Y 0.9M <sup>3</sup> /S (AZUL). ADEMÁS, PARA TRES ESCENARIOS DE VARIACIONES DE PRECIPITACIÓN DEL AÑO 2013 EN +30%, SIN VARIACIÓN Y -30%, EN SENTIDO DE IZQUIERDA A DERECHA. ....	25
FIGURA 10. TRAYECTORIAS DE CONCENTRACIÓN .....	29
FIGURA 11. UBICACIÓN DE LOS PUNTOS DE CONTROL SELECCIONADOS PARA EL ANÁLISIS. ....	31
FIGURA 12. PRECIPITACIÓN MEDIA ANUAL POR PÍXEL DE CADA GCM Y EL PROMEDIO, EN EL PERÍODO 1961-2010.....	33
FIGURA 13. COMPARACIÓN ENTRE PROMEDIO DE GCMs EN EL PERÍODO HISTÓRICO (1961-2010) Y LAS OBSERVACIONES EN LA PROVINCIA DE CÓRDOBA. ....	33
FIGURA 14. RELACIÓN ENTRE PRECIPITACIÓN TOTAL ANUAL MEDIA DE LOS GCMs PARA EL PERÍODO 2016-2040 Y RCP 4.5 CON RESPECTO AL PERÍODO HISTÓRICO. ....	34
FIGURA 15. RELACIÓN ENTRE PRECIPITACIÓN TOTAL ANUAL MEDIA DE LOS GCMs PARA EL PERÍODO 2016-2040 Y RCP 8.5 CON RESPECTO AL PERÍODO HISTÓRICO. ....	35
FIGURA 16. RELACIÓN ENTRE PRECIPITACIÓN MEDIA ANUAL DE LOS GCMs PARA EL PERÍODO 2076-2100 Y RCP 4.5 CON RESPECTO AL PERÍODO HISTÓRICO. ....	36
FIGURA 17. RELACIÓN ENTRE PRECIPITACIÓN TOTAL ANUAL MEDIA DE LOS GCMs PARA EL PERÍODO 2076-2100 Y RCP 8.5 CON RESPECTO AL PERÍODO HISTÓRICO. ....	36

FIGURA 18. RELACIÓN ENTRE PROMEDIO DE PRECIPITACIÓN TOTAL ANUAL MEDIA DE LOS GCMs PARA LAS DISTINTAS PROYECCIONES, EN RELACIÓN CON EL PERÍODO HISTÓRICO. ....	37
FIGURA 19. MEDIA MENSUAL DE PRECIPITACIÓN PARA CADA GCMs EN CONTRASTE CON OBSERVACIÓN TERRENA. ....	40
FIGURA 20. COEFICIENTE DE VARIACIÓN DE PRECIPITACIÓN PARA CADA GCMs VERSUS OBSERVACIÓN TERRENA. ....	42
FIGURA 21. RELACIÓN ENTRE ERROR MEDIO MENSUAL DE LOS GCMs EN CADA PUNTO DE CONTROL, CON RESPECTO A LA ALTURA SOBRE EL NIVEL DEL MAR A LA QUE ESTA SE ENCUENTRA.....	43
FIGURA 22. DISTRIBUCIÓN ESPACIAL ORIGINAL DEL GCM SOBRE LA CUENCA DEL RÍO SAN ANTONIO. ....	47
FIGURA 23. CDF DE OBSERVACIONES (LÍNEA SÓLIDA) Y CDF DEL GCM (LÍNEA PUNTEADA) SIN CORRECCIÓN DE SESGO PARA EL PERÍODO HISTÓRICO. ....	49
FIGURA 24: TEMPERATURA MEDIA ANUAL EN LA CUENCA SAN ANTONIO EN EL PERÍODO 1992-2011. LOS PUNTOS INDICAN LA LOCALIZACIÓN DE LAS ESTACIONES DE TEMPERATURA, LOS NÚMEROS INDICAN EL CÓDIGO DE LA ESTACIÓN Y LAS LÍNEAS REPRESENTAN ISOTERMAS INTERPOLADAS CON IDW.....	50
FIGURA 25: PRECIPITACIÓN TOTAL ANUAL MEDIA EN LA CUENCA SAN ANTONIO EN EL PERÍODO 1992-2013. LOS PUNTOS INDICAN LA LOCALIZACIÓN DE LAS ESTACIONES DE LLUVIA, LOS NÚMEROS INDICAN EL CÓDIGO DE LA ESTACIÓN Y LAS LÍNEAS REPRESENTAN ISOHETAS INTERPOLADAS CON IDW. ....	51
FIGURA 26. TEMPERATURAS MEDIAS MENSUALES PARA LA CUENCA SAN ANTONIO. CON LÍNEA SÓLIDA NEGRA LAS OBSERVACIONES, EN LÍNEAS PUNTEADAS LOS GCM SIN CORRECCIÓN Y EN LÍNEAS SÓLIDAS AQUELLOS CORREGIDOS. CNRM (VERDE), MPI (AZUL) Y NORESM (ROJO). ....	52
FIGURA 27. COEFICIENTE DE VARIACIÓN DE LAS TEMPERATURAS MEDIAS MENSUALES PARA LA CUENCA SAN ANTONIO. CON LÍNEA SÓLIDA NEGRA LAS OBSERVACIONES, EN LÍNEAS PUNTEADAS LOS GCM SIN CORRECCIÓN Y EN LÍNEAS SÓLIDAS AQUELLOS CORREGIDOS. CNRM (VERDE), MPI (AZUL) Y NORESM (ROJO).....	52
FIGURA 28. TEMPERATURAS MEDIAS ANUALES PARA LA CUENCA SAN ANTONIO, EN EL PERÍODO HISTÓRICO. CON LÍNEA SÓLIDA NEGRA LAS OBSERVACIONES, EN LÍNEAS PUNTEADAS LOS GCM SIN CORRECCIÓN Y EN LÍNEAS SÓLIDAS AQUELLOS CORREGIDOS. CNRM (VERDE), MPI (AZUL) Y NORESM (ROJO).....	53
FIGURA 29. FDPs DE PRECIPITACIONES DIARIAS PARA LA CUENCA SAN ANTONIO. CON LÍNEA SÓLIDA NEGRA LAS OBSERVACIONES, EN LÍNEA AZUL LOS GCM SIN CORRECCIÓN DE SESGO Y EN VERDE CORREGIDOS. ....	54
FIGURA 30. AJUSTE DE LAS PRECIPITACIONES MEDIAS MENSUALES DE CADA GCM, CON Y SIN CORRECCIÓN DE SESGO (AZUL Y GRIS RESPECTIVAMENTE), RESPECTO A LAS OBSERVACIONES (LÍNEA NEGRA PUNTEADA 45°). A: NORESM; B: MPI; C: CRNM. .	56
FIGURA 31. PRECIPITACIONES MEDIAS MENSUALES PARA LA CUENCA SAN ANTONIO. CON LÍNEA SÓLIDA NEGRA LAS OBSERVACIONES, EN LÍNEAS PUNTEADAS LOS GCM SIN CORRECCIÓN Y EN LÍNEAS SÓLIDAS AQUELLOS CORREGIDOS. CNRM (VERDE), MPI (AZUL) Y NORESM (ROJO).....	56
FIGURA 32. PRECIPITACIONES TOTALES ANUALES PARA LA CUENCA SAN ANTONIO. CON LÍNEA SÓLIDA NEGRA LAS OBSERVACIONES, EN PUNTEADAS LOS GCM SIN CORREGIR (A) Y EN SÓLIDA AQUELLOS CORREGIDOS (B). CNRM (VERDE), MPI (AZUL) Y NORESM (ROJO). ....	57
FIGURA 33. PRECIPITACIONES MÁXIMAS ANUALES PARA LA CUENCA SAN ANTONIO. CON LÍNEA SÓLIDA NEGRA LAS OBSERVACIONES, EN PUNTEADAS LOS GCM SIN CORREGIR (A) Y EN SÓLIDA AQUELLOS CORREGIDOS (B). CNRM (VERDE), MPI (AZUL) Y NORESM (ROJO). ....	58
FIGURA 34. INTERPOLACIÓN GEOESPACIAL CON IDW, DE LAS TEMPERATURAS EXTRAÍDAS EN CADA ESTACIÓN PARA CADA GCM, CON Y SIN ESCALAMIENTO. A Y D: NORESM; B Y E: MPI; C Y F: CRNM. ....	59
FIGURA 35. INTERPOLACIÓN GEOESPACIAL CON IDW, DE LAS PRECIPITACIONES EXTRAÍDAS EN CADA ESTACIÓN PARA CADA GCM, CON Y SIN ESCALAMIENTO. A Y D: NORESM; B Y E: MPI; C Y F: CRNM. ....	60
FIGURA 36. TEMPERATURAS MEDIAS ANUALES PARA LA CUENCA SAN ANTONIO. CON COLOR NEGRO LAS OBSERVACIONES, EN AZUL EL PERÍODO HISTÓRICO DEL GCM, EN VERDE EL ESCENARIO DE RCP4.5 DEL GCM Y EN ROJO EL ESCENARIO DE RCP8.5 DEL GCM. A: NoreSM, B: MPI, C: CNRM.....	62
FIGURA 37. PRECIPITACIONES ACUMULADAS ANUALES PARA LA CUENCA SAN ANTONIO. CON COLOR NEGRO LAS OBSERVACIONES, EN AZUL EL PERÍODO HISTÓRICO DEL GCM, EN VERDE EL ESCENARIO DE RCP4.5 DEL GCM Y EN ROJO EL ESCENARIO DE RCP8.5 DEL GCM. A: NoreSM, B: MPI, C: CNRM. ....	64



FIGURA 38. EVAPO-TRANSPIRACIÓN MEDIA MENSUAL PARA LA CUENCA SAN ANTONIO. A: MODELOS EN EL PERÍODO HISTÓRICO CON OBSERVACIONES. B: NORESM, C: MPI Y D: CNRM; CADA UNO MUESTRA CON COLOR AZUL EL PERÍODO HISTÓRICO, EN VERDE EL ESCENARIO DE RCP4.5, EN ROJO EL ESCENARIO DE RCP8.5 Y CON TRAZO PUNTEADO LOS ESCENARIOS FUTUROS. 70	70
FIGURA 39. DÍAS CONSECUTIVOS CON LLUVIA AL AÑO PARA LA CUENCA SAN ANTONIO. CON COLOR NEGRO LAS OBSERVACIONES, EN AZUL EL PERÍODO HISTÓRICO DEL GCM, EN VERDE EL ESCENARIO DE RCP4.5 DEL GCM Y EN ROJO EL ESCENARIO DE RCP8.5 DEL GCM. A: NORESM, B: MPI, C: CNRM. .... 72	72
FIGURA 40. PRECIPITACIONES MÁXIMAS ANUALES PARA LA CUENCA SAN ANTONIO. CON COLOR NEGRO LAS OBSERVACIONES, EN AZUL EL PERÍODO HISTÓRICO DEL GCM, EN VERDE EL ESCENARIO DE RCP4.5 DEL GCM Y EN ROJO EL ESCENARIO DE RCP8.5 DEL GCM. A: NORESM, B: MPI, C: CNRM. .... 73	73
FIGURA 41. CURVAS SEMILOGARÍTMICAS DE ERROR RELATIVO A LAS OBSERVACIONES EN LA INFERENCIA DE LA RELACIÓN H-D-T PARA LA CUENCA SAN ANTONIO. EN LÍNEAS DE COLORES LOS GCM EN EL PERÍODO HISTÓRICO: CNRM (VERDE), MPI (AZUL) Y NORESM (ROJO). .... 75	75
FIGURA 42. PRECIPITACIONES (GRÁFICA SUPERIOR, EJE DERECHO) Y CAUDALES ANUALES SIMULADOS (GRÁFICA INFERIOR, EJE IZQUIERDO) PARA EL RÍO SAN ANTONIO. CON COLOR AZUL EL PERÍODO HISTÓRICO, EN VERDE EL ESCENARIO DE RCP4.5 Y EN ROJO EL ESCENARIO DE RCP8.5. A: NORESM, B: MPI, C: CNRM Y D: OBSERVADO. .... 76	76
FIGURA 43. CANTIDAD DE DÍAS CON RIESGO DE ESCASEZ DE AGUA (REA) CON CONSUMO DE 0.3M <sup>3</sup> /s (AZUL), 0.6M <sup>3</sup> /s (ROJO) Y 0.9M <sup>3</sup> /s (VERDE), EN EL PERÍODO HISTÓRICO, TENIENDO EN CUENTA UN REMANENTE DE AL MENOS 0.2M <sup>3</sup> /s DE CAUDAL ECOLÓGICO. A: NORESM, B: MPI Y C: CNRM. .... 79	79
FIGURA 44. DÍAS CON RIESGO DE ESCASEZ DE AGUA CON CONSUMO DE 0.3M <sup>3</sup> /s (AZUL), 0.6M <sup>3</sup> /s (ROJO) Y 0.9M <sup>3</sup> /s (VERDE), PARA PROYECCIONES FUTURAS DE RCP4.5, TENIENDO EN CUENTA UN REMANENTE DE AL MENOS 0.2M <sup>3</sup> /s DE CAUDAL ECOLÓGICO. A: NORESM, B: MPI Y C: CNRM. .... 80	80
FIGURA 45. DÍAS CON RIESGO DE ESCASEZ DE AGUA CON CONSUMO DE 0.3M <sup>3</sup> /s (AZUL), 0.6M <sup>3</sup> /s (ROJO) Y 0.9M <sup>3</sup> /s (VERDE) PARA PROYECCIONES FUTURAS DE RCP8.5, TENIENDO EN CUENTA UN REMANENTE DE AL MENOS 0.2 M <sup>3</sup> /s DE CAUDAL ECOLÓGICO. A: NORESM, B: MPI Y C: CNRM. .... 81	81

## **ÍNDICE DE TABLAS**

TABLA 1. IMPLEMENTACIÓN Y CALIBRACIÓN DEL MODELO JAMS PARA EL RÍO SAN ANTONIO DE ACUERDO CON DIFERENTES CRITERIOS DE EFICIENCIA Y PERÍODOS DE VALIDACIÓN (GARCÍA C.L. ET. AL., 2011)..... 21	21
TABLA 2. MEDIA [MM], DESVÍO ESTÁNDAR [MM] Y COEFICIENTE DE VARIACIÓN DE LA SERIE HISTÓRICA DE PRECIPITACIÓN TOTAL ANUAL PARA CADA ESTACIÓN CON LA MEDIA AREAL Y MEDIA ARITMÉTICA..... 24	24
TABLA 3. CANTIDAD DE DÍAS CON REA DE 0.3M <sup>3</sup> /s, 0.6M <sup>3</sup> /s Y 0.9M <sup>3</sup> /s, PARA LAS OBSERVACIONES..... 25	25
TABLA 4. BASE DE DATOS DE GCMs UTILIZADA..... 30	30
TABLA 5. PUNTOS DE CONTROL PLUVIOMÉTRICOS SELECCIONADOS ..... 31	31
TABLA 6. ERROR MEDIO DEL ACUMULADO MENSUAL [MM/MES] REPRESENTANDO LÁMINA DE LLUVIA <i>MEDIA</i> MENSUAL CON <i>GCM</i> . .... 43	43
TABLA 7. PEARSON Y CONCORDANCIA ENTRE LAS OBSERVACIONES Y LOS 3 GCMs, CON Y SIN ESCALAMIENTO. .... 55	55
TABLA 8. DIFERENCIA DE TEMPERATURAS MEDIAS ANUAL EN DIFERENTES PERIODOS DE TIEMPO Y FORZAMIENTOS RADIATIVOS COMPARANDO CON LA MEDIA OBSERVADA..... 63	63
TABLA 9. CAMBIO DE LA PRECIPITACIÓN ANUAL MEDIA [MM] CON RESPECTO A LAS OBSERVACIONES, PARA DIFERENTES FORZAMIENTOS RADIATIVOS Y PERÍODOS DE TIEMPO, EN LOS MODELOS NORESM, MPI Y CNRM..... 65	65
TABLA 10. COEFICIENTES DE VARIACIÓN PROMEDIO DE LA PRECIPITACIÓN ANUAL MEDIA, PARA LAS OBSERVACIONES Y PARA LOS MODELOS NORESM, MPI Y CNRM CON DIFERENTES RCP Y PERÍODOS DE TIEMPO..... 65	65
TABLA 11. CAMBIO DE ET MEDIA ANUAL [MM] DE LOS GCM, CON RESPECTO A LAS OBSERVACIONES, PARA DIFERENTES FORZAMIENTOS RADIATIVOS Y PERÍODOS DE TIEMPO, EN LOS MODELOS NORESM, MPI Y CNRM..... 69	69
TABLA 12. CAMBIO DE PMA [MM] DE LOS GCM, CON RESPECTO A LAS OBSERVACIONES, PARA DIFERENTES FORZAMIENTOS RADIATIVOS Y PERÍODOS DE TIEMPO, EN LOS MODELOS NORESM, MPI Y CNRM. .... 74	74
TABLA 13. CAMBIO CON RESPECTO A LAS OBSERVACIONES DEL CAUDAL ACUMULADO ANUAL MEDIO [M <sup>3</sup> /s], PARA DIFERENTES FORZAMIENTOS RADIATIVOS Y PERÍODOS DE TIEMPO, EN LOS MODELOS NORESM, MPI Y CNRM..... 77	77

TABLA 14. CANTIDAD DE DÍAS CON REA DE $0.3\text{m}^3/\text{s}$ , $0.6\text{m}^3/\text{s}$ Y $0.9\text{m}^3/\text{s}$ , PARA DIFERENTES FORZAMIENTOS RADIATIVOS Y PERÍODOS DE TIEMPO, EN LOS MODELOS NRESM, MPI Y CNRM. ....	78
TABLA 15. PRECIPITACIÓN MEDIA ANUAL [MM] Y DESVÍO ESTÁNDAR ANUAL [MM] DE LA MEDIA AREAL ENTRE LAS ESTACIONES EN LA CUENCA DEL RÍO SAN ANTONIO .....	108
TABLA 16. PRECIPITACIÓN TOTAL ANUAL MEDIA [MM] OBSERVADA EN CADA ESTACIÓN DE LA CUENCA DEL RÍO SAN ANTONIO .	108
TABLA 17. PRECIPITACIÓN MEDIA MENSUAL [MM] Y DESVÍO ESTÁNDAR MENSUAL [MM] DE LA MEDIA AREAL ENTRE LAS ESTACIONES EN LA CUENCA DEL RÍO SAN ANTONIO .....	109
TABLA 18. PRECIPITACIÓN MÁXIMA ANUAL [MM] OBSERVADA EN LA CUENCA DEL RÍO SAN ANTONIO .....	109
TABLA 19. TEMPERATURA MEDIA MENSUAL [°C] Y DESVÍO ESTÁNDAR MENSUAL [°C] DE LA MEDIA AREAL ENTRE LAS ESTACIONES EN LA CUENCA DEL RÍO SAN ANTONIO .....	110
TABLA 20. CAUDAL MÁXIMO ANUAL [ $\text{m}^3/\text{s}$ ] Y CAUDAL ACUMULADO ANUAL [ $\text{m}^3/\text{s}$ ] DE LA MEDIA AREAL ENTRE LAS ESTACIONES EN LA CUENCA DEL RÍO SAN ANTONIO .....	110
TABLA 21. TEMPERATURA MEDIA MENSUAL [°C] DE LOS DIFERENTES GCMs EN LA CUENCA DEL RÍO SAN ANTONIO PARA EL PERÍODO HISTÓRICO Y SIN CORREGIR EL SESGO.....	111
TABLA 22. PRECIPITACIÓN TOTAL ANUAL [MM], PRECIPITACIÓN MÁXIMA ANUAL [MM], CAUDAL TOTAL ANUAL [ $\text{m}^3/\text{s}$ ] Y CAUDAL MÁXIMO ANUAL [ $\text{m}^3/\text{s}$ ] EN LA CUENCA DEL RÍO SAN ANTONIO PARA LOS 3 GCMs SELECCIONADOS EN EL CAPÍTULO 3 Y PARA EL PERÍODO HISTÓRICO. ....	111
TABLA 23. PRECIPITACIÓN TOTAL ANUAL [MM], PRECIPITACIÓN MÁXIMA ANUAL [MM], CAUDAL TOTAL ANUAL [ $\text{m}^3/\text{s}$ ] Y CAUDAL MÁXIMO ANUAL [ $\text{m}^3/\text{s}$ ] EN LA CUENCA DEL RÍO SAN ANTONIO PARA LOS 3 GCMs SELECCIONADOS EN EL CAPÍTULO 3 Y PARA EL ESCENARIO RCP 4.5 DEL FUTURO CERCANO.....	113
TABLA 24. PRECIPITACIÓN TOTAL ANUAL [MM], PRECIPITACIÓN MÁXIMA ANUAL [MM], CAUDAL TOTAL ANUAL [ $\text{m}^3/\text{s}$ ] Y CAUDAL MÁXIMO ANUAL [ $\text{m}^3/\text{s}$ ] EN LA CUENCA DEL RÍO SAN ANTONIO PARA LOS 3 GCMs SELECCIONADOS EN EL CAPÍTULO 3 Y PARA EL ESCENARIO RCP 8.5 DEL FUTURO CERCANO.....	114
TABLA 25. PRECIPITACIÓN TOTAL ANUAL [MM], PRECIPITACIÓN MÁXIMA ANUAL [MM], CAUDAL TOTAL ANUAL [ $\text{m}^3/\text{s}$ ] Y CAUDAL MÁXIMO ANUAL [ $\text{m}^3/\text{s}$ ] EN LA CUENCA DEL RÍO SAN ANTONIO PARA LOS 3 GCMs SELECCIONADOS EN EL CAPÍTULO 3 Y PARA EL ESCENARIO RCP 4.5 DEL FUTURO LEJANO. ....	114
TABLA 26. PRECIPITACIÓN TOTAL ANUAL [MM], PRECIPITACIÓN MÁXIMA ANUAL [MM], CAUDAL TOTAL ANUAL [ $\text{m}^3/\text{s}$ ] Y CAUDAL MÁXIMO ANUAL [ $\text{m}^3/\text{s}$ ] EN LA CUENCA DEL RÍO SAN ANTONIO PARA LOS 3 GCMs SELECCIONADOS EN EL CAPÍTULO 3 Y PARA EL ESCENARIO RCP 8.5 DEL FUTURO LEJANO. ....	115

# CAPÍTULO 1: MARCO REFERENCIAL DE LA TESIS

## 1.1 INTRODUCCIÓN

Uno de los 8 (ocho) Objetivos de Desarrollo del Milenio (Naciones Unidas, 2000), es el relacionado a "La protección del medio ambiente", el cual implica la gestión estratégica de los recursos hídricos para satisfacer las principales necesidades de la población sin afectar el ambiente que lo circunda, es decir de manera sustentable.

Por otro lado, bajo el contexto actual de cambio climático, un reporte de la Organización de las Naciones Unidas (UNDP, 2006) señala que, en el 2030 casi la mitad de la población mundial vivirá en áreas de estrés hídrico. Además, la Organización Mundial de la Salud estima que, en 2025, cerca de 2000 millones de personas vivirán en países o en regiones donde la escasez de agua será absoluta y los recursos hídricos por persona estarán por debajo de los 500 metros cúbicos anuales recomendados, cantidad de agua que necesita una persona para llevar una vida sana e higiénica. Tal es así que, se prevé que la escasez de agua en áreas áridas o semiáridas provocaría el desplazamiento de entre 24 y 700 millones de personas. Para el año 2030, la demanda de agua en el mundo se prevé que aumentará en un 40 por ciento (Kuross, 2014). A su vez, de acuerdo con dicha fuente, la población mundial se estima llegará a 9 mil millones de personas, lo que ejercerá una mayor presión sobre la disponibilidad de agua.

En cuanto a la gestión estratégica de los recursos hídricos en Argentina, entre 1950 y 2015 sólo las inundaciones han representado el 48% de los desastres naturales y casi la totalidad de los daños económicos, afectando a miles de personas en el país (Banco Mundial, 2016). En total, las inundaciones urbanas y las ribereñas se estima que producen un costo anual entre 0.26% y 0.95% con un valor medio de 0.71% del PBI o de U\$D 3.4 mil millones en 2012. En el otro extremo hidrológico, las sequías han causado en el año 2012 pérdidas del orden de U\$D 2.2 mil millones. Dentro de las pérdidas generadas por las sequías se pueden incluir las pérdidas de producción agrícola-ganadera, costos por suministros de agua potable de carácter suplementarios, entre otros.

Un estudio sobre todas las ciudades de más de 750.000 habitantes ubica a Córdoba como la octava ciudad del mundo más sensible a sufrir restricciones hídricas debido a la combinación de cambios climáticos, demográficos y ecológicos (Jenerette y Larsen 2006). El problema de las restricciones hídricas no solo presenta un impacto local, sino que perjudica a otras localidades de la Provincia de Córdoba que comparten características del clima húmedo con estación seca. Tal es así el caso de las localidades del Sur de Punilla, cuya principal fuente de abastecimiento de agua potable para los habitantes e industrias es el río San Antonio, donde existen registros que se ha llegado a extraer la totalidad del caudal del río en las semanas previas al inicio de la época de lluvias.

Para poder mejorar el sistema de gestión de recursos hídricos y asistir a la toma de decisiones, es necesario saber cómo responderán las cuencas hidrológicas ante distintos escenarios hidro-meteorológicos considerando el aumento de la demanda. Para esto, a partir de información meteorológica e hidrológica de base de largos registros continuos y espacialmente distribuida es posible aplicar modelos hidrológicos que permitan simular caudales a partir de escenarios de precipitación y temperatura.

Es así que resulta intuitivo asumir que el peor escenario en la gestión del recurso hídrico es la combinación de alta demanda de agua y poca producción de escorrentía superficial, lo que puede ocasionar numerosos problemas económicos y conflictos sociales. Sin embargo, existe gran incertidumbre en la cuantificación de las ofertas y demandas hídricas futuras. La determinación de estas últimas puede aproximarse simplificada proyectando las tasas de crecimiento poblacional registradas o asumiéndose incrementos específicos respecto a la tasa de extracción actual del río. Por el otro lado, la oferta hídrica futura resulta de mayor complejidad e incertidumbre en su determinación. Por esto, para complementar el análisis de patrones históricos y suplir la necesidad de información en cuencas pobremente aforadas, numerosos estudios e investigaciones en el mundo se han venido desarrollando, buscando aplicar sensores remotos y simulaciones de variables hidro-meteorológicas con Modelos Climáticos (CMs, por sus siglas en inglés) (Fowler et al. 2007, Hua Chen et al. 2012, Lauren et al. 2007).

Las proyecciones climáticas provienen de los Modelos Climáticos Globales y Regionales (GCM y RCM, respectivamente y por sus siglas en inglés). Estas herramientas son atractivas ya que simulan físicamente climas futuros considerando distintos escenarios de desarrollo tecnológico, económico, demográfico y políticos. A partir de estos modelos se obtienen, entre otras variables, datos de precipitación y temperatura que permiten representar, con modelos hidrológicos, el impacto local en el escurrimiento superficial y así construir escenarios futuros de oferta hídrica. Conectar ambos tipos de modelos, requiere el desarrollo de métodos específicos de asimilación de datos. Entre la gran cantidad de GCMs y RCMs, varios estudios de inter-comparación han mostrado que no existen modelos particulares que sean mejores para todas las variables y/o regiones del planeta (ej. Gleckler et al. 2008), pudiendo incurrir en grandes incertidumbres y sesgos que conviene evaluar antes de su utilización como datos de entrada en modelos hidrológicos (Deidda et al. 2013).

A partir de lo anterior, para aplicar las simulaciones de lluvia y temperatura de los CMs en la Provincia de Córdoba y en la cuenca del río San Antonio, resulta importante cuantificar los sesgos con respecto a las observaciones para poder corregirlos por medio de técnicas estadísticas. Junto con esta corrección, estas técnicas estadísticas permiten mejorar la distribución espacial de los datos de CMs, haciendo posible simular hidrológicamente, caudales para escenarios futuros de precipitación y temperatura con base física, siguiendo proyecciones de gases de efecto invernadero.

## **1.2 ÁREA DE ESTUDIO**

La Provincia de Córdoba (Argentina) constituye un área de especial interés para la investigación hidrológica, dada la susceptibilidad a sequías, crecidas extremas, y procesos erosivos asociados. Por otro lado, en esta región existen diversos patrones orográficos y de precipitación, debido a la influencia del cordón montañoso de las Sierras Grandes de Córdoba. Es por esto que el área de estudio de esta tesis incluye distintas regiones de esta provincia argentina.

Córdoba se ubica en la zona central de Argentina y tiene un clima que va del sub-húmedo al semiárido con isohietas de Precipitaciones Totales Anuales que van de 600 mm al Este a 900 mm al Oeste (Figura 1, Fuente: A. Ravelo, El Clima de la provincia de Córdoba).

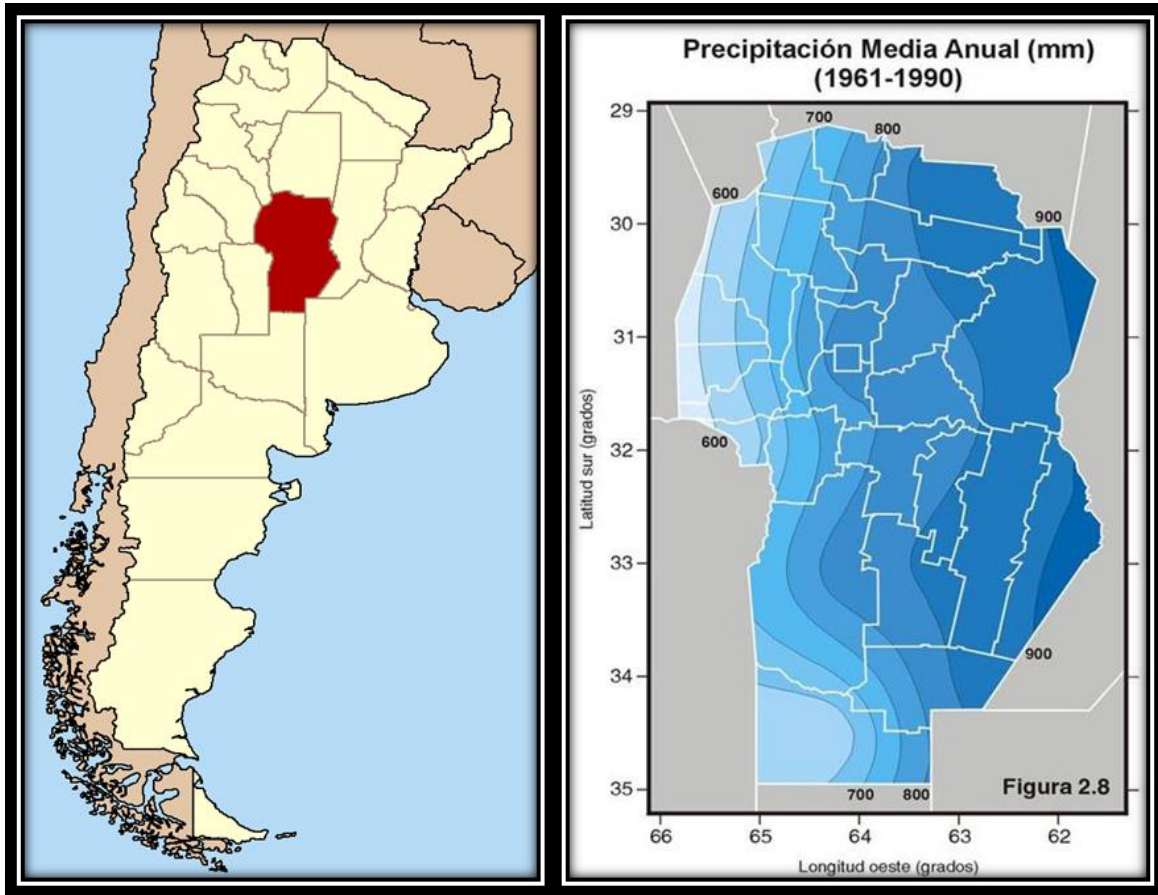


Figura 1. Ubicación de la Provincia de Córdoba y mapa de isohietas de precipitación. Fuente: A. Ravelo, El Clima de la provincia de Córdoba.

En el centro-oeste la provincia está atravesada por un cordón montañoso cuyas orografías generan notables particularidades climáticas. A su vez, son de gran importancia a nivel socio-económico, ya que en estas sierras se forman las nacientes de los ríos que abastecen de agua potable a aproximadamente 3 (tres) millones de personas, emplazamientos industriales, centrales hidroeléctricas, unidades agropecuarias y centros urbanos.

Uno de los principales emplazamientos urbanos se encuentra al pie del cordón montañoso antes mencionado, donde se emplazan la ciudad de Córdoba y el Dique San Roque que cierra con una presa en arco la cuenca alta del río Suquía. Este lago artificial se constituye como la principal fuente de agua potable para dicha ciudad y todas aquellas rivereñas a sus principales ríos tributarios. La Figura 2 muestra la cuenca del río San Antonio, la segunda en superficie y caudal que afluye al Lago San Roque, con un área de aporte del 31% del total, luego del Río Cosquín con el 54%.

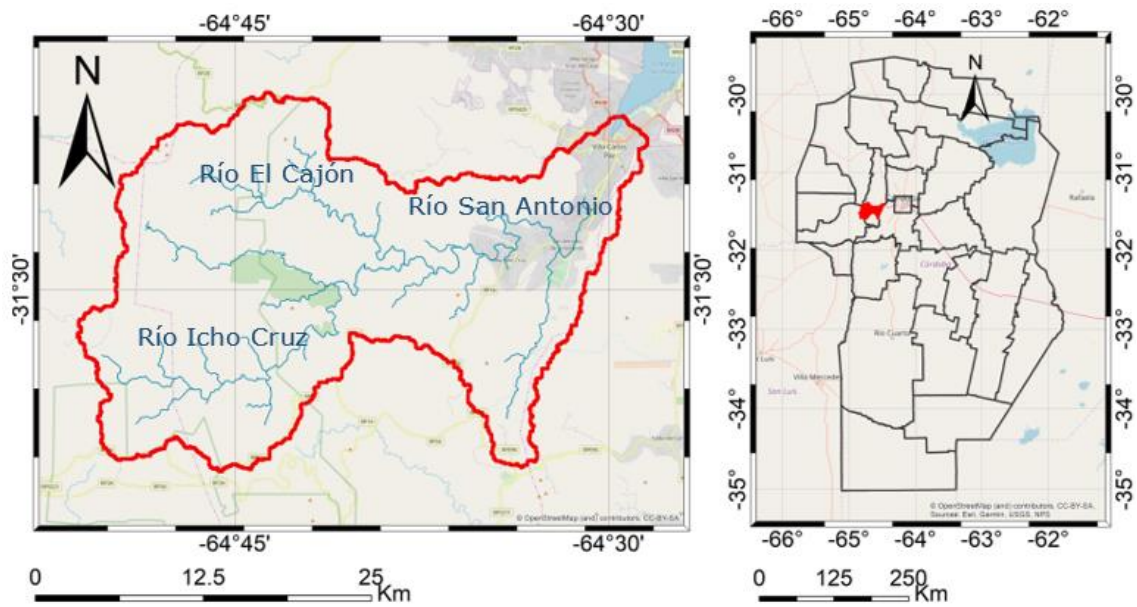


Figura 2. Cuenca del río San Antonio y sus principales tributarios, desembocando en el Lago San Roque.

Se utilizó en este estudio la cuenca de aporte del río San Antonio mostrada en la Figura 2, con origen en la zona superior y oriental de las Sierras Grandes de Córdoba. Es entonces en Los Gigantes (aproximadamente a 2300 msnm) que nacen las subcuencas de los ríos Icho Cruz y El Cajón, los que se unen para darle forma al río San Antonio. La cuenca fue definida utilizando un Modelo Digital de Elevación (MDE) proveniente del SRTM (Jarvis *et al.* 2008) y un Sistema de Información Geográfica (SIG), con resolución espacial de 90m por píxel, Figura 3. La cuenca delimitada por este método está centrada en longitud 64°41'6.0" Oeste y latitud 31°29'45.6" Sur, y a partir de cerrar la cuenca en la estación de aforo de niveles "ID:600" del INA-CIRSA, se determinó un área de 490 km<sup>2</sup> y perímetro de 144 km.

Geomorfológicamente, el río San Antonio se encauza entre rocas, transitando así sobre un lecho rígido cuyos tramos varían entre lecho rocoso, lecho de grava y lecho de arena. Además, la dirección principal de escurrimiento de este río es en sentido Oeste-Este, con un desnivel entre la naciente y su desembocadura de 1700m y una distancia lineal de 30km entre ellos. De esta manera, se concluye que la cuenca se comporta como un sistema hidrológico típico.

En las Sierras de Córdoba existe un sistema de alerta temprana de crecidas "STC" que consta de una red telemétrica de estaciones hidrometeorológicas e hidrométricas operada por el Centro de la Región Semiárida del Instituto Nacional del Agua (INA-CIRSA). En la cuenca del río San Antonio se encuentran 12 de estas estaciones, como se observa en la Figura 3, donde todas miden precipitación y la mayoría además miden dirección y magnitud del viento, temperatura, humedad relativa y presión del aire.

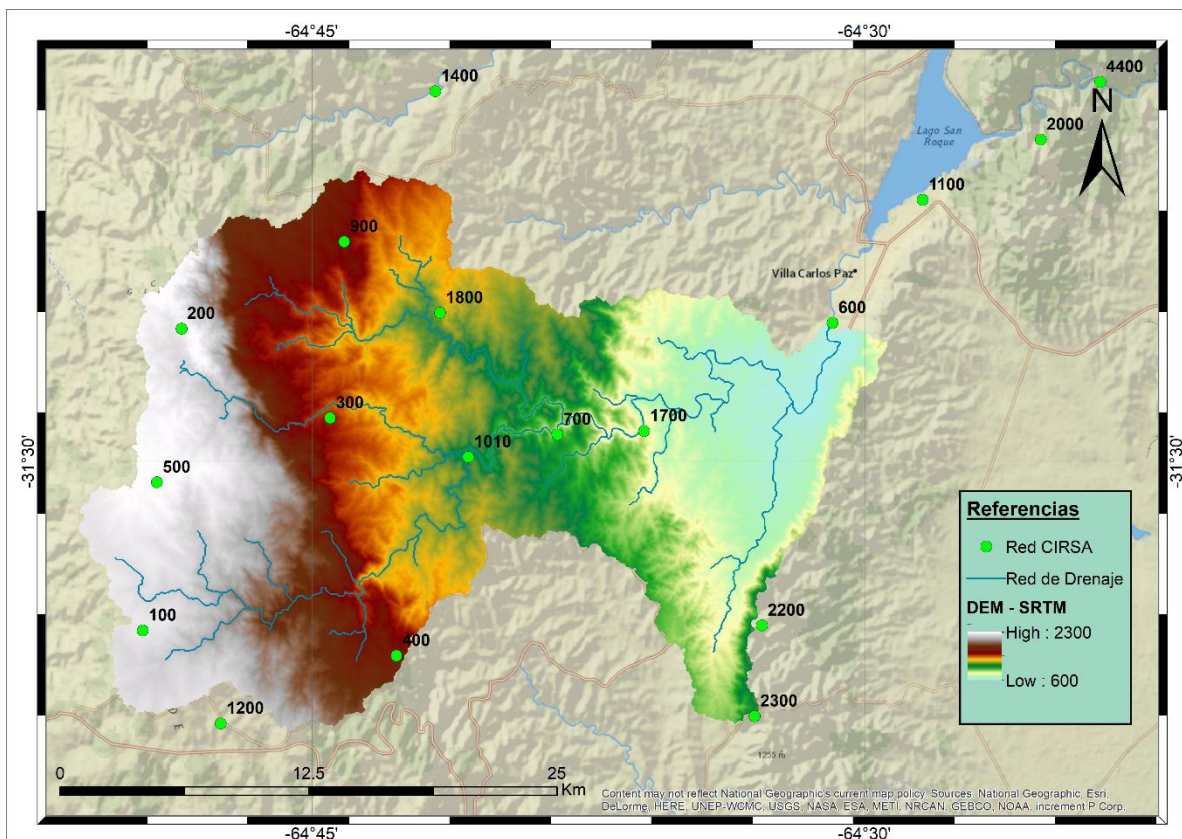


Figura 3. Área de Estudio, red de drenaje, topografía de MDE de SRTM de 90m por píxel y distribución espacial de las estaciones meteorológicas de la Red Telemétrica del INA-CIRSA.

El clima en la zona de este río es del tipo húmedo con estación seca y con concentración estival de lluvias y altas temperaturas y periodo de déficit estacional debido a un invierno seco. La precipitación media anual en esta zona, calculada para el período 1945-1979 resulta de 720mm (García et al. 2014) y para el período 1992-2013 su valor fue de 769mm. Por otro lado, en relación al tipo de clima de la región, el caudal del río San Antonio fluctúa ampliamente entre épocas estivales y de estiaje de tal manera que, a los pocos días de una creciente, el caudal del río logra descender por debajo del módulo. Al analizar estadísticamente las series de mediciones de caudal en la estación Barrio El Canal (cierre de la cuenca) con las que cuenta el INA-CIRSA, el módulo del San Antonio es de  $3.96\text{m}^3/\text{s}$  (Serie 1992-2013), variando los caudales medios mensuales entre  $0.54\text{m}^3/\text{s}$ , para el mes de Agosto, y  $8.34\text{m}^3/\text{s}$ , en el mes de enero.

Las aguas de este curso fluvial, de origen pluvial, presentan en general una excelente calidad química y bacteriológica, salvo en épocas estivas que apaña crecientes generalmente de características torrenciales, arrastrando gran cantidad de sedimentos. Por otra parte, debido a la gran presión antrópica observada en las últimas décadas, la calidad del agua fluvial peligra en épocas estivas.

Otro punto por considerar es el de extracción de agua para consumo que ocurre aguas arriba del cierre de la cuenca en el Barrio El Canal, en la planta potabilizadora de la Cooperativa Integral Regional de Provisión de Servicios Públicos, Vivienda y Consumo Limitada (COOPI), en la localidad de Cuesta Blanca. Actualmente, de acuerdo con información suministrada por la COOPI, 22 mil clientes se encuentran conectadas al servicio de agua potable, es así que se estiman 50 mil habitantes estables que gozan de

este servicio, precisando así un módulo de extracción de  $0.3\text{m}^3/\text{s}$ , aun teniendo la capacidad de tratamiento de  $0.5\text{m}^3/\text{s}$ .

### **1.3 OBJETIVOS DE LA TESIS**

El objetivo general es analizar la disponibilidad de agua superficial ante distintos escenarios de oferta y demanda en la cuenca del río San Antonio de la Provincia de Córdoba (Argentina). Para esto se presentan los siguientes objetivos específicos:

1. Generar escenarios sintéticos de precipitaciones, a partir de la información hidrometeorológica disponible para simular hidrológicamente la cuenca con un modelo distribuido y continuo. De esta manera, realizar un análisis de disponibilidad de agua potable ante estos escenarios sintéticos desarrollados.
2. Elaborar métodos y códigos de programación para manipular grandes volúmenes de información de modelos climáticos globales en función de distintos escenarios de trayectoria de concentración de gases de efecto invernadero (Representative Concentration Pathways, RCP - IPCC).
3. Cuantificar la incertidumbre de los distintos modelos climáticos globales utilizados para caracterizar el clima de la Provincia de Córdoba y determinar cuáles tienen mejor desempeño.
4. Corregir errores en magnitud y en la distribución espacial de los datos de temperatura y precipitación de modelos climáticos globales con respecto a los datos relevados en estaciones terrenas.
5. Analizar la dinámica actual y futura de frecuencias de extremos hidrológicos y disponibilidad de agua en la cuenca del río San Antonio mediante simulación hidrológica y elaborar recomendaciones tendientes a satisfacer la demanda de agua potable ante escenarios climáticos.

### **1.4 ESTRUCTURA GENERAL DE LA TESIS**

Para cumplimentar los objetivos específicos se han elaborado 6 capítulos con los siguientes contenidos: descripción de las variables de precipitación, temperatura y caudal observadas en la región de estudio, estudio de la relación actual entre oferta y demanda hídrica actual, análisis de los escenarios climáticos provistos por modelos climáticos globales con respecto a los registros observados, análisis de oferta y demanda futura y finalmente utilización de esa información para mejorar la gestión del recurso en la cuenca de estudio.

Para lograr esta tarea, se necesitan adaptar los datos observados y los datos de modelos climáticos al formato de entrada del modelo hidrológico para su correcta asimilación como una fuente de información que permita comprender el ciclo hidrológico de la cuenca. Para esto, en el Capítulo 2 se trabaja en el objetivo 1, por lo que se analizan los datos observacionales. A partir de estas series de datos, se simula hidrológicamente la cuenca, con un modelo distribuido y continuo, para estudiar la disponibilidad del recurso hídrico ante diferentes escenarios de demanda y se explora la capacidad de estos modelos para realizar pronósticos hidrológicos útiles a la gestión de recursos hídricos.

En el Capítulo 3, a partir de los modelos climáticos globales provistos por la 3er Comunicación Nacional de Cambio Climático (Argentina), se realiza un análisis espacio-temporal con respecto a las observaciones de estaciones espacialmente distribuidas en



la Provincia de Córdoba para validar su comportamiento. Es así que se concluye cuáles son los mejores modelos entre los analizados habiendo trabajado en conseguir los objetivos 2 y 3.

En el Capítulo 4, se trabaja en el 4° objetivo específico, trabajando en la corrección de sesgo y de la distribución espacial de las precipitaciones y temperaturas de los modelos climáticos previamente seleccionados. Por otro lado, para analizar el desempeño de las correcciones se contrastan los períodos históricos corregidos con los observados y posteriormente se observan las proyecciones de los modelos ante las correcciones realizadas.

A partir de los resultados del capítulo 4, en el capítulo 5, se analizan los impactos de proyecciones climáticas en el ciclo hidrológico de la cuenca en estudio tanto referido a las evapotranspiraciones, como a los días con precipitaciones y a los escurrimientos superficiales de las variables. Todos estos análisis serán llevados a cabo a partir de las correcciones en el capítulo anterior y las simulaciones hidrológicas se harán con el mismo modelo hidrológico utilizado en el capítulo 2, satisfaciendo así el objetivo particular número 5.

Por último, en el capítulo 6 se enuncian las principales conclusiones y recomendaciones extraídas de la tesis, tendientes a resumir las principales ideas del trabajo presentado.

# CAPÍTULO 2: ANÁLISIS DE OFERTA Y DEMANDA DE AGUA SUPERFICIAL MEDIANTE MODELACIÓN HIDROLÓGICA DISTRIBUIDA Y CONTINUA PARA ESCENARIOS PRESTABLECIDOS

## 2.1 INTRODUCCIÓN

En el año 2001 (INDEC, 2001), el conjunto conformado por Villa Carlos Paz, San Antonio de Arredondo, Villa Río Icho Cruz, Mayu Sumaj, Cuesta Blanca y Tala Huasi se constituía en el cuarto aglomerado urbano de la provincia de Córdoba. El continuo crecimiento de este aglomerado ha influenciado directamente en el posicionamiento poblacional del departamento de Punilla respecto a sus pares, con un total de 180.000 habitantes, representando el 5,4% del total provincial. Esto termina por ubicar a Punilla en quinto lugar en el último Censo Nacional realizado en Argentina (INDEC, 2010), luego de los departamentos Capital, Río Cuarto, Colón y San Justo. Se estima que parte del gran crecimiento de estas localidades se deba a la migración de personas desde la ciudad de Córdoba debido a su proximidad para utilizarlas como ciudad dormitorio. Sin embargo, el gran impulso turístico de las últimas décadas ha contribuido significativamente a atraer migrantes de diversos puntos del país.

