



**UNIVERSIDAD  
DE ANTIOQUIA**

**EVALUACIÓN DE LOS EFECTOS DEL CAMBIO  
CLIMÁTICO SOBRE EL RECURSO HÍDRICO EN  
EL PÁRAMO DE BELMIRA**

Autor(es)

Leidy Gicela Vergara López

Universidad de Antioquia

Facultad de Ingeniería, Escuela Ambiental

Medellín, Colombia

2021



Evaluación de los Efectos del Cambio Climático Sobre el Recurso Hídrico en el Páramo de  
Belmira

**Leidy Gicela Vergara López**

Trabajo de grado presentado como requisito para optar al título de:

**Ingeniera Ambiental**

Asesora:

Sara Cristina Vieira Agudelo, PhD en Ciencias de la Tierra y Ciencias Atmosféricas

Universidad de Antioquia  
Facultad de Ingeniería, Escuela Ambiental.  
Medellín, Colombia

2021



## *Agradecimientos*

En primer lugar, quiero agradecer a la profesora Sara Vieira por su acompañamiento durante este proceso, como también al profesor Camilo Villegas por resolver las dudas que me surgieron en el camino respecto a los páramos, y a Jhony Giraldo por solucionar algunas de mis preguntas en este trabajo.

También agradezco a mi familia por su apoyo y motivación durante mi formación como Ingeniera Ambiental. Así mismo, le doy gracias a mis amigas tejedoras de sueños, Camila Botello y María Alejandra Vela por su apoyo incondicional.

Finalmente agradezco a la Universidad de Antioquia, aquella alma máter que rebosa conocimiento y cultura, por permitirme soñar, crecer, descubrir y cuestionarme.

*Dedicado a mi familia por su incondicional apoyo.*

*Und wenn darauf zu höherer Atmosphäre  
Der tüchtige Gehalt berufen wäre,  
Steht Wolke hoch, zum Herrlichsten geballt,  
Verkündet, festgebildet, Machtgewalt,  
Und, was ihr fürchtet und auch wohl erlebt,  
Wie's oben drohet, so es unten bebt.  
— J. W. Von Goethe, Cumulus*

## *Resumen*

Los páramos son ecosistemas de alta montaña característicos de los Andes tropicales, los cuales presentan condiciones climáticas y geológicas únicas que hacen de estos ecosistemas importantes fuentes de agua para poblaciones asentadas en esta región de los Andes. A pesar de lo anterior, se ha encontrado que las condiciones climáticas históricas en los páramos han comenzado a cambiar como consecuencia del cambio climático, lo cual podría afectar su funcionamiento hidrológico y con ello poner en riesgo la seguridad hídrica de las comunidades andinas. Debido a lo anterior, en el presente trabajo se buscó evaluar los efectos del cambio climático sobre el recurso hídrico en el Páramo de Belmira, por lo cual se realizó una caracterización del clima histórico entre 1990-2019 empleando la base de datos TerraClimate para la temperatura máxima y mínima, y CHRIPS para la precipitación. También, se llevó a cabo un análisis de tendencias haciendo uso del estimador de Sen y del método Mann-Kendall con un nivel de significancia del 95 %, en el cual se encontraron pendientes positivas y significativas de  $0.192^{\circ}\text{C}/\text{década}$  y  $0.312^{\circ}\text{C}/\text{década}$  para la temperatura máxima y mínima, respectivamente. Por el contrario, para la precipitación se encontró una pendiente no significativa de  $-0.24 \text{ mm}/\text{década}$ . Con el fin de realizar las proyecciones climáticas de estas variables bajo escenarios de cambio climático, se tomaron los resultados de los modelos CCSM4, CNR-CM5 y MPI-ESM-LR para los escenarios RCP 4.5 y RCP 8.5 en los periodos 2041-2060 y 2061-2080 empleando la base de datos WorldClim, con lo cual se encontraron aumentos para la temperatura máxima y mínima en ambos escenarios, siendo mayores los proyectados para la temperatura máxima. En la temperatura máxima se hallaron incrementos promedio de  $1.14^{\circ}\text{C}$  para el RCP 4.5 y de  $1.68^{\circ}\text{C}$  para el RCP 8.5 en el periodo 2041-2060 y para el segundo periodo de  $1.49^{\circ}\text{C}$  y  $2.61^{\circ}\text{C}$  para estos escenarios respectivamente. Para la temperatura mínima los incrementos hallados fueron de  $0.26^{\circ}\text{C}$  y  $0.77^{\circ}\text{C}$  para el primer periodo en el RCP 4.5 y 8.5 respectivamente y de  $0.59^{\circ}\text{C}$  para el RCP 4.5 y de  $1.68^{\circ}\text{C}$  en el RCP 8.5 para el segundo periodo. Para el caso de la precipitación también se encontraron aumentos en ambos escenarios de 130 mm aproximadamente. Una revisión de literatura también se realizó con el fin de evaluar los efectos del cambio en las variables hidroclimáticas sobre el recurso hídrico; sin embargo, se encontró que aún hay una alta incertidumbre sobre la respuesta en el funcionamiento hídrico de estos ecosistemas frente al cambio climático.

**Palabras clave:** Cambio Climático, Andes, Páramo, Recurso Hídrico.

# Índice general

Agradecimientos	II
Resumen	IV
Índice de Figuras	VII
Índice de Tablas	IX
<b>1. Introducción</b>	<b>1</b>
<b>2. Objetivos</b>	<b>4</b>
2.1. Objetivo general . . . . .	4
2.2. Objetivos específicos . . . . .	4
<b>3. 3. Marco Teórico</b>	<b>5</b>
3.1. Cambio climático . . . . .	5
3.2. Páramos Andinos . . . . .	6
3.2.1. Clima . . . . .	7
3.2.2. Suelos . . . . .	7
3.2.3. Vegetación . . . . .	8
3.2.4. Capacidad de regulación hídrica . . . . .	8
<b>4. Datos y Métodos</b>	<b>10</b>
4.1. Área de estudio . . . . .	10
4.1.1. Clima . . . . .	11
4.1.2. Geomorfología y suelos . . . . .	12
4.1.3. Vegetación . . . . .	13
4.1.4. Importancia hídrica . . . . .	13
4.2. Datos . . . . .	14
4.2.1. Datos históricos . . . . .	14
4.2.1.1. CHIRPS . . . . .	15
4.2.1.2. TerraClimate . . . . .	16
4.2.2. Proyecciones climáticas . . . . .	16
4.2.2.1. Escenarios de cambio climático . . . . .	17
4.2.2.2. Modelos y ensamble . . . . .	18

---

4.3. Métodos . . . . .	19
4.3.1. Análisis de tendencias . . . . .	19
4.3.1.1. Prueba Mann-Kendall . . . . .	19
4.3.1.2. Estimador de pendiente de Sen . . . . .	20
4.3.1.3. Efecto de la correlación serial . . . . .	21
<b>5. Resultados y Análisis</b>	<b>22</b>
5.1. Clima histórico . . . . .	22
5.1.1. Precipitación . . . . .	22
5.1.2. Temperatura máxima y mínima . . . . .	25
5.2. Análisis de tendencias . . . . .	31
5.2.1. Media móvil . . . . .	32
5.2.2. Pruebas de significancia estadística . . . . .	32
5.3. Proyecciones bajo escenarios de cambio climático . . . . .	35
5.3.1. Temperatura máxima . . . . .	35
5.3.2. Temperatura mínima . . . . .	38
5.3.3. Precipitación . . . . .	42
5.4. Efectos sobre el recurso hídrico . . . . .	45
<b>6. Conclusiones</b>	<b>49</b>
<b>Bibliografía</b>	<b>51</b>



# Índice de figuras

4.1. Ubicación y elevación Páramo de Belmira . . . . .	10
4.2. Frailejones característicos del Páramo de Belmira. Cortesía fotografía Duván Mazo. . . . .	11
4.3. Laguna Sabana-Páramo de Belmira. Cortesía fotografía Duván Mazo. . . . .	11
4.4. Fuentes hídricas Páramo de Belmira . . . . .	14
4.5. Grillas de TerraClimate empleadas para la temperatura máxima y mínima. 16	
5.1. a) Serie de tiempo mensual de precipitación y b) diagrama de box plot de la precipitación. Comprende el periodo histórico 1990-2019. . . . .	23
5.2. Ciclo medio anual de la precipitación para el periodo histórico 1990-2019. . . . .	24
5.3. Anomalías de precipitación para el periodo histórico 1990-2019. . . . .	25
5.4. Espectro de potencias para la precipitación en el periodo histórico 1990-2019. . . . .	25
5.5. Distribución espacial de la temperatura en el periodo histórico 1990-2019. a) Temperatura máxima y b) temperatura mínima. . . . .	26
5.6. a) Serie de tiempo mensual de la temperatura máxima y b) diagrama de box plot de la temperatura máxima. Comprende el periodo histórico 1990-2019. . . . .	27
5.7. a) Serie de tiempo mensual de la temperatura mínima y b) diagrama de box plot de la temperatura mínima. Comprende el periodo histórico 1990-2019. . . . .	28
5.8. Ciclo medio anual de la temperatura para el periodo histórico 1990-2019. a) Temperatura máxima y b) temperatura mínima. . . . .	29
5.9. Espectro de potencias para la temperatura en el periodo histórico 1990-2019. a) Temperatura máxima y b) temperatura mínima. . . . .	29
5.10. Anomalías de temperatura en el periodo histórico 1990-2019. a) Temperatura máxima y b) temperatura mínima. . . . .	30
5.11. Media móvil de a) precipitación, b) temperatura máxima y c) temperatura mínima para el periodo histórico 1990-2019. . . . .	31
5.12. Autocorrelograma para las series mensuales de anomalías en el periodo histórico 1990-2019. a) Temperatura máxima, b) temperatura mínima y c) precipitación. . . . .	33
5.13. Autocorrelograma para las series anuales de anomalías en el periodo histórico 1990-2019. a) Temperatura máxima, b) temperatura mínima y c) precipitación. . . . .	34
5.14. Proyecciones por modelo para la temperatura máxima promedio en el periodo 2041-2060. a) Distribución espacial en el RCP 4.5 y b) en el RCP 8.5. c) y d) Ciclo medio anual en el RCP 4.5 y RCP 8.5, respectivamente. . . . .	35

5.15. Proyecciones por modelo para la temperatura máxima promedio en el periodo 2061-2080. a) Distribución espacial en el RCP 4.5 y b) en el RCP 8.5. c) y d) Ciclo medio anual en el RCP 4.5 y RCP 8.5, respectivamente.	36
5.16. Proyecciones del ensamble por estación para la temperatura máxima en el periodo 2041-2060. a) RCP 4.5, b) RCP 8.5 y c) ciclo anual para cada escenario. . . . .	37
5.17. Proyecciones del ensamble por estación para la temperatura máxima en el periodo 2061-2080. a) RCP 4.5, b) RCP 8.5 y c) ciclo anual para cada escenario. . . . .	38
5.18. Proyecciones por modelo para la temperatura mínima promedio en el periodo 2041-2060. a) Distribución espacial en el RCP 4.5 y b) en el RCP 8.5. c) y d) Ciclo medio anual en el RCP 4.5 y RCP 8.5, respectivamente.	39
5.19. Proyecciones por modelo para la temperatura mínima promedio en el periodo 2061-2080. a) Distribución espacial en el RCP 4.5 y b) en el RCP 8.5. c) y d) ciclo medio anual en el RCP 4.5 y RCP 8.5, respectivamente.	40
5.20. Proyecciones del ensamble por estación para la temperatura mínima en el periodo 2041-2060. a) RCP 4.5, b) RCP 8.5 y c) ciclo anual para cada escenario. . . . .	41
5.21. Proyecciones del ensamble por estación para la temperatura mínima en el periodo 2061-2080. a) RCP 4.5, b) RCP 8.5 y c) ciclo anual para cada escenario. . . . .	42
5.22. Proyecciones por modelo para la precipitación promedio en el periodo 2041-2060. a) Distribución espacial en el RCP 4.5 y b) en el RCP 8.5. c) y d) ciclo medio anual en el RCP 4.5 y RCP 8.5, respectivamente. . . . .	43
5.23. Proyecciones por modelo para la precipitación promedio en el periodo 2061-2080. a) Distribución espacial en el RCP 4.5 y b) en el RCP 8.5. c) y d) ciclo medio anual en el RCP 4.5 y RCP 8.5, respectivamente. . . . .	44
5.24. Proyecciones del ensamble por estación para la precipitación en el periodo 2041-2060. a) RCP 4.5, b) RCP 8.5 y c) ciclo anual para cada escenario. . . . .	45
5.25. Proyecciones del ensamble por estación para la precipitación en el periodo 2061-2080. a) RCP 4.5, b) RCP 8.5 y c) ciclo anual para cada escenario. . . . .	46

# Índice de tablas

4.1. Bases de Datos Empleadas . . . . .	17
5.1. Estimador de Pendiente de Sen y Prueba Mann-Kendall . . . . .	34

# Sección 1

## Introducción

Se espera que, para la segunda mitad del siglo XXI, el cambio climático sea un factor importante en la generación de estrés sobre ecosistemas terrestres de agua dulce (IPCC, 2014). Este efecto podría ser experimentado por ecosistemas de alta montaña como los páramos andinos (Bradley et al., 2006; Buytaert & Bievre, 2012; Ruíz et al., 2011), los cuales se caracterizan por presentar temperaturas promedio debajo de los 10°C, por tener una alta humedad y niebla, una baja presión atmosférica y una alta incidencia de rayos UV (Ruíz et al., 2011). Estos ecosistemas presentan un balance hídrico positivo debido a las altas tasas de nubosidad, neblina y precipitación horizontal, como también, a las bajas tasas de evapotranspiración (Buytaert et al., 2006a; Hofstede et al., 2003; Young et al., 2011). Generalmente, están dominados por una vegetación de pastos y arbustos, y sus suelos son frecuentemente de origen volcánico con un alto contenido de materia orgánica, lo que resulta en suelos porosos y abiertos (Buytaert et al., 2006b; Diaz-Granados et al., 2005; Harden et al., 2013; Luteyn, 1999). Las anteriores características convierten a los páramos en importantes fuentes de agua para las comunidades asentadas en el norte de los Andes, donde grandes ciudades, como Quito o Bogotá dependen casi en su totalidad del agua proveniente de estos ecosistemas (Anderson et al., 2011; Hole et al., 2011).

Un ecosistema de alta montaña, de gran importancia hídrica, es el Páramo de Belmira, también conocido como el Páramo de Santa Inés, el cual está ubicado en el departamento de Antioquia al norte de la Cordillera Central de los Andes en alturas desde aproximadamente 3000 hasta 3400 metros sobre el nivel del mar (Morales et al., 2007). Este páramo presenta una densa red hídrica que permite el abastecimiento de 11 municipios aledaños y municipios del Valle de Aburrá (Castañeda-Riascos, 2013), además, surte el Embalse Riogrande II del Sistema de Aprovechamiento Múltiple del Río Grande, el cual es usado para la producción de energía en las centrales de Tasajera y Niquía (Morales et al., 2007; Silva, 2007; Vásquez, 2012).

A pesar de su mencionada importancia hídrica, algunos autores han mostrado que los ecosistemas ubicados a mayores altitudes, tales como los encontrados en los Andes

tropicales pueden verse más afectados por el cambio climático, que aquellos que se encuentran en zonas circundantes a menores alturas (González et al., 2019; Pepin et al., 2015; Urrutia & Vuille, 2009), ya que se espera un mayor aumento de la temperatura con la elevación (Pepin et al., 2015, Vuille et al., 2015). Sin embargo, la predicción de los efectos que el cambio climático podría generar sobre estas regiones se ve limitada por la compleja topografía de la región, lo cual dificulta la proyección en los Modelos de Circulación General (GCMs), especialmente en variables como la precipitación (Anderson et al., 2011; Buytaert et al., 2009; Buytaert & Bievre, 2012; Urrutia & Vuille, 2009), dificultades que se suman a la carencia de datos históricos (Buytaert et al., 2009; Buytaert & Bievre, 2012; Correa et al., 2020). A pesar de estos inconvenientes, en algunos estudios realizados en el norte de los Andes, se ha encontrado que el cambio climático puede provocar un aumento en la temperatura (Bradley et al., 2006; Buytaert et al., 2010; Buytaert & Bievre, 2012; Rabatel et al., 2013; Urrutia & Vuille, 2009; Vuille et al., 2015), alcanzando valores de hasta  $0.11^{\circ}\text{C}/\text{década}$  (Bradley et al., 2006), como también cambios en los patrones de la precipitación (Bradley et al., 2006; Buytaert & Bievre, 2012; Pabón-Caicedo et al., 2020; Urrutia & Vuille, 2009).

Sumada a la incertidumbre que existe sobre los cambios en las variables climáticas como consecuencia del cambio climático en los Andes tropicales, también se tiene una alta incertidumbre sobre cómo estos cambios pueden afectar el funcionamiento hidrológico de los páramos (Cárdenas-Agudelo, 2016; Young et al., 2011). Además, los estudios a largo plazo de las variables meteorológicas en estos ecosistemas son escasos (Buytaert et al., 2006). Castaño (2002) encontró para el periodo 1970-1990 en los Páramos de Cundinamarca, Boyacá y Tolima-Huila de Colombia, un incremento en la temperatura media de  $1^{\circ}\text{C}$ ,  $1.4^{\circ}\text{C}$  y  $0.9^{\circ}\text{C}$ , respectivamente, y en la precipitación tendencias decrecientes. Por otra parte, Flores-López et al. (2016), al analizar el efecto del cambio climático en un páramo ubicado en Perú, encontró una disminución en su producción de agua. Así mismo, otros autores sugieren que el cambio en las variables hidroclimatológicas, podría desencadenar efectos negativos sobre el funcionamiento hídrico de ecosistemas alto andinos como los páramos (Anderson et al., 2011; Buytaert et al., 2006; Buytaert & Bievre, 2012; Urrutia & Vuille, 2009).

Para el caso colombiano, autores como Ruíz et al. (2011) y Cresso et al. (2020) analizaron los cambios futuros de variables hidrometeorológicas en páramos de Colombia y encontraron que estas variaciones podrán desencadenar condiciones que afectarán el funcionamiento, la estructura y composición de los páramos. Para el caso del Páramo de Belmira, hasta la fecha sólo se ha realizado un estudio en el cual se incluye el cambio climático; en este Cárdenas-Agudelo (2016) no halló alteraciones significativas en la precipitación, además encontró que la vulnerabilidad de este páramo frente al cambio climático es muy baja.

Considerando la importancia hídrica antes mencionada del Páramo de Belmira y la alta sensibilidad que estos ecosistemas podrían presentar frente al cambio climático, en el presente trabajo se busca evaluar los efectos que dicho fenómeno podría generar sobre el recurso hídrico del páramo. Debido a la carencia de datos en estas regiones, las

---

estimaciones de reanálisis y observaciones satelitales se presentan como una herramienta útil en aquellas áreas donde se cuenta con pocos datos observados (Andres et al., 2014). Es por esto que, para caracterizar el clima histórico y realizar un análisis de tendencias se emplea TerraClimate para la temperatura máxima y mínima, y CHIRPS para la precipitación en el periodo 1990-2019. Las proyecciones de las variables bajo escenarios de cambio climático se obtienen de los modelos MPI-ESM-LR, CNR-CM5 y CCSM4 de la fase 5 del Proyecto de Intercomparación de Modelos de Clima Acoplados (CMIP5), para los escenarios 4.5 y 8.5 en los periodos de tiempo 2041-2060 y 2061-2080. Para identificar los posibles efectos del cambio climático en el recurso hídrico de este ecosistema, se realiza una revisión de literatura.

## Sección 2

# Objetivos

### 2.1. Objetivo general

Evaluar los efectos del cambio climático sobre el recurso hídrico en el Páramo de Belmira.

### 2.2. Objetivos específicos

- Identificar ocurrencia de cambios en las variables hidroclimatológicas en el Páramo de Belmira en el periodo 1990-2019.
- Evaluar las proyecciones de las variables hidroclimatológicas bajo escenarios de cambio climático en el Páramo de Belmira.
- Realizar una revisión de literatura para identificar cómo las alteraciones en las variables hidroclimatológicas inducidas por el cambio climático afectan las dinámicas ecosistémicas del Páramo de Belmira relacionadas con el recurso hídrico.

## Sección 3

# 3. Marco Teórico

### 3.1. Cambio climático

De acuerdo con el IPCC (2014), el cambio climático es un cambio en el estado del clima que puede ser identificado por variaciones en la media y/o en la variabilidad de sus propiedades y que persiste por un periodo de tiempo prolongado, generalmente de décadas o más. Es causado por procesos naturales como la actividad volcánica o por actividades antropogénicas como la quema de combustibles fósiles o la agricultura, ya que estas actividades pueden modificar la superficie terrestre y/o la composición de la atmósfera, afectando directamente el balance de energía en el planeta (Stocker et al., 2013).

Una de las principales causas asociadas al cambio climático, ha sido el aumento de las emisiones de gases de efecto invernadero (GEI) desde la era preindustrial, debido al crecimiento económico y poblacional, generando un incremento en las concentraciones de dióxido de carbono ( $CO_2$ ), metano ( $CH_4$ ) y óxido nitroso ( $N_2O$ ) en la atmósfera, en un 40 %, 150 % y 20 % desde 1750, respectivamente (IPCC, 2014).

Es muy probable que el aumento de la concentración de estos gases en la atmósfera junto con otros forzantes antropogénicos haya contribuido al calentamiento observado desde la segunda mitad del siglo XX, debido al forzamiento radiativo positivo que generan (IPCC, 2018), además, según cálculos esto generó un calentamiento de  $2.3 W/m^2$  entre 1750 y 2011, dando lugar a un aumento de la temperatura media global en superficie en un rango de  $0,5^{\circ}C$  a  $1,3^{\circ}C$  para este periodo (IPCC, 2014). Así mismo, es muy probable que este calentamiento alcance un aumento de  $1.5^{\circ}C$  entre 2030 y 2052 si continúa incrementando con el ritmo actual, lo cual podría generar efectos negativos en los diferentes ecosistemas. Estos efectos podrían ser más devastadores si se alcanza un aumento de  $2^{\circ}C$  (IPCC, 2018).

El IPCC en su quinto informe adoptó cuatro escenarios de cambio climático para realizar proyecciones, teniendo en cuenta que las emisiones de gases de efecto invernadero (GEI) generadas por la actividad humana, dependen en gran medida del desarrollo económico,



el tamaño de la población, el estilo de vida, el uso de la energía, los usos del suelo, la tecnología y la política climática (Edenhofer et al., 2014). Estos escenarios son llamados trayectorias de concentración representativas (RCP), se basan en los factores antes mencionados y representan la concentración de gases de efecto invernadero para el siglo XXI. El RCP 2.6 representa un escenario de mitigación estricto, los escenarios RCP 4.5 y RCP 6.0 hacen referencia a escenarios intermedios y el RCP 8.5 a un escenario donde las emisiones de gases de efecto invernadero son muy altas (IPCC, 2014). En el presente trabajo se emplearon los escenarios RCP 4.5 y RCP 8.5 para analizar las proyecciones de variables hidroclimatológicas.

### 3.2. Páramos Andinos

El páramo es el ecosistema natural ubicado en las mayores altitudes en el mundo (Hofstede et al., 2003), estos ecosistemas de alta montaña son representativos de los Andes tropicales (Ruíz et al., 2015) y se extienden en forma de parches entre las latitudes 11°N y 8°S, siendo encontrados principalmente en Colombia, Ecuador y Venezuela, y en áreas más pequeñas en el norte de Costa Rica y Panamá y hacia el sur en el norte de Perú (Buytaert et al., 2006a), a alturas entre los 3000 y 4800 m.s.n.m aproximadamente (Díaz-Granados et al., 2005). Los páramos están conformados por valles accidentados que tienen generalmente un origen glacial y presentan una mezcla de laderas y llanuras de alta pendiente (Buytaert et al., 2006a; Guzmán et al., 2015), con gran cantidad de pantanos, lagunas y praderas húmedas combinadas con arbustos, y pastizales (Cárdenas-Agudelo, 2016). Presentan una vegetación única debido a la elevación y a las condiciones climáticas extremas (Graham et al., 2011) que tienen relación con los procesos hidrológicos (Guzmán et al., 2015), como también suelos con una alta capacidad de retención de agua y una alta conductividad hidráulica (Buytaert et al., 2007; Correa et al., 2020; Guzmán et al., 2015).

La calidad de las fuentes hídricas en los páramos es óptima, por lo cual son ideales para el consumo humano, además, en algunas cuencas hídricas de los Andes, el flujo base es proporcionado principalmente por estos ecosistemas y se ha encontrado que, durante los periodos secos, son los páramos quienes proveen el 100 % de dicho flujo (Buytaert et al., 2006a). Debido a esto y a las condiciones antes descritas, los páramos se presentan como ecosistemas estratégicos en los andes tropicales. Actualmente las mayores ciudades asentadas en esta región como Quito (~ 2011 millones de habitantes) o Bogotá (~ 7413 millones de habitantes), dependen del funcionamiento y las fuentes hídricas provenientes de los páramos, para el consumo, irrigación y la producción de energía (Anderson et al., 2011b; Buytaert et al., 2006a). Para el caso colombiano, los páramos ocupan cerca del 3 % del territorio nacional y abastecen de agua potable aproximadamente el 70 % de los colombianos (Sarmiento et al., 2013).

### 3.2.1. Clima

El páramo presenta un clima tropical de alta montaña (Buytaert et al., 2006a), caracterizado por tener temperaturas promedio debajo de los 10°C, la cual decrece en una tasa aproximada de 0.5 a 0.6 °C por cada 100 m (Buytaert et al., 2006b); también se caracteriza por una alta humedad y presencia de niebla, una baja presión atmosférica, la ocurrencia de lloviznas continuas y una alta incidencia de rayos UV (Ruíz et al., 2011). La radiación solar es aproximadamente constante durante todo el año debido a su cercanía con la línea equinoccial, lo que da lugar a una baja variabilidad estacional en temperatura media del aire, no obstante, el ciclo medio anual de la temperatura es muy marcado, ya que se pueden alcanzar cambios de hasta 20°C entre el día y la noche (Buytaert et al., 2006a).

La precipitación es moderada, varía desde los 700 mm hasta los 3000 mm. Debido a la topografía y las altas pendientes, el viento puede llegar a ser muy fuerte y variar constantemente en dirección, los cuales determinan a su vez la variabilidad en la precipitación (Buytaert et al., 2006a). A una escala mayor, las precipitaciones están influenciadas por las cuencas del Amazonas y del Pacífico; en las laderas occidentales de Colombia y el norte de Ecuador, la precipitación está también influenciada por la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT) (Vuille et al., 2000).

En los páramos también es común la presencia de nubes bajas y la ocurrencia de niebla, debido al enfriamiento de aire húmedo cerca de la superficie, ya que este se ve forzado a ascender por la topografía (Cárdenas-Agudelo, 2016). Dichas condiciones dan lugar a la generación de lluvia horizontal (Young et al., 2011), en la cual pequeñas gotas de agua presentes en la niebla o las nubes son arrastradas por el viento hacia la vegetación, donde son interceptadas y forman gotas más grandes y caen al suelo cuando las hojas superan su capacidad de almacenamiento, cuando se escurren por su superficie o llegan a ser absorbidas por ellas mismas (Vogelmann, 1973). Lo anterior puede aportar directamente al balance hídrico del ecosistema. (Cárdenas-Agudelo, 2016 ; Liu et al., 2014).

