

Evaluación del comportamiento de la evapotranspiración en una unidad hidrográfica no
intervenida de ecosistema de páramo

Viviana Lucía Gómez Ríos
Ingeniera Civil

Trabajo de grado para optar el título de magíster en Ingeniería Civil

Directora
Isabel Cristina Domínguez Rivera
Ingeniera Sanitaria, MSc., PhD.

Codirectora
Sully Gómez Isidro
Ingeniera Civil, MSc., PhD.

Universidad Industrial de Santander
Facultad de Ingenierías Físico-Mecánicas
Escuela de Ingeniería Civil
Maestría en Ingeniería Civil
Bucaramanga
2022

Dedicatoria

A mi papá, q.e.p.d.,
quien me trajo de regreso: a casa, al páramo, (...), a una nueva vida.

Agradecimientos

Profundo agradecimiento a las personas que asesoraron y/o acompañaron el desarrollo de este proyecto de investigación:

A la directora, profesora Isabel Cristina Domínguez Rivera.

A la codirectora, profesora Sully Gómez Isidro.

Al director del grupo GPH, profesor Edgar Ricardo Oviedo Ocaña.

A mis compañeros de posgrado y/o diligentes colaboradores: Arley David, Sebastián, Andrés, Daniela, Juan David y, Ludy.

A las señoras Alba y Miryam y, los señores Alonso y Rodolfo, quienes generosamente permitieron que esta investigación se realizara en inmediaciones de sus viviendas.

A mi mamá, mi tía María Elena y, demás familiares, cuyo amor me mantuvo a viva ante las adversidades.

De igual forma, agradezco a las instituciones que financiaron este proyecto:

A la Universidad Industrial de Santander.

A la Escuela de Ingeniería Civil.

Al Grupo de Investigación en Recursos Hídricos y Saneamiento Ambiental-GPH.

Tabla de Contenido

Introducción	18
1 Planteamiento del problema	20
2 Justificación	22
3 Marco de referencia	24
3.1 Evapotranspiración de referencia	26
3.2 Evapotranspiración derivada del balance de agua	28
4 Objetivos	29
4.1 Objetivo general.....	29
4.2 Objetivos específicos	29
5 Metodología	30
5.1 Zona de estudio	31
5.1.1 Clasificación de pendientes, coberturas y, tipos de vegetación	32
5.1.2 Zonas de análisis y propiedades hidrofísicas de sus suelos	33
5.1.3 Caracterización hidrogeológica	36
5.2 Fase I: Monitoreo hidrometeorológico	37
5.2.1 Caracterización hidroclimática a largo plazo.....	39
5.2.2 Validación de los datos hidrometeorológicos	40
5.2.3 Análisis hidrometeorológico	42
5.3 Fase II: Estimación de la evapotranspiración de referencia	42
5.4 Fase III: Seguimiento de la humedad en el suelo	45
5.4.1 Instrumentación para el seguimiento de la humedad en el suelo	45
5.4.2 Calibración de los coeficientes	47
5.4.3 Caracterización de los contenidos de humedad en el suelo	51
5.4.4 Almacenamiento de humedad en el suelo.....	52
5.5 Fase IV: Estimación de la evapotranspiración derivada del balance hídrico	53
5.5.1 Cambios de almacenamiento de humedad en el suelo	54

5.5.2	Infiltración a estratos más profundos de suelo.....	54
5.5.3	Flujo de escorrentía	55
5.5.4	Otras formas de precipitación.....	56
5.5.5	Discrepancia.....	57
5.6	Síntesis de los periodos de análisis	57
6	Resultados y discusión	58
6.1	Descripción de variables hidrometeorológicas	58
6.1.1	Caracterización hidroclimatológica a largo plazo.....	58
6.1.2	Variaciones hidrometeorológicas	61
6.2	Comparación de la evapotranspiración de referencia	68
6.2.1	Estimaciones horarias y diarias de evapotranspiración de referencia	68
6.2.2	Agregaciones temporales de evapotranspiración de referencia.....	72
6.3	Análisis del contenido y almacenamiento de humedad del suelo	75
6.3.1	Relaciones de calibración: índice de refracción- humedad en el suelo	75
6.3.2	Contenido de humedad en el suelo	79
6.3.3	Almacenamiento de humedad en el suelo.....	84
6.4	Componentes del balance hídrico.....	86
6.4.1	Cambio de almacenamiento de humedad	86
6.4.2	Infiltración a estratos más profundos del suelo.....	87
6.4.3	Flujos de agua derivados del hidrograma	89
6.5	Estimación de la evapotranspiración derivada del balance hídrico.....	94
6.5.1	Evapotranspiración real semanal	94
6.5.2	Evapotranspiración real mensual.....	96
6.5.3	Evapotranspiración real anual	97
6.6	Evaluación del comportamiento de la evapotranspiración.....	98
6.6.1	Escalas temporales para la evaluación de la evapotranspiración real derivada del balance hídrico	99
6.6.2	Evapotranspiración real para arbustivo denso	101
6.6.3	Relación de Budyko	101
6.6.4	Coefficiente de cultivo.....	103

7	Conclusiones.....	104
8	Recomendaciones	107
	Referencias bibliográficas	109

Lista de Tablas

Tabla 1. Coeficientes para el cálculo de la evapotranspiración de referencia.....	27
Tabla 2. Promedios de propiedades hidrofísicas de los suelos por zona de análisis	35
Tabla 3. Contenidos de humedad de la curva de retención de humedad en el suelo.....	36
Tabla 4. Especificaciones de las estaciones de monitoreo hidrometeorológico.....	39
Tabla 5. Ecuaciones para el cálculo de evapotranspiración de referencia	43
Tabla 6. Codificación de los sensores de humedad en el suelo	46
Tabla 7. Calibraciones realizadas por estación.....	49
Tabla 8. Descriptivos estadísticos de variables meteorológicas a largo plazo	60
Tabla 9. Descriptivos estadísticos de variables meteorológicas en la zona de estudio a escala mensual ...	64
Tabla 10. Coeficientes lineales de calibración de los sensores de humedad en el suelo	76
Tabla 11. Ecuaciones de calibración en arbustivo denso.....	77
Tabla 12. Datos faltantes de contenido de humedad en el suelo.....	79
Tabla 13. Comparación entre los promedios de la humedad del suelo referencia respecto a la humedad del suelo monitoreada en este estudio.....	80

Lista de Figuras

Figura 1. Esquema general de la metodología.....	30
Figura 2. Mapa de localización de la zona de estudio	31
Figura 3. Distribución de zonas de análisis	34
Figura 4. Ubicación de las estaciones de monitoreo hidrometeorológico.....	38
Figura 5. Ubicación de las estaciones de monitoreo de humedad en el suelo.....	46
Figura 6. Esquema de instalación de los equipos de monitoreo de humedad en el suelo	47
Figura 7. Línea del tiempo de monitoreo del contenido de humedad del suelo	52
Figura 8. Periodos de monitoreo y análisis	58
Figura 9. Promedios y/o totales mensuales multianuales de variables meteorológicas entre 1991-2020...	59
Figura 10. Lluvia total mensual promedio multianual.....	60
Figura 11. Promedios y/o totales mensuales de variables meteorológicas	63
Figura 12. Rosa de los vientos con promedios horarios	64
Figura 13. Serie de tiempo de lluvia total y rendimiento promedio a escala mensual	67
Figura 14. Promedios y totales horarios por hora de: radiación neta, flujo de calor en el suelo, pendiente de la curva de presión de saturación y, déficit de presión de vapor.....	69
Figura 15. Evapotranspiración de referencia horaria promedio por mes	70
Figura 16. Diferencias entre el cálculo horario y diario de evapotranspiración de referencia	70
Figura 17. Evapotranspiración de referencia total semanal	72
Figura 18. Evapotranspiración de referencia total mensual.....	73
Figura 19. Regresión polinómica de tercer orden para calibración en la zona de arbustivo denso	78
Figura 20. Series de tiempo de contenido de humedad en el suelo a escala horaria	81
Figura 21. Series de tiempo de almacenamiento de humedad en el suelo	84
Figura 22. Almacenamiento de humedad ponderado	85
Figura 23. Cambio de almacenamiento de humedad en el suelo ponderado	87
Figura 24. Infiltración a estratos más profundos del suelo	88
Figura 25. Serie de tiempo de otras formas de precipitación.....	91
Figura 26. Serie de tiempo de flujo de escorrentía	93
Figura 27. Flujos de agua a escala semanal.....	95

Figura 28. Flujos de agua a escala mensual	96
Figura 29. Porcentajes de flujos de agua del balance hídrico respecto a los totales mensuales	97
Figura 30. Balance hídrico a escala anual	98
Figura 31. Relación de Budyko con valores trimestrales	102

Lista de Apéndices

Ver apéndices adjuntos y pueden ser consultados en la base de datos de la Biblioteca UIS

Apéndice A

ESTADO DEL ARTE

- i. Clima de páramo
- ii. Vegetación de páramo
- iii. Suelos de páramo
- iv. Métodos para la estimación de la evapotranspiración aplicados en páramos

Apéndice B

CARACTERIZACIÓN DE LA ZONA DE ESTUDIO

- i. Mapa de clasificación de pendientes
- ii. Mapa de clasificación de coberturas
- iii. Fotografías de las coberturas del suelo
- iv. Variación de las propiedades hidrofísicas del suelo

Apéndice C

ESTACIONES HIDROMETEOROLÓGICAS

- i. Resolución y precisión de las variables monitoreadas
- ii. Fotografías de las estaciones

Apéndice D

CRITERIOS PARA LA EVALUACIÓN DE LA COHERENCIA INTERNA DE DATOS HIDROMETEOROLÓGICOS

Apéndice E

CONSTANTES UTILIZADAS EN EL CÁLCULO DE LA EVAPOTRANSPIRACIÓN DE REFERENCIA

Apéndice F

ESTACIONES DE SEGUIMIENTO DE LA HUMEDAD DEL SUELO

- i. Resolución y precisión de las variables monitoreadas
- ii. Fotografías de las estaciones

Apéndice G

CALIBRACIONES CONTENIDO DE HUMEDAD- ÍNDICE DE REFRACCIÓN

- i. Fotografías antes y después del secado en calibraciones puntuales
- ii. Fotografías durante la calibración continua
- iii. Caracterización de las muestras para calibraciones en natural de baja pendiente (H_bp)
- iv. Caracterización de las muestras para calibraciones en natural de alta pendiente (H_ap)
- v. Caracterización de las muestras para calibraciones en arbustivo denso (H_ad)

Apéndice H

CARACTERIZACIÓN HIDROCLIMÁTICA A LARGO PLAZO

- i. Promedios y/o totales anuales multianuales de variables meteorológicas.