En la región de las sierras de Córdoba, las precipitaciones son interceptadas por el eje suelo-vegetación y la escorrentía es generalmente modulada hacia los embalses. Sin embargo, para la mayoría de las localidades de las sierras y el piedemonte los caudales de estiaje son de vital importancia ya que muy pocas tienen reservorios u otra fuente alternativa de agua. En particular, en una cuenca con diversos usos del agua (turístico, industrial, agropecuario, abastecimiento para consumo, entre otros) como la del río San Antonio, se debe poder cuantificar dicho recurso en detalle para optimizar su administración y gestión entre los diversos actores.

En el presente capítulo se pretende analizar, mediante un modelo matemático de simulación hidrológica, el impacto en el escurrimiento superficial, de la cuenca del río San Antonio ante diferentes condiciones de lluvia para las localidades que se abastecen de agua de este río.

Inicialmente, los modelos matemáticos de simulación hidrológica representaban la cuenca hidrográfica concentradamente, además de simplificar los procesos hidrológicos. Dentro de esos modelos, el Método Racional, desarrollado por Mulvaney en 1850, y los conceptos iniciales de Hidrograma Unitario de Sherman en 1932 pueden ser citados como ejemplo. Además de ellos, las teorías de infiltración del agua en el suelo, desarrollada por Horton en 1933, y de la evaporación, desarrollada por Penman en 1948, resultaron en importantes contribuciones para la hidrología.

Más recientemente, a partir de avances alcanzados en el área de geoprocusamiento y de sensores remotos, comenzaron a desarrollarse modelos que representaban la cuenca hidrográfica de forma espacialmente distribuida. Estos modelos, llamados Modelos Distribuidos, están asociados a simular los procesos hidrológicos en el tiempo y en el espacio sobre la cuenca hidrográfica. Inicialmente, esos modelos simulaban los procesos hidrológicos utilizando relaciones conceptuales.

A partir de los años '70, nuevos modelos comenzaron a utilizar relaciones de base física, además de relaciones conceptuales, para simular los procesos hidrológicos, recibiendo el nombre de Modelos Distribuidos con base física conceptual. Por lo tanto, se decidió utilizar en la presente tesis un modelo hidrológico distribuido.

Las observaciones de lluvias y temperaturas con sus caudales de respuesta son fundamentales para la calibración y validación del modelo hidrológico. Por otro lado, al utilizar un modelo distribuido en la tesis resulta conveniente poseer una red con numerosas estaciones terrenas en la cuenca en estudio.

A partir de analizar los registros de series de tiempo, se generan escenarios sintéticos de precipitaciones que permitan estudiar, mediante simulaciones hidrológicas, su impacto sobre el escurrimiento superficial. Esto se relaciona intrínsecamente con los distintos usos del agua como: Abastecimiento de agua potable, riego, turismo, caudal ecológico, dispersión de contaminantes, entre otros.

## **2.2 MATERIALES Y METODOS**

### **2.2.1 Modelación Hidrológica**

Para el desarrollo del trabajo se empleó el modelo hidrológico "JAMS" - Jena Adaptable Modelling System (Kralish y Krause, 2006) - desarrollado por el grupo de investigadores del "Department of Geoinformatics, Hydrology and Modelling", de la Friedrich-Schiller-University, Jena, Alemania. El modelo y su código fuente se encuentran disponibles en la web del grupo antes citado (<http://jams.uni-jena.de>).

Este modelo se basa en la ecuación de balance hídrico y es del tipo continuo en el tiempo y distribuido en HRU en el espacio (hydrological Response Units). La simulación de los procesos se lleva a cabo en distintos módulos: intercepción y evapotranspiración, agua en el suelo, agua subterránea, tránsito lateral y tránsito en el cauce. La cuenca se representa como una serie de reservorios y HRU interconectados y los cálculos se realizan en un paso de tiempo fijo.

La Figura 4 muestra el esquema conceptual que sigue el modelo JAMS. En esta figura se observa como el caudal total simulado es construido a partir de la suma de componentes de caudales individuales que son calculados en el transcurso de la simulación para cada HRU. El modelo diferencia entre cuatro tipos de caudales de acuerdo con el origen. ES1 es la componente de caudal directo fuertemente afectada por las grandes dinámicas temporales. Está compuesta por las escorrentías superficiales debidas a lluvias en áreas húmedas e impermeables y deshielos de glaciares. ES2 es la componente de caudal directo que reacciona significativamente más lento (flujo subsuperficial). FB1 simula el caudal base de la zona próxima a la superficie con buena permeabilidad y humedad. Mientras que FB2, es la componente del flujo base de baja velocidad que resulta de un acuífero profundo semi-confinado o confinado.

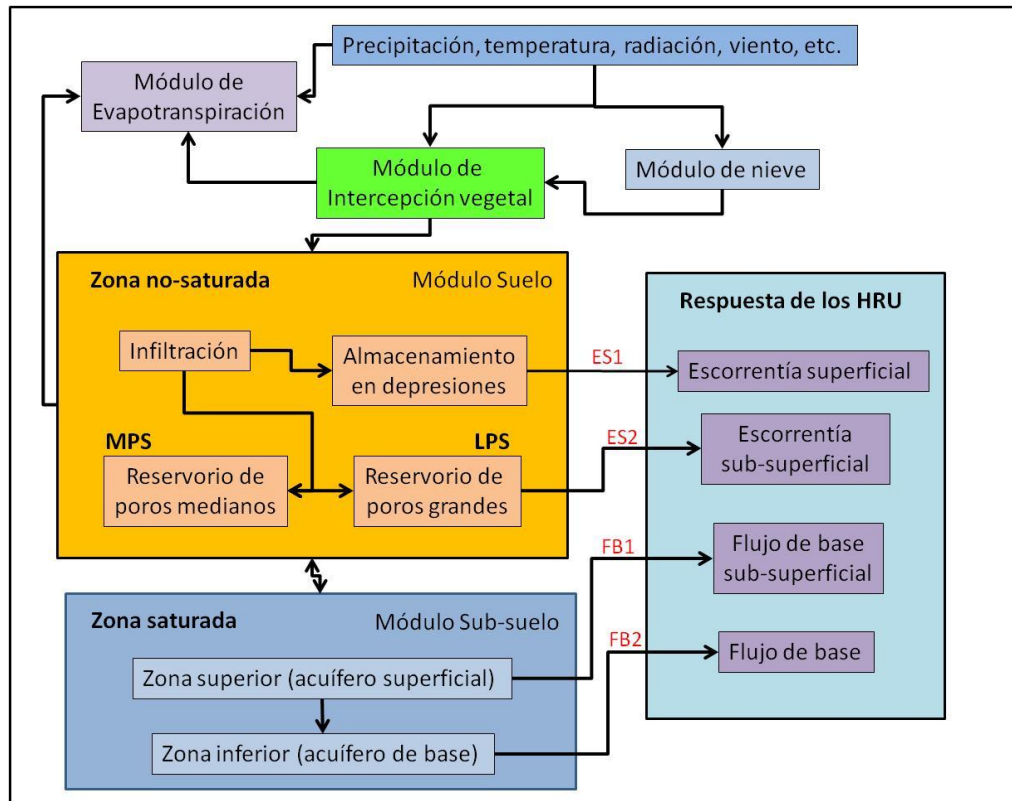


Figura 4. Estructura y anidamiento de módulos del JAMS. García C.L. et al. (2011), adaptado de Krause et. al. (2009).

El módulo de la zona no saturada se estructura en unidades de procesos (infiltración, evapotranspiración) y unidades de almacenamiento (almacenamiento de poro mediano: MPS y de poro grande: LPS). La capacidad de infiltración se estima con una función empírica de acuerdo con el déficit de saturación y la tasa de infiltración máxima. Esta tasa se comporta como un umbral, superada la misma, el agua sobrante se almacena en las depresiones en el terreno o está disponible para la escorrentía superficial. Mientras que la precipitación infiltrada ingresa al MPS y LPS en función del grado de saturación del primero. El movimiento del agua en el suelo vertical y lateral se produce en el LPS, ya que el agua del MPS es retenida contra la fuerza de gravedad y solo puede extraerse por evapotranspiración.

Los resultados de las simulaciones no sólo son caudales en el punto de cierre, JAMS también brinda la posibilidad de extraer caudales en otros puntos de interés y otras variables como resultado de la simulación. Es así que, en el Anexo 1 se muestran la totalidad de las ecuaciones utilizadas por el modelo hidrológico. Para esta tesis, se trabaja principalmente con los resultados la precipitación media areal, la temperatura media areal y las Evapotranspiraciones Reales y Potenciales.

El modelo hidrológico para la cuenca del río San Antonio fue implementado y calibrado con datos hidrometeorológicos del INA-CIRSA (1992-2013) por García C.L. et al. (2011). En la Tabla 1 se muestran los valores de eficiencia obtenidos de acuerdo con diferentes criterios tanto para el período de calibración (1996-97) como durante la fase de validación (1994-96). Los períodos de calibración y validación fueron seleccionados en función de la disponibilidad de datos de caudal. De esta manera, el período de calibración fue determinado entre el 1996-1997 ya que se disponía de una serie completa de caudales con una media similar a la del registro histórico completo. Por otro lado, la

validación se realizó en el período 1994-96 con algunos faltantes de datos de caudales en la serie de registros.

Tabla 1. Implementación y calibración del modelo JAMS para el río San Antonio de acuerdo con diferentes criterios de eficiencia y períodos de validación (García C.L. et. al., 2011).

Criterios de Eficiencia	Calibración Validación		
	1996-1997	1995-1996	1994-1995
Nash-Sutcliffe	0.89	0.88	0.63
Nash-Sutcliffe Log	0.73	0.68	0.53
Coef. de correlación de Pearson	0.90	0.89	0.63
Error volumétrico absoluto	2.47	86.69	53.03
RMSE	4.02	6.62	3.19
PBIAS	-0.19	-4.56	7.39

## 2.2.2 Creación de Escenarios

Se realizó un análisis de la capacidad para satisfacer la demanda de agua en función de la climatología real (control) y de distintos escenarios de variaciones en los montos de las precipitaciones. Con la serie original de precipitaciones y su caudal simulado se puede estimar la cantidad de días en el año con Riesgo de Escasez de Agua (REA), según el nivel de demanda. La condición de REA se presenta cuando el flujo superficial es menor al necesario para abastecer a la totalidad de población, mientras se procura mantener un caudal mínimo aguas abajo. Sabiendo que en los períodos de estiaje el caudal del río logra descender en promedio hasta 0.50 m<sup>3</sup>/s y que el abastecimiento de agua medio diario de la COOPI en las épocas de estiaje actualmente (año 2018) es de 0.3 m<sup>3</sup>/s, se asume que el escurrimiento superficial mínimo aguas abajo es de al menos 0.2 m<sup>3</sup>/s. Es así como para estudiar en qué condiciones puede generarse el REA, se propone dividir el análisis en dos subgrupos:

### **Escenario de Consumo (demanda)**

La COOPI - Cooperativa Integral Regional de Provisión de Servicios Públicos, Vivienda y Consumo Limitada - tiene, entre sus principales actividades, la administración de la planta potabilizadora de agua que brinda el servicio a las localidades del sur de Punilla mediante toma directa del río San Antonio.

De acuerdo con datos oficiales de la CCOPI, las instalaciones actuales pueden procesar hasta 43.2 millones de litros de agua del río San Antonio por día (0.5m<sup>3</sup>/s medios diarios). Además, afirman que en invierno Villa Carlos Paz y las comunas del Sur de Punilla consumen del río entre 28 y 36 millones de litros por día (0.325m<sup>3</sup>/s y 0.415m<sup>3</sup>/s medios diarios, respectivamente) y que, durante la temporada de verano, se producen picos diarios que superan los 43 millones de litros de agua por día, e incluso consumos récords en horarios claves que sobre exigen la planta potabilizadora hasta alcanzar una producción de 51.8 millones de litros por día (0.6m<sup>3</sup>/s medios diarios).

Por otro lado, de acuerdo con datos oficiales de la COOPI, la planta en su máximo funcionamiento es capaz de abastecer hasta 173.000 habitantes con una dotación media diaria de 0.303m<sup>3</sup>/s, lo que equivale a una extracción de agua del río San Antonio 0.6m<sup>3</sup>/s para su tratamiento.

Para entender el crecimiento demográfico en la región según censos oficiales del Instituto Nacional de Estadísticas y Censos "INDEC", la Figura 5 muestra el crecimiento poblacional en la región de Punilla.

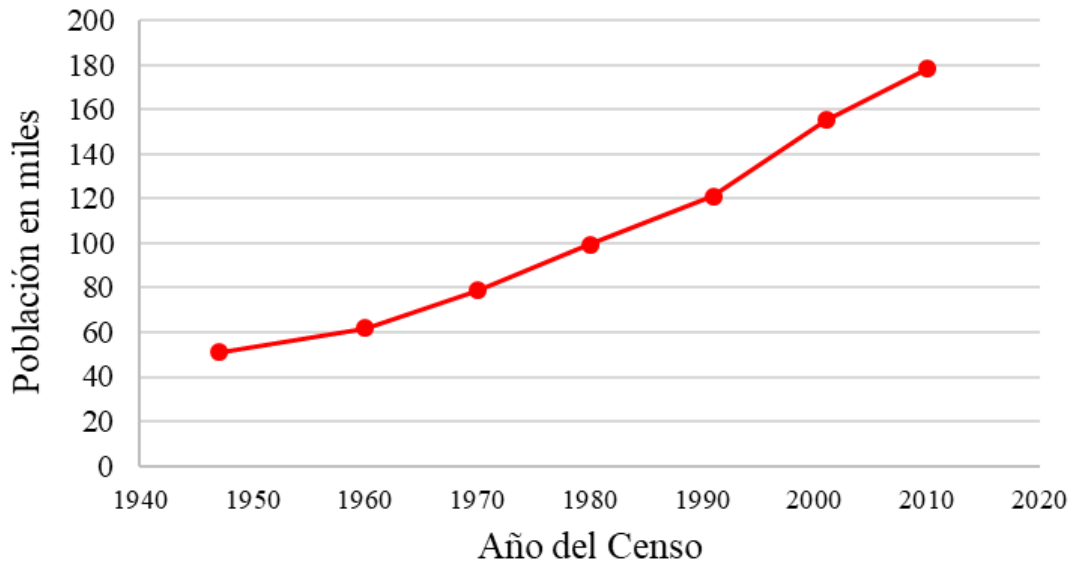


Figura 5. Población total censada de Punilla en miles, según datos publicados por el INDEC.

De la figura anterior se observa que la población en Punilla aproximadamente se ha duplicado cada 30 años, salvo en el último dato censal donde en el año 2010 la población fue de 178401 habitantes, con respecto a los 99358 habitantes del año 1980, es decir un incremento del 80%. Asumiendo que la tendencia de duplicarse la población cada 30 años se mantuviera en el futuro y, además, asumiendo que la población permanente de la zona es la de invierno (y por ende, que los picos de demanda de verano son atenuados, por los aumentos de caudales de la época estiva), se puede estimar rápidamente que si la extracción de agua potable medio de invierno actual (año 2018) es de  $0.3\text{m}^3/\text{s}$ , en 30 años será de  $0.6\text{m}^3/\text{s}$  y en 45 años de  $0.9\text{m}^3/\text{s}$ .

A partir de esto, para analizar la extracción de agua del río San Antonio, para suministrar a la población se utilizaron 3 escenarios, o niveles de demanda, al mismo tiempo garantizando el escurrimiento en el río de un caudal mínimo de  $0.2\text{m}^3/\text{s}$ : demanda actual (año 2018) =  $0.3\text{m}^3/\text{s}$ , demanda a mediano plazo (año 2048) =  $0.6\text{m}^3/\text{s}$ , demanda a largo Plazo (año 2063) =  $0.9\text{m}^3/\text{s}$ . Entre estos valores, la demanda actual representa la extracción promedio sobre el flujo superficial que realiza la COOPI en estiaje. Por otro lado, la demanda a largo plazo coincide con la capacidad proyectada de la planta potabilizadora una vez se lleven adelante las obras de expansión planificadas. Por otro lado, la demanda a mediano plazo es un valor intermedio entre los umbrales anteriores, siendo del orden de la capacidad máxima actual de suministro de la COOPI ( $0.6\text{m}^3/\text{s}$ ).

### **Escenarios climáticos (Oferta)**

Para entender qué sucede en ciclos climáticos con años secos o húmedos se realizaron escenarios de variación de montos de precipitación, aumentando o disminuyendo los valores originales en seis series nuevas: +10%, +20%, +30%, -10%, -20% y -30%. Luego se simuló los caudales de estos ciclos y se analizó el Riesgo de Escasez de Agua (REA) para compararlo con la serie de control (histórica observada).

Posteriormente, se estudian las dinámicas de variabilidad climática intrínseca de los registros de precipitación en la cuenca para generar escenarios de precipitación sintéticos y poder así estudiar el impacto en el REA del último año con datos.

## 2.3 RESULTADOS Y DISCUSIÓN

En primer lugar, a partir del modelo adecuadamente calibrado y parametrizado (Tabla 1) se desarrolla el análisis de la cantidad de días con Riesgo de Escasez de Agua (REA) potable que garantice un caudal ecológico de  $0.2\text{m}^3/\text{s}$  (Figura 6).

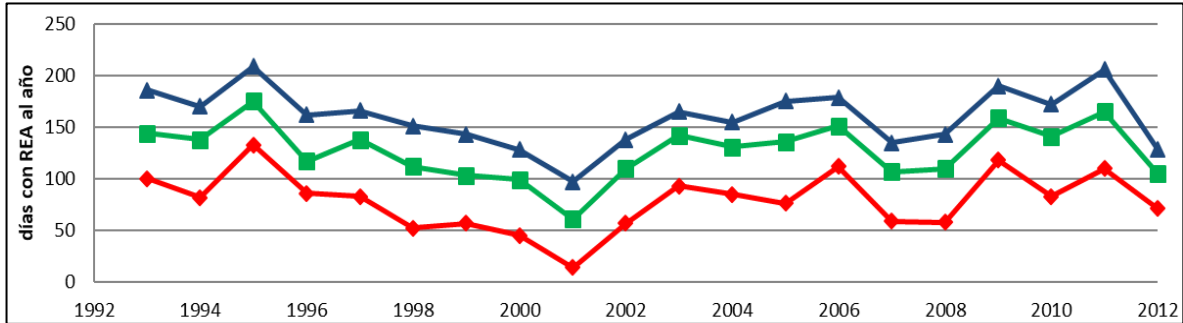


Figura 6. Cantidad de días con Riesgo de Escasez de Agua ante un consumo de  $0.3\text{m}^3/\text{s}$  (rojo),  $0.6\text{m}^3/\text{s}$  (verde) y  $0.9\text{m}^3/\text{s}$  (azul), considerando un remanente de  $0.2\text{m}^3/\text{s}$  de caudal mínimo.

Se puede observar en la Figura 6, la alta variabilidad en las escorrentías mínimas que existe entre años consecutivos y en cada nivel de demanda ( $0.3\text{m}^3/\text{s}$ ,  $0.6\text{m}^3/\text{s}$  y  $0.9\text{m}^3/\text{s}$ ), debido a que la cuenca en estudio se ubica en una región de clima húmedo con estación seca y con concentración estival de lluvia. Tal es la magnitud de las oscilaciones que las variaciones entre años consecutivos pueden ser superiores al 50%.

Un análisis de la distribución intra-anual del REA se muestra en la Figura 7, para la serie observada.

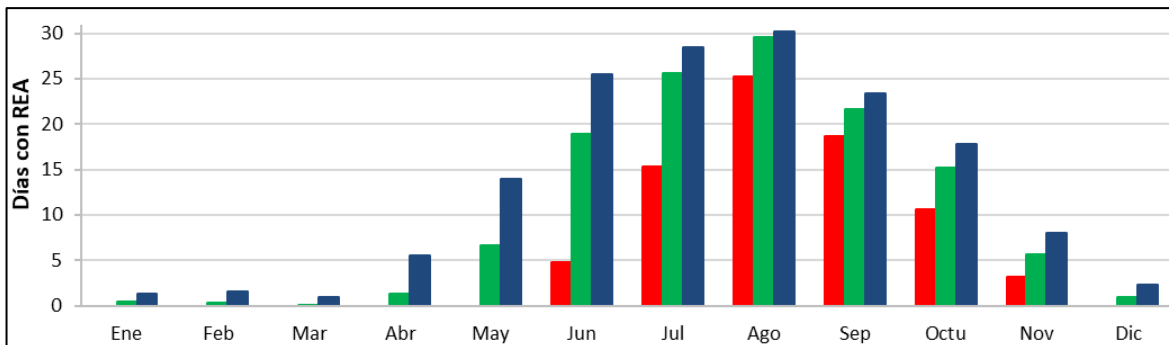


Figura 7. Número de días promedio por mes en la cuenca en la situación histórica, con REA para consumo de  $0.3\text{m}^3/\text{s}$  (rojo),  $0.6\text{m}^3/\text{s}$  (verde) y  $0.9\text{m}^3/\text{s}$  (azul), con un caudal mínimo de  $0.2\text{m}^3/\text{s}$ .

El comportamiento estacional de la Figura 7 evidencia que los meses críticos se condicen con los períodos de estiaje. Resulta alarmante a su vez el número de días con REA en la relación oferta/demanda actual de  $0.3\text{m}^3/\text{s}$  (rojo). Los caudales promedio de diciembre a abril (inclusive) pocas veces resultan menores a  $0.9\text{m}^3/\text{s}$ . Por otro lado, los meses de junio a noviembre en general resultan menores a  $0.6\text{m}^3/\text{s}$  y muchas veces inferiores a  $0.3\text{m}^3/\text{s}$ .

Con el objetivo de estudiar la sensibilidad en la respuesta de la cuenca se analizan los caudales simulados ante variaciones de precipitación en el registro observado (serie completa). Para llevar esto a cabo se varía el registro completo de precipitaciones en 6 escenarios climáticos: +30%, +20%, +10%, -10%, -20% y -30%. Con las series sintéticas de caudales que resultan de cada simulación se las contrasta con la original. Los resultados se exponen en la Figura 8, observándose que el comportamiento de las series respeta el patrón original.

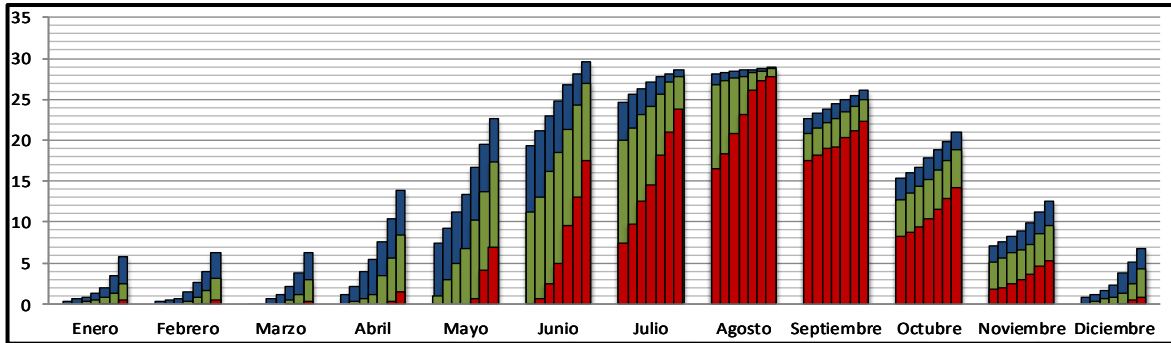


Figura 8. Número de días promedio por mes, en que los caudales simulados presentan Riesgo de Escasez del Agua con consumo de 0.3m<sup>3</sup>/s (rojo), 0.6m<sup>3</sup>/s (verde) y 0.9m<sup>3</sup>/s (azul). Las distintas barras representan siete escenarios climáticos de variaciones en los montos de precipitaciones, de izquierda a derecha: +30%, +20%, +10%, 0% (observado), -10%, -20%, -30%.

Se evidencia en la Figura 8 una respuesta directa entre las variaciones de precipitación y las variaciones de días promedio por mes con REA. Entre los meses de diciembre y marzo, las demandas de agua podrían ser satisfechas y solo en casos extremos podría haber como máximo 7 días con REA. Además, se observa que las épocas de estiaje críticas se dan entre julio y octubre, dependiendo del escenario climático. En estos meses el REA indica la recurrencia de situaciones críticas tanto para el consumo como para el caudal ecológico. Otra cosa importante es la sensibilidad de respuesta a escenarios climáticos, que es muy baja en época estival y alta al inicio de la época de estiaje.

Por otra parte, el análisis hasta aquí propuesto se centraba en analizar los patrones observados en las series de precipitación de la cuenca en estudio. A continuación, se busca estudiar las dinámicas de variabilidad climática intrínseca para generar escenarios de precipitación sintéticos y poder así estudiar el impacto en el REA del último año con datos. Es por esto que, en la Tabla 2, se comparan la media y desvío estándar anual de lluvia determinada aritméticamente y por Thiessen.

Tabla 2. Media [mm], Desvío Estándar [mm] y Coeficiente de Variación de la serie histórica de precipitación total anual para cada estación con la Media Areal y Media Aritmética.

<b>Análisis de series anuales</b>			
<b>Media Estaciones</b>	<b>Media [mm]</b>	<b>D.E. [mm]</b>	<b>C.V. (%)</b>
<b>Media Areal</b>	<b>769.07</b>	<b>160.02</b>	<b>20.81</b>
<b>Media Aritmética</b>	<b>774.04</b>	<b>201.73</b>	<b>26.06</b>

En la tabla anterior es posible observar que, aunque las medias resultantes son similares, la desviación estándar cambia, haciendo que la oscilación del Coeficiente de Variación de las estaciones en la cuenca según la media aritmética ronde el 26%, mientras que el de la media areal sea aproximadamente 20%. A partir de esto, con un criterio severo,



se adopta un valor de variaciones de 30% para generar escenarios climáticos de lluvia, y de este modo estudiar el impacto en el REA de la cuenca a partir del caudal simulado con JAMS.

Para los escenarios de variaciones de precipitación (Oferta hídrica) del año 2013 en +/- 30% y sin variación alguna, la Figura 9 muestra en 3 colores diferentes los días que habría riesgo de escasez de agua ante distintas demandas (0.3m<sup>3</sup>/s, 0.6m<sup>3</sup>/s y 0.9m<sup>3</sup>/s, en azul, verde y rojo respectivamente). Para la simulación se considera que el año hidrológico inicia en el mes de septiembre de 2012.

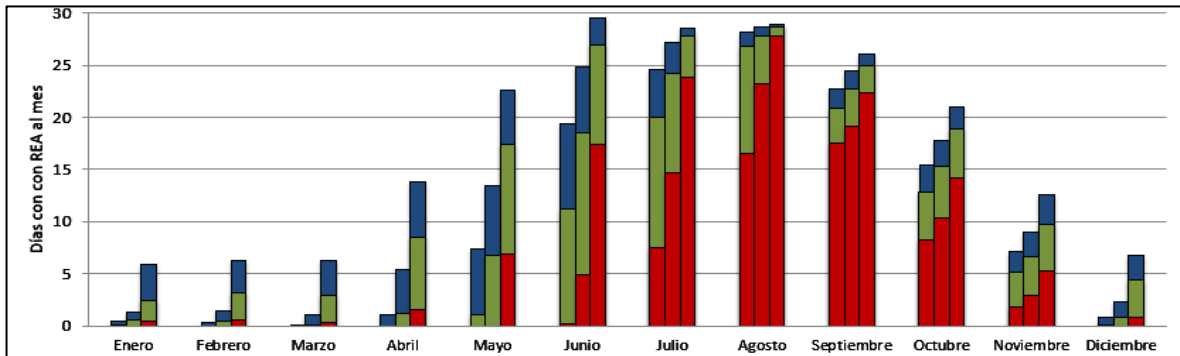


Figura 9. Número de días promedios por mes, con REA para consumo de 0.3m<sup>3</sup>/s (rojo), 0.6m<sup>3</sup>/s (verde) y 0.9m<sup>3</sup>/s (azul). Además, para tres escenarios de variaciones de precipitación del año 2013 en +30%, sin variación y -30%, en sentido de izquierda a derecha.

Al observar la Figura 9 cabe notar el claro aumento de los días con REAs al disminuir en 30% la tasa de lluvia en el año 2013, ya que los días en que pelagra el abastecimiento de agua potable y el caudal ecológico ascienden notoriamente. Esta cantidad de días críticos es mucho mayor que en el caso de no variar los datos de precipitaciones. En este caso, además, aumenta la cantidad de días en que los caudales no son suficientes para abastecer las demandas proyectadas de 0.6m<sup>3</sup>/s y 0.9m<sup>3</sup>/s, incluso en los meses del período estival. Por último, entre julio y octubre la satisfacción de la demanda de 0.3m<sup>3</sup>/s y el caudal mínimo, con 30% menos de precipitación corre grave peligro y merece especial atención para los tomadores de decisiones.

Adicionalmente, en la Figura 9 se observa que un aumento del 30% en la tasa de precipitación tiene un efecto casi nulo con respecto a la serie sin variaciones en el número de días con demandas menores a 0.9m<sup>3</sup>/s. El impacto se acentúa un poco más en las otras dos situaciones y la insatisfacción del caudal ecológico y la demanda se observa recién en junio. La Tabla 3 a continuación presenta en forma de resumen la cantidad de días promedios en el período de observación de días con Riesgo de Escasez de Agua.

Tabla 3. Cantidad de días con REA de 0.3m<sup>3</sup>/s, 0.6m<sup>3</sup>/s y 0.9m<sup>3</sup>/s, para las observaciones.

<b>Demanda de Agua Potable</b>	<b>REA Medio Anual de Observaciones</b>	<b>Cambio respecto a 0.3m<sup>3</sup>/s [%]</b>
Q<0.3m <sup>3</sup> /s	78	-
Q<0.6m <sup>3</sup> /s	126	62%
Q<0.9m <sup>3</sup> /s	158	103%

Como se observa en la tabla anterior, hay una tendencia al crecimiento de los días con REA que acompaña a las demandas de agua potable. Por ende, un crecimiento del 100% en la demanda actual (es decir, un caudal de 0.6m<sup>3</sup>/s), implica un aumento en el REA medio anual de 62%. Del mismo modo, un aumento del 200% en la demanda, implica

un REA medio anual del 103%. Es decir, el REA no crece linealmente proporcional a la demanda de agua potable.

## 2.4 SÍNTESIS

El modelo hidrológico JAMS implementado permitió analizar diferentes escenarios críticos para consumo. La atención se centró en analizar principalmente el REA (riesgo de escasez de agua) de la demanda actual de  $0.3\text{m}^3/\text{s}$  del río San Antonio, que abastece a las localidades rivereñas y a Villa Carlos Paz. Se observó que entre julio y octubre si el consumo de agua es de  $0.3\text{ m}^3/\text{s}$ , peligra considerablemente el abastecimiento de la demanda. Esto es un problema serio ya que representa el consumo actual.

Se determinó que en los 20 años de registros las precipitaciones acumuladas anuales han oscilado en un rango de entre 20% y 30% del valor medio. Estas amplias fluctuaciones son propias del clima en que se encuentra la cuenca.

Con las precipitaciones sintéticas generadas, se analizaron los caudales simulados con JAMS. Es así que se ha determinado, aunque llueva hasta un 30% más de lo normal, el riesgo de escasez de agua es crítico entre junio y octubre.

La situación actual muestra un panorama donde el REA es alto tanto en condiciones normales, como ante la variabilidad climática observada. Si consideramos el crecimiento poblacional, se observó que el riesgo aumentaría en el futuro para los escenarios de precipitación estudiados, aunque no de manera proporcional a las demandas proyectadas.

Los escenarios de precipitación hasta aquí estudiados han sido sintetizados de variaciones en las precipitaciones observadas en la cuenca. Existen grandes incertidumbres en realizar estimaciones climáticas del futuro de esta forma. Para trabajar en esta línea los modelos climáticos de circulación global (GCM) pueden ayudar a estimar escenarios climáticos basados en procesos físicos que consideran los principales forzantes climáticos en la Tierra. Analizar esta posible dinámica del clima futuro puede ser de gran utilidad para estimar el REA que enfrentan las localidades que dependen de la toma superficial del río San Antonio. Esto se realizará en capítulos subsiguientes.

# CAPÍTULO 3: DESEMPEÑO DE MODELOS CLIMÁTICOS GLOBALES REPRESENTANDO LA EVOLUCIÓN DE LA PLUVIOMETRÍA EN ÁREAS SELECCIONADAS EN LA PROVINCIA DE CÓRDOBA

## 3.1 INTRODUCCIÓN

La cuantificación y el monitoreo de los componentes del ciclo del agua y sus modificaciones ante el cambio climático son clave para una gestión adaptativa y manejo de los recursos hídricos (Field et al. 2012). Para la planificación sustentable es necesaria información espacialmente distribuida y de largos registros continuos que permita, mediante la aplicación de modelos hidrológicos, explorar alternativas de desarrollo. En zonas donde no existen registros o no son suficientemente largos, es necesario buscar herramientas que los estimen.

En la síntesis del capítulo anterior se plantea la necesidad de estudiar en mayor detalle los potenciales escenarios futuros de oferta de caudal de agua en el río San Antonio. Una alternativa para estudiar esto, son las predicciones y proyecciones hidro-meteorológicas. Las predicciones operan en términos de días o semanas, pero su incertidumbre crece proporcionalmente al umbral temporal. Si se desea hacer un análisis de proyección hidro-climática del orden de años, se deben utilizar proyecciones de modelos climáticos (CM por sus siglas en inglés).

Los Modelos Climáticos simulan lluvias y otras variables para grandes zonas geográficas. Estos además de simular condiciones históricas, simulan escenarios futuros de cambio climático fruto de distintas concentraciones estimadas de Gases de Efecto Invernadero (GEI). Sin embargo, estos modelos pueden incurrir en grandes incertidumbres y sesgos que conviene evaluar previo a su utilización como datos de entrada en modelos hidrológicos (Deidda et al. 2013). Varios estudios de inter-comparación han mostrado que no existen modelos particulares que sean mejores para todas las variables y/o regiones del planeta (ej. Gleckler et al. 2008), creando la necesidad de evaluar los modelos localmente.

Para ello, este capítulo busca generar un ranking para identificar los 3 GCM que presenten menor sesgo a escala mensual con respecto a las observaciones a escala regional. Para esto se pretende evaluar el desempeño de los Modelos Climáticos Globales, representando información pluviométrica confiable para ser usados como variable de entrada en modelación hidrológica para estudios de proyecciones climáticas.

Tanto la *variabilidad climática*, producto de las fluctuaciones del clima dentro de los límites aceptados como normales, durante períodos de tiempo cortos (años, meses, semanas); como el *cambio climático*, referido a cambios en períodos de tiempo prolongados (décadas o más) debidos a variabilidad natural o a actividad antrópica, están cobrando una importancia significativa en la gestión de los recursos. Es sumamente probable que más de la mitad del aumento observado en la temperatura media global en superficie en el período de 1951 a 2010 haya sido causado por la combinación del incremento de las concentraciones de Gases de Efecto Invernadero (GEI) antrópicas y de otros forzamientos antrópicos (IPCC, 2013).

La emisión de GEI y otros gases, dióxido de carbono (CO<sub>2</sub>), el metano (CH<sub>4</sub>) y el óxido nitroso (N<sub>2</sub>O), están causando un impacto negativo sobre la atmósfera, contribuyendo a la alteración de los patrones globales del clima. Los impactos específicos del cambio

climático son difíciles de identificar y el debate continúa acerca de cuáles patrones de cambio obedecen a las emisiones de GEI y cuáles a los ciclos climáticos naturales. No obstante, su impacto sobre los sectores más vulnerables de la sociedad se hace cada vez más evidente.

Algunas de las tendencias de calentamiento, identificadas por la Organización Meteorológica Mundial, no están ligadas directamente con el cambio climático, pero sí con cambios globales. Estos contribuyen al calentamiento global como resultado del uso de materiales de construcción que cambian las propiedades térmicas de la superficie, incremento de la urbanización, alteraciones en el uso del suelo, tala de bosques, etc. Estas variaciones del sistema climático tienen notables efectos en el ciclo hidrológico, porque están estrechamente ligadas en un sistema complejo de retroalimentación. Definiendo que los cambios en el clima inducen modificaciones en los sistemas hidrológicos, que a su vez inducen variaciones climáticas. Uno de los grandes desafíos de la humanidad será prepararse para afrontar de manera adecuada los efectos del cambio climático y el posible aumento en la frecuencia de sequía e inundaciones. Esto, junto con la creciente demanda, pone de manifiesto la necesidad de realizar evaluaciones del riesgo de escasez de agua, en especial en zonas climáticas de transición.

## **3.2 MATERIALES Y MÉTODOS**

### **3.2.1 Modelos Climáticos**

Un Modelo Climático es una herramienta numérica utilizada para simular el pasado, presente y futuro del clima de la Tierra. Los Modelos Climáticos Globales son convenientes para dar predicciones climáticas de gran escala, pero sin relevancia directa a evaluaciones hidrológicas al nivel de cuencas de ríos (Deidda et al., 2013). Estos son modelos en tres dimensiones espaciales y en tiempo, de tipo matemático de circulación atmosférica y se basan en las ecuaciones de movimiento de fluidos (Conservación de Energía y Navier-Stokes) sobre una esfera rotatoria utilizando términos termodinámicos para las diversas fuentes de energía (radiación, calor latente) e integrándolas en el tiempo.

Las ecuaciones antes mencionadas sirven de base para modelos complejos programados y resueltos en grandes computadoras que normalmente se utilizan para simular el sistema climático bajo distintas condiciones de concentración de gases de efecto invernadero (GEI) en la atmósfera, de aerosoles de origen natural y antrópico, de la radiación solar y de otros efectos antrópicos sobre el clima como el cambio de uso del suelo. De este modo se busca representar los procesos físicos (y en menor medida químicos y biológicos) que se producen en la atmósfera, océanos, criósfera y la superficie terrestre y de alguna manera en la biosfera.

Actualmente, los GCMs simulan el clima considerando un retículo tridimensional sobre la Tierra con una resolución horizontal en general de entre 60 y 200 Km, y de hasta 60 niveles verticales en la atmósfera y similarmente en el océano. A su vez, parte de los errores de los GCMs en la representación de los climas regionales provienen de su baja resolución horizontal. Esto incide particularmente en las regiones que presentan fuertes accidentes topográficos o contrastes térmicos. Este problema se podría abordar con modelos climáticos regionales de más alta resolución ("RCM" por sus siglas en inglés) que, por su mayor demanda computacional, se los circunscribe a una determinada región. Sin embargo, en el área de estudio no se han desarrollado aún Modelos Climáticos a escala regional siguiendo las Trayectorias de Concentración Representativas propuestas por la fase 5 del Proyecto de Inter-comparación de modelos acoplados ("CMIP5" por sus siglas en inglés) del Panel Intergubernamental de expertos sobre

Cambio Climático ("IPCC" por sus siglas en inglés). Además, la experiencia indica que, aunque en algunas zonas, en particular las montañosas, los RCMs pueden mejorar las simulaciones climáticas de los GCMs, sus errores aún pueden ser importantes.

### 3.2.2 Escenarios de Emisiones de Gases de Efecto Invernadero (GEI)

En términos generales, un forzamiento radiativo (en watts por metro cuadrado,  $W/m^2$ ) en el contexto climático significa cualquier cambio en la radiación (calor) incidente o excedente en un sistema climático. Este forzamiento puede deberse a cambios en la radiación solar entrante, o a variaciones en las cantidades de gases activos radiativos. Tal es así que, un forzamiento positivo calentaría el sistema climático, mientras que uno negativo lo enfriaría. Considerando el sistema climático de la Tierra, las posibles causas de forzamiento radiativo son: un cambio en la radiación solar incidente o los efectos de los cambios en las concentraciones de gases de efecto invernadero en la atmósfera. Tal es así, que los GCMs surgen como una herramienta aceptable para el desarrollo de escenarios climáticos globales, resultantes de hipótesis sobre futuras concentraciones de Gases de Efecto Invernadero (GEI).

Por otro lado, analizando datos históricos, el forzamiento radiativo total es positivo y ha dado lugar a la absorción de energía por el sistema climático. La principal contribución al forzamiento radiativo total proviene del aumento en la concentración de  $CO_2$  en la atmósfera que se viene produciendo desde 1750.

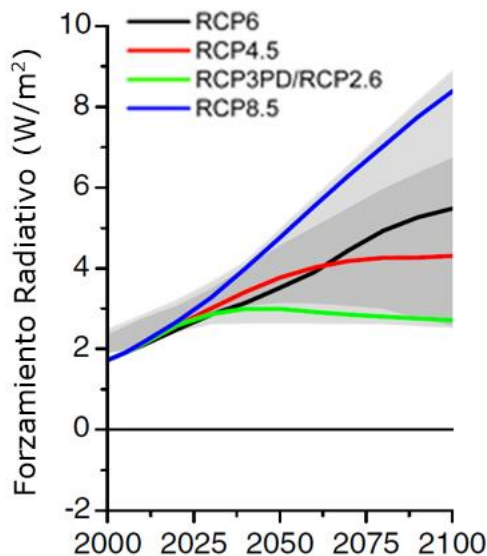


Figura 10. Trayectorias de Concentración Representativas (IPCC, 2014).

Los resultados de los GCMs de la fase 5 del Proyecto de Inter-comparación de modelos acoplados ("CMIP5" por sus siglas en inglés) del Panel Intergubernamental de expertos sobre Cambio Climático ("IPCC" por sus siglas en inglés), se basan en Trayectorias de Concentración Representativas ("RCP" por sus siglas en inglés) de Gases de Efecto Invernadero en la Capa Atmosférica. Estos escenarios de concentración se definen, y diferencian entre sí, por el Forzamiento Radiativo al que llegarían a fines del siglo XXI, Figura 10. En dicha figura se observan los cuatro escenarios futuros propuestos por el IPCC en el CMIP5 (RCP8.5, RCP6.0, RCP4.5 y RCP2.6) con los rangos de incertidumbre de cada trayectoria.

El objetivo de trabajar con escenarios no es el de predecir el futuro, sino de entender mejor las incertidumbres y los posibles resultados. De este modo se pueden evaluar bajo un amplio rango de futuros posibles, que tan robustas son las diversas decisiones u opciones por tomar (IPCC, 2014).

### 3.2.3 Base de datos de Modelos Climáticos utilizada en esta tesis

En esta tesis se utilizaron Modelos Climáticos Globales que simulan variables hidrometeorológicas re-escaladas a 0.5 grados (50km aproximadamente) por el CIMA-UBA para la "Tercera Comunicación Nacional de Cambio Climático" o 3CN (3CN: <http://3cn.cima.fcen.uba.ar/>). La base de datos se consultó a principios del 2016 y se obtuvieron datos de todos los GCMs disponibles en ese momento. Los modelos corresponden al CMIP5 (Tabla 4) y sólo se trabajó con las variables diarias PR\_DD (lámina de lluvia diaria en mm) y TAS (Temperatura media del Aire en la Superficie terrestre en °C), TASMÍN (Temperatura Mínima en °C) y TASMÁX (Temperatura Máxima en °C), obtenidas en formato NetCDF. Los datos fueron estandarizados por el CIMA-UBA con fecha al formato Gregoriano estándar de 365 días por año, y una ventana temporal desde el 01/01/1961 hasta el 31/12/2010.

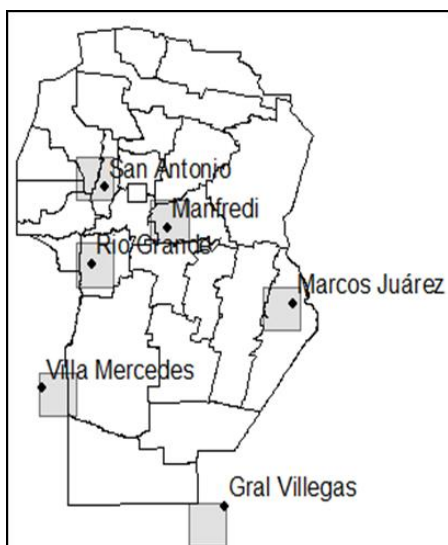
En esta tesis se trabajó sobre dos trayectorias de forzamiento radiativo: RCP4.5 y RCP8.5. El primero corresponde a emisiones moderadas, pero no a un escenario de extrema mitigación del cambio climático como en el del RCP2.6. Por otra parte, el escenario RCP 8.5 corresponde al caso extremo en que las emisiones continuarán creciendo con las tendencias actuales hasta fin de siglo. El RCP 2.6 y el 6.0 comparten similitudes al principio de la serie con el RCP4.5, diferenciándose a partir de 2030. El RCP 2.6 continúa demasiado conservador para la realidad actual y el RCP 6.0 es intermedio de alguna manera, por lo que se analizarán como mínimo y máximo solo RCP4.5 y RCP8.5.

Tabla 4. Base de Datos de GCMs utilizada.

Acrónimo	País	Institución
1 NCAR-CCSM4	EEUU	NASA - Community Climate System Model.
2 CMCC-CM	ITALIA	Euro-Mediterranean Center on Climate Change.
3 CNRM-CM5	FRANCIA	National Centre for Meteorological Research.
4 CSIRO-Mk3-6-0	AUSTRALIA	Commonwealth Scientific and Industrial Research Org.
5 GFDL-ESM2G	EEUU	NOAA - Geophysical Fluid Dynamics Laboratory.
6 IPSL-CM5A-MR	FRANCIA	Institut Pierre Simon Laplace.
7 MPI-ESM-LR	ALEMANIA	Max Planck Institut.
8 MRI-CGCM3	JAPÓN	Meteorological Research Institute.
9 NorESM1-M	NORUEGA	Norwegian Climate Center's Earth System Model.

Se definen como ventanas temporales de la modelación, un periodo de validación, llamado histórico (1960-2010), y 2 periodos de modelación, el futuro cercano (2015-2039) y el futuro lejano (2075-2099). El periodo histórico será utilizado para comparar patrones climáticos de precipitación con observaciones. A partir de lo observado en la Figura 10, se desea evaluar la evolución de los modelos en los años más próximos a la fecha de inicio de la simulación (curvas próximas entre sí) y al final del periodo de simulación (mayor separación entre curvas).

### 3.2.4 Áreas de Aplicación



Se han seleccionado seis puntos de control dentro de la Provincia de Córdoba (Argentina) que debido a la longitud de los registros (Tabla 5) y a la distribución espacial dentro de la provincia permiten hacer un análisis espacial de las distintas dinámicas de lluvia observadas, Figura 11. A partir de este análisis, será posible estudiar la magnitud del sesgo de los Modelos Climáticos utilizados y poder así proceder a la corrección de estos.

Los registros de las estaciones utilizadas provienen de distintas bases de datos:

INTA: Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria.

INA-CIRSA: Instituto Nacional del Agua/Centro de la Región Semi-Árida

BDHI: Base de Datos Hídrica Integral

Figura 11. Ubicación de los puntos de control seleccionados para el análisis.

Tabla 5. Puntos de control Pluviométricos seleccionados

	<b>Punto de control</b>	<b>Altura [msnm]</b>	<b>P Anual [mm/año]</b>	<b>Longitud Serie [años]</b>
<b>1</b>	INTA - Gral Villegas	125	862	42
<b>2</b>	INTA - Manfredi	300	771	47
<b>3</b>	INTA - M. Juárez	200	898	47
<b>4</b>	INTA - V. Mercedes	500	662	45
<b>5</b>	BDHI – Media Areal - Rio Grande	1700	1071	58
<b>6</b>	INA-CIRSA - Media Areal - San Antonio	1250	797	22

Cabe resaltar que todos los puntos de control del INTA, son representados cada uno por una única estación y que los restantes puntos son obtenidos por la media areal de las estaciones, este es el caso de la cuenca de río Grande dentro de la cuenca alta del río Calamuchita (también llamado río Tercero) y del río San Antonio. La media areal de estas últimas estaciones fue realizada para poder hacer una comparación directa de las observaciones con el píxel de los modelos climáticos.