### 3.2.2. Suelos

Los suelos de los páramos son generalmente de origen volcánico (Diaz-Granados et al., 2005; Farley et al., 2004) con características comunes en toda la región (Hofstede et al., 2003) y por lo general son clasificados como Andisoles, Entisoles, Inceptisoles y Histosoles en la taxonomía de suelos (Buytaert et al., 2006b; Llambí et al., 2012), donde a pesar de la topografía y geología compleja son casi siempre homogéneos (Buytaert et al., 2006a). En los páramos, la descomposición de la materia orgánica se lleva a cabo de manera muy lenta debido a las bajas temperaturas y la alta humedad (Diaz-Granados et al., 2005; Harden et al., 2013), lo cual junto con la baja presión atmosférica favorecen la acumulación de materia orgánica dando lugar a suelos oscuros, húmicos con una estructura porosa y abierta (Buytaert et al., 2006a ; Diaz-Granados et al., 2005; Farley

et al., 2004; Harden et al., 2013), también se caracterizan por una densidad aparente baja, debido a la presencia de carbón orgánico (Buytaert et al., 2006a).

### 3.2.3. Vegetación

Los páramos presentan una vegetación única y altamente endémica debido a las condiciones climáticas extremas del clima, a los suelos y a la topografía compleja a la que están adaptadas (Hofstede et al. 2003; Young et al., 2011). Esta vegetación es generalmente abierta, dominada por gramíneas, musgos, hierbas, arbustos y rosetas del grupo de los frailejones (Hofstede et al., 2003; Luteyn, 1999, Llambí et al., 2012); no obstante, los frailejones sólo se distribuyen en Colombia, Venezuela y el norte de Ecuador (Llambí et al., 2012). Los géneros que predominan en los páramos andinos son: *Espelitia*, *Pentalia*, *Diplostephium*, *Senecio*, *Calceolaria*, *Valeriana*, *Lupinus* y *Hypericum* entre otros (Llambí et al., 2012).

Entre las características de la vegetación en los páramos, se destaca la formación de rosetas, la cual permite una alta resistencia a los fuertes vientos y el frío, como también al exceso de radiación por la posición paralela de las hojas a la luz incidente; muchas especies presentan una forma arbustiva y el desarrollo de hojas coriáceas, lo cual da lugar a una baja evapotranspiración y permite una acumulación de agua en el tallo; así mismo, la presencia de pelos en las hojas de muchas especies, permite capturar el agua de la precipitación horizontal y vertical (Díaz-Granados et al., 2005; Llambí et al., 2012).

### 3.2.4. Capacidad de regulación hídrica

Los páramos son conocidos por su alto rendimiento y capacidad de regulación hídrica (Correa et al., 2020; Farley et al., 2004); sin embargo, aún existe poca información sobre el funcionamiento hidrológico de estos ecosistemas (Buytaert et al., 2005; Cárdenas-Agudelo, 2016). Cárdenas-Agudelo (2016) encontró en su estudio que los suelos y el clima de los páramos colombianos controlan la capacidad hidrológica de estos y otros autores como Guzmán et al. (2015), también atribuyen esta capacidad a la vegetación única que presentan los páramos; no obstante, el rol de la vegetación natural de páramo en el ciclo hidrológico es aún desconocida, (Buytaert et al., 2006a; Cárdenas et al., 2018); a pesar de lo anterior, la mayoría de autores coinciden en que esta capacidad hidrológica está determinada por los suelos (Buytaert et al., 2006a; Correa et al., 2020; Farley et al., 2004).

Debido al alto contenido de materia orgánica, la baja densidad aparente, la alta porosidad y las condiciones antes descritas de los suelos de páramo, estos presentan propiedades hidrofísicas únicas, con una alta capacidad de retención de agua y una alta conductividad hidráulica (Buytaert et al., 2006a; Buytaert et al., 2007; Farley et al., 2004); por ejemplo, cuando están saturados, el contenido de agua puede exceder los  $0.95 \text{ gcm}^{-3}$

(Buytaert et al., 2006a); además, la capacidad de infiltración de estos suelos y la conductividad hidráulica saturada son más altas que la intensidad de la lluvia (Célleri & Feyen, 2009).

La precipitación horizontal debido a la niebla y el rocío, y la interceptación de esta por la vegetación también pueden añadir una entrada de agua adicional en los suelos como se explicó antes, especialmente cuando se tiene la especie *Polylepis* conocida comúnmente como frailejón (Buytaert et al., 2006a; Ochoa-Sánchez et al., 2018). Adicional a esto, se tiene que el consumo natural de agua en los páramos es bajo, debido a que predomina una vegetación arbustiva y de pastizales que presentan bajas tasas de evapotranspiración (Buytaert et al., 2006a), como es el caso de los frailejones, donde Cárdenas et al. (2018) encontró que estas especies presentan tasas muy bajas de evapotranspiración. Otro de los aspectos que favorecen estas propiedades hídricas, es la propia topografía, la cual facilita el desarrollo de pantanos y lagunas, debido al terreno accidentado con presencia de concavidades y depresiones locales (Buytaert et al., 2006a, Hofstede et al., 2003).

Como resultado de la baja evapotranspiración, la gran capacidad de retención de agua de los suelos y las condiciones climáticas, se tiene un excedente de agua que alimenta los ríos de la región (Buytaert et al., 2006a). Por ejemplo, Buytaert et al., (2004) encontró que la producción de agua de una cuenca típica de páramo en la cuenca del Paute es cercana a los 1,000 mm/año. En otros países de la región como en Colombia, se ha encontrado que el Páramo de Belmira presenta una oferta hídrica de 422.925.149,57  $m^3/año$  (Silva, 2007).

## Sección 4

# Datos y Métodos

En esta sección, se presentan los datos y métodos empleados para describir el clima histórico del Páramo de Belmira, para realizar el análisis de tendencias, como también para evaluar las proyecciones futuras bajo escenarios de cambio climático de las variables hidroclimatológicas en el área de estudio.

### 4.1. Área de estudio

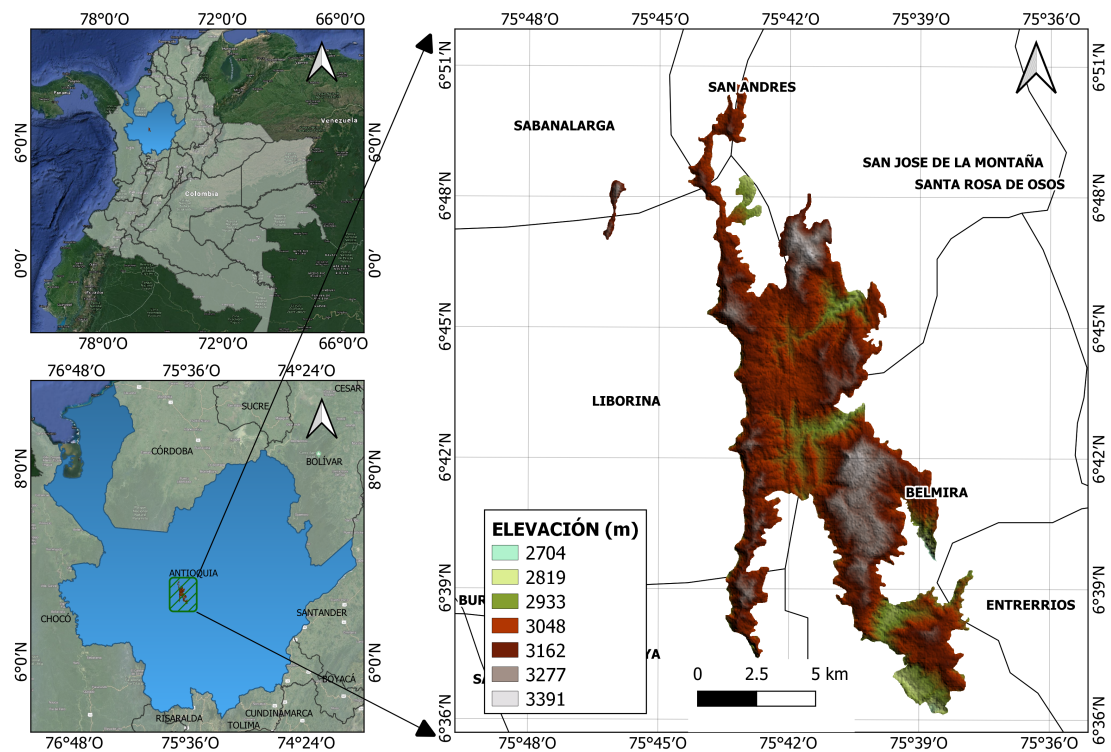


FIGURA 4.1: Ubicación y elevación Páramo de Belmira

El Páramo de Belmira, también conocido como Páramo de Santa Inés (Figura 4.1), se encuentra ubicado en el departamento de Antioquia, Colombia, en el norte de la cordillera central de los Andes, en las coordenadas geográficas  $6^{\circ}35' - 6^{\circ}51' \text{N}$ ,  $75^{\circ}45' - 75^{\circ}38' \text{O}$  (Álvarez-Hincapié et al., 2017; Castañeda-Riascos, 2013). Hacia el occidente limita con las laderas del Río Cauca y hacia el oriente con las laderas del Río Grande (Castañeda-Riascos, 2013). Este páramo comprende un área aproximada de 9.085 hectáreas y ocupa regiones de los municipios de Belmira, San José de la Montaña y Entreríos, los cuales están ubicados en el noroccidente medio antioqueño; también ocupa áreas de los municipios de Sabanalarga y Liborina, encontrados en el occidente de Antioquia, siendo Belmira el municipio que mayor área comprende del páramo (67.9% del área total) (Vásquez, 2012).

Este páramo se encuentra a altitudes que van desde los 3.000 hasta los 3.400 metros sobre el nivel del mar, además, pertenece al Distrito de Manejo Integrado del Sistema de Páramos y Bosques Altoandinos del Noroccidente Medio Antioqueño (Vásquez, 2012). Sistema en el cual, el Páramo de Belmira corresponde al lugar donde se originan los principales cauces de agua (Corantioquia, 1999); así mismo, corresponde al relieve más antiguo de las formaciones de la cordillera central en el departamento de Antioquia, por lo cual se conserva como un sistema de cerros aislados producto de los fuertes procesos erosivos que ha sufrido este relieve (Castañeda-Riascos, 2013). Según la clasificación de zonas de vida de Holdridge, el Páramo de Belmira corresponde al bosque pluvial montano debido a los patrones de precipitación y temperatura que lo caracterizan (Morales et al., 2007).



FIGURA 4.2: Frailejones característicos del Páramo de Belmira. Cortesía fotografía Duván Mazo.



FIGURA 4.3: Laguna Sabana-Páramo de Belmira. Cortesía fotografía Duván Mazo.

#### 4.1.1. Clima

El clima del páramo de estudio está influenciado principalmente por las corrientes cálidas húmedas que ascienden del Río Cauca, lo cual produce un frente húmedo en la zona occidental del sistema y da lugar a un cordón de nubes, estas corrientes también producen otro frente menos denso ubicado en la zona oriental en dirección norte-sur, en las laderas y partes altas del escarpe que separa la zona del Páramo de Belmira y el altiplano de Santa Rosa de Osos (Corantioquia, 1999).

La precipitación se caracteriza por presentar un régimen bimodal (Figura 5.2), con un periodo seco entre diciembre, enero y febrero, y otro entre junio, julio y agosto, siendo el primero de estos periodos el de menores precipitaciones, con magnitudes promedio debajo de los 40mm. En contraste, los periodos de mayores precipitaciones se dan entre abril y mayo, y entre octubre y noviembre alcanzando valores de 229 mm aproximadamente. La presencia de este ciclo bimodal se debe al doble paso de la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT) sobre Antioquia, fenómeno que tiene influencia en las precipitaciones de la región, ya que se genera una alta nubosidad y se favorecen las precipitaciones (Poveda, 2006). Según Corantioquia (1999), la precipitación acumulada anual en las zonas más altas del páramo oscila entre 1.900 y 2.200 mm/año, mientras que la temperatura promedio del páramo a 2.800 m.s.n.m oscila entre los 13°C y 16°C; a partir de esta altura la temperatura puede moverse entre los 8°C y 10°C, con variaciones máximas durante el día (Castañeda-Riascos, 2013).

#### 4.1.2. Geomorfología y suelos

En el Páramo de Belmira predomina la cuarzodiorita del Batolito Antioqueño, una roca ígnea originada en el Cretáceo tardío hace cerca de 70 millones de años. También se presenta un grupo rocoso de origen metamórfico con dataciones que van desde el Precámbrico hasta el Cretáceo medio (Arias-López, 1995). El páramo de estudio se encuentra sobre el Altiplano Belmira-Sonsón, el cual corresponde al relieve más antiguo y a la zona más alta de la cordillera central de Antioquia. El estado actual de este es el resultado tanto de las alteraciones erosivas, como de la actividad tectónica derivada de la falla de Romeral y de la contracción que sufrió el batolito durante su enfriamiento (Morales et al., 2007), lo que dio lugar a un conjunto de remanentes, como serranías o cerros aislados, donde el altiplano del Páramo de Belmira es el más conservado (Arias-López, 1995).

Los suelos del Páramo de Belmira se han desarrollado principalmente a partir de rocas ígneas, plutónicas y tienen la presencia de cenizas volcánicas (Corantioquia, 1999). Son suelos relativamente homogéneos clasificados como Entisoles e Inceptisoles y manchas de Andisoles (Cárdenas-Agudelo, 2016). En algunas partes se tienen huellas de antiguas glaciaciones que dieron resultado a zonas planas donde se encuentran pequeños valles aluviales y lagunas como se muestra en la figura 4.3. El relieve varía de plano a escarpado, con pendientes cortas y largas, rectas, cóncavas y onduladas. El drenaje natural es pobre en las regiones cóncavas y valles del páramo, mientras que es excesivo en las laderas (Corantioquia, 1999).

Adicionalmente, estos suelos tienen una entrada continua de materia orgánica, la cual presenta bajas tasas de descomposición, dando lugar a una acumulación de esta en la capa superficial del suelo (Cárdenas-Agudelo, 2016). El horizonte A presenta una profundidad promedio de 18,5 cm y el horizonte B una profundidad cercana a los 22.9 cm con un porcentaje de contenido de materia orgánica igual a 19.37 % y 8.82 %, respectivamente. Ambos horizontes tienen una textura franco arenosa, mientras que el horizonte

C presenta una textura arenosa. Estos suelos también exhiben un gran porcentaje de microporos (Cárdenas-Agudelo, 2016).

### 4.1.3. Vegetación

En las periferias del páramo predominan bosques fragmentados, cuya cobertura está compuesta por una matriz con fragmentos de bosques naturales intervenidos y roble-dales. Al aumentar la altura se tienen coberturas de pastos abandonados y finalmente se presenta la vegetación de páramo (Vásquez, 2012), la cual está representada principalmente por frailejones (*Espelettia occidentalis var. antioquiensis*) (Figura 4.2), como también por parches de pastos altos (Cárdenas-Agudelo, 2016; Silva, 2007).

Según Corantioquia (1999), el páramo de Belmira puede dividirse en dos subpisos: el subpáramo y el páramo.

El subpáramo es una zona de transición entre el bosque andino y el páramo, en el cual la vegetación está dominada por arbustos con incrustaciones de árboles procedentes del contiguo bosque andino. Esta vegetación está compuesta por especies fructuosas, pertenecientes a los géneros *Hypericum*, *Aragoa*, *Baccharis*, *Senecio*, *Diplostephium*, *Ilex*, *Miconia*, *Symplocos*, entre otros (Corantioquia, 1999).

En el páramo la cobertura está dominada por gramíneas principalmente de los géneros *Calamagrostis* y *Festuca*, por plantas cespitosas, almohadilladas y arrosietadas, y por pequeños arbustos entre los que se destacan los frailejones (*Espelettia occidentalis var. Antioquiensis*). Los arbustos de los páramos son generalmente pequeños y ramosos presentando hojas coriáceas, pequeñas, densas y cubiertas de pelo en el envés o en ambas caras (Corantioquia 1999). En el páramo también se encuentran otras especies, que, a pesar del bajo número de individuos, tienen una gran importancia para el ecosistema, entre ellas se encuentran: el mote (*Hesperomeles heterophylla*), romero de páramo (*Diplostephium revolutum*), helecho (*Blechnum columbiense*), mortiño (*Vaccinium floribundum*), y marrana (*Miconia lehmanii*) (Silva, 2007).

### 4.1.4. Importancia hídrica

El Páramo de Belmira es considerado un ecosistema estratégico debido a su capacidad de regulación hídrica y producción de agua; es también considerado el mayor productor de agua del Sistema de Páramos y Bosques Altoandinos del Noroccidente Medio Antioqueño (Silva, 2007). En este ecosistema, gran parte del terreno permanece saturado de agua y se presentan algunas turberas que se alternan con rocas descubiertas y suelos negros, lo cual favorece su capacidad de regulación y provisión hídrica (Corantioquia, 1999). El páramo de Belmira es también conocido como una estrella fluvial, debido a la gran cantidad de fuentes hídricas que nacen en él (Figura 4.4), entre las cuales se destacan el Río Chico principal abastecedor del Río Grande y la Quebrada Quebradona que también desemboca en el Río Grande (Castañeda-Riascos, 2013; Silva, 2007). Según estudios realizados en la



zona, este páramo presenta una oferta hídrica de  $422,925,149.57 \text{ m}^3/\text{año}$ , lo que equivale a un caudal medio instantáneo de  $13.41 \text{ m}^3/\text{año}$  (Silva, 2007).

Las fuentes hídricas que nacen en el Páramo de Belmira, generan el abastecimiento de una población aproximada de 68,000 habitantes de 11 municipios aledaños al páramo (Castañeda-Riascos, 2013); además, surte el Embalse Riogrande II del Sistema de Aprovechamiento Múltiple del Río Grande, el cual no sólo es usado por las Empresas Públicas de Medellín (EPM) para el abastecimiento del municipio de Medellín y algunos municipios del Valle de Aburrá, sino que también es usado para la producción de energía eléctrica en las centrales de Tasajera y Niquía. (Morales et al., 2007; Vásquez, 2012; Silva, 2007). Estas mismas aguas son usadas para la recreación en el Parque de las Aguas de Girardota y finalmente llegan al Río Medellín (Otaya et al., 2008).

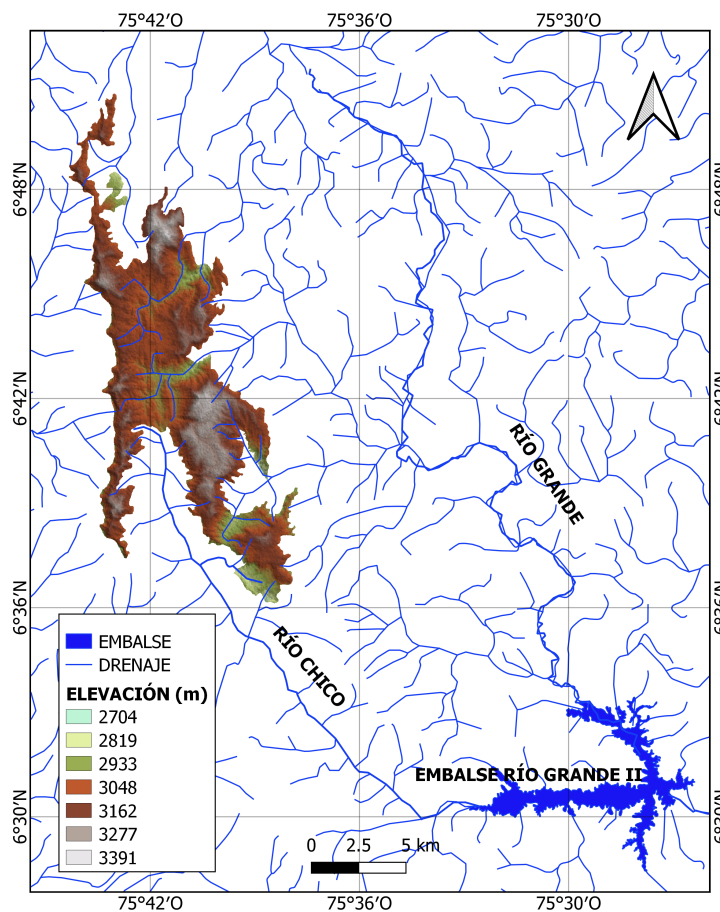


FIGURA 4.4: Fuentes hídricas Páramo de Belmira

## 4.2. Datos

### 4.2.1. Datos históricos

Para la selección del conjunto de datos en el área de estudio, se siguieron los siguientes parámetros básicos recomendados por la Organización Meteorológica Mundial (OMM)

(WMO, 2017):

1. Serie de tiempo con un periodo mínimo de 30 años.
2. Número de datos faltantes menor a 11 días durante el mes.
3. Observaciones faltantes menores a 5 días consecutivos en el mes.

Debido a que las estaciones de temperatura y precipitación en la zona de influencia del área de estudio no cumplía con las anteriores recomendaciones, se optó por emplear las bases de datos TerraClimate y CHIRPS para la caracterización y el análisis de tendencias de la temperatura y la precipitación, respectivamente. Estos conjuntos de datos fueron elegidas por: (1) su alta resolución espacial y (2) la disponibilidad de datos para 30 o más años. Ambas bases de datos fueron empleadas para el periodo 1990-2019 y se procesaron empleando el lenguaje de programación Python.

#### 4.2.1.1. CHIRPS

Climate Hazards group Infrared Precipitation with Stations (CHIRPS), es un conjunto de datos desarrollado por el Servicio Geológico de Estados Unidos (USGS). Proporciona datos de precipitación diarios, pentadales y mensuales con una resolución espacial de  $0.05^\circ \times 0.05^\circ$  ( $\sim 5,55$  km), con una cobertura entre las latitudes  $50^\circ\text{N}$  y  $50^\circ\text{S}$ , y todas las longitudes en la superficie terrestre con datos desde 1981 hasta el presente. CHIRPS emplea: (1) la climatología de precipitaciones mensuales de alta calidad CHPclim, (2) la misión de medición de lluvia tropical multisatélite versión 7 (TMPA 3B42 v7) para calibrar las estimaciones globales de la duración de la nube fría (CCD), la cual usa a su vez datos infrarrojos térmicos del centro de predicciones climáticas (CPC) de la NOAA, (3) la versión 2 del modelo atmosférico de campos de precipitación del sistema de predicción climático de la NOAA (CFSv2) y (4) observaciones in situ de múltiples fuentes. Luego de la calibración de CCD se generan estimaciones de 5 días que después son convertidas en fracciones de estimaciones promedio de precipitación a largo plazo, estas fracciones son multiplicadas con los datos de CHPclim y con ello se deriva el producto CHIRP. Finalmente, CHIRP es combinado con los datos de las estaciones pluviométricas empleando un algoritmo de ponderación de distancia inversa modificado para producir el conjunto CHIRPS (Funk et al., 2015).

El proceso antes mencionado se lleva a cabo en escalas de tiempo de 5 días. Para dividir estas fracciones en valores diarios, se emplean los datos diarios de CCD y de CFS utilizando un método de redistribución simple (Duan et al., 2016).

#### 4.2.1.2. TerraClimate

TerraClimate es un conjunto de datos con una resolución espacial aproximada de 4 km x 4 km ( $\sim 0,042^\circ$ ); proporciona valores mensuales de temperatura máxima, temperatura mínima, precipitación y también variables derivadas como evapotranspiración, escurrentía, y humedad del suelo. Estos datos se encuentran disponibles desde 1958 hasta el presente para la superficie global terrestre. TerraClimate realiza una interpolación combinando normales climatológicas de alta resolución espacial del conjunto de datos WorldClim, con datos variables en el tiempo de CRU TS 4.0 y el Reanálisis Japonés de 55 años (JRA-55), los cuales tienen una resolución menos fina. Para ello se aplican anomalías interpoladas que varían en el tiempo desde CRU TS 4.0 y JRA-55 a la climatología de alta resolución espacial de WorldClim, con lo cual se crean datos de una alta resolución espacial y con una cobertura temporal mayor (Abatzoglou et al., 2018). La información temporal se toma de CRU TS 4.0 para la mayoría de las superficies terrestres globales, para las variables de temperatura, precipitación y presión de vapor. No obstante, en las regiones donde los datos de CRU TS 4.0 no tienen estaciones climáticas como regiones en América del Sur, se emplean los datos de JRA-55 (Abatzoglou et al., 2018).

Para los datos de TerraClimate se tomaron las celdas que mayor área abarcaran del páramo de estudio como se muestra en la figura 4.5.

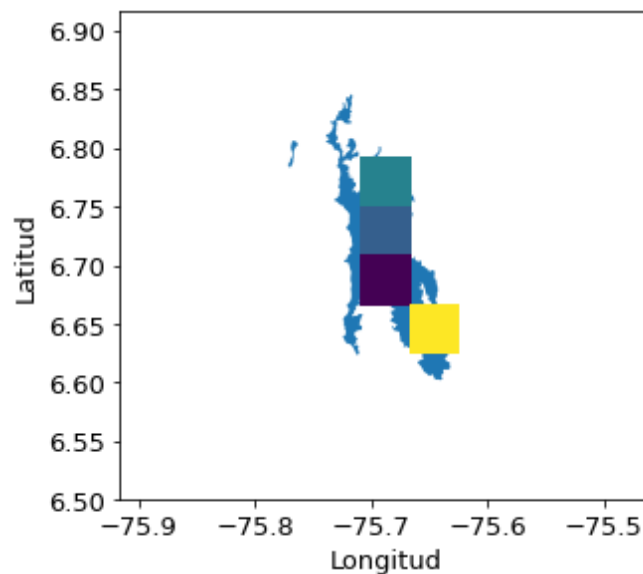


FIGURA 4.5: Grillas de TerraClimate empleadas para la temperatura máxima y mínima.

#### 4.2.2. Proyecciones climáticas

Las proyecciones de la temperatura máxima, temperatura mínima y la precipitación bajo escenarios de cambio climático, fueron obtenidas de la base de datos WorldClim. Esta base de datos proporciona promedios mensuales de precipitación, temperatura máxima,

temperatura mínima y 19 variables bioclimáticas, con una resolución espacial aproximada de 1km x 1km, en formato GeoTIFF para toda la superficie terrestre excepto la Antártida. Con el fin de obtener las proyecciones climáticas a una alta resolución, WorldClim realiza una reducción de escala y una calibración de las proyecciones del conjunto de modelos CMIP5 a través del método de corrección de sesgo, usando WorldClim 1.4 como clima base. Para obtener el clima base (1960-1990), lleva a cabo una interpolación de datos de estaciones meteorológicas de: (1) la Red Global de Climatología Histórica (GHCN), (2) las normales climatológicas de la OMM, (3) la Base de Datos Agroclimáticos de la Organización de la Naciones Unidas para la Alimentación y la Agricultura (FAOCLIM) y (4) datos in situ, de los cuales emplea 47,554 sitios para la precipitación y 14,835 para la temperatura máxima y mínima; además, utiliza el algoritmo spline de suavizado de placa delgada para la interpolación, utilizando la latitud, la longitud y la elevación como variables independientes (Hijmans et al., 2005; Jiang et al., 2018). Esta base de datos fue empleada debido a su alta resolución y porque ha sido ampliamente utilizada en la literatura (p. ej. Hole et al., 2009; Loarie et al., 2009). Estos datos de las proyecciones climáticas fueron procesados a través de QGIS, ArcGis y Python.

TABLA 4.1: Bases de Datos Empleadas

Bases de datos	Variable	Formato	Resolución km (lat x lon)	Fuente
TerraClimate	Temperatura Máxima Temperatura Mínima	NetCDF	4 x 4	<a href="http://www.climatologylab.org/terraclimate.html">http://www.climatologylab.org/terraclimate.html</a>
CHIRPS	Precipitación	CSV	5.55 x 5.55	<a href="https://climateserv.servirglobal.net/">https://climateserv.servirglobal.net/</a>
WorldClim*	Temperatura Máxima Temperatura Mínima Precipitación	GeoTiff	1 x 1	<a href="https://worldclim.org/data/v1.4/cmip5_30s.html">https://worldclim.org/data/v1.4/cmip5_30s.html</a>

\*Utilizada para obtener las proyecciones climáticas de las variables bajo los escenarios RCP 4.5 y RCP 8.5.