Apéndice I

VALIDEZ DE LOS DATOS HIDROMETEOROLÓGICOS

Apéndice J

CARACTERIZACIÓN HIDROMETEOROLÓGICA

- i. Oscilaciones horarias promedio de las variables meteorológicas para el periodo de análisis
- ii. Rangos intercuartiles de los promedios y/o totales diarios por mes de las variables meteorológicas
- iii. Variaciones mes a mes del recorrido y la dirección del viento
- iv. Histogramas de lluvia total y rendimiento promedio a escala diaria

Apéndice K

EVAPOTRANSPIRACIÓN DE REFERENCIA

- i. Serie de tiempo de evapotranspiración de referencia con promedios y totales diarios

Apéndice L

REGRESIONES LINEALES DE CALIBRACIÓN DE LOS COEFICIENTES

- i. Regresión lineal en natural de baja pendiente (H_bp)
- ii. Regresión lineal en natural de alta pendiente (H_ap)
- iii. Regresión lineal en arbustivo denso (H_ad)

Apéndice M

REGISTROS DE HUMEDAD DEL SUELO

- i. Anomalías en estaciones ubicadas sobre las coberturas de natural de baja y de alta pendiente
- ii. Valores referencia de los contenidos de humedad en el suelo
- iii. Contenidos de humedad en el suelo en natural de baja pendiente (H_{bp}) respecto a arbustivo denso (H_{ad})
- iv. Contenidos de humedad en el suelo en natural de alta pendiente (H_{ap}) respecto a arbustivo denso (H_{ad})
- v. Serie de tiempo de contenido de humedad en el suelo a escala diaria
- vi. Periodos de estiaje en el contenido de humedad en el suelo
- vii. Serie de tiempo de contenido de humedad en el suelo a escala mensual

Apéndice N

ALMACENAMIENTO DE HUMEDAD EN EL SUELO

- i. Comparación entre las observaciones y las estimaciones de humedad en el suelo para la cobertura de natural de baja pendiente
- ii. Comparación entre las observaciones y las estimaciones de humedad en el suelo para la cobertura de natural de alta pendiente
- iii. Serie de tiempo con las estimaciones de almacenamiento de humedad en el suelo.

Apéndice O

CAMBIO DE ALMACENAMIENTO DE HUMEDAD EN EL SUELO EN ARBUSTIVO DENSO

Apéndice P

SEPARACIÓN DE FLUJO BASE DEL FLUJO TOTAL

- i. Temporadas de recesión del hidrograma
- ii. Recesión R1: 2020-2021
- iii. Recesión R2: 2021-2022
- iv. Curva maestra de recesión
- v. Serie de tiempo de flujo base y flujo total

Apéndice Q

ASCENSOS EN EL HIDROGRAMA Y OTRAS SERIES DE TIEMPO

Apéndice R

RELACIÓN LLUVIA-ESCURRIMIENTO

Apéndice S

BALANCE HÍDRICO

- i. Porcentaje de flujos de entrada y salida por meses
- ii. Balance hídrico diario
- iii. Balance hídrico con el cambio de almacenamiento de humedad en el suelo en arbustivo denso

Lista de unidades de medida

<i>Variable</i>	<i>Unidad de medida</i>	<i>Símbolo</i>
Longitud	Metro	m
Área	Metro cuadrado	m ²
Volumen	Litro	L
	Metro cúbico	m ³
Diferencia de potencial	Voltio	V
Masa	Gramo	g
Ángulo	Grados	°
	Radianes	Rad
Energía	Julio	J
Temperatura	Grados Celsius	°C
Humedad relativa	Porcentaje	%
Contenido gravimétrico de humedad	Porcentaje	%
Contenido volumétrico de humedad	Metro cúbico por metro cúbico	m ³ /m ³
	Segundo	s
	Minuto	min
	Hora	h
	Día	d
	Semana	sem
	Mes	mes
	Año	a

Lista de símbolos

<i>Nombre variable y/o constante</i>	<i>Símbolo</i>	<i>Nombre variable y/o constante</i>	<i>Símbolo</i>
Albedo	α	Latitud	φ
Almacenamiento de humedad en el suelo	S	Lluvia	L_l
Ángulo de radiación a la hora de la puesta del sol	ω_s	Longitud de la zona de medición (grados oeste de Greenwich)	L_m
Brillo solar (horas de insolación)	BS	Longitud del centro de la zona de tiempo local (grados oeste de Greenwich)	L_z
Calor específico del aire	c_p	Materia orgánica en el suelo	MO
Calor latente de vaporización	λ	Pendiente de la curva de presión de vapor de saturación	Δ
Capacidad de campo	cc	Permitividad eléctrica	ε
Caudal	Q	Peso (masa)	W
Caudal base	Q_b	Porosidad del suelo	n
Caudal de escorrentía	Q_e	Potencial de Hidrógeno	pH
Caudal subsuperficial	Q_{sub}	Presión atmosférica	P
Cociente del peso molecular del vapor de agua/aire seco	ε	Presión de saturación de vapor a la temperatura del aire	e_s
Coefficiente de determinación	R ²	Presión de vapor real	e_a
Conductividad eléctrica	CE	Profundidad	z
Constante de recesión	α	Punto de marchitez permanente	PM
Constante de Stefan-Boltzmann	σ	Punto de rocío	Pr
Constante solar	G_{sc}	Radiación extraterrestre	R_a
Constante psicrométrica	γ	Radiación neta	R_n
Contenido gravimétrico de humedad en el suelo	CH	Radiación neta solar de onda larga	R_{nl}
Contenido volumétrico de humedad en el suelo	θ	Radiación neta solar de onda corta	R_{ns}
Declinación solar	δ	Radiación solar (medida)	R_s
Déficit de presión de vapor del aire	$e_s - e_a$	Radiación solar en un día despejado	R_{so}
Densidad aparente	DA	Rendimiento	r
Densidad media del aire	ρ_a	Resistencia aerodinámica	r_a
Distancia relativa inversa Tierra-Sol	d_r	Resistencia superficial	r_s
Dirección del viento	dv	Salida de voltaje de los sensores SM150T	V
Escorrentía	E_s	Temperatura (medición)	T
Evapotranspiración	ET	Temperatura máxima	$T_{m\acute{a}x}$
Evapotranspiración de referencia	ET_o	Temperatura media	T_{med}
Evapotranspiración potencial	ET_p	Temperatura mínima	$T_{m\acute{i}n}$
Evapotranspiración derivada del balance de agua	ET_{ba}	Velocidad del viento	u
Flujo del calor en el suelo	G	Volumen	V
Humedad relativa del aire	HR		
Índice de refracción del suelo	K		

Resumen

Título: Evaluación del comportamiento de la evapotranspiración en una unidad hidrográfica no intervenida de ecosistema de páramo¹

Autora: Viviana Lucía Gómez Ríos**

Palabras Clave: evapotranspiración, ecosistema de páramo, balance hídrico, humedad en el suelo.

Descripción:

Los páramos son ecosistemas de gran valor hidrológico por los servicios de abastecimiento y regulación hídrica que proveen. Ante la disyuntiva entre una visión plenamente proteccionista y una en la que se permitan actividades antrópicas en páramos, profundizar en el conocimiento de la evapotranspiración permite valorar los procesos biofísicos que caracterizan al páramo y evaluar escenarios de cambio de uso del suelo. Este proyecto de investigación se desarrolló en una unidad hidrográfica de 11.13 hectáreas sin intervención antrópica ubicada en el páramo de Berlín (Santander). Pese a los avances en la investigación científica es sistemas hidrológicos de páramo, en la zona de estudio no se conocen reportes detallados sobre evapotranspiración. El objetivo general del proyecto fue evaluar el comportamiento de la evapotranspiración en una unidad hidrográfica no intervenida de ecosistema de páramo. Los objetivos específicos fueron: i) comparar la variación temporal de la evapotranspiración de referencia por los métodos de FAO y ASCE-Penman Monteith; ii) analizar la variación del contenido y almacenamiento de humedad del suelo y; iii) estimar la evapotranspiración real mediante el método de balance hídrico. El seguimiento de las variables hidrometeorológicas y de humedad en el suelo se llevó a cabo durante un año y se encontró que: i) la evapotranspiración para la superficie hipotética de referencia de FAO siempre fue superior que la de ASCE, especialmente cuando la radiación neta solar fue máxima; ii) la humedad almacenada en el suelo es un importante ingreso de agua en época de estiaje, aunque a escala anual su aporte al balance hídrico fue bajo y; iii) la evapotranspiración real es el principal flujo de agua del sistema (38% del balance de agua). Estos resultados contribuyen a formular la línea base de futuros estudios que analicen el impacto de las actividades antrópicas y su influencia en la provisión de los servicios hidrológicos del páramo de Berlín.

¹ Trabajo de Grado

** Facultad de Ingenierías Físico-Mecánicas. Escuela de Ingeniería Civil. Directora: Isabel Cristina Domínguez Rivera. Codirectora Sully Gómez Isidro

Abstract

Title: Evaluation of evapotranspiration patterns of a non-intervened catchment in paramo ecosystem²

Author: Viviana Lucía Gómez Ríos**

Key words: evapotranspiration, páramo ecosystem, water balance, soil water content.

Description:

Main hydrological value of páramo ecosystem is due to the water supply and regulation services. Between a fully protectionist vision and a vision in which anthropic interventions are allowed, knowledge on evapotranspiration rates serves to assess to the biophysical processes that characterize páramos, to manages water resources or, to evaluate land use change scenarios. The study area selected is a catchment of 11.13 hectares without anthropogenic intervention located in the Berlin's páramo (Santander). Although scientific research on hydrological processes in páramos has increased, in the study area detailed studies on evapotranspiration are not known yet. This project aimed to evaluate the evapotranspiration patterns of a non-intervened catchment in paramo ecosystem. Besides, specific objectives were: i) to compare reference evapotranspiration by FAO and ASCE methods; ii) to analyze soil water content and storage and, iii) to estimate water balance-based evapotranspiration. Hydrometeorological and soil moisture variables observations were carried out for a year and we found that: i) FAO reference evapotranspiration was always higher than ASCE reference evapotranspiration, especially when net solar radiation reached its maximum; ii) moisture stored in soils was an important source of water during the dry season, although on an annual scale its contribution to the water balance was negligible; and iii) actual evapotranspiration is the main water flow in the system (38% of the annual water balance). The results of this project contribute as a base line for further studies which aim to analyze the impact of human activities and their influence over the provision of the hydrological services of Berlin's páramo.

² Máster degree thesis

** Facultad de Ingenierías Físico-Mecánicas. Escuela de Ingeniería Civil. Directora: Isabel Cristina Domínguez Rivera. Codirectora Sully Gómez Isidro

Introducción

Los páramos son ecosistemas de alta montaña de gran valor ambiental, cultural, económico y social principalmente por los servicios ecosistémicos de abastecimiento y regulación hídrica que proveen (Llambí et al., 2012). Los páramos se encuentran mayoritariamente en Venezuela, Colombia, Ecuador y Perú (IAvH, 2011) y, por su importancia global, regional y local han ganado interés científico en las últimas décadas.

La adecuada comprensión del páramo y sus servicios hidrológicos requiere la cuantificación de los flujos de agua y energía, entre ellos, la evapotranspiración, que se constituye en un parámetro de gran importancia para apoyar la toma de decisiones en la hidrología, la agronomía y la ingeniería, entre otras especialidades. Para estimar la evapotranspiración en páramos se han empleado métodos directos e indirectos a diferentes escalas (Ochoa-Sánchez et al., 2019), siendo el balance hídrico y la evapotranspiración para superficies de referencia los más empleados. Sin embargo, la mayoría de los estudios sobre la evapotranspiración en páramo se han realizado en Ecuador (Mosquera et al., 2021), en regiones con características biofísicas particulares que limitan la generalización de los resultados.