La elección de estos puntos se basó en que todas las series de Precipitaciones (a excepción de San Antonio) poseen una longitud de serie aproximadamente similar a los modelos climáticos en su fase histórica (1960-2010) y satisfacen los tests estadísticos para la validación de series de tiempo y de tendencia climática. Por otro lado, la inclusión de la media areal de las estaciones en la cuenca del río San Antonio cobra particular interés para el análisis de disponibilidad de agua potable, como se discutió en el capítulo anterior. Por último, los puntos de control elegidos presentan una buena distribución espacial en la Provincia de Córdoba, permitiendo así realizar una comparación espacial de las simulaciones de GCMs complementaria al análisis de magnitud de los valores simulados.

### 3.2.5 Análisis de datos

Para analizar los datos climáticos obtenidos de la 3CN, fue preciso convertir el formato de los archivos de los 9 modelos climáticos del formato NetCDF al formato Matlab. Allí

se generó un dominio espacial de la provincia de Córdoba en formato matricial para datos de Precipitación y Temperatura, a paso temporal diario, para cada una de las ventanas temporales.

En primera instancia, se grafican los valores medios por píxel de Precipitación Total Anual de los 9 GCMs utilizados para el análisis en el marco espacial de la Provincia de Córdoba. Dicha precipitación media se determina a partir de la media aritmética de la Precipitación Total Anual (PTA) para cada Modelo Climático Global, en cada período de análisis (Histórico, Futuro Cercano y Futuro Lejano) y para cada escenario de forzamiento radiativo analizado en los períodos futuros (RCP 4.5 y 8.5).

A partir de las medias aritméticas de las PTA antes expuestas, se estudiarán cada uno de los GCMs y la media aritmética de ellos en los períodos futuros, y para el RCP 4.5 y el RCP 8.5, con respecto al período histórico por medio de hacer el cociente entre los píxeles de los diferentes modelos para las mismas ubicaciones.

Por otro lado, ya que no todas las series en los puntos de observación coinciden en su totalidad con la ventana temporal de la fase histórica de los GCMs, y dado que los modelos buscan simular la climatología y no exactamente lo que sucedió un determinado día, mes o año, se realizará la comparación entre GCMs y observaciones con los estadísticos descriptivos: media mensual (Ec 3.1), desvío estándar mensual (Ec 3.2) y coeficiente de variación (Ec 3.3) de las series históricas de  $N_y$  años de lluvias y temperatura, con inicio  $y_0=1961$ .

$$\mu_m(s) = \frac{1}{N_y} \sum_{y=y_0}^{y_0+N_y-1} P_m(s, y) \quad [\text{Ec 3.1}]$$

$$\sigma_m(s) = \sqrt{\frac{1}{N_y - 1} \sum_{y=y_0}^{y_0+N_y-1} [P_m(s, y) - \mu_0(s)]^2} \quad [\text{Ec 3.2}]$$

$$C.V._m(s) = \frac{\sigma_m(s)}{\mu_m(s)} \quad [\text{Ec 3.3}]$$

Donde  $P_m$  es la precipitación producida por el modelo climático  $m$  ( $m = 1, \dots, 9$ ) en el mes  $s$  ( $s = 1, \dots, 12$ ) y el año  $y$  ( $y = 1961, 1962, \dots, 2010$ ). Además, se define con subíndice  $m=0$  a las observaciones en cada área de estudio, resultando así  $\mu_0$  la media de las observaciones.

Posteriormente, se realiza la media mensual de los  $m$  ( $m = 1, \dots, 9$ ) modelos y se determina el error relativo a la media de las observaciones (ec. 3.4), en valor absoluto para cada mes  $s$  ( $s = 1, \dots, 12$ ) de toda la serie.

$$E\mu_m(s) = \frac{1}{12} \sum_{s=1}^{12} |\mu_m(s) - \mu_0(s)| \quad [\text{Ec 3.4}]$$



### 3.3 RESULTADOS

#### 3.3.1 Comparación del patrón espacial medio de los modelos

En primera instancia, se realiza un análisis espacial de la calidad de los datos de Modelos Climáticos Globales en la región de la Provincia de Córdoba. En la Figura 12 se grafican las precipitaciones acumuladas anuales medias de cada píxel en el período histórico (1961-2010), para cada uno de los GCMs analizados, y el promedio por píxel entre los modelos, llamado "PROMEDIO".

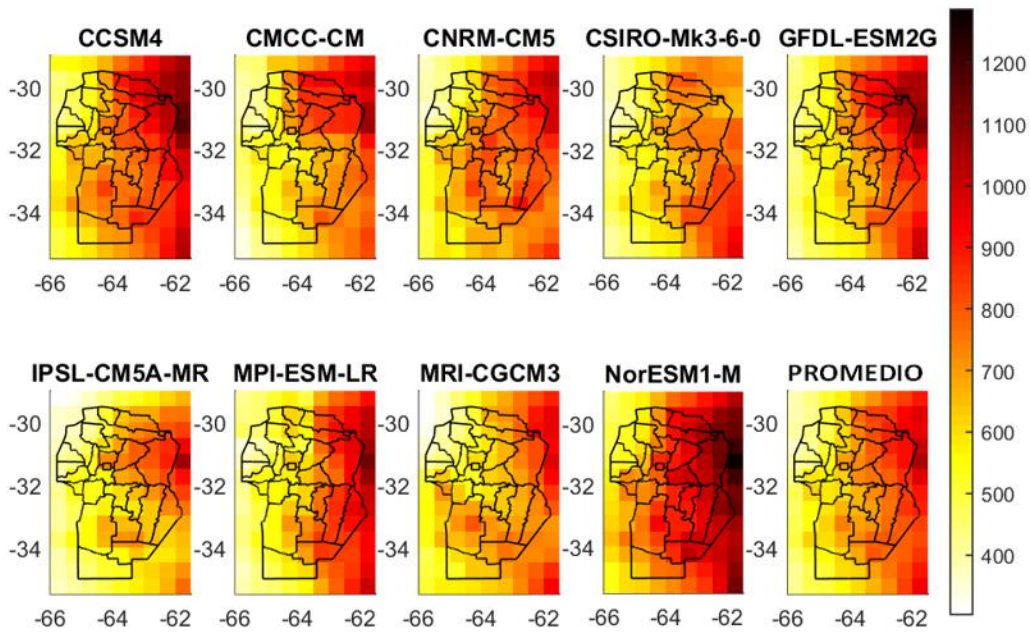


Figura 12. Precipitación media anual por píxel de cada GCM y el Promedio, en el período 1961-2010.

Como se observa en la figura anterior, la magnitud de las precipitaciones varía entre los distintos modelos de 1100mm a 700mm en el Este y entre 800mm y 500mm en el Oeste. Por otro lado, a continuación se muestran el PROMEDIO de la Figura 12 y la Figura 1.

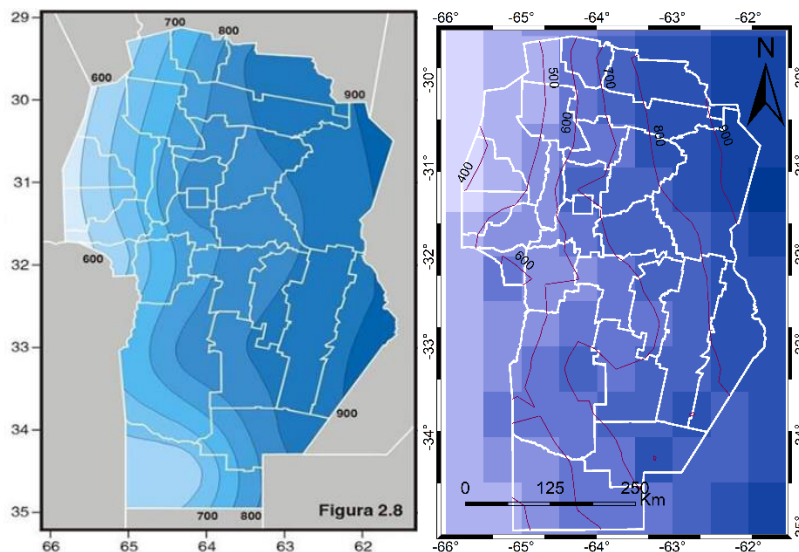


Figura 13. Comparación entre Promedio de GCMs en el período histórico (1961-2010) y las observaciones en la Provincia de Córdoba.

En la figura anterior muestra que el patrón de Este a Oeste se corresponde entre el PROMEDIO de los GCMs y las observaciones. Sin embargo, en el lado oeste de la provincia, los modelos en promedio parecen sub-estimar la media de las precipitaciones acumuladas anuales en 100mm. Por otro lado, la falta de resolución espacial de los GCMs se ve manifestada en las formas angulosas de las isohietas.

Continuando con la exploración de los modelos, para analizar las variaciones en el tiempo de los valores medios de precipitaciones totales anuales (PTA), se realizó la relación píxel a píxel entre las PTA futuras con respecto a la fase histórica (1961-2010). Tal es así que en la Figura 14 y la Figura 15 se muestran las relaciones, píxel a píxel para cada modelo en Córdoba, con los GCMs en el Futuro Cercano (2016-2040) y para RCP 4.5 y 8.5, respectivamente. Del mismo modo, la relación con los GCMs en el Futuro Lejano (2076-2100) y en el período Histórico se muestra en la Figura 16 y la Figura 17, para los RCP 4.5 y 8.5, respectivamente.

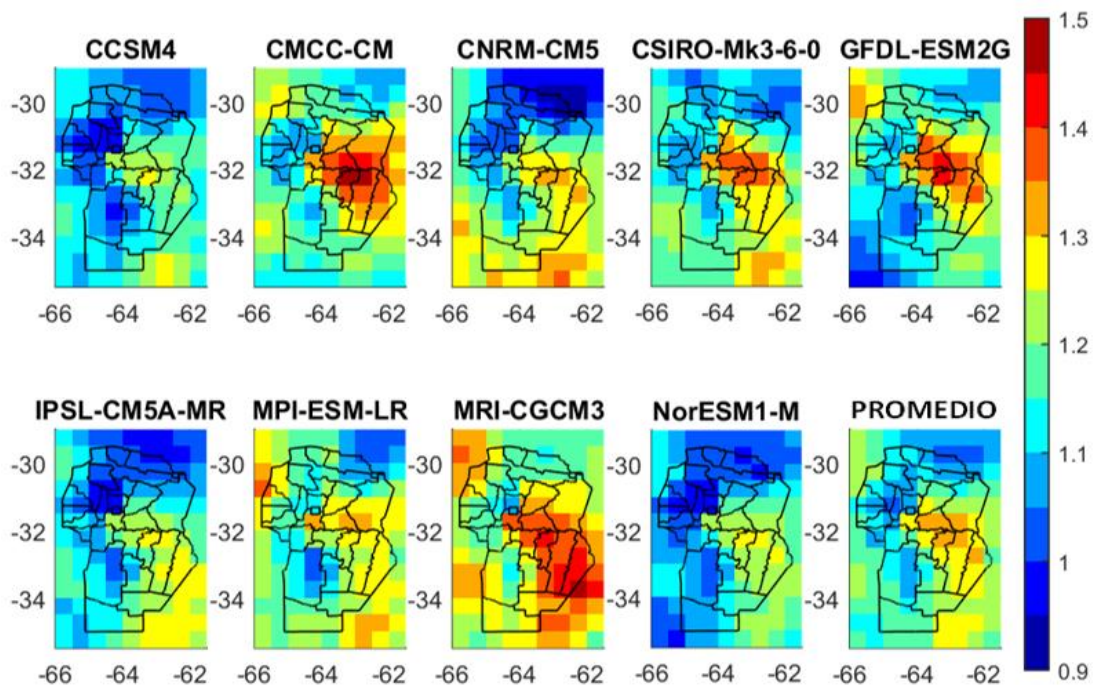


Figura 14. Relación entre precipitación total anual media de los GCMs para el período 2016-2040 y RCP 4.5 con respecto al período histórico.

Como se observa en la Figura 14, los valores medios de PTA generales en el futuro cercano para RCP 4.5 hacia el Sur-Este de la Provincia muestran un aumento significativo respecto al período Histórico. Estos aumentos en algunos modelos como CMCC, GFDL y MRI logran alcanzar aumentos de hasta 50% en áreas puntuales, sin embargo, como se muestra en el cuadro PROMEDIO, estos valores en la media no alcanzan dichos umbrales, aumentando la precipitación total anual en algunas áreas sólo en el orden del 30%.

Por otro lado, hay algunas zonas como el centro o Nor-Este que muestran relaciones entorno a la unidad por lo que su variación media respecto al período histórico podría asumirse nula. Además, todos los modelos mostrados en la Figura 14, y como se observa en el cuadro "PROMEDIO", presentan relaciones medias próximas a la unidad en la zona del cordón montañoso que atraviesa de en dirección Norte-Sur a la provincia conocido

como "Sierras de Córdoba", sector donde se originan los escurrimientos de los principales ríos de la Provincia.

Por último, como se observa al Nor-Oeste del Centro de la Provincia hay un leve decrecimiento de la Precipitación Total Anual. Esto coincide con la zona conocida como "Traslasierra". Este nombre se atribuye a un conjunto de localidades ubicadas al Oeste del sector Norte del cordón montañoso antes enunciado como "Sierras de Córdoba".

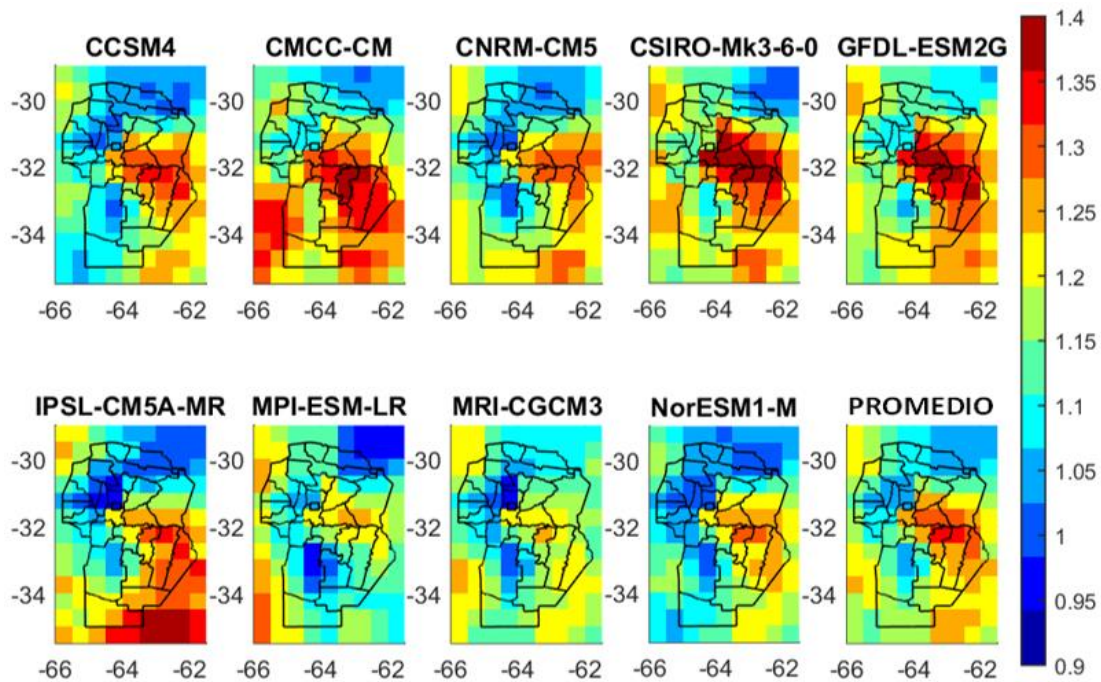


Figura 15. Relación entre precipitación total anual media de los GCMs para el período 2016-2040 y RCP 8.5 con respecto al período histórico.

Del mismo modo que lo visto en la Figura 14, la figura anterior muestra, para RCP 8.5 en el futuro cercano, que en general la PTA hacia el Sureste de la Provincia aumentaría significativamente. Según algunos GCMs, estos aumentos serían de hasta el 40% y del 20% según otros, en ambos casos cubriendo áreas de gran extensión. En este sentido, el cuadro PROMEDIO remarca que en general la tendencia sería que las precipitaciones crezcan en la zona Sur-Este de la provincia.

En cuanto a los déficits hídricos, a pesar de que algunos modelos como IPSL, MPI y MRI muestran déficits del 10% respecto al período histórico en las zonas de Traslasierras, Sierras de Córdoba o Nor-Este, los cambios en el cuadro PROMEDIO no son tan grandes respecto al RCP4.5. Tal es así que el cuadro PROMEDIO, muestra cocientes medios próximas a la unidad en las zonas antes enunciadas.

La Figura 16, muestra cómo algunos GCMs, en el futuro lejano para RCP 4.5, tienen valores medios de PTA mucho menores (de hasta el 20% el IPSL y el MPI) y mucho mayores (de hasta el 50% el MRI y el CSIRO) respecto al período Histórico. Estos aumentos no se manifiestan en áreas puntuales, más bien se observan en áreas de mayor extensión.

A raíz de la gran variedad de resultados entre los diferentes modelos, los extremos hídricos observables en los distintos modelos resultan atenuados en el cuadro

PROMEDIO. Tal es así que muchas áreas que en el futuro cercano se mostraban con déficits hídricos, ahora se encuentran en régimen nulo o con leves incrementos. Del mismo modo, los aumentos de PTA se ven disminuidos, alcanzando valores puntuales de hasta el 30% pero del 20% en áreas mayores.

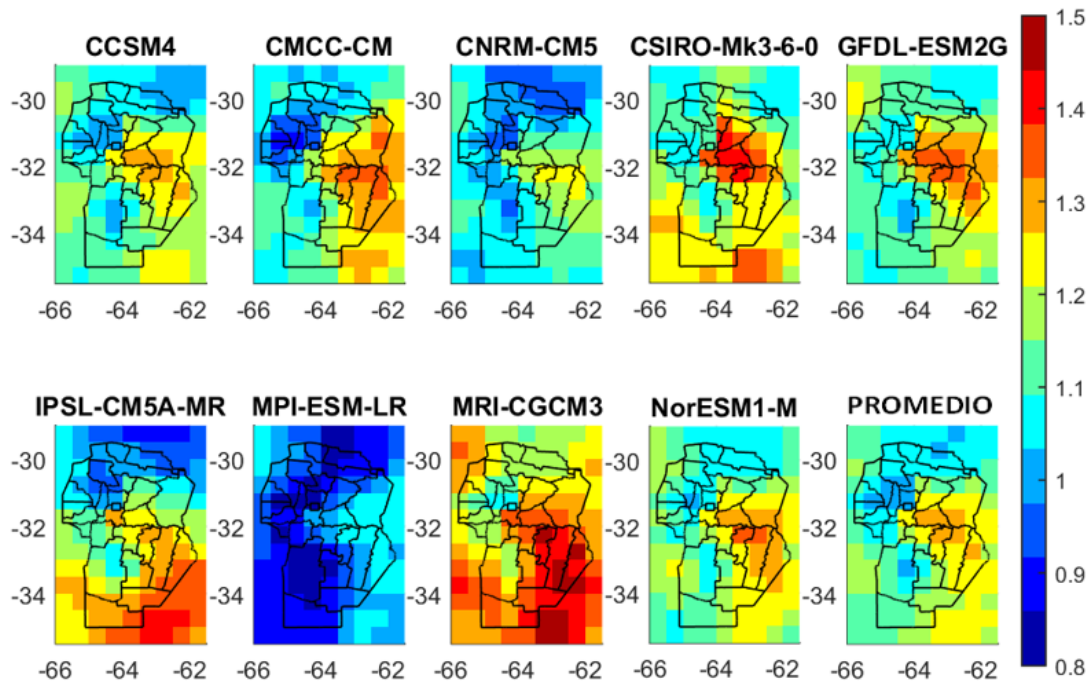


Figura 16. Relación entre precipitación media anual de los GCMs para el período 2076-2100 y RCP 4.5 con respecto al período histórico.

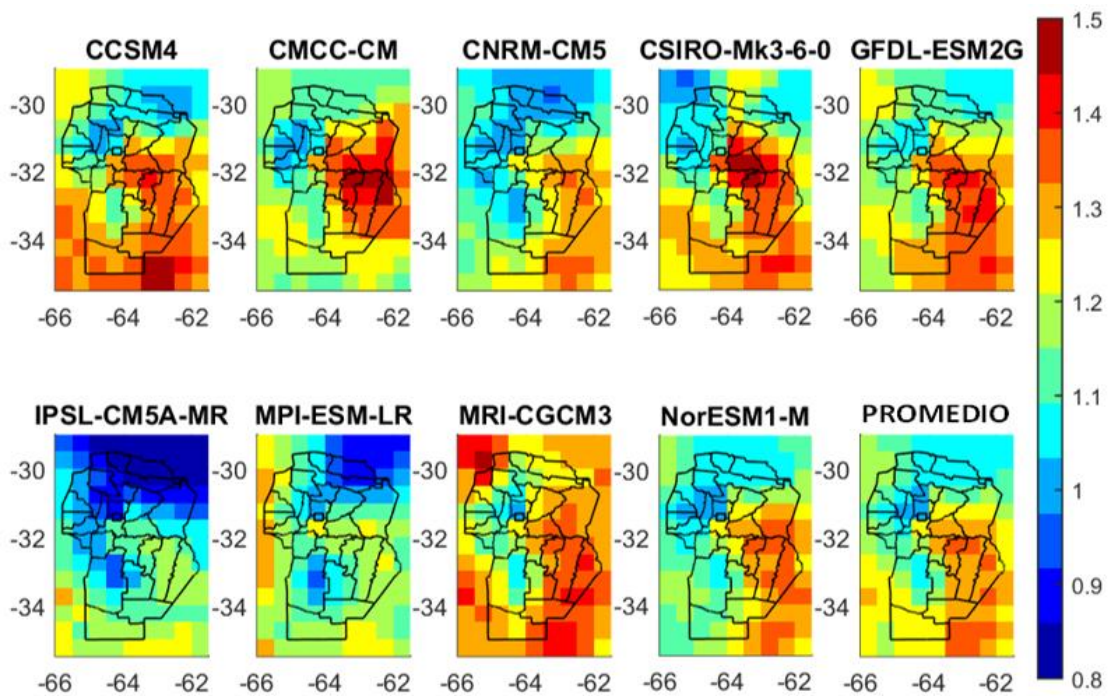


Figura 17. Relación entre precipitación total anual media de los GCMs para el período 2076-2100 y RCP 8.5 con respecto al período histórico.

La Figura 17, muestra cómo las PTAs medias de algunos GCMs en el futuro lejano para RCP 8.5, prevén extremos hídricos más pronunciados que otros. Del mismo modo que en la Figura 16, algunos GCMs tienen áreas de gran extensión con valores medios de PTA mucho menores (de hasta el 20% el IPSL y el MPI) y otros mucho mayores (de hasta el 50% el MRI, CMCC y el CSIRO) respecto al período Histórico.

En este caso, el cuadro PROMEDIO no muestra déficits hídricos, posicionando a las Sierras de Córdoba, a Traslasierras y al sector Nor-Este con incrementos del orden de entre un 0% y 10%. Por otro lado, los aumentos de PTA resultan disminuidos en el PROMEDIO con respecto a algunos GCMs, alcanzando valores puntuales de hasta el 40%, pero del 30% en áreas mayores.

Se observó así que en la Figura 14 y la Figura 15, los valores medios en el futuro por lo general aumentan especialmente en el RCP 8.5. Se observa que los incrementos alcanzan el 40%, aunque en algunas zonas puntuales hay valores de 20% menos a la media. En el caso de la Figura 16 y la Figura 17 los incrementos son aún mayores a los anteriores y en algunos modelos se observan zonas de déficit de lluvias, principalmente al Norte Provincial.

A modo de resumen de lo antes expuesto en la Figura 18 se exponen las relaciones del PROMEDIO de cada período y RCP analizado, en relación con el PROMEDIO histórico, para así analizar, en cada píxel, las variaciones de las Precipitaciones Totales Anuales en el tiempo.

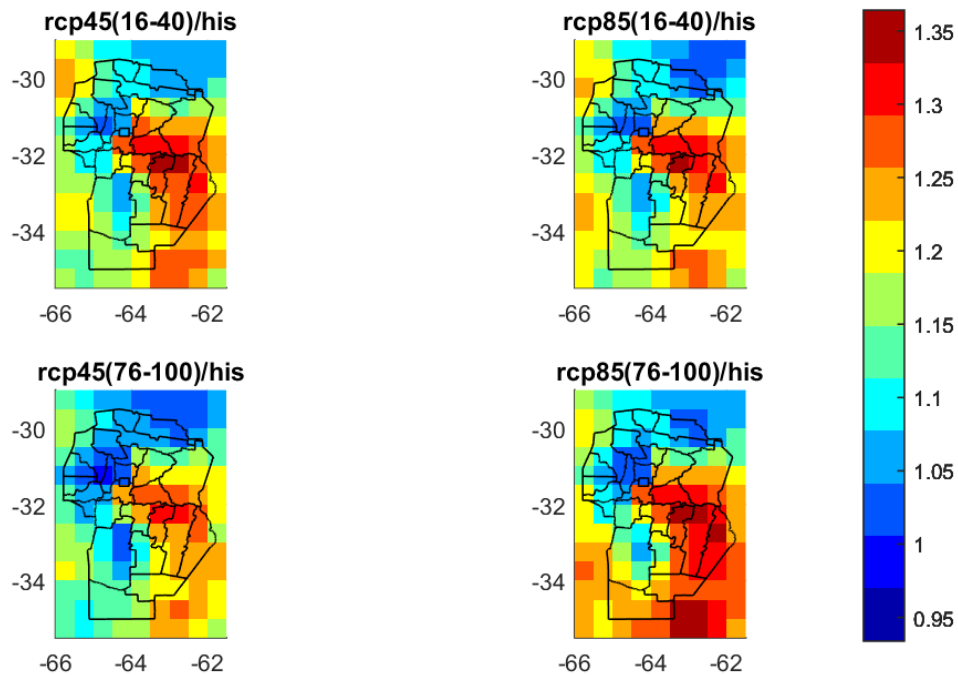


Figura 18. Relación entre PROMEDIO de precipitación total anual media de los GCMs para las distintas proyecciones, en relación con el período histórico.

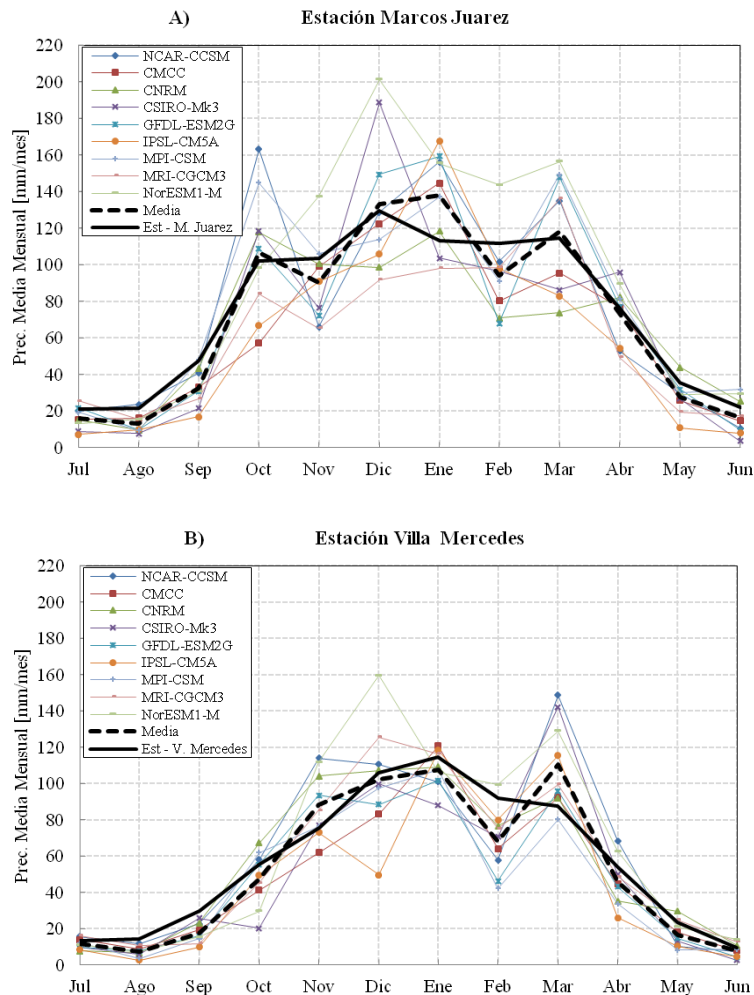
Las relaciones entre las medias de los GCMs en los períodos futuros y para ambos RCP con el promedio del período histórico de las precipitaciones totales anuales, mostradas en la Figura 18, presentan algunas zonas puntuales con leves déficits hídricos con respecto al período histórico en las sierras de Córdoba (Centro-Sur-Oeste), en la zona de Traslasierras (Centro-Nor-Oeste) y al Nor-Este.

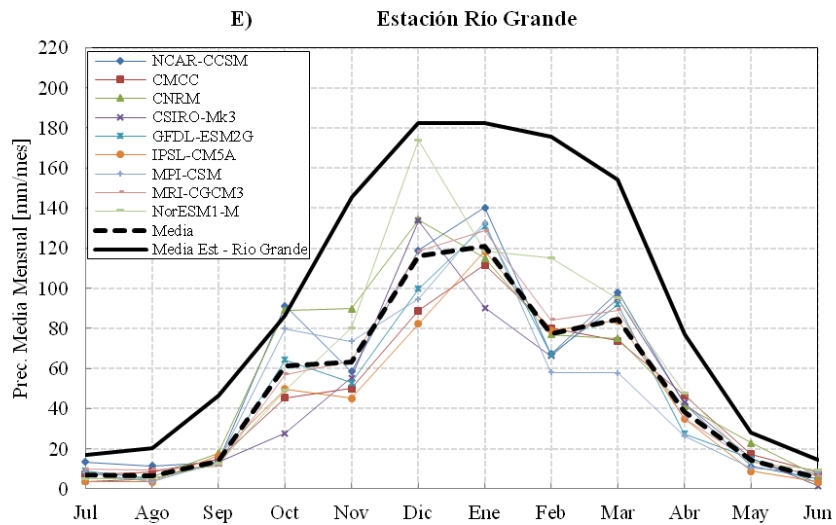
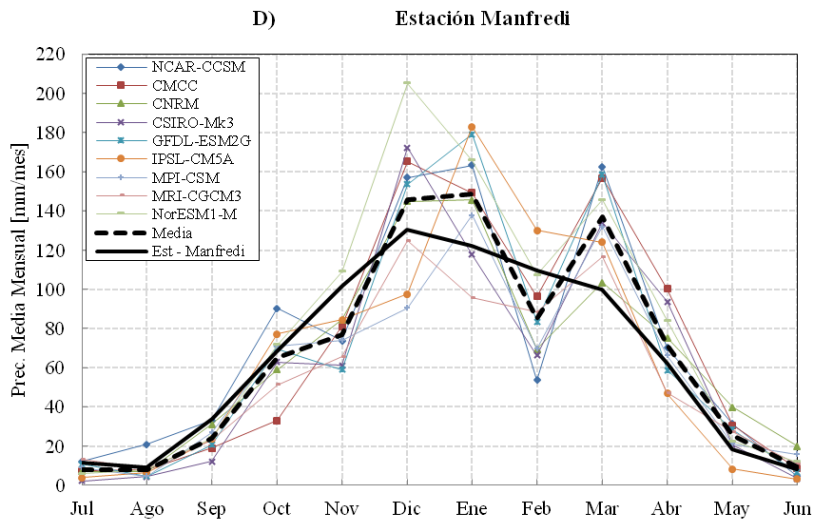
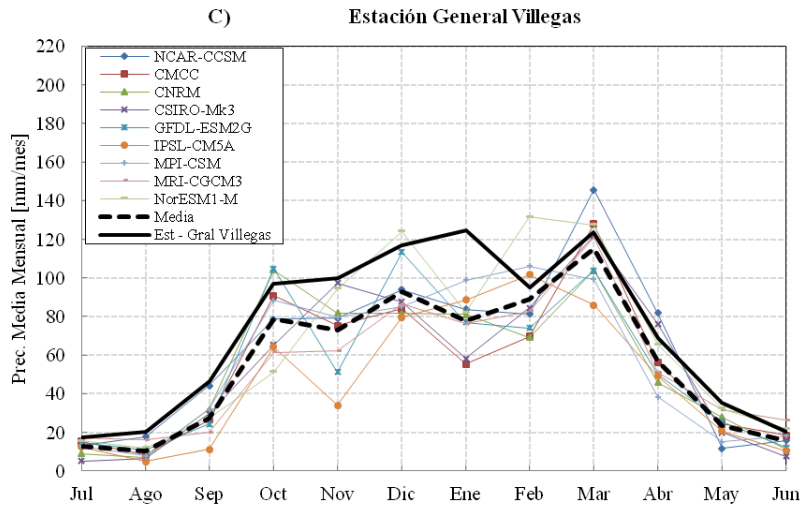
Por otro lado, en el cuadrante Sureste de la Provincia los GCMs simulan en promedio, PTAs superiores a las históricas entre un 25% y 35%, esto se corresponde con los valores utilizados en el capítulo anterior para sintetizar precipitaciones. Estas observaciones deberán ser tenidas en consideración por los tomadores de decisiones en políticas públicas estratégicas concernientes a la mitigación y adaptación en cuanto a los impactos de estas precipitaciones.

### 3.3.2 Análisis Temporal

El análisis espacial anterior resulta de gran utilidad para comprender las dinámicas espaciales de los distintos GCMs en los períodos futuros, y para cada RCP, respecto a los períodos históricos. Sin embargo, es preciso analizar las dinámicas temporales de los modelos para explorar si los modelos climáticos se corresponden con las observaciones in-situ de estaciones terrenas.

Las figuras a continuación muestran, para el período histórico y en cada una de las estaciones terrenas propuestas para el análisis, una comparación entre los valores observados y los simulados por los diferentes GCMs en cuanto a las Precipitaciones Medias Mensuales (Figura 19) y sus Coeficientes de Variación mensuales (Figura 20).





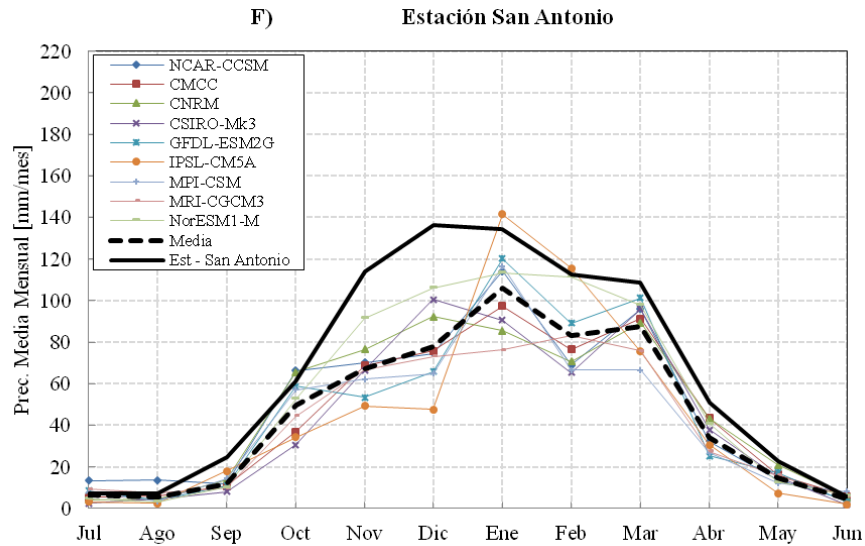


Figura 19. Media Mensual de precipitación para cada GCMs en contraste con observación terrena.

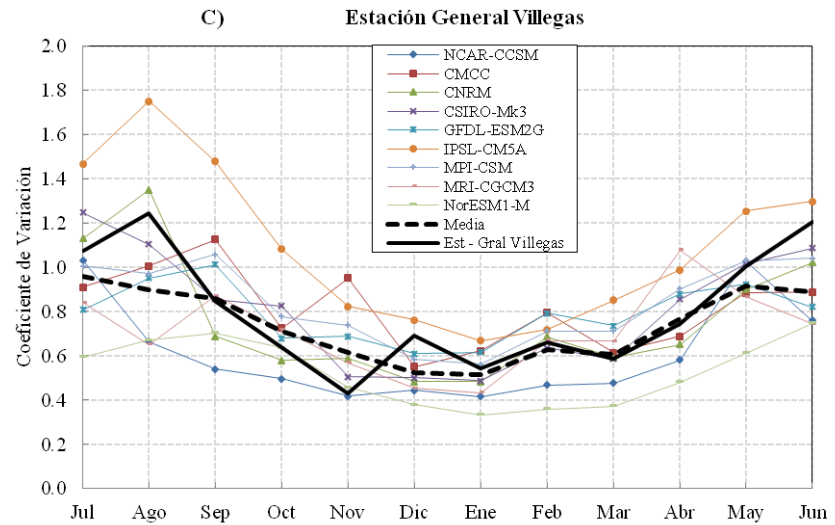
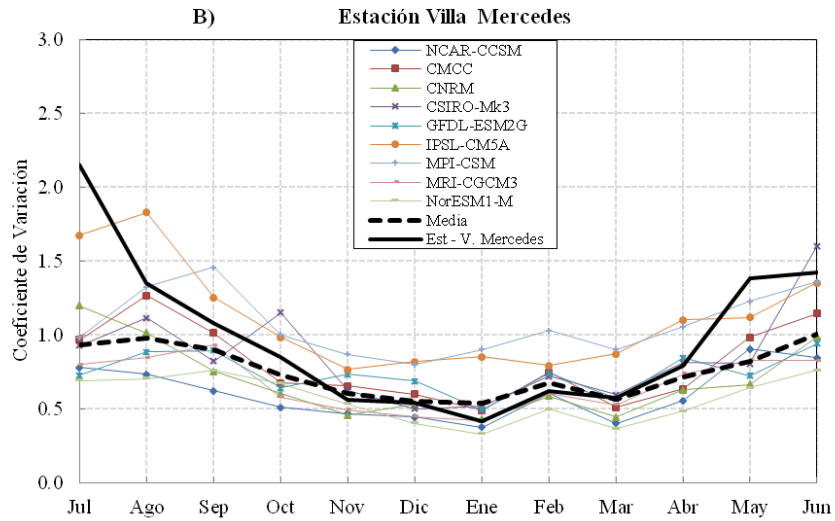
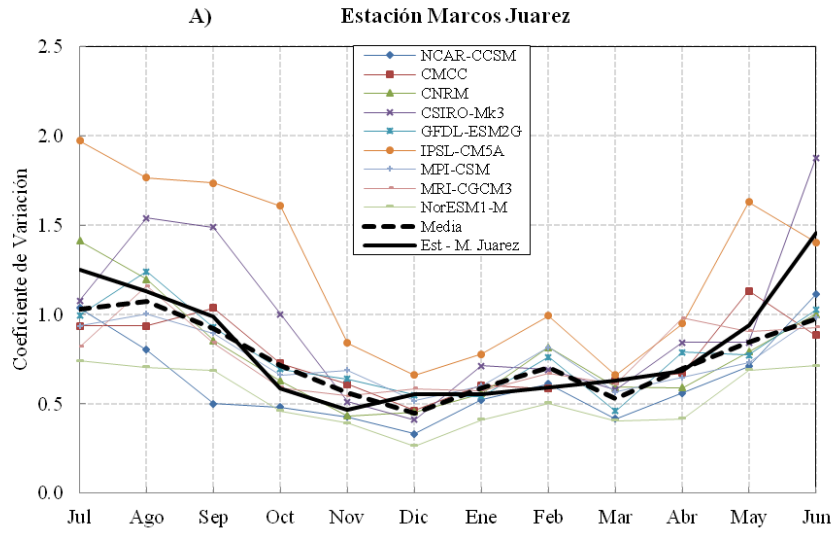
Se observa en la Figura 19 que en los puntos de control Río Grande y San Antonio (G y F), ubicados en zonas de montaña, los modelos fallan en general en estimar las precipitaciones medias mensuales, resultando en sub-estimaciones de hasta 100mm (sub-estimación de hasta el 56%) en Río Grande y de 60mm (sub-estimación de hasta el 43%) en San Antonio. Algo similar, aunque menos pronunciado puede observarse en General Villegas (Figura 19-C), con sub-estimaciones de hasta 40mm (sub-estimación de hasta el 33%).

Por otro lado, los demás puntos de control muestran que sus medias se encuentran levemente por debajo de la respectiva a los modelos analizados. Estas sobreestimaciones en algunos modelos logran alcanzar los 80mm (caso del NorESM en Marcos Juárez y en Manfredi, Figura 19 A y D respectivamente). Sin embargo, las sobreestimaciones promedio no superan los 30mm y son en general del orden de 10mm.

Se observa en la Figura 20 que en general los mayores Coeficientes de Variación se encuentran en los meses de estiaje. Además, en general los CVs medios de los GCMs oscilan en torno a aquellos de los puntos de control. Por otro lado, en general los modelos IPSL y CSIRO presentan mayores valores de CVs, hablando de una gran fluctuación en sus Precipitaciones Totales Anuales. Esto es importante de analizar para comprender si los modelos son capaces de representar las climatologías locales, no solo en magnitud, sino en cuanto a la variabilidad hidro-climática anual.

A partir del análisis anterior, la Tabla 6 presenta cada punto de control con sus datos de altura sobre el nivel del mar (Z) y la precipitación total anual media. A su vez, muestra para todas las estaciones y todos los GCMs analizados el Error Relativo representando la lluvia Media Acumulada Mensual, en mm según la ec. 3.3. En negrita se identifica y contabilizan el número de veces que cada modelo está entre los 3 mejores de cada lugar de estudio.





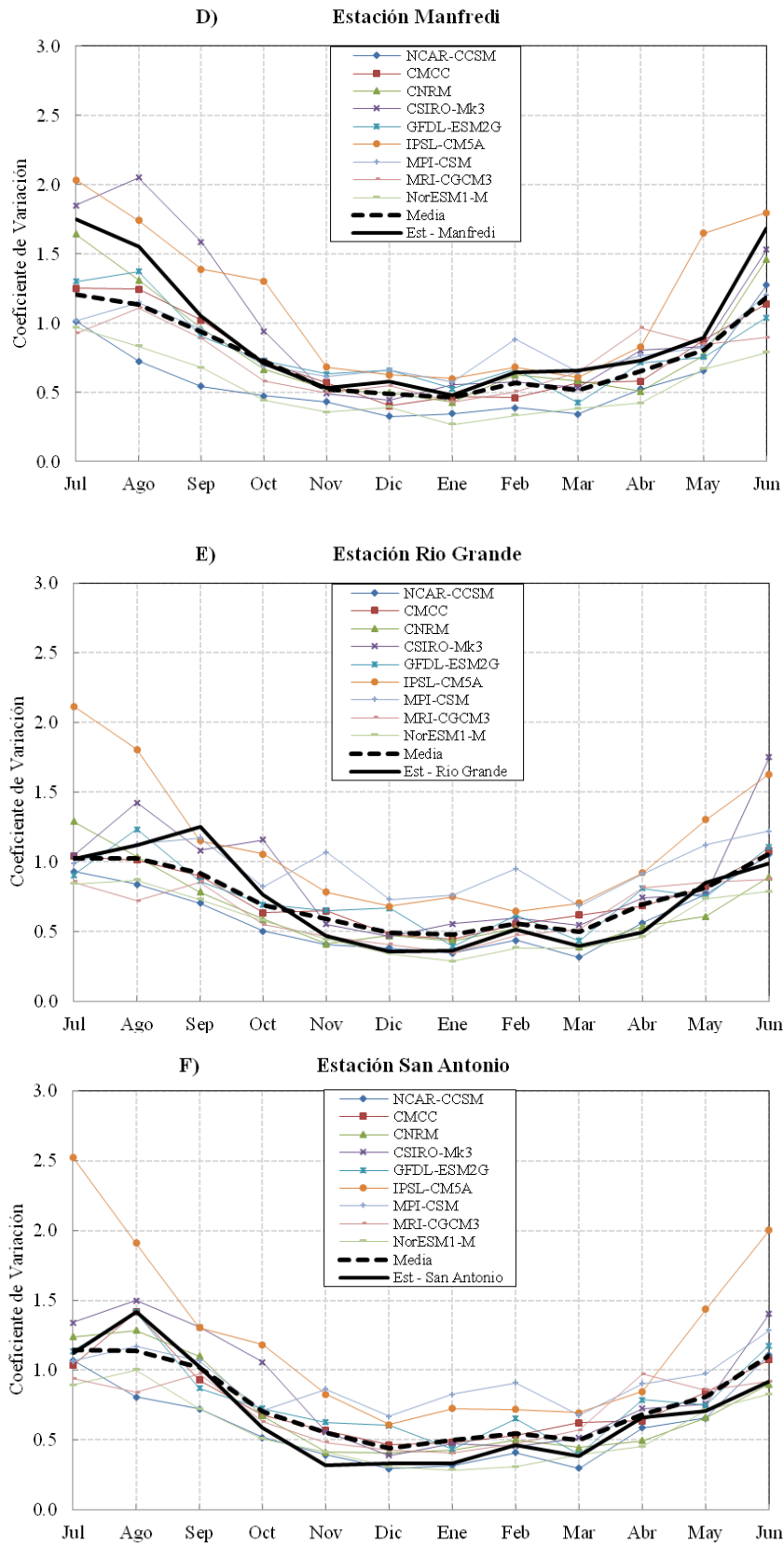


Figura 20. Coeficiente de Variación de precipitación para cada GCMs versus observación terrena.

Tabla 6. Error Medio del Acumulado Mensual [mm/mes] representando Lámina de lluvia *Media* Mensual con *GCM*.

Estación	Z [msnm]	P Acum [mm yr-1]	GCM Error [mm/mes]									Er. Medio Modelo
			NCAR	CMCC	CNRM	CSIRO	GFDL	IPSL	MPI	MRI	NorESM	
General Villegas	117	862	<b>15.69</b>	18.46	18.77	18.37	18.35	26.38	<b>17.21</b>	18.82	<b>14.94</b>	<b>18.55</b>
Manfredi	292	771	22.82	21.68	<b>13.71</b>	20.39	20.16	17.97	<b>15.57</b>	<b>13.57</b>	18.56	<b>18.27</b>
Marcos Juarez	215	898	18.59	<b>15.13</b>	<b>14.73</b>	21.26	19.01	23.99	<b>14.65</b>	18.51	23.64	<b>18.83</b>
Villa Mercedes	515	662	16.50	<b>10.09</b>	<b>9.39</b>	15.18	12.57	15.83	11.93	<b>8.67</b>	17.65	<b>13.09</b>
Río Grande	850	1071	<b>39.06</b>	48.17	<b>38.10</b>	48.36	45.93	50.06	46.96	41.94	<b>33.85</b>	<b>43.60</b>
San Antonio	1574	797	20.27	21.02	<b>18.64</b>	22.24	<b>19.28</b>	23.26	23.78	24.71	<b>11.35</b>	<b>20.50</b>
Ranking entre 3 mejores número veces			2	2	<b>5</b>	0	1	0	<b>3</b>	2	<b>3</b>	
Error Medio Observación [mm/mes]			22.15	22.42	<b>18.89</b>	24.30	22.55	26.25	21.68	<b>21.03</b>	<b>20.00</b>	

En la tabla anterior se observa que para cada estación los resultados son diversos. En general los GCMs presentan un Error Medio Acumulado Mensual del orden o inferior a la mitad del desvío estándar en la precipitación acumulada mensual observada en estaciones terrenas. Sin embargo, no sucede lo mismo con respecto a la estación de Río Grande (zona de montaña), donde el Error se aproxima mucho al valor del desvío estándar. Esto posiblemente se deba a la incapacidad de los GCM de detectar fenómenos orográficos de pequeña y mediana escala.

A partir de los resultados mostrados en la Tabla 6 surge que entre los GCMs analizados, los tres que mejores desempeños presentan son MPI, CNRM y NorESM ya que presentan el mejor ranking en el menor error medio con respecto a las observaciones terrenas. También mayor número de veces presentan menor error lo que indica que en general son los que presentan menor sesgo si se considera todo el territorio provincial. A su vez, con el orden de error que presentan los modelos en la Figura 20, y en concordancia con lo analizado en la Figura 18, se recomienda aplicar correcciones de sesgo a los GCMs en las zonas vecinas a la cuenca de Río Grande y San Antonio previo a su empleo como herramientas de toma de decisiones. Por otro lado, la Figura 21 grafica los errores de la Tabla 6 en función de la altura en la que se encuentra cada estación de control.