#### 4.2.2.1. Escenarios de cambio climático

Las proyecciones bajo escenarios de cambio climático fueron evaluadas para los periodos 2041-2060 y 2061-2080, ya que eran los únicos disponibles en la base de datos WorldClim. Los escenarios utilizados para las proyecciones fueron el RCP 4.5 y RCP 8.5 porque representan un escenario probable y otro extremo, respectivamente (Brivio et al., 2019); además, son los más usados en la literatura (McEvoy et al., 2021; Mokhov & Timazhev, 2015).

En el escenario RCP 4.5 el forzamiento radiativo se estabiliza en  $4.5 \text{ Wm}^{-2}$  ( $\sim 650 \text{ ppm}$  CO<sub>2</sub>-equivalente) en el año 2100 (Moss et al., 2010) e incluye emisiones globales a largo plazo de gases de efecto invernadero, especies de vida corta y cobertura del uso del suelo en un marco económico global (Thomson et al., 2011). En este escenario se incluyen cambios y mejoras en el sistema energético para reducir las emisiones; además, asume

que todos los países emprenden de manera conjunta y efectiva planes de mitigación y que establecen un precio común para las emisiones, incluyendo aquellas generadas por la agricultura y uso de la tierra (Thomson et al., 2011).

El RCP 8.5 representa el escenario con las mayores emisiones de gases de efecto invernadero, debido a que se supone un alto crecimiento poblacional y un ingreso per cápita bajo, un limitado avance tecnológico donde hay pocas mejoras en la eficiencia energética, lo que da lugar a una alta demanda de energía y grandes emisiones de gases de efecto invernadero (Riahi et al., 2011), generando un forzamiento de  $8.5 \text{ Wm}^{-2}$  ( $> 1,370 \text{ CO}_2$  equivalente en 2100) para finales del siglo XXI (Moss et al., 2010).

En la tabla 4.1 se presentan las principales características y fuentes de las bases de datos empleadas.

#### 4.2.2.2. Modelos y ensamble

Los modelos seleccionados para las proyecciones fueron el MPI-ESM-LR, desarrollado por el Instituto Max Planck de Meteorología con una resolución espacial aproximada de  $1.88^\circ \times 1.88^\circ$  (Stevens et al., 2013), el modelo CNR-CM5 del Centro Nacional de Investigaciones Meteorológicas - Grupo de Estudios de la Atmósfera Meteorológica de resolución  $1.41^\circ \times 1.4^\circ$  (Voltaire et al., 2013) y el CCSM4 del Centro Nacional de Investigación Atmosférica (NCAR) con una resolución igual a  $1.25^\circ \times 0.94^\circ$  (Meehl et al., 2012). Todos estos modelos pertenecen al Proyecto de Intercomparación de Modelos de Clima Acoplados (CMIP5) y se eligieron porque según Rodríguez (2012), el primero de ellos es uno de los modelos de este conjunto que mejor representa la temperatura y la precipitación en la región Andina colombiana, y los últimos dos fueron elegidos por su capacidad para representar la temperatura y la precipitación en todo Colombia (Rodríguez, 2012).

El proyecto CMIP5 está compuesto por un conjunto de datos de 35 modelos climáticos para múltiples variables y sus experimentos están divididos en tres categorías: (1) simulaciones de predicciones y hindcasts decadales, (2) simulaciones a largo plazo; y (3) simulaciones "sólo en la atmósfera", para modelos especialmente exigentes desde el punto de vista computacional. Sus objetivos son evaluar el desempeño de los modelos en la simulación del pasado reciente, proporcionar proyecciones del cambio climático futuro en dos escalas de tiempo, a corto plazo (hasta aproximadamente 2035) y a largo plazo (hasta 2100), y comprender por qué modelos forzados de manera similar producen una variedad de respuestas, incluida la cuantificación de algunas retroalimentaciones claves y poco entendidas, como la relación con las nubes y el ciclo del carbono (Taylor et al., 2012).

Los modelos de este conjunto están conformados por una componente oceánica y una atmosférica (AOGCMs) y también por modelos de tierra de complejidad intermedia (EMICs). Algunos de los AOGCMs pueden acoplarse a componentes biogeoquímicos llamados modelos del sistema terrestre (ESMs); estos incluyen flujos de carbono entre

el océano, la atmósfera y los depósitos de carbono de la biosfera terrestre (Taylor et al., 2012). Con estos modelos se realizó un ensamble tomando el promedio de la salida de los modelos, ya que un promedio multimodelo puede generar una mejor predicción que la salida de un único modelo (M. C. Thomson et al., 2006; Knutti et al., 2010).

### 4.3. Métodos

#### 4.3.1. Análisis de tendencias

En climatología, los métodos empleados para la detección de significancia de tendencias en series de tiempo son clasificados como paramétricos y no paramétricos. Los métodos paramétricos, requieren que los datos sean independientes y que presenten una distribución normal, mientras que los no paramétricos sólo requieren que los datos sean independientes (Gocic & Trajkovic, 2013). En el presente trabajo se empleó el método no paramétrico Mann-Kendall con un nivel de prueba del 95 % para conocer la significancia estadística; también se utilizó el estimador de Sen para cuantificar la magnitud de las pendientes. Antes de proceder con el análisis de tendencias se removi6 en ciclo anual de las series de tiempo.

##### 4.3.1.1. Prueba Mann-Kendall

La prueba Mann-Kendall desarrollada por Mann (Mann, 1945) y Kendall (Kendall, 1975) es un método no paramétrico ampliamente utilizado para la evaluación de tendencias en datos hidrometeorológicos (Mallick et al., 2021; Patakamuri et al., 2020; Segura et al., 2020). Esta prueba no requiere que los datos tengan una distribución normal y es resistente frente a los valores atípicos. La hipótesis nula en esta prueba es que no existe una tendencia (Patakamuri et al., 2020).

El estadístico de prueba  $S$  de Mann-Kendall es calculado como:

$$S = \sum_{i=1}^{n-1} \sum_{j=i+1}^n \text{sing}(x_j - x_i) \quad (4.1)$$

Donde  $n$  es el número total de datos,  $x_i$  y  $x_j$  son los valores de los datos en la serie de tiempo  $i$  y  $j$  ( $j > i$ ) y  $\text{sing}(x_j - x_i)$  es el signo de la función definido como:

$$\text{sing}(x_j - x_i) = \begin{cases} -1 & \text{si } (x_j - x_i) < 0 \\ 0 & \text{si } (x_j - x_i) = 0 \\ 1 & \text{si } (x_j - x_i) > 0 \end{cases} \quad (4.2)$$

La varianza es calculada como:

$$var(s) = \frac{n(n-1)(2n+5) - \sum_{k=1}^m t_k(k)(k-1)(2k+5)}{18} \quad (4.3)$$

Donde  $n$  es el número de total de datos,  $m$  es el número de grupos con valores empatados y  $t_k$  el número de observaciones en el grupo  $k$ -ésimo. El estadístico de prueba para detectar la significancia de la tendencia,  $Z_s$ , es calculado como:

$$Z_s = \begin{cases} \frac{S-1}{\sqrt{var(S)}} & \text{si } S > 0 \\ 0 & \text{si } S = 0 \\ \frac{S+1}{\sqrt{var(S)}} & \text{si } S < 0 \end{cases} \quad (4.4)$$

Un valor positivo de  $Z_s$  indica una tendencia al aumento, mientras que los valores negativos indican una tendencia a la disminución. El análisis de significancia es realizado a un nivel  $\alpha$  específico, y el valor de  $Z_s$  es comparado con la tabla de la distribución normal  $Z_{1-(\alpha/2)}$ . Si  $Z_s > Z_{1-(\alpha/2)}$  entonces la hipótesis nula es rechazada, lo que indica la existencia de una pendiente estadísticamente significativa en la serie de tiempo. Para este caso, al tomar  $\alpha = 5\%$  como nivel de prueba, la hipótesis nula es rechazada si  $Z_s > 1,96$  (Gocic & Trajkovic, 2013).

#### 4.3.1.2. Estimador de pendiente de Sen

El estimador de pendiente de Sen (Sen, 1968) es un método no paramétrico empleado en el cálculo de la pendiente de la tendencia en la muestra de  $N$  pares de datos:

$$Q_i = \frac{x_j - x_k}{j - k} \text{ para } i = 1, \dots, N \quad (4.5)$$

Donde  $x_j$  y  $x_k$  son los valores de los datos en el tiempo  $j$  y  $k$  ( $j > k$ ), respectivamente.

Si se tiene un dato en cada periodo de tiempo, entonces  $N = \frac{n(n-1)}{2}$ , donde  $n$  es el número de periodos de tiempo. Si existen múltiples observaciones en uno o más periodos de tiempo, entonces  $N < \frac{n(n-1)}{2}$ , donde  $n$  es el número total de observaciones.

Los valores  $N$  de  $Q_i$  se organizan luego de menor a mayor y la media de la pendiente o del estimado de Sen es calculada como:

$$Q_{med} = \begin{cases} Q_{[(N+1)/2]} & \text{si } N \text{ es impar} \\ \frac{Q_{[N/2]} + Q_{[(N+2)/2]}}{2} & \text{si } N \text{ es par} \end{cases} \quad (4.6)$$

La magnitud de  $Q_{med}$  indica el valor de la pendiente en la serie de tiempo, y su signo muestra si se tiene un aumento o disminución de los valores; un signo positivo significa incremento, mientras que el signo negativo denota disminución.

### 4.3.1.3. Efecto de la correlación serial

El método original de Mann-Kendall asume que los datos de la serie de tiempo son independientes, por lo cual Von Storch y Navarra (1995) sugirieron realizar un preblanqueo en los datos antes de llevar a cabo la prueba Mann-Kendall. En este trabajo se realizó preblanqueo para proceder con la prueba Mann-Kendall como se muestra a continuación:

Sea  $(x_1, x_2, x_3, \dots, x_n)$  la serie de tiempo a analizar,

(1) Calcular la correlación de paso 1 ( $r_1$ ) de la serie de tiempo como:

$$r_1 = \frac{\frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^{n-1} (x_i - E(x_i))(x_{i+1} - E(x_{i+1}))}{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i - E(x_i))^2} \quad (4.7)$$

Con  $E(x_i) = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_i$

Donde  $E(x_i)$  es la media de la muestra y  $n$  el tamaño de la muestra.

(2) Comprobar la significancia de  $r_1$ , Si  $r_1$  no es significativa a un nivel del 5% (para nuestro trabajo), la prueba Mann-Kendall se lleva a cabo en los valores originales de la serie de tiempo.

(3) Si  $r_1$  es significativa, se debe realizar el método de preblanqueo donde la nueva serie de tiempo será  $(x_2 - r_1x_1, x_3 - r_1x_2, \dots, x_n - r_1x_{n-1})$ .

Para comprobar la significancia de  $r_1$ , se obtuvo el autocorrelograma para los valores originales de las series de tiempo sin el ciclo medio anual, para ello se empleó la función de Python que permite obtener la gráfica de la función de autorrelación (ACF) con un nivel de significancia del 5%. En este trabajo, el intervalo de confianza es representado con una región azul sombreada.

Los límites inferior y superior del autocorrelograma pueden ser calculados de la siguiente manera (Meshram et al., 2017).

$$(r_k)_{superior} = \frac{1}{n-k} (-1 + Z_{1-(\alpha/2)\sqrt{n-k-1}}) \quad (4.8)$$

$$(r_k)_{inferior} = \frac{1}{n-k} (-1 - Z_{1-(\alpha/2)\sqrt{n-k-1}}) \quad (4.9)$$

Si  $r_1$  queda fuera del intervalo de confianza, la correlación es significativa, por el contrario, si queda dentro del intervalo de confianza, se dice que los datos son independientes.



## Sección 5

# Resultados y Análisis

En esta sección se presentan los resultados obtenidos al realizar la caracterización del clima histórico entre el periodo 1990-2019 para el Páramo de Belmira, también se presentan los resultados del análisis de tendencias y de las proyecciones de las variables temperatura máxima, mínima y precipitación bajo los escenarios RCP 4.5 y RCP 8.5, para los periodos 2041-2060 y 2061-2080, como también, los posibles efectos de estas proyecciones sobre el recurso hídrico.

### 5.1. Clima histórico

El clima histórico fue obtenido para el periodo 1990-2019, empleando la base de datos TerraClimate para la temperatura máxima y mínima, y CHIRPS para la precipitación como se muestra a continuación.

#### 5.1.1. Precipitación

La precipitación promedio hallada para el periodo histórico (1990-2019) fue de 139 mm con una desviación estándar de 76 mm. La serie de tiempo mensual y el diagrama de box plot para la precipitación en este periodo se presentan en la figura 5.1, en la cual se observa que los valores se encuentran aproximadamente entre 50 mm y 250 mm. En esta figura también se evidencia la presencia de valores máximos y mínimos que sobresalen, al igual que en la figura 5.3. Estos valores pueden estar relacionados con el fenómeno ENSO, el cual tiene influencia sobre el clima de Colombia (Montealegre, 2009; Poveda, 2004; Poveda et al., 2011), incluyendo la región andina (Montealegre, 2007; Pabón & Montealegre, 2017). Durante la fase El Niño de este fenómeno, se genera una disminución entre el 20 % y 60 % de las precipitaciones, mientras que durante eventos La Niña se presenta un aumento de las lluvias en el territorio colombiano (Montealegre, 2014; Pabón & Montealegre, 2017; Poveda, 2004).

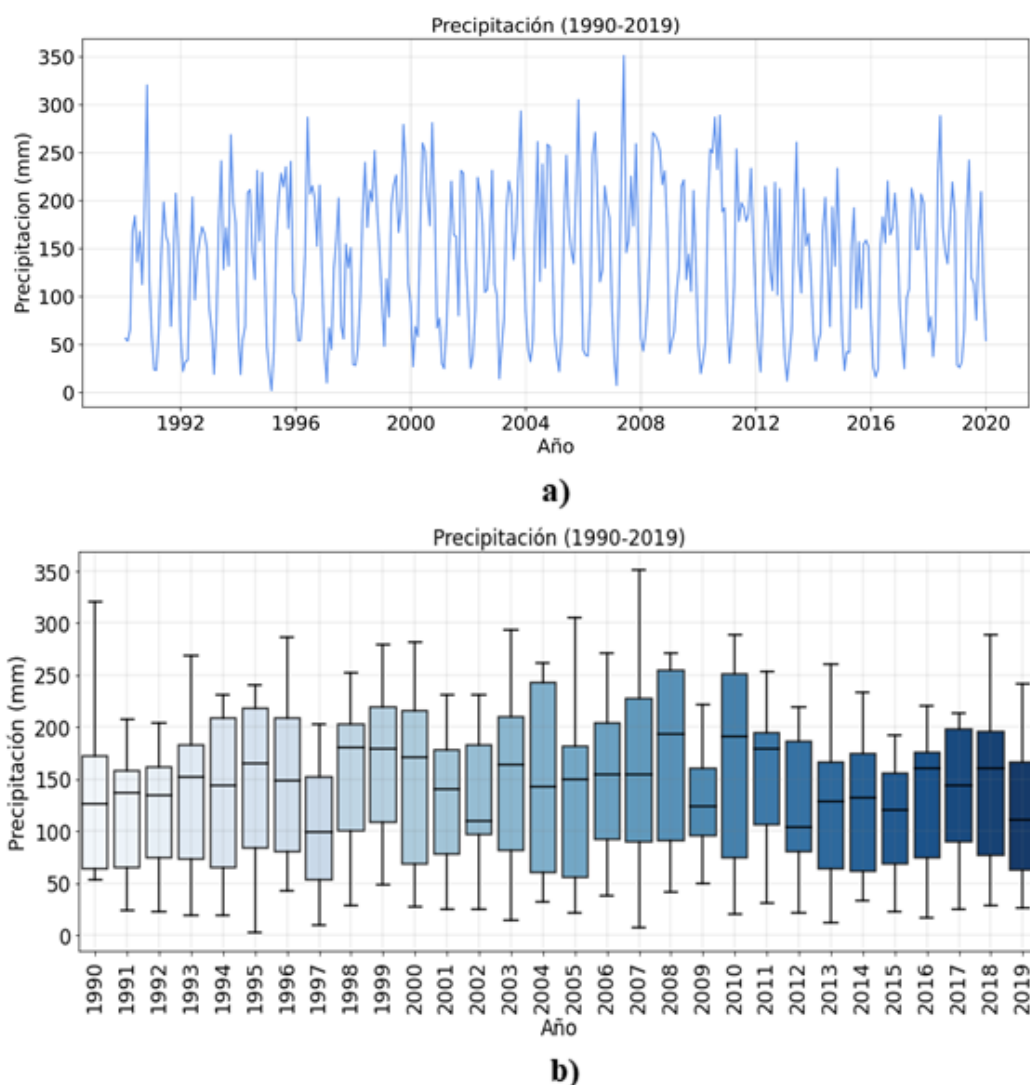


FIGURA 5.1: a) Serie de tiempo mensual de precipitación y b) diagrama de box plot de la precipitación. Comprende el periodo histórico 1990-2019.

Los valores máximos que sobresalen en los años 2007- 2008 y 2010-2011 donde se alcanzan magnitudes de hasta 350 mm, pueden estar asociados a la fase fría del ENSO, ya que durante estos periodos se tuvo la influencia de eventos La Niña en Colombia, los cuales fueron catalogados como fuertes (Montealegre, 2014); de igual manera, aquellos valores que sobresalen en los periodos 1999-2000 y 2018 pueden ser el resultado de eventos La Niña, donde el último fue clasificado como moderado (Montealegre, 2014). Por otro lado, los valores mínimos presentes en los años 1991-1992, 1997-1998, 2006, 2009-2010 y 2016 pueden deberse a la fase El Niño, donde los eventos de los dos primeros periodos fueron catalogados como moderado y fuerte, respectivamente, y los del 2006 y 2009-2010 como débiles (Montealegre, 2014). Así mismo, en el año 2016 se presentó un evento El Niño, el cual generó fuertes impactos en los nevados y algunos ecosistemas de alta montaña colombianos (IDEAM, 2016). En la figura 5.1 no es evidente la presencia de una tendencia, lo cual se confirma en la figura 5.3 al remover el ciclo medio anual.

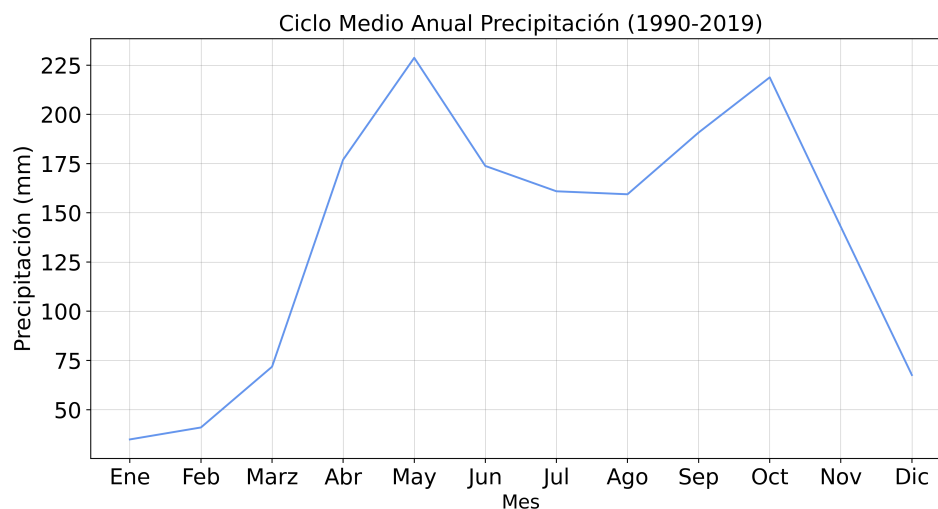


FIGURA 5.2: Ciclo medio anual de la precipitación para el periodo histórico 1990-2019.

El ciclo medio anual obtenido para la precipitación (Figura 5.2), está representado por un ciclo bimodal con dos periodos de lluvia; el primero entre abril, mayo y junio, y el segundo entre septiembre, octubre y noviembre. En el primero de estos periodos ocurren las mayores precipitaciones en el mes de mayo, con un valor promedio de 229 mm; en el segundo periodo las precipitaciones se encuentran entre los 191 mm y 143 mm aproximadamente. Por el contrario, las menores precipitaciones se dan en el periodo de diciembre, enero y febrero, siendo enero el mes con las menores magnitudes en todo el año, con un valor aproximado de 35 mm. La segunda temporada seca se da en julio y agosto con valores asociados de 161 mm y 159 mm, respectivamente. La presencia de este ciclo bimodal en la precipitación del área de estudio es el resultado del doble paso de la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT) sobre el país, la cual favorece las precipitaciones (Montealegre, 2009; Poveda, 2004), debido a que en esta zona convergen los vientos alisios, se da un ascenso de vientos húmedos, hay presencia de alta nubosidad y se desarrollan mecanismos de convección profunda (Poveda, 2004).

Los modos más importantes para la precipitación, según el espectro de potencias mostrado en la figura 5.4, corresponden a las frecuencias de 0.0820 ciclos/mes ( $\sim 1$  año) y 0.168 ciclos/mes ( $\sim 7,1$  años), el primero de ellos está asociado con el ciclo anual, el cual está influenciado por el doble paso de la ZCIT como se explicó anteriormente, y el segundo modo puede corresponder al fenómeno ENSO que también tiene influencia en las precipitaciones de la región Andina colombiana (Montealegre, 2007).

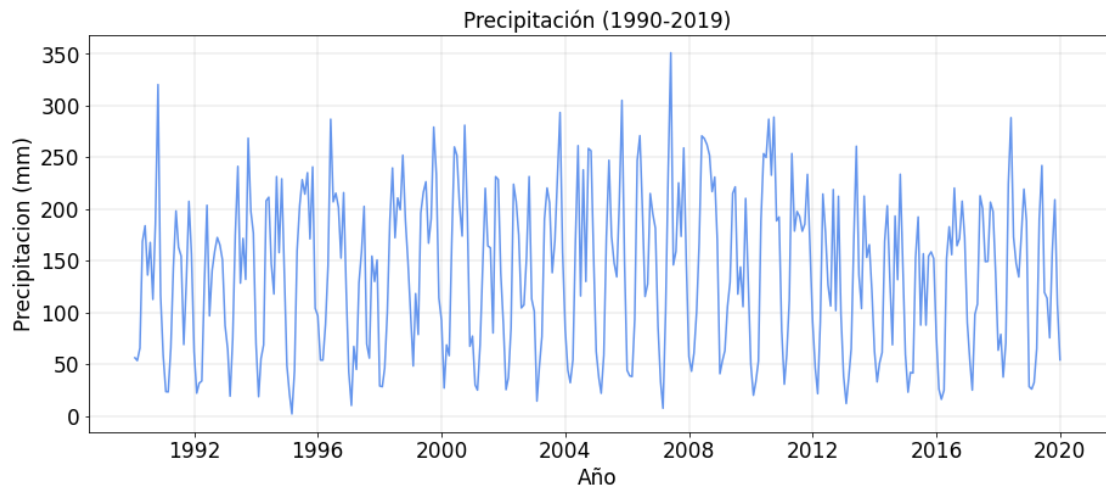


FIGURA 5.3: Anomalías de precipitación para el periodo histórico 1990-2019.

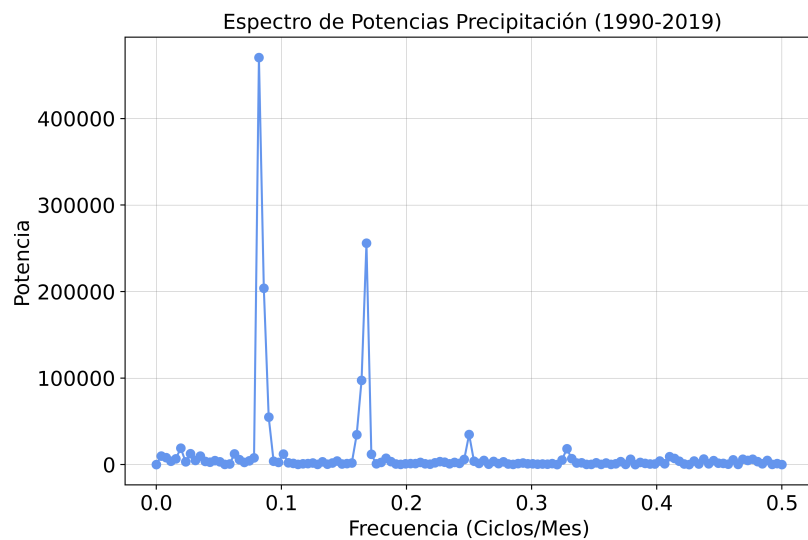


FIGURA 5.4: Espectro de potencias para la precipitación en el periodo histórico 1990-2019.

### 5.1.2. Temperatura máxima y mínima

La temperatura promedio para el periodo histórico hallada fue de  $16.31^{\circ}\text{C}$  y  $7.34^{\circ}\text{C}$ , para la temperatura máxima y mínima, respectivamente; con desviaciones estándar de  $0.97^{\circ}\text{C}$  para la temperatura máxima y de  $0.96^{\circ}\text{C}$  para la temperatura mínima, lo que indica que las variaciones mensuales de la temperatura máxima y mínima no son muy altas. En la figura 5.5.a) se observa que los valores de la temperatura máxima se encuentran en promedio entre  $13^{\circ}\text{C}$  y  $17^{\circ}\text{C}$ , mientras que la temperatura mínima se encuentra entre  $4^{\circ}\text{C}$  y  $7^{\circ}\text{C}$  aproximadamente (Figura 5.5.b)). Así mismo, en la figura 5.5 se puede ver que las menores temperaturas se encuentran en el Este del páramo, lo cual puede deberse a que en esta región se hallan las mayores elevaciones como se muestra en la figura 4.1.

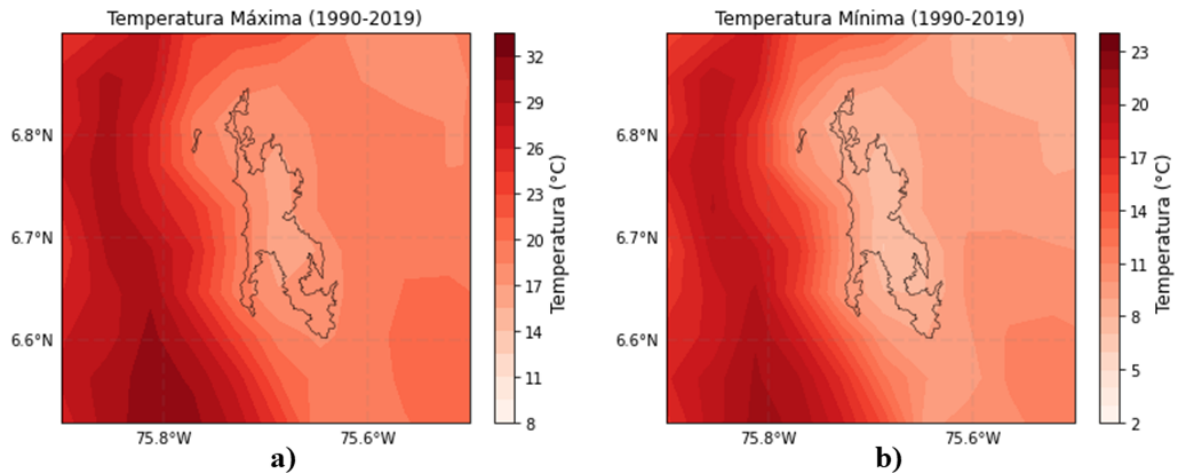


FIGURA 5.5: Distribución espacial de la temperatura en el periodo histórico 1990-2019.  
a) Temperatura máxima y b) temperatura mínima.