El páramo de Berlín, perteneciente al Complejo de Páramo de Santurbán, está localizado sobre la cordillera Oriental de los Andes Colombianos entre los departamentos de Santander y Norte de Santander (CDMB & CORPONOR, 2012). En Berlín, el 80.6% de la extensión corresponde a vegetación nativa de páramo y el restante 19.4% a cultivos de papa y cebolla, pastos y rastrojos, afloramientos de rocas y/o bosques de coníferas (CDMB & CORPONOR, 2012). Las actividades agrícolas en este páramo son desarrolladas por comunidades campesinas que por décadas han ocupado esos territorios (Duarte-Abadía & Boelens, 2016). A pesar de la relevancia del ecosistema de páramo y de la evapotranspiración, a conocimiento de la autora, no han sido

reportadas estimaciones de evapotranspiración con el método de balance hídrico para el ecosistema de páramo de Berlín y algunos resultados sobre evapotranspiración de referencia han sido calculados para la región mediante ecuaciones empíricas y/o con mediciones indirectas de radiación solar incidente.

Este proyecto de maestría se desarrolló en el marco del proyecto interdisciplinario “*Análisis participativo de la influencia del uso del suelo en los servicios hidrológicos de suministro y regulación ofertados por el ecosistema de páramo seco. Caso: Berlín (Complejo Santurbán, Santander-Colombia)*” liderado por el grupo de investigación en Recursos Hídricos y Saneamiento Ambiental GPH (GPH et al., 2018). El objetivo del proyecto de maestría es estimar el comportamiento de la evapotranspiración en una unidad hidrográfica de ecosistema de páramo sin actividades antrópicas. La zona de estudio seleccionada es una unidad hidrográfica de 11.13 hectáreas, ubicada en el páramo de Berlín.

Este documento presenta: i) la descripción de las variables hidrometeorológicas monitoreadas durante un año; ii) la comparación de la evapotranspiración de referencia por los métodos de FAO y ASCE; iii) el análisis del contenido y el almacenamiento de humedad en el suelo; iv) los componentes del balance hídrico; v) la estimación de la evapotranspiración derivada del balance hídrico y; vi) la evaluación del comportamiento de la evapotranspiración. Además, el documento incluye: planteamiento del problema, justificación, marco de referencia, metodología, resultados y discusión, conclusiones y recomendaciones.

Los resultados de este trabajo contribuyen a la construcción de una línea base para el entendimiento del ciclo hidrológico y la evaluación de los servicios ecosistémicos de abastecimiento y regulación hídrica en el páramo de Berlín. Estos resultados se constituyen como insumos para la toma de decisiones sobre la gestión ambiental en el territorio en ámbitos como la

cuantificación del suministro de agua para diferentes usos, la evaluación de escenarios de cambio de uso del suelo y la formulación de planes adecuados de gestión del recurso hídrico en estos ecosistemas estratégicos.

1 Planteamiento del problema

Los páramos son ecosistemas esenciales que albergan diversas especies de flora, fauna y las nacientes de las corrientes hídricas que permiten la subsistencia de múltiples comunidades que desarrollan actividades, principalmente agrícolas, y que en su curso surten a acueductos de algunos de los principales centros urbanos (IAvH, 2011; Llambí et al., 2012). Los suelos de páramos son ampliamente reconocidos por la capacidad de almacenar excesos de agua en temporadas lluviosas para verterlas gradualmente en temporadas secas (IAvH, 2011; Lazo et al., 2019). Además, el 60% de la vegetación paramuna de Suramérica es endémica (Llambí et al., 2012) y se caracteriza por presentar hojas coriáceas que reducen la pérdida de agua por transpiración y de hojas cubiertas de “pelos” sirven para captar el agua lluvia o de rocío (Díaz-Granados Ortiz et al., 2005).

Dada la importancia de este ecosistema, la investigación científica sobre los procesos eco-hidrológicos en zonas de páramo ha aumentado en la última década, incluyendo la evaluación de la evapotranspiración desde diferentes enfoques y técnicas (Ochoa-Sánchez et al., 2019). La mayoría de estos estudios han sido adelantados en páramos de Ecuador o en la zona centro-occidente de Colombia, en los cuales se ha identificado: i) bajas tasas de evapotranspiración (Díaz-Granados Ortiz et al., 2005; Guzmán et al., 2015), ii) adaptación de la vegetación a los eventos de precipitación de poca intensidad, alta radiación solar y baja temperatura del aire (Llambí et al., 2012), iii) cambios severos en el tiempo atmosférico durante el día (IAvH, 2011) y, iv) suelos con alto contenido de materia orgánica y alta capacidad de retención de humedad (Lazo et al., 2019)

(ver Apéndice A). Aunque estos resultados son un referente, no pueden ser generalizados porque el fenómeno de la evapotranspiración está integrado por procesos físicos y biológicos que varían especialmente en climas tendientes a ser secos como el páramo de Berlín (ASCE, 2016; Chow et al., 1994; FAO, 2006). Por ejemplo, en páramos y otros ecosistemas de alta montaña, una mayor variabilidad de los caudales y reducción de la capacidad de regulación de las cuencas hidrográficas han sido relacionadas con intervenciones antrópicas como el cultivo, la forestación y el pastoreo (Ochoa-Tocachi et al., 2016). Sin embargo, estas prácticas no se realizan de forma uniforme y/o similar en todas las regiones paramunas.

La zona de estudio del presente trabajo de investigación pertenece al Distrito de Manejo Integrado (DMI) del páramo de Berlín (Complejo de Páramo de Santurbán). La cantidad de agua lluvia total anual en el páramo de Berlín (cerca a 1,000 mm/a) lo clasifica como un páramo seco. Además, se ha presentado un proceso de transformación de las coberturas del suelo, donde se estima que 19.4% de su extensión corresponde a cultivos de papa y cebolla, pastos y rastrojos, afloramientos de rocas y/o bosques de coníferas (CDMB & CORPONOR, 2012). Esta situación ha generado conflictos por el uso del suelo (Galvis-Hernández & Ungar Ronderos, 2021) debido a políticas públicas recientes que buscan proteger los servicios ecosistémicos del páramo (ej. Ley 1930 de 2018). De esta manera, pobladores del páramo que tradicionalmente han desarrollado actividades como la agricultura, la piscicultura y la minería, tendrían restricciones para ejecutar su actividad económica principal (Calderón Etter, 2014; Duarte-Abadía & Boelens, 2016). Dada la anterior problemática, se torna trascendental conocer el comportamiento de los diferentes flujos de agua en un sistema natural de páramo, como línea base de estudio, para lograr interpretar los posibles efectos de los diferentes grados de intervención antrópica al ecosistema.

A pesar de la importancia regional de solucionar los procesos vigentes de confrontación social por el uso del suelo, a conocimiento de la autora, no han sido realizados estudios detallados sobre evapotranspiración en el páramo de Berlín. Al mismo tiempo, en la región tampoco se tiene certeza sobre la variación de algunos componentes del sistema biofísico esenciales para determinar la evapotranspiración tales como: la variación del contenido de humedad del suelo y la correlación entre variables climáticas, entre otros. La falta de esta información impide la aplicación de modelos hidrológicos computacionales, la calibración de métodos basados en sensores remotos o el uso de técnicas más complejas de medición directa de la evapotranspiración (Verstraeten et al., 2008), útiles para la descripción de los hidro-sistemas y la apreciación de escenarios de cambio climático o cambio de uso del suelo. Por lo tanto, es necesario aumentar el conocimiento sobre la variación temporal de los procesos hidrológicos como la evapotranspiración y otros flujos de agua que precisan los servicios ecosistémicos de la zona de páramo del nororiente colombiano.

2 Justificación

Tras la publicación de evidencia científica sobre el acelerado cambio climático y crecimiento poblacional desde la segunda mitad del siglo XX, algunas naciones empezaron a asumir compromisos conjuntos para la protección del medio ambiente. Por ejemplo, la suscripción de los Objetivos de Desarrollo Sostenible – ODS, es “*un llamado universal para poner fin a la pobreza, proteger el planeta y garantizar que todas las personas gocen de paz y prosperidad para el 2030*” (PNUD, 2019). Con lo anterior, se contempló la lucha por la protección de los recursos naturales ligada al bienestar humano, la producción y el consumo sostenible junto con el apoyo entre comunidades y naciones como objetivos transversales. Siguiendo esta tendencia de Desarrollo Sostenible y teniendo en cuenta el agotamiento y deterioro de importantes recursos

naturales (IDEAM, 2019), Colombia enfrenta la necesidad inminente de conocer estos recursos para poderlos gestionar adecuadamente.

Los páramos, como ecosistemas de alta montaña, cumplen una función primordial en la recirculación de humedad incorporando al ecosistema los “ríos voladores” (vapor de agua) provenientes de afluentes del Amazonas que regresan a los Andes con los vientos alisios para continuar el ciclo del agua (Galvis-Hernández & Ungar Ronderos, 2021), así como son una fuente masiva de carbono orgánico para el planeta (Carrillo-Rojas et al., 2019). A la par, los páramos de Colombia proveen cerca del 70% del recurso hídrico del país (Galvis-Hernández & Ungar Ronderos, 2021), incluyendo el suministro de ciudades como Bogotá y Bucaramanga. A escala regional, las cuencas hidrográficas del DMI del páramo de Berlín son tributarios de acueductos en ciudades de Norte de Santander y en Venezuela. Por lo anterior, desde la Política Nacional para la Gestión Integral del Recurso Hídrico-PNGIRH, la Política Nacional sobre Cambio Climático-PNCC, la Política Nacional para la Gestión Integral de la Biodiversidad y sus servicios ecosistémicos-PNGIBSE de Colombia, y la Ley de páramos (Ley 1930 de 2018), se ha buscado la protección y conservación de estos ecosistemas estratégicos.

En este contexto, evaluar la evapotranspiración en el DMI de Berlín, lo que implica monitorear las variables que regulan los procesos involucrados y conocer su comportamiento, es pieza clave en la Gestión Integrada de los Recursos Hídricos puesto que aporta al entendimiento del ciclo hidrológico de un ecosistema que brinda servicios esenciales de abastecimiento y regulación a múltiples comunidades, y que al tiempo se encuentra en disputa entre visiones plenamente proteccionistas del páramo y visiones donde se permita la intervención antrópica (Calderón Etter, 2014; Duarte-Abadía & Boelens, 2016). Por lo tanto, el conocimiento de la evapotranspiración en la zona de estudio, la cual está cubierta mayormente por especies nativas de

páramo y por la ausencia de intervención antrópica, sirve para conocer las características intrínsecas que dan el valor a los páramos como fuente y moderador de agua y, también, para evaluar el nivel de afectación del ecosistema ante presiones humanas, siendo en consecuencia una herramienta de decisión para el manejo de los recursos hídricos.

3 Marco de referencia

La evapotranspiración es el fenómeno natural de flujo de agua entre la superficie y la atmósfera resultante del cambio de estado líquido (o sólido) al gaseoso. Además de ser un flujo de agua, el proceso evapotranspiración infiere un intercambio de energía entre la atmósfera, las plantas, el suelo y los cuerpos de agua superficiales. La energía consumida en este cambio de agua líquida a vapor de agua es representada por la densidad de flujo de calor latente (ASCE, 2016).

El término evapotranspiración hace referencia al fenómeno natural integrado por procesos físicos (evaporación desde diferentes superficies como los intersticios superficiales del suelo, cuerpos de agua abiertos o las superficies húmedas luego de un evento de precipitación) y procesos biológicos (transpiración desde las estomas de las plantas) (ASCE, 2016; Chow et al., 1994; FAO, 2006). No obstante, estos procesos biofísicos difieren entre sí principalmente en la escala de tiempo en la que ocurren, las características físicas, y su influencia en la retroalimentación climática y en la composición isotópica del agua que transfieren (Savenije, 2004). Pese a las restricciones implícitas en el uso del vocablo integrado (en lugar de *evaporación directa* para los procesos físicos y *evaporación indirecta* para el proceso biológico de transpiración), en sitios de estudio aún poco monitoreados, el término evapotranspiración es vigente entre la comunidad científica (Carrillo-Rojas et al., 2019; Savenije, 2004).