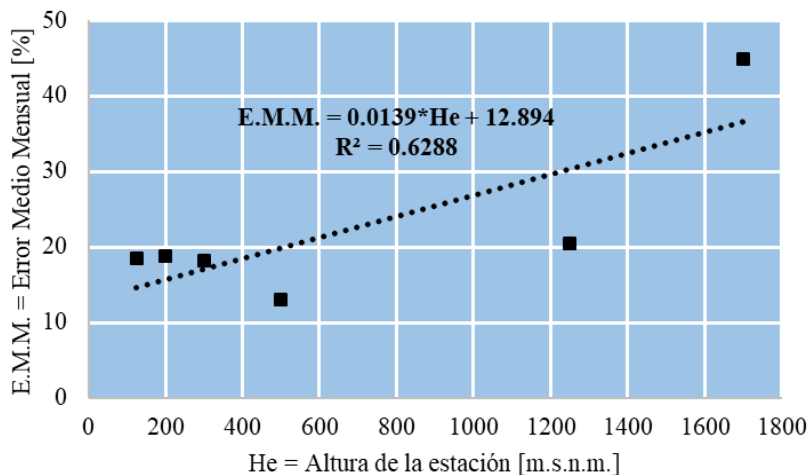


Figura 21. Relación entre Error Medio Mensual de los GCMs en cada punto de control, con respecto a la altura sobre el nivel del mar a la que esta se encuentra.

Como se observa en la figura anterior, existe una relación positiva entre la altura del punto de control y el error del valor medio mensual estimado con los GCMs estudiados.

Es así que, a pesar de contar con pocos puntos de control, puede afirmarse que los GCMs aumentan sus errores proporcionalmente a la altura sobre el nivel del mar del punto de control.

### 3.4 SÍNTESIS

A partir de analizar los resultados de la Tabla 6, se determinó que los 3 GCM que presentan mejor ranking con menores errores mensuales (menor sesgo) respecto a las observaciones dentro de la provincia de Córdoba son MPI, CNRM y NorESM. El conocimiento del error relativo que poseen los modelos con respecto a estaciones terrenas es importante a la hora de querer utilizarlos para fines de diseño hidrológico o como información complementaria en cuencas pobremente aforadas. Sabemos que en general estos 3 modelos producirán el menor error en general.

Sin embargo, es importante notar que no siempre fueron seleccionados los mismos 3 modelos para cada estación. De contar con información local para seleccionar a nivel de cuenca los mejores modelos para cada región particular, se sugiere intentar seleccionar el grupo de modelos mejor adaptados a la zona de estudio.

Conocer los modelos con menor error relativo, no remueve el sesgo con respecto a las observaciones. Este sesgo puede cambiar la magnitud de los análisis y podría arrojar resultados incorrectos si no son tenidos en consideración. Por lo tanto, se recomienda también corregir este sesgo antes de utilizar los datos de los GCM en análisis hidrológicos.

Los Modelos Climáticos Globales no tienen buen Desempeño donde los factores Orográficos son importantes (Río Grande y San Antonio). Esto puede tener relación con que los tamaños de píxel sean demasiado grandes para los fenómenos de esta escala. Esto implica que sea necesario hacer un Escalamiento previo a su utilización.

En el próximo capítulo se evaluará la magnitud de estos sesgos en magnitud y distribución espacial y se aplicarán técnicas de corrección de sesgo y escalamiento en la cuenca del río San Antonio para evaluar el impacto en el abastecimiento de agua potable mediante simulación hidrológica.

# CAPITULO 4: ESCALAMIENTO DE VARIABLES HIDRO-METEOROLÓGICAS DE MODELOS CLIMÁTICOS GLOBALES PARA LA CUENCA DEL RÍO SAN ANTONIO

## 4.1 INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS

En el capítulo anterior se determinó que los 3 mejores modelos que representan la precipitación regional son NorESM, MPI y CNRM, debido a que presentan los menores Errores Estándar de Ajuste con respecto a las estaciones terrenas. Por otra parte, el objetivo de estudiar estos GCMs es analizar su impacto en el escurrimiento superficial del río San Antonio, para el aprovisionamiento de agua potable. Para esto, es necesario poder introducir estas variables en el modelo hidrológico JAMS presentado en el Capítulo 2. Sin embargo, para esto es necesario adecuar estos datos corrigiendo el sesgo de los Modelos Climáticos y su variabilidad espacial para representar los fenómenos locales adecuadamente.

Como se ha mencionado, la resolución de los GCMs utilizados en este trabajo es de 50 km, por lo que pueden proporcionar buenos resultados en la simulación de las variables climáticas a gran escala espacial ya que incorporan gran parte de la complejidad del sistema climático global. Sin embargo, no son capaces de resolver procesos a una escala inferior y de incorporar características locales, tales como factores geográficos, topográficos, distribución tierra-agua o tipos de vegetación, lo que los hace inapropiados para la mayoría de los estudios de impacto (Zorita y von Storch, 1999; Fowler et al., 2007).

Las evaluaciones a escala de cuenca de los impactos del cambio climático usualmente producen grandes sesgos en los procesos hidrológicos simulados cada vez que se adoptan las variables crudas de salida de un GCM (Mearns et al., 2003; Dibike and Coulibaly, 2007). Por lo tanto, para evaluar confiablemente los impactos hidrológicos del cambio climático, son requeridos escenarios de mayor resolución. Una forma de solventar estos problemas de resolución consiste en el uso de los métodos de escalamiento. Estos permiten obtener variables meteorológicas y climáticas a escala local, particularmente al nivel de superficie, a partir de variables atmosféricas a escala regional que son provistas por GCMs.

El objetivo del presente Capítulo es enunciar las técnicas de corrección de sesgo y variabilidad espacial y luego aplicar algunas de estas técnicas a las variables de lluvia y temperatura de los GCMs con el objetivo de evaluar el impacto a escala hidrológica. Para esto, en primer lugar, se trabajará en corregir el sesgo de las estaciones con respecto a los puntos de control. Posteriormente, se trabajará en mejorar la distribución espacial de las lluvias y temperaturas, ya que el píxel de cada GCM es de 50kmx50km, o sea 2500km<sup>2</sup>. Por último, se analizarán los escenarios de precipitación y temperatura futuros corregidos mediante las metodologías de escalamiento.

## 4.2 MATERIALES Y MÉTODOS

### 4.2.1 Análisis General de Datos de Modelos Climáticos Globales (GCM)

Tanto las interpolaciones espaciales de las variables, como la extracción en cada estación de las variables de lluvia y temperaturas de los GCMs, se realiza asignando pesos a los datos del entorno en función inversa a la distancia que los separa – (Inverse Distance

Weighting, IDW). Es así que la interpolación mediante IDW determina los valores de celda a través de una combinación ponderada linealmente de un conjunto de puntos de muestra.

$$\hat{v}_i = \frac{\sum_{i=1}^n \frac{v_i}{d^p_i}}{\sum_{i=1}^n \frac{1}{d^p_i}} \quad [\text{Ec 4.1}]$$

Donde  $v_i$  es el valor conocido,  $\hat{v}_i$  es el valor a ser estimado,  $d^p_i \dots d^p_n$  son las distancias de los n puntos de datos, elevadas a la potencia p, para cada punto estimado i.

Se optó por dos (n=2) vecinos cercanos debido a que un menor o mayor número aumentaban el sesgo entre las observaciones y las simulaciones. La potencia del IDW se eligió unitaria (p=1), ecuación 4.1.

#### 4.2.2 Nociones básicas sobre escalamiento y corrección de sesgo de GCM

Numerosas técnicas de escalamiento han sido desarrolladas para unir la grieta de escalas entre modelos de escala global (GCMs) y escalas más finas requeridas para evaluar los impactos hidrológicos de cambio climático. Dichas técnicas pueden agruparse en dos aproximaciones de escalamiento: el dinámico determinístico (DD) y el estadístico (SD). Aunque ambos proporcionan en general resultados igualmente válidos, el primero se basa en procesos físicos, resolviendo ecuaciones diferenciales que representan tales procesos a partir de un GCM que aporta condiciones iniciales y de contorno, mientras que el segundo método se basa en el desarrollo de relaciones cuantitativas de variables locales de superficie (predictandos) y variables atmosféricas a gran escala (predictores) (Fiseha et al., 2012). Hay varias maneras de desarrollar el escalamiento estadístico, pero es importante notar que un modelo de escalamiento estadístico asume implícitamente que las relaciones obtenidas se mantendrán en el futuro. Sin embargo, comparado con el método dinámico, este tiene la ventaja de ser computacionalmente más sencillo y fácilmente aplicable a nuevas áreas, ya que en el método dinámico expandir el área de estudio o cambiarla ligeramente requiere rehacer el experimento completo. Al menos para el clima actual, las técnicas dinámicas no parecen ofrecer mejoras sustanciales respecto a las estadísticas (Fowler et al., 2007).

Las Familias de Metodologías de Escalamiento se pueden clasificar en sentido de complejidad decreciente: Dinámicos, Avanzados (Determinísticos Estadísticos), Intermedios (Sintéticos Estadísticos) y Simples. Esta clasificación se realiza de acuerdo al cumplimiento de las siguientes características deseables:

- Resolución (<10km).
- Productos → Aplicable no solo para Precipitaciones y Temperaturas.
- Precisión → Reproducir las observaciones históricas.
- Bajo Costo Computacional.
- Sincronía → Tenga sentido Físico.
- Teoría → Mantener la información del GCM.
- Práctica → Uso inmediato.

En el presente trabajo se pretende aplicar el escalamiento estadístico sobre las variables de Temperatura y Precipitación de los GCMs. Tanto el desarrollo de una metodología

estadística de escalamiento como la selección de los posibles predictores a emplear deben llevarse a cabo a partir de una base de consideraciones teóricas y siempre teniendo en cuenta la aplicación final de los datos regionalizados. Hay cuatro ideas básicas que siempre deben ser tenidas en cuenta:

1. El problema de la estacionalidad: en un contexto de cambio climático, las relaciones entre predictores y predictandos podrían cambiar. Así, los predictores deben estar físicamente vinculados a los predictandos, porque las relaciones físicas entre ellos no cambiarán. Además, deben tener en cuenta todos los forzamientos físicos de estos predictandos.
2. Las características y las limitaciones de los GCMs: las metodologías a desarrollar serán aplicadas sobre las salidas proporcionadas por los GCMs, por lo tanto, los predictores finalmente seleccionados deben elegirse de entre aquellos que sean bien simulados por los propios GCMs. También se tendrá que tener en cuenta tanto la resolución temporal como la espacial de los GCMs con los que se vaya a trabajar, ya que varían de unos a otros.
3. La metodología estadística debe ser lo suficientemente no-lineal como para poder recoger las fuertes relaciones no-lineales que unen a los predictores con los predictandos que determinan la climatología local.
4. En aplicaciones relativas al cambio climático es preferible no usar ningún tipo de estratificación estacional a la hora de seleccionar los predictores: en un escenario de cambio climático, las características climáticas de las estaciones del año pueden cambiar. Eso conduciría a que las relaciones predictor-predictando detectadas en un grupo de datos pertenecientes al presente (o pasado reciente) y establecidas en una estación del año concreta con características climáticas específicas podrían no aplicarse en el futuro si las características de tal estación del año cambian.

#### 4.2.3 Metodología de escalamiento de GCM para el caso de estudio

La Figura 22 muestra el tamaño de los píxeles con respecto a la cuenca de estudio.

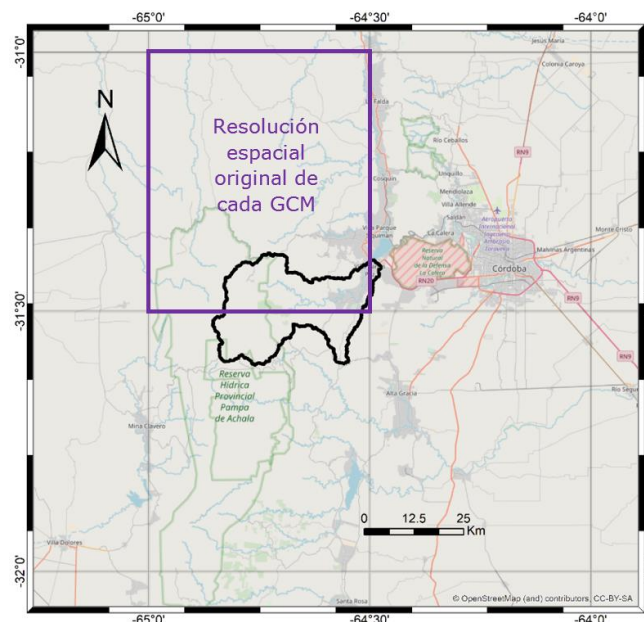


Figura 22. Distribución espacial original del GCM sobre la cuenca del Río San Antonio.

A partir de la baja resolución espacial de los GCMs, estos valores por píxel se interpolan espacialmente, para cada instante de tiempo y para todos los RCP y períodos de tiempo estudiados, mediante la técnica IDW, utilizando como puntos de estimación las localizaciones de las estaciones dentro de la cuenca. Sin embargo, debido al tamaño de los píxeles con relación al tamaño de la cuenca de estudio, cabe esperarse que los resultados de dicha interpolación no se correspondan satisfactoriamente con las observaciones in-situ. Es por esto que no basta simplemente con interpolar estos datos y resulta preciso recurrir al empleo de las metodologías de escalamiento para corregir el sesgo y la distribución espacial de los GCMs en función de las observaciones en la cuenca de estudio.

Para corregir el sesgo y la distribución espacial, se aplicaron dos metodologías de escalamiento diferentes para temperaturas y precipitaciones. Para el primer caso se aplicó una técnica estadística simple llamada "Relación entre Medias Mensuales" y para el segundo caso una técnica estadística conocida como "Quantile-Mapping" mediante correcciones Quantil-Quantil (QM-QQ, por sus siglas en inglés).

La corrección de los datos de temperaturas de los GCM consistió en comparar las medias mensuales de las temperaturas medias de las observaciones con la de los GCMs en los períodos históricos y futuros. Los sesgos son corregidos por medio de la relación entre estos valores.

Siendo  $Y_{H,i}$  la temperatura media del mes  $i$  de cada GCM en el período histórico. Al realizar el cociente (ecuación 4.3) entre la media del GCM  $\mu_{GCM,H,i}$  con la media Observada  $\mu_{OBS,i}$  de cada mes, se obtiene la temperatura media mensual corregida  $Y_{H,i}'$ :

$$Y_{H,i}' = \frac{Y_{H,i}}{\left(\frac{\mu_{GCM,H,i}}{\mu_{OBS,i}}\right)} \quad [\text{Ec 4.3}]$$

Posteriormente, la temperatura corregida  $Y_{P,i}$  de cada mes para las proyecciones futuras se obtiene con la ecuación 4.4 al aplicar, en cada mes, el mismo cociente de la ecuación anterior.

$$Y_{P,i}' = \frac{Y_{P,i}}{\left(\frac{\mu_{GCM,H,i}}{\mu_{OBS,i}}\right)} \quad [\text{Ec 4.4}]$$

Esto se repite para cada GCM, extrayendo el valor del píxel en cada estación de control en la cuenca. Cabe resaltar que esta metodología tiene en cuenta las dinámicas internas de los modelos y no afecta a las tendencias en las proyecciones futuros.

La técnica anterior a pesar de su simplicidad ha demostrado funcionar muy bien para la corrección del sesgo en temperatura. Sin embargo, no es útil para corregir precipitaciones, ya que esta variable presenta un comportamiento fuertemente aleatorio. Es por esto que, la metodología aplicada para la corrección del sesgo en las



precipitaciones de los GCMs, en cada estación meteorológica de la cuenca, será la conocida como Quantil-Mapping (QM) y trabaja corrigiendo Quantil-Quantil (QQ).

La técnica QM-QQ es una técnica no-paramétrica y consiste en dividir a las Curvas de Distribución de Frecuencia Acumulada de la variable en N clases, agrupando valores similares y de tamaño adaptativo. La ecuación 4.5 y la Figura 23 explican cómo, a partir de las diferencias de los valores para las mismas probabilidades, se corrigen las Precipitaciones Diarias históricas  $H$  de cada GCM  $x$ , mediante las funciones de probabilidades acumuladas  $F$  de las precipitaciones diarias observadas  $y$ .

$$F_{Y_H}(y) = F_{X_H}(x) \quad \text{con} \quad y = F_{Y_H}^{-1}[F_{X_H}(x)] \quad [\text{Ec 4.5}]$$

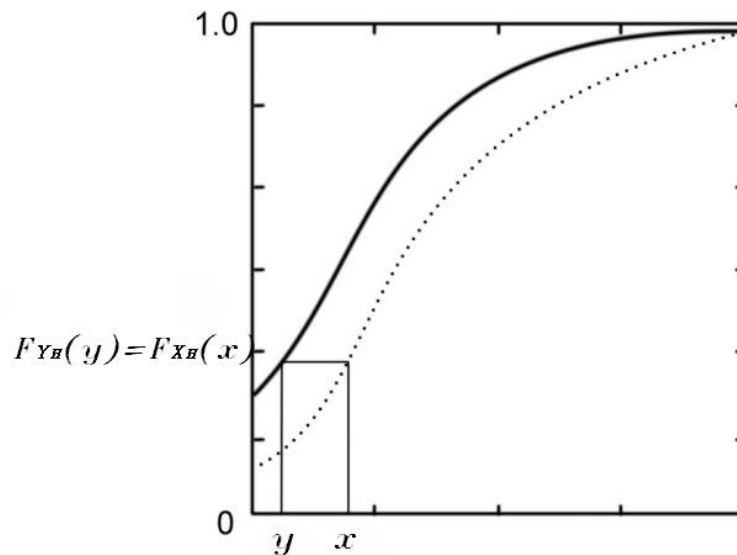


Figura 23. CDF de observaciones (línea sólida) y CDF del GCM (línea punteada) sin corrección de sesgo para el período histórico.

Por otra parte, para poder trabajar con proyecciones futuras de precipitaciones diarias es preciso corregir el sesgo de estos valores. Es así que, al mismo tiempo en que se corrigen los valores de precipitación de los GCMs históricos con las observaciones, se corrigen los GCMs en los períodos futuros  $P$  manteniendo la diferencia entre los valores históricos  $H$  y los valores futuros  $P$ .

$$F_{Y_P}(x) = F_{Y_H}[F_{X_H}^{-1}(F_{X_P}(x))] \quad [\text{Ec 4.6}]$$

Cabe resaltar que el método anterior asume que la relación entre los extremos a gran escala y a escala local permanecen constante entre los períodos históricos y proyectados. Es decir, los modelos se basan en datos históricos y no hay garantía de que las relaciones estadísticas del pasado, entre diferentes datos, perdure en el futuro.

Para analizar la calidad de la corrección de precipitación mediante la técnica anterior se utilizan dos estadísticos: Pearson y Concordancia. La técnica de Pearson mide la correlación que existe entre las variables. En cambio, la técnica de concordancia evalúa, además de la correlación entre ambas, el error que existe respecto al ajuste de los valores con ellos mismos (recta 45°).

## 4.3 RESULTADOS

### 4.3.1 Análisis espacial de observaciones

Los datos de Temperaturas y Precipitaciones registrados en las estaciones terrenas en la cuenca del río San Antonio por la red INA-CIRSA, analizada en el Capítulo 3, fueron interpolados espacialmente con la técnica IDW. A continuación, se muestra en la Figura 24, la interpolación de las temperaturas medias anuales registradas en las estaciones terrenas en la cuenca de estudio.

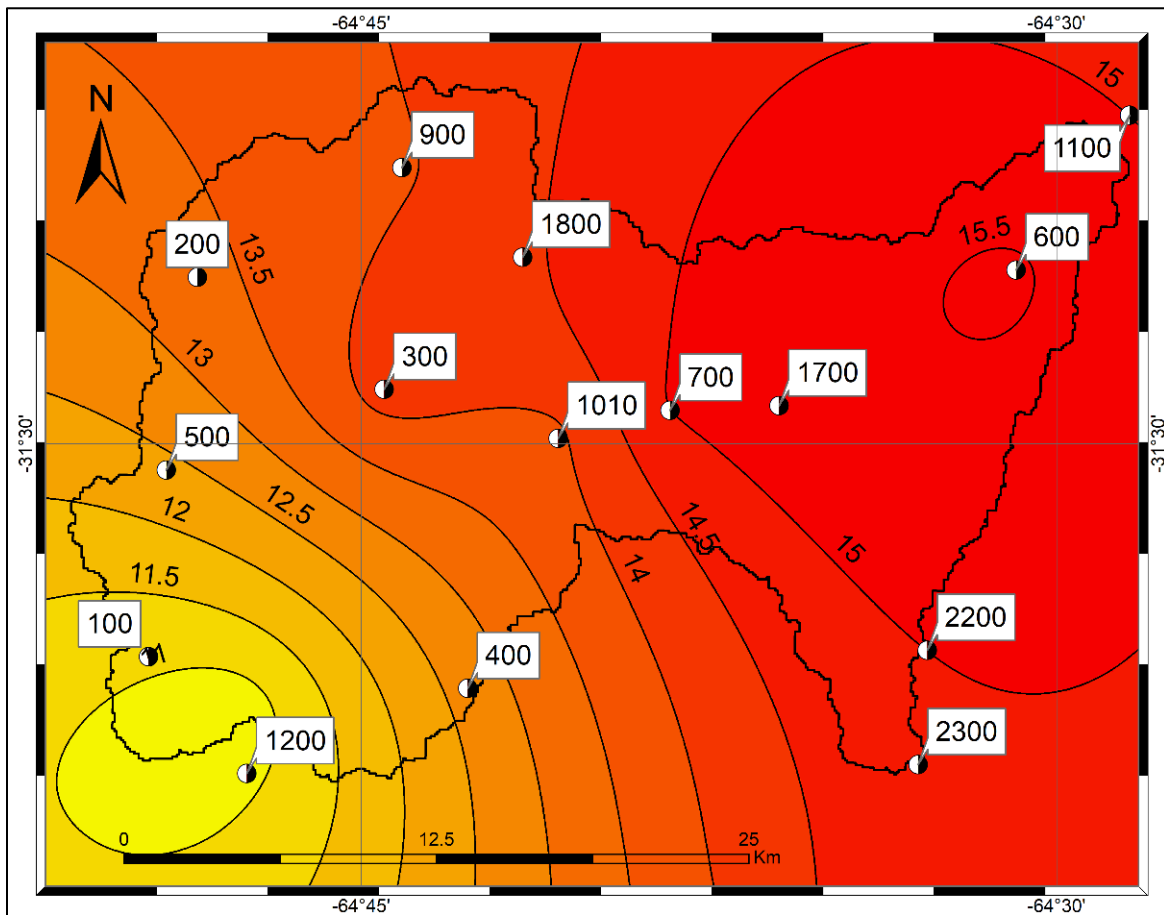


Figura 24: Temperatura media anual en la cuenca San Antonio en el período 1992-2011. Los puntos indican la localización de las estaciones de temperatura, los números indican el código de la estación y las líneas representan isotermas interpoladas con IDW.

Como se observa en la figura anterior los puntos indican las estaciones de temperatura y las líneas representan isohietas interpoladas con IDW. En esta, la temperatura media anual al Este de la cuenca (zona de menor altura) ronda los 15 °C, en cambio al Oeste,

en la cima de las sierras grandes (zona de mayor altura), la temperatura media anual desciende hasta el orden de 11°C. Esto muestra que en esta cuenca existe un gradiente termal correlacionado con la altura sobre el nivel del mar, mostrado en la Figura 10 del capítulo 3. Por otro lado, la Figura 25 muestra las interpolaciones con la técnica IDW de las Precipitaciones Totales Anuales medias registradas en la cuenca.

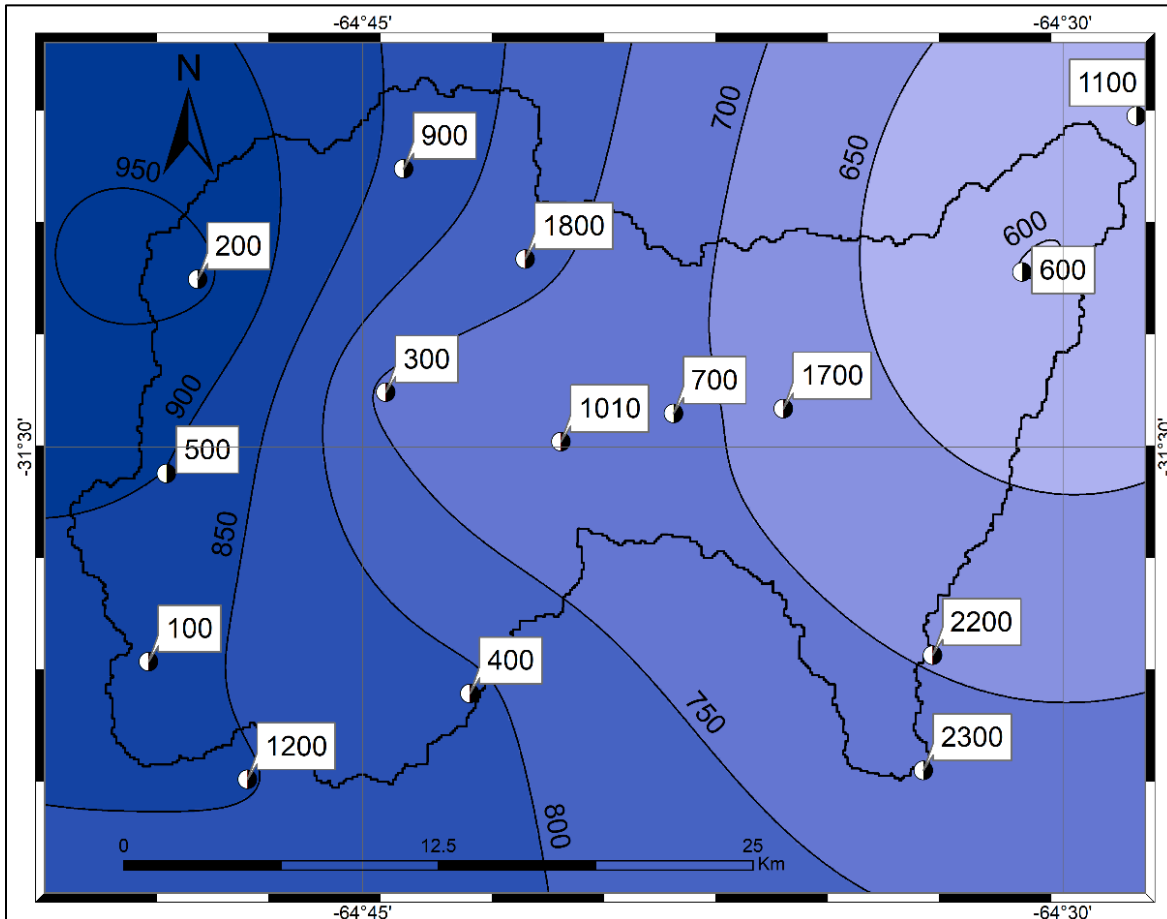


Figura 25: Precipitación total anual media en la cuenca San Antonio en el período 1992-2013. Los puntos indican la localización de las estaciones de lluvia, los números indican el código de la estación y las líneas representan isohietas interpoladas con IDW.

En la Figura 25 los puntos indican las estaciones de lluvia y las líneas representan isohietas interpoladas con IDW. En esta se observa que el gradiente de Precipitaciones en la cuenca crece en el sentido opuesto al gradiente de Temperaturas, es decir en sentido Oeste-Este, pero en el mismo sentido con el gradiente de topografía. Por otro lado, la lluvia media anual varía entre 600mm al Este (zona baja) y 950mm en la cima de las sierras grandes al Oeste.

#### 4.3.2 Corrección de Sesgo en Temperaturas y Precipitaciones

Los sesgos de las temperaturas de los GCM, con respecto a las observaciones, son corregidos por medio de la relación entre los valores medios mensuales, una de las metodologías de corrección más simples conocidas pero eficaz corrigiendo temperaturas.

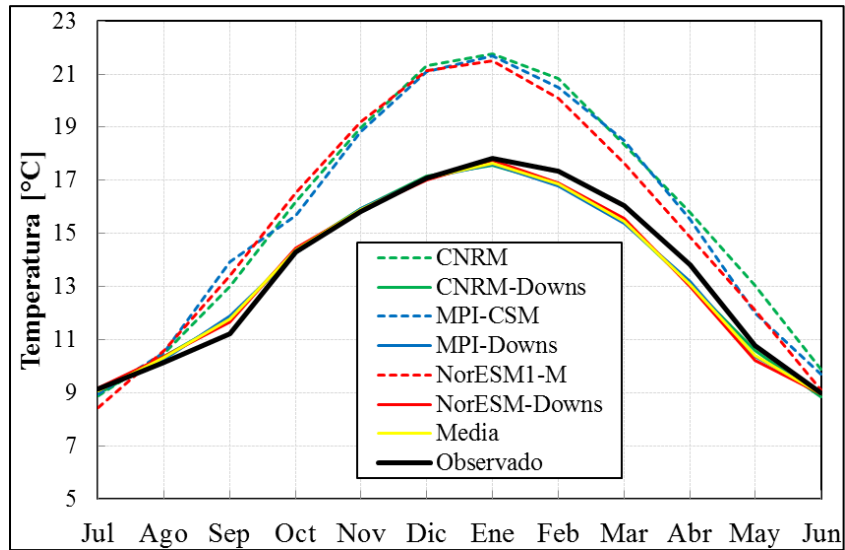


Figura 26. Temperaturas medias mensuales para la cuenca San Antonio. Con línea sólida negra las observaciones, en líneas punteadas los GCM sin corrección y en líneas sólidas aquellos corregidos. CNRM (verde), MPI (azul) y NorESM (rojo).

Como se observa en la Figura 26, esta metodología presenta excelentes resultados para el sesgo en Temperaturas. Tal es así que, esta figura muestra cómo la media mensual de los GCMs corregidos se aproxima enormemente a los valores medios observados. Las mayores correcciones se observan en los meses de diciembre y enero donde la diferencia entre las observaciones y los modelos era del orden de los 4°C (diferencia del 20%).

Por otro lado, la corrección resulta tan precisa que preocuparía la pérdida de la variabilidad intrínseca de los modelos. Para analizar esto, en la Figura 27 se realiza un análisis similar al anterior, pero para los Coeficientes de Variación que resultan de la relación entre la media y el desvío estándar medios mensuales de la temperatura.

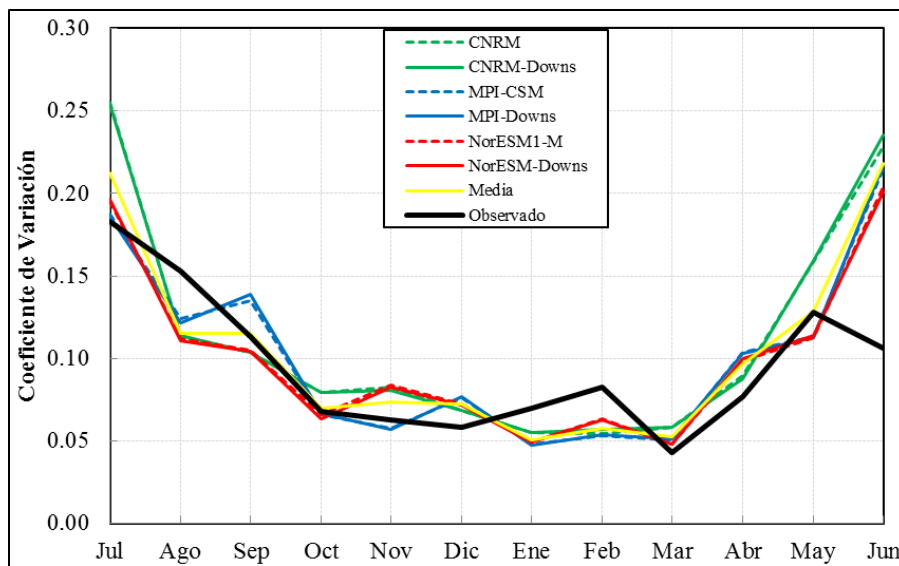


Figura 27. Coeficiente de Variación de las Temperaturas medias mensuales para la cuenca San Antonio. Con línea sólida negra las observaciones, en líneas punteadas los GCM sin corrección y en líneas sólidas aquellos corregidos. CNRM (verde), MPI (azul) y NorESM (rojo).

Como se observa en la figura anterior, los valores de los Coeficientes de Variación de los modelos corregidos mantienen el comportamiento original y se sitúan alrededor de las observaciones. Esto significa que la variabilidad intrínseca de los modelos ha sido respetada.

Otra manera de analizar si la variabilidad interna de los GCMs es respetada en la corrección del sesgo es mediante el análisis de series históricas de los valores de temperaturas registrados in-situ con respecto a las temperaturas de los modelos climáticos antes y después de la corrección, como se observa en la siguiente figura.

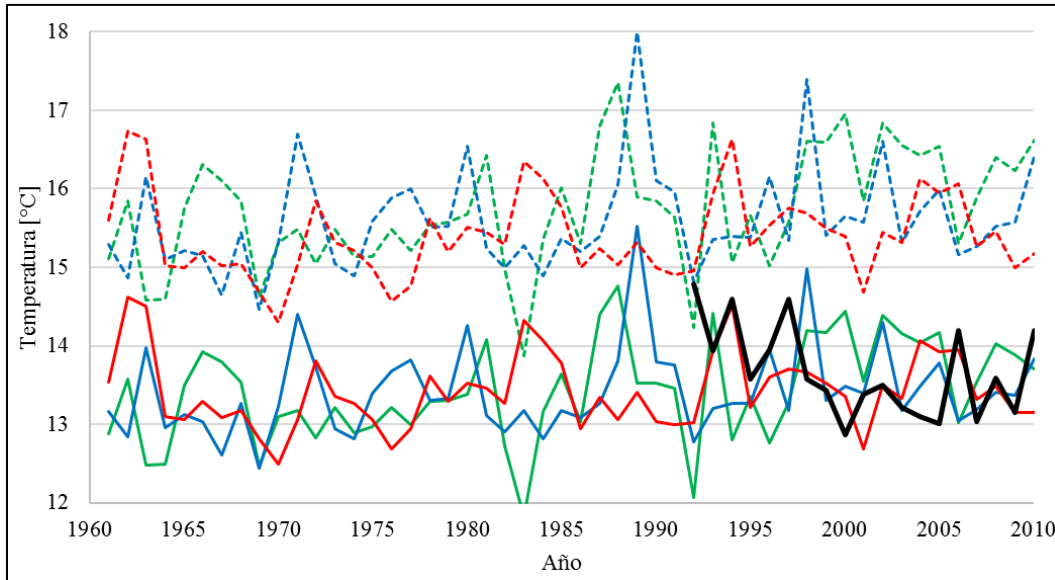


Figura 28. Temperaturas medias anuales para la cuenca San Antonio, en el período histórico. Con línea sólida negra las observaciones, en líneas punteadas los GCM sin corrección y en líneas sólidas aquellos corregidos. CNRM (verde), MPI (azul) y NorESM (rojo).

En la Figura 28, se puede ver que la variabilidad interna de los modelos fue respetada y solo se corrigieron los valores medios en el orden de 2°C.

En cuanto a las precipitaciones, como ya se introdujo con anterioridad, la metodología aplicada para realizar la corrección del sesgo de los GCMs se conoce como Quantil-Mapping (QM). En la Figura 29 se observan las Curvas de Función de Distribución Acumuladas (CDF, por sus siglas en inglés) media areal para cada GCM en comparación con las CDFs de las estaciones. Cabe aclarar, que en realidad el proceso se realiza píxel por píxel entre las estaciones y las interpolaciones de los GCMs.

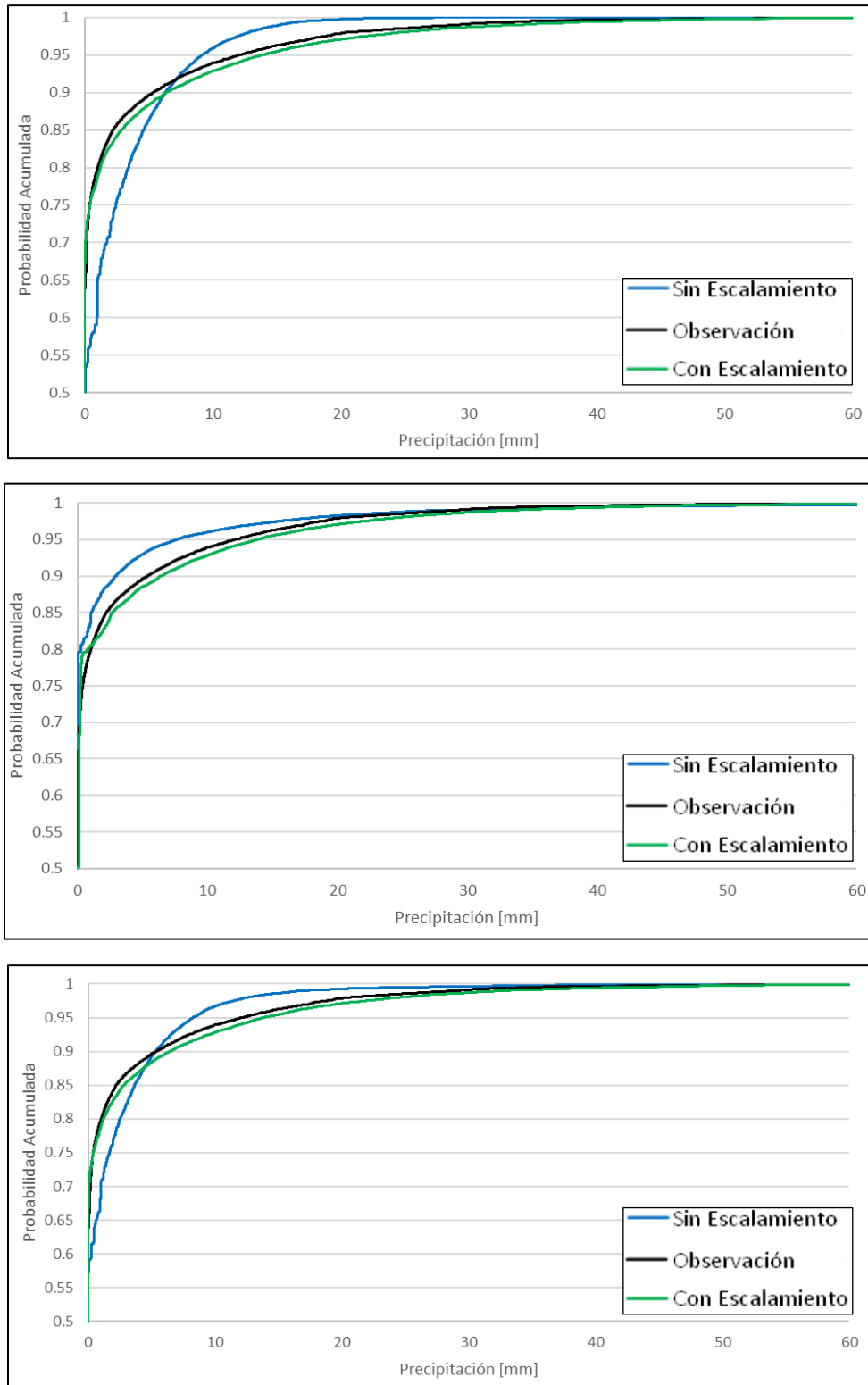


Figura 29. FDPs de precipitaciones diarias para la cuenca San Antonio. Con línea sólida negra las observaciones, en línea azul los GCM sin corrección de sesgo y en verde corregidos.

Se puede ver en la Figura 29 cómo a raíz de aplicar esta metodología de escalamiento, las curvas de probabilidades acumuladas de precipitación diaria de cada modelo son

corregidas aproximándolas a las observaciones. Para los modelos CNRM y NorESM, la corrección aumenta la probabilidad de precipitación de eventos menores y disminuye la probabilidad de eventos mayores. Por otro lado, en el modelo MPI, disminuye la probabilidad de los eventos menores y no modifica la probabilidad de los mayores.

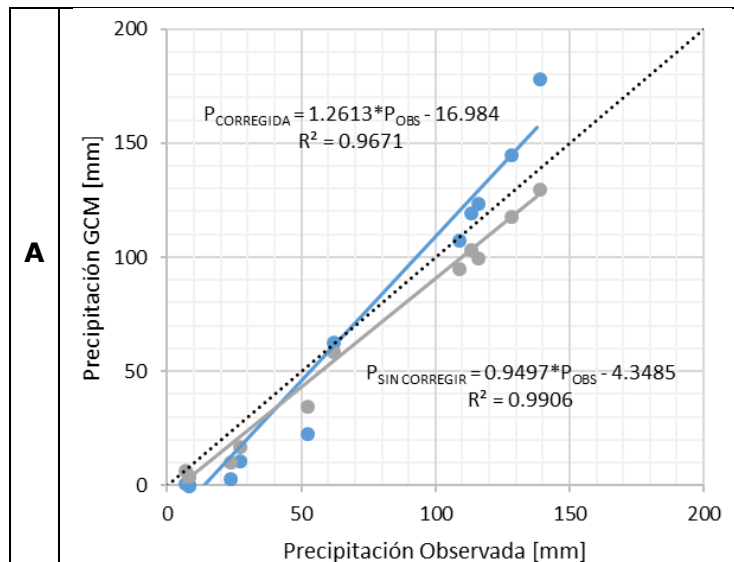
Para cuantificar la calidad de la corrección del sesgo de las precipitaciones diarias mediante la técnica de escalamiento Quantile-Mapping, en la Tabla 7 a continuación, se muestran los estadísticos de Pearson y Concordancia.

Tabla 7. Pearson y Concordancia entre las observaciones y los 3 GCMs, con y sin escalamiento.

Estadístico	NorESM		MPI		CNRM	
	Escalado vs Observado	No-escalado vs Observado	Escalado vs Observado	No-escalado vs Observado	Escalado vs Observado	No-escalado vs Observado
<b>Pearson</b>	0.98	0.99	0.90	0.82	0.91	0.93
<b>Concordancia</b>	0.96	0.98	0.90	0.72	0.91	0.83

La tabla anterior muestra que en general la aplicación de la técnica de escalamiento representa una mejora en los estadísticos de Pearson y Concordancia. Por otro lado, cabe aclarar que el modelo NorESM representa un leve deterioro en la calidad, sin embargo, la diferencia es pequeña. Por otro lado, al evaluar el escalamiento del modelo CNRM con Pearson, la calidad habría disminuido levemente, sin embargo la concordancia muestra lo opuesto. Visto que algunos estadísticos se vieron levemente disminuidos con el escalamiento, más adelante se evaluará la calidad del mismo con sentido físico, para determinar desde otro punto de vista su adecuación en la corrección.

De este modo, en la siguiente figura (Figura 30) se muestran los ajustes realizados con y sin escalamiento para cada GCM.



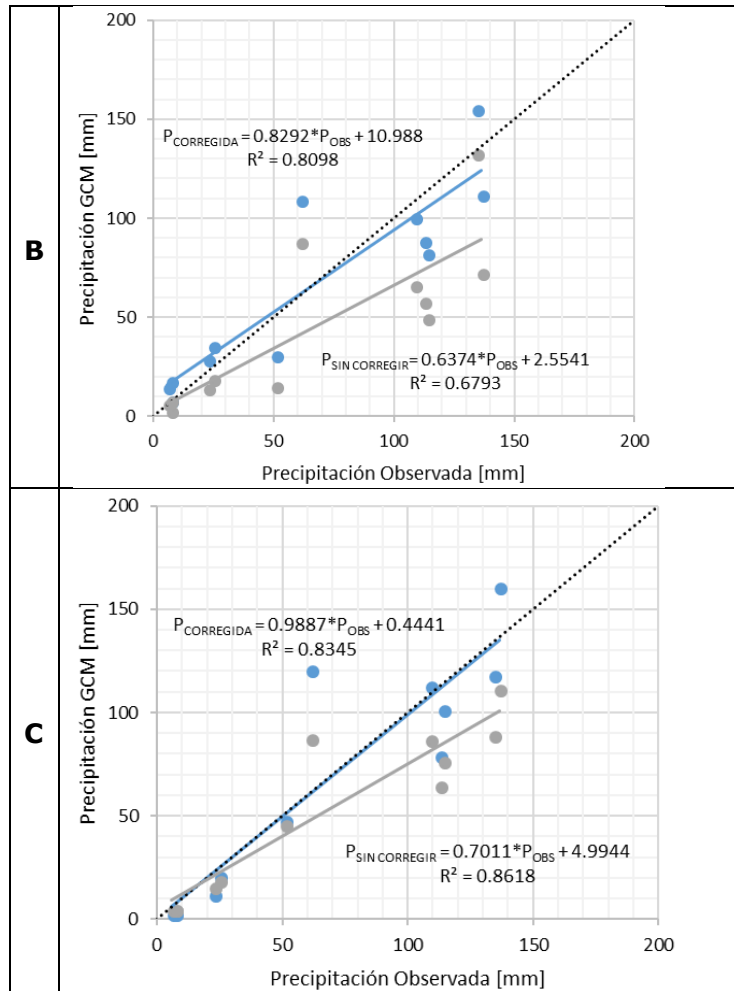


Figura 30. Ajuste de las precipitaciones medias mensuales de cada GCM, con y sin corrección de sesgo (azul y gris respectivamente), respecto a las observaciones (línea negra punteada 45°). A: NorESM; B: MPI; C: CRNM.

Por otro lado, la Figura 31 muestra el resultado aplicado en las precipitaciones medias mensuales y el coeficiente de variación de estas. En esta figura se observa que los GCM se aproximan mucho más a los valores de las observaciones.

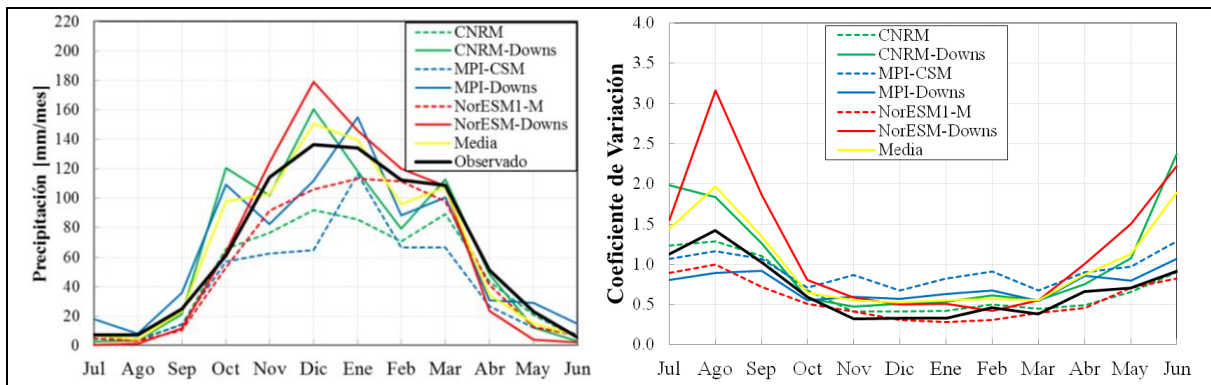


Figura 31. Precipitaciones medias mensuales para la cuenca San Antonio. Con línea sólida negra las observaciones, en líneas punteadas los GCM sin corrección y en líneas sólidas aquellos corregidos. CNRM (verde), MPI (azul) y NorESM (rojo).



De acuerdo con la Figura 31, si bien la corrección en las medias mensuales no resulta tan precisa como la efectuada a la variable de Temperatura, la media mensual resultante de los GCMs corregidos se aproxima mucho mejor a los valores medios observados. Por otro lado, si bien los valores de los coeficientes de variación se sitúan alrededor de las observaciones, a partir de la corrección se aprecia un incremento en la variabilidad en los meses de estiaje.