Al observar las gráficas de la serie de tiempo mensual y el diagrama de box plot de la temperatura máxima y mínima para el tiempo de análisis, en las figuras 5.6 y 5.7, respectivamente; se puede evidenciar la presencia de valores atípicos máximos y mínimos, los cuales pueden estar asociados a la ocurrencia del fenómeno ENSO como se explicó anteriormente. Durante la fase El Niño se presenta un incremento en las temperaturas medias del aire, debido a un aumento en la radiación solar incidente (Montealegre, 2014; Poveda, 2004), mientras que durante La Niña se pueden dar disminuciones en la temperatura media mensual del aire, las cuales varían entre los 0.2°C y 0.5°C (Pabón Montealegre, 2017).

Los valores máximos para la temperatura máxima observados en la figura 5.6, en los años 1992, 1997-1998, 2006 y 2009-2010, pueden estar asociados con eventos El Niño, ya que durante estos periodos se tuvo la influencia de esta fase del ENSO en Colombia (Montealegre, 2014). En contraste, los valores atípicos mínimos para los años 1996, 1998-1999, 2007, pueden ser el resultado de eventos La Niña (Montealegre, 2014). Así mismo, para la temperatura mínima (Figura 5.7), se observan valores máximos que sobresalen en los años 1997-1998 que pueden estar asociados con El Niño (Montealegre, 2014), al igual que los valores del 2015 (IDEAM, 2016). Los valores mínimos presentados en los años 1996, 1999-2001, 2006 pueden estar relacionados con la ocurrencia de eventos La Niña, los cuales según el registro de episodios fríos y cálidos por temporada de la Oficina Nacional de Administración Oceánica y Atmosférica (NOAA) ocurrieron en esos años. En la figura 5.7 y 5.10. b), también se puede observar que durante eventos El Niño como es el caso del año 2006 se tienen valores mínimos que sobresalen para la temperatura mínima, lo cual puede deberse a que durante este fenómeno las temperaturas en horas de la madrugada pueden descender y alcanzar valores debajo de los valores mínimos promedio (Pabón & Montealegre, 2017).

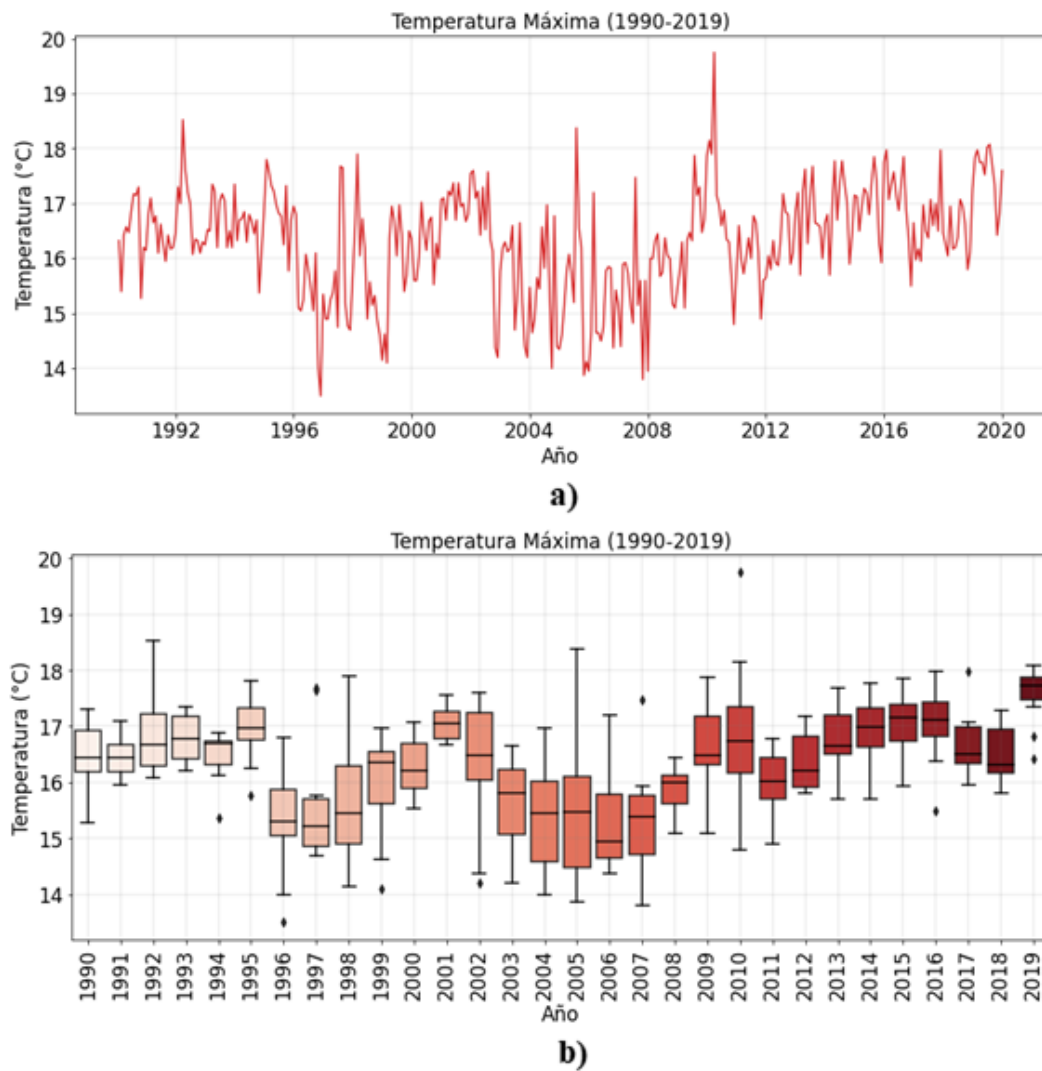


FIGURA 5.6: a) Serie de tiempo mensual de la temperatura máxima y b) diagrama de box plot de la temperatura máxima. Comprende el periodo histórico 1990-2019.

En la figura 5.6. a), se evidencia la presencia de una tendencia positiva para la temperatura máxima desde el año 2008 aproximadamente ya que los valores comienzan a aumentar, además, en el diagrama de box plot se observa un incremento en los valores medios (Figura 5.6. b)). Esto se hace más evidente con las anomalías de la temperatura máxima obtenidas al restar el ciclo medio anual (Figura 5.10.a)), donde sobresale el del año 2010 que correspondió a un año El Niño. Similarmente, en la figura 5.7. a) y 5.10. b) se observa una tendencia positiva para la temperatura mínima desde el año 2009 aproximadamente.

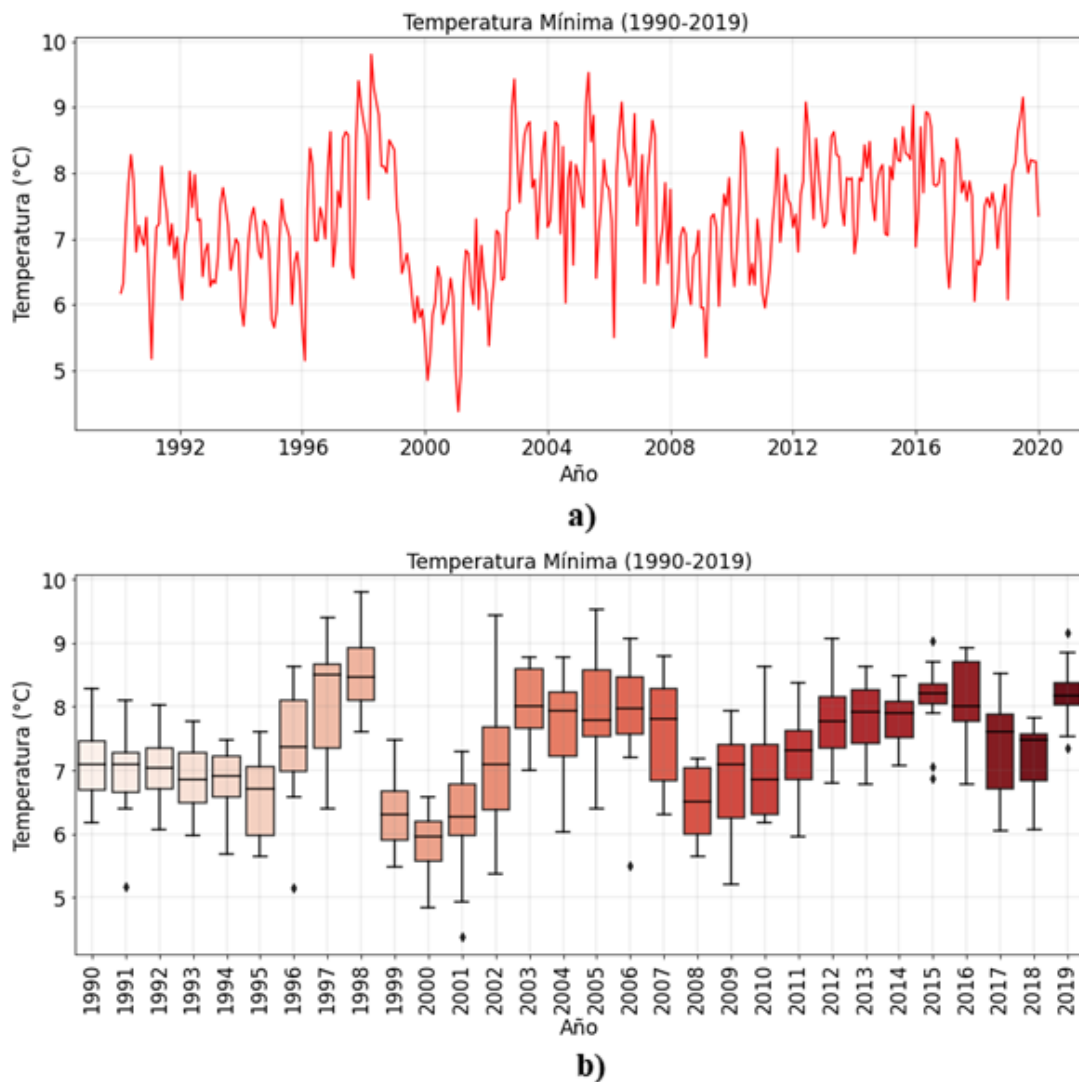


FIGURA 5.7: a) Serie de tiempo mensual de la temperatura mínima y b) diagrama de box plot de la temperatura mínima. Comprende el periodo histórico 1990-2019.

Al obtener el ciclo medio anual de la temperatura máxima (Figura 5.8. a)), se encontró que los valores más altos ocurren en los meses de julio y agosto, siendo julio el mes con las mayores magnitudes, con un valor aproximado de  $17\text{ }^{\circ}\text{C}$ ; también se tienen temperaturas altas para el periodo de marzo, abril y mayo con valores entre  $16.5^{\circ}\text{C}$  y  $16.4^{\circ}\text{C}$ . Por el contrario, las menores magnitudes se presentan durante el periodo de septiembre, octubre y noviembre con valores entre  $16.31^{\circ}\text{C}$  y  $15.69^{\circ}\text{C}$ , y en el periodo de diciembre, enero y febrero con magnitudes promedio de  $16.19^{\circ}\text{C}$ ,  $16.35^{\circ}\text{C}$  y  $16.27^{\circ}\text{C}$ , respectivamente. Como se mostró en la figura 5.2, en los meses donde se presentan las menores temperaturas, se tienen las temporadas de lluvia, por lo cual hay una alta nubosidad, que puede impedir el paso de la radiación solar incidente debido a las propiedades de reflexión de las nubes, lo que genera una reducción de la temperatura; caso contrario ocurre durante la temporada seca cuando hay una menor nubosidad, lo que permite una mayor entrada de radiación hacia la superficie, provocando un aumento de las temperaturas (Schneider, 1972).

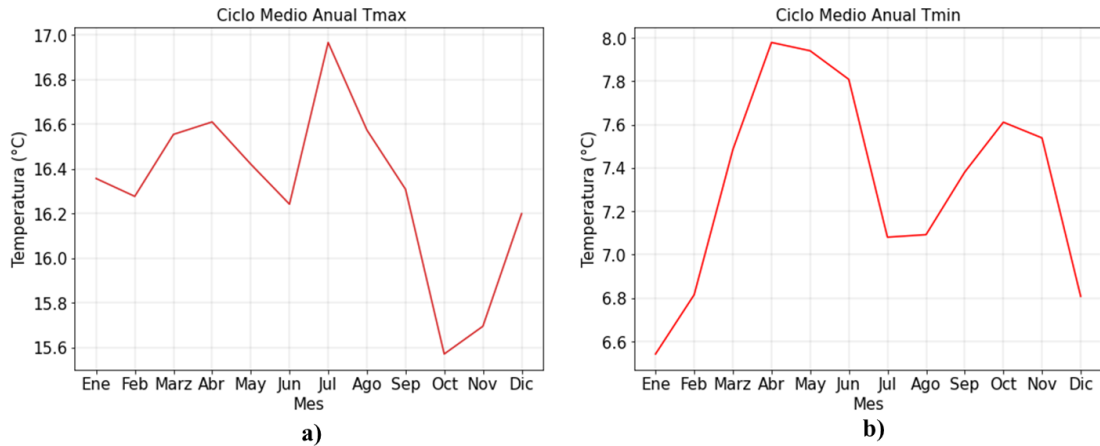


FIGURA 5.8: Ciclo medio anual de la temperatura para el periodo histórico 1990-2019. a) Temperatura máxima y b) temperatura mínima.

Para el caso del ciclo medio anual de la temperatura mínima (Figura 5.8. b)), se observa la presencia de un ciclo bimodal muy marcado, el cual sigue el ciclo anual de la precipitación (Figura 5.2). Los valores más altos de la temperatura mínima ocurren entre marzo, abril, mayo y junio, siendo abril y mayo los meses con las mayores magnitudes, con valores promedio de  $7.98^{\circ}\text{C}$  y  $7.94^{\circ}\text{C}$ , respectivamente. Para el periodo de septiembre, octubre y noviembre, también se presentan altas temperaturas con valores entre  $7.38^{\circ}\text{C}$  y  $7.54^{\circ}\text{C}$ . En contraste, se tienen dos periodos de bajas magnitudes, el primero de ellos ocurre entre diciembre, enero y febrero, con valores entre  $6.81^{\circ}\text{C}$  y  $6.54^{\circ}\text{C}$ , y el segundo se da entre julio y agosto con magnitudes de  $7.08^{\circ}\text{C}$  y  $7.09^{\circ}\text{C}$  respectivamente. Las bajas magnitudes de la temperatura mínima durante los periodos secos pueden deberse a que durante estas épocas se tiene poca nubosidad, lo cual permite la salida de la radiación que emite la tierra, por lo cual se incrementa la probabilidad de que la temperatura descienda en horas de la madrugada (Gustavsson et al., 1998).

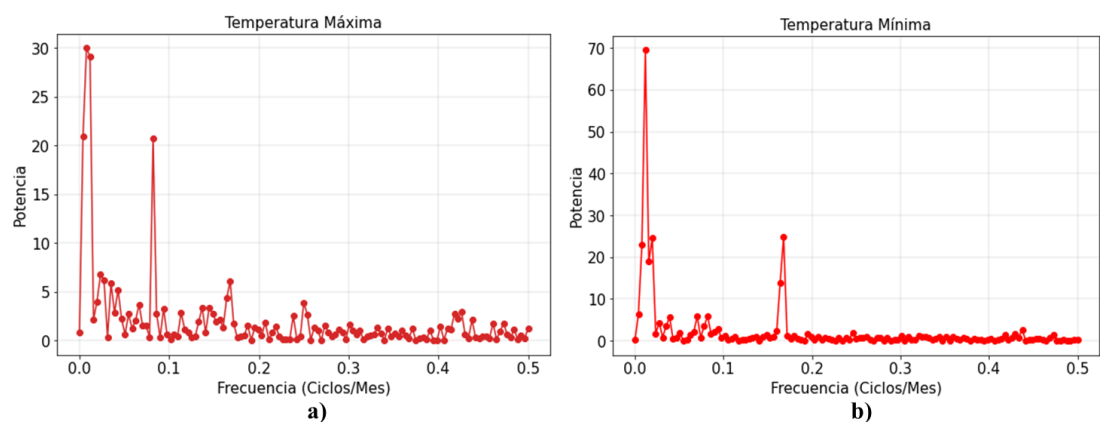


FIGURA 5.9: Espectro de potencias para la temperatura en el periodo histórico 1990-2019. a) Temperatura máxima y b) temperatura mínima.

Con el fin de conocer los modos de mayor importancia en la temperatura máxima y mínima, se obtuvo el espectro de potencias para cada una de estas variables (Figura



5.9). Para el caso de la temperatura máxima (5.9. a)), los modos de mayor potencia corresponden a las frecuencias de 0.0078 ciclos/mes ( $\sim 10,7$  años), 0.011 ( $\sim 7,1$  años) y 0.082 ciclos/mes ( $\sim 1$  años). El primer modo puede estar asociado con la actividad de manchas solares; sin embargo, no hay una relación clara sobre su influencia en la climatología de Colombia (IDEAM-UNAL, 2018), el segundo puede estar asociado con el fenómeno ENSO, debido a su influencia sobre la temperatura en la región andina colombiana como se explicó anteriormente, y el tercero con el ciclo anual.

En la temperatura mínima (Figura 5.9. b)), los modos de mayor potencia están asociados a las frecuencias de 0.011 ciclos/mes ( $\sim 7,1$  años) y 0.168 ( $\sim 6$  meses), los cuales se pueden deber al fenómeno ENSO y al desplazamiento de la ZCIT respectivamente, fenómenos que influyen la climatología de la región andina colombiana (Montealegre, 2009).

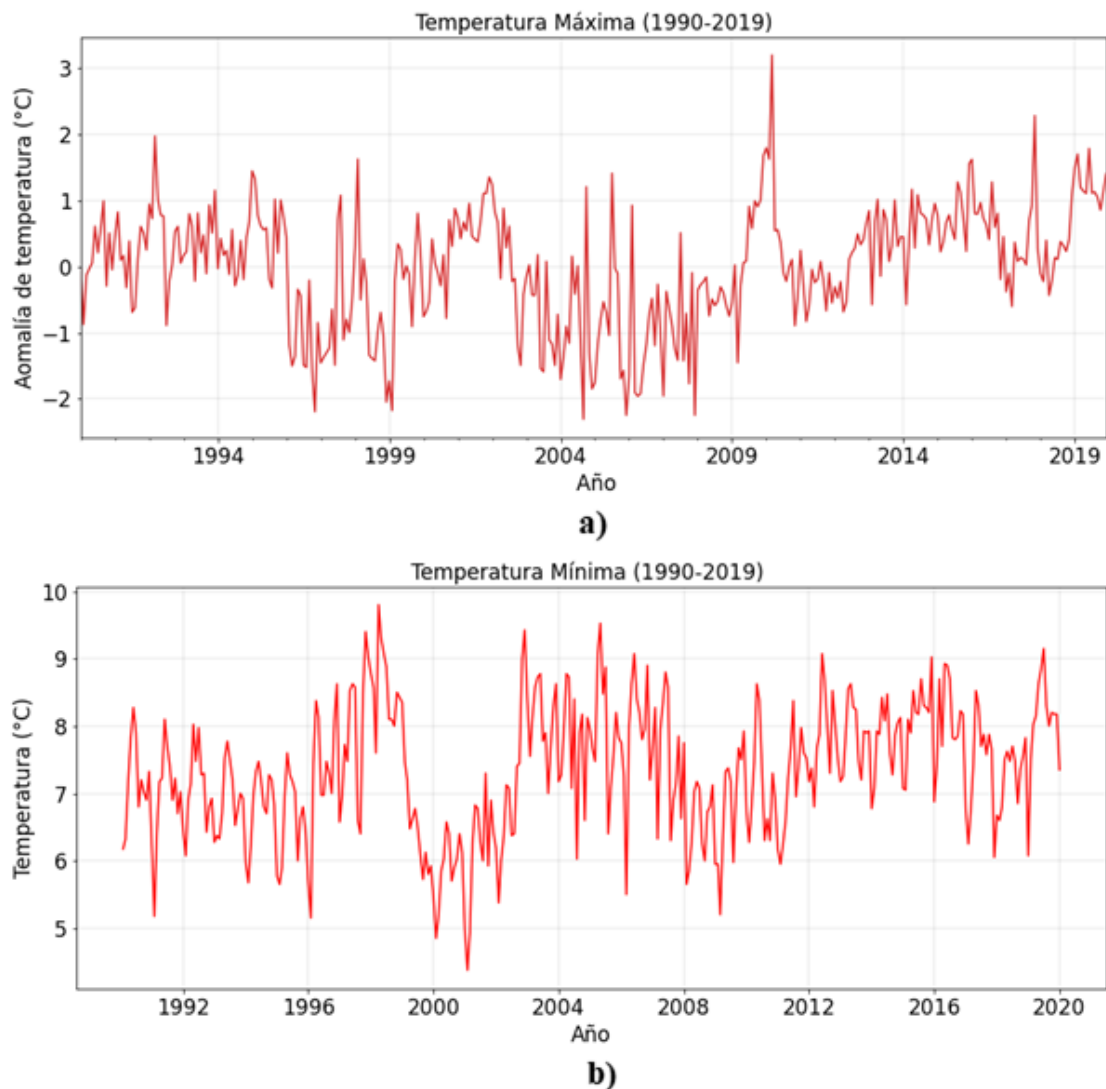


FIGURA 5.10: Anomalías de temperatura en el periodo histórico 1990-2019. a) Temperatura máxima y b) temperatura mínima.

## 5.2. Análisis de tendencias

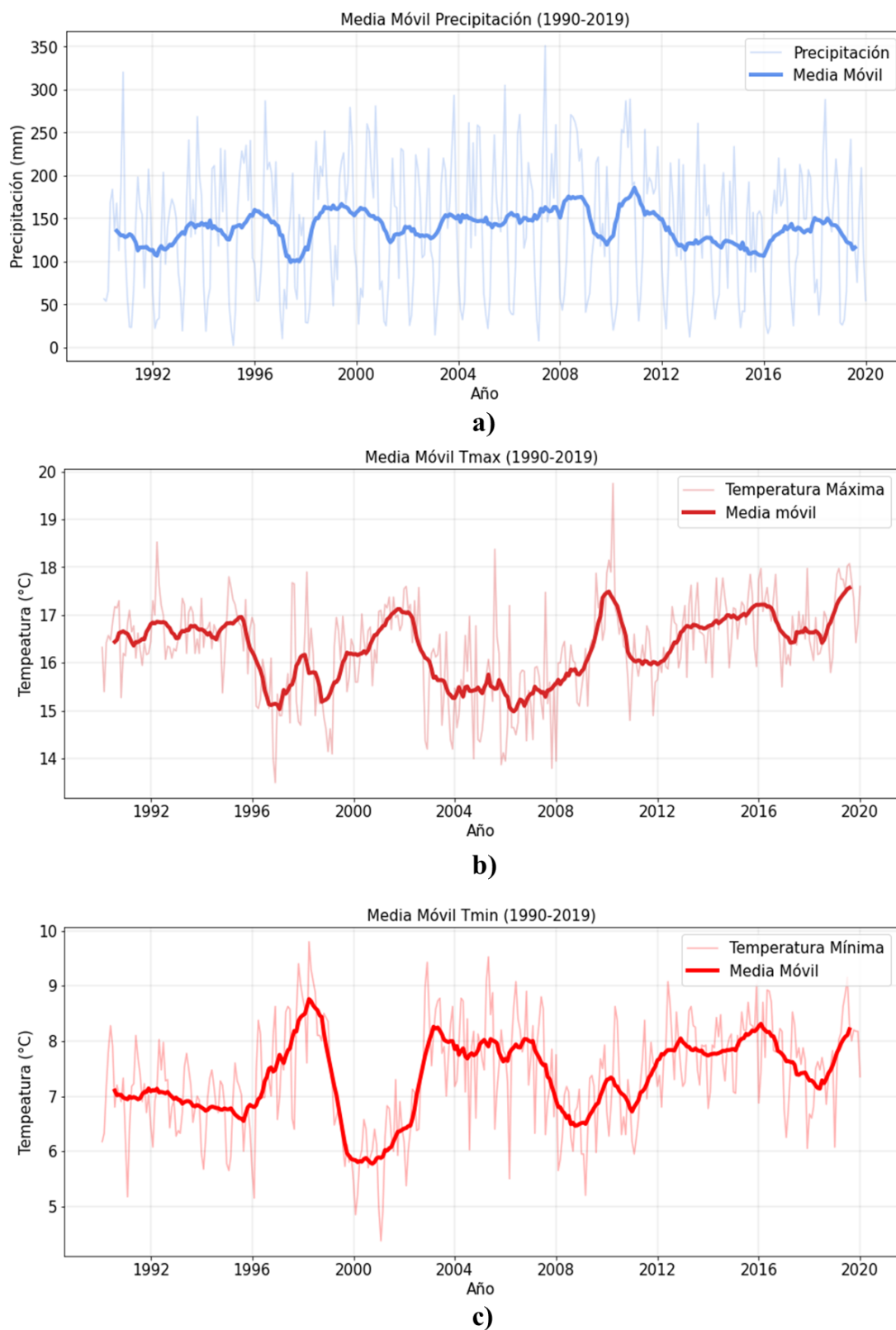


FIGURA 5.11: Media móvil de a) precipitación, b) temperatura máxima y c) temperatura mínima para el periodo histórico 1990-2019.

El análisis de tendencias se realizó para el periodo histórico 1990-2019 para la precipitación, la temperatura máxima y la temperatura mínima. Se obtuvo la media móvil con una ventana de tiempo de 12 meses para las series de tiempo mensuales de cada variable. A partir de las anomalías de las variables de estudio que se muestran en las figuras 5.3 y 5.10, se calculó la magnitud de las pendientes empleando el estimador de Sen, y la significancia se comprobó con la prueba Mann-Kendall, utilizando un nivel de prueba de  $\alpha = 0,05$ , donde la hipótesis nula indica que no existe una tendencia.

### 5.2.1. Media móvil

Al realizar la media móvil con una ventana de tiempo de 12 meses para la precipitación (Figura 5.11. a)), no se observa nuevamente la presencia de una tendencia creciente o decreciente, mientras que para la temperatura máxima y mínima en las figuras 5.11. b) y c), respectivamente, si se observa la presencia de una tendencia positiva. Para el caso de la media móvil de la temperatura máxima (Figura 5.11. b)), la tendencia positiva se evidencia desde el año 2007 aproximadamente, mientras que para la temperatura mínima se observa alrededor del año 2011, siendo esta última menos evidente que la presente en la temperatura máxima.

### 5.2.2. Pruebas de significancia estadística

Con el fin de conocer la significancia estadística de las autocorrelaciones de cada una de las variables, se realizaron los autocorrelogramas con un nivel de significancia del 95 %, estos se obtuvieron para la temperatura máxima, mínima y la precipitación, los cuales se presentan en la figura 5.12. a), b) y c), respectivamente. En estas figuras se puede observar que las autocorrelaciones son significativas para cada una de las variables, ya que la autocorrelación de paso uno queda fuera del intervalo de confianza en cada caso (región azul sombreada). Debido a lo anterior, se aplicó el método de preblanqueo en cada una de las series, antes de proceder con la prueba de significancia Mann-Kendall.

Al emplear el método del estimador de pendiente de Sen para el cálculo de las pendientes en las series mensuales, se obtuvo una pendiente negativa igual a  $-0.002$  mm/mes para la precipitación, lo cual indica que la precipitación está disminuyendo a una tasa  $0.24$  mm/década, al realizar la prueba de significancia con un  $\alpha = 0,05$  se encuentra que la pendiente no es significativa ya que  $Z_s = 0,014 < Z_c = 1,96$ , por lo cual no se rechaza la hipótesis nula.