Para abordar la complejidad del fenómeno, diferentes métodos de evaluación han sido desarrollados según: i) el principio de conservación del cual deriven, ii) la disponibilidad de información y/o iii) la escala de estudio requerida (ASCE, 2016; FAO, 2006; Goyal & Harmsen, 2014; Verstraeten et al., 2008). Primero, según el principio conservación, los métodos pueden basarse en: i) la conservación de la masa; ii) la conservación de la energía o; iii) la conservación de la masa, la energía y la cantidad de movimiento en conjunto (Chow et al., 1994). Segundo, conforme a la información disponible, es posible abordar el fenómeno desde: i) aproximaciones matemáticas calibradas con pocas variables meteorológicas para una zona específica; ii) la simplificación del sistema hidrológico con el uso de superficies (hipotéticas) de referencia; o iii) la medición directa de todas las variables que influyen en la evapotranspiración mediante equipos de alta precisión y/o de imágenes satelitales (Goyal & Harmsen, 2014). Tercero, la escala de estudio desde la cual es posible evaluar la evapotranspiración son desde el área superficial abarcada por una planta, una parcela o una cuenca hidrográfica, hasta niveles regionales o continentales (Verstraeten et al., 2008).

La cantidad de agua evaporada está limitada por la cantidad de energía entrante al sistema y la cantidad de humedad disponible para ser evaporada. Por ello, el término *evapotranspiración potencial* (ET_p) es empleado para aquellas estimaciones realizadas con métodos en los cuales la energía solar es considerada como única limitante (sistemas sin restricciones de humedad). Por el contrario, la *evapotranspiración real* (ET_a) es calculada con métodos que incluyen factores limitantes asociados a la capacidad del suelo de transferir y almacenar agua, o factores de estrés hídrico como la salinización (FAO, 2006).

La mayoría de los métodos para estimar la evapotranspiración están basados en la ecuación de balance de energía o la combinación de esta ecuación con componentes aerodinámicos (ASCE,

2016). Por ejemplo, la ecuación de Penman (1948), desarrollada para el cálculo de la evaporación desde superficies extensas de agua (Chow et al., 1994), es una de las estimaciones ampliamente aplicadas (FAO, 2006). De la ecuación de Penman se han derivado otros métodos que tienen en cuenta: i) la resistencia aerodinámica (r_a) que describe la fricción que sufre el aire al fluir sobre superficies vegetativas y, ii) la resistencia superficial (r_s) que se interpreta como la resistencia del flujo de vapor a través de las estomas, del área total de la hoja y de la superficie del suelo (FAO, 2006). En una de estas derivaciones, la ecuación de Penman-Monteith, la evapotranspiración (ET) está en función de la radiación neta (R_n), el flujo del calor en el suelo (G), el déficit de presión de vapor del aire ($e_s - e_a$), la densidad media del aire a presión constante (ρ_a), el calor específico del aire (c_p), la pendiente de la curva de presión de vapor de saturación (Δ), la constante psicrométrica (γ) y el calor latente de vaporización (λ), como se presenta en la ecuación (1).

$$ET = \frac{1}{\lambda} * \frac{\Delta(R_n - G) + \rho_a c_p \frac{e_s - e_a}{r_a}}{\Delta + \gamma \left(1 + \frac{r_s}{r_a}\right)} \quad (1)$$

3.1 Evapotranspiración de referencia

El concepto de *evapotranspiración de referencia* (ET_o) fue desarrollado para estimar la demanda evaporativa de la atmósfera para cultivos de referencia hipotéticos. Por un lado, el cultivo de referencia formulado por la Organización de las Naciones Unidas para la Alimentación y la Agricultura FAO (por sus siglas en inglés), corresponde a una superficie extensa de pasto verde de altura uniforme de 0.12 m de altura, con 0.23 de albedo. Para este cultivo hipotético la resistencia superficial es de 70 s/m para periodos diarios, o de 50 s/m durante el día y de 200 s/m durante la noche (ASCE, 2016). Por otro lado, la superficie de referencia definida por la Sociedad Americana de Ingenieros Civiles – ASCE (por sus siglas en inglés), denota un cultivo de 0.50 m

de altura (similar a la alfalfa), resistencia superficial de 45 s/m para periodos diarios o de 30 s/m durante el día y de 200 s/m durante la noche (ASCE, 2016). Estos cultivos de altura uniforme, creciendo activamente sin restricciones de agua y con características específicas facilitan y normalizan las estimaciones de evapotranspiración. Siendo así, dadas las características hipotéticas de los cultivos de referencia, la ecuación (1) de Penman-Monteith deriva como se muestra en la ecuación (2).

$$ET_o = \frac{0.408\Delta(R_n - G) + \gamma \frac{C_n}{T + 273} u(e_s - e_a)}{\Delta + \gamma(1 + C_d u)} \quad (2)$$

Siendo: evapotranspiración de referencia (ET_o) en mm/d o mm/h, Radiación neta (R_n) en MJ/m²d o MJ/m²h, Flujo del calor en el suelo (G) en MJ/m²d o MJ/m²h, Temperatura del aire (T) en °C, Déficit de presión de vapor del aire ($e_s - e_a$) en KPa, Pendiente de la curva de presión de vapor de saturación (Δ) en KPa/°C, la constante psicrométrica (γ) en KPa/°C y, Velocidad del viento (u) en m/s. Para ambas superficies, C_n es un parámetro que está en función de la escala temporal del cálculo (horario o diario) y la resistencia aerodinámica; mientras que el factor C_d , además de estar vinculado con la resistencia aerodinámica, también lo está con la resistencia superficial (Walter et al., 2004). En la Tabla 1 son listados los coeficientes correspondientes para cada método y para cada frecuencia de análisis.

Tabla 1. Coeficientes para el cálculo de la evapotranspiración de referencia

Frecuencia de análisis	FAO-PM			ASCE-PM		
	C_n	C_d	G/R_n	C_n	C_d	G/R_n
Diario	900	0.34	0.00	1,600	0.38	0.00
Horario durante el día	37	0.24	0.10	66	0.25	0.04
Horario durante la noche	37	0.96	0.50	66	1.7	0.20

Adaptado de ASCE (2016). Nota: Flujo del calor en el suelo (G); Radiación neta (R_n); Coeficientes en función de escala temporal del cálculo de la resistencia aerodinámica y la resistencia superficial. (C_n & C_d).

3.2 Evapotranspiración derivada del balance de agua

Los balances de agua, también llamados balances hídricos, son métodos indirectos porque calculan la evapotranspiración como residuo de la ecuación general de conservación de la masa en una cuenca hidrográfica cuando se conocen las demás variables intervinientes. En la ecuación de balance de agua, para una cuenca hidrográfica (ver ecuación (3)), las entradas de agua en el sistema hidrológico son: la precipitación (P), el flujo capilar (C) y, el riego (R); mientras que las variables que representan los flujos de salida son: la escorrentía superficial (Es) y, la infiltración profunda (D). Por su parte, el cambio de almacenamiento de agua en la cuenca (ΔW) es un factor que puede aportar o sustraer al balance hídrico de acuerdo con la disponibilidad de agua en los diferentes reservorios. Estos cambios de almacenamiento pueden presentarse en el medio saturado y no saturado del suelo, en la cobertura de nieve o hielo y en los lagos (Senay et al., 2011).

$$ET_{ba}(t) = P(t) + C(t) + R(t) - Es(t) - D(t) - \Delta W(t) \quad (3)$$

4 Objetivos

4.1 Objetivo general

Evaluar el comportamiento de la evapotranspiración en una unidad hidrográfica no intervenida de ecosistema de páramo.

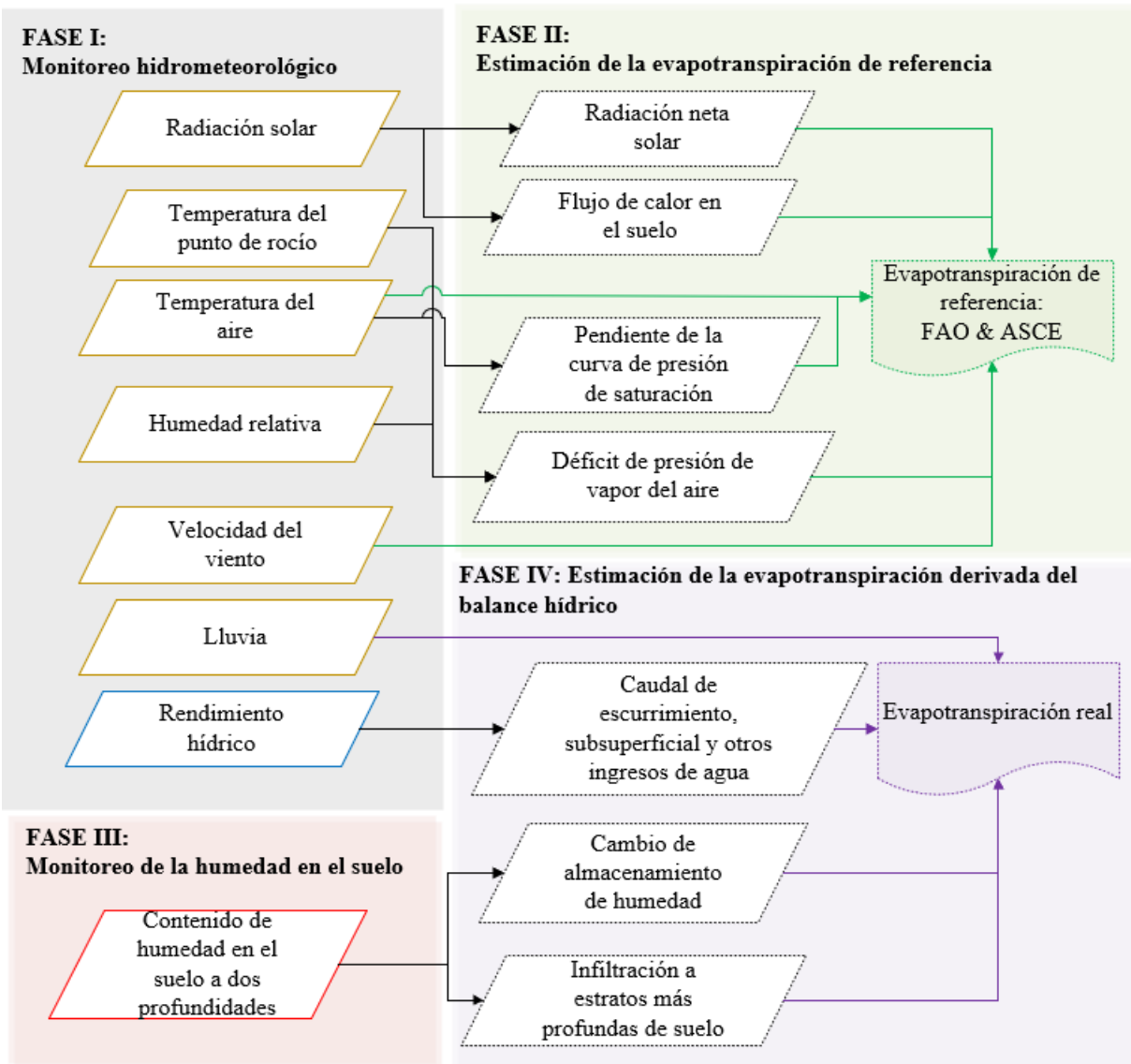
4.2 Objetivos específicos

- ❖ Comparar la variación temporal de la evapotranspiración de referencia por los métodos de FAO-Penman Monteith y ASCE-Penman Monteith.
- ❖ Analizar la variación del contenido y almacenamiento de humedad del suelo.
- ❖ Estimar la evapotranspiración real mediante el método de balance hídrico.