La Figura 32, a continuación, presenta los valores de las precipitaciones totales anuales (PTA) corregidas en el período histórico mediante la técnica antes presentada de escalamiento.

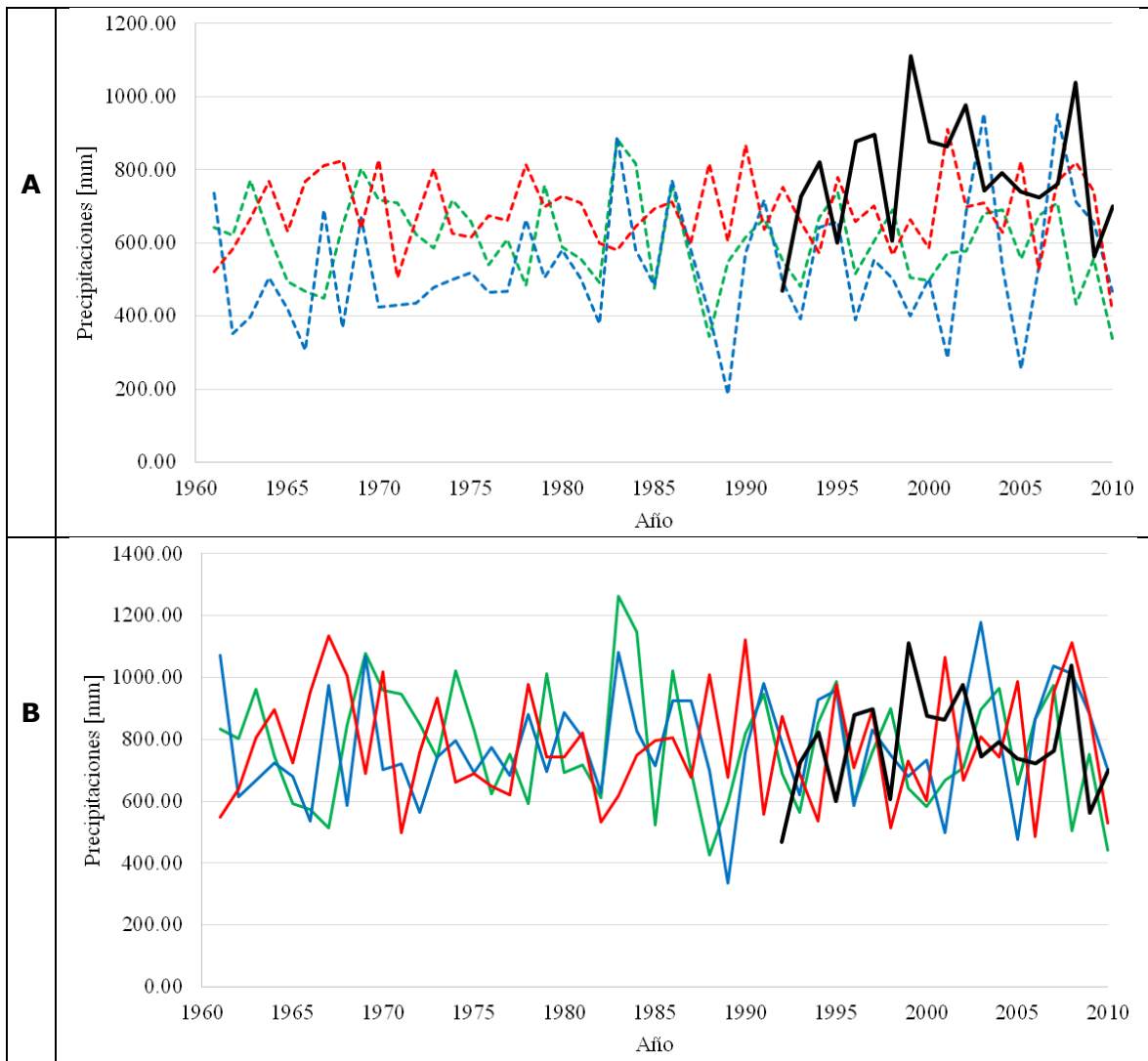


Figura 32. Precipitaciones totales anuales para la cuenca San Antonio. Con línea sólida negra las observaciones, en punteadas los GCM sin corregir (A) y en sólida aquellos corregidos (B). CNRM (verde), MPI (azul) y NorESM (rojo).

Como se observa en la figura anterior, la corrección de sesgo ha aumentado en los tres modelos climáticos los valores de las medias, hasta alcanzar valores similares a la media de las observaciones. Además, se observa que la técnica utilizada realiza la corrección de sesgo procurando mantener la variabilidad intrínseca de los GCM.

Por otro lado, a partir de la corrección de sesgo se desea analizar su impacto en los valores de Precipitaciones Máximas Anuales (PMA), ya que es una variable clave para el diseño hidrológico, mediante estadística inferencial, ver Figura 33.

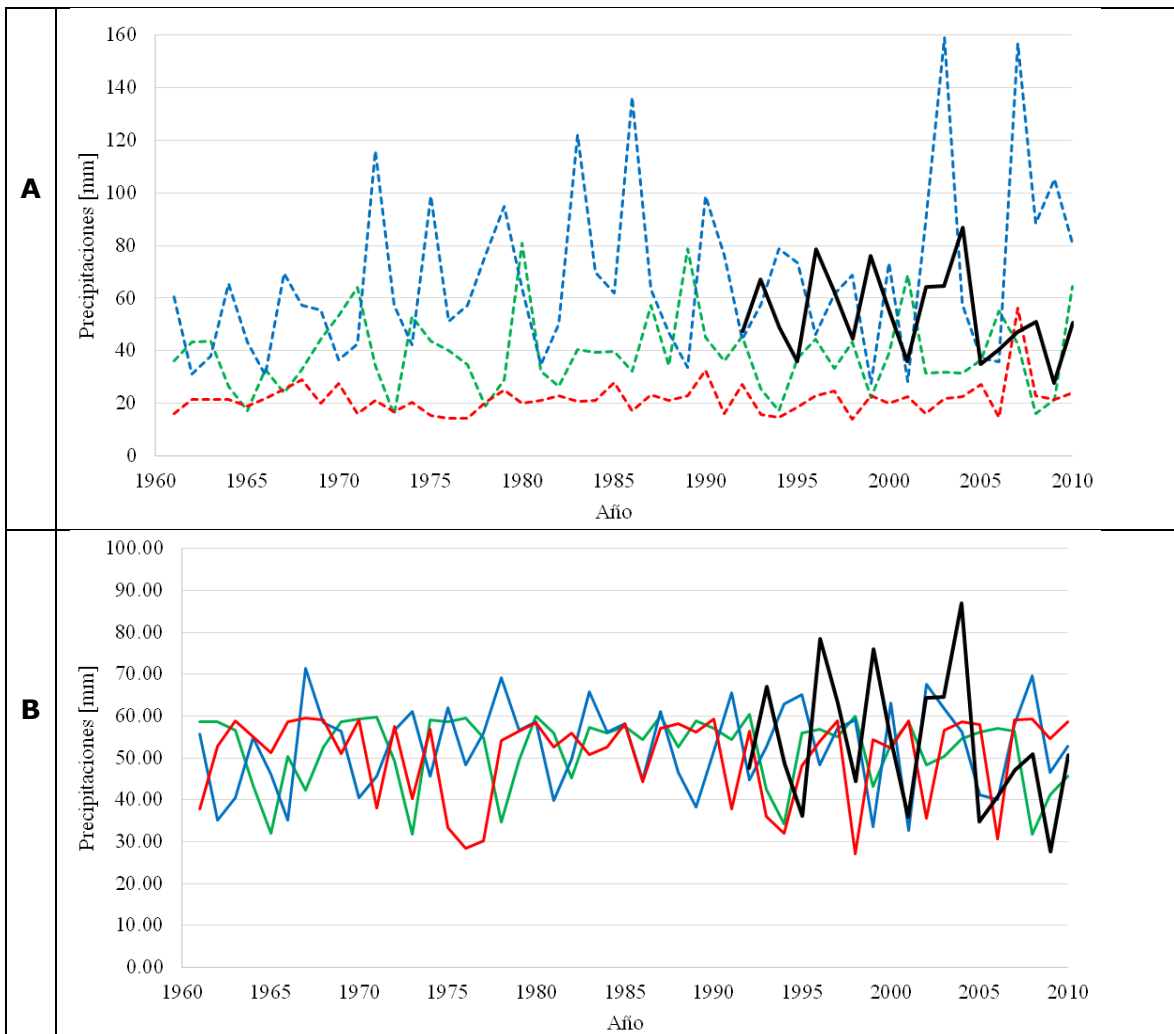


Figura 33. Precipitaciones máximas anuales para la cuenca San Antonio. Con línea sólida negra las observaciones, en punteadas los GCM sin corregir (A) y en sólida aquellos corregidos (B). CNRM (verde), MPI (azul) y NorESM (rojo).

En la Figura 33 se observa que, previo a la realización del escalamiento, las PMA de los GCM en el período histórico si bien oscilaban en torno a aquellos observados, tenían grandes diferencias con las PMA de la serie observada. Al realizarse la corrección, si bien las medias de las precipitaciones máximas de los GCMs se encuentran en mayor proximidad a las observadas, los valores están claramente por debajo. Esto último resulta importante de ser advertido ya que, su utilización para el diseño de obras civiles resultaría en un sub-dimensionamiento de las obras.

Lo anterior podría deberse a distintas cuestiones. Una hipótesis sería que esté ocasionado por la técnica de re-escalamiento aplicada, la cual ajusta las frecuencias de probabilidad de los valores en la serie de cada GCM a aquella respectiva de las observaciones. Otra hipótesis podría ser que la serie observada sea demasiado corta en extensión, no captando así la misma climatología que los modelos climáticos.

### 4.3.3 Interpolación Espacial de Precipitaciones y Temperaturas

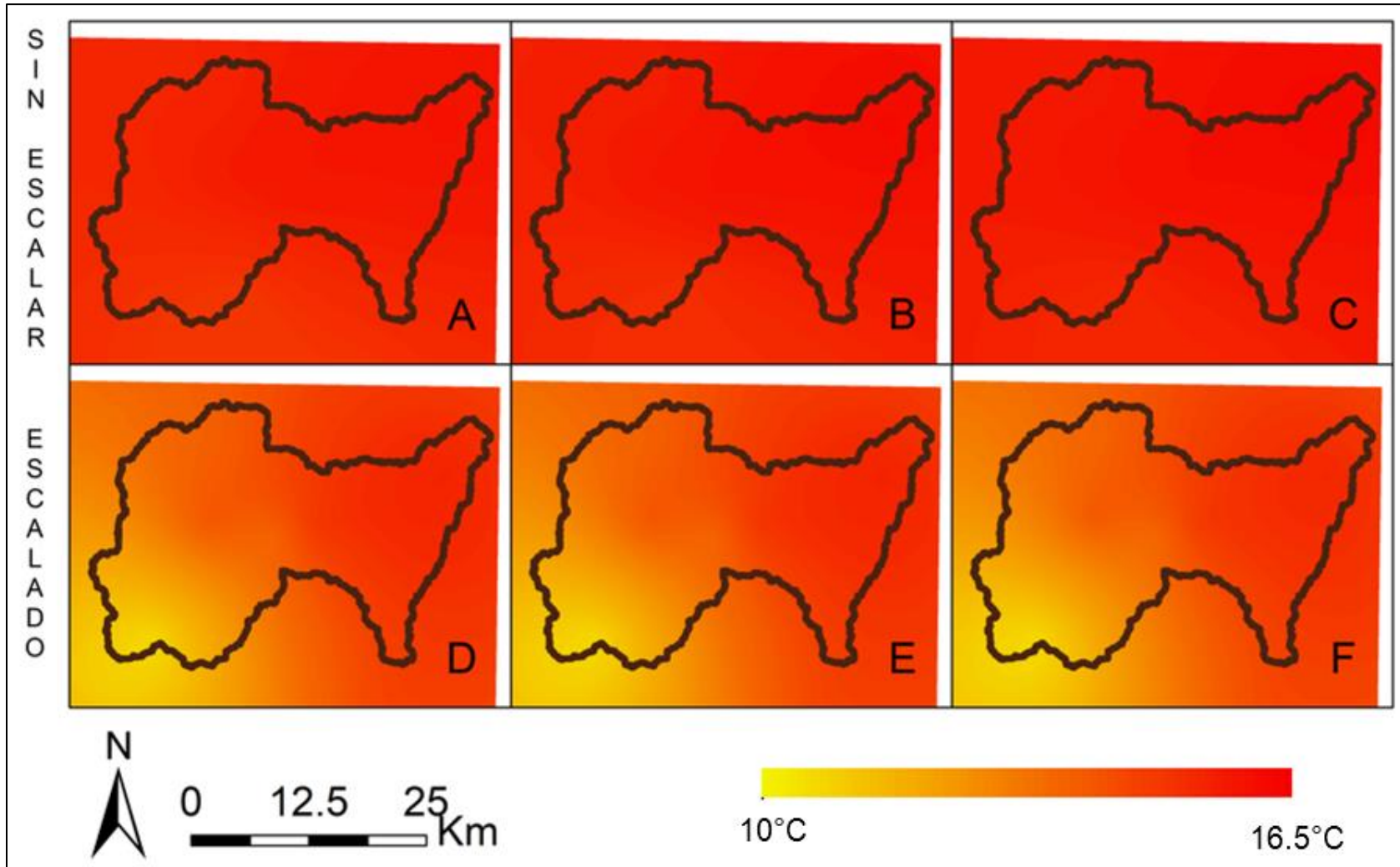


Figura 34. Interpolación geoespacial con IDW, de las temperaturas extraídas en cada estación para cada GCM, con y sin escalamiento. A y D: NorESM; B y E: MPI; C y F: CRNM.

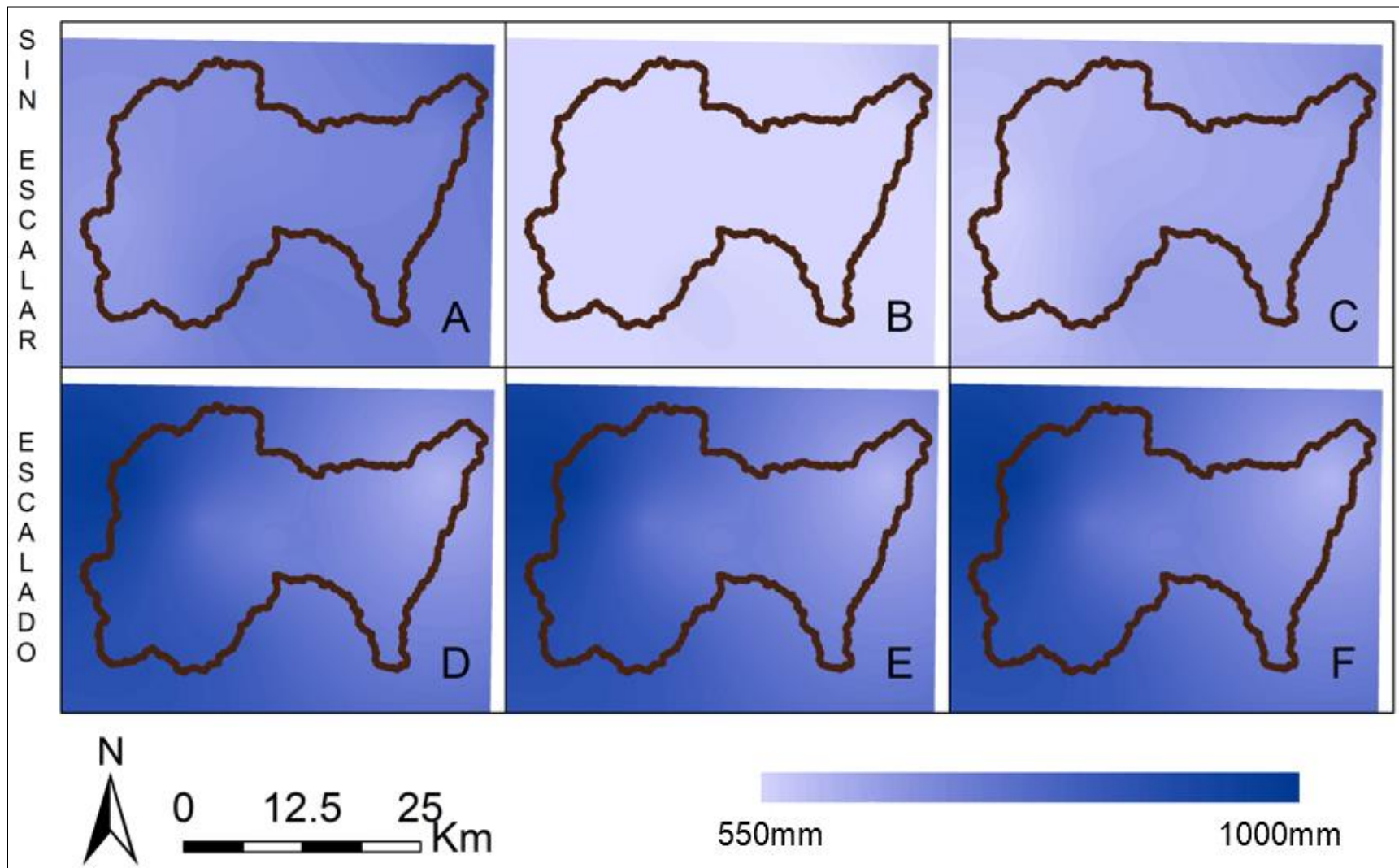


Figura 35. Interpolación geoespacial con IDW, de las precipitaciones extraídas en cada estación para cada GCM, con y sin escalamiento. A y D: NorESM; B y E: MPI; C y F: CRNM.

En la sección anterior se logró cuantificar los sesgos entre observaciones y GCMs para las variables Temperatura y Precipitación. Además, estos fueron corregidos mediante dos técnicas diferentes manteniendo la variabilidad intrínseca de los GCMs. A continuación, se analiza el impacto de estas correcciones sobre la distribución espacial de las variables dentro de la cuenca y en comparación con observaciones in-situ.

En primera instancia, la Figura 34 presenta las distribuciones de temperatura media anual en la cuenca del Río San Antonio sin el escalamiento y con el escalamiento, para los 3 GCMs seleccionados. Todas las gráficas mostradas en la siguiente figura muestran el resultado de la interpolación de los valores medios anual en la ubicación de cada estación terrena, mediante la técnica del IDW.

Al observar la Figura 34-A-B-C, se aprecia que los GCMs sin escalamiento poseen un gradiente en sentido Sur-Norte con una diferencia entre máxima de 1°C. Esto no concuerda con las observaciones terrenas (Figura 24), presentando 3.5°C de diferencia máxima en sentido Oeste-Este. Por otro lado, se puede observar en la Figura 34-D-E-F que las diferencias entre el patrón espacial observado y el sesgo en los datos fueron exitosamente corregidos con la técnica de escalamiento propuesta.

Del mismo modo que en la Figura 34, en la Figura 35 se presentan los valores medios de precipitación total anual, interpolados de los valores extraídos en los GCMs antes y después de aplicar la técnica de Escalamiento. Esta figura permite ver que las interpolaciones a partir de los GCMs sin realizar correcciones presentan notables diferencias con las interpolaciones realizadas a partir de los registros observados. Las diferencias principales en las isohietas de precipitación se encuentran tanto en las magnitudes (los GCMs varían entre 650 y 550mm, mientras que las observaciones varían entre 600 y 1000mm), como el sentido de crecimiento de las isohietas, los GCMs crecen en sentido Este-Oeste mientras que las observaciones en sentido opuesto.

Por otro lado, la Figura 35 muestra que la técnica de corrección de sesgo y escalamiento es muy efectiva en recuperar la distribución espacial de la precipitación. Como ya se dijo, esto es importante ya que permite demostrar que la corrección temporal y espacial mantienen la variabilidad intrínseca de cada modelo, pero respetando el clima local de la cuenca en estudio.

#### **4.3.4 Análisis de Proyecciones Futuras en Precipitación Total Anual y Temperatura Media Diaria Anual**

La misma corrección realizada para los valores históricos de temperatura de los GCMs se realizó para las proyecciones a futuro cercano (2016-2040) y futuro lejano (2076-2100) para los dos escenarios de forzamientos radiativos ya presentados (RCP4.5 y RCP8.5). En la siguiente figura se muestra para cada modelo las temperaturas medias anuales en los distintos escenarios de tiempo analizados con el objetivo de comparar los modelos sin corregir el sesgo con aquellos con sesgo corregido.

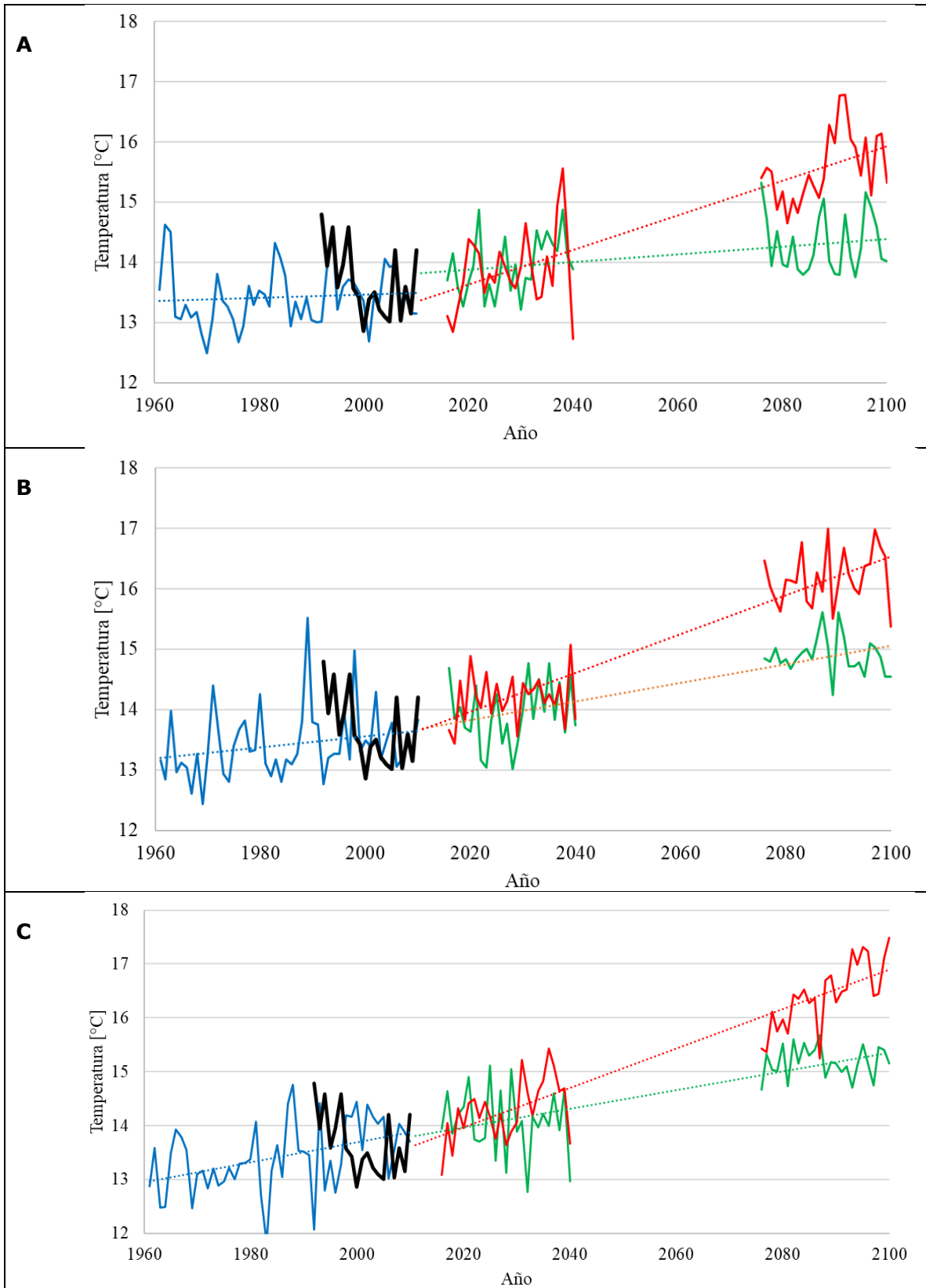


Figura 36. Temperaturas medias anuales para la cuenca San Antonio. Con color negro las observaciones, en azul el período histórico del GCM, en verde el escenario de RCP4.5 del GCM y en rojo el escenario de RCP8.5 del GCM. A: NorESM, B: MPI, C: CNRM.

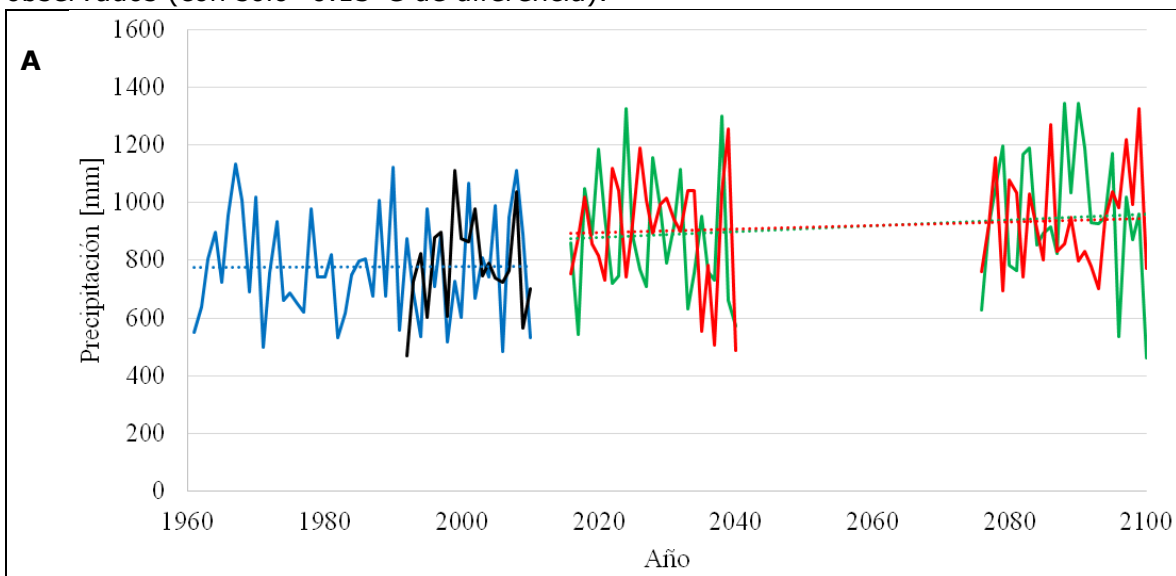
Con la técnica aplicada, en la figura anterior (Figura 36), se observa que tanto la variabilidad intrínseca de los modelos como las tendencias han sido preservadas, produciéndose en todos los casos un descenso de la media de 2°C aproximadamente (ver Figura 28). La tendencia en las temperaturas observable en la figura anterior se explica como causa del aumento de las concentraciones de Gases de Efecto Invernadero (GEI). Además, se puede ver que para futuros lejanos las temperaturas tienden a crecer y a mayor RCP, mayor aumento de temperaturas.

A modo resumen, en la siguiente tabla se cuantifican las diferencias entre las temperaturas medias de las observaciones históricas y los GCM corregidos para los diferentes períodos de tiempo y forzamientos radiativos.

Tabla 8. Diferencia de Temperaturas medias anual en diferentes periodos de tiempo y forzamientos radiativos comparando con la media observada.

<b>Observado</b>	<b>13.55</b>		
	<b>NorESM [°C]</b>	<b>MPI [°C]</b>	<b>CNRM [°C]</b>
Histórico (1992-2010)	-0.13	-0.14	-0.13
Futuro Cercano - RCP4.5	0.40	0.40	0.54
Futuro Cercano - RCP8.5	0.35	0.66	0.76
Futuro Lejano - RCP4.5	0.78	1.37	1.65
Futuro Lejano - RCP8.5	2.04	2.67	2.87

En la Tabla 8 es notorio ver que, incluso corrigiendo las temperaturas futuras, los incrementos para el Futuro Lejano se proyectan con estos GCMs de entre 0.8-1.7 °C para el RCP4.5 y entre 2 y 2.9°C para el RCP8.5. Es decir, como se espera, los escenarios de mayores concentraciones de GEI son los de temperaturas más elevadas. Entre los 3 modelos analizados, se observa que las temperaturas del NorESM están siempre por debajo de los otros modelos. CNRM por otro lado siempre presenta valores más elevados, pero no tan alejados del modelo MPI. Por último, las temperaturas medias corregidas en el período histórico han resultado en valores muy similares a los observados (con solo -0.13°C de diferencia).



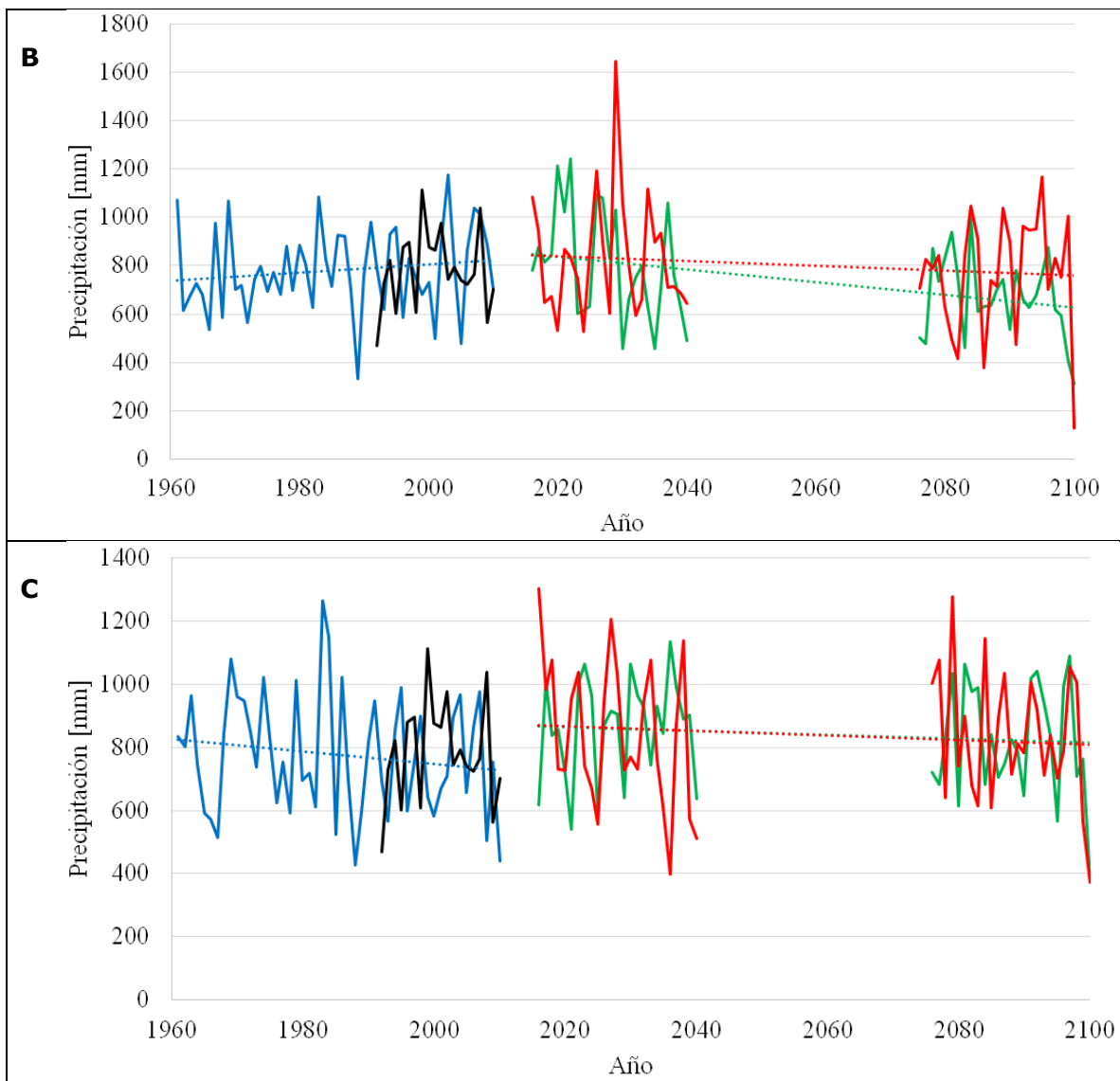


Figura 37. Precipitaciones acumuladas anuales para la cuenca San Antonio. Con color negro las observaciones, en azul el período histórico del GCM, en verde el escenario de RCP4.5 del GCM y en rojo el escenario de RCP8.5 del GCM. A: NorESM, B: MPI, C: CNRM.

En la Figura 37, antes mostrada, se observan las precipitaciones totales anuales (PTA) de cada GCM, corregidas en el futuro cercano y lejano para cada uno de los forzamientos radiativos analizados. En esta figura, se observa que las precipitaciones acumuladas anuales de los modelos climáticos han sido corregidas correctamente en el período histórico, ya que sus valores oscilan en torno a las observaciones in-situ. Además, no se ha perdido la variabilidad intrínseca de los modelos al realizar las correcciones, lo que expresa una buena calidad en el escalamiento. Por otro lado, en el futuro cercano y lejano el orden de magnitud de las precipitaciones anuales se mantiene y coincide también con el del período histórico.

Para esclarecer estos valores mencionados, la Tabla 9 muestra las medias de las precipitaciones anuales para los diferentes GCMs, RCP y períodos de tiempo. Además, esta tabla compara el sesgo de los GSM en el período histórico con las medias observadas



en estaciones, y posteriormente entre la media de los GSM en el período histórico con las medias de los GSM en las diferentes proyecciones futuras.

Tabla 9. Cambio de la Precipitación Anual media [mm] con respecto a las observaciones, para diferentes forzamientos radiativos y períodos de tiempo, en los modelos NorESM, MPI y CNRM.

Precipitación Anual Media [mm]	Período Observado	769 mm			
	Período de GCM	NorESM	MPI	CNRM	Media GCMs
Precipitación Anual Media de cada GCM en cada escenario [mm]	Histórico (1992-2010)	788	737	777	767
	Futuro Cercano - RCP4.5	812	803	834	816
	Futuro Cercano - RCP8.5	849	835	799	828
	Futuro Lejano - RCP4.5	866	670	772	769
	Futuro Lejano - RCP8.5	921	768	798	829
Relación entre PTA de cada GCM en el período Histórico y cada escenario futuro [%]	Futuro Cercano - RCP4.5	9%	8%	12%	9%
	Futuro Cercano - RCP8.5	14%	12%	7%	11%
	Futuro Lejano - RCP4.5	16%	-10%	3%	3%
	Futuro Lejano - RCP8.5	23%	3%	7%	11%

En primer lugar, la Tabla 9 muestra que los GCMs corregidos en el período histórico aún mantienen un sesgo negativo del 5% con respecto a la media observada en las estaciones. Por otra parte, de acuerdo con la Tabla 9, el incremento medio de la precipitación acumulada anual, respecto al período histórico, de estos tres modelos climáticos en el futuro lejano, ronda entre el 3 y el 11% según sea RCP4.5 o RCP8.5. Sin embargo, se puede ver también una disparidad de resultados en el futuro lejano, con respecto al histórico, viéndose incrementos de hasta el 23% y descensos del 10%. Esto habla de que los escenarios futuros se encuentran dentro de un rango de posibilidades, y que este rango tiende a crecer. Esto acentúa la importancia de no poder elegir sólo un modelo climático como representativo de la climatología en el área de estudio, sino utilizar diversos modelos que contemplen la diversidad de posibilidades.

Por lo antes expuesto, se podría asumir que las precipitaciones totales anuales en el futuro aumentarían la media en el 10%. Sin embargo, de acuerdo con la Figura 37, la dispersión de estos valores también crece. Es decir, los modelos climáticos hablan de una progresiva separación de los extremos de precipitaciones totales anuales, indicando que en el futuro los ciclos anuales alcanzarían picos más húmedos y más secos que los observados en las estaciones terrenas. Para cuantificar esto, se procedió de igual manera que en la Tabla 9, calculándose el promedio de los coeficientes de variación de las precipitaciones anuales para cada escenario climático de GCMs (Tabla 10).

Tabla 10. Coeficientes de Variación promedio de la Precipitación Anual media, para las observaciones y para los modelos NorESM, MPI y CNRM con diferentes RCP y períodos de tiempo.

Observado	21 %			
	NorESM	MPI	CNRM	Media
Histórico	21%	21%	23%	22%
Futuro Cercano - RCP4.5	25%	28%	20%	24%
Futuro Cercano - RCP8.5	22%	30%	27%	26%
Futuro Lejano - RCP4.5	22%	25%	22%	23%
Futuro Lejano - RCP8.5	18%	32%	25%	25%

Si bien la tabla anterior no contradice las observaciones realizadas en la Figura 37, muestra que los incrementos promedios en la dispersión de la media de los GCM alcanzarían a aumentar hasta en un 10% respecto al valor histórico (cuyo sesgo respecto al observado es casi nulo). Sin embargo, de acuerdo con los resultados en la Tabla 10, sería razonable asumir que la variación media en los escenarios futuros ronda el 25% que, al compararlo con la variación Histórica, representa un incremento del 4% en la variabilidad interanual.

Cabe señalar que las tendencias de crecimiento del C.V. en cada escenario climático suman incertidumbre en cuanto al rango de posibilidades en las proyecciones analizadas en la Tabla 9. Por otro lado, de considerarse válidas las tendencias analizadas en la Tabla 9 y la Tabla 10, y tomando los valores medios antes señalados, las precipitaciones acumuladas anuales podrían aumentar en el orden de 85mm (11% de la precipitación observada) en la media hacia el futuro lejano y con un desvío de 208mm (25% de la precipitación proyectada futura), oscilando así alrededor en torno a 854mm+/-214mm.

En resumen, se espera que la precipitación acumulada anual aumente en torno al 11% en los próximos años, y la variabilidad asociada en un 3%. Por otro lado, se espera que las temperaturas aumenten del orden de 0.5°C en el futuro cercano y entre 1 y 2.5°C en el futuro lejano, copiando los incrementos simulados en los GEI.

#### 4.4 SÍNTESIS

En el presente capítulo se analizó el impacto en las temperaturas y las precipitaciones al aplicar técnicas de corrección del sesgo y de la distribución espacial sobre los tres Modelos Climáticos Globales (GCM) seleccionados en el capítulo 3 (NorESM, MPI y CNRM). Para las temperaturas, se aplicó una técnica estadística simple de relación entre medias y, en cambio, para las precipitaciones, una técnica estadística conocida como Quantil Mapping mediante una corrección Quantil-Quantil (QM-QQ, por sus siglas en inglés).

Como se pudo observar, las técnicas de corrección temporal y espacial se aplicaron exitosamente, recuperándose la variabilidad espacial al mismo tiempo que se corregían las magnitudes de temperatura y precipitación de cada GCM. Además, se mostró que estas no se realizan a expensas de la variabilidad intrínseca de cada GCM seleccionado en el capítulo 3, lográndose al mismo tiempo que cada modelo respete la climatología local de la cuenca en estudio.

Analizando las proyecciones luego del proceso de escalamiento estadístico, se observa que, en resumen, se espera que la precipitación acumulada anual aumente en torno al 11% en los próximos años, y la variabilidad asociada en un 3%. Por otro lado, se espera que las temperaturas aumenten del orden de 0.5°C en el futuro cercano y entre 1 y 2.5°C en el futuro lejano, copiando los incrementos simulados en los GEI.

Por otro lado, el modelo MPI ha presentado diferentes resultados con respecto a los modelos NorESM y CNRM. Sin embargo, no se podría atribuir las diferencias a la metodología de escalamiento aplicada o a algún modelo en particular, debido a que en los períodos históricos todos los modelos corregidos presentan comportamientos similares a los observados y a las incertidumbres en las proyecciones futuras.

En el capítulo siguiente se analizarán los impactos en los escurrimientos superficiales de la cuenca de estudio mediante el anidamiento de los modelos climáticos corregidos en este capítulo con el modelo hidrológico JAMS introducido en el capítulo 2.

# CAPITULO 5: ANÁLISIS DE LOS IMPACTOS HÍDRICOS EN LA CUENCA DEL RÍO SAN ANTONIO UTILIZANDO MODELACIÓN HIDROLÓGICA DISTRIBUIDA PARA DISTINTAS PROYECCIONES CLIMÁTICAS

## 5.1 INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS

La escasez de agua es la condición en la cual la demanda de este recurso, en todos los sectores, incluyendo el del medio ambiente, no puede ser satisfecha debido al impacto del uso del agua en el suministro o en la calidad del recurso (PHI-UNESCO, 2012). Para poder estudiar la escasez del agua se precisa de un monitoreo continuo de las principales variables hidro-meteorológicas en la cuenca. Sin embargo, para estudiar escenarios futuros hidro-climáticos en el contexto del cambio climático, resulta conveniente introducirse en el análisis de resultados de modelos climáticos de circulación global.

A raíz de lo anterior, para analizar el impacto de la climatología futura en el escurrimiento superficial del río San Antonio para el aprovisionamiento de agua potable, se estudiaron los GCMs en los capítulos 2 y 3. En dichos capítulos se analizaron las características regionales de los modelos y posteriormente se corrigieron los sesgos y la variabilidad espacial local en la cuenca.

Con los GCMs con sesgos corregidos y su variabilidad espacial recuperada, en el capítulo anterior se observó que las proyecciones futuras de los GCMs esperan una leve tendencia de crecimiento en las Precipitaciones Totales Anuales y una tendencia significativa de aumento de las Temperaturas Medias Anuales. De este modo, en el presente capítulo, se busca analizar la respuesta de la cuenca aplicando el modelo matemático de simulación hidrológica "JAMS" (Jena Adaptable Model Simulation), introducido en el capítulo 1. Este es un Modelo Continuo y Distribuido con base física conceptual, que permite estudiar la cuenca con enorme nivel de detalle.

Complementariamente al análisis del Riesgo de Escasez de Agua en el río San Antonio ante los diferentes GCMs y escenarios climáticos, se estudiará el impacto de los cambios proyectados en temperaturas y precipitaciones detectados en el capítulo anterior, sobre el ciclo hidrológico, en términos de evaporaciones, de días consecutivos sin lluvia, caudales y precipitación máxima anual.

## 5.2 MATERIALES Y MÉTODOS

A partir de los valores corregidos e interpolados con IDW, resultantes del capítulo anterior, se deben compatibilizar estos datos con los formatos requeridos de entrada al modelo JAMS. Para esto ha resultado necesario transformar las matrices de 4 y 5 dimensiones generadas, en formatos tabulares de tipo ASCII con los encabezados y tabulaciones necesarios para la adecuada lectura de los datos del modelo hidrológico JAMS.

Con los datos de Temperatura y Precipitación preparados en el formato ASCII se empleó la misma parametrización que en el Capítulo 2 para el modelo JAMS. Es así que se

realizaron las simulaciones para cada uno de los 3 GCMs seleccionados en el capítulo 3, en cada uno de los 3 períodos de tiempo en estudio y para los dos RCP analizados en los períodos futuros. Es decir, al menos un total de 15 simulaciones matemáticas.

En este capítulo analizaremos las Evapotranspiraciones, las precipitaciones medias areales y los caudales en el cierre de la cuenca, simulados con JAMS a partir del resultado de escalamiento realizado en el capítulo 4. Las ecuaciones que utiliza JAMS para simular los diferentes procesos hidrológicos pueden ser consultados en el Anexo 1.

## 5.3 RESULTADOS

A partir de los datos corregidos de Precipitación y Temperatura se modeló la cuenca del río San Antonio hidrológicamente. Esto se llevó a cabo con el mismo modelo presentado en el capítulo 2, el Modelo Hidrológico y Distribuido espacialmente JAMS. Mediante la aplicación de este modelo, deseamos analizar el impacto de las variaciones observadas sobre el ciclo hidrológico en términos de evaporaciones, de días consecutivos con lluvia, de caudales y de precipitación máxima diaria anual.

### 5.3.1 Impacto según los distintos GCM en la Evapotranspiración real simulada

La Tabla 11 muestra la Evapotranspiración "ET" media anual para los diferentes GCMs, RCP y períodos de tiempo. Además, esta tabla compara el sesgo de los GSM en el período histórico con las medias observadas en estaciones, y posteriormente entre la media de los GSM en el período histórico con las medias de los GSM en las diferentes proyecciones futuras.

Tabla 11. Cambio de ET media anual [mm] de los GCM, con respecto a las observaciones, para diferentes forzamientos radiativos y períodos de tiempo, en los modelos NorESM, MPI y CNRM.

Evapotranspiración media anual [mm]	Período Observado	538 mm			
	Período de GCM	NorESM	MPI	CNRM	Media GCMs
ET Media Anual de cada GCM en cada escenario [mm]	Histórico	478	502	453	478
	Futuro Cercano - RCP4.5	507	537	558	534
	Futuro Cercano - RCP8.5	506	533	547	529
	Futuro Lejano - RCP4.5	524	470	539	511
	Futuro Lejano - RCP8.5	533	507	555	531
Relación entre ET de cada GCM en el período Histórico y cada escenario futuro [%]	Futuro Cercano - RCP4.5	6%	7%	23%	12%
	Futuro Cercano - RCP8.5	6%	6%	21%	11%
	Futuro Lejano - RCP4.5	10%	-6%	19%	7%
	Futuro Lejano - RCP8.5	11%	1%	22%	11%

Como se observa en la tabla anterior, entre las observaciones y los GCMs en el período histórico, el sesgo es del orden del -10%. Si se hubiese corregido este sesgo, los cambios entre las ET futuras y las históricas hubieran repercutido en aumentos desde el 6% al 23%. Por otro lado, el comportamiento de cada modelo arroja datos distintos no permitiendo observar un patrón común. Es decir, NorESM tiende a aumentar con el

tiempo, lo cual se condice con el aumento de las temperaturas; MPI tiende a decrecer con el tiempo; y CNRM tiende a mantenerse constante con el tiempo.

Para analizar el comportamiento estacional de las evaporaciones, en la Figura 38, se observan las medias mensuales de ET.

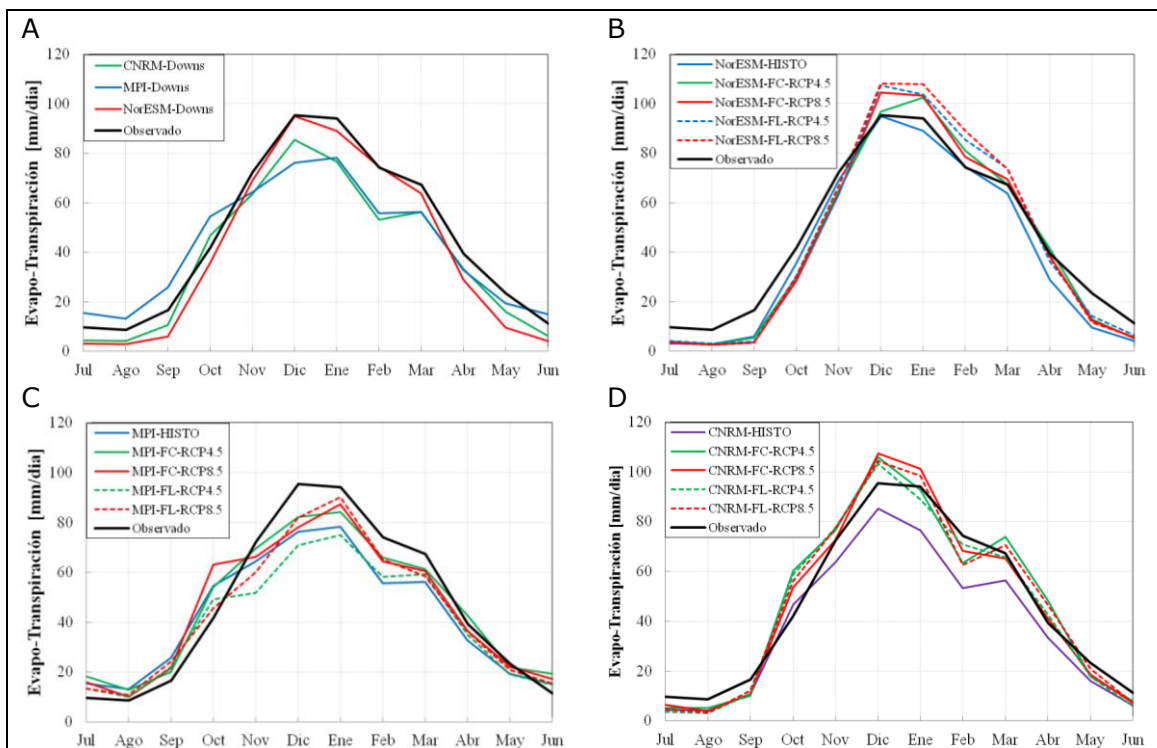


Figura 38. Evapo-Transpiración media mensual para la cuenca San Antonio. A: Modelos en el período histórico con observaciones. B: NorESM, C: MPI y D: CNRM; cada uno muestra con color azul el período histórico, en verde el escenario de RCP4.5, en rojo el escenario de RCP8.5 y con trazo punteado los escenarios futuros.