Para el caso de las series mensuales de la temperatura máxima y mínima, las pendientes encontradas son positivas, con valores de  $0.0016^\circ\text{C}/\text{mes}$  y  $0.0026^\circ\text{C}/\text{mes}$  respectivamente, lo cual indica un incremento para la temperatura máxima de  $0.192^\circ\text{C}/\text{década}$  y para la temperatura mínima de  $0.312^\circ\text{C}/\text{década}$ . Al realizar la prueba Mann-Kendall con un  $\alpha = 0,05$  en ambas variables, se obtuvo que estas pendientes son significativas, ya que

para el caso de la temperatura máxima  $Z_s = 1,994 > Z_c = 1,96$  y para la temperatura mínima  $Z_s = 2,876 > Z_c = 1,96$ , por lo cual se rechaza la hipótesis nula de no tendencia.

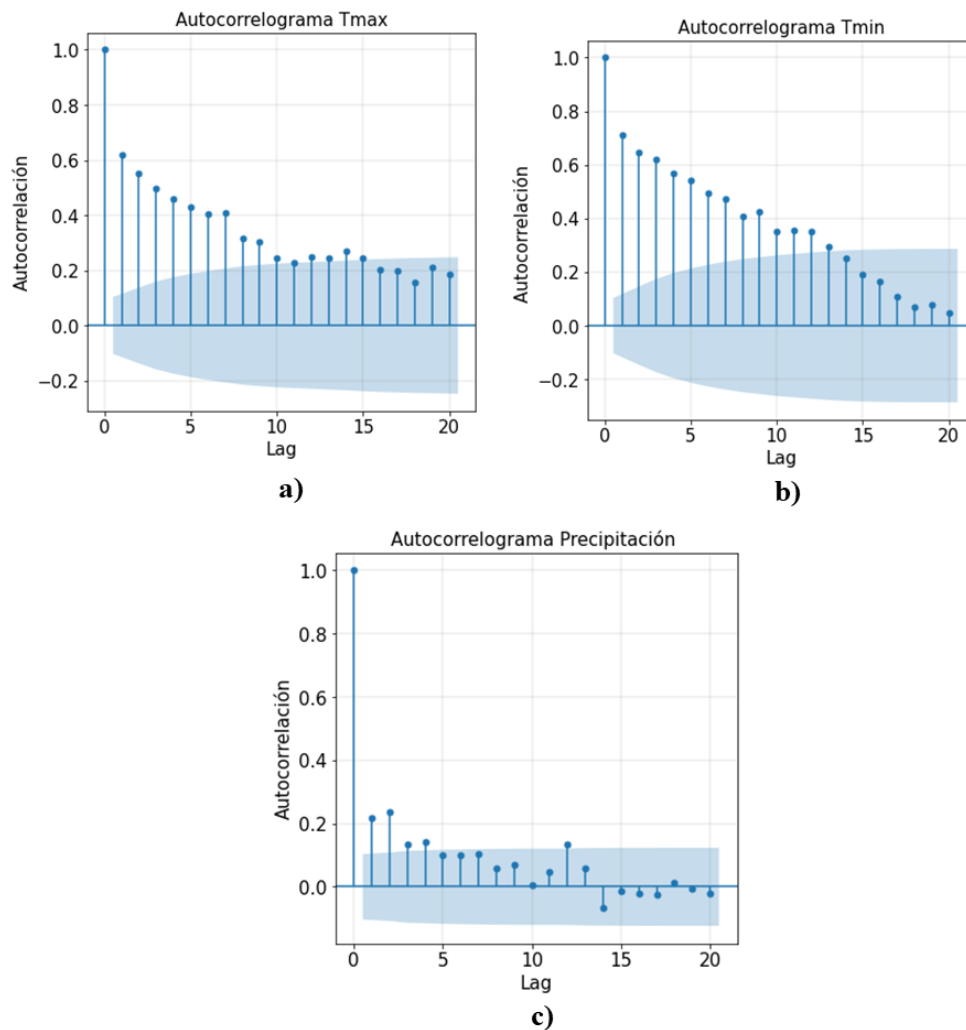


FIGURA 5.12: Autocorrelograma para las series mensuales de anomalías en el periodo histórico 1990-2019. a) Temperatura máxima, b) temperatura mínima y c) precipitación.

El estimador de pendiente de Sen y la prueba Mann-Kendall también se llevó a cabo para las series anuales de las anomalías. Al realizar el autocorrelograma para verificar la significancia de las autocorrelaciones para cada nueva serie (Figura 5.13), se encontró que la autocorrelación de paso uno para la temperatura máxima y mínima es significativa, por lo cual se realizó el preblanqueo antes de aplicar la prueba Mann-Kendall, por el contrario, para la precipitación se encontró que la autocorrelación es no significativa, ya que la autocorrelación de paso uno quedó dentro del intervalo de confianza (Figura 5.13. c)). Para la serie anual de la temperatura máxima y mínima, se obtuvieron pendientes positivas de  $0.0208 \text{ } ^\circ\text{C/año}$  y  $0.033 \text{ } ^\circ\text{C/año}$  respectivamente, por otra parte, para la precipitación se encontró una pendiente negativa igual a  $-1.427 \text{ mm/año}$ . Al realizar la prueba Mann-Kendall para las tres series, se encontró que no son significativas debido

a que los  $Z_s$  hallados son menores al  $Z_c$ . Los resultados de la aplicación del estimador de pendiente de Sen y la prueba Mann-Kendall son presentados en la tabla 2.

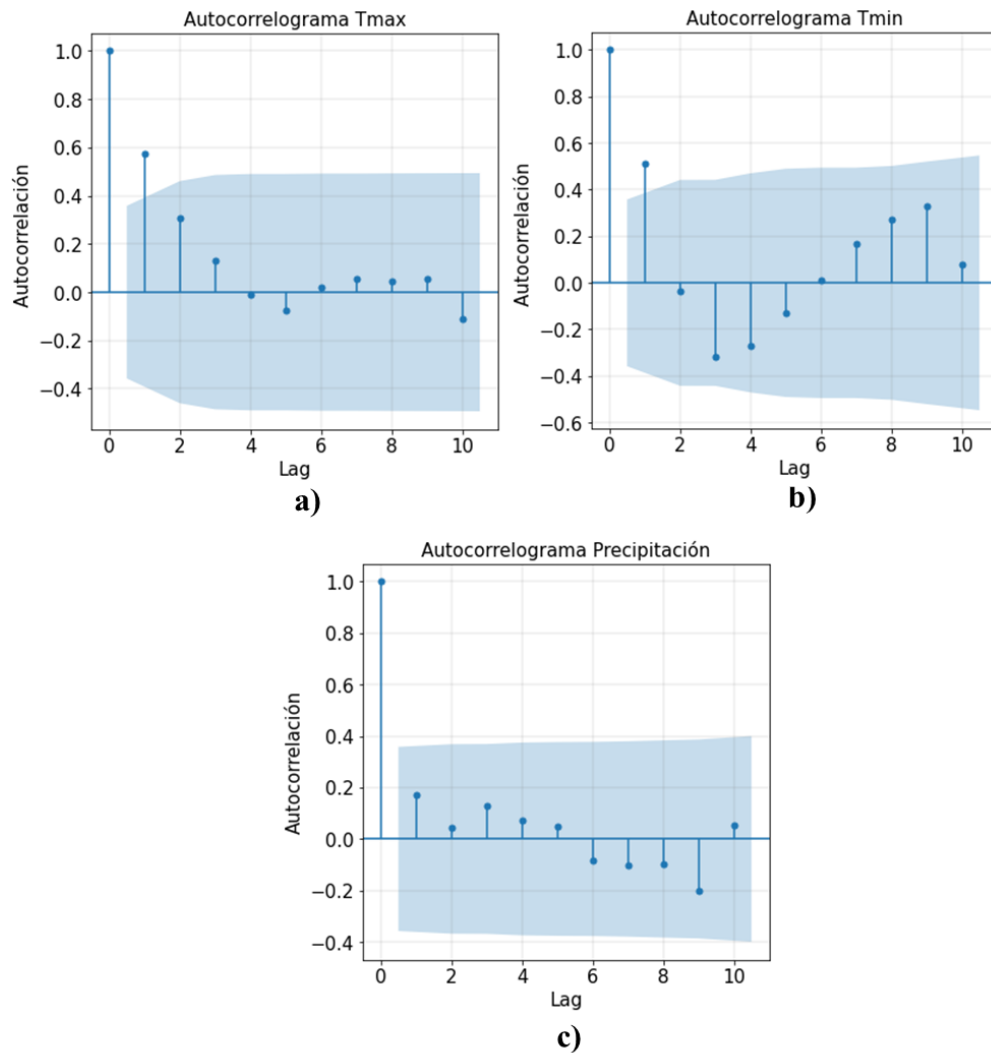


FIGURA 5.13: Autocorrelograma para las series anuales de anomalías en el periodo histórico 1990-2019. a) Temperatura máxima, b) temperatura mínima y c) precipitación.

TABLA 5.1: Estimador de Pendiente de Sen y Prueba Mann-Kendall

Variable	Serie	Pendiente de Sen	$Z_s$	$\alpha/2$	$Z_c$	Significancia
Precipitación	Serie mensual	-0.002 mm/mes	0.014	0.025	1.96	No
	Serie anual	-1.427 mm/año	-0,178			No
Temperatura máxima	Serie mensual	0.0016°C/mes	1.994	0.025	1.96	Si
	Serie anual	0.0208°C/año	0.919			No
Temperatura mínima	Serie mensual	0.0026°C/mes	2.876	0.025	1.96	Si
	Serie anual	0.033°C/año	1.369			No

Nota: Los colores naranjas indican pendientes significativas y los azules pendientes no significativas.

### 5.3. Proyecciones bajo escenarios de cambio climático

Las proyecciones de los modelos CCSM4, CNR-CM5 y MPI-ESM-LR se tomaron bajo los escenarios RCP 4.5 y RCP 8.5, para los periodos 2041-2060 y 2061-2080 con el fin de conocer las variaciones que el cambio climático podría inducir sobre la temperatura máxima, la temperatura mínima y la precipitación en el páramo de estudio; además, se realizó un ensamble multimodelo para reducir la incertidumbre asociada.

#### 5.3.1. Temperatura máxima

En la figura 5.14 se presentan las proyecciones de cada uno de los modelos y el ensamble realizado para la temperatura máxima en el periodo 2041-2060. Para el escenario RCP 4.5 (Figura 5.14. a)), todos los modelos proyectan las mayores temperaturas en el centro y sur del páramo alcanzando los 17.5°C aproximadamente. En el RCP 8.5 (Figura 5.14. b)), se proyecta una mayor área con temperaturas promedio superiores a los 17.5°C.

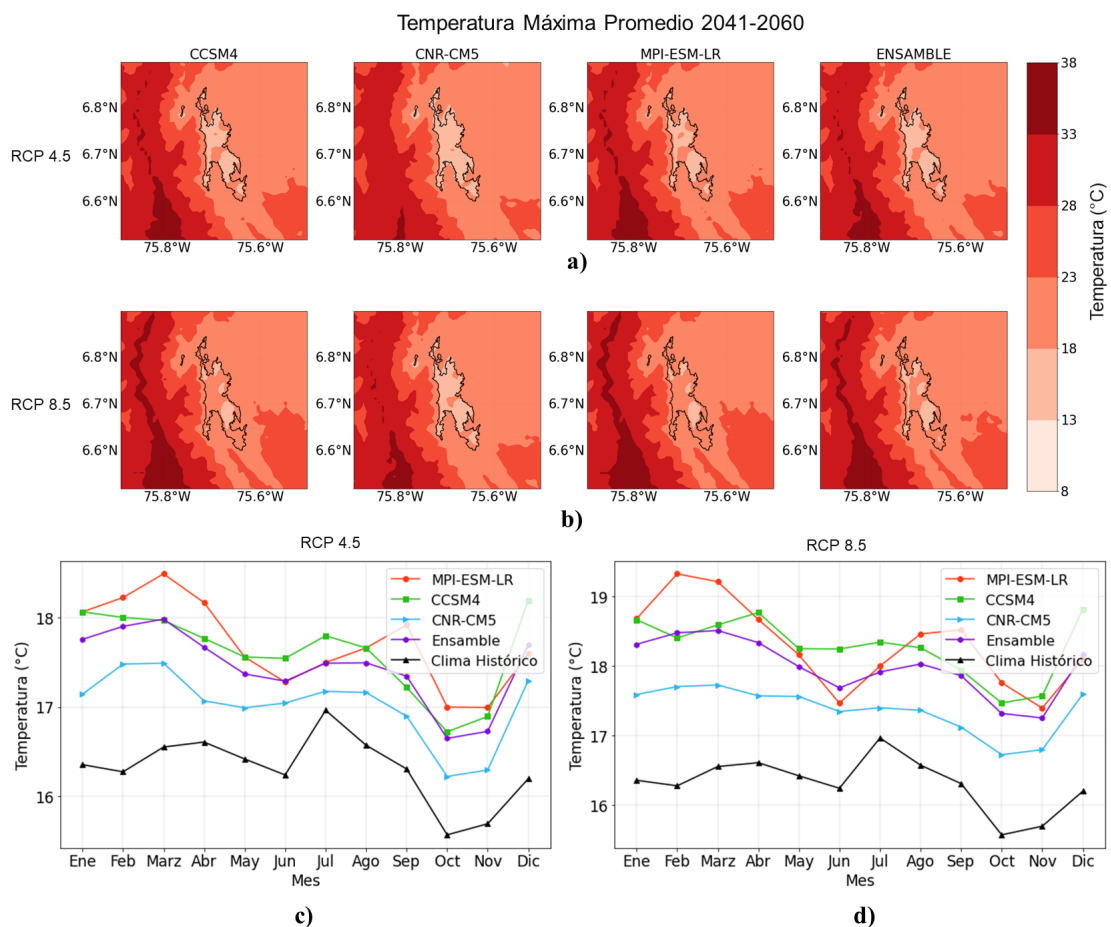


FIGURA 5.14: Proyecciones por modelo para la temperatura máxima promedio en el periodo 2041-2060. a) Distribución espacial en el RCP 4.5 y b) en el RCP 8.5. c) y d) Ciclo medio anual en el RCP 4.5 y RCP 8.5, respectivamente.

Respecto al clima histórico (Figura 5.14. c) y d)), el modelo CNR-CM5 proyecta los menores aumentos para ambos escenarios, con incrementos de  $0.71^{\circ}\text{C}$  en el escenario RCP 4.5 y de  $1.06^{\circ}\text{C}$  en el RCP 8.5, mientras que el modelo MPI-ESM-LR proyecta los mayores aumentos alcanzando incrementos de  $1.39^{\circ}\text{C}$  y  $2^{\circ}\text{C}$  para los escenarios RCP 4.5 y 8.5, respectivamente. Así mismo, el modelo CCSM4 proyecta un aumento promedio respecto al clima histórico de  $1.30^{\circ}\text{C}$  y de  $1.96^{\circ}\text{C}$  para el escenario 4.5 y 8.5, correspondientemente. Al realizar el ensamble multimodelo, el aumento promedio proyectado de la temperatura máxima respecto al periodo histórico es de  $1.14^{\circ}\text{C}$  y  $1.68^{\circ}\text{C}$  para los escenarios RCP 4.5 y 8.5, correspondientemente.

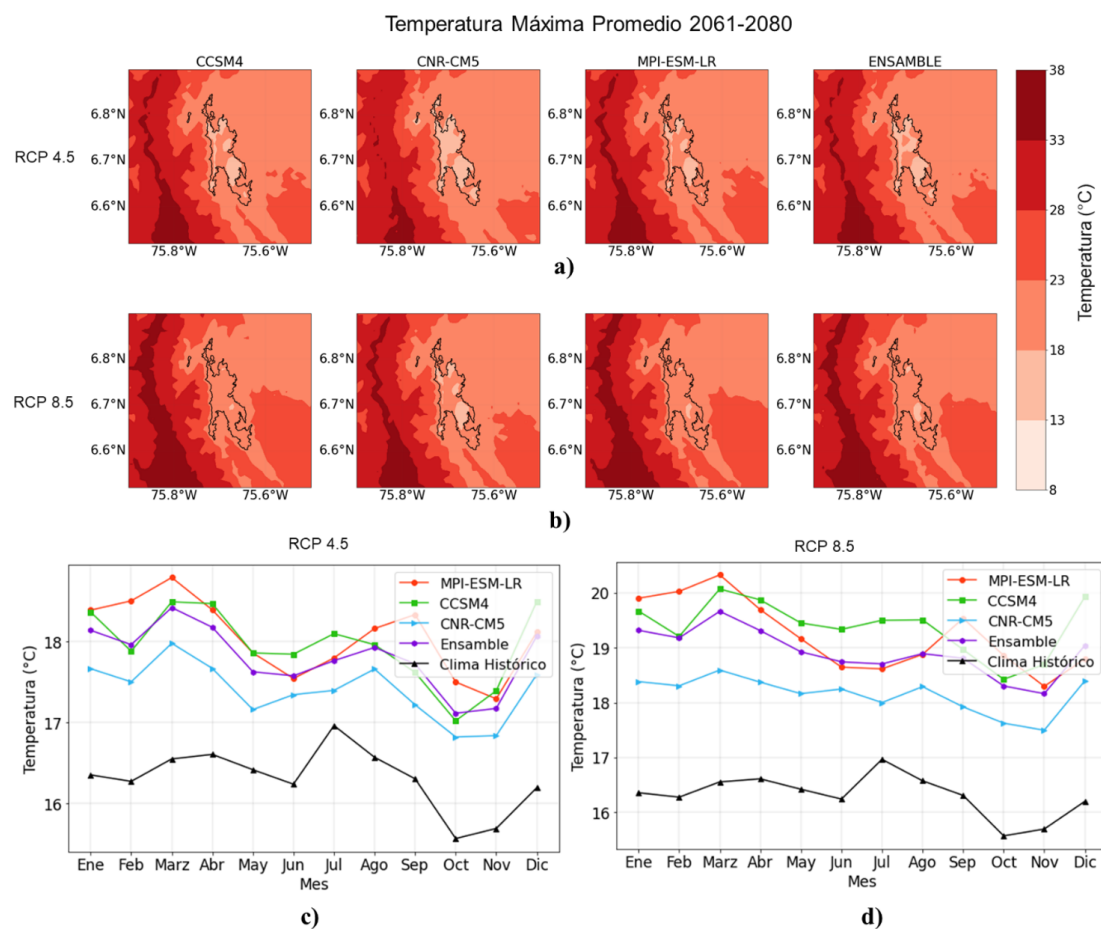


FIGURA 5.15: Proyecciones por modelo para la temperatura máxima promedio en el periodo 2061-2080. a) Distribución espacial en el RCP 4.5 y b) en el RCP 8.5. c) y d) Ciclo medio anual en el RCP 4.5 y RCP 8.5, respectivamente.

En el periodo 2061-2080 (Figura 5.15), se evidencia un mayor aumento de la temperatura máxima para todos los modelos respecto al clima histórico, donde las mayores temperaturas se observan nuevamente en el centro y sur del páramo para el RCP 4.5 y luego se expanden por toda el área de estudio en el RCP 8.5. En las figuras 5.15. c) y d), se muestra que los aumentos proyectados respecto al clima histórico por el modelo CNR-CM5 son los menores y corresponden a incrementos de  $1.09^{\circ}\text{C}$  y  $1.84^{\circ}\text{C}$  para los escenarios RCP 4.5 y 8.5, respectivamente. Según el modelo CCSM4 la temperatura

podría aumentar  $1.65^{\circ}\text{C}$  en el RCP 4,5 y  $3.07^{\circ}\text{C}$  en el RCP 8.5, respecto clima base. En el modelo MPI-ESM-LR la temperatura máxima promedio, podría alcanzar valores de  $18.06^{\circ}\text{C}$  y  $19.23^{\circ}\text{C}$  para el primer y segundo escenario respectivamente. Con el ensamble multimodelo, se proyectan temperaturas de  $17.81^{\circ}\text{C}$  y  $18.92^{\circ}\text{C}$  para los escenarios RCP 4.5 y RCP 8.5 respectivamente, representando incrementos de  $1.49^{\circ}\text{C}$  y  $2.61^{\circ}\text{C}$ , correspondientemente.

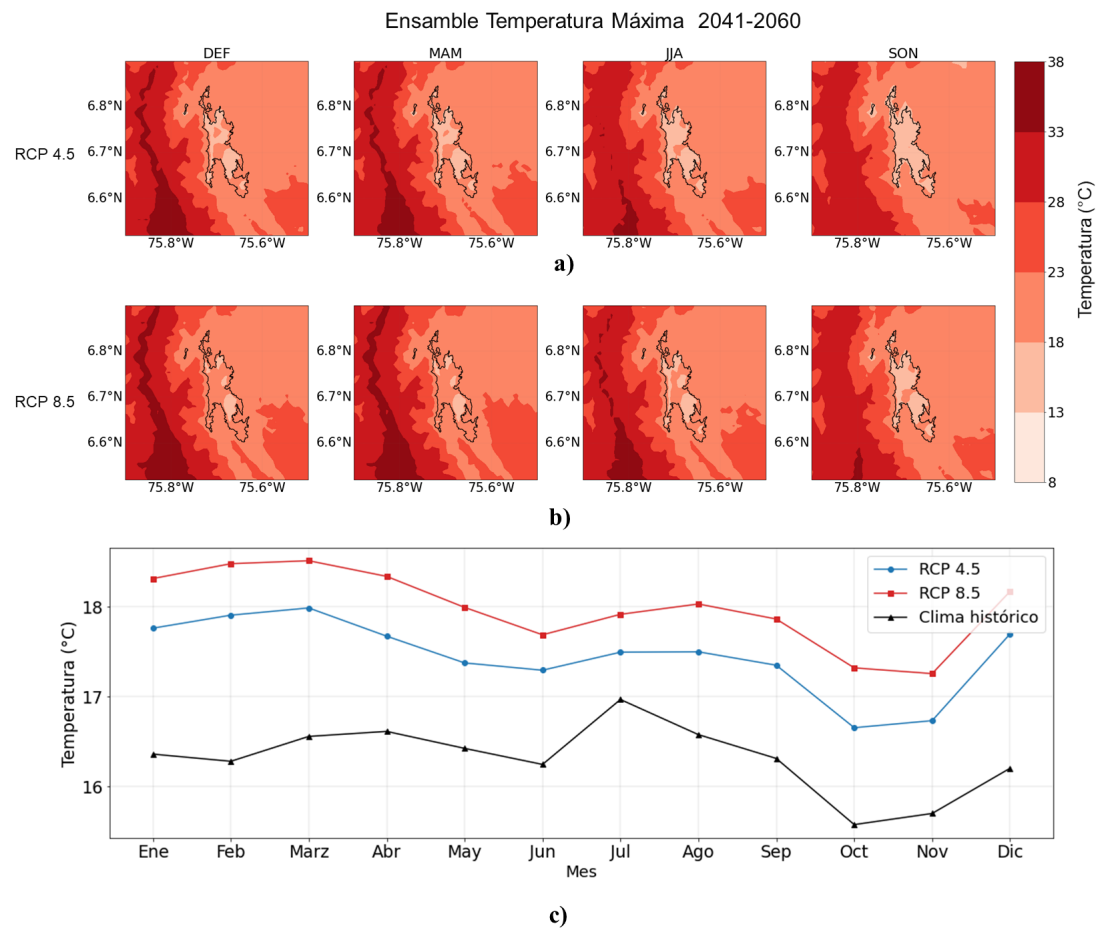


FIGURA 5.16: Proyecciones del ensamble por estación para la temperatura máxima en el periodo 2041-2060. a) RCP 4.5, b) RCP 8.5 y c) ciclo anual para cada escenario.

Los resultados del ensamble multimodelo para la temperatura máxima en cada estación del año se muestran en las figuras 5.16 y 5.17. En estas, se puede observar como se discutió anteriormente, que las mayores magnitudes de la temperatura máxima para todas las estaciones del año ocurren en el sur y en regiones del centro del páramo para el RCP 4.5, luego estas mayores magnitudes se expanden hacia el norte en el RCP 8.5. En dichas figuras, también se puede observar que las mayores temperaturas se proyectan para la estación seca de diciembre, enero y febrero en los dos escenarios de análisis, con aumentos de  $1.51^{\circ}\text{C}$  en el RCP 4.5 y de  $2.04^{\circ}\text{C}$  en el RCP 8.5 durante el periodo 2041-2060, respecto al clima histórico. Para el segundo periodo estos aumentos respecto al periodo 1990-2019 corresponden a  $1.78^{\circ}\text{C}$  y  $2.90^{\circ}\text{C}$  para dichos escenarios, respectivamente. Por el contrario, los menores aumentos son proyectados para el periodo



de junio, julio y agosto con incrementos correspondientes a  $0.83^{\circ}\text{C}$  y  $1.28^{\circ}\text{C}$  para los escenarios RCP 4.5 y RCP 8.5 en el periodo 2041-2060 (Figura 5.16. c)), y de  $1.17^{\circ}\text{C}$  y  $2.19^{\circ}\text{C}$  para estos escenarios en el segundo periodo (Figura 5.17. c)).

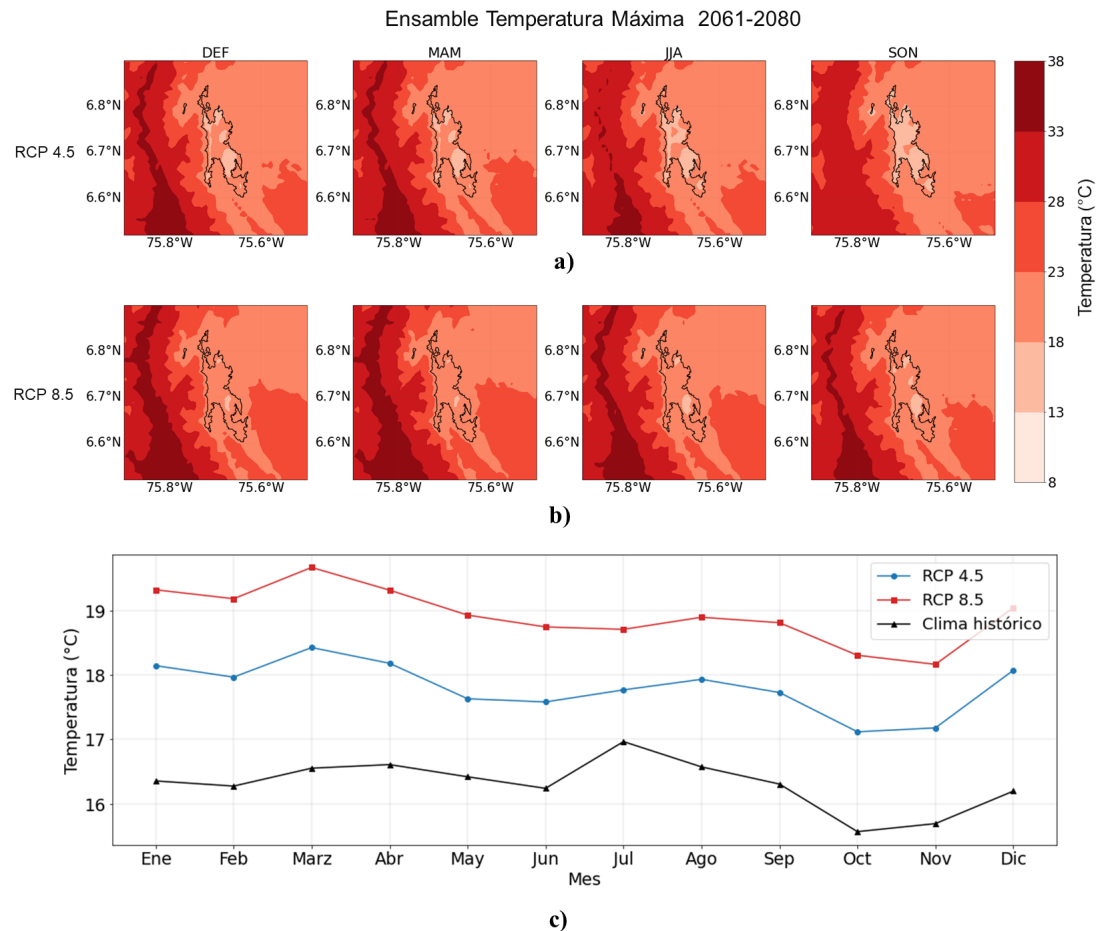


FIGURA 5.17: Proyecciones del ensamble por estación para la temperatura máxima en el periodo 2061-2080. a) RCP 4.5, b) RCP 8.5 y c) ciclo anual para cada escenario.