5 Metodología

Esta sección incluye la descripción de la zona de estudio y de las fases de desarrollo del proyecto sintetizadas en la Figura 1.

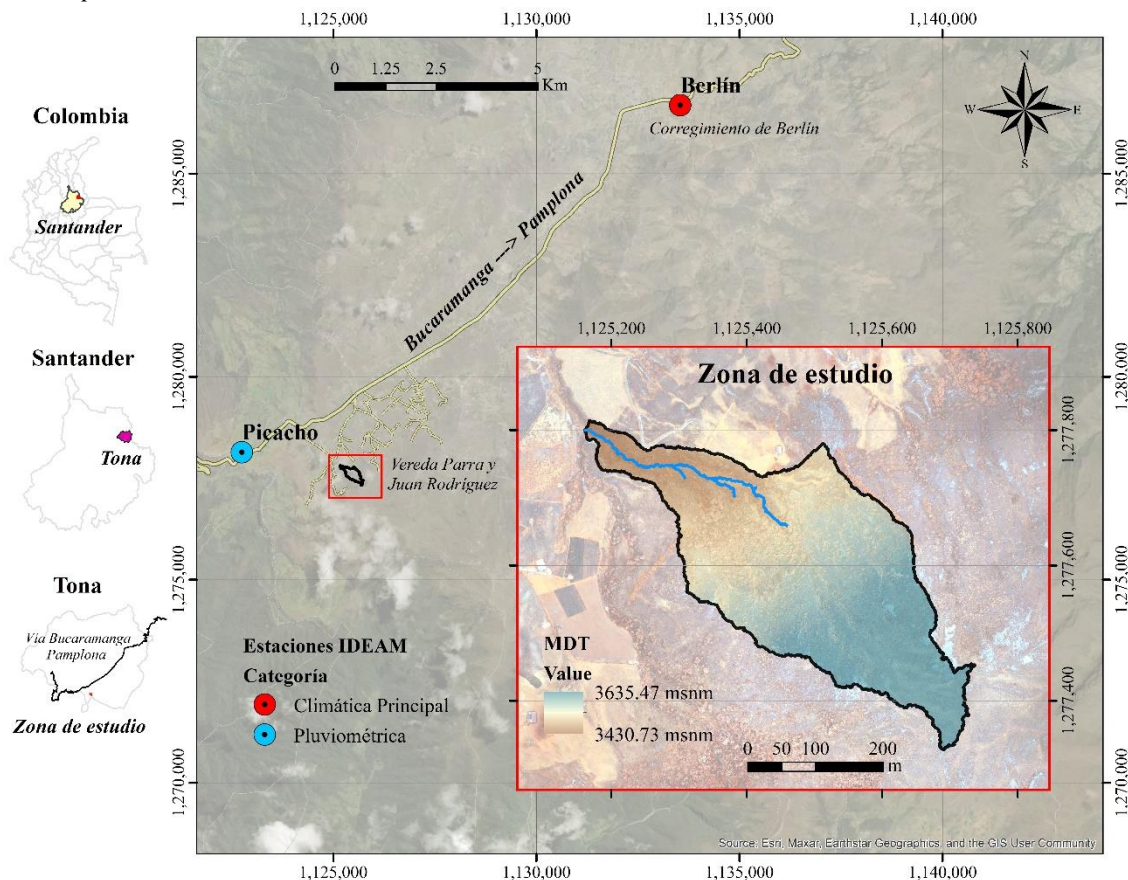
Figura 1. Esquema general de la metodología



5.1 Zona de estudio

La zona de estudio es una unidad hidrográfica de 11.13 ha (0.11 Km²) entre los 3,430 y los 3,636 msnm, ubicada en la vereda Parra y Juan Rodríguez del corregimiento de Berlín, en el municipio de Tona (Santander). Esta unidad hidrográfica se encuentra a cerca de 13.2 Km al Suroeste del casco urbano de Berlín por la vía nacional que conecta a la ciudad de Bucaramanga con Pamplona. Como es mostrado en la Figura 2, la zona de estudio está ubicada en un cuadrante al Este entre las coordenadas 1°125,160 y 1°125,737 y al Norte entre las coordenadas 1°277,327 y 1°277,815 del sistema coordinado Magna Colombia Bogotá. A mayor escala, esta unidad hidrográfica pertenece a la cuenca del río Chitagá, la subzona hidrográfica del río Arauca y a la macrocuenca del río Orinoco (IDEAM, 2019).

Figura 2. Mapa de localización de la zona de estudio



Nota: Modelo Digital del Terreno (MDT)

Por la localización altitudinal, la vegetación y el clima, la zona de estudio pertenece a un ecosistema de páramo situado en el Distrito de Manejo Integrado de Berlín (CDMB & CORPONOR, 2012) y a su vez, al complejo Santurbán de la cordillera oriental colombiana (IAvH, 2011). Así mismo, la zona de estudio hace parte de un proyecto interdisciplinario bajo la metodología de cuencas pareadas denominado “*Análisis participativo de la influencia del uso del suelo en los servicios hidrológicos de suministro y regulación ofertados por el ecosistema de páramo seco. Caso: Berlín (Complejo Santurbán, Santander-Colombia)*” (GPH et al., 2018), en el cual se evaluó una unidad hidrográfica intervenida por actividades agrícolas y de pastoreo no intensivo y una unidad hidrográfica sin intervención de actividades humanas (zona de estudio de este proyecto de investigación). A continuación, son descritas las características de la zona de estudio en cuanto a clasificación de pendientes, coberturas, tipos de vegetación, zonas de análisis, propiedades hidrofísicas del suelo e hidrogeología obtenidas a partir de revisión de información secundaria.

5.1.1 Clasificación de pendientes, coberturas y, tipos de vegetación

La pendiente media de la zona de estudio es 52.52% (27.71°) por lo que corresponde a una unidad hidrográfica principalmente escarpada (Sikdar et al., 2004). El terreno es mayoritariamente muy escarpado (29.38%), seguido por pendientes moderadamente escarpadas (25.61%), escarpadas (23.63%), moderadas (10.60%), suaves (7.55%) y muy suaves (3.23%). En el Apéndice B (i) se muestra el mapa de clasificación de pendientes conforme a las seis categorías propuestas por (Sikdar et al., 2004).

En la unidad hidrográfica existen siete tipos de coberturas según la metodología de Corine Land Cover para Colombia (IDEAM, 2010): i) herbazal denso de tierra firme no arbolado, ii) herbazal denso de tierra firme con arbustos, iii) bosque denso bajo de tierra firme, iv) pastos limpios, v) afloramientos rocosos, vi) tierras desnudas y degradadas y, vii) plantaciones de coníferas (Celis Vargas, 2022). El mapa de clasificación de coberturas se presenta en el Apéndice B (ii) y en el Apéndice B (iii) se muestran las fotografías correspondientes. Las coberturas predominantes en la zona de estudio son: herbazal denso de tierra firme no arbolado (58.76%), bosque denso bajo de tierra firme (20.93%) y herbazal denso de tierra firme con arbustos (14.02%).

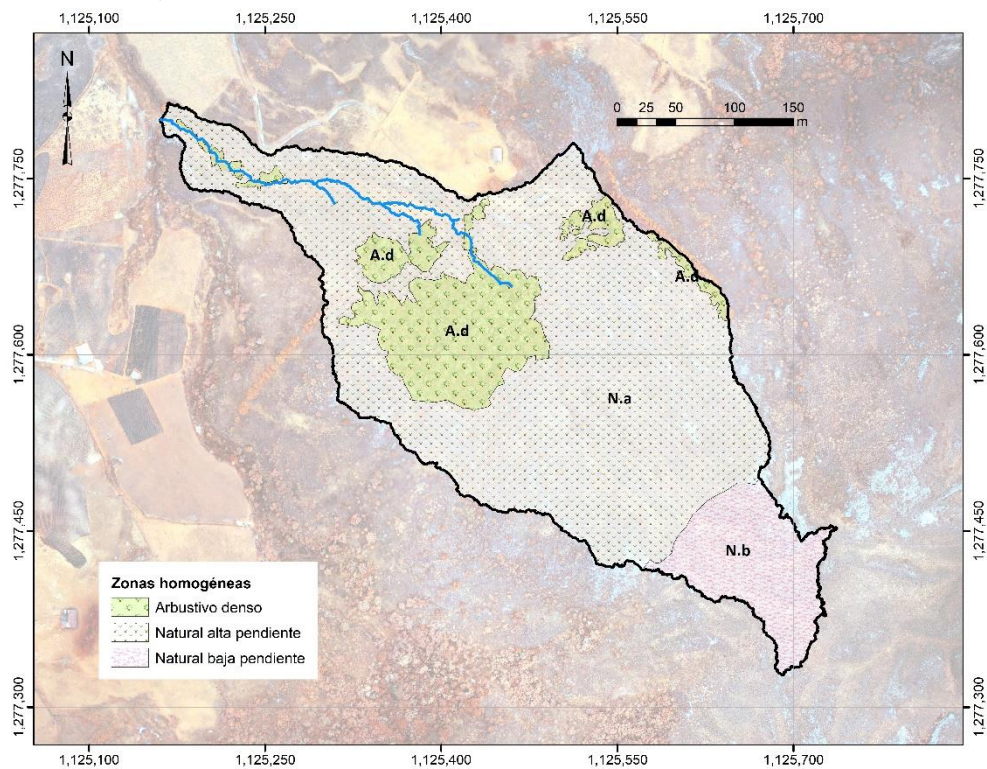
En cuanto a la vegetación, existen seis tipos: i) bosque enano azonal de *Myrsine dependens* (entre 1.10 m y 9.00 m de altura), ii) bosque enano azonal de *Polylepis quadrijuga* (altura media de 0.80 m), iii) arbusto enano de páramo extensamente pastado de *Arcytophyllum nitidum* (entre 1.10 y 9.00 m de altura), iv) arbusto enano de páramo moderadamente pastado de *Arcytophyllum muticum* (altura media de 0.23 m), v) especies herbáceas de páramo extensamente pastadas de *Calamagrostis effusa* (entre 0.32 m y 0.77 m de altura) y vi) especies herbáceas de páramo moderadamente pastadas y transformadas con *Lachemilla orbiculata* (altura media de 0.60 m) (Löwer, 2020). Algunas plantas de páramo se caracterizan por ser xerofíticas con hojas escleromórficas que demandan menor cantidad agua, la cual también es una adaptación a los eventos bajos de precipitación y alta radiación solar (Iñiguez et al., 2016).

5.1.2 Zonas de análisis y propiedades hidrofísicas de sus suelos

Conforme la clasificación de pendientes, la clasificación de coberturas y los tipos de vegetación, fueron identificadas tres zonas denominadas así: i) arbustivo denso, ii) natural de alta pendiente y, iii) natural de baja pendiente. La zona de *arbustivo denso* corresponde al área

clasificada como bosque denso bajo de tierra firme (en cualquier clasificación de pendiente); mientras que, la zona *natural* corresponde a las coberturas de herbazal denso de tierra firme arbolado y no arbolado junto con las otras cuatro clasificaciones encontradas en menor proporción (pastos limpios, afloramientos rocosos, plantaciones de coníferas, tierras desnudas y degradadas). Además, en la distinción de (natural) *baja pendiente* fueron agrupados pendientes del terreno inferiores a 10° (suave y muy suave) y en (natural) *alta pendiente* los terrenos con inclinaciones superiores a 10° (moderado, moderadamente escarpado, escarpado y muy escarpado). En la Figura 3 es presentada la distribución espacial de las zonas y sus respectivas características.