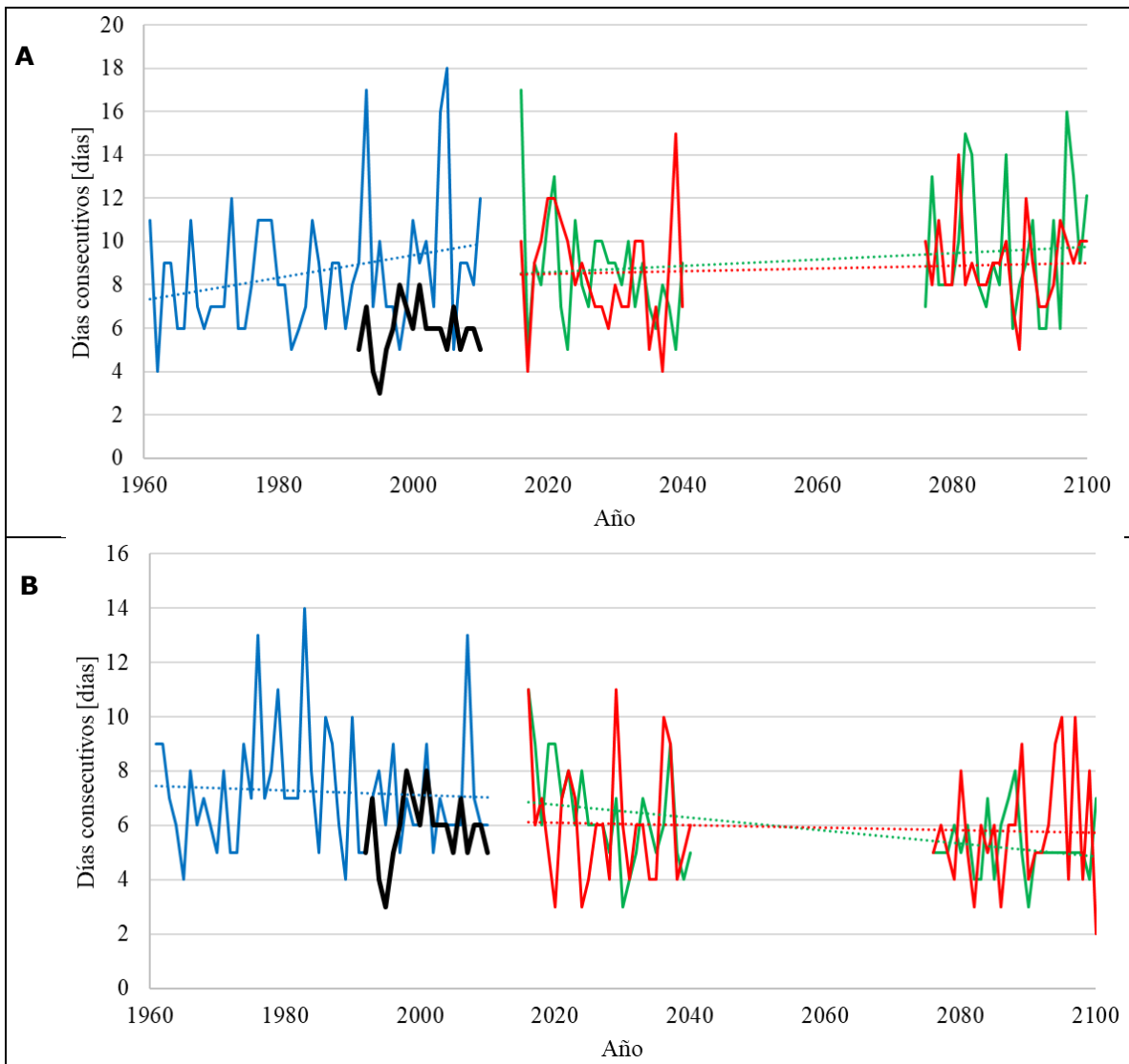
La figura anterior muestra que existen leves diferencias entre los modelamientos de ET con observaciones de temperatura con Monteit-Penman y los modelos en los períodos históricos para las ET-reales simuladas con JAMS. Si bien las diferencias en este periodo son leves, se tienden a acentuar más en los meses estivos (entre octubre y marzo). En cuanto a los períodos futuros, se observa en los períodos estivos que los modelos NorESM y CNRM tienen una tendencia al incremento de las ET futuras y el MPI posee una tendencia inversa. En todos los casos, el comportamiento es opuesto en los períodos de estiaje. Por lo tanto, estas tendencias podrían incidir en los caudales superficiales, pero, debido a las magnitudes de los cambios, se espera que su impacto sea leve o incluso despreciable.

### 5.3.2 Impacto según distintos GCM en días consecutivos con lluvia

Otras cuestiones que pueden analizarse en el tiempo a partir de los GCMs corregidos son la cantidad de días consecutivos con lluvia de los modelos. En la Figura 39 se grafica el número de estos días al año, según los GCMs, cabe apreciar que en los modelos CNRM y NorESM hay un sesgo entre las medias de ellos y de las observaciones que no logró corregirse con la metodología empleada. Sin embargo, como se observa, las tendencias entre los distintos períodos de tiempo se mantienen. Por otra parte, todos los períodos

muestran grandes picos de días sin lluvia al año, lo cual es importante a ser considerado en el diseño de obras de regulación o suplemento de caudales.

A continuación, en la Figura 39 se muestran los días consecutivos con lluvias, considerados aquellos con registros mayores a 1mm. En esta figura, si bien los modelos CNRM y NorESM corregidos poseen un sesgo en el período histórico, las tendencias en los días consecutivos de lluvia al año se mantienen. Algo similar a lo analizado en la Figura 38. Además, existen grandes picos en todos los períodos, lo que podría repercutir en el diseño de obras hidráulicas.



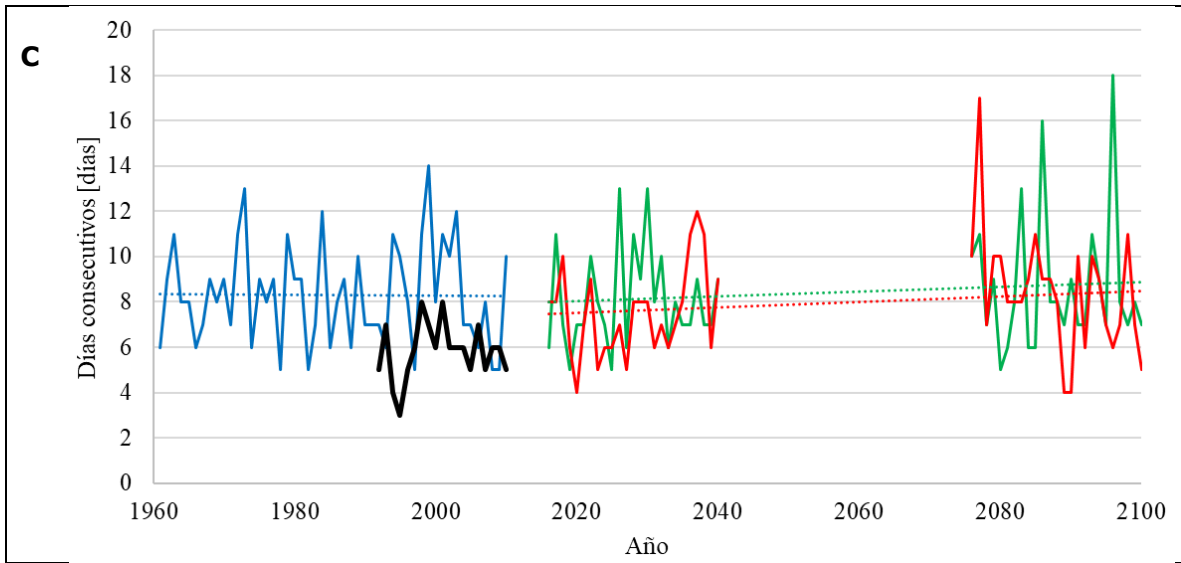
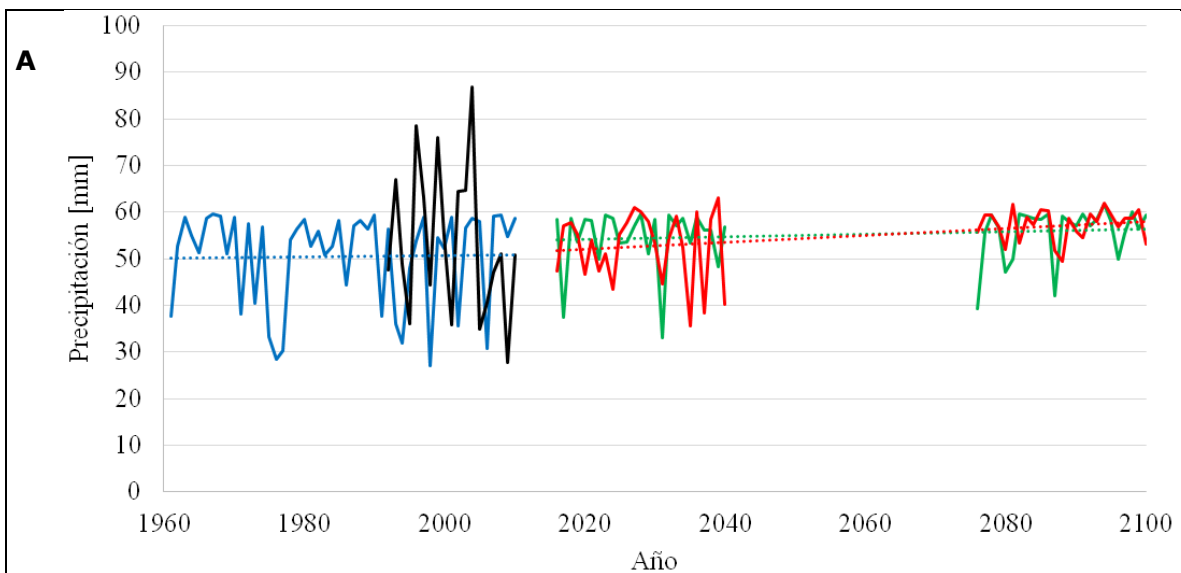


Figura 39. Días consecutivos con lluvia al año para la cuenca San Antonio. Con color negro las observaciones, en azul el período histórico del GCM, en verde el escenario de RCP4.5 del GCM y en rojo el escenario de RCP8.5 del GCM. A: NorESM, B: MPI, C: CNRM.

### 5.3.3 Análisis de Proyecciones Futuras en Precipitación Máxima Anual

Continuando con el análisis, resulta importante para el diseño hidráulico estudiar el comportamiento de la precipitación máxima diaria anual (PMA). Para esto, se grafican en la Figura 40, a continuación, los tres GCMs para cada RCP y período de tiempo.





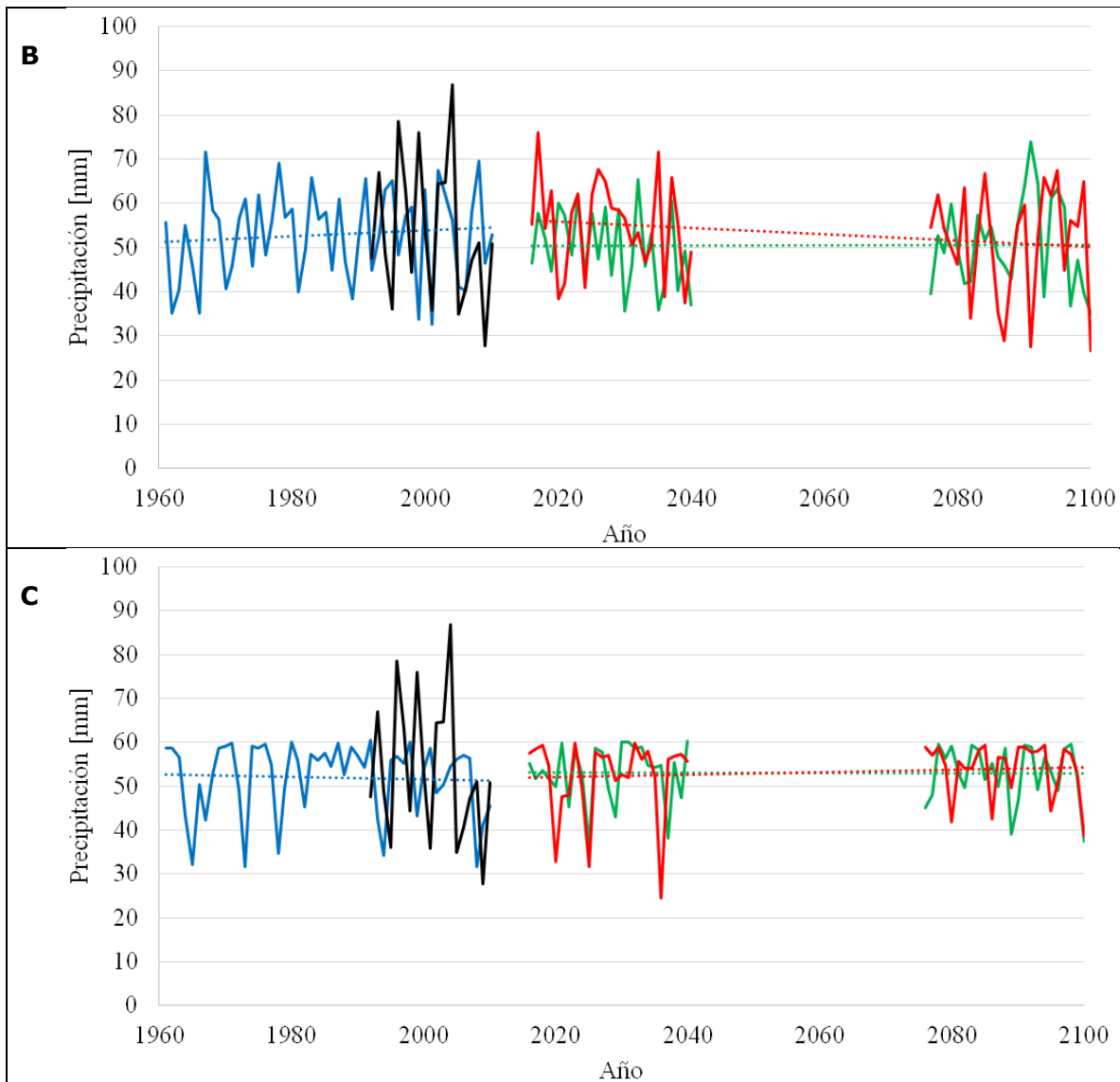


Figura 40. Precipitaciones Máximas anuales para la cuenca San Antonio. Con color negro las observaciones, en azul el período histórico del GCM, en verde el escenario de RCP4.5 del GCM y en rojo el escenario de RCP8.5 del GCM. A: NorESM, B: MPI, C: CNRM.

La Figura 40 muestra cómo las precipitaciones máximas anuales de los GCMs, en todos los períodos de tiempo, verían afectada su variabilidad intrínseca luego de aplicada la técnica de escalamiento. Por otro lado, aún con las correcciones realizadas, ninguno de los modelos climáticos, y para ningún período de tiempo, alcanza los valores máximos registrados en el período de observación. Además, cabe resaltar que en ninguno de los modelos se observa una tendencia pronunciada de crecimiento en las PMA. Todos esto es importante a contemplar si se deseara diseñar obras hidráulicas con estos modelos ya que implicaría un sub-dimensionamiento de las mismas.

A modo de hipótesis, y para desarrollarse en trabajos futuros, se considera que los resultados anteriores están vinculados estrechamente al método de escalamiento Quantile-Mapping de las precipitaciones aplicado en el capítulo 4. Ya que, la FDP

corregida en cada modelo fue realizada con las series completas, tanto de observaciones como de GCMs, dando así mayor preponderancia a los valores más probables. Siguiendo con este razonamiento, para fines de diseño hidrológico, convendría realizar el escalamiento utilizando sólo los máximos anuales de cada serie.

A modo resumen, la Tabla 12, muestra los valores medios de las Precipitaciones Máximas diarias Anuales para los diferentes GCMs, RCP y períodos de tiempo. Además, esta tabla compara el sesgo de los GSM en el período histórico con las medias observadas en estaciones, y posteriormente entre la media de los GSM en el período histórico con las medias de los GSM en las diferentes proyecciones futuras.

Tabla 12. Cambio de PMA [mm] de los GCM, con respecto a las observaciones, para diferentes forzamientos radiativos y períodos de tiempo, en los modelos NorESM, MPI y CNRM.

Precipitación Máxima diaria Anual [mm]	Período Observado	54 mm			
	Período de GCM	NorESM	MPI	CNRM	Media GCMs
PMA de cada GCM en cada escenario [mm]	Histórico	47	49	50	49
	Futuro Cercano - RCP4.5	52	50	50	50
	Futuro Cercano - RCP8.5	51	55	51	52
	Futuro Lejano - RCP4.5	52	51	47	50
	Futuro Lejano - RCP8.5	58	51	51	53
Relación entre PMA de cada GCM en el período Histórico y cada escenario futuro [%]	Futuro Cercano - RCP4.5	10%	2%	0%	2%
	Futuro Cercano - RCP8.5	8%	12%	2%	6%
	Futuro Lejano - RCP4.5	10%	4%	-6%	2%
	Futuro Lejano - RCP8.5	22%	4%	2%	8%

En primer lugar, la tabla anterior muestra que las PMA de los GCMs históricos presentan un pequeño sesgo respecto a las observaciones. Por otro lado, si se corrigiera dicho sesgo, se puede apreciar una leve tendencia de crecimiento de las PMA relacionada con los RCP8.5, del orden del 10%. Del mismo modo que en el análisis de las PTA, se observa un comportamiento anómalo del modelo MPI con respecto a los otros dos, para los períodos futuros lejanos, esto refuerza la teoría de que no se pueden descartar modelos por no representar lo esperado, sino que deben ser tenidos en consideración como parte de las posibles situaciones dentro de las cuales el clima real se podría ubicar en el futuro.

Siguiendo con el análisis de máximos de precipitación realizado en la Figura 40, a continuación, en la Figura 41, se muestra la diferencia entre las curvas h-d-T entre los 3 GCMs en el período histórico y las observaciones. Estas curvas fueron construidas con datos diarios (d=1440 minutos) y con la lámina total precipitada en ese día (altura de lámina 'h'). Estos valores fueron asociados a diferentes períodos de retorno de acuerdo con su probabilidad de ocurrencia.

Cabe resaltar que, en el caso de las observaciones, el registro de datos ronda los 20 años. En cambio, para los modelos las series de precipitaciones son de 50 años. A su vez, la Figura 41 muestra los escenarios antes y posteriormente de aplicada la técnica de escalamiento y sólo muestra los porcentajes de diferencia con respecto a h-d-T realizada para las observaciones. Por último, se aclara que en todos los casos se analizaron series medias areales ponderadas con los mismos coeficientes de Thiessen.

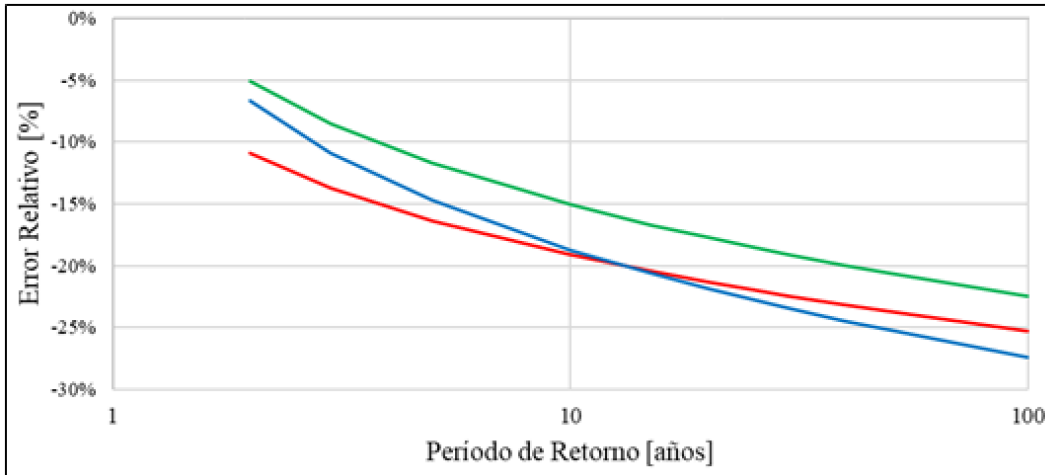
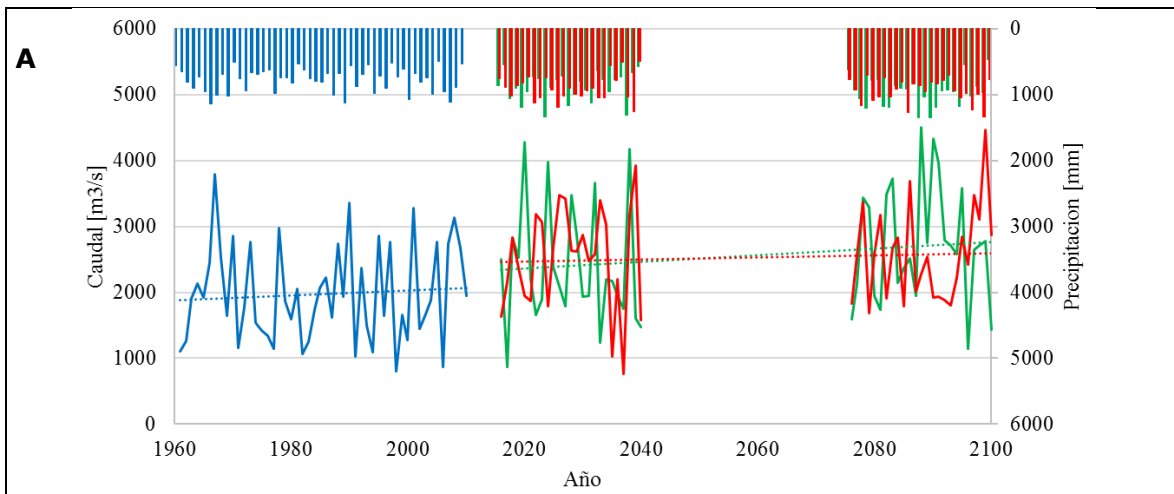


Figura 41. Curvas semilogarítmicas de error relativo a las observaciones en la inferencia de la relación h-d-T para la cuenca San Antonio. En líneas de colores los GCM en el período histórico: CNRM (verde), MPI (azul) y NorESM (rojo).

En la Figura 41 se observa que existe una sub-estimación (hasta el 27%) en las h-d-T, esto va de la mano con lo observado en la Tabla 12, se debe continuar estudiando el proceso de escalamiento de precipitaciones para que sea factible el empleo de los GCMs en el diseño hidrológico. Por otro lado, cabe resaltar que la media areal realizada con Thiessen, no tiene en cuenta la topografía de la cuenca sino la distribución de las estaciones espacialmente en ella. Además, las precipitaciones de los GCMs utilizadas sin aplicar la técnica de escalamiento tampoco tienen en cuenta la orografía de la cuenca.

### 5.3.4 Impacto según distintos GCM en el caudal superficial simulado

A continuación, la Figura 42 muestra los caudales simulados con JAMS a partir de las observaciones (cuadro D). Además, en dicha figura se muestra en cada cuadro los caudales simulados para cada GCM (cuadro A,B y C), a partir de los datos de temperaturas y precipitación escalados en cada uno de los períodos de tiempo analizados: período histórico (1961-2010); proyección al futuro cercano (2016-2040); y proyección al futuro lejano (2076-2100). En las proyecciones se simulaban los dos escenarios de forzamientos radiativos ya presentados (RCP4.5 y RCP8.5).



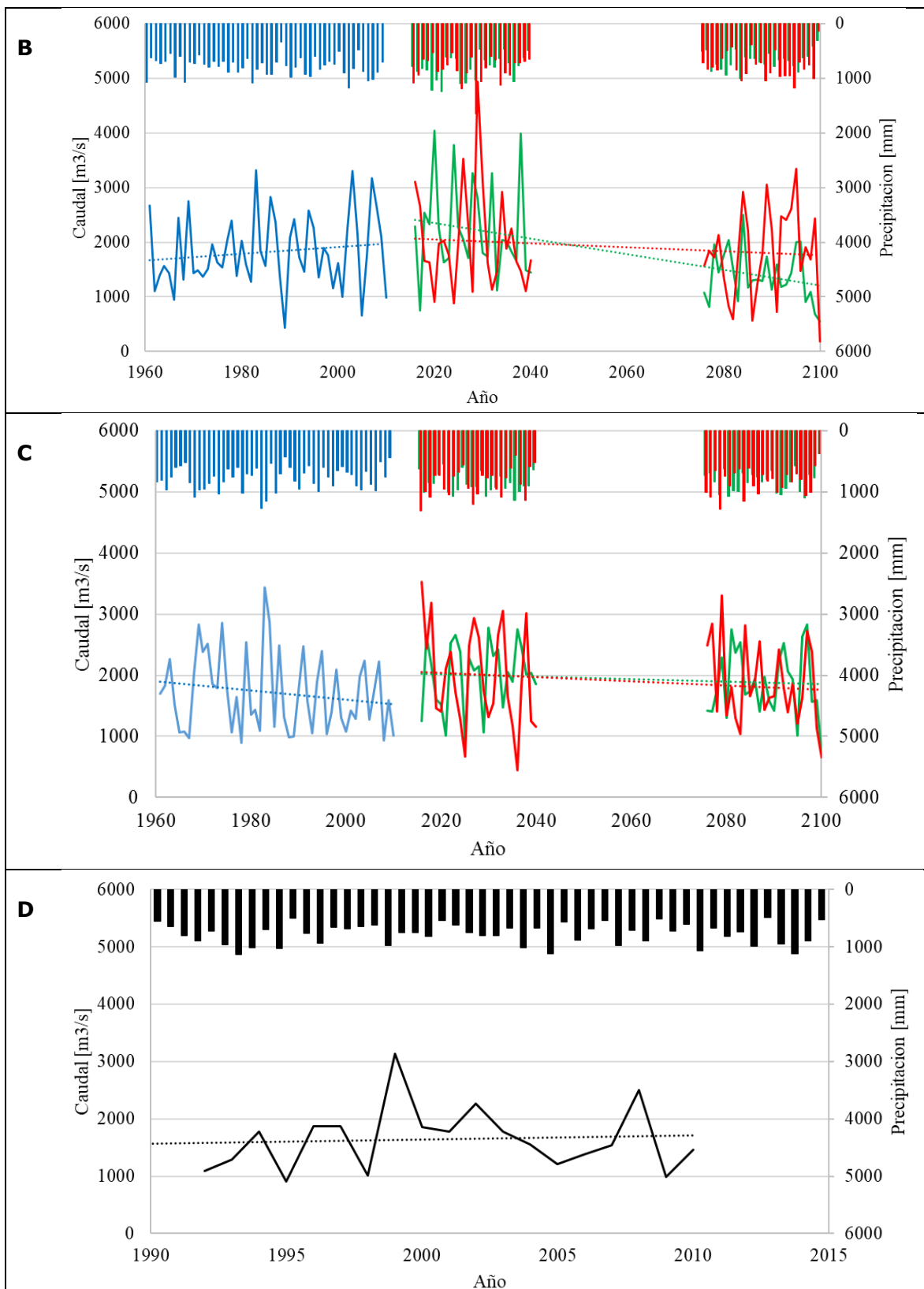


Figura 42. Precipitaciones (gráfica superior, eje derecho) y caudales anuales simulados (gráfica inferior, eje izquierdo) para el río San Antonio. Con color azul el período histórico, en verde el escenario de RCP4.5 y en rojo el escenario de RCP8.5. A: NorESM, B: MPI, C: CNRM y D: Observado.

Se observa en la Figura 42 que el impacto de los escenarios futuros en las precipitaciones y en los caudales no es importante en términos de magnitud. En particular para los caudales superficiales, las tendencias futuras y para los dos forzamientos radiativos, se mantienen con tendencias aproximadamente horizontales. Además, es importante ver en la figura anterior, que los extremos superiores e inferiores tienden a incrementar su frecuencia en los caudales acumulados anuales.

Para un análisis de mayor detalle, se cuantificaron, en la Caudales Acumulados Anuales medios para los diferentes GCMs, RCP y períodos de tiempo. Además, esta tabla compara el sesgo de los GSM en el período histórico con las medias observadas en estaciones, y posteriormente entre la media de los GSM en el período histórico con las medias de los GSM en las diferentes proyecciones futuras.

Tabla 13, los Caudales Acumulados Anuales medios para los diferentes GCMs, RCP y períodos de tiempo. Además, esta tabla compara el sesgo de los GSM en el período histórico con las medias observadas en estaciones, y posteriormente entre la media de los GSM en el período histórico con las medias de los GSM en las diferentes proyecciones futuras.

Tabla 13. Cambio con respecto a las observaciones del Caudal Acumulado Anual medio [m<sup>3</sup>/s], para diferentes forzamientos radiativos y períodos de tiempo, en los modelos NorESM, MPI y CNRM.

Caudal Acumulado Anual [m <sup>3</sup> /s]	Período Observado	1647 m <sup>3</sup> /s			
	Período de GCM	NorESM	MPI	CNRM	Media GCMs
PMA de cada GCM en cada escenario [m <sup>3</sup> /s]	Histórico	1972	1827	1709	1836
	Futuro Cercano - RCP4.5	2378	2234	2014	2208
	Futuro Cercano - RCP8.5	2507	2028	1961	2166
	Futuro Lejano - RCP4.5	2730	1386	1868	1995
	Futuro Lejano - RCP8.5	2556	1801	1855	2071
Relación entre PMA de cada GCM en el período Histórico y cada escenario futuro [%]	Futuro Cercano - RCP4.5	21%	22%	18%	20%
	Futuro Cercano - RCP8.5	27%	11%	15%	18%
	Futuro Lejano - RCP4.5	38%	-24%	9%	9%
	Futuro Lejano - RCP8.5	30%	-1%	8%	13%

De lo observado en la tabla anterior y en la Figura 42, el modelo MPI presenta un comportamiento diferente con respecto a los modelos NorESM y CNRM. Por otro lado, los modelos NorESM y CNRM, presentaban un comportamiento de subestimación en los totales anuales y luego de la corrección tienden a comportarse similarmente a las observaciones. El comportamiento de los caudales acumulados anuales difiere de acuerdo con el modelo climático, pero en general, la tendencia es de oscilar en torno a valores similares en el futuro cercano y lejano, no pudiendo aceptarse ningún modelo por sobre otro debido a las incertidumbres en las proyecciones futuras.

Por último, para concluir el análisis de resultados obtenidos mediante el modelo hidrológico implementado en JAMS, la Tabla 14 compara los días con Riesgo de Escasez de Agua para los diferentes GCMs, RCP y períodos de tiempo. Además, esta tabla

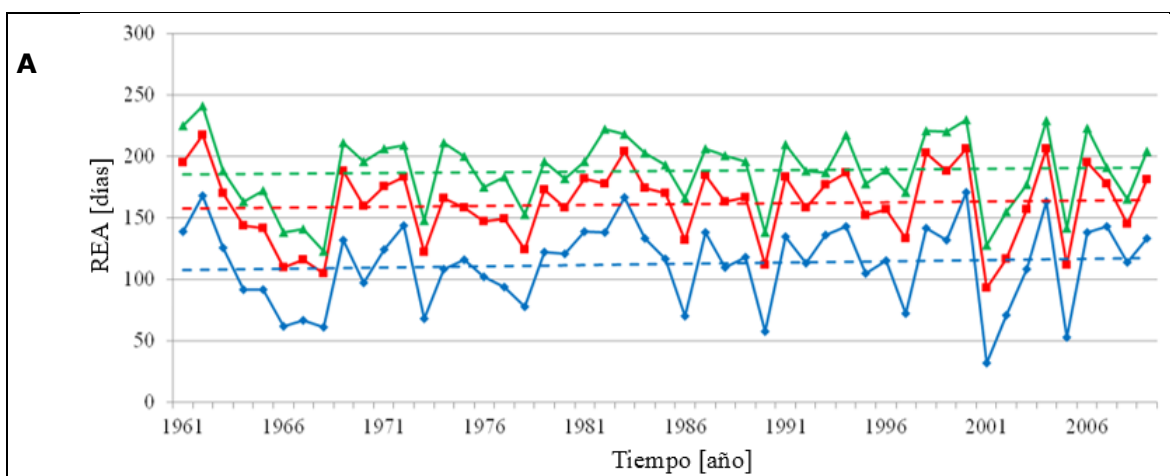
compara el sesgo de los GSM en el período histórico y en las diferentes proyecciones futuras, con las medias observadas en estaciones.

Tabla 14. Cantidad de días con REA de  $0.3\text{m}^3/\text{s}$ ,  $0.6\text{m}^3/\text{s}$  y  $0.9\text{m}^3/\text{s}$ , para diferentes forzamientos radiativos y períodos de tiempo, en los modelos NorESM, MPI y CNRM.

GCM	Escenario	Observado	Histórico	FC		FL	
				RCP4.5	RCP8.5	RCP4.5	RCP8.5
NorESM	Q< $0.3\text{m}^3/\text{s}$	78	110	95	95	97	106
	Q< $0.6\text{m}^3/\text{s}$	126	158	146	145	146	152
	Q< $0.9\text{m}^3/\text{s}$	158	185	175	172	173	180
MPI	Q< $0.3\text{m}^3/\text{s}$	78	70	103	75	103	97
	Q< $0.6\text{m}^3/\text{s}$	126	134	153	134	173	153
	Q< $0.9\text{m}^3/\text{s}$	158	173	182	169	213	190
CNRM	Q< $0.3\text{m}^3/\text{s}$	78	96	89	101	103	97
	Q< $0.6\text{m}^3/\text{s}$	126	147	140	151	151	148
	Q< $0.9\text{m}^3/\text{s}$	158	178	170	185	178	180

Se observa en la tabla anterior que, a partir de los caudales simulados en JAMS con datos de GCM, los días con Riesgo de Escasez de Agua en el río San Antonio en el período histórico, se encuentran sesgados positivamente con respecto a los caudales simulados con datos observados. Por otra parte, en los períodos futuros cercanos y lejanos, y para los diferentes RCP, no se observan cambios significativos en las medias respecto al período histórico. Esto aquí señalado, podría resultar de utilidad para la planificación del recurso hídrico superficial.

Para continuar con el análisis anterior de REA, en la Figura 43 se muestra el número de días al año con REA para las diferentes situaciones de demanda de agua analizadas.



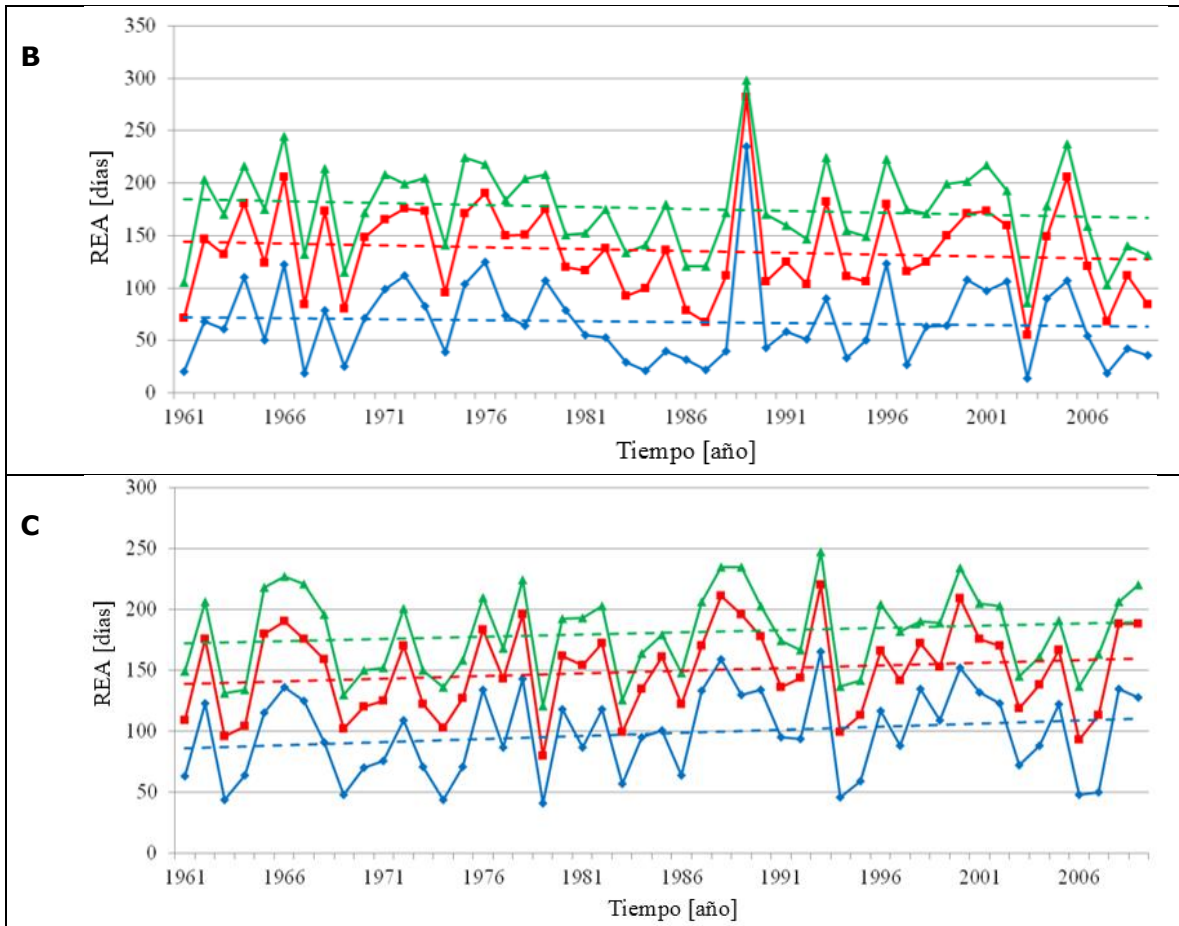


Figura 43. Cantidad de días con Riesgo de Escasez de Agua (REA) con consumo de  $0.3\text{m}^3/\text{s}$  (azul),  $0.6\text{m}^3/\text{s}$  (rojo) y  $0.9\text{m}^3/\text{s}$  (verde), en el período histórico, teniendo en cuenta un remanente de al menos  $0.2\text{m}^3/\text{s}$  de caudal ecológico. A: NorESM, B: MPI y C: CNRM.

La Figura 43 muestra el número de días al año con REA para las situaciones de demanda de agua potable de  $0.3$ ,  $0.6$  y  $0.9\text{m}^3/\text{s}$ . Estos REA fueron determinados a partir de los caudales simulados con JAMS para cada GCM en el período histórico a partir de las temperaturas y precipitaciones con escalamiento aplicado.

De observar la figura anterior, se pueden ver leves tendencias de crecimiento de los días con Riesgo de Escasez de Agua para los modelos CNRM y NorESM, presentando ordenes de magnitud muy similares entre sí. Por otro lado, el modelo MPI muestra una leve tendencia a la baja en los días con REA. Además, si bien los órdenes de magnitud de los REA para  $0.6\text{m}^3/\text{s}$  y  $0.9\text{m}^3/\text{s}$  resultan similares a aquellos de los demás modelos, cabe resaltar que en este caso los REA de  $0.3\text{m}^3/\text{s}$  tienen un orden de magnitud menor a los restantes. Estas diferencias entre los modelos hablan de la dificultad de aceptar un único modelo como idóneo, haciendo que las incertidumbres nos planteen un escenario de posibilidades en lugar de un único resultado.

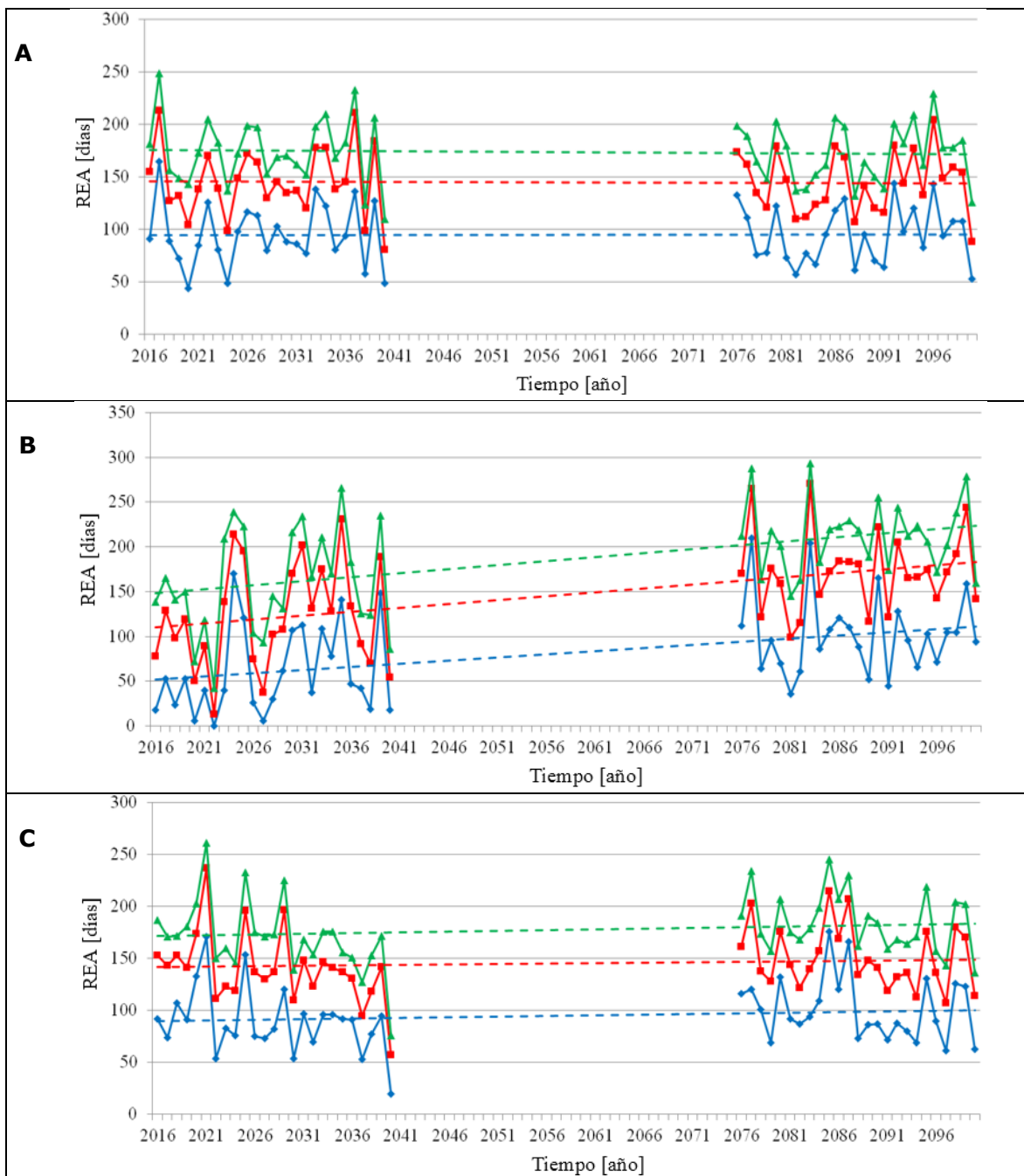


Figura 44. Días con Riesgo de Escasez de Agua con consumo de  $0.3\text{m}^3/\text{s}$  (azul),  $0.6\text{m}^3/\text{s}$  (rojo) y  $0.9\text{m}^3/\text{s}$  (verde), para proyecciones futuras de RCP4.5, teniendo en cuenta un remanente de al menos  $0.2\text{m}^3/\text{s}$  de caudal ecológico. A: NorESM, B: MPI y C: CNRM.

Del mismo modo que en la Figura 43, la Figura 44 muestra el número de días al año con REA para las situaciones de demanda de agua potable de  $0.3\text{m}^3/\text{s}$ ,  $0.6\text{m}^3/\text{s}$  y  $0.9\text{m}^3/\text{s}$ . Sin embargo, en este caso los REA fueron determinados para cada GCM en las proyecciones futuras de RCP4.5, a partir de los caudales simulados con JAMS utilizando las precipitaciones y temperaturas con escalamiento aplicado.

La figura anterior muestra leves tendencias de crecimiento de los días con Riesgo de Escasez de Agua para el modelo CNRM, mientras que muestra leves tendencias de baja



para NorESM, presentando ordenes de magnitud muy similares entre sí. Por otro lado, el modelo MPI muestra una fuerte tendencia de crecimiento en los días con REA. Nuevamente, si se aceptara al modelo MPI como idóneo, los encargados de la gestión del recurso hídrico deberían tomar medidas para mitigar estos impactos. Sin embargo, los restantes modelos presentan características muy diferentes, haciendo que el resultado del MPI sea una posibilidad dentro del espectro de posibilidades en las proyecciones de REA.

Por último, la Figura 45 muestra el mismo análisis de días con REA de la Figura 44 pero para cada GCM en las proyecciones futuras de RCP8.5. Este RCP representa el impacto de mayores emisiones de Gases de Efecto Invernadero en la atmósfera en las proyecciones futuras de REA.



Figura 45. Días con Riesgo de Escasez de Agua con consumo de  $0.3\text{m}^3/\text{s}$  (azul),  $0.6\text{m}^3/\text{s}$  (rojo) y  $0.9\text{m}^3/\text{s}$  (verde) para proyecciones futuras de RCP8.5, teniendo en cuenta un remanente de al menos  $0.2\text{ m}^3/\text{s}$  de caudal ecológico. A: NorESM, B: MPI y C: CNRM.

En el caso mostrado en la figura anterior, se observan leves tendencias de crecimiento de los días con Riesgo de Escasez de Agua para los modelos MPI y NorESM, mientras que muestra tendencias aparentemente nulas para el NorESM. Además, todos presentan ordenes de magnitud muy similares entre sí, salvo el modelo MPI para los días con REA de  $0.3\text{m}^3/\text{s}$  con magnitudes sutilmente por debajo de las respectivas a los otros modelos. Cabe resaltar que para RCP8.5 el rango de incertidumbres asociadas a las proyecciones se ve disminuido con respecto al RCP4.5, resultado en sentido contrario a los aumentos de GEI en la atmósfera.

## 5.4 SÍNTESIS

Considerando que el objetivo del estudio de los GCMs es evaluar el impacto de las emisiones GEI en la disponibilidad de agua en la cuenca del río San Antonio, al utilizarlos como variables de entrada en el modelo hidrológico JAMS, en el presente capítulo se analizó el impacto en los caudales superficiales de los tres Modelos Climáticos Globales (GCM) seleccionados en el capítulo 2 (NorESM, MPI y CNRM). Estos GCMs no fueron acoplados directamente al modelo hidrológico JAMS, sino que se acoplaron las variables de precipitación y temperatura luego de corregido el sesgo y la variabilidad espacial, como se analizó en el capítulo 3.