En la primera época de lluvias (marzo, abril y mayo), se proyecta un aumento promedio respecto al clima histórico de  $1.15^{\circ}\text{C}$  en el RCP 4.5 y de  $1.75^{\circ}\text{C}$  en el RCP 8.5 para el primer periodo de análisis (Figura 5.16. C)), mientras que en la segunda temporada de lluvias (septiembre, octubre, noviembre) el aumento proyectado para este periodo es de  $1.05^{\circ}\text{C}$  y  $1.62^{\circ}\text{C}$  en estos escenarios, respectivamente. En el segundo periodo (Figura 5.17. C)), según las proyecciones, la temperatura máxima podría aumentar  $2.77^{\circ}\text{C}$  en el escenario RCP 8.5 para la primera temporada de lluvias y  $2.57^{\circ}\text{C}$  en la temporada de septiembre octubre y noviembre respecto al periodo 1990-2019.

### 5.3.2. Temperatura mínima

Las proyecciones para la temperatura mínima promedio en el periodo 2041-2060 de los diferentes modelos y el ensamble se presentan en la figura 5.18. En el RCP 4.5 todos

los modelos muestran las mayores temperaturas en el centro y sur del páramo, mientras que en el RCP 8.5 las mayores temperaturas se expanden hacia el norte del área de estudio; patrón que también se observa para el periodo 2061-2080 (Figura 5.19). Según la figura 5.18. c), los mayores aumentos de la temperatura mínima para el primer periodo respecto al clima histórico son proyectados por el modelo MPI-ESM-LR con incrementos promedio de  $0.53^{\circ}\text{C}$  y  $1.22^{\circ}\text{C}$  para el RCP 4.5 y RCP 8.5, respectivamente. En contraste, el menor calentamiento se observa en el modelo CNR-CM5 que proyecta temperaturas promedio de  $7.40^{\circ}\text{C}$  y  $7.82^{\circ}\text{C}$  para los escenarios de análisis, mientras que el modelo CCSM4 proyecta incrementos de  $0.20^{\circ}\text{C}$  y  $0.62^{\circ}\text{C}$  para el RCP 4.5 y RCP 8.5 respecto al clima base, correspondientemente. En el ensamble multimodelo, la temperatura mínima promedio incrementa  $0.26^{\circ}\text{C}$  y  $0.77^{\circ}\text{C}$  grados en el RCP 4.5 y RCP 8.5, respectivamente; alcanzando valores de la temperatura iguales a  $7.60^{\circ}\text{C}$  y  $8.11^{\circ}\text{C}$  para estos escenarios en el primer periodo.

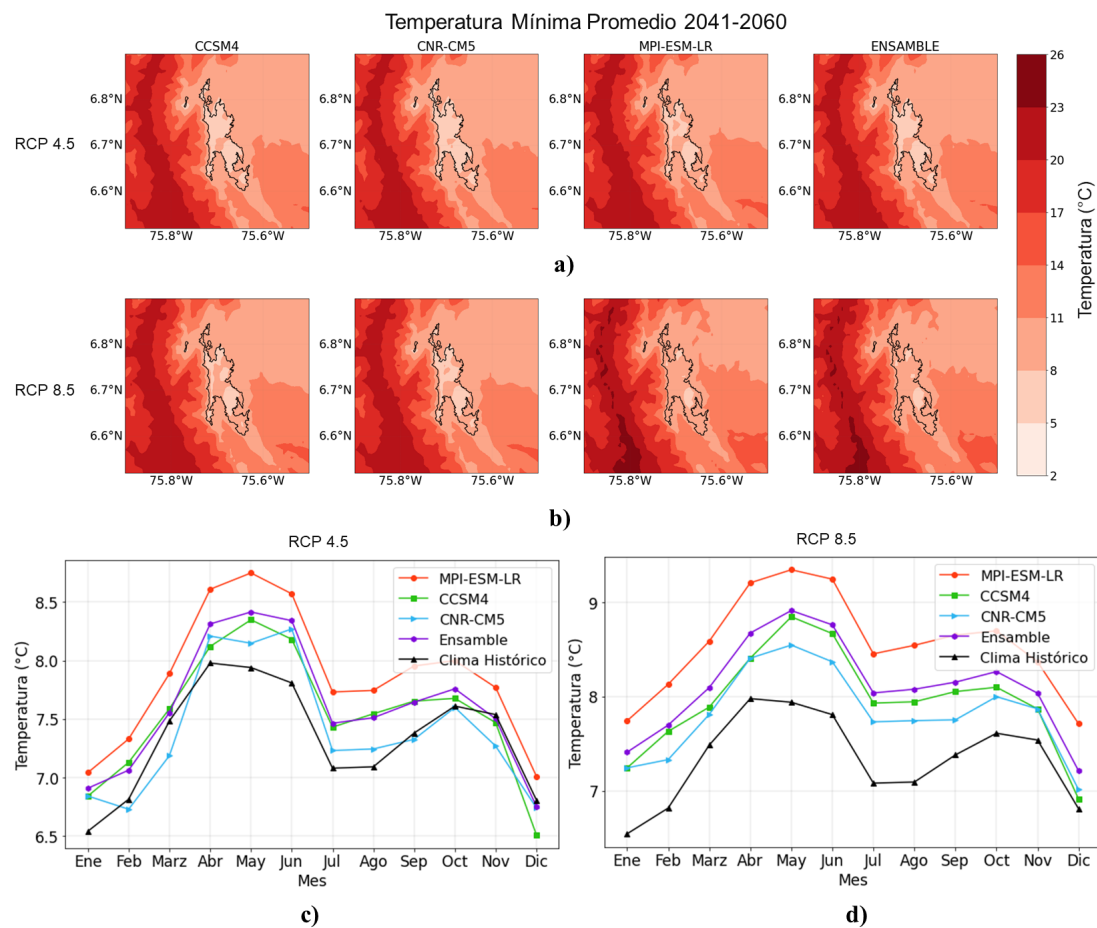


FIGURA 5.18: Proyecciones por modelo para la temperatura mínima promedio en el periodo 2041-2060. a) Distribución espacial en el RCP 4.5 y b) en el RCP 8.5. c) y d) Ciclo medio anual en el RCP 4.5 y RCP 8.5, respectivamente.

En el periodo 2061-2080 (Figura 5.19. c) y d)), los modelos CCSM4 y CNR-CM5 proyectan aumentos promedio cercanos a los  $0.5^{\circ}\text{C}$  en el escenario RCP 4.5 y de  $1.4^{\circ}\text{C}$  en el RCP 8.5, respecto al clima histórico, mientras que el modelo MPI-ESM-LR proyecta

incrementos de  $0.89^{\circ}\text{C}$  y  $2.20^{\circ}\text{C}$  para estos escenarios, respectivamente. En el ensamble, los incrementos proyectados respecto al clima base, son de  $0.59^{\circ}\text{C}$  y  $1.68^{\circ}\text{C}$ , alcanzando valores de la temperatura mínima iguales a  $7.93^{\circ}\text{C}$  y  $9.02^{\circ}\text{C}$  para el RCP 4.5 y RCP 8.5, respectivamente.

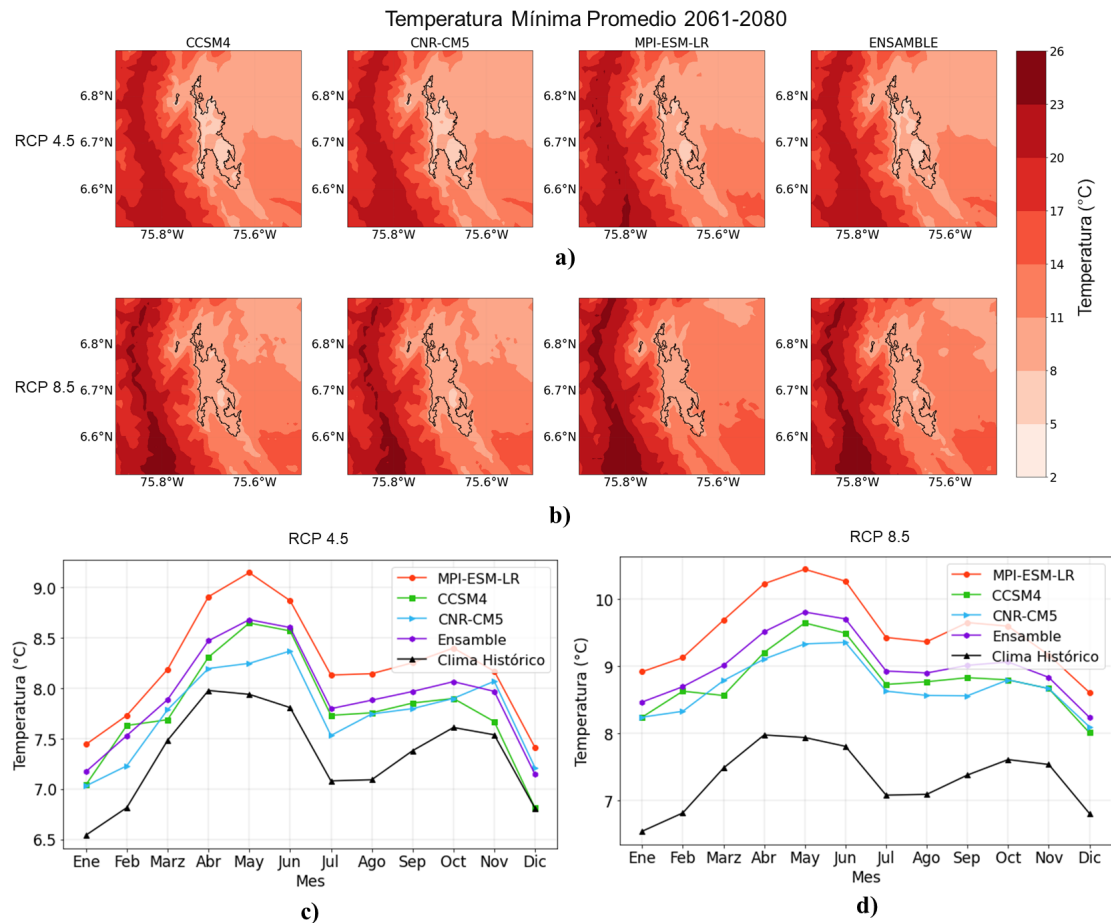


FIGURA 5.19: Proyecciones por modelo para la temperatura mínima promedio en el periodo 2061-2080. a) Distribución espacial en el RCP 4.5 y b) en el RCP 8.5. c) y d) ciclo medio anual en el RCP 4.5 y RCP 8.5, respectivamente.

Respecto a las proyecciones por temporada según el ensamble, en el primer periodo (Figura 5.20), las temperaturas mínimas más altas son proyectadas para la primera temporada de lluvias que corresponde a los meses de marzo, abril y mayo para ambos escenarios de cambio climático, lo cual también se evidencia en el segundo periodo de análisis (Figura 5.21), donde se alcanzan valores de  $8.56^{\circ}\text{C}$  y  $9.45^{\circ}\text{C}$  para el escenario RCP 8.5 en los periodos 2041-2060 y 2061-2080, respectivamente. A pesar de lo anterior, los mayores aumentos respecto al clima base se dan para la temporada seca de junio, julio y agosto (Figuras 5.20 y 5.21. c)), con aumentos aproximados de  $0.44^{\circ}\text{C}$  y  $0.96^{\circ}\text{C}$  para el primer periodo en los escenarios RCP 4.5 y RCP 8.5, y de  $0.77^{\circ}\text{C}$  y  $1.85^{\circ}\text{C}$  en el periodo 2061-2080 para estos escenarios. En contraste, los menores aumentos respecto al clima base, son proyectados para la temporada de septiembre, octubre y noviembre en ambos periodos de tiempo, con incrementos iguales a  $0.12^{\circ}\text{C}$  y  $0.64^{\circ}\text{C}$  en el RCP

4.5 y 8.5, respectivamente para el primer periodo de análisis, mientras que en el segundo periodo se proyectan aumentos de  $0.40^{\circ}\text{C}$  y  $1.46^{\circ}\text{C}$  en el RCP 4.5 y el RCP 8.5, correspondientemente.

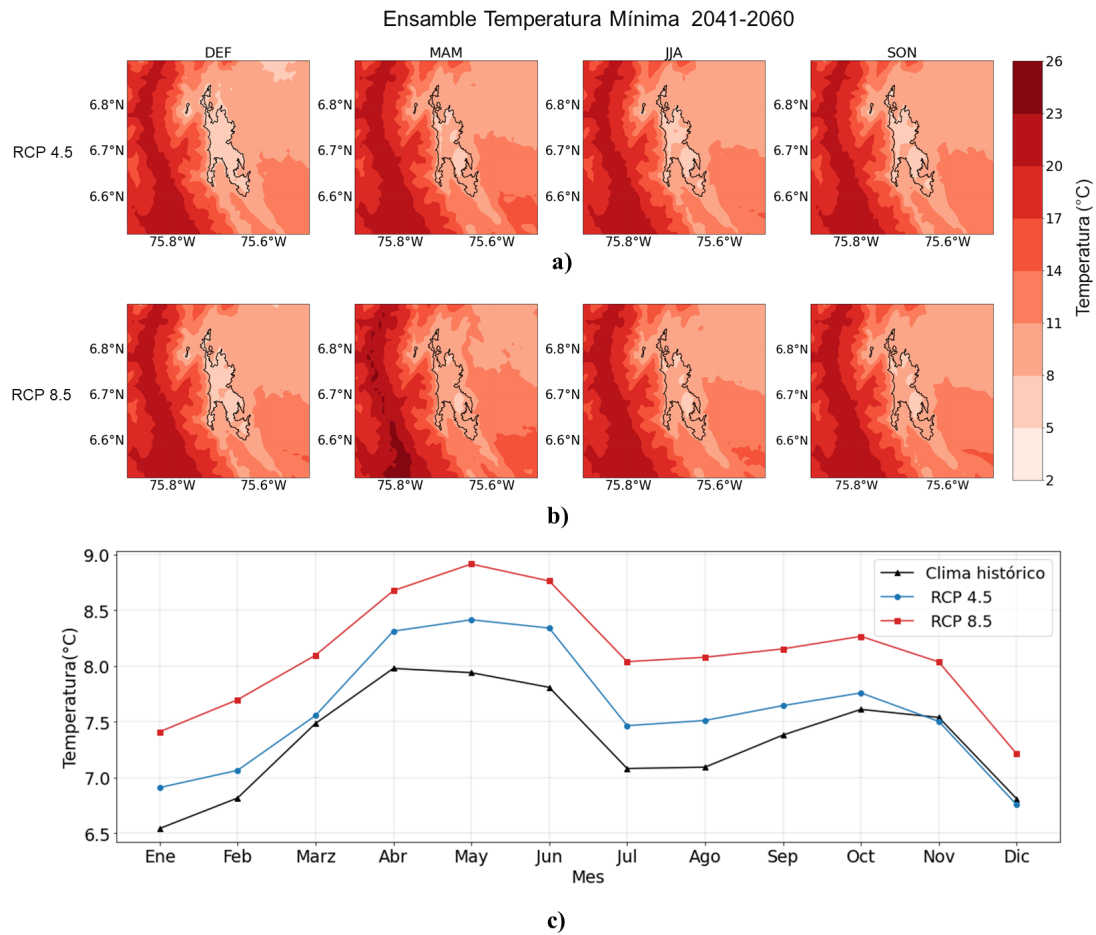


FIGURA 5.20: Proyecciones del ensamble por estación para la temperatura mínima en el periodo 2041-2060. a) RCP 4.5, b) RCP 8.5 y c) ciclo anual para cada escenario.

En el periodo 2061-2080, en todas las épocas del año, se proyecta un aumento de la temperatura mínima respecto al clima base, mayor a  $1.5^{\circ}\text{C}$  para el escenario RCP 8.5 y sobre los  $0.4^{\circ}\text{C}$  para el RCP 4.5, además, se alcanzan temperaturas superiores a  $9.5^{\circ}\text{C}$  para los meses de abril, mayo y junio (Figura 5.21. c)).

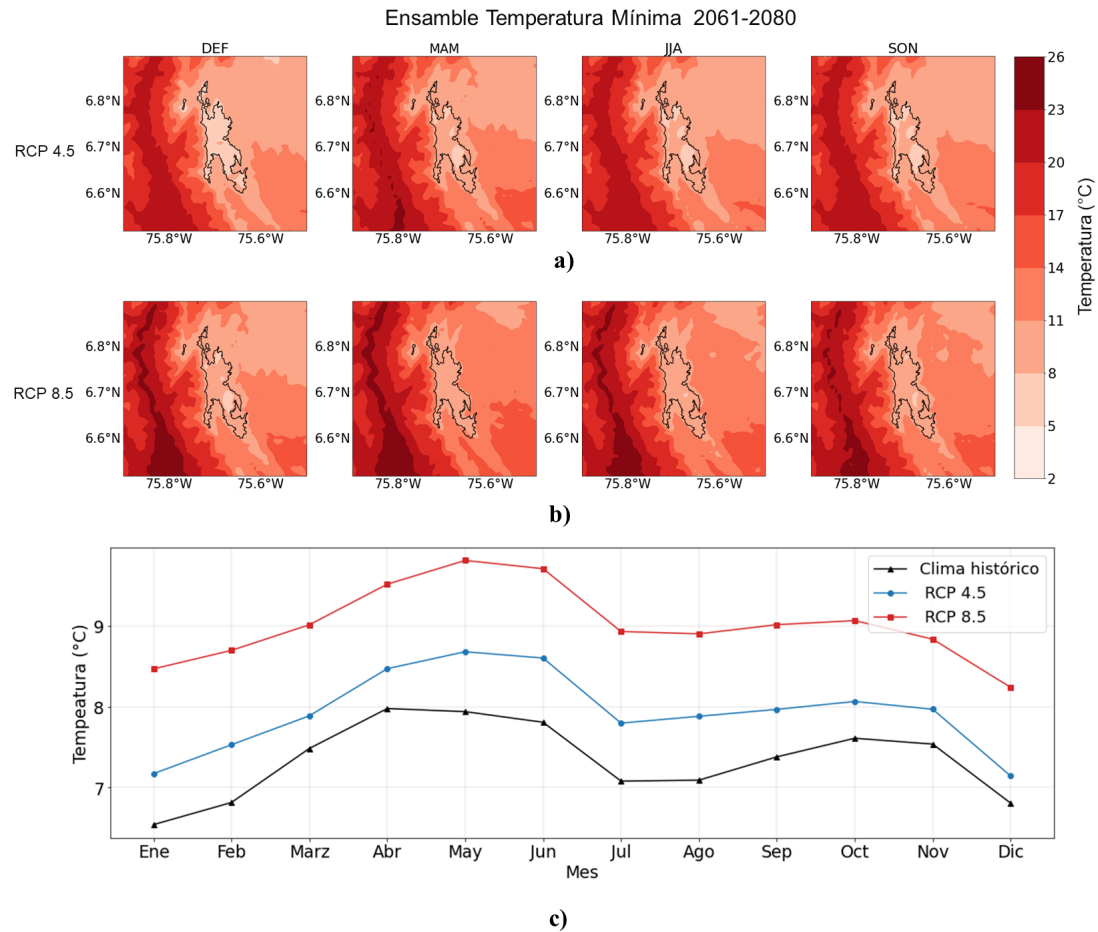


FIGURA 5.21: Proyecciones del ensamble por estación para la temperatura mínima en el periodo 2061-2080. a) RCP 4.5, b) RCP 8.5 y c) ciclo anual para cada escenario.

### 5.3.3. Precipitación

En las figuras 5.22 y 5.23 se muestran las proyecciones para la precipitación mensual promedio de los modelos y el ensamble realizado para los periodos 2041-2060 y 2061-2080, respectivamente. Todos los modelos coinciden en que las mayores precipitaciones se generan en el norte y centro del páramo, donde el modelo MPI-ESM-LR es aquel que proyecta las mayores lluvias para los dos periodos de análisis, con valores de 301 mm y 304 mm para los escenarios RCP 4.5 y RCP 8.5 en el primer periodo, y de 302 mm y 330 mm en el segundo periodo para estos escenarios respectivamente. En contraste, los menores aumentos respecto al clima base, son proyectados por el modelo CCSM4 con incrementos promedio en el primer periodo (Figura 5.22. c) y d)), de 103 mm y 94 mm para el escenario RCP 4.5 y RCP 8.5, respectivamente; mientras que en el segundo periodo (Figura 5.23. c) y d)) los aumentos corresponden a 102 mm y 92 mm en estos escenarios, correspondientemente.

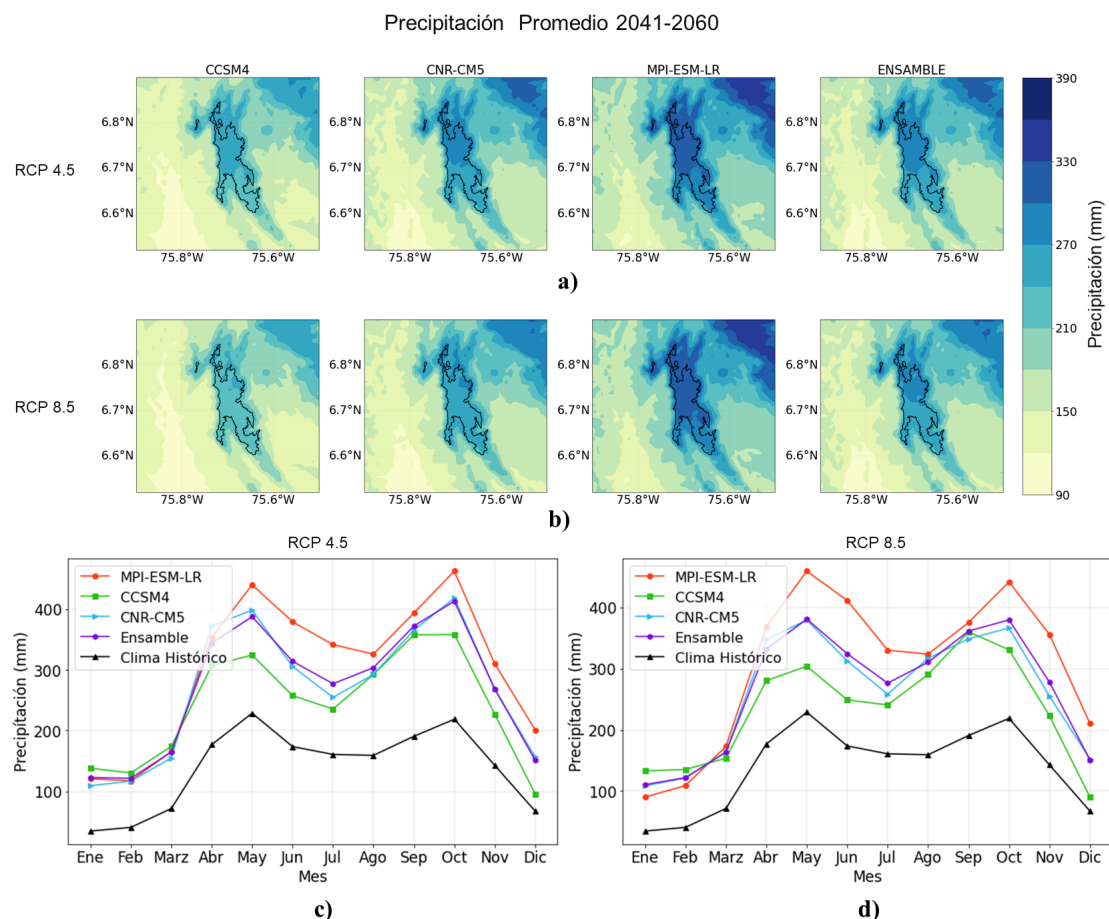


FIGURA 5.22: Proyecciones por modelo para la precipitación promedio en el periodo 2041-2060. a) Distribución espacial en el RCP 4.5 y b) en el RCP 8.5. c) y d) ciclo medio anual en el RCP 4.5 y RCP 8.5, respectivamente.

Todos los modelos analizados coinciden en aumentos de la precipitación en todos los escenarios y periodos de análisis, con incrementos superiores a los 92 mm (Figuras 5.22, 5.23 c) y d)); sin embargo, todos los modelos no siguen el mismo patrón para cada escenario, por ejemplo, el modelo CCSM4 proyecta los mayores aumentos para el RCP 4.5 durante 2041-2060 y los menores en el RCP 8.5 en el periodo 2061-2080, mientras que el modelo MPI-ESM-LR proyecta los menores aumentos en el RCP 4.5 para 2041-2060 y los mayores para el RCP 8.5 del periodo 2061-2080.

Las diferencias antes mencionadas relacionadas con los patrones de precipitación que se evidencian en las proyecciones de cada modelo, pueden ser el resultado de la dificultad que presentan los modelos climáticos de circulación general para representar variables como la precipitación en terrenos que presentan topografía compleja, como es el caso de la región Andina (Buytaert et al., 2009; Buytaert & Bievre, 2012; Urrutia & Vuille, 2009).

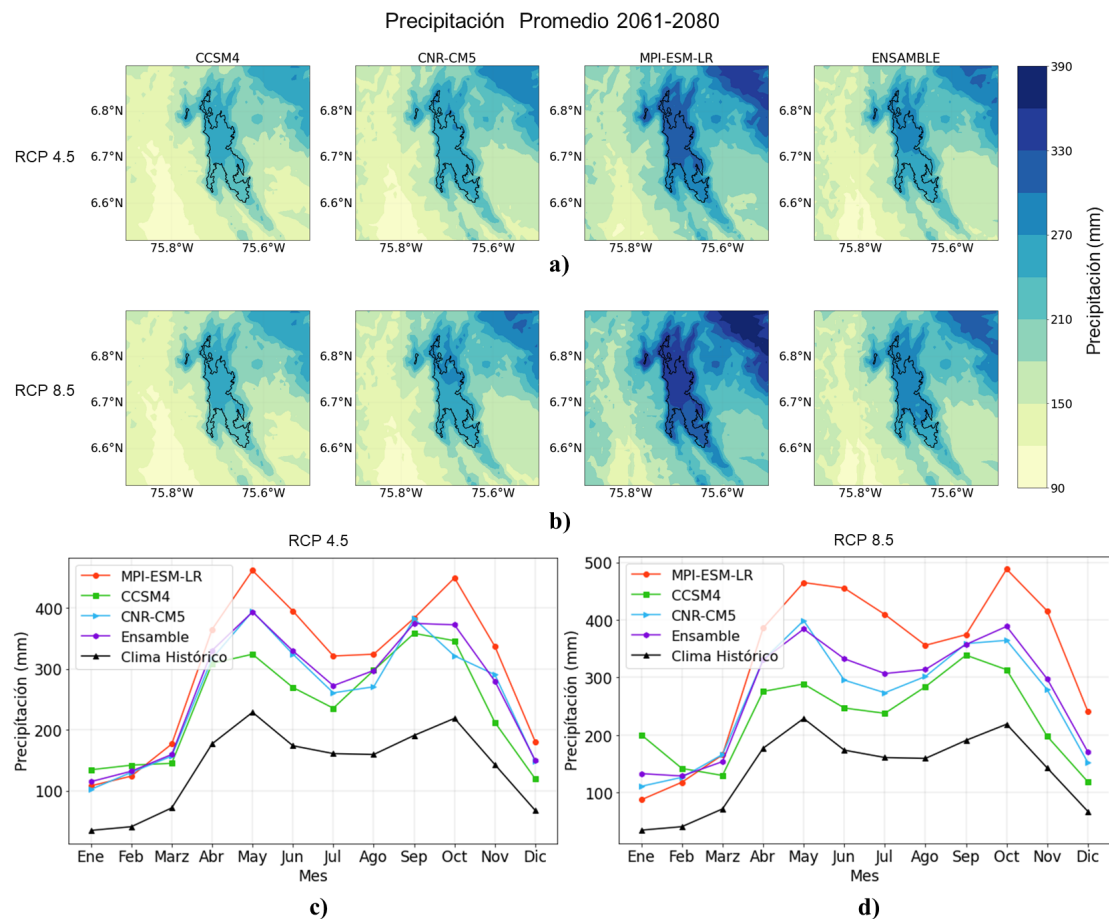


FIGURA 5.23: Proyecciones por modelo para la precipitación promedio en el periodo 2061-2080. a) Distribución espacial en el RCP 4.5 y b) en el RCP 8.5. c) y d) ciclo medio anual en el RCP 4.5 y RCP 8.5, respectivamente.