Figura 3. Distribución de zonas de análisis



La zona predominante es la natural de alta pendiente (69.81%) mientras que las zonas de natural de baja pendiente (9.26%) se ubican principalmente entre la parte más alta (aproximadamente entre los 3600 y 3636 msnm); así como en la parte baja sobre el cauce principal

(aproximadamente entre los 3450 y 3470 msnm). Finalmente, la zona de arbustivo denso ocupa 2.33 ha (20.93%) de la zona de estudio y se ubica en la zona central de la unidad hidrográfica.

Conforme al estudio de suelos de Colombia para el departamento de Santander del Instituto Geográfico Agustín Codazzi IGAC, (2002), en la zona de estudio se encuentra la unidad cartográfica de suelo MHD compuesta por 45% de Typic Humitropepts, 35% Typic Dystropepts y, 20% Lithic Humitropepts. Estos suelos tienen la clasificación taxonómica de inceptisoles. En Patiño Gutiérrez (2020) fue realizado un diseño discreto estratificado en profundidad de las propiedades hidrofísicas del suelo. Los tres estratos del suelo evaluados fueron entre: i) 0-5 cm, ii) 10-15 cm y, iii) 20-25 cm. Este estudio estratificado fue realizado mediante un análisis comparativo entre unidades de muestreo (denominadas *zonas de análisis* en el presente proyecto de investigación). En total, fueron llevadas a cabo diez jornadas de muestreos así: cinco en temporada de lluvias y cinco en temporada de poca a nula precipitación. Pese a las variaciones entre estratos, unidades de muestreo y, variaciones en la precipitación, presentadas en el Apéndice B (iv), las propiedades hidrofísicas examinadas en Patiño Gutiérrez (2020) presentan los valores promedios mostrados en la Tabla 2.

Tabla 2. Promedios de propiedades hidrofísicas de los suelos por zona de análisis

<i>Propiedad</i>	<i>Unidad</i>	<i>Natural de baja pendiente</i>	<i>Natural de alta pendiente</i>	<i>Arbustivo denso</i>
Materia orgánica en el suelo	%	22.42	18.55	18.77
Densidad aparente	g/cm ³	0.99	0.98	0.93
Conductividad eléctrica	μS/cm	108.22	103.25	174.21
Porosidad total	%	54.41	57.03	57.65
Contenido gravimétrico de humedad en el suelo	%	54.14	50.09	51.12

Nota: Adaptado de Patiño Gutiérrez (2020)

La zona de arbustivo denso presentó, en la mayoría de las propiedades, las variaciones espaciales más altas respecto a los resultados en las otras zonas de análisis. Además, para la unidad de muestreo de arbustivo denso, fue encontrado un suelo con textura franco-arcillosa (aproximadamente 30% arcillas, 30% limos y, 40% arenas); mientras que para las zonas naturales fue identificada una textura franco-arenosa (entre el 15 y 18% de arcillas, 20 y 21% de limos y, 61 y 65% de arenas). Los contenidos volumétricos de humedad a saturación, capacidad de campo, punto de marchitez permanente y el porcentaje de agua disponible en el suelo para cada zona son presentados en la Tabla 3.

Tabla 3. Contenidos de humedad de la curva de retención de humedad en el suelo

<i>Zona de análisis</i>	<i>Contenido de humedad (%)</i>			
	<i>Saturación</i>	<i>Capacidad de campo</i>	<i>Punto de marchitez permanente</i>	<i>Lámina de agua aprovechable</i>
Natural de baja pendiente	68.4	48.1	22.3	25.8
Natural de alta pendiente	61.5	42.1	20.3	21.8
Arbustivo denso	87.3	49.0	24.1	24.9

Nota: Adaptado de Patiño Gutiérrez (2020)

5.1.3 Caracterización hidrogeológica

La formación geológica identificada en la zona de estudio a partir de mapas a escala 1:25,000 (INGEOMINAS & UIS, 2007), es la Cuarzomonzonita de Santa Bárbara, que es una roca ígnea de color rosado, rosado naranja a gris violáceo, equigranular, compuesta por feldespato potásico, plagioclasa, cuarzo y biotita. El perfil de meteorización es de carácter arenoso y de color crema y fueron evidenciados los cristales de cuarzo, muy resistentes a la alteración. Esta unidad de roca puede estar afectada por la meteorización esferoidal y desarrolla suelos residuales arenosos espesos muy susceptibles a la acción de la erosión hídrica.

La Cuarzomonzonita de Santa Bárbara presenta características texturales y composicionales que les otorgan a los niveles de mayor alteración de los minerales constituyentes de la roca ígnea un porcentaje considerable de porosidad primaria, que puede facilitar el almacenamiento y circulación del agua y, por lo tanto, puede llegar a constituir un acuífero de tipo superficial (INGEOMINAS & UIS, 2007). La mayoría de las rocas, tanto ígneas como metamórficas del Macizo de Santander, son de composición cuarzofeldespática. Estas rocas cuarzofeldespáticas al ser expuestas a cambios bruscos de temperatura y humedad, llegan a producir niveles de meteorización muy característicos en cuanto a aspectos texturales, los cuales definen perfiles granulares de 4 a 6 m de espesor. Además, el depósito fluvioglacial llega a presentar una porosidad primaria alta debido a que se encuentra constituido por bloques y granos subangulares, heterométricos inmersos en una matriz limo – arenosa, los afloramientos más altos de este tipo de depósito fueron calculados en unos 3.5 m y reposan directamente sobre los niveles meteorizados de las rocas cristalinas de esta misma unidad (INGEOMINAS & UIS, 2007).

Respecto a la geología estructural, la zona se encuentra en la Provincia tectónica del Macizo de Santander en el bloque Ocaña donde el estilo de dúplex compresivo en la zona está representado por el dominio de estructuras generadas por un tensor de esfuerzos de dirección aproximadamente E-W (Este-Oeste) (INGEOMINAS & UIS, 2007).

5.2 Fase I: Monitoreo hidrometeorológico

El área de estudio cuenta con dos estaciones para el monitoreo de variables hidrometeorológicas, denominadas TP y M. A través de estas estaciones se hace seguimiento continuo de: i) rendimiento (caudal por unidad de área); ii) radiación solar, iii) temperatura del aire, iv) temperatura al punto de rocío, v) humedad relativa, vi) velocidad del viento y, vii) lluvia.

Estas estaciones fueron instaladas en el desarrollo del proyecto de investigación de maestría de Celis Vargas (2022). Por un lado, TP es una estación de medición de caudal mediante dos medidores de presión: uno instalado en un vertedero acrílico en forma de V ubicado al cierre de la unidad hidrográfica para medir la presión de la columna de agua y otro a un metro de la superficie para medir la presión atmosférica. El procedimiento y los resultados de la calibración del grupo de equipos en TP para la conversión de las mediciones de presión a niveles de agua y caudales puede ser consultado en Celis Vargas (2022). Por otro lado, M corresponde a una estación meteorológica situada a dos metros de altura sobre la superficie del terreno. La ubicación respecto a la zona de estudio es mostrada en la Figura 4 y las respectivas especificaciones de estas estaciones son presentadas en Tabla 4.

Figura 4. Ubicación de las estaciones de monitoreo hidrometeorológico

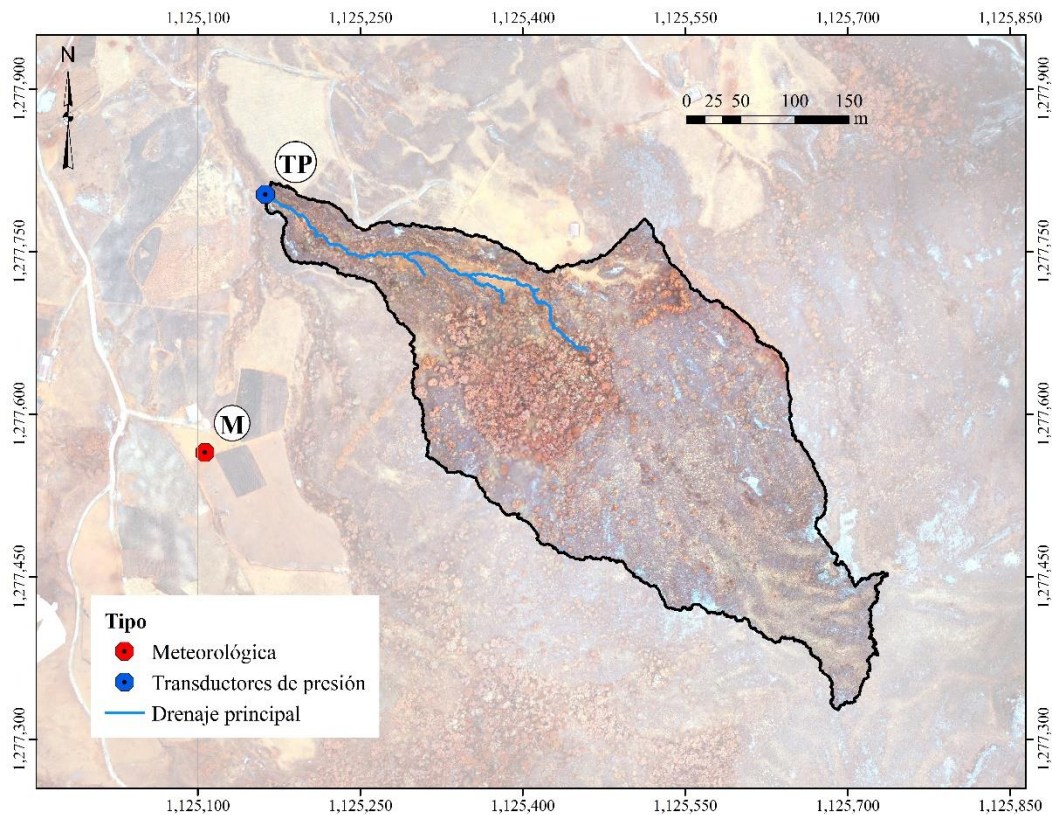


Tabla 4. Especificaciones de las estaciones de monitoreo hidrometeorológico

Estación (código)	<i>Transductores de presión (TP)</i>	<i>Meteorológica (M)</i>
Equipos	Dos (2) U20L-04	WatchDog 2900ET
Marca	Onset	Spectrum Technologies
Longitud	1°125,162.41	1°125,106.46
Latitud	1°277,802.78	1°277,564.81
Altitud (msnm)	3,432	3,472
Fecha de instalación	20/08/2019	18/07/2019
Frecuencia de medición	15 min	15 min

La resolución y precisión de las variables medidas son listadas en el Apéndice C (i) mientras que, fotografías de estas estaciones son mostradas en el Apéndice C (ii).

5.2.1 Caracterización hidroclimática a largo plazo

Cerca al área de estudio existen dos estaciones del Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales de Colombia (IDEAM): la estación pluviométrica Picacho (código IDEAM=23190300) localizada a 3,310 msnm y, la estación climática principal Berlín (código IDEAM=37015020) localizada a 3,214 msnm, ubicadas respecto a la zona de estudio como se muestra en la Figura 2. La estación Berlín fue instalada en 1967 y la estación Picacho en 1968. Sin embargo, por la cantidad y calidad de los datos antes de 1991, el periodo de análisis a largo plazo en este proyecto corresponde a los últimos treinta años disponibles (1991-2020). Las variables monitoreadas en la estación Berlín son: horas de insolación, humedad relativa, temperatura del aire y, velocidad del viento. Además, en ambas estaciones del IDEAM es registrada la cantidad de lluvia.