A pesar del sesgo entre las ET observadas y aquellas de los GCMs, los cambios entre las ET futuras y las históricas podrían significar en aumentos desde el 6% al 23%. Sin embargo, el comportamiento de cada modelo arroja datos distintos no permitiendo observar un patrón común. Al analizar las ET mensualmente, se observaron leves diferencias entre las observaciones y los modelos en los períodos históricos. Por otro lado, en los períodos futuros estas diferencias crecen un poco, aunque los modelos presentan resultados muy diferentes entre sí, lo que indicaría que aumenta la incertidumbre en las ET en las proyecciones futuras.

Por lo enunciado anteriormente, se determinó que las Evapo-Transpiraciones (ET) en el futuro tenderían a crecer acompañando en cierta forma el incremento de las temperaturas. Sin embargo, el incremento de las ET no presenta una magnitud tal que pueda incidir finalmente en el escurrimiento superficial de la cuenca, ya que también aumentan las precipitaciones.

En cuanto a los días consecutivos con lluvias al año, los modelos corregidos en el período histórico no presentaron marcadas tendencias. Sin embargo, se observaron grandes fluctuaciones en esta variable para todos los períodos de tiempo analizados. Esta información resulta de especial interés para los tomadores de decisiones a la hora de diseñar obras, desarrollar planes para abastecimiento de agua potable, análisis de efluentes, manejo de embalses, riego suplementario de campos, entre otros.

A partir del análisis inferencial realizado con las Precipitaciones Máximas Anuales de los tres GCMs con escalamiento, se observó que las h-d-T para precipitaciones en el período histórico se ubican por debajo de las h-d-T construidas en base a observaciones. Al observarse esto, se puede afirmar que aún no es posible aplicar los GCMs para construir curvas de relación intensidad-duración-recurrencia, de gran utilidad para diseño hidrológico.

Del análisis de los resultados de los días con Riesgo de Escasez del Agua, se observa que los valores históricos de días con caudales inferiores a  $0.3\text{m}^3/\text{s}$  equivalen aproximadamente a una cuarta parte de los días del año. Estos valores son similares entre los tres GCM y las observaciones, pudiéndose apreciar sólo leves diferencias entre sí. Del mismo modo, en este período de análisis se pueden observar resultados con los REA de  $0.6\text{m}^3/\text{s}$  y  $0.9\text{m}^3/\text{s}$ .

Por el lado del impacto de las proyecciones futuras en el REA, el MPI presenta un comportamiento diferente al NorESM y CNRM. Estas diferencias en las proyecciones generan incertidumbres en los resultados, las cuales se vieron mayormente incrementadas en el RCP4.5 que en el RCP8.5.

Por último, todas las diferencias entre los modelos climáticos vistas en los resultados, habla de la dificultad de aceptar un único modelo como idóneo, haciendo que las incertidumbres nos planteen un escenario de posibilidades en lugar de un único resultado. Además, se recomienda profundizar en las técnicas de escalamiento estadístico para, de este modo, poder utilizar la información de los modelos climáticos como una herramienta a disposición de la ingeniería representando así la base física en la climatología global en las proyecciones futuras.

## CAPITULO 6: CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

### 6.1 CONCLUSIONES Y DISCUSIONES

Para optimizar el sistema de gestión de recursos hídricos y asistir a la toma de decisiones, es necesario saber cómo responden las cuencas de aporte ante distintos escenarios futuros hidrometeorológicos y de demanda. Por ende, para analizar el impacto de las variaciones del caudal en la disponibilidad de agua (Oferta) para las localidades que toman agua del río San Antonio (Demanda), se realizaron simulaciones hidrológicas utilizando observaciones terrenas, escenarios futuros preestablecidos ad hoc y escenarios generados por modelos climáticos. Complementariamente, se analizaron otras aplicaciones y posibles impactos de los modelos climáticos sobre los procesos hidrológicos.

En cuanto al análisis de observaciones terrenas, se determinó que, en los 20 años de registros, las precipitaciones totales anuales han oscilado en torno al 22% del valor medio. Estas amplias fluctuaciones son propias del clima en que se encuentra la cuenca. Además, del análisis de los resultados de los caudales críticos simulados por el período histórico a partir de datos observados, se vio que los valores actuales de días con caudales inferiores a  $0.3\text{m}^3/\text{s}$  equivalen a una cuarta parte del año.

Del análisis regional de los Modelos Climáticos brindados por la 3er Comunicación Nacional del Cambio Climático se determinó que los tres Modelos Climáticos Globales (GCM) que mejor representan el clima en la región fueron: NorESM, MPI y CNRM.

Mediante la aplicación de las técnicas de escalamiento estadístico sobre los GCMs, los resultados vistos en general fueron muy buenos, corrigiendo la distribución espacial a las precipitaciones y temperaturas y corrigiendo los sesgos de los valores medios con respecto a las observaciones históricas. A su vez, las correcciones garantizaron mantener la variabilidad intrínseca de los modelos y las tendencias futuras. Sin embargo, al continuar con el análisis de corrección de sesgo y de la distribución temporal, se observaron algunas diferencias entre las proyecciones del modelo MPI con los otros dos seleccionados.

Es así que, explorar alternativas de mejoras en las técnicas de escalamiento para las variables de temperatura y precipitaciones para los GCMs, podría abrir el panorama para el análisis ordinario de extremos hídricos con fines de diseño hidrológico basado en proyecciones futuras con base física. Pudiendo así, consecuentemente, permitir a los ingenieros diseñar obras teniendo en consideración los potenciales cambios climáticos y a los tomadores de decisiones adoptar medidas de mitigación o adaptación, estructurales o no-estructurales, contemplando estos cambios.

Del análisis con escenarios climáticos corregidos, se observó que las PTA tienden a crecer en el tiempo en 10% con fluctuaciones del orden del 25%, intensificando los picos y valles. Además, se observó que las precipitaciones y caudales totales anuales de los GCM, poseen tendencias de crecimiento leves que requerirían de estudios futuros para su validación. Por otra parte, se pudo determinar que todas las h-d-T (h = precipitación diaria) construidas a partir de las PMA de los GCMs en el período histórico, con respecto a las observaciones, subestiman hasta un 15% en magnitud, cuestionando así su aplicabilidad para fines de diseño hidrológico.

Por último, se espera que la población a abastecer de agua se duplique en 30 años y triplique en 45 años, observándose a partir de los datos de GCM que los días con REA aumentarían, aunque no de una manera directamente proporcional. De la mano a esto, se observó que no hay tendencias pronunciadas de crecimiento de REA en las proyecciones futuras de los GCMs.

## 6.2 RECOMENDACIONES

Para complementar las conclusiones anteriores, se proponen algunas medidas estructurales y no estructurales para asegurar el suministro de agua potable a los ciudadanos de las comunas de Punilla y, al mismo tiempo, preservar el recurso y el ecosistema en torno a él. Algunas medidas que podrían ser implementadas, a título de sugerencia, podrían ser:

Medidas Estructurales:

- Construcción de depósitos de agua (cisternas, tanques, etc), localizados en la planta potabilizadora y dispersos en las comunas para captar los excedentes hídricos en épocas estivas y suplir así las crecientes demandas en estiaje.
- Conocer mejor el sistema subterráneo para evaluar la extracción de agua subterránea complementaria en los períodos en que la demanda de agua potable supera al caudal apto para la toma del río.
- Creación de micro-embalses en la cuenca para así garantizar el suministro en estiaje por medio de la operación de sus compuertas, válvulas o microturbinas cuando sea necesario.

Medidas No-Estructurales:

- Concientizar a las poblaciones aledañas de la problemática en la preservación del recurso hídrico.
- Desmotivar el crecimiento poblacional en la zona mediante planificación urbana, con el fomento de urbanización en áreas de menor vulnerabilidad.
- Declarar reserva natural o parque nacional a las cuencas altas de los ríos para garantizar el suministro y la calidad del caudal en el río.

# ANEXO 1: FUNCIONAMIENTO DEL MODELO JAMS

## 7.1 REGIONALIZACIÓN DE DATOS DE CLIMA Y PRECIPITACIÓN

### 7.1.1 Cálculo de la regresión lineal entre los valores de la estación diaria y la elevación de las estaciones

De este modo, el coeficiente de determinación ( $r^2$ ) y la pendiente de la línea de regresión ( $b_H$  se calcula) de esta relación. Se supone que el valor (MW) depende linealmente de la elevación del terreno (H); de acuerdo a:

$$MW = a_H + b_H \cdot H$$

El desconocido  $a_H$  y  $b_H$  se definen de acuerdo con el método gaussiano de los cuadrados más pequeños:

$$b_H = \frac{\sum_{i=1}^n (H_i - \bar{H})(MW_i - \overline{MW})}{\sum_{i=1}^n (H_i - \bar{H})^2}$$

$$a_H = \overline{MW} - b_H \cdot \bar{H}$$

El coeficiente de correlación de la regresión se calcula de acuerdo con la siguiente ecuación:

$$r = \frac{\sum_{i=1}^n (H_i - \bar{H})(MW_i - \overline{MW})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (H_i - \bar{H})^2 \cdot \sum_{i=1}^n (MW_i - \overline{MW})^2}}$$

### 7.1.2 Definición de las n estaciones de medición más cercanas a la Unidad de Respuesta Hidrológica (HRU) en cuestión

Para cada conjunto de datos se debe determinar con antelación el número de estaciones (n) que se deben considerar para la regionalización. Además, se debe dar un factor de ponderación (pIDW). Las estaciones n más cercanas se definen de acuerdo con la siguiente regla de cálculo con la ayuda de las direcciones este y norte de todas las estaciones, así como las coordenadas de la HRU particular. El primer paso es calcular la distancia (Dist (i)) de cada estación al área de interés:

$$Dist(i) = \sqrt{(RW_{stat(i)} - RW_{DF})^2 + (HW_{stat(i)} - HW_{DF})^2}$$

con

RW ... distancia al este de la estación  $i \dots n$ , o la HRU (DF)

HW ... distancia al norte de la estación  $i \dots n$ , o la HRU (DF)

El número  $n$  que debe introducirse durante la parametrización depende de la densidad de la red de la estación, así como de la posición de cada estación. Las  $n$  estaciones con la menor distancia a la HRU particular se toman de las distancias calculadas de acuerdo con la descripción anterior y luego se utilizan para cálculos adicionales. Las distancias de estas estaciones se convierten a distancias ponderadas ( $wDist(i)$ ) a través de la potenciación con el factor de ponderación  $pIDW$ . Con la ayuda de este factor de ponderación se puede aumentar la influencia de estaciones cercanas y disminuir la influencia de estaciones más distantes. Se pueden obtener buenos resultados con valores de 2 o 3 para el  $pIDW$ .

### 7.1.3 Ponderación de Distancia Inversa (IDW)

A través de una ponderación de distancia inversa (IDW), las ponderaciones de las  $n$  estaciones se definen dependiendo de sus distancias para cada HRU. Mediante el método IDW se tiene en cuenta la variabilidad horizontal de los datos de la estación según su posición espacial. El cálculo se realiza de acuerdo con la siguiente ecuación:

$$W(i) = \frac{\left( \frac{\sum_{i=1}^n wDist(i)}{wDist(i)} \right)}{\sum_{i=1}^n \left( \frac{\sum_{i=1}^n wDist(i)}{wDist(i)} \right)}$$

### 7.1.4 Unidades de Respuesta Hidrológica (HRU)

El cálculo del valor de los datos para cada HRU con las ponderaciones del punto 3 y una corrección de elevación opcional para la consideración de la variabilidad vertical. La corrección de elevación sólo se realiza cuando el coeficiente de determinación (calculado en el punto 1) va más allá del umbral introducido por el usuario. El cálculo sin la corrección de elevación opcional se lleva a cabo de acuerdo con la siguiente ecuación:

$$DW_{DF} = \sum_{i=1}^n MW(i) \cdot W(i)$$

Para valores de datos que poseen un efecto de elevación, se lleva a cabo una corrección de elevación para los valores medidos adicionalmente cuando los valores tienen una relación de regresión ajustada ( $r^2$  mayor que el umbral introducido por el usuario). Para el cálculo se aplica la siguiente ecuación:

$$DW_{DF} = \sum_{i=1}^n ((\Delta H(i) \cdot b_H + MW(i)) \cdot W(i))$$

con  $\Delta H(i)$  ... diferencia de elevación entre la estación  $i$  y la HRU

$b_H$  ... pendiente de la línea de regresión

## 7.2 MÉTODO DE CORRECCIÓN ESPECÍFICO Y MÉTODO DE CÁLCULO PARA LOS CONJUNTOS DE DATOS INDIVIDUALES

### 7.2.1 Precipitación - Corrección del error de humectación y del error de evaporación

La corrección del error de humectación y del error de evaporación se realiza de acuerdo con investigaciones con ayuda de los medidores de precipitación de Hellmann por RICHTER (1995). Con el fin de ofrecer una corrección constante del error (que resulta de la pérdida de humectación y evaporación), las funciones logarítmicas se aproximaron por separado para el semestre de verano (mayo-octubre) y el semestre de invierno (noviembre-abril) en el sistema de modelado 2000. Si la altura de precipitación va más allá del valor de 9 mm, el error de humectación y el error de evaporación se ajustan a un valor constante.

El error de humectación y el error de evaporación para alturas de precipitación  $\leq 9,0$  mm se calcula de acuerdo con los siguientes valores:

$$BV_{Som} = 0.08 \cdot \ln N + 0.225 \quad [\text{mm}]$$

$$BV_{Win} = 0.05 \cdot \ln N + 0.13 \quad [\text{mm}]$$

Para alturas de precipitación  $> 9,0$  mm, el error de humectación y evaporación es:

$$BV_{Som} = 0.47 \quad [\text{mm}]$$

$$BV_{Win} = 0.30 \quad [\text{mm}]$$

### 7.2.2 Precipitación - Corrección del error de viento

La cuantificación del error de precipitación que se espera se realiza de acuerdo con las investigaciones de RICHTER (1995) en función de la altura de precipitación y la posición de la estación. Se supone que el error relativo del viento ( $KR_{Wind}$ ) para la lluvia, así como las nevadas se comporta inversamente proporcional a las alturas de precipitación ( $P_m$ ). El cálculo se realiza de acuerdo con las siguientes ecuaciones:



$$KR_{Wind} = \begin{cases} 0.1349 \cdot P_m^{-0.494} & \text{für } T_{mean} > T_{crit} \\ 0.5319 \cdot P_m^{-0.197} & \text{für } T_{mean} \leq T_{crit} \end{cases} \quad [-]$$

El cálculo de las alturas de precipitación corregido para error de evaporación y error de viento se lleva a cabo entonces de acuerdo con la siguiente ecuación:

$$P_{korr} = P_m + P_m \cdot KR_{Wind} + BV_{Som}, BV_{Win} \quad [\text{mmd}^{-1}]$$

### 7.2.3 Temperatura

El sistema de modelado JAMS requiere valores de la temperatura mínima diaria así como de la temperatura máxima diaria. A partir de estos valores, la temperatura media del día ( $T_{media}$ ) se calcula como media promedio.

La regionalización de los valores puntuales  $T_{min}$ ,  $T_{max}$  y  $T_{media}$  se lleva a cabo de acuerdo con la regla descrita anteriormente con corrección de elevación opcional.

### 7.2.4 Velocidad del viento

La velocidad del viento no se da como valor directo del DWD sino como las observaciones de la fuerza del viento (WS) en Beaufort. La conversión de la fuerza del viento en la velocidad del viento a 2 m de altura ( $v_2$ ) [en  $\text{ms}^{-1}$ ] se puede realizar de acuerdo con la siguiente ecuación:

$$v_2 = 0.6 \cdot WS^{1.5} + 0.1 \quad [\text{ms}^{-1}]$$

Esta conversión necesita ser realizada externamente, porque JAMS espera la velocidad del viento en m/s.

La conversión de la velocidad del viento a 2 m de altura a otras alturas -como se requiere en parte durante el cálculo de la evaporación y la corrección del viento de la precipitación- se lleva a cabo durante el modelado de acuerdo con la siguiente ecuación:

$$v_z = \frac{v_2}{\left(\frac{4.2}{\ln z + 3.5}\right)} \quad [\text{ms}^{-1}]$$

La interpolación de los valores puntuales a la zona se lleva a cabo de acuerdo con el método descrito anteriormente. El sistema de modelado permite la inclusión de la corrección de elevación opcional para la regionalización de la velocidad del viento. Sin embargo, esta opción debe manejarse con cuidado, ya que la velocidad del viento depende en gran medida de la posición de la estación.

### 7.2.5 Duración del Sol

La duración diaria del sol (S) [en h], se proporciona como valor por el DWD. La interpolación de los valores de la estación a la zona se realiza de acuerdo con el procedimiento descrito anteriormente - sin cálculos adicionales o correcciones de elevación.

### 7.2.6 Humedad relativa

La humedad relativa (U) [en%] puede tomarse del DWD como valores diarios. No se recomienda una regionalización directa de los valores, ya que dependen de dos parámetros: el contenido de humedad absoluta y el contenido máximo de humedad del aire para una temperatura determinada. Por lo tanto, en el módulo de regionalización del sistema de modelado JAMS, la humedad absoluta (a) [en g cm<sup>-3</sup>] se calcula a partir de la humedad relativa y la temperatura en la estación. Entonces se regionaliza y después la humedad absoluta se convierte nuevamente a la humedad relativa. Para ello, son necesarios varios pasos de cálculo que se muestran a continuación.

#### a) Cálculo de la presión de vapor de saturación

La presión de vapor de saturación ( $e_s(T)$ ) [en hPa] se calcula de acuerdo con la fórmula de Magnus con los coeficientes de SONNTAG (1994) para la temperatura del aire (T) [en °C]:

$$e_s(T) = 6.11 \cdot e^{\left(\frac{17.62 \cdot T}{243.12 + T}\right)} \quad [\text{hPa}]$$

#### b) Cálculo de la humedad máxima

La humedad máxima (A) se calcula en función de la presión de vapor de saturación ( $e_s(T)$ ) y de la temperatura del aire (T) según:

$$A(T) = e_s(T) \cdot \frac{216.7}{T + 273.15} \quad [\text{gcm}^{-3}]$$

#### c) Cálculo de la Humedad Absoluta

El contenido de agua real del aire, la humedad absoluta (en gcm<sup>-3</sup>), resulta de la humedad máxima (A) [en gcm<sup>-3</sup>] y de la humedad relativa (U) [en%]:

$$a = A \cdot \frac{U}{100} \quad [\text{gcm}^{-3}]$$

Los valores de estación así calculados de la humedad absoluta se regionalizan de acuerdo con el procedimiento descrito anteriormente y se convierten después en humedad relativa. La ventaja de este método de regionalización bastante complejo es que,

además de su mayor relación física, la humedad absoluta depende más de las alturas que de la humedad relativa. Por lo tanto, el efecto de elevación puede utilizarse para la regionalización de acuerdo con el procedimiento descrito anteriormente. Después de la regionalización de la humedad absoluta, se puede llevar a cabo la conversión en humedad relativa. Sin embargo, en lugar de la temperatura de la estación, el T temperatura media del aire previamente regionalizado  $T_{media}$  se establece de la sub-área discreta correspondiente.

### 7.2.7 Cálculo de Evapotranspiración

El cálculo de la Bestandverdunstung se lleva a cabo en JAMS según la ecuación de Penman-Monteith en varias etapas con respecto a numerosos parámetros. Dado que el cálculo es muy complejo y lleva mucho tiempo, se obtuvo en la parte de preprocesamiento del sistema de modelado. Esta subcontratación es posible porque la mayoría de los parámetros que se utilizan para el cálculo se derivan de los datos de entrada y se ven así como independientes de la dinámica modelada del suministro de agua. El único parámetro que se utiliza en el cálculo, pero sólo se puede definir durante la modelización es la humedad del suelo actual. Su influencia reductora se tiene en cuenta a través de funciones de reducción apropiadas durante el modelado. Se generan dos valores de evaporación para cada intervalo de tiempo (1 día) durante el cálculo de la evaporación. Estos valores son un valor de día (índice d) y un valor de noche (índice n). Esta distinción es necesaria porque el balance neto de radiación es muy diferente de día o de noche. Además, el comportamiento de evaporación de la vegetación es diferente de día o de noche. En la noche los estomas de las plantas están cerrados, la resistencia superficial es desigualmente más alta que durante el día. El cálculo para el día y para la noche se lleva a cabo de acuerdo con las siguientes ecuaciones, por lo que el valor total de la evaporación para la etapa de tiempo particular resulta como suma de estos dos valores. la resistencia superficial es desigualmente más alta que durante el día. El cálculo para el día y para la noche se lleva a cabo de acuerdo con las siguientes ecuaciones, por lo que el valor total de la evaporación para la etapa de tiempo particular resulta como suma de estos dos valores.

$$ETP_d = \frac{1}{L_d} \cdot \frac{s_d \cdot (R_{N_d} - G_d) + \rho \cdot c_P \cdot \frac{e_{s_d} - e_d}{r_a}}{s_d + \gamma_d \cdot \left(1 + \frac{r_{s_d}}{r_a}\right)} \cdot \left(\frac{S_0}{24}\right)$$

$$ETP_n = \frac{1}{L_n} \cdot \frac{s_n \cdot (R_{N_n} - G_n) + \rho \cdot c_P \cdot \frac{e_{s_n} - e_n}{r_a}}{s_n + \gamma_n \cdot \left(1 + \frac{r_{s_n}}{r_a}\right)} \cdot \left(1 - \frac{S_0}{24}\right)$$

con:

$L_{d,n}$  ... calor latente de evaporación [ $Wm^{-2}$ ] por [ $mmd^{-1}$ ]

$s_{d,n}$  ... pendiente de la curva de presión de vapor [ $\text{hPaK}^{-1}$ ]

$R_{Nd,n}$  ... radiación neta [ $\text{Wm}^{-2}$ ]

$G_{d,n}$  ... flujo de calor del suelo [ $\text{Wm}^{-2}$ ]

$\rho$  ... densidad del aire [ $\text{kgm}^{-3}$ ]

$c_p$  ... capacidad térmica específica del aire para presión constante [ $\text{Jkg}^{-1} \text{K}^{-1}$ ]

$e_{sd,n}$  ... presión de vapor de saturación [ $\text{hPa}$ ]

$e_{d,n}$  ... presión de vapor [ $\text{hPa}$ ]

$r_a$  ... resistencia aerodinámica de la cubierta terrestre [ $\text{sm}^{-1}$ ]

$\gamma_{d,n}$  ... psicómetro constante [ $\text{hPaK}^{-1}$ ]

$r_{sd,n}$  ... resistencia superficial de la cubierta terrestre [ $\text{sm}^{-1}$ ]

$S_0$  ... astronómico sunshine duración posible [h]

Las **temperaturas del aire** ( $T_d$  y  $T_n$ ), que son necesarias para el cálculo del balance neto de radiación, se derivan de los valores de la temperatura mínima y de la temperatura máxima, así como del valor medio diario:

$$T_d = \frac{T_{max} + T_{mean}}{2} \text{ [C]}$$

$$T_n = \frac{T_{min} + T_{mean}}{2} \text{ [C]}$$

El **calor latente de evaporación** ( $L$ ) se calcula aproximadamente según:

$$L_d = 28.9 - 0.028 \cdot T_d$$

$$\left[ \frac{\text{W}}{\text{m}^2} \text{ pro } \frac{\text{mm}}{\text{d}} \right]$$

$$L_n = 28.9 - 0.028 \cdot T_n$$

La **presión de vapor de saturación** ( $e_s(T)$ ) del aire para la temperatura ( $T$ ) se calcula de acuerdo con la fórmula de Magnus con los coeficientes de Sonntag:

$$e_s(T)_d = 6.11 \cdot e^{\frac{17.62 \cdot T_d}{243.12 + T_d}} \text{ [hPa]}$$

$$e_s(T)_n = 6.11 \cdot e^{\frac{17.62 \cdot T_n}{243.12 + T_n}} \text{ [hPa]}$$

La **presión de vapor real** ( $e$ ) resulta de la presión de vapor de saturación y de la humedad relativa del aire ( $U$  en [%]):

$$e_d = e_s(T)_d \cdot \frac{U}{100} \text{ [hPa]}$$

$$e_n = e_s(T)_n \cdot \frac{U}{100} \text{ [hPa]}$$

La **pendiente de la (s) curva** ( $s$ ) de presión de vapor de saturación calculada a partir de la presión de vapor de saturación ( $e_s(T)$ ) y la temperatura del aire ( $T$ ):

$$s_d = e_s(T)_d \cdot \left( \frac{4284}{(243.12 + T_d)^2} \right)$$

$$\left[ \frac{\text{hPa}}{\text{K}} \right]$$

$$s_n = e_s(T)_n \cdot \left( \frac{4284}{(243.12 + T_n)^2} \right)$$

La **presión de aire** ( $p$ ) a la altura ( $z$ ) se genera a partir de la fórmula barométrica adaptada:

$$p_{z_d} = p_0 \cdot e^{-\left(\frac{g}{R \cdot T_{abs_d}} \cdot z\right)} \text{ [hPa]}$$

$$p_{z_n} = p_0 \cdot e^{-\left(\frac{g}{R \cdot T_{abs_n}} \cdot z\right)} \text{ [hPa]}$$

con:

$p_0$  ... presión del aire al nivel del mar (= 1013) [hPa]

$g$  ... aceleración gravitacional (= 9.811) [ $\text{ms}^{-2}$ ]

$R$  ... constante universal del gas (= 8314.3) [ $\text{Jkmol}^{-1} \text{K}^{-1}$ ]

$T_{abs}$  ... temperatura del aire absoluta [K]

La **constante del psicrómetro** ( $\gamma$ ) resulta de:

$$\gamma_d = \frac{c_P \cdot p_d}{0.622 \cdot L_d \cdot 86400}$$

$$\left[ \frac{\text{hPa}}{\text{K}} \right]$$

$$\gamma_n = \frac{c_P \cdot p_n}{0.622 \cdot L_n \cdot 86400}$$

siendo 0,6322 la relación del peso molar de vapor de agua y aire seco.

### 7.2.8 Cálculo de la balanza de radiación neta

La energía que es necesaria para la evaporación es proporcionada por la radiación. El balance neto de radiación para cada día necesita ser definido para el cálculo de la cantidad de energía que resulta de los segmentos de balance energético. Los flujos de energía que se suman al balance neto de la radiación son: la radiación extraterrestre, la radiación global, la retro radiación atmosférica, la radiación de onda larga, así como el flujo de calor del suelo.

La **radiación extraterrestre** ( $R_0$ ) se calcula contra la latitud, así como la variación anual del ángulo de insolación del sol (declinación):

$$R_0 = \frac{1}{8.64} \cdot [245 \cdot (9.9 + 7.08 \cdot \sin \zeta) + 0.18 \cdot (\phi - 51) \cdot (\sin \zeta - 1)] \left[ \frac{\text{W}}{\text{m}^2} \right]$$

con el ángulo  $\zeta$  y el factor (1 / 8.64) para la conversión de  $\text{Jcm}^{-2}$  a  $\text{Wm}^{-2}$ , así como de la latitud  $\phi$  al grado.

La **radiación global** ( $R_G$ ) se calcula sobre la base de la radiación extraterrestre  $R_0$  y la turbiedad. El grado de nubosidad se aproxima aquí desde la relación de la duración del sol medido a la duración astronómica posible de la luz del sol para el cielo despejado ( $S_0$ ) con la ayuda de una relación empírica de acuerdo con la fórmula de Ångström.  $R_G$  se calcula de acuerdo con:

$$R_G = R_0 \cdot \left( a + b \cdot \frac{S}{S_0} \right) \left[ \frac{\text{W}}{\text{m}^2} \right]$$

El cálculo de la **duración astronómica posible del sol** ( $S_0$ ) en la variación anual se realiza en función de la latitud:

$$S_0 = 12.3 + \sin \zeta \cdot \left( 4.3 + \frac{\phi - 51}{6} \right) \quad [\text{h}]$$

con

$$\zeta = 0,0172 * JT - 1,39$$

JT ... Día de Julian [1 ... 365; 366]

latitud

La radiación de onda larga de la superficie terrestre y la retro radiación atmosférica se calculan juntas como **radiación de onda larga efectiva** (RL). La radiación del cuerpo negro según Boltzmann, el grado de nubosidad y una función empírica del contenido del aire del vapor de agua son parte del cálculo:

$$R_{L_d} = \sigma \cdot T_{abs_d}^4 \cdot \left( 0.1 + 0.9 \cdot \frac{S}{S_0} \right) \cdot (0.34 - 0.044 \cdot \sqrt{e_d})$$

$$\left[ \frac{\text{W}}{\text{m}^2} \right]$$

$$R_{L_n} = \sigma \cdot T_{abs_n}^4 \cdot \left( 0.1 + 0.9 \cdot \frac{S}{S_0} \right) \cdot (0.34 - 0.044 \cdot \sqrt{e_n})$$

con

$\sigma$  ... Constante de Stefan-Boltzmann (=  $5.67 * 10^{-8}$ ) [ $\text{Wm}^{-2} \text{K}^{-4}$ ]

$T_{abs_d, n}$  ... temperatura absoluta del aire [K]

$e_{d, n}$  ... presión de vapor del aire [hPa]

La **radiación neta** resulta de la radiación global ( $R_G$ ) reducida por el albedo ( $\alpha$ ) del tipo de uso de la tierra en particular, así como de la radiación de onda larga efectiva ( $R_L$ ):

$$R_{N_d} = (1 - \alpha) \cdot R_G - R_{L_d}$$

$$\left[ \frac{\text{W}}{\text{m}^2} \right]$$

$$R_{N_n} = 0 - R_{L_n}$$

El **flujo de calor del suelo** (G) se calcula entonces según la relación muy simplificada:

$$G_d = 0.2 \cdot R_{N_d}$$

$$\left[ \frac{W}{m^2} \right]$$

$$G_d = 0.2 \cdot R_{N_n}$$

### 7.2.9 Cálculo de parámetros específicos de Live Stock

La influencia de diferentes formas de vegetación en la evaporación se tiene en cuenta a través de dos resistencias en la aproximación de Penman-Monteith: la resistencia superficial ( $r_s$ ) y la resistencia aerodinámica ( $r_a$ ). Para el cálculo de las resistencias, se necesitan parámetros específicos del uso de la tierra. Estos son: el índice de área foliar LAI, la altura efectiva de la vegetación (eff.Bh.) y las resistencias superficiales para la saturación de agua. Sus valores se muestran para las diferentes clases de cobertura del suelo en la siguiente tabla:

Landnutzung	Albedo	minimaler Oberflächenwiderstand bei wassergesättigtem Boden $r_{sc_0}$						LAI		eff. Bh.		Wurzeltiefe
		[ $sm^{-1}$ ]						[-]		[m]		
		Jan. Jul.	Feb. Aug.	Mär. Sep.	Apr. Okt.	Mai Nov.	Jun. Dez.	d1 d3	d2 d4	d1 d3	d2 d4	
Siedlungsfl. VG > 80%	0,10	100 100	100 100	100 100	100 100	100 100	100 100	1 1	1 1	10 10	10 10	2
Siedlungsfl. VG < 80%	0,10	90 55	90 55	80 60	70 70	50 90	55 90	2 5	5 2	3 5	5 3	3
Wiesen und Weiden	0,25	80 45	80 45	70 50	60 60	40 80	45 80	2 4	4 2	0,15 0,3	0,4 0,15	4
Nadelwald	0,12	70 45	70 45	60 50	55 65	45 70	45 70	8 12	12 8	10 10	10 10	12
Laubwald	0,17	80 55	80 55	70 60	65 75	55 80	55 80	0,5 8	8 0,5	0,3 10	10 0,3	14
Mischwald	0,15	75 50	75 50	65 55	60 70	50 75	50 75	2 10	10 2	3 10	10 3	13
Ackerland	0,25	80 50	80 50	75 50	65 65	45 80	50 80	1 3	5 1	0,05 0,3	0,5 0,05	4
Strauchvegetation	0,20	80 50	80 55	70 55	60 70	50 80	50 80	3 5	5 3	1,5 2,5	2,5 1,5	5
Moore und Feuchtflächen	0,20	80 50	80 55	70 55	60 70	50 80	50 80	2 5	5 2	3 5	5 3	5
Freiflächen	0,10	150 150	150 150	150 150	150 150	150 150	150 150	1 1	1 1	0,05 0,05	0,05 0,05	1
Wasserflächen	0,05	20 20	20 20	20 20	20 20	20 20	20 20	1 1	1 1	0,1 0,1	0,1 0,1	0

Además, están contenidos los valores de albedo específicos de la población viva que se utilizan para el cálculo del balance de radiación neta. El índice de área foliar y la altura efectiva de la vegetación se representan como puntos distintivos ( $d_1 \dots d_4$ ) del año. Los puntos representan el comienzo del período de vegetación ( $d_1$ ), el alcance del máximo desarrollo o madurez ( $d_2$ ), el período de madurez hasta el punto  $d_3$  y luego la disminución hasta el final del período de vegetación ( $d_4$ ). Los puntos individuales están representados por los días Julianos ( $d_1 = 110$ ,  $d_2 = 150$ ,  $d_3 = 250$ ,  $d_4 = 280$ ) para



áreas a unos 400 m de altura. Para otras alturas (z) estos puntos se aproximan de acuerdo con la siguiente relación empírica:

$$d_1(z) = d_1(400) + 0.025 \cdot (z - 400)$$

$$d_2(z) = d_2(400) + 0.025 \cdot (z - 400)$$

$$d_3(z) = d_3(400) + 0.025 \cdot (z - 400)$$

$$d_4(z) = d_4(400) + 0.025 \cdot (z - 400)$$

Los valores entre los puntos individuales se interpolan linealmente. La **resistencia aerodinámica** ( $r_a$ ) del tipo de uso de la tierra particular se puede calcular de acuerdo con la siguiente ecuación:

$$r_a = \frac{4.72 \cdot \left( \ln \left( \frac{z_m}{z_0} \right) \right)^2}{1 + 0.54 \cdot v_2} \left[ \frac{\text{s}}{\text{m}} \right]$$

con

$z_m$  ... altura de medición de la velocidad del viento (= 2 m) [m]

$z_0$  ... longitud de rugosidad aerodinámica ( $\approx 0.125 \cdot$  altura de vegetación efectiva) [m]

$v_2$  ... velocidad del viento a 2 m de altura [ $\text{ms}^{-1}$ ]

La resistencia aerodinámica para alturas de vegetación eficaces iguales o superiores a 10 m puede calcularse de acuerdo con la siguiente ecuación simplificada:

$$r_a = \frac{64}{1 + 0.54 \cdot v_2} \left[ \frac{\text{s}}{\text{m}} \right]$$

La **resistencia superficial** del tipo de uso particular se calcula según la siguiente ecuación:

$$r_{sd} = \left( \frac{1 - A}{r_{sc}} + \frac{A}{r_{ss}} \right)^{-1} \left[ \frac{\text{s}}{\text{m}} \right]$$

$$r_{sn} = \left( \frac{LAI}{2500} + \frac{1}{r_{ss}} \right)^{-1} \left[ \frac{\text{s}}{\text{m}} \right]$$

con

rsc ... resistencia superficial [ $\text{sm}^{-1}$ ]

A ...  $0.7^{\text{LAI}}$  [-]

rss ... resistencia superficial del suelo no cubierto [ $\text{sm}^{-1}$ ]

### 7.2.10 Adaptación específica de la evaporación durante el modelado

Además, la **pendiente y el aspecto** influyen significativamente en la cantidad de evaporación y por lo tanto se tienen en cuenta por los siguientes factores de corrección:

$$K_{\text{orr}_{ETP}} = (0.01605 \cdot \sin(\delta - 90) - 0.00025) \cdot \alpha + 1$$

con

$\delta$  ... aspecto del norte en grado

$\alpha$  ... pendiente en grado

La **evaporación de las pendientes** ( $ETP'$ ) se calcula con la ayuda de este factor de corrección:

$$ETP' = ETP \cdot K_{\text{orr}_{ETP}} \quad [\text{mmd}^{-1}]$$

Para la **consideración de la humedad del suelo actual** se aplican las funciones de corrección particulares. Se supone que la vegetación sólo puede transpirar hasta que se alcance un contenido de agua particular del suelo con la tasa potencial de evaporación. Después de ir por debajo de este contenido de agua, la evaporación real disminuye proporcionalmente a la evaporación potencial hasta que se convierte en cero en el punto del punto de marchitamiento permanente. En JAMS existe una función lineal con el coeficiente de calibración *linear\_reduc* y un procedimiento no lineal con el coeficiente de calibración *poly\_reduc* disponible para la reducción:

$$f(\Theta) = \begin{cases} \left( \frac{\Theta_{MPS}}{\text{linear\_reduc}} \right) & \text{für } \text{linear\_reduc} < \Theta_{MPS} \\ 1 & \text{sonst} \end{cases} \quad [-]$$

$$f(\Theta) = 10^{(-10 \cdot (1 - \text{sat})^{\text{poly\_reduc}})} \quad [-]$$

Con la función lineal se supone que el ETP actual se conforma al potencial ETP siempre y cuando la saturación relativa de MPS sea igual o superior a *linear\_reduc*. Si la saturación relativa de MPS cae por debajo de *linear\_reduc*, el factor de reducción  $f(\Theta)$  disminuye linealmente. Así, *linear\_reduc* representa un umbral que debe ser definido por el usuario y que puede tomar valores de 0 a 1. En contraste, el coeficiente de

calibración *poly\_reduc* puede tomar todos los valores entre cero e infinito. Para un valor pequeño de *poly\_reduc* el factor de reducción también se reduce para una alta saturación de MPS. Si los valores de *poly\_reduc*, el potencial ETP disminuye ligeramente. Para disminuir la saturación de MPS, se produce una reducción mayor. La evaporación real se calcula con el valor de la función de corrección contra el contenido de agua actual del suelo de la evaporación potencial (ETP '):

$$ETR = f(\Theta) \cdot ETP' \text{ [mmd}^{-1}\text{]}$$

### 7.2.11 Módulo de Interceptación

El módulo de interceptación sirve para el cálculo de las precipitaciones netas de las precipitaciones de campo contra las cubiertas de vegetación en particular y su desarrollo en la variación anual. La precipitación de campo se reduce por la parte de interceptación a la precipitación neta mediante interceptación. Por lo tanto, la precipitación neta sólo ocurre cuando se agota la capacidad máxima de almacenamiento de interceptación de la vegetación. El excedente se transmite a través de la caída de la precipitación al siguiente módulo. La capacidad máxima de interceptación ( $Int_{max}$ ) se calcula en JAMS de acuerdo con la siguiente fórmula:

$$Int_{max} = \alpha \cdot LAI \text{ [mm]}$$

con

$\alpha$  ... capacidad de almacenamiento por m<sup>2</sup> de área foliar frente al tipo de precipitación [mm]

LAI ... índice de área foliar de la clase de uso de la tierra en particular [-]

El parámetro  $\alpha$  tiene un desarrollo diferente, dependiendo del tipo de precipitación interceptada (lluvia o nieve), ya que la capacidad máxima de interceptación de la nieve es notablemente mayor que la de la precipitación líquida. El índice de área foliar para cada tipo de vegetación del año se calcula con el método descrito para cada día de la serie temporal. El vaciado del almacenamiento de interceptación se realiza exclusivamente por evaporación. Un caso especial ocurre cuando el desarrollo del parámetro  $\alpha$  cambia de lluvia a nieve debido a la temperatura del aire. Esto conduce a una fuerte disminución de la capacidad máxima de almacenamiento de interceptación. El excedente posible se transmite como precipitación de drenaje al siguiente módulo.

### 7.2.12 Módulo de nieve

El desarrollo de la nieve se subdivide en tres fases en el módulo de nieve de JAMS: la acumulación de nieve, la metamorfosis y la nieve derretida. La cantidad de nieve de la precipitación total se define a través de la temperatura del aire para calcular la tasa de acumulación diaria (Acc). Para este propósito, se supone que por debajo de una temperatura umbral particular la precipitación total consiste en nieve y para ir por encima de una segunda temperatura umbral la precipitación total consiste en lluvia. En la zona entre estas temperaturas umbral se produce una precipitación mixta. Con el fin de definir las temperaturas umbral y por lo tanto el tamaño de la zona de transición, se debe dar un valor de temperatura (Trs en ° C) que se ajuste a la temperatura donde el

50% de la precipitación es nieve y el 50% lluvia. Adicionalmente, es necesario definir un parámetro *Trans* (en K) que se toma como el ancho medio de la zona de transición. La proporción de nieve real ( $p(s)$ ) de la precipitación diaria frente a la temperatura del aire ( $T$ ) se calcula de acuerdo con:

$$p(s) = \frac{TRS + Trans - T}{2 \cdot Trans} \text{ [mm]}$$

La cantidad diaria de nieve ( $N_s$ ) o cantidad de lluvia ( $N_r$ ) se calcula de acuerdo con:

$$N_s = N \cdot p(s) \text{ [mm]}$$

$$N_r = N \cdot (1 - p(s)) \text{ [mm]}$$

El equivalente de agua de nieve así calculado se asigna al almacenamiento sólido (SWCdry). Si  $p(s)$  es menor que 1,0, la cantidad resultante de lluvia se añade al almacenamiento de líquido.

El cambio de altura de nieve resultante se calcula con la ayuda de la densidad de nieve fresca ( $\rho_{nuevo}$ ):

$$\Delta SH = \frac{N_s}{\rho_{nuevo}} \text{ [mm]}$$

Las circunstancias térmicas bajo la cubierta de nieve se tienen en cuenta con el almacenamiento de frío en la cubierta de nieve en relación con la nieve derretida. Dado que el agua derretida se congela inmediatamente debido a las circunstancias isotérmicas negativas bajo la cubierta de nieve y, por lo tanto, la escorrentía se detiene, el almacenamiento de frío necesita alcanzar el valor cero para que comience el proceso de deshielo. Por consiguiente, las temperaturas negativas aumentan la reserva de frío, mientras que las temperaturas positivas la reducen. El cálculo del almacenamiento de frío (CC) resulta del producto de la temperatura del aire mediante un parámetro de calibración (coldContFac):

$$CC = coldContFac \cdot T \text{ [mm]}$$

La cubierta de nieve puede almacenar agua líquida en sus poros hasta una cierta densidad crítica (critDens). Esta capacidad de almacenamiento se pierde casi completamente e irreversiblemente cuando se alcanza una cierta cantidad de agua líquida proporcionalmente al equivalente total de agua de nieve (entre 40% y 45%). Esto se tiene en cuenta en el modelado mediante el cálculo del máximo contenido de agua ( $WS_{m\acute{a}x}$ ) de la capa de nieve:

$$WS_{max} = critDens \cdot snowDepth \text{ [mm]}$$

La densidad crítica (critDens) debe ser dada por el usuario. El agua almacenada en la cubierta de nieve que va más allá de este umbral se drena:

$$SMR = \left(1 - e^{(1 - (\frac{critDens}{totDens}))^4}\right) \text{ [mm]}$$

El agua de nieve resultante (SMR) se utiliza como valor de entrada en el siguiente módulo de suelo. La densidad de la cubierta de nieve mantiene el valor de la densidad crítica hasta que la cubierta de nieve se descongela o vuelve a la fase de acumulación debido a las nuevas nevadas.

En JAMS hay dos métodos disponibles para el cálculo del potencial de fusión: un método simple se basa en la estrecha relación entre la temperatura del aire y la intensidad de la fusión de la nieve. La tasa de fusión potencial (potMR) se calcula sobre la base de la temperatura del aire, el factor de grado de día (ddf) y la densidad total de nieve (totSnowDens):

$$potMR = ddf \cdot totSnowDens \cdot T \text{ [mm]}$$

El factor de grado de día representa un coeficiente de descongelación generado empíricamente. Alternativamente a la fórmula de cálculo mencionada, la tasa de fusión potencial también puede calcularse mediante un enfoque más complejo. Además de la cantidad de precipitación (P en mm) y la temperatura del aire, se tienen en cuenta en este cálculo otros flujos de energía (temperatura del aire, temperatura de precipitación y temperatura del suelo). Dado que los datos de entrada necesarios para este enfoque (por ejemplo, intensidad de precipitación, calor de fusión y velocidad del viento) a menudo no están disponibles, es necesario calibrarlos. La ecuación resultante y simplificada sólo contiene los datos de temperatura, datos de precipitación y los factores de calibración *r\_factor*, *g\_factor* y *t\_factor* que necesitan ser generados empíricamente.

$$potMR = t\_factor \cdot T + r\_factor \cdot P + g\_factor \text{ [mm]}$$

### 7.2.13 Módulo de agua del suelo

El módulo de suelo está estructurado en unidades de proceso (infiltración, evapotranspiración) y unidades de almacenamiento (almacenamiento de poros medios = MPS, almacenamiento de poros grandes = LPS, almacenamiento de depresión). En primer lugar, se calcula la capacidad de infiltración contra la saturación de agua en el suelo y una tasa de infiltración máxima con ayuda de un método empírico. La tasa máxima de infiltración funciona como umbral. Cuando se cruza este umbral, el exceso

de agua se almacena en el almacenamiento de depresión o conduce a la escorrentía de superficie directa. La cantidad máxima de agua que se puede retener en las depresiones superficiales se considera como almacenamiento máximo de depresión ( $maxDepStor$ ). Además, el almacenamiento de la depresión depende de la estructura de la superficie, así como de la pendiente y se reduce a la mitad cuando la pendiente es superior al 5%. El agua de precipitación que no está infiltrada o almacenada en el almacenamiento de depresión drena como escorrentía superficial. Para calcular la infiltración ( $Inf$ ), se utiliza un método de cálculo empírico en JAMS. Para ello, se ha establecido una tasa máxima de infiltración ( $maxINF$  en mm / d), definida por el usuario, frente al déficit relativo de saturación del suelo ( $1 - suelo_{sat}$ ) se tiene en cuenta:

$$Inf = (1 - soil_{sat}) \cdot maxINF \text{ [mm/d]}$$

El cálculo de la saturación relativa del suelo se realiza de acuerdo con:

$$soil_{sat} = \frac{(MPS_{act} + LPS_{act})}{(MPS_{max} + LPS_{max})} [-]$$

con

$MPS_{act}$  , máximo  $MPS$  ... real, máximo de llenado del almacenamiento de poro medio

$LPS_{act}$  ,  $LPS_{max}$  ... real, máximo llenado del almacenamiento de poros grandes

Se consideran tres escenarios de infiltración para la definición de la tasa máxima de infiltración. El ajuste de la tasa de infiltración máxima ( $maxINF$ ), definida por el usuario, con el parámetro  $Inf_{winter}$  es el caso normal de la infiltración para el semestre de invierno. Además, las condiciones especiales de infiltración para la precipitación convectiva de corta duración y alta intensidad que se producen en verano se tienen en cuenta a través del parámetro  $Inf_{summer}$ . Además, con el ajuste del parámetro  $Inf_{snow}$ , deberá tenerse en cuenta la circunstancia de disminución de la infiltración debida a la congelación total o parcial de la capa de nieve. Si la cantidad de agua que ha de infiltrarse es mayor que la tasa máxima de infiltración ( $maxINF$ ) establecida por el usuario, el agua sobrante se almacena en el depósito de depresión o drena como escorrentía superficial. Además, la infiltración está influenciada por el grado sellado de la superficie. Para un grado sellado superior al 80% (áreas impermeables  $IP > 80$ ) sólo el 25% de la precipitación se infiltra; para un grado sellado inferior al 80% (áreas impermeables  $IP < 80$ ) 60% de la precipitación se infiltra. La precipitación infiltrada se asigna al almacenamiento de poros medios y al almacenamiento de poros grandes, por lo que el déficit de saturación del MP es determinante. La afluencia en el MPS ( $MPS_{in}$ ) resulta de la precipitación infiltrada ( $Inf$ ) frente a su contenido de almacenamiento relativo ( $\Theta_{MPS}$ ), así como de un coeficiente de calibración ( $Dist$  coef) establecido por el usuario.  $MPS_{in}$  se calcula de acuerdo con la siguiente ecuación:

$$MPS_{in} = Inf \cdot \left(1 - e^{\left(\frac{-1 \cdot Distcoef}{\Theta_{MPS}}\right)}\right) \text{ [mm]}$$

La cantidad infiltrada de agua de precipitación que no es absorbida por el MPS entra en el almacenamiento de poros grandes ( $LPS_{in}$ ):

$$LPS_{in} = Inf - MPS_{in} \text{ [mm]}$$

El rango de valores del coeficiente de calibración está entre cero (de modo que no puede fluir agua en el MPS) e infinito. La descarga del MPS se realiza exclusivamente a través de evapotranspiración (ETP), que se calcula a partir del relleno de almacenamiento actual del MPS y del potencial ETP (ver cálculo de evapotranspiración).