En el ensamble realizado para la precipitación promedio (Figuras 5.22 y 5.23), las mayores precipitaciones se presentan en el norte del páramo y los aumentos proyectados respecto al clima histórico son de 131 mm en el RCP 4.5 y de 127 mm en el RCP 8.5 del primer periodo (Figuras 5.22. c) y d)). Para el segundo periodo se presentan incrementos promedios de 128 mm y 136 mm para estos escenarios, respectivamente (Figuras 5.23. c) y d)).

Así mismo, en el ensamble multimodelo de la precipitación para cada estación del año, representado en la figura 5.24 para el periodo 2041-2060 y en la figura 5.25 para el periodo 2061-2080, se observa que las menores precipitaciones son proyectadas para la primera época seca de diciembre, enero y febrero con aumentos promedio de 84 mm para el RCP 4.5 y de 80 mm en el RCP 8.5 durante el primer periodo, mientras que para el segundo periodo, los incrementos corresponden a 84 mm y 96 mm para el RCP 4.5 y el RCP 8.5, respectivamente. En contraste, las precipitaciones promedio más altas se proyectan para la época de septiembre, octubre y noviembre donde los aumentos alcanzan la mayor magnitud en el escenario RCP 4.5 del periodo 2041-2060 con un valor

de 167 mm y los menores aumentos en el RCP 8.5 de este mismo periodo con un valor de 155 mm.

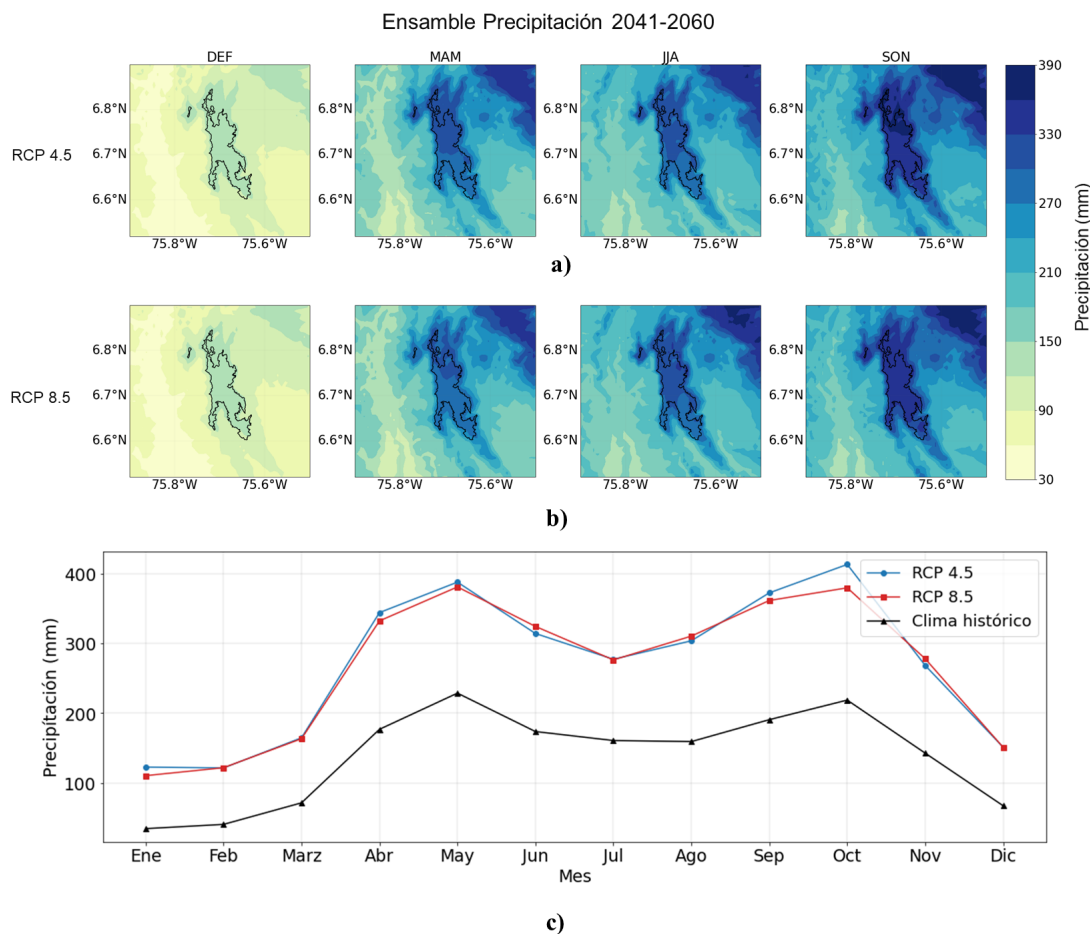


FIGURA 5.24: Proyecciones del ensamble por estación para la precipitación en el periodo 2041-2060. a) RCP 4.5, b) RCP 8.5 y c) ciclo anual para cada escenario.

Para el periodo 2041-2060 se puede observar en la figura 5.24. c), que la diferencia de las proyecciones entre el escenario RCP 4.5 y RCP 8.5 no es muy alta, ya que en promedio la precipitación aumenta 4 mm más en el escenario RCP 4.5 que en el escenario RCP 8.5. Algo similar se observa para el periodo 2061-2080 (Figura 5.25. c)) donde las diferencias entre ambos escenarios no son muy altas, debido a que, para este periodo el mayor aumento promedio se da en el RCP 8.5 con aproximadamente 8 mm más que en el RCP 4.5.

#### 5.4. Efectos sobre el recurso hídrico

Según los anteriores resultados del análisis de tendencias y las proyecciones bajo los escenarios RCP 4.5 y RCP 8.5 para la temperatura máxima, mínima y la precipitación; el Páramo de Belmira podría experimentar un calentamiento y los patrones de precipitación podrían cambiar en el futuro. Sin embargo, no es posible predecir con certeza los efectos



que estos cambios podrían generar sobre el recurso hídrico, ya que aún existe una alta incertidumbre sobre los efectos que dichas variaciones podrían causar sobre los procesos hidrológicos en estos ecosistemas (Cárdenas-Agudelo, 2016; Hofstede et al., 2003; Young et al., 2011). Lo anterior se debe en parte a la poca información existente sobre el funcionamiento hidrológico de los páramos (Buytaert et al., 2009; Young et al., 2011); además, la topografía compleja de los Andes dificulta la proyección de los Modelos de Circulación General, sobre las variables hidroclimatológicas especialmente para la precipitación, como también al bajo número de estaciones con información histórica disponible en estas regiones montañosas (Anderson et al., 2011a; Bradley et al., 2006; Buytaert et al., 2009; Buytaert & Bievre, 2012; Pabón-Caicedo et al., 2020; Urrutia & Vuille, 2009). A pesar de ello, varios autores concuerdan con esperar que estos cambios en las variables hidroclimatológicas generen afectaciones en la capacidad de regulación y provisión hídrica de los páramos, lo cual podría afectar la seguridad hídrica de las poblaciones que dependen de estos ecosistemas (Anderson et al., 2011a; Buytaert et al., 2006b; Buytaert & Bievre, 2012; Castaño, 2002; Cresso et al. 2020; Flores-López et al. 2016; Ruíz et al. 2011; Urrutia & Vuille, 2009).

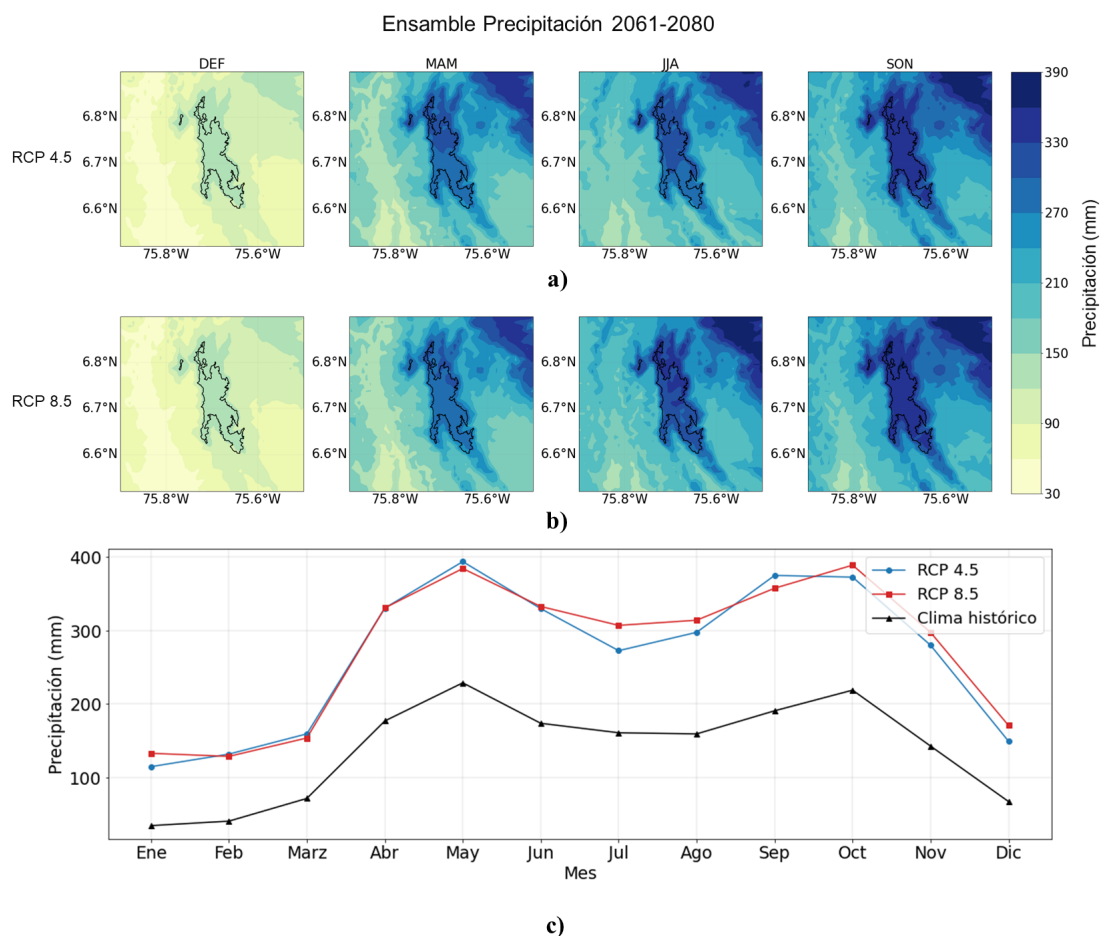


FIGURA 5.25: Proyecciones del ensamble por estación para la precipitación en el periodo 2061-2080. a) RCP 4.5, b) RCP 8.5 y c) ciclo anual para cada escenario.

Uno de los impactos esperados con el aumento de la temperatura es la afectación en la

capacidad de regulación y almacenamiento hídrico de los suelos (Foster, 2001; Gutiérrez & Medrano, 2019), debido a las propiedades antes descritas que estos presentan, a su alto contenido de materia orgánica y a las bajas tasas de descomposición (ver sección 3.2); por lo cual, aumentos en la temperatura, como también disminuciones en la precipitación, podrían afectar sus propiedades hidráulicas, ya que se pueden acelerar las tasas de descomposición de la materia orgánica hasta en un 10 %, con un aumento de la temperatura de 1°C (Gutiérrez & Medrano, 2019; Salinas et al., 2011), además podría aumentar la contracción y el desarrollo de la hidrofobicidad del suelo (Buytaert et al., 2006b). Dichos cambios podrían afectar la capacidad de regulación hídrica de los suelos de páramo debido a la relación del contenido de materia orgánica, la porosidad y la retención de humedad de estos con dicha función, disminuyendo así su capacidad de almacenar y liberar agua de forma lenta a los ríos (Anderson et al., 2011a; Buytaert et al., 2006b).

El aumento de la temperatura podría provocar a su vez, un incremento en las tasas de evapotranspiración en estos ecosistemas (Buytaert et al., 2006b; Buytaert & Bievre, 2012; Ruíz et al., 2011), alcanzando aumentos entre el 10 % y 20 %, lo cual podría dar lugar a una reducción en la producción de agua de los páramos (Vuille, 2013), la escorrentía y la recarga de acuíferos (Buytaert & Bievre, 2012). Esta reducción podría generar un déficit en el agua disponible para el abastecimiento de las comunidades que dependen de estos ecosistemas (Buytaert & Bievre, 2012; Gutiérrez & Medrano, 2019; Ruíz et al., 2011). Así mismo, el aumento de la temperatura podría llevar a una disminución del oxígeno disuelto en las fuentes de agua y favorecer la eutrofización, dando lugar a afectaciones en la calidad del agua (Anderson et al., 2011a).

Otro de los factores que afecta el comportamiento de los páramos es su cobertura (Cárdenas-Agudelo, 2016), la cual puede sufrir cambios debido al aumento de la temperatura, provocando una migración ascendente de especies vegetales de baja altitud, lo que podría reducir el área de los páramos (Ruíz et al., 2011; Larsen et al., 2011). Así mismo, otras especies vegetales representativas de los páramos, podrían sufrir un impacto negativo e incluso llegar a la extinción por una imposibilidad de migrar, debido a las condiciones extremas a las que están acostumbradas, dando lugar a una reducción en el área total de páramos (Cárdenas-Agudelo, 2016; Ruíz et al., 2011; Young et al., 2011). Un ejemplo de esto es el estudio de Tovar et al. (2013), donde encontró una disminución aproximada de 31.4 % de la extensión de páramo para el año 2039 bajo escenarios de cambio climático, debido principalmente al poco espacio que tienen las especies de páramo para ascender.

A pesar de lo anterior, los efectos que podría generar el movimiento de las especies vegetales sobre el recurso hídrico aún son ambiguos, ya que dependen en gran medida de la vegetación que podría reemplazar la cobertura de páramo (Buytaert et al., 2006b). En contraste, se tienen otros estudios como Leon-García & Lasso (2019), en el cual encontraron que las especies adultas de páramo presentan una alta tolerancia al calor, lo que significa que aumentos en la temperatura no llevará precisamente a cambios en la distribución o a la extinción de las especies de páramo, además hallaron que los rangos

de temperatura en los cuales el aparato fotosintético presentaría daños irreversibles están entre 45.4°C y 53.9°C.

Por otro lado, los cambios en la precipitación podrían afectar directamente la disponibilidad de agua (Buytaert et al., 2006b), una disminución de esta junto con aumentos de temperatura podría reducir drásticamente la disponibilidad del recurso hídrico, debido al aumento en las tasas de evapotranspiración (Buytaert et al., 2006b). Mas aún, un aumento de la precipitación vertical respecto a la precipitación horizontal, característica de estas regiones, podría afectar la capacidad de retención y filtración de agua en el páramo (Anderson et al., 2011a). Así mismo, un aumento de la precipitación podría compensar el incremento de las tasas de evapotranspiración generadas por el aumento de la temperatura, lo cual podría resultar en una reducción neta de la escorrentía (Buytaert et al., 2006b; Correa et al., 2020).

## Sección 6

# Conclusiones

Debido a las características del Páramo de Belmira, este es considerado el mayor productor de agua del Sistema de Páramos y Bosques Altoandinos del Noroccidente Medio Antioqueño; así mismo, representa una importante fuente de agua dulce para el departamento de Antioquia, ya que abastece a los municipios ubicados en los alrededores del páramo, como también a municipios que se encuentran en el Valle de Aburrá. Además, sus aguas surten el Embalse Riogrande II del Sistema de Aprovechamiento Múltiple del Río Grande que es aprovechado para el abastecimiento de agua potable y la producción de energía.

Los resultados del análisis de tendencias de la temperatura máxima y mínima indican pendientes positivas y significativas para las series mensuales, con aumentos de  $0.19^{\circ}\text{C}/\text{década}$  para la temperatura máxima y de  $0.31^{\circ}\text{C}/\text{década}$  para la temperatura mínima; sin embargo, para las series anuales, estas tendencias no son significativas. Por el contrario, para la precipitación se encontró una disminución a razón de  $0.24\text{ mm}/\text{década}$ , no obstante, estas pendientes fueron no significativas tanto para las series mensuales como anuales.

Las proyecciones futuras bajo escenarios de cambio climático indican aumentos tanto para la temperatura máxima como para la temperatura mínima en los escenarios RCP 4.5 y RCP 8.5, siendo mayores en el último escenario. Para la temperatura máxima se evidencian aumentos promedio respecto al clima histórico de  $1.14^{\circ}\text{C}$  para el RCP 4.5 y de  $1.68^{\circ}\text{C}$  para el RCP 8.5 en el periodo 2041-2060, mientras que para el 2061-2080, los aumentos corresponden a magnitudes de  $1.49^{\circ}\text{C}$  y  $2.61^{\circ}\text{C}$  para estos escenarios, respectivamente. En la temporada seca de diciembre, enero y febrero, se encontraron los mayores aumentos de la temperatura máxima, los cuales podrían superar los  $2^{\circ}\text{C}$  para el RCP 8.5 en los dos periodos de análisis. Para el caso de la temperatura mínima, los aumentos respecto al clima base, son menores a los proyectados para la temperatura máxima, en este caso, los incrementos promedio corresponden a valores de  $0.26^{\circ}\text{C}$  y  $0.77^{\circ}\text{C}$  para el primer periodo en el RCP 4.5 y 8.5 respectivamente, y de  $0.59^{\circ}\text{C}$  para el RCP 4.5 y  $1.68^{\circ}\text{C}$  en el RCP 8.5 para el segundo periodo. A su vez, los mayores aumentos de la temperatura mínima son proyectados para la segunda temporada seca

que se presenta en los meses de junio, julio y agosto donde se proyectan aumentos de  $0.44^{\circ}\text{C}$  para el RCP 4.5 y de  $0.96^{\circ}\text{C}$  en el RCP 8.5 para el primer periodo; para el segundo periodo estos aumentos alcanzan los  $0.77^{\circ}\text{C}$  en el RCP 4.5 y los  $1.85^{\circ}\text{C}$  en el RCP 8.5.

Si bien se encontraron pendientes negativas para la precipitación en el análisis de tendencias de las series históricas, las proyecciones futuras indican que esta variable aumentará, tanto en el escenario RCP 4.5 como en el RCP 8.5, en un promedio de 130 mm; sin embargo, no se presenta un patrón claro de incremento de esta variable en los escenarios analizados, más aún, la diferencia en la precipitación promedio entre ambos escenarios fue de 4 mm para el primer periodo y de aproximadamente 8 mm para el segundo periodo de análisis. Estas diferencias entre las tendencias y las proyecciones de la precipitación pueden reflejar las limitaciones que presentan los modelos de circulación general para predecir variables como la precipitación en regiones de topografía compleja como los Andes.

A pesar de que el Páramo de Belmira podría sufrir un calentamiento, lo cual se evidencia en el aumento proyectado en la temperatura máxima y mínima, no es claro cómo se puede ver afectado el funcionamiento hidrológico de este ecosistema. Muchos autores coinciden en que, con aumentos de la temperatura, puede reducirse el rendimiento y la regulación hídrica de los páramos, debido a un aumento en las tasas de evapotranspiración, a afectaciones en la capacidad de retención y regulación hídrica de los suelos por un incremento en las tasas de descomposición de la materia orgánica, como también por cambios en la composición de la vegetación. No obstante, aún existe una alta incertidumbre sobre estos efectos, que también se encuentran respecto a los cambios en los patrones de precipitación, esto debido al poco conocimiento del comportamiento hidrológico de estos ecosistemas, la carencia de datos históricos y las dificultades para realizar proyecciones de las variables climáticas bajo escenarios de cambio climático en esta región. Debido a lo anterior, es de suma importancia emprender estudios que proporcionen un mejor entendimiento del comportamiento hidrológico de los páramos, como también de la respuesta que podría presentar cada componente de estos ecosistemas frente al cambio climático, ya que este conocimiento podría facilitar la toma de decisiones para crear planes y/o estrategias de mitigación y adaptación más acertados frente al cambio climático; además, un mayor conocimiento de este ecosistema permitiría mejorar los planes de protección y uso de los servicios ecosistémicos que ofrecen.

Aunque en este trabajo no se realizó un análisis de eventos extremos, evaluar las tendencias en estos, también podría ayudar a predecir las condiciones climáticas futuras del Páramo de Belmira, ya que como se mostró en el espectro de potencia para la temperatura máxima, mínima, y la precipitación, el fenómeno ENSO tiene influencia sobre este páramo y varios estudios han mostrado que durante los eventos El Niño o La Niña se pueden generar eventos extremos de precipitación o sequías.

# Bibliografía

Abatzoglou, J. T., Dobrowski, S. Z., Parks, S. A., & Hegewisch, K. C. (2018). TerraClimate, a high-resolution global dataset of monthly climate and climatic water balance from 1958-2015. *Scientific Data*, 5(1), 1–12. <https://doi.org/10.1038/sdata.2017.191>

Álvarez-Hincapié, C. F., Clavijo, A., Rojas, H., Uribe, S., Pyrcz, T. W., & Marín, M. A. (2017). Aporte del área de influencia del Páramo de Belmira (Santa Inés) a la diversidad regional de Pronophilina (Lepidoptera: Satyrinae) del norte de los Andes. *Revista Mexicana de Biodiversidad*. <https://doi.org/10.1016/j.rmb.2017.03.007>

Anderson, E. P., Marengo, J., Villalba, R., Halloy, S., Young, B., Cordero, D., Gast, F., Jaimes, E., & Ruiz, D. (2011a). Consequences of climate change for ecosystems and ecosystem services in the tropical Andes. *Climate change and biodiversity in the tropical Andes*, 1, 1-18. <https://core.ac.uk/download/pdf/48017894.pdfpage=14>

Anderson, E. P., Encalada, A. C., Maldonado-Ocampo, J. A., McClain, M. E., Ortega, H., & Wilcox, B. P. (2011b). Environmental flows: a concept for addressing effects of river alterations and climate change in the Andes. *Climate change and biodiversity in the tropical Andes*, 326-338. <https://core.ac.uk/download/pdf/48017894.pdfpage=339>

Andres, N., Galdos, F. V., Sven, W., Casimiro, L., Zappa, M., & Vegas Galdos, F. (2014). Water resources and climate change impact modelling on a daily time scale in the Peruvian Andes. *Hydrological Sciences Journal*, 59(11), 2043–2059. <https://doi.org/10.1080/02626667.2013.862336>

Arias-López, L.A. (1995). El relieve de la zona central de Antioquia: un palimpsesto de eventos tectónicos y climáticos. *Revista Facultad de Ingeniería Universidad de Antioquia*, (10), 9-24. <https://revistas.udea.edu.co/index.php/ingenieria/article/view/325539>

Bradley, R. S., Vuille, M., Diaz, H. F., & Vergara, W. (2006). Threats to water supplies in the tropical andes. In *Science* (Vol. 312, Issue 5781, pp. 1755–1756). American Association for the Advancement of Science. <https://doi.org/10.1126/science.1128087>

Brivio, F., Zurmühl, M., Grignolio, S., von Hardenberg, J., Apollonio, M., & Ciuti, S. (2019). Forecasting the response to global warming in a heat-sensitive species. *Scientific Reports*, 9(1), 1–16. <https://doi.org/10.1038/s41598-019-39450-5>

- Buytaert, W., & Bievre, B. De. (2012). Water for cities: The impact of climate change and demographic growth in the tropical Andes. *Water Resources Research*, 48(8), 1–13. <https://doi.org/10.1029/2011WR011755>
- Buytaert, W., Vuille, M., Dewulf, A., Urrutia, R., Karmalkar, A., & Célleri, R. (2010). Uncertainties in climate change projections and regional downscaling in the tropical Andes: Implications for water resources management. *Hydrology and Earth System Sciences*, 14(7), 1247–1258. <https://doi.org/10.5194/hess-14-1247-2010>
- Buytaert, W., Wyseure, G., De Bièvre, B., Deckers, J. (2005). The effect of land-use changes on the hydrological behaviour of Histic Andosols in south Ecuador. *Hydrological Processes*, 19(20), 3985–3997. <https://doi.org/10.1002/hyp.5867>
- Buytaert, Wouter, Célleri, R., De Bièvre, B., Cisneros, F., Wyseure, G., Deckers, J., & Hofstede, R. (2006b). Human impact on the hydrology of the Andean páramos. *Earth-Science Reviews*, 79(1–2), 53–72. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2006.06.002>
- Buytaert, Wouter, Célleri, R., & Timbe, L. (2009). Predicting climate change impacts on water resources in the tropical Andes: Effects of GCM uncertainty. *Geophysical Research Letters*, 36(7), n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2008GL037048>
- Buytaert, Wouter, Iñiguez, V., & Bièvre, B. De. (2007). The effects of afforestation and cultivation on water yield in the Andean páramo. *Forest Ecology and Management*, 251(1–2), 22–30. <https://doi.org/10.1016/j.foreco.2007.06.035>
- Buytaert, W., Célleri, R., De Bièvre, B., & Cisneros, F. (2006a). Hidrología del páramo andino: propiedades, importancia y vulnerabilidad. Cuenca. [http://www.paramo.org/files/hidrologia\\_paramo.pdf](http://www.paramo.org/files/hidrologia_paramo.pdf).
- Cárdenas-Agudelo, M. F. (2016). *Ecohydrology of paramos in Colombia: Vulnerability to climate change and land use* [ tesis de doctorado, Universidad Nacional de Colombia]. Repositorio Institucional UN. <https://repositorio.unal.edu.co/handle/unal/59136>
- Cárdenas, M. F., Tobón, C., Rock, B. N., & del Valle, J. I. (2018). Ecophysiology of frailejones (*Espeletia* spp.), and its contribution to the hydrological functioning of páramo ecosystems. *Plant Ecology*, 219(2), 185–198. <https://doi.org/10.1007/s11258-017-0787-x>
- Castaño-Uribe, C. (2002). *Páramos y ecosistemas Alto Andinos de Colombia en condición de HotSpot y Global Climatic Tensor*. Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales, IDEAM. Bogotá, D. C. <http://documentacion.ideam.gov.co/openbiblio/bvirtual/000689/000689.htm>
- Castañeda-Riascos, I. M. (2013). Paleoecología de Alta Resolución del Holoceno (11000 años), en el Páramo de Belmira, Antioquia (Colombia). [tesis de Grado Maestría, Universidad Nacional de Colombia] , pp.131. <https://repositorio.unal.edu.co/bitstream/handle/unal/21042/43250394.pdf?sequence=1&isAllowed=y>

Célleri, R., & Feyen, J. (2009). The Hydrology of Tropical Andean Ecosystems: Importance, Knowledge Status, and Perspectives. *Mountain Research and Development*, 29(4), 350–355. <https://doi.org/10.1659/mrd.00007>

Corantioquia. (1999). *Conservación, Ordenamiento y Manejo del Sistema de Páramos y Bosques Altoandinos del Noroccidente Medio Antioqueño: Vol. I*. [https://www.corantioquia.gov.co/ciadoc/FLORA/AIRNR\\_FLORA44Reg1999\\_Tomo1.pdf](https://www.corantioquia.gov.co/ciadoc/FLORA/AIRNR_FLORA44Reg1999_Tomo1.pdf)