La estación Berlín está dotada con un heliógrafo que mide el número de horas de insolación diarias. Por lo tanto, fue empleada la fórmula de Angstrom presentada en la ecuación (4) en la

cual: R_a es la radiación extraterrestre en $\text{MJ/m}^2\text{d}$ (ver ecuación (10)); N es la duración máxima de la insolación en horas (ver ecuación (5)); n es la duración real de la insolación en horas; ω_s es el ángulo de radiación a la hora de la puesta del Sol (ver ecuación (12)); a_s es la constante de regresión que expresa la fracción de radiación extraterrestre que llega a la Tierra en días muy nublados ($n=0$) y; b_s es la fracción de la radiación extraterrestre que llega a la Tierra en días despejados ($n=N$). Para los lugares en los que no se han realizado calibraciones, la constante $a_s = 0.25$ y la constante $b_s = 0.50$ (FAO, 2006). Con los datos resultantes fue realizada la caracterización hidroclimática, la validación de los datos de la estación meteorológica y, el cálculo de la evapotranspiración a largo plazo.

$$R_s = \left(a_s + b_s \frac{n}{N} \right) R_a \quad (4)$$

$$N = \frac{24}{\pi} \omega_s \quad (5)$$

5.2.2 Validación de los datos hidrometeorológicos

El primer paso para la validación de los datos hidrometeorológicos consistió en clasificar las observaciones con el banderín de tipo de datos (TD) así: i) TD_1 para los datos descargados directamente de las estaciones de monitoreo (datos originales) y; ii) TD_2 para los datos calculados con relaciones matemáticas. El segundo paso consistió en asignar los banderines de fase de validación (FV) conforme a la calidad de los datos evaluados. Primero, los datos faltantes (FV_1) fueron calculados confrontando el número de mediciones esperadas respecto al número de observaciones descargadas. Segundo, fueron realizadas pruebas de formato y coherencia para identificar el número de datos: dudosos (FV_2), validados (FV_3) y/o eliminados (FV_4).

La prueba de coherencia evaluó tres tipos de coherencia, según la Organización Meteorológica Mundial (OMM, 2011a): i) la interna; ii) la temporal y; iii) la espacial. Por un lado, la coherencia interna se basa en las relaciones físicas que existen entre los elementos climatológicos (OMM, 2011a). Para tal fin, los criterios para la evaluación de la coherencia interna de los conjuntos de datos son presentados en el Apéndice D para cada una de las variables. Por otro lado, la evaluación de la coherencia temporal y espacial del conjunto de datos de la estación meteorológica instalada por el GPH (M) se hizo relacionando las variables monitoreadas con los datos de las variables reportadas por las estaciones del IDEAM (Berlín y Picacho), para un periodo de tiempo común (entre septiembre y diciembre de 2020) y a escala diaria.

Conforme a las diferencias entre las estaciones de referencia del IDEAM y la estación M, los valores entre los rangos intercuartiles para cada una de las variables fueron considerados coherentes temporal y espacialmente (FV_3). Por otra parte, aquellos días con datos extremos fueron clasificados como dudosos (FV_2). En el caso de la variable lluvia, que cuenta con dos referencias (Berlín y Picacho), solo fueron considerados datos dudosos aquellos días con datos extremos para la diferencia con ambas estaciones referencia. Finalmente, dado que no se tienen observaciones de referencia para los datos de caudal de la estación TP, solo fue evaluada la coherencia temporal mediante el contraste gráfico y estadístico con la serie de tiempo de lluvia registrada por la estación M y no se realizó análisis de coherencia espacial. El control de calidad de los datos hidrometeorológicos fue realizado con los datos originales en la frecuencia de medición (15 minutos) para las pruebas de formato y de coherencia interna; mientras que, las observaciones agregadas a escala diaria fueron empleadas para las pruebas de coherencia temporal y espacial con el fin de igualarlas a la escala temporal de los datos referencia del IDEAM.

5.2.3 *Análisis hidrometeorológico*

La escala más pequeña de análisis de las variables monitoreadas en las estaciones TP y M fue la horaria por ser el rango de tiempo más corto para el cálculo de la evapotranspiración de referencia (FAO, 2006). Otras escalas de análisis empleadas fueron la diaria, la semanal, la mensual y la anual. Así, fue realizada la agregación temporal de sumarios para datos discontinuos (lluvia y radiación solar) y promedios para datos continuos (humedad relativa, temperatura del aire, punto de rocío, velocidad del viento y rendimiento). En la descripción estadística del conjunto de datos fueron presentados los datos en histogramas, las medidas de tendencia central (media, mediana y moda), las medidas de variabilidad (rangos intercuartiles, desviación media a partir de la mediana y desviación típica), medidas de simetría (diferencia entre la media y la moda, dividida entre la desviación típica) y, medidas del apuntalamiento (curtosis). Además, como representación de la velocidad y la dirección del viento fue empleada la gráfica de rosa de los vientos. Las rosas de los vientos fueron realizadas mediante una librería del lenguaje de programación de Python (Python Software Foundation, s/f) denominada *Windrose* que se ajusta a la función de probabilidad de densidad de Weibull.

5.3 **Fase II: Estimación de la evapotranspiración de referencia**

Para la evaluación de la evapotranspiración de referencia, variables no monitoreadas directamente fueron calculadas a escala horaria y diaria siguiendo la metodología de (FAO, 2006). Así, en la Tabla 5 se relacionan las variables, con sus correspondientes ecuaciones, necesarias para el cálculo de la evapotranspiración de referencia. Además, en el Apéndice D son listadas las constantes utilizadas en el cálculo de la evapotranspiración de referencia mencionadas en las relaciones matemáticas de la Tabla 5.

Tabla 5. Ecuaciones para el cálculo de evapotranspiración de referencia

Variable	Unidad	Relación matemática	Eq.
Radiación neta (R_n)	MJ/m ² d	$R_n = R_{ns} - R_{nl}$	(6)
Radiación neta solar de onda corta (R_{ns})	MJ/m ² d	$R_{ns} = (1 - \alpha)R_s$	(7)
Radiación neta solar de onda larga (R_{nl})	MJ/m ² h	$R_{nl} = \sigma T(0.34 - 0.14\sqrt{e_a}) \left(1.35 \frac{R_s}{R_{so}} - 0.35\right)$	(8)
		Durante la noche: $R_s/R_{so} = 0.4$ (En climas húmedos)	
	MJ/m ² d	Para periodos diarios:	
		$R_{nl} = \sigma \left[\frac{T_{max,k}^4 + T_{min,k}^4}{2} \right] (0.34 - 0.14\sqrt{e_a}) \left(1.35 \frac{R_s}{R_{so}} - 0.35\right)$	
Radiación solar en un día despejado (R_{so})	MJ/m ² d	$R_{so} = (0.75 + 2 \cdot 10^{-5} * z) R_a$	(9)
Radiación extraterrestre (R_a)	MJ/m ² h	Para periodos horarios:	(10)
		$R_a = \frac{12 * 60}{\pi} G_{sc} d_r [(\omega_2 - \omega_1) \sin \varphi \sin \delta + \cos \varphi \cos \delta * (\sin \omega_2 - \sin \omega_1)]$	
	MJ/m ² d	Para periodos diarios:	
		$R_a = \frac{24 * 60}{\pi} G_{sc} d_r [\omega_s \sin \varphi \sin \delta + \cos \varphi \cos \delta \sin \omega_s]$	
Distancia relativa inversa Tierra-Sol (d_r)	-	$d_r = 1 + 0.033 * \cos \left(\frac{2\pi}{365} J \right)$	(11)
Ángulo de radiación a la hora de la puesta del sol (ω_s)	Rad	$\omega_s = \arccos[-\tan \varphi \tan \delta]$	(12)
Ángulo solar en el momento en que ocurre el punto medio del periodo (ω)	Rad	Para periodos horarios: $\omega_1 = \omega - \frac{\pi * t_1}{24}$, $\omega_2 = \omega + \frac{\pi * t_1}{24}$	(13)
		Para periodos diarios: $\omega = \frac{\pi}{12} * [t + 0.06667 * (L_z - L_m) + S_c] - 12]$	
Corrección estacional para el tiempo solar (S_c)	-	$S_c = 0.1645 \sin 2b - 0.1255 \cos b - 0.025 \sin b$	(14)
		$b = \frac{2\pi(J - 81)}{364}$	
Declinación solar (δ)	Rad	$\delta = 0.409 * \sin \left(\frac{2\pi}{365} J - 1.39 \right)$	(15)

<i>Variable</i>	<i>Unidad</i>	<i>Relación matemática</i>	<i>Eq.</i>
Flujo de calor en el suelo (G)	MJ/m ² h	G FAO ASCE Día 0.1 R_n 0.04 R_n Noche 0.5 R_n 0.2 R_n	(16)
	MJ/m ² d	Para periodos diarios: $G \sim 0$	
Pendiente de la curva de presión de saturación (Δ)	KPa/°C	$\Delta = \frac{4098 * \left(\exp \left[\frac{17.27 * T_{med}}{T + 237.3} \right] \right)}{(T_{med} + 237.3)^2}$	(17)
Presión de saturación de vapor (e_s)	KPa	$e_s(T) = 0.6108 * \exp \left[\frac{17.27 * T}{T + 237.3} \right]$ Para periodos diarios: $e_s = \frac{e_s(T_{m\acute{a}x}) + e_s(T_{m\acute{i}n})}{2}$	(18)
Presión de vapor real (e_a)	KPa	$e_a = e_s(PR) = 0.6108 * \exp \left[\frac{17.27 * PR}{PR + 273.3} \right]$ Para periodos diarios: $e_s = \frac{e_s(T_{m\acute{a}x}) HR_{m\acute{i}n}/100 + e_s(T_{m\acute{i}n}) HR_{m\acute{a}x}/100}{2}$	(19)
Déficit de presión de vapor	KPa	$DPV = e_s - e_a$	(20)

Adaptado de FAO (2006). Nota: Albedo (α); Radiación solar medida (R_s); Constante de Stefan-Boltzmann (σ); Temperatura máxima en grados Kelvin ($T_{max,k}$); Temperatura mínima en grados Kelvin ($T_{min,k}$); Elevación de la estación sobre el nivel del mar en metros (z); Constante solar (G_{sc}); número del día del año entre 1 y 365 (J); latitud (ϕ); Temperatura del aire (T); Calor específico a presión constante (c_p); Presión atmosférica (P); Cociente del peso molecular del vapor de agua/aire seco (ϵ); Calor latente de vaporización (λ); Hora estándar en el punto medio del periodo considerado [hora]; Longitud del centro de la zona de tiempo local [grados oeste de Greenwich] (L_z); Longitud de la zona de medición [grados oeste de Greenwich] (L_m); Temperatura del punto de rocío (PR).

Una vez obtenidas estas variables, la evapotranspiración de referencia fue calculada a escala horaria y diaria siguiendo las metodologías FAO-PM (FAO, 2006) y ASCE-PM (ASCE, 2016) (ver sección 3.1 y ecuación (2)). Los procesos de cálculo para el periodo de análisis fueron realizados mediante programación en Python. Los valores de evapotranspiración de referencia en los últimos 30 años con información de la estación Berlín son presentados a escala diaria y mensual. El análisis comparativo de la variación temporal de la evapotranspiración de referencia

entre el método de FAO-PM y el método de ASCE-PM se hizo calculando la correlación de Pearson, el error cuadrático medio, el error medio y el sesgo porcentual.