El movimiento de agua vertical (percolación) y lateral (interflujo) en el suelo ocurre exclusivamente en el LPS y por lo tanto depende de la cantidad de poros grandes. En un primer momento, se debe calcular el total de la escorrentía del LPS ( $LPS_{out}$ ) que finalmente se divide en los dos componentes de escorrentía mencionados. Se calcula contra la saturación relativa del suelo ( $soil_{sat}$ ), el gran contenido de almacenamiento real ( $LPS_{act}$ ) y un coeficiente de calibración ( $LPS_{out}$ ).

$$LPS_{out} = (soil_{sat})^{LPS_{out}} \cdot LPS_{act} \text{ [mm]}$$

La siguiente asignación de la escorrentía LPS en la dirección vertical y lateral (inter) de flujo se lleva a cabo contra la pendiente y un factor de calibración específico del usuario ( $LatVertDist$ ) que puede tomar valores entre cero e infinito.

$$perc = LPS_{out} \cdot (1 - \tan(Hangneigung) \cdot LatVertDist) \text{ [mm]}$$

$$inter = LPS_{out} \cdot (\tan(Hangneigung) \cdot LatVertDist) \text{ [mm]}$$

La tasa de percolación puede ser restringida por una tasa de percolación máxima absoluta, definida por el usuario ( $maxPerc$ ). Cuando se cruza la tasa de percolación máxima, el agua sobrante se lleva al flujo intermedio. La tasa de percolación máxima resulta de la permeabilidad hidráulica y la cantidad de poros grandes y macroporos y se puede estimar sólo vagamente. El agua que está en el LPS después de un paso de tiempo puede difundirse en el MPS ( $LPS2MPS$ ) cuando se consideran el contenido real de almacenamiento LPS ( $LPS_{act}$ ), la saturación relativa del MPS ( $\Theta_{MPS}$ ) y el coeficiente de calibración  $Diffcoef$ :

$$LPS2MPS = LPS_{act} \cdot \left(1 - e^{\left(\frac{-Diffcoef}{\Theta_{MPS}}\right)}\right) \text{ [mm]}$$

El parámetro de calibración  $Distcoef$  también posee un rango de valores teóricos de 0 a

infinito. No se produce difusión para valores de 0. Cuando se cruza el valor 5, casi toda el agua que permanece en los poros grandes se difunde en el MPS.

Mientras que la percolación está limitada por la tasa de percolación máxima, la descarga puede ser desacelerada mediante el escurrimiento directo (RD1) y el flujo intermedio (RD2) por el coeficiente de retención definido por el usuario (recRD1, recRD2):

$$Abfluss = \frac{1}{rec} \cdot Abflusskomponente \text{ [mm]}$$

Si *recRD1* o *recRD2* obtiene un valor superior a 1, la escorrentía se desacelera y el excedente de agua permanece en los almacenes particulares hasta el siguiente paso. Igualmente, un valor pequeño para *k* conduce a un aumento de la escorrentía.

#### 7.2.14 Módulo de agua de la tierra

El concepto de modelo del módulo de agua subterránea en JAMS ofrece la visualización del escurrimiento de agua subterránea de todas las formaciones geológicas que se producen en la zona de captación, teniendo en cuenta los diferentes comportamientos de almacenamiento y escorrentía. En las unidades geológicas individuales existe una distinción entre el depósito superior de agua subterránea (RG1) en material suelto y con alta permeabilidad y el depósito inferior de agua subterránea (RG2) en las fracturas y hendiduras del lecho rocoso. En consecuencia, se generan dos componentes de escorrentía de base: uno rápido del depósito de agua subterránea superior y otro lento del depósito de agua subterránea inferior. El llenado del depósito de agua subterránea es resultado del componente de escorrentía vertical del módulo de suelo. El vaciado puede llevarse a cabo por los componentes de escorrentía subterránea lateral, así como por elevación capilar en la zona no saturada. La parametrización de los depósitos de agua subterránea se realiza con la definición de la capacidad máxima de almacenamiento del depósito de agua subterránea superior (maxRG2) e inferior (máx RG1), así como un coeficiente de retención para ambos depósitos (recRG1) y (recRG2). Ambos parámetros deben determinarse por separado para cada entidad geológica. La capacidad de almacenamiento máxima resulta del producto de la cavidad y el espesor del almacenamiento individual por unidad de área de m<sup>2</sup>. El cálculo del rendimiento del agua se realiza contra los rellenos de almacenamiento reales como una función de drenaje lineal. Los coeficientes de retención de almacenamiento, que deben considerarse como tiempos de residencia del agua en el almacenamiento de interés, se toman en cuenta como factor del contenido real de almacenamiento (actRG1 y actRG2) para el cálculo del escurrimiento del agua subterránea (outRG1 y outRG2): La capacidad de almacenamiento máxima resulta del producto de la cavidad y el espesor del almacenamiento individual por unidad de área de m<sup>2</sup>. El cálculo del rendimiento del agua se realiza contra los rellenos de almacenamiento reales como una función de drenaje lineal. Los coeficientes de retención de almacenamiento, que deben considerarse como tiempos de residencia del agua en el almacenamiento de interés, se toman en cuenta como factor del contenido real de almacenamiento (actRG1 y actRG2) para el cálculo del escurrimiento del agua subterránea (outRG1 y outRG2): La capacidad de almacenamiento máxima resulta del producto de la cavidad y el espesor del



almacenamiento individual por unidad de área de m<sup>2</sup>. El cálculo del rendimiento del agua se realiza contra los rellenos de almacenamiento reales como una función de drenaje lineal. Los coeficientes de retención de almacenamiento, que deben considerarse como tiempos de residencia del agua en el almacenamiento de interés, se toman en cuenta como factor del contenido real de almacenamiento (*actRG1* y *actRG2*) para el cálculo del escurrimiento del agua subterránea (*outRG1* y *outRG2*):

$$outRG1 = \frac{1}{gwRG1Fact \cdot recRG1} \cdot actRG1 \quad [mm]$$

$$outRG2 = \frac{1}{gwRG2Fact \cdot recRG2} \cdot actRG2 \quad [mm]$$

Para tener en cuenta las dinámicas de escorrentía de los embalses en la cuenca hidrográfica, los caudales de agua subterránea *outRG1* y *outRG2* pueden multiplicarse por los parámetros de calibración *gwRG1Fact* o *gwRG2Fact* para el depósito de agua subterránea superior o inferior particular. Los ajustes de parámetros dados de estos factores toman el valor uno, por lo que el valor no debe ser menor que cero. En general, la escorrentía de los depósitos de agua subterránea se lleva a cabo más rápidamente cuando se da un factor pequeño y más lento cuando se da un factor importante.

Para una posterior adaptación a la zona de captación, es necesario configurar el coeficiente de calibración *gwRG1RG2dist*. Influye en la asignación del agua de percolación del módulo de suelo (*perc*) a ambos depósitos de agua subterránea para cada Unidad de Respuesta Hidrológica en consideración de la pendiente. El parámetro de calibración *disttRG1RG2* se utiliza como exponente en el cálculo del flujo de agua subterránea (*inRG1* e *inRG2*):

$$inRG1 = perc \cdot (1 - (1 - \tan(Hangneigung))) \cdot gwRG1RG2dist \quad [mm]$$

$$inRG2 = perc \cdot (1 - \tan(Hangneigung)) \cdot gwRG1RG2dist \quad [mm]$$

Además de los parámetros mencionados, la elevación capilar del agua subterránea (*GW2MPS*) tiene una influencia importante en el llenado del suelo en áreas planas con un nivel de agua subterránea muy alto, por ejemplo, en extensas tierras de inundación. Para tener en cuenta esta circunstancia, el almacenamiento de poros medios aún libre (*deltaMPS*), que resulta de la diferencia entre el almacenamiento máximo de poros medios y el volumen real de almacenamiento de poros medios, se multiplica por un factor generado empíricamente. El coeficiente de calibración *gwCapRise* así como la saturación relativa del MPS (*ThetaMPS*) se utilizan para el cálculo de este factor:

$$GW2MPS = \Delta MPS \cdot \left(1 - e^{\frac{-gwCapRise}{\theta MPS}}\right) \quad [mm]$$

El coeficiente de calibración *gwCapRise* puede tomar valores de cero a infinito. Sin embargo, la elevación capilar está prohibida cuando el coeficiente toma el valor cero.

### 7.2.15 Enrutamiento lateral

El módulo de enrutamiento lateral describe la transferencia de agua dentro de una cascada de flujo de HRU a HRU desde la zona de captación superior hasta la corriente receptora. Dado que los mecanismos de retención de la escorrentía son descritos por los otros módulos de proceso, aquí sólo se asignan los flujos y descargas de la HRU. La transferencia de agua entre las HRU se considera como una relación n: 1. Por lo tanto, una HRU puede tener varios influjos, pero sólo una descarga. El orden de las HRU como receptores está determinado por el ID topológico del conjunto de datos HRU. En el conjunto de datos HRU también se determina qué HRU drenan finalmente en el flujo receptor.

### 7.2.16 Alcanzar el enrutamiento

El módulo Reach Routing describe los fenómenos de flujo en el canal a través de un modo normal de onda cinemática y el cálculo de la rapidez de flujo según MANNING & STRICKLER. El único parámetro (TA) que se debe ajustar es un coeficiente de enrutamiento que debe ser establecido por el usuario. Representa el tiempo de recorrido de la onda de descarga que se mueve desde el canal al escurrimiento después de un evento de precipitación. Su valor, así como la rapidez del flujo (v) de la corriente y la longitud del flujo (fl) son necesarios para el cálculo del coeficiente de retención de la escorrentía (Rk).

$$Rk = \frac{v}{fl} \cdot TA \cdot 3600 \quad [-]$$

En primer lugar, la rapidez del flujo ( $v_{nuevo}$ ) con el factor de rugosidad de Manning (M), la pendiente del lecho del río (I) y el radio hidráulico (Rh) necesitan ser ajustados, sin embargo. El radio hidráulico (Rh) se calcula a su vez a partir de la sección transversal de la parte del río donde fluye el agua (A), del paso de flujo (q), de la rapidez del flujo (v) y del ancho del río (b). Para este enfoque se asume una velocidad inicial de flujo ( $v_{init}$ ) de 1 m / s, que entonces se itera con la nueva velocidad calculada de flujo ( $v_{nuevo}$ ) hasta que la desviación de ambas velocidades sea inferior a 0,001 m/s.

$$Rh = \frac{A}{b + 2\frac{A}{b}} \quad [m] \quad \text{mit} \quad A = \frac{q}{v_{init}} \quad [m^2]$$

$$V_{new} = M \cdot Rh^{\frac{2}{3}} \cdot I^{\frac{1}{3}} \quad [m^3/s]$$

Finalmente, se calcula el caudal de la parte particular del río ( $q_{act}$ ) con el coeficiente de retención de escorrentía generado ( $Rk$ ).

$$Ausfluss = q_{act} \cdot e^{\left(\frac{-1}{Rk}\right)} \text{ [m}^3\text{/s]}$$

Cuanto más alto sea el valor asumido de TA, más rápido se moverá la onda de descarga dentro de un período particular y menos agua permanecerá en el canal. Por lo tanto, el intervalo teórico de valores corresponde al de los números positivos.

## ANEXO 2: TABLAS DE DATOS

### 8.1 DATOS DE PRECIPITACIONES Y TEMPERATURA EN LA CUENCA DEL RÍO SAN ANTONIO

#### 8.1.1 Datos de Precipitación y Temperatura observados en la cuenca del río San Antonio de la base de datos del INA-CIRSA

Tabla 15. Precipitación Media Anual [mm] y Desvío Estándar Anual [mm] de la media areal entre las estaciones en la cuenca del río San Antonio

<b>Año</b>	<b>Media</b>	<b>D.E.</b>
<b>1992</b>	117.26	58.51
<b>1993</b>	60.53	60.09
<b>1994</b>	68.49	68.84
<b>1995</b>	50.12	53.05
<b>1996</b>	73.18	63.89
<b>1997</b>	74.75	76.4
<b>1998</b>	50.6	35.01
<b>1999</b>	92.63	74.07
<b>2000</b>	73.09	62.05
<b>2001</b>	71.95	56.22
<b>2002</b>	81.43	71.32
<b>2003</b>	62.02	64.22
<b>2004</b>	65.97	60.76
<b>2005</b>	61.62	56.3
<b>2006</b>	60.35	56.38
<b>2007</b>	63.57	61.76
<b>2008</b>	86.6	85.22
<b>2009</b>	46.99	47.99
<b>2010</b>	58.44	48.56
<b>2011</b>	52.5	48.46
<b>2012</b>	67.48	69.09
<b>2013</b>	48.57	41.72

Tabla 16. Precipitación Total Anual media [mm] observada en cada estación de la cuenca del río San Antonio

<b>Análisis de series anuales</b>			
<b>Serie</b>	<b>Media</b>	<b>D.E.</b>	<b>D.E. (%)</b>
100	857.2	159.25	18.58
200	965.09	268.65	27.84
300	735.9	198.7	27.00

400	812.09	181.14	22.31
500	898.73	194.87	21.68
600	598.77	160.39	26.79
700	712.69	195.78	27.47
900	836.96	209.24	25.00
1010	699.52	157.42	22.50
1100	550.99	354.65	64.37
1200	851.94	168.31	19.76
1800	768.62	172.32	22.42
<b>Media Areal</b>	<b>769.07</b>	<b>160.02</b>	<b>20.81</b>
<b>Media Arit</b>	<b>774.04</b>	<b>201.73</b>	<b>27.14</b>

Tabla 17. Precipitación Media Mensual [mm] y Desvío Estándar Mensual [mm] de la media areal entre las estaciones en la cuenca del río San Antonio

<b>Mes</b>	<b>Media</b>	<b>D.E.</b>
<b>1</b>	133.67	44.46
<b>2</b>	112.35	52.76
<b>3</b>	108.05	41.61
<b>4</b>	51.27	34.66
<b>5</b>	22.77	16.26
<b>6</b>	6.04	5.62
<b>7</b>	7.35	8.22
<b>8</b>	7.23	10.32
<b>9</b>	26.41	26.45
<b>10</b>	61.3	35.63
<b>11</b>	114.98	37.05
<b>12</b>	138.05	46.4

Tabla 18. Precipitación Máxima Anual [mm] observada en la cuenca del río San Antonio

<b>Año</b>	<b>Estación</b>												
	<b>100</b>	<b>200</b>	<b>300</b>	<b>400</b>	<b>500</b>	<b>600</b>	<b>700</b>	<b>900</b>	<b>1010</b>	<b>1100</b>	<b>1200</b>	<b>1800</b>	<b>Media</b>
<b>1992</b>	50.77	49	57.88	47.1	55	72	46.8	47.61	45	0	50	45	48
<b>1993</b>	73.02	75	53.1	71	71	56.01	63.04	80.98	63.01	8	76	80	67
<b>1994</b>	50.91	66	49.98	59.98	44	68.98	62.27	58.95	112.58	0	56	49	49
<b>1995</b>	54.99	50	27.98	36.99	48	47.98	34.83	53.96	27.94	0	65	37	36
<b>1996</b>	79.41	102	58.04	95.98	73	91.95	90.63	103.89	78.91	94	80	66.99	78
<b>1997</b>	56.49	84	62.87	48.01	75.99	76	65.47	83.97	59	86	56	69	63
<b>1998</b>	58.34	60	47.98	58.99	69	25	35.06	43	36.03	36	55	39.62	44
<b>1999</b>	86.16	89.67	77.92	82.95	84	94.01	79.87	87.98	67.06	114	91.75	82	76
<b>2000</b>	60.87	88	44.07	51	67	41.63	53.91	50.02	42.07	49	59	64.99	55
<b>2001</b>	46.3	44	73.79	41.92	43	50.99	49.97	34.99	47.68	58	56	45	36

<b>2002</b>	82.55	59.05	67.96	76.51	75	51.01	61.52	54.99	73.41	58	90	56.39	64
<b>2003</b>	49.87	67	74.06	81.95	39	71.99	68.07	110.95	71	51	60	100.99	65
<b>2004</b>	89.19	87	66.16	76	88	88.99	81.03	120.95	77.05	70	94	114.99	87
<b>2005</b>	41.38	40	30.05	45.98	46.99	32	41.81	29.96	43.84	44	44	48.99	35
<b>2006</b>	47.21	74	33.74	39.99	60.99	53.99	51.99	53.97	69.8	30	47	42	41
<b>2007</b>	36	54.84	38.92	56.97	48.99	50	41.24	70.99	59.93	43	35	82.99	47
<b>2008</b>	54.74	104	52.05	53.98	82.98	60	69.67	70.98	46.05	55	47	70.98	51
<b>2009</b>	39.52	87	49.82	53.97	41.99	18.99	36.88	33.99	37.88	70	34	35	28
<b>2010</b>	89.92	52	37.85	74	97.98	44.99	47.05	88.96	50.98	46	89	123.97	51
<b>2011</b>	64.11	61	53.96	81.98	59	72.97	52.55	52.98	48.02	69	69	52.77	56
<b>2012</b>	77.08	93	79.53	74.99	74	63	84.81	84.01	59.14	53	65	95	78
<b>2013</b>	58.4	50	19.05	47.99	40	34.99	26	49.96	23.95	33	58	42.99	29

Tabla 19. Temperatura Media Mensual [°C] y Desvío Estándar Mensual [°C] de la media areal entre las estaciones en la cuenca del río San Antonio

<b>mes</b>	<b>Temperatura [°C]</b>	<b>D. E.</b>
<b>7</b>	9.14	1.67
<b>8</b>	10.14	1.55
<b>9</b>	11.24	1.27
<b>10</b>	14.31	0.97
<b>11</b>	15.84	0.99
<b>12</b>	17.1	1.00
<b>1</b>	17.83	1.25
<b>2</b>	17.35	1.43
<b>3</b>	16.04	0.69
<b>4</b>	13.82	1.06
<b>5</b>	10.77	1.38
<b>6</b>	9.01	0.96

### 8.1.2 Datos de variables simuladas con JAMS a partir de observaciones en la cuenca del río San Antonio de la base de datos del INA-CIRSA

Tabla 20. Caudal Máximo Anual [m³/s] y Caudal Acumulado Anual [m³/s] de la media areal entre las estaciones en la cuenca del río San Antonio

<b>Año</b>	<b>QMA</b>	<b>Q total</b>
<b>1992</b>	136.40	1096.43
<b>1993</b>	192.98	1285.84
<b>1994</b>	156.99	1783.23
<b>1995</b>	45.77	904.49
<b>1996</b>	256.09	1877.00
<b>1997</b>	215.72	1867.98
<b>1998</b>	90.57	1007.89

<b>1999</b>	352.77	3138.06
<b>2000</b>	163.84	1854.71
<b>2001</b>	98.47	1776.02
<b>2002</b>	190.76	2267.02
<b>2003</b>	190.90	1782.54
<b>2004</b>	295.20	1559.51
<b>2005</b>	59.68	1217.25
<b>2006</b>	74.58	1388.70
<b>2007</b>	149.20	1547.14
<b>2008</b>	139.95	2498.29
<b>2009</b>	51.01	990.48
<b>2010</b>	132.87	1457.19
<b>2011</b>	68.16	1014.84
<b>2012</b>	97.14	1223.33
<b>2013</b>	60.78	1425.34

## 8.2 DATOS DE MODELOS CLIMÁTICOS GLOBALES EN LA CUENCA DE ESTUDIO

### 8.2.1 Datos de Modelos Climáticos Globales con sesgo corregido y escalados espacialmente sobre la cuenca del río San Antonio

Tabla 21. Temperatura Media Mensual [°C] de los diferentes GCMs en la cuenca del río San Antonio para el período Histórico y sin corregir el sesgo.

<b>Mes</b>	<b>CCSM</b>	<b>CMCC</b>	<b>CNRM</b>	<b>CSIRO</b>	<b>GFDL</b>	<b>IPSL</b>	<b>MPI</b>	<b>MRI</b>	<b>NorESM</b>	<b>Media</b>
<b>Jul</b>	9.16	9.24	8.89	8.78	8.73	9.25	8.97	9.18	8.46	9.16
<b>Ago</b>	10.94	9.35	10.5	10.61	10.49	10.97	10.53	10.37	10.6	10.94
<b>Sep</b>	13.31	10.81	13	13.38	13.16	13.6	13.93	13.59	13.43	13.31
<b>Oct</b>	16.32	11.32	16.19	16.34	16	16.78	15.68	16.27	16.55	16.32
<b>Nov</b>	18.92	11.94	18.99	18.93	19.5	20.1	18.82	19.01	19.22	18.92
<b>Dic</b>	21.13	12.72	21.32	21.05	21.15	22.53	21.08	21.8	21.15	21.13
<b>Ene</b>	21.52	18.03	21.78	21.73	21.26	21.63	21.7	21.78	21.5	21.52
<b>Feb</b>	20.61	16.19	20.83	20.12	19.99	19.94	20.51	21.02	20.09	20.61
<b>Mar</b>	18.45	14.64	18.34	17.76	17.35	17.71	18.49	18.54	17.63	18.45
<b>Abr</b>	16.23	13.12	15.78	15.36	13.76	15.26	15.54	16.1	14.87	16.23
<b>May</b>	11.89	11.7	13.04	12.04	10.71	11.83	12.02	12.76	12.1	11.89
<b>Jun</b>	8.99	9.12	9.9	9.39	8.31	9.14	9.71	10.04	9.11	8.99

Tabla 22. Precipitación Total Anual [mm], Precipitación Máxima Anual [mm], Caudal Total Anual [m<sup>3</sup>/s] y Caudal Máximo Anual [m<sup>3</sup>/s] en la cuenca del río San Antonio para los 3 GCMs seleccionados en el Capítulo 3 y para el período Histórico.

Año	Precipitación Anual [mm]			PMA [mm]			Caudal Anual [m <sup>3</sup> /s]			QMA [m <sup>3</sup> /s]		
	NorESM	MPI	CNRM	NorESM	MPI	CNRM	NorESM	MPI	CNRM	NorESM	MPI	CNRM
1961	549	1073	835	38	56	59	1104	2668	1696	91	198	97
1962	640	616	802	53	35	59	1258	1104	1825	148	106	187
1963	805	667	962	59	41	57	1907	1394	2265	164	149	117
1964	897	725	747	55	55	43	2137	1559	1509	165	179	143
1965	725	682	592	51	46	32	1926	1433	1071	148	126	73
1966	955	536	573	59	35	50	2444	946	1075	210	122	115
1967	1135	976	513	60	71	42	3797	2447	969	259	218	105
1968	1007	587	845	59	59	53	2526	1309	2013	203	171	139
1969	690	1068	1080	51	56	59	1650	2750	2837	186	174	177
1970	1020	703	959	59	41	59	2859	1440	2380	255	92	163
1971	500	721	948	38	46	60	1154	1481	2521	122	140	221
1972	757	565	851	58	57	49	1781	1373	1858	207	171	152
1973	934	742	739	40	61	32	2770	1508	1792	122	164	62
1974	661	797	1022	57	46	59	1541	1957	2854	154	166	205
1975	688	692	832	33	62	59	1420	1628	1783	71	210	153
1976	650	774	623	28	48	60	1337	1533	1066	41	184	154
1977	621	683	754	30	56	55	1138	2043	1646	60	202	162
1978	978	882	593	54	69	35	2974	2389	891	203	274	97
1979	743	696	1011	56	57	49	1864	1383	2540	195	163	121
1980	743	886	694	58	59	60	1594	2023	1349	186	139	102
1981	820	806	719	53	40	56	2050	1594	1427	200	65	175
1982	532	629	611	56	50	45	1070	1277	1094	171	146	102
1983	617	1083	1263	51	66	57	1247	3314	3436	132	225	182
1984	750	828	1146	53	56	56	1736	1843	2864	174	155	147
1985	797	715	524	58	58	57	2067	1566	1153	176	157	67
1986	806	926	1021	44	45	54	2227	2830	2492	135	213	159
1987	676	924	697	57	61	60	1623	2370	1313	229	198	182
1988	1008	700	426	58	47	53	2734	1378	992	251	191	124
1989	676	334	597	56	38	59	1932	429	1001	176	82	138
1990	1122	759	818	59	52	57	3363	2078	1752	221	178	151
1991	558	981	947	38	66	54	1020	2418	2478	71	258	210
1992	876	788	691	56	45	60	2371	1719	1581	231	97	147
1993	689	620	566	36	53	42	1497	1456	1056	83	203	101
1994	537	929	853	32	63	34	1095	2581	1892	80	202	80
1995	977	960	988	48	65	56	2854	2258	2400	139	164	178
1996	708	587	597	54	48	57	1646	1353	1036	180	116	93
1997	894	830	758	59	57	55	2762	1890	1393	203	165	141
1998	515	750	898	27	59	60	802	1762	2093	38	154	225
1999	729	682	643	54	34	43	1662	1161	1302	183	75	94



<b>2000</b>	604	733	582	52	63	53	1277	1624	1081	142	203	129
<b>2001</b>	1066	499	668	59	33	59	3277	998	1426	266	62	87
<b>2002</b>	667	899	710	36	68	48	1444	2253	1286	61	192	144
<b>2003</b>	810	1178	897	57	62	50	1666	3301	1971	187	202	147
<b>2004</b>	742	814	966	59	56	55	1883	2150	2232	207	190	182
<b>2005</b>	988	476	656	58	41	56	2766	657	1270	212	93	168
<b>2006</b>	485	864	864	31	40	57	862	1745	1751	34	62	222
<b>2007</b>	950	1038	975	59	58	56	2734	3172	2222	244	256	164
<b>2008</b>	1113	1014	504	59	70	32	3138	2702	936	208	240	48
<b>2009</b>	888	884	753	55	47	41	2670	2103	1587	198	153	109
<b>2010</b>	530	702	441	59	53	46	1944	991	1016	234	209	79

Tabla 23. Precipitación Total Anual [mm], Precipitación Máxima Anual [mm], Caudal Total Anual [m<sup>3</sup>/s] y Caudal Máximo Anual [m<sup>3</sup>/s] en la cuenca del río San Antonio para los 3 GCMs seleccionados en el Capítulo 3 y para el escenario RCP 4.5 del Futuro Cercano.

Año	Precipitación Anual [mm]			Caudal Anual [m <sup>3</sup> /s]			PMA [mm]			QMA [m <sup>3</sup> /s]		
	NorESM	MPI	CNRM	NorESM	MPI	CNRM	NorESM	MPI	CNRM	NorESM	MPI	CNRM
<b>2016</b>	859	781	617	2500	1623	1253	58	47	55	205	150	137
<b>2017</b>	541	938	1008	863	2729	2649	37	60	52	81	255	189
<b>2018</b>	1048	998	839	2825	2666	2174	59	61	54	198	221	213
<b>2019</b>	890	907	858	2525	2075	1602	54	58	52	151	207	151
<b>2020</b>	1185	1288	715	4278	3837	1530	59	59	50	274	217	140
<b>2021</b>	948	1190	539	2201	3265	1016	58	60	60	164	212	151
<b>2022</b>	720	1373	1001	1655	4824	2526	50	54	45	134	209	182
<b>2023</b>	747	650	1063	1896	1279	2659	59	59	58	192	147	177
<b>2024</b>	1326	617	965	3975	1073	2385	59	43	52	202	115	148
<b>2025</b>	886	688	595	2384	1399	936	53	57	36	168	211	88
<b>2026</b>	768	1098	869	2091	2911	2272	54	44	59	201	158	191
<b>2027</b>	708	1071	913	1795	2652	2083	57	53	58	242	180	159
<b>2028</b>	1157	833	906	3477	1680	2141	60	44	49	265	170	114
<b>2029</b>	985	1135	642	2875	3205	1071	51	60	43	207	236	101
<b>2030</b>	789	527	1063	1937	1104	2773	59	58	60	222	153	165
<b>2031</b>	919	662	962	1942	1320	2315	33	47	60	71	186	197
<b>2032</b>	1114	802	927	3661	1663	2418	59	56	59	242	188	172
<b>2033</b>	633	864	743	1233	1847	1475	57	58	59	149	154	185
<b>2034</b>	759	635	931	2202	1048	2059	59	52	55	241	114	158
<b>2035</b>	954	461	843	2172	819	1901	53	37	54	164	84	164
<b>2036</b>	760	714	1133	1947	1413	2748	59	45	55	227	123	165
<b>2037</b>	732	1168	988	1751	3061	2457	56	58	38	225	220	107
<b>2038</b>	1301	880	890	4178	1982	2015	56	59	56	224	159	182
<b>2039</b>	659	630	901	1607	1295	2044	48	52	47	130	171	109
<b>2040</b>	573	492	638	1472	989	1850	57	38	60	160	91	187

Tabla 24. Precipitación Total Anual [mm], Precipitación Máxima Anual [mm], Caudal Total Anual [m<sup>3</sup>/s] y Caudal Máximo Anual [m<sup>3</sup>/s] en la cuenca del río San Antonio para los 3 GCMs seleccionados en el Capítulo 3 y para el escenario RCP 8.5 del Futuro Cercano.

Año	Precipitación Anual [mm]			Caudal Anual [m <sup>3</sup> /s]			PMA [mm]			QMA [m <sup>3</sup> /s]		
	NorESM	MPI	CNRM	NorESM	MPI	CNRM	NorESM	MPI	CNRM	NorESM	MPI	CNRM
2016	752	512	1301	1631	3217	3528	47	143	58	116	183	188
2017	878	554	984	2159	2632	2438	57	87	58	179	237	250
2018	1019	574	1076	2834	1666	3183	58	62	59	235	177	202
2019	855	583	730	2370	1603	1454	55	70	55	173	198	166
2020	817	698	727	1942	931	1410	47	35	33	184	89	94
2021	729	669	952	1866	2108	2100	54	136	48	175	173	144
2022	1119	608	1039	3191	2034	2380	47	59	48	189	172	127
2023	1040	474	739	3072	1742	1720	51	98	60	198	168	186
2024	743	454	671	1784	902	1270	43	35	49	104	112	175
2025	927	471	556	2681	1905	675	55	66	32	194	232	32
2026	1191	679	940	3470	3364	2490	58	67	58	237	206	223
2027	1010	664	1206	3418	2416	2930	61	114	57	262	232	195
2028	893	597	1030	2628	1086	2623	60	64	57	238	176	177
2029	992	618	727	2624	4994	1756	58	114	51	193	250	120
2030	1015	396	769	2869	3332	1310	53	90	53	164	209	108
2031	942	477	729	2476	1652	1544	45	48	52	106	197	194
2032	901	560	943	2586	1085	2664	54	53	60	199	141	263
2033	1043	566	1077	3393	1576	3057	59	223	56	278	170	218
2034	1040	524	764	3029	2936	1641	52	47	58	205	185	189
2035	554	366	611	1025	1826	1170	36	79	52	62	196	140
2036	783	501	397	2200	2338	445	60	107	24	220	175	25
2037	504	641	874	757	1570	1828	38	82	56	56	253	156
2038	1033	611	1139	3174	1459	3012	59	75	57	254	179	195
2039	1257	446	574	3921	1101	1243	63	33	57	275	51	203
2040	489	358	510	1584	1702	1163	40	46	56	130	152	146

Tabla 25. Precipitación Total Anual [mm], Precipitación Máxima Anual [mm], Caudal Total Anual [m<sup>3</sup>/s] y Caudal Máximo Anual [m<sup>3</sup>/s] en la cuenca del río San Antonio para los 3 GCMs seleccionados en el Capítulo 3 y para el escenario RCP 4.5 del Futuro Lejano.

Año	Precipitación Anual [mm]			Caudal Anual [m <sup>3</sup> /s]			PMA [mm]			QMA [m <sup>3</sup> /s]		
	NorESM	MPI	CNRM	NorESM	MPI	CNRM	NorESM	MPI	CNRM	NorESM	MPI	CNRM
2076	626	626	722	1591	1591	1425	39	90	45	128	142	108
2077	923	923	682	2128	2128	1401	56	77	48	222	168	123
2078	1049	1049	832	3431	3431	1758	59	49	60	248	135	154
2079	1197	1197	1036	3298	3298	2287	57	76	56	188	169	235
2080	784	784	615	1947	1947	1297	47	51	59	140	141	178

<b>2081</b>	764	764	1062	1733	1733	2755	50	38	53	125	121	213
<b>2082</b>	1167	1167	977	3494	3494	2369	60	42	50	226	143	153
<b>2083</b>	1189	1189	989	3729	3729	2546	59	98	59	216	141	160
<b>2084</b>	853	853	683	2141	2141	1689	59	93	58	212	213	155
<b>2085</b>	894	894	842	2369	2369	1741	58	72	52	230	174	142
<b>2086</b>	915	915	706	2517	2517	1938	60	45	55	188	91	159
<b>2087</b>	825	825	747	1942	1942	1403	42	44	50	84	97	140
<b>2088</b>	1345	1345	824	4504	4504	1974	59	39	59	258	100	219
<b>2089</b>	1032	1032	785	2748	2748	1576	58	59	39	198	166	109
<b>2090</b>	1344	1344	647	4327	4327	1424	57	184	47	216	239	144
<b>2091</b>	1190	1190	1019	3963	3963	2243	60	152	59	249	174	153
<b>2092</b>	932	932	1042	2792	2792	2529	57	63	59	236	169	181
<b>2093</b>	927	927	937	2706	2706	2067	58	108	49	243	149	141
<b>2094</b>	948	948	837	2578	2578	1937	62	68	56	183	180	192
<b>2095</b>	1170	1170	565	3588	3588	1006	58	79	53	201	197	134
<b>2096</b>	536	536	994	1141	1141	2633	50	61	49	135	182	170
<b>2097</b>	1018	1018	1090	2651	2651	2832	55	32	59	211	56	173
<b>2098</b>	872	872	709	2716	2716	1568	60	49	60	245	123	201
<b>2099</b>	961	961	763	2782	2782	1589	56	36	52	176	111	183
<b>2100</b>	460	460	375	1435	1435	710	59	29	37	198	86	89

Tabla 26. Precipitación Total Anual [mm], Precipitación Máxima Anual [mm], Caudal Total Anual [m<sup>3</sup>/s] y Caudal Máximo Anual [m<sup>3</sup>/s] en la cuenca del río San Antonio para los 3 GCMs seleccionados en el Capítulo 3 y para el escenario RCP 8.5 del Futuro Lejano.

Año	Precipitación Anual [mm]			Caudal Anual [m <sup>3</sup> /s]			PMA [mm]			QMA [m <sup>3</sup> /s]		
	NorESM	MPI	CNRM	NorESM	MPI	CNRM	NorESM	MPI	CNRM	NorESM	MPI	CNRM
<b>2076</b>	1078	516	740	2582	1372	1339	52	43	42	163	93	73
<b>2077</b>	1034	647	900	3177	775	1808	62	69	56	274	134	141
<b>2078</b>	742	570	679	1913	753	1306	53	73	54	164	163	138
<b>2079</b>	1032	347	615	2677	1769	1032	59	55	54	211	156	145
<b>2080</b>	909	595	1144	2828	2904	2814	57	68	58	227	205	225
<b>2081</b>	803	468	610	1792	2247	1651	61	56	59	199	190	234
<b>2082</b>	1271	439	891	3689	570	1899	60	30	42	256	77	175
<b>2083</b>	830	451	1034	2013	1548	2547	52	113	57	123	172	181
<b>2084</b>	857	519	716	2282	2389	1428	49	145	56	156	240	179
<b>2085</b>	949	496	811	2540	3437	1631	59	79	50	224	219	129
<b>2086</b>	799	375	784	1924	2304	1652	56	97	59	217	171	150
<b>2087</b>	830	559	1006	1935	819	2420	54	64	59	141	174	238
<b>2088</b>	780	483	917	1884	2817	1795	60	134	58	272	187	172
<b>2089</b>	701	457	711	1800	2297	1393	58	73	58	200	222	146
<b>2090</b>	940	494	836	2229	3272	1874	62	89	59	197	224	239
<b>2091</b>	1038	464	702	2846	3878	1213	60	106	44	275	269	89

<b>2092</b>	981	532	789	2424	1548	1625	57	44	51	248	195	194
<b>2093</b>	1220	507	1054	3479	1868	2726	59	57	58	255	164	242
<b>2094</b>	995	475	1006	3111	1704	2380	59	56	57	217	176	151
<b>2095</b>	1327	322	566	4459	2440	1132	60	63	53	273	162	159
<b>2096</b>	771	233	371	2868	182	652	53	20	39	245	18	69
<b>2097</b>	1078	516	740	2582	1372	1339	52	43	42	163	93	73
<b>2098</b>	1034	647	900	3177	775	1808	62	69	56	274	134	141
<b>2099</b>	742	570	679	1913	753	1306	53	73	54	164	163	138
<b>2100</b>	1032	347	615	2677	1769	1032	59	55	54	211	156	145

## REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

3CN. 2015. 3ra. Comunicación Nacional sobre Cambio Climático. Bases de datos del CIMA/CONICET-UBA. <http://ambiente.gob.ar/tercera-comunicacion-nacional/>

Banco Mundial. 2000. "Argentina: Gestión de los Recursos Hídricos". *Banco Mundial, Oficina Regional de América latina y el Caribe*, Washington. EEUU.

Banco Mundial. 2016. "Análisis Ambiental del País: Argentina". Informe N°11996. *Banco Mundial, Oficina Regional de América latina y el Caribe*, Washington. EEUU.

Brown A.E., Zhang L., McMahon, T., Western, A.T. y Vertessy, R.A. 2005. "A review of paired catchment studies for determining changes in water yield resulting from alterations in vegetation". *Journal of Hydrology* 310: 28–61.

Catalini C.G., Caamaño Nelli G. y Dasso C. 2011. "Desarrollo y Aplicaciones sobre Lluvias de Diseño en Argentina". 284 páginas. ISBN13: 978-3-8454-9722-8. Edit. *Acad. Española* (Lap Lambert Publishing GMBH & Co. KG). Saarbrücken, Deutschland.

Cavallera N., García C. L., García C. M. y Ravelo A. C. 2012. "Relación Entre la Disponibilidad de Agua Superficial y el Patrón de Precipitaciones en una Cuenca Semiárida de las Sierras de Córdoba, Argentina". *IFRH-INA*, Buenos Aires, Argentina.

Dibike Y. B. y Coulibaly P. 2004. "Validation of hydrological models for climate scenario simulation: the case of Saguenay watershed in Quebec". *Hydrological Processes*. No. 21, 2007, pp. 3123-3135. DOI:10.1002/hyp.6534

Deidda R. et al. 2013. "Regional climate models' performance in representing precipitation and temperature over selected Mediterranean areas". *Hydrology and Earth System Sciences*, No. 17, 2013, pp. 5041-5059. DOI:10.5194/hess-17-5041-2013.

Farley. K.A., Jobbagy. E.G. y Jackson R.B. 2005. "Effects of afforestation on water yield: a global synthesis with implications for policy". *Global Change Biology* 11:1565–1576.

Field C. B. et al. 2012. "Managing the risks of extreme events and disasters to advance climate change adaptation. A special report of working groups I and II of the Intergovernmental Panel on Climate Change". *Cambridge University Press*, Cambridge, UK.

Fiseha B. M., Melesse A.M, Romano E., Volpi E., Fiori A. 2012. "Statistical Escalamiento of Precipitation and Temperature for the Upper Tiber Basin in Central Italy". *Intech*, Roma.

Fowler H. J., Blenkinsop S. y Tebaldi C. 2007. "Review Linking climate change modelling to impacts studies: recent advances in escalamiento techniques for hydrological modeling". *International Journal of Climatology*. Vol. 27, Issue 12, 2007, pp. 1547-1578. <https://doi.org/10.1002/joc.1556>.

García C. L., Krause P., García C. M., Ravelo A. C. y Flügel W-A. 2011. "Water Availability for a Growing Population in the Face of Climate and Land use Change". Páginas: 79-94, ISBN 978-85-63265-16-6. *FGV Direito RIO*.

García C. L., Zander F., Kralisch S., Ravelo A. C., García C. M. y Flügel W-A. 2012. "Importancia de los Sistemas de Información Integral para el Manejo Integrado de Cuencas Hidrológicas". *IFRH-INA*, Buenos Aires, Argentina.

- García C. L. 2013. "Utilización de Información Satelital y Terrestre para el Manejo Integrado del Recurso Hídrico de una Cuenca Serrana en la Provincia de Córdoba, Argentina". *Tesis Doctoral para optar al título de Doctor en Ciencias Agropecuarias*. Universidad Nacional de Córdoba, Facultad de Ciencias Agropecuarias.
- García C. M., Dasso C. M., Catalini C., Alvarez J., Barchiesi G. M., Díaz Lozada J. M., Bazzano F., Gómez J., Guillén N. F. y Heredia Ligorria A. I. 2014. "Evaluación de la Probabilidad de Excedencia de un Evento Pluviométrico Extraordinario en la Cuenca Arroyo "Los Chorrillos", Provincia de Córdoba". *IV Taller de Regionalización de Precipitaciones Máximas*, Tucumán, Argentina.
- Gleckler P.J., Taylor K.E., Doutriaux C. 2008. "Performance metrics for climate models". *Journal of Geophysics Research*, No. 113, 2008, D06104, doi:10.1029/2007JD008972.
- Hua Chen, Chong-Yu Xua, Shenglian Guo. 2012. "Comparison and evaluation of multiple GCMs, statistical downscaling and hydrological models in the study of climate change impacts on runoff". *Journal of Hydrology*. Volumes 434-435, 2012. pp. 36-45. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2012.02.040>.
- INA. 2005. Plan Estratégico 2005-2008. [www.ina.gov.ar](http://www.ina.gov.ar).
- INA. 2010. Prospectiva hídrica. Plan de mejoramiento Institucional. [www.ina.gov.ar](http://www.ina.gov.ar).
- IPCC Technical Summary. 2007. "Towards New Scenarios for Analysis of Emissions, Climate Change, Impacts, and Response Strategies".
- IPCC. 2013: "Resumen para responsables de políticas. Cambio Climático 2013: Bases físicas. Contribución del Grupo de trabajo I al Quinto Informe de Evaluación del Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático" [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex y P.M. Midgley (eds.)]. 222 páginas, *Cambridge University Press*, Cambridge, Reino Unido y Nueva York, NY, Estados Unidos de América.
- IPCC [Core Writing Team, R.K. Pachauri and L.A. Meyer (eds.)]. 2014: "Climate Change 2014: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change". 151 páginas. IPCC, Geneva, Switzerland.
- INDEC, 2016. Instituto Nacional de Estadísticas y Censos, Buenos Aires, Argentina. [http://www.indec.gob.ar/nivel2\\_default.asp?id\\_tema=2&seccion=P](http://www.indec.gob.ar/nivel2_default.asp?id_tema=2&seccion=P)
- INDEC. 2012. "Censo Nacional de Población, Hogares y Viviendas 2010". *Censo del Bicentenario. Resultados definitivos*, Serie B Nº 2. Tomo 1 y 2, Instituto Nacional de Estadísticas y Censos, Buenos Aires, Argentina. [www.indec.gob.ar](http://www.indec.gob.ar)
- Jarvis A., Reuter H. I., Nelson A. y Guevara E. 2008. "Hole Filled Seamless SRTM Data v4.2". *Publicado en internet, disponible en Centre for Tropical Agriculture (CIAT)* <http://srtm.csi.cgiar.org>. Activo en Agosto 2017.
- Jenerette, D.G y Larsen L. 2006. "A global perspective on changing sustainable urban water supplies". *Global and Planetary Change* 50:202-211.
- Jorquera E., Weber J. F. y Reyna S. M. 2012. "Revisión del Estado del Arte en la Modelación Hidrológica Distribuida e Integrada". *IFRH-INA*, Buenos Aires, Argentina.
- Kralisch, S., and P. Krause. 2006. "JAMS – A Framework for Natural Resource Model Development and Application". *Proceedings of the iEMSs / Third Biannual Meeting "Summit on Environmental Modelling and Software"*.
- Krause P., Bende-Michl U., Fink M., Helmschrot J., Kralisch S. y Kuenne A. 2009. "Parameter Sensitivity Analysis of the Jams/JAMS-S Model to Improve Water and

Nutrient Transport Process Simulation - a Case Study for the Duck Catchment in Tasmania". Páginas. 3179-3176. *18th World IMACS / MODSIM Congress*, Cairns, Australia.

Kuross Even. 2014. "Water Inc.". Fair Observer: make sense of the world. [https://www.faiobserver.com/region/north\\_america/water-inc-72078/](https://www.faiobserver.com/region/north_america/water-inc-72078/). Activo en agosto 2017.

Mearns L. O., Giorgi F., Whetton P., Pabon D., Hulme M. y Lal M. 2003. Guidelines for use of climate scenarios developed from Regional Climate Model experiments. Data Distribution Centre of the Intergovernmental Panel on Climate Change.

Nosetto, M. D, Jobbágy, E. G. y Paruelo, J. M. 2005. "Land-use change and water losses: the case of grassland afforestation across a soil textural gradient in central Argentina". *Global Change Biology* 11:1101-1117.

Lauren E. Hay Robert L. Wilby George H. Leavesley. 2007. "A comparison of delta change and downscaled GCM scenarios for three mountainous basins in the United States". *Journal of the American Water Resources Association*. No. 99118. <https://doi.org/10.1111/j.1752-1688.2000.tb04276.x>

Programa Hidrológico Internacional (PHI) - Organización de las Naciones Unidas para la Educación, la Ciencia y la Cultura (UNESCO). 2012. "Seguridad Hídrica: Respuestas a los desafíos locales, regionales, y mundiales". *UNESCO. IHP/2012/IHP-VIII/1 Rev.*

Taylor K. E., Stouffer R. J., Meehl, Gerald A. 2012. An overview of CMIP5 and the experiment design. *Bulletin of the American Meteorological Society* 93.4 (Apr 2012): 485-498.

Teich, I., García, C.L., Swinnen, E., Tote, C., Planchuelo, A.M. y Balzarini, M. 2011. "Hydrological modeling to assess the link between water availability and vegetation growth". Research Award for Young Scholars 2011- "Adaptative Water Management: looking to the future". FGV Direito RIO, Pg 65-78, ISBN 978-85-63265-16-6.

Vila, D. y García, C.L. 2012. "Application of a combined daily rain gauges and rainfall satellite estimates scheme for basin management". *GEONETCast DevCoCast Application Manual*. ITC, Enschede, The Netherlands.

United Nations. 2000. "Declaración del Milenio". *8va Sesión Plenaria, Asamblea General, Naciones Unidas. A/RES/55/2.*

United Nations Development Programme. 2006. "Beyond scarcity: Power, poverty and the global water crisis". ISBN 0-230-50058-7. *Human Development Report*, United Nations, New York, USA.

United Nations. 2014. "World Urbanization Prospects. The 2014 Revision". United Nations, Department of Economic and Social Affairs, Population Division. Highlights ST/ESA/SER.A/352.

Zhang, L., Dawes, W.R., y Walter, G.R. 2001. "The response to mean annual evapotranspiration to vegetation changes at catchment scale". *Water Resources Research*, 37:701-7.

Zorita E. y Von Storch H. 1999. "The Analog Method as a Simple Statistical Downscaling Technique: Comparison with More Complicated Methods". *American Meteorological Society - Journal of Climate*, No. 12, 1999, pp. 2474-2489. DOI:10.1175/1520-0442(1999)012.