Correa, A., Ochoa-Tocachi, B. F., Birkel, C., Ochoa-Sánchez, A., Zogheib, C., Tovar, C., & Buytaert, W. (2020). A concerted research effort to advance the hydrological understanding of tropical páramos. *Hydrological Processes*, 34(24), 4609–4627. <https://doi.org/10.1002/hyp.13904>

Cresso, M., Clerici, N., Sanchez, A., & Jaramillo, F. (2020). Future Climate Change Renders Unsuitable Conditions for Paramo Ecosystems in Colombia. *Sustainability*, 12(20), 8373. <https://doi.org/10.3390/su12208373>

Diaz-Granados MA, Navarrete JD, Suarez T. (2005). Páramos: hidrosistemas sensibles. *Revista de Ingeniería*, vol. 22. Bogotá (Colombia): Facultad de Ingeniería, Universidad de Los Andes, 64–75. <https://www.redalyc.org/pdf/1210/121014219007.pdf>

Duan, Z., Liu, J., Tuo, Y., Chiogna, G., & Disse, M. (2016). Evaluation of eight high spatial resolution gridded precipitation products in Adige Basin (Italy) at multiple temporal and spatial scales. *Science of the Total Environment*, 573, 1536–1553. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2016.08.213>

Eguiguren-Velepucha, P. A., Chamba, J. A. M., Aguirre Mendoza, N. A., Ojeda-Luna, T. L., Samaniego-Rojas, N. S., Furniss, M. J., Howe, C., & Aguirre Mendoza, Z. H. (2016). Tropical ecosystems vulnerability to climate change in southern Ecuador. *Tropical Conservation Science*, 9(4), 194008291666800. <https://doi.org/10.1177/1940082916668007>

Edenhofer, O., R. Pichs-Madruga, Y. Sokona, E. Farahani, S. Kadner, K. Seyboth, A. Adler, I. Baum, S. Brunner, P. Eickemeier, B. Kriemann, J. Savolainen, S. Schlömer, C. von Stechow, T. Zwickel & J.C. Minx (2014). Technical Summary. In: *Climate Change 2014: Mitigation of Climate Change. Contribution of Working Group III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA. [https://www.ipcc.ch/site/assets/uploads/2018/02/ipcc\\_wg3\\_ar5\\_technical\\_summary.pdf](https://www.ipcc.ch/site/assets/uploads/2018/02/ipcc_wg3_ar5_technical_summary.pdf)

Farley, K. A., Kelly, E. F., & Hofstede, R. G. M. (2004). Soil organic carbon and water retention after conversion of grasslands to pine plantations in the Ecuadorian Andes. *Ecosystems*, 7(7), 729–739. <https://doi.org/10.1007/s10021-004-0047-5>

Flores-López, F., Galaitzi, S. E., Escobar, M., & Purkey, D. (2016). Modeling of Andean páramo ecosystems' hydrological response to environmental change. *Water (Switzerland)*, 8(3). <https://doi.org/10.3390/w8030094>



- Foster, P. (2001). The potential negative impacts of global climate change on tropical montane cloud forests. *Earth-Science Reviews*, 55(1–2), 73–106. [https://doi.org/10.1016/S0012-8252\(01\)00056-3](https://doi.org/10.1016/S0012-8252(01)00056-3)
- Funk, C., Peterson, P., Landsfeld, M., Pedreros, D., Verdin, J., Shukla, S., Husak, G., Rowland, J., Harrison, L., Hoell, A., & Michaelsen, J. (2015). The climate hazards infrared precipitation with stations - A new environmental record for monitoring extremes. *Scientific Data*, 2(1), 1–21. <https://doi.org/10.1038/sdata.2015.66>
- Gocic, M., & Trajkovic, S. (2013). Analysis of changes in meteorological variables using Mann-Kendall and Sen's slope estimator statistical tests in Serbia. *Global and Planetary Change*, 100, 172–182. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2012.10.014>
- González-Zeas, D., Erazo, B., Lloret, P., De Bièvre, B., Steinschneider, S., & Dangles, O. (2019). Linking global climate change to local water availability: Limitations and prospects for a tropical mountain watershed. *Science of the Total Environment*, 650, 2577–2586. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2018.09.309>
- Graham, C. H., Loisel, B. A., Velásquez-Tibatá, J., & Cuesta, F. (2011). Species distribution modeling and the challenge of predicting future distributions. *Climate change and biodiversity in the Tropical Andes, Inter-American Institute for Global Change Research (IAI) and Scientific Committee on Problems of the Environment. Sao José dos Campos, Brazil*, 295–310. <https://core.ac.uk/download/pdf/48017894.pdfpage=308>
- Gustavsson, T., Karlsson, M., Bogren, J., & Lindqvist, S. (1998). Development of temperature patterns during clear nights. *Journal of Applied Meteorology*, 37(6), 559–571. [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(1998\)037<0559:DOTPDC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(1998)037<0559:DOTPDC>2.0.CO;2)
- Guzmán, P., Batelaan, O., Huysmans, M., & Wyseure, G. (2015). Comparative analysis of baseflow characteristics of two Andean catchments, Ecuador. *Hydrological Processes*, 29(14), 3051–3064. <https://doi.org/10.1002/hyp.10422>
- Gutiérrez-Salazar, P., & Medrano-Vizcaíno, P. (2019). The effects of climate change on decomposition processes in andean paramo ecosystem—synthesis, a systematic review. *Applied Ecology and Environmental Research*, 17(2), 4957–4970. <http://www.dspace.uce.edu.ec/handle/25000/17862>
- Harden, C. P., Hartsig, J., Farley, K. A., Lee, J., & Bremer, L. L. (2013). Effects of Land-Use Change on Water in Andean Páramo Grassland Soils. *Annals of the Association of American Geographers*, 103(2), 375–384. <https://doi.org/10.1080/00045608.2013.754655>
- Hijmans, R. J., Cameron, S. E., Parra, J. L., Jones, P. G., & Jarvis, A. (2005). Very high resolution interpolated climate surfaces for global land areas. *International Journal of Climatology*, 25(15), 1965–1978. <https://doi.org/10.1002/joc.1276>
- Hofstede, R., Mena, P., & Segarra, P. (2003). Los páramos del mundo. Proyecto Atlas Mundial de los Páramos. Global Peatland Initiative/NC-IUCN/EcoCiencia, Quito. [https://www.portalces.org/sites/default/files/references/038\\_Hofstede](https://www.portalces.org/sites/default/files/references/038_Hofstede)

Hole, D. G., Willis, S. G., Pain, D. J., Fishpool, L. D., Butchart, S. H. M., Collingham, Y. C., Rahbek, C., & Huntley, B. (2009). Projected impacts of climate change on a continent-wide protected area network. *Ecology Letters*, 12(5), 420–431. <https://doi.org/10.1111/j.1461-0248.2009.01297.x>

Hole, D. G., Young, K. R., Seimon, A., Wichtendahl, C. G., Hoffmann, D., Paez, K. S., Sanchez, S., Muchoney, D., Grau, R. H., & Ramirez, E. (2011). Adaptive management for biodiversity conservation under climate change—A tropical Andean perspective. *Climate Change and Biodiversity in the Tropical Andes*, 2, 19-43. <https://core.ac.uk/download/pdf/48017894.pdfpage=32>

Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales, IDEAM. (2016). *Impacto del fenómeno “El Niño” 2015-2016 en los nevados y alta montaña en Colombia*. <http://www.ideam.gov.co/documents/11769/132669/Impacto+de+El+Ni%C3%B1o+en+la+alta+monta%C3%B1a+colombiana.pdf/dd41d158-0944-41d5-917e-44fdb524e8ea>:text=Para%20el%20periodo%20de%20mayor,en%20su%20superficie%207.6%20metros

IDEAM-UNAL, Variabilidad Climática y Cambio Climático en Colombia, Bogotá, D.C., 2018. <http://documentacion.ideam.gov.co/openbiblio/bvirtual/023778/variabilidad.pdf>

IPCC, 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 [Core Writing Team, R.K. Pachauri and L.A. Meyer (eds.)]. IPCC, Geneva, Switzerland, 151 pp. [https://www.ipcc.ch/site/assets/uploads/2018/05/SYR\\_AR5\\_FINAL\\_full\\_wcover.pdf](https://www.ipcc.ch/site/assets/uploads/2018/05/SYR_AR5_FINAL_full_wcover.pdf)

IPCC, 2018: Global Warming of 1.5°C. An IPCC Special Report on the impacts of global warming of 1.5°C above pre-industrial levels and related global greenhouse gas emission pathways, in the context of strengthening the global response to the threat of climate change, sustainable development, and efforts to eradicate poverty [Masson-Delmotte, V., P. Zhai, H.-O. Pörtner, D. Roberts, J. Skea, P.R. Shukla, A. Pirani, W. Moufouma-Okia, C. Péan, R. Pidcock, S. Connors, J.B.R. Matthews, Y. Chen, X. Zhou, M.I. Gomis, E. Lonnoy, T. Maycock, M. Tignor, and T. Waterfield (eds.)]. In Press. [https://www.ipcc.ch/site/assets/uploads/sites/2/2019/06/SR15\\_Full\\_Report\\_LOW\\_RES.pdf](https://www.ipcc.ch/site/assets/uploads/sites/2/2019/06/SR15_Full_Report_LOW_RES.pdf)

Jiang, Y., Kim, J. B., Still, C. J., Kerns, B. K., Kline, J. D., & Cunningham, P. G. (2018). Inter-comparison of multiple statistically downscaled climate datasets for the Pacific Northwest, USA. *Scientific Data*, 5(1), 1–18. <https://doi.org/10.1038/sdata.2018.16>

Kendall, M.G., 1975. Rank Correlation Methods. Griffin, London, UK.

Knutti, R., Furrer, R., Tebaldi, C., Cermak, J., & Meehl, G. A. (2010). Challenges in combining projections from multiple climate models. *Journal of Climate*, 23(10), 2739–2758. <https://doi.org/10.1175/2009JCLI3361.1>

Larsen, T. H., Brehm, G., Navarrete, H., Franco, P., Gomez, H., Mena, J. L., ... & Canhos, V. (2011). Range shifts and extinctions driven by climate change in the tropical

Andes: synthesis and directions. *Climate change and biodiversity in the tropical Andes*, 47-67. <https://core.ac.uk/download/pdf/48017894.pdfpage=60>

Leon-Garcia, I. V., & Lasso, E. (2019). High heat tolerance in plants from the Andean highlands: Implications for paramos in a warmer world. *PLOS ONE*, *14*(11), e0224218. <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0224218>

Liu, W., Li, P., Duan, W., & Liu, W. (2014). Dry-season water utilization by trees growing on thin karst soils in a seasonal tropical rainforest of Xishuangbanna, Southwest China. *Ecohydrology*, *7*(3), 927–935. <https://doi.org/10.1002/eco.1419>

Llambí, L. D., Soto-W, A., Célleri, R., De Bievre, B., Ochoa, B., & Borja, P. (2012). *Páramos Andinos Ecología, hidrología y suelos de páramos PROYECTO PÁRAMO ANDINO Agosto 2012*. Retrieved March 9, 2021, from [www.flacsoandes.edu.ec](http://www.flacsoandes.edu.ec)

Loarie, S. R., Duffy, P. B., Hamilton, H., Asner, G. P., Field, C. B., & Ackerly, D. D. (2009). The velocity of climate change. *Nature*, *462*(7276), 1052–1055. <https://doi.org/10.1038/nature08649>

Luteyn, J. L. (1999). *Páramos: A checklist of plant diversity, geographical distribution, and botanical literature*. Memoirs of The New York Botanical Garden 84-278. The New York Botanical Garden Press. Bronx. USA. <https://www.nybgshop.org/paramos-a-checklist-of-plant-diversity-geographical-distribution-mem-84>

Mallick, J., Talukdar, S., Alsubih, M., Salam, R., Ahmed, M., Kahla, N. Ben, & Shamimuzzaman, M. (2021). Analysing the trend of rainfall in Asir region of Saudi Arabia using the family of Mann-Kendall tests, innovative trend analysis, and detrended fluctuation analysis. *Theoretical and Applied Climatology*, *143*(1–2), 823–841. <https://doi.org/10.1007/s00704-020-03448-1>

Mann, H. B. (1945). Nonparametric Tests Against Trend. *Econometrica*, *13*(3), 245. <https://doi.org/10.2307/1907187>

McEvoy, S., Haasnoot, M., & Biesbroek, R. (2021). How are European countries planning for sea level rise? *Ocean and Coastal Management*, *203*, 105512. <https://doi.org/10.1016/j.ocecoaman.2020.105512>

Meehl, G. A., Washington, W. M., Arblaster, J. M., Hu, A., Teng, H., Tebaldi, C., Sanderson, B. N., Lamarque, J. F., Conley, A., Strand, W. G., & White, J. B. (2012). Climate system response to external forcings and climate change projections in CCSM4. *Journal of Climate*, *25*(11), 3661–3683. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-11-00240.1>

Meshram, S. G., Singh, V. P., & Meshram, C. (2017). Long-term trend and variability of precipitation in Chhattisgarh State, India. *Theoretical and Applied Climatology*, *129*(3–4), 729–744. <https://doi.org/10.1007/s00704-016-1804-z>

Mokhov, I. I., & Timazhev, A. V. (2015). Model assessment of possible changes of atmospheric blockings in the Northern Hemisphere under RCP

scenarios of anthropogenic forcings. *Doklady Earth Sciences*, 460(1), 63–67. <https://doi.org/10.1134/S1028334X15010122>

Montealegre-Bocanegra, J. E. (2007). *Modelo institucional del IDEAM sobre el efecto climático de los fenómenos El Niño Y La Niña en Colombia*. Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales, IDEAM. Bogotá, D. C. <http://www.ideam.gov.co/documents/21021/440517/Modelo+Institucional+El+Ni%C3%B1o+-+La+Ni%C3%B1a.pdf/232c8740-c6ee-4a73-a8f7-17e49c5edda0>

Montealegre-Bocanegra, J. E. (2009). *Estudio de la variabilidad climática de la precipitación en Colombia asociada a procesos oceánicos y atmosféricos de meso y gran escala*. Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales, IDEAM. Bogotá, D. C. <http://www.ideam.gov.co/documents/21021/21789/Estudio+de+la+variabilidad+clim%C3%A1tica+de+la.pdf/643c4c0e-83d7-414f-b2b4-6953f64078d3>

Montealegre-Bocanegra, J. E. (2014). *Actualización del componente Meteorológico del modelo institucional del IDEAM sobre el efecto climático de los fenómenos El Niño Y La Niña en Colombia, como insumo para el Atlas climatológico*. Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales, IDEAM. Bogotá, D. C. <http://www.ideam.gov.co/documents/21021/440517/Actualizacion+Modelo+Institucional+El+Ni%C3%B1o+-+La+Ni%C3%B1a.pdf/02f5e53b-0349-41f1-87e0-5513286d1d1d>

Morales M., Otero J., Van der Hammen T., Torres A., Cadena C., Pedraza C., Rodríguez N., Franco C., Betancourth J.C., Olaya E., Posada E. y Cárdenas L. (2007). Atlas de páramos de Colombia. Instituto de Investigación de Recursos Biológicos Alexander von Humboldt. Bogotá, D. C. <http://repository.humboldt.org.co/handle/20.500.11761/35044>

Moss, R. H., Edmonds, J. A., Hibbard, K. A., Manning, M. R., Rose, S. K., Van Vuuren, D. P., Carter, T. R., Emori, S., Kainuma, M., Kram, T., Meehl, G. A., Mitchell, J. F. B., Nakicenovic, N., Riahi, K., Smith, S. J., Stouffer, R. J., Thomson, A. M., Weyant, J. P., Wilbanks, T. J. (2010). The next generation of scenarios for climate change research and assessment. In *Nature* (Vol. 463, Issue 7282, pp. 747–756). Nature Publishing Group. <https://doi.org/10.1038/nature08823>

Ochoa-Sánchez, A., Crespo, P., Céleri, R. (2018). Quantification of rainfall interception in the high Andean tussock grasslands. *Ecohydrology*, 11(3), e1946. <https://doi.org/10.1002/eco.1946>

Otaya Burbano, L. A., Vásquez Velásquez, G. L., & Bustamante Carmona, G. de J. (2008). Estimación de la oferta hídrica con información escasa en ecosistemas estratégicos. *Revista Facultad Nacional de Agronomía Medellín*, 61(1), 4366-4380 <https://revistas.unal.edu.co/index.php/refame/article/view/24737>

Pabón-Caicedo, J. D., Arias, P. A., Carril, A. F., Espinoza, J. C., Borrel, L. F., Goubanova, K., Lavado-Casimiro, W., Masiokas, M., Solman, S., & Villalba, R. (2020). Observed

and Projected Hydroclimate Changes in the Andes. In *Frontiers in Earth Science* (Vol. 8, p. 61). Frontiers Media S.A. <https://doi.org/10.3389/feart.2020.00061>

Pabón Caicedo, J. D., & Montealegre Bocanegra, J. E. (2017). *Los fenómenos de El Niño y de La Niña, su efecto climático e impactos socioeconómicos*. [https://repositorio.acefyn.org.co/bitstream/001/113/1/Fenomeno del niño y la niña WEB.pdf](https://repositorio.acefyn.org.co/bitstream/001/113/1/Fenomeno%20del%20niño%20y%20la%20niña%20WEB.pdf)

Patakamuri, S. K., Muthiah, K., & Sridhar, V. (2020). Long-Term Homogeneity, Trend, and Change-Point Analysis of Rainfall in the Arid District of Ananthapuramu, Andhra Pradesh State, India. *Water*, *12*(1), 211. <https://doi.org/10.3390/w12010211>

Pepin, N., Bradley, R. S., Diaz, H. F., Baraer, M., Caceres, E. B., Forsythe, N., Fowler, H., Greenwood, G., Hashmi, M. Z., Liu, X. D., Miller, J. R., Ning, L., Ohmura, A., Palazzi, E., Rangwala, I., Schöner, W., Severskiy, I., Shahgedanova, M., Wang, M. B., ... Yang, D. Q. (2015). Elevation-dependent warming in mountain regions of the world. In *Nature Climate Change* (Vol. 5, Issue 5, pp. 424–430). Nature Publishing Group. <https://doi.org/10.1038/nclimate2563>

Poveda, G., Álvarez, D. M., & Rueda, Ó. A. (2011). Hydro-climatic variability over the Andes of Colombia associated with ENSO: A review of climatic processes and their impact on one of the Earth's most important biodiversity hotspots. In *Climate Dynamics* (Vol. 36, Issues 11–12, pp. 2233–2249). Springer. <https://doi.org/10.1007/s00382-010-0931-y>

Poveda Jaramillo, G. (2006). El clima de Antioquia. *Universidad Nacional de Colombia, Sede Medellín*, *66*, 17–27.

Poveda, G. (2004). La hidroclimatología de Colombia: una síntesis desde la escala inter-decadal hasta la escala diurna. *Revista de la Académica Colombiana de Ciencias*, *28*(107), 201–222.

Rabatel, A., Francou, B., Soruco, A., Gomez, J., Cáceres, B., Ceballos, J. L., Basantes, R., Vuille, M., Sicart, J., Huggel, C., Scheel, M., Lejeune, Y., Arnaud, Y., Collet, M., Condom, T., Consoli, G., Favier, V., Jomelli, V., Galarraga, R., ... Palmas, L. (2013). Current state of glaciers in the tropical Andes: a multi-century perspective on glacier evolution and climate change. *The Cryosphere*, *7*, 81–102. <https://doi.org/10.5194/tc-7-81-2013>

Riahi, K., Rao, S., Krey, V., Cho, C., Chirkov, V., Fischer, G., Kindermann, G., Nakicenovic, N., & Rafaj, P. (2011). RCP 8.5-A scenario of comparatively high greenhouse gas emissions. *Climatic Change*, *109*(1), 33–57. <https://doi.org/10.1007/s10584-011-0149-y>

Rodríguez, A. (2012). Evaluación de las simulaciones de precipitación y temperatura de los modelos climáticos globales del proyecto CMIP5 con el clima presente en Colombia. *Ideam-Meteo*, *34*. <http://fs03eja1.cormagdalena.com.co/nuevaweb/Niveles/Definiciones.pdf>

- Ruíz-Carrascal, D., Maya, M. D. P. A., Elena, M., Lagoueyte, G., & Jaramillo, P. A. Z. (2011). Increased climatic stress on high-Andean ecosystems in the Cordillera Central of Colombia. *About SCOPE*, 182-191. <https://core.ac.uk/download/pdf/48017894.pdf?page=195>
- Salinas, N., Malhi, Y., Meir, P., Silman, M., Roman Cuesta, R., Huaman, J., Salinas, D., Huaman, V., Gibaja, A., Mamani, M., & Farfan, F. (2011). The sensitivity of tropical leaf litter decomposition to temperature: results from a large-scale leaf translocation experiment along an elevation gradient in Peruvian forests. *New Phytologist*, 189(4), 967–977. <https://doi.org/10.1111/j.1469-8137.2010.03521.x>
- Sarmiento Pinzón, C. E., Cadena Vargas, C. E., Sarmiento Giraldo, M. V., & Zapata Jiménez, J. A. (2013). Aportes a la conservación estratégica de los paramos de Colombia: actualización de la cartografía de los complejos de paramo a escala 1:100.000. In *Instituto de Investigación de Recursos Biológicos Alexander von Humboldt*. <http://repository.humboldt.org.co/handle/20.500.11761/31406.XR0GZNq7t58.mendeley>
- Schneider, S. H. (1972). Cloudiness as a Global Climatic Feedback Mechanism: The Effects on the Radiation Balance and Surface Temperature of Variations in Cloudiness. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 29(8), 1413–1422. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1972\)029<1413:caagcfj2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1972)029<1413:caagcfj2.0.co;2)
- Segura, H., Espinoza, J. C., Junquas, C., Lebel, T., Vuille, M., & Garreaud, R. (2020). Recent changes in the precipitation-driving processes over the southern tropical Andes/western Amazon. *Climate Dynamics*, 54(5–6), 2613–2631. <https://doi.org/10.1007/s00382-020-05132-6>
- Sen, P. K. (1968). Estimates of the Regression Coefficient Based on Kendall's Tau. *Journal of the American Statistical Association*, 63(324), 1379–1389. <https://doi.org/10.1080/01621459.1968.10480934>
- Silva, L. (2007). Diagnóstico de bienes y servicios ambientales del Páramo de Belmira. *Instituto de Investigación de Recursos Biológicos Alexander von Humboldt*, 28–36. <http://repository.humboldt.org.co/handle/20.500.11761/31332>
- Stevens, B., Giorgetta, M., Esch, M., Mauritsen, T., Crueger, T., Rast, S., Salzmann, M., Schmidt, H., Bader, J., Block, K., Brokopf, R., Fast, I., Kinne, S., Kornbluh, L., Lohmann, U., Pincus, R., Reichler, T., & Roeckner, E. (2013). Atmospheric component of the MPI-M Earth System Model: ECHAM6. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 5(2), 146–172. <https://doi.org/10.1002/jame.20015>
- Stocker, T. F., Qin, D., Plattner, G. K., Alexander, L. V., Allen, S. K., Bindoff, N. L., ... & Forster, P. (2013). Technical summary. In *Climate change 2013: the physical science basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* (pp. 33-115). *Cambridge University Press* <https://pure.mpg.de/rest/items/item1977530/component/file1977527/content>

- Taylor, K. E., Stouffer, R. J., & Meehl, G. A. (2012). An overview of CMIP5 and the experiment design. In *Bulletin of the American Meteorological Society* (Vol. 93, Issue 4, pp. 485–498). *American Meteorological Society*. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-11-00094.1>
- Thomson, A. M., Calvin, K. V., Smith, S. J., Kyle, G. P., Volke, A., Patel, P., Delgado-Arias, S., Bond-Lamberty, B., Wise, M. A., Clarke, L. E., & Edmonds, J. A. (2011). RCP4.5: A pathway for stabilization of radiative forcing by 2100. *Climatic Change*, *109*(1), 77–94. <https://doi.org/10.1007/s10584-011-0151-4>
- Thomson, M. C., Doblas-Reyes, F. J., Mason, S. J., Hagedorn, R., Connor, S. J., Phindela, T., Morse, A. P., & Palmer, T. N. (2006). Malaria early warnings based on seasonal climate forecasts from multi-model ensembles. *Nature*, *439*(7076), 576–579. <https://doi.org/10.1038/nature04503>
- Tovar, C., Arnillas, C. A., Cuesta, F., & Buytaert, W. (2013). Diverging Responses of Tropical Andean Biomes under Future Climate Conditions. *PLOS ONE*, *8*(5), e63634. <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0063634>
- Urrutia, R., & Vuille, M. (2009). Climate change projections for the tropical Andes using a regional climate model: Temperature and precipitation simulations for the end of the 21st century. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, *114*(2), 1–15. <https://doi.org/10.1029/2008JD011021>
- Vásquez-Cerón, A. (2012). *Biodiversidad agua y cultura en el páramo de Santa Inés*. Instituto de Investigación de Recursos Biológicos Alexander von Humboldt. <http://repository.humboldt.org.co/handle/20.500.11761/31442>
- Vogelmann, H. W. (1973). Fog Precipitation in the Cloud Forests of Eastern Mexico. *BioScience*, *23*(2), 96–100. <https://doi.org/10.2307/1296569>
- Voldoire, A., Sanchez-Gomez, E., Salas y Mélia, D., Decharme, B., Cassou, C., Sénési, S., Valcke, S., Beau, I., Alias, A., Chevallier, M., Déqué, M., Deshayes, J., Douville, H., Fernandez, E., Madec, G., Maisonnave, E., Moine, M. P., Planton, S., Saint-Martin, D., ... Chauvin, F. (2013). The CNRM-CM5.1 global climate model: Description and basic evaluation. *Climate Dynamics*, *40*(9–10), 2091–2121. <https://doi.org/10.1007/s00382-011-1259-y>
- Von Storch, H., & Navarra, A. (1995). *Analysis of climate variability: Applications of statistical techniques proceedings of an autumn school organized by the Commission of the European Community on Elba from October 30 to November 6, 1993*. Springer Science Business Media.
- Vuille, M., Bradley, R. S., & Keimig, F. (2000). Climate variability in the Andes of Ecuador and its relation to tropical Pacific and Atlantic Sea Surface temperature anomalies. *Journal of Climate*, *13*(14), 2520–2535. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2000\)013;2520:CVITAO;2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2000)013;2520:CVITAO;2.0.CO;2)

Vuille, M. (2013). Climate change and water resources in the tropical Andes. *Inter-American Development Bank*. Vuille, M., Francou, B., Wagnon, P., Juen, I., Kaser, G., Mark, BG, Bradely, RS (2008). *Climate change and tropical Andean glaciers: Past, present and future*. *Earth-Science Reviews*, 89, 7996. [http://www.atmos.albany.edu/facstaff/mathias/pubs/Vuille\\_IDB2013\\_english.pdf](http://www.atmos.albany.edu/facstaff/mathias/pubs/Vuille_IDB2013_english.pdf)

Vuille, Mathias, Franquist, E., Garreaud, R., Lavado Casimiro, W. S., & Cáceres, B. (2015). Impact of the global warming hiatus on Andean temperature. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 120(9), 3745–3757. <https://doi.org/10.1002/2015JD023126>

WMO. (2017). WMO Guidelines on the Calculation of Climate Normals. *WMO-No. 1203*, 1203, 18. [https://library.wmo.int/doc\\_num.php?explnum\\_id=4166](https://library.wmo.int/doc_num.php?explnum_id=4166)

Young, B., Young, K. R., & Josse, C. (2011). Vulnerability of tropical Andean ecosystems to climate change. *Climate change and biodiversity in the tropical Andes*. *SCOPE, IAI*, 170-181. <https://core.ac.uk/download/pdf/48017894.pdfpage=183>