5.4 Fase III: Seguimiento de la humedad en el suelo

La tercera fase del proyecto comprendió las siguientes actividades: i) instrumentación para el seguimiento del contenido volumétrico de humedad en el suelo; ii) la calibración de los coeficientes que relacionan la humedad del suelo con el índice de refracción; iii) la caracterización de los contenidos de humedad y, iv) el cálculo del almacenamiento de humedad en el suelo.

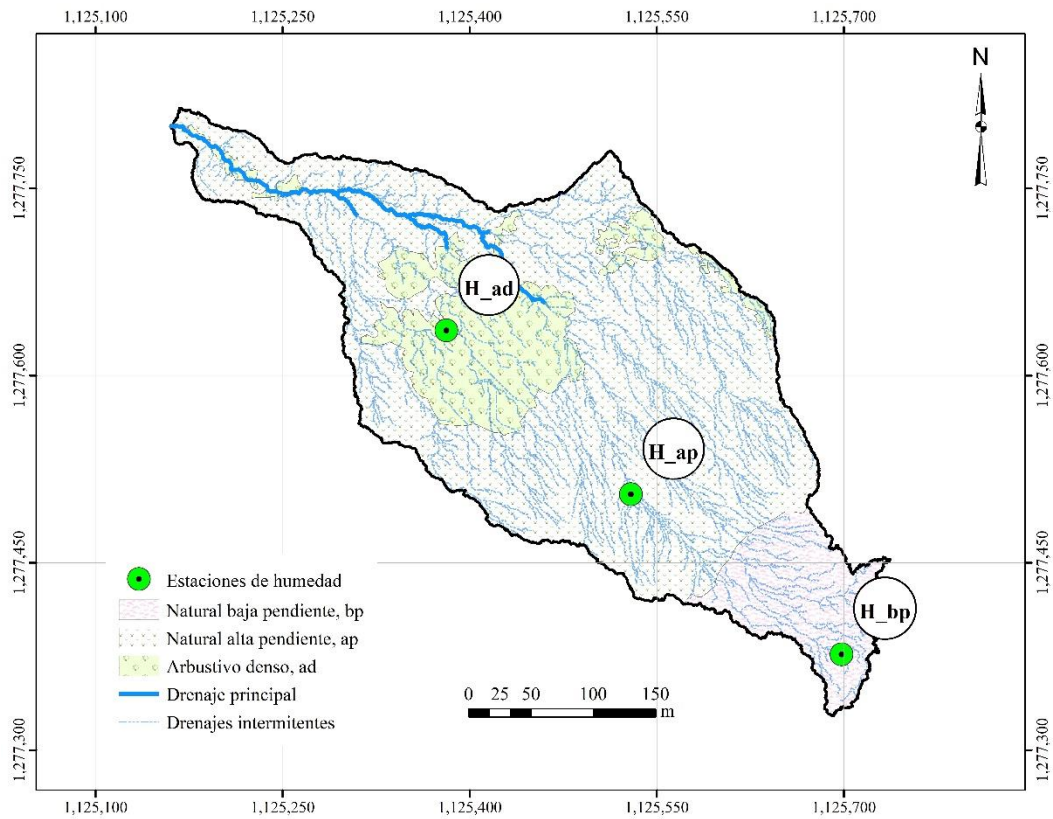
5.4.1 Instrumentación para el seguimiento de la humedad en el suelo

Para el seguimiento de los cambios en el contenido de humedad en el suelo fueron adquiridos seis sensores de referencia SM150T y tres dataloggers de referencia GP1 de la marca Delta T (ver especificaciones en el Apéndice F (i)) para instalar dos sensores y un datalogger en cada una de las tres zonas identificadas (ver sección 5.1.2) a dos profundidades. Para la ubicación de los sensores fueron considerados los siguientes criterios: i) la localización sobre la red de drenajes intermitentes y, ii) la menor intervención sobre el ecosistema. La Figura 5 muestra las tres estaciones de monitoreo de humedad localizadas en cada zona de análisis: H_bp (natural de baja pendiente), H_ap (natural de alta pendiente), y, H_ad (arbustivo denso), dotada con dos sensores en las profundidades: p1 (entre 5-10 cm) y p2 (entre 25-30 cm). Los equipos fueron emplazados el 6 de agosto de 2020 para registrar la humedad con una frecuencia una hora. Otras características como la altitud de las estaciones y la codificación de cada sensor se muestran en la Tabla 6.

Tabla 6. Codificación de los sensores de humedad en el suelo

Zona de análisis	Estación	Altitud (msnm)	Codificación	
			Entre 5-10 (cm)	Entre 25-30 (cm)
Natural de baja pendiente	H_bp	3,628.57	H_bp_p1	H_bp_p2
Natural de alta pendiente	H_ap	3,575.64	H_ap_p1	H_ap_p2
Arbustivo denso	H_ad	3,503.79	H_ad_p1	H_ad_p2

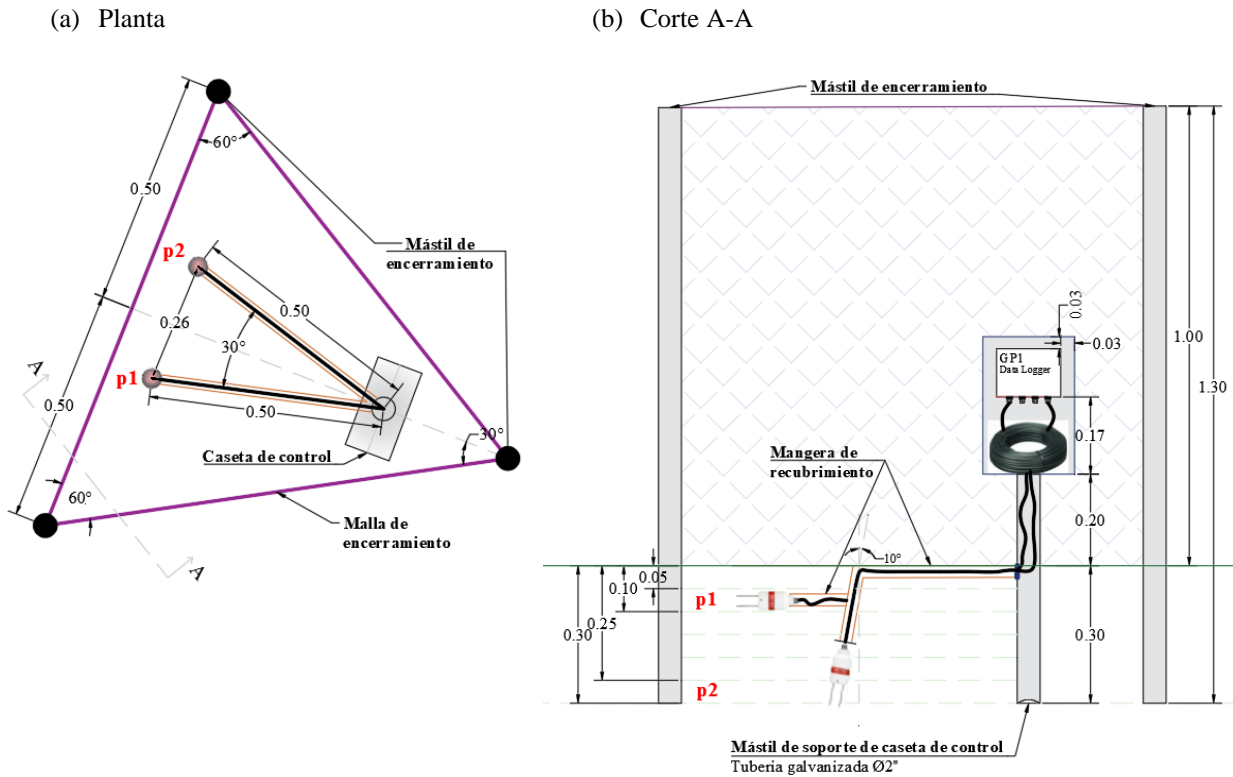
Figura 5. Ubicación de las estaciones de monitoreo de humedad en el suelo



Los sensores fueron cercados con una malla tipo angeo con una disposición triangular en planta soportada por tres mástiles en tubería galvanizada de diámetro de 1½” con una altura total de 1.30m. Así mismo, se instaló una caseta para salvaguardar de fuertes eventos de precipitación, animales y deterioro tanto a los dataloggers como a los sobrantes de cable que conectan a los sensores. Además, una manguera corrugada flexible fue instalada para recubrir los cables entre el mástil de soporte de la caseta de control y el lugar de penetración de los sensores en el suelo. En

la Figura 6 es mostrada la vista en planta y el corte A-A del esquema de instalación de los equipos de monitoreo. Fotografías de estas estaciones son mostradas en el Apéndice F (ii).

Figura 6. Esquema de instalación de los equipos de monitoreo de humedad en el suelo



Nota: Todas las dimensiones están dadas en metros; Profundidades: p1 (entre 5-10 cm) y p2 (entre 25-30 cm)

5.4.2 Calibración de los coeficientes

Los sensores SM150T miden el contenido volumétrico de humedad mediante la aplicación de energía eléctrica desde el datalogger, la cual crea un campo electromagnético entre las agujas con una onda de 100 MHz (Delta-T Devices, 2016). Dado que el contenido de agua del suelo que rodea las varillas domina su permitividad (ϵ), el resultado es una salida de voltaje que actúa como una medida indirecta del contenido de humedad (Delta-T Devices, 2016). La relación entre el índice de refracción, K (raíz cuadrada de la permitividad $K = \sqrt{\epsilon}$), y la lectura de la salida de voltaje de los sensores, V , en voltios viene ajustada de fábrica para proporcionar un rendimiento

dieléctrico constante a cada sensor y es representada matemáticamente en la ecuación (21) (Delta-T Devices, 2016). Por lo anterior, la calibración de los coeficientes consiste en encontrar la mejor relación matemática entre el contenido volumétrico de humedad y el índice de refracción (θ, K).

$$K = 1 + 14.4396V - 31.2587V^2 + 49.0575V^3 - 36.5575V^4 + 10.7117V^5 \quad (21)$$

Fueron empleados dos métodos para obtener los pares de datos (θ, K). El primer método, denominado calibración puntual (sugerido por el fabricante en Delta-T Devices (2016)), consistió en hacer mediciones voltaje-masa una vez antes y una vez después del secado completo de la muestra en el horno a 110° (similar al método gravimétrico (ASTM, 2019)). El segundo método, denominado calibración continua (modificado de Holzman et al. (2017)), consistió en adquirir un conjunto de datos diario voltaje-masa de una muestra de suelo humedecida aproximadamente hasta la saturación por el tiempo necesario para su secado al aire libre.

Para ambos métodos se recolectaron muestras inalteradas de suelo en cada una de las estaciones y estratos de monitoreo contenidas en un recipiente de volumen uniforme. El volumen de estas muestras fue superior a 0.5 L, y se recolectaron usando anillos metálicos de diámetro medio de 15.8cm y, altura media de 9cm para garantizar la no interferencia de las paredes de los anillos en la respuesta del sensor (Delta-T Devices, 2016). En la calibración puntual, para asegurar un secado completo de las muestras de suelo fue necesario tener en cuenta que: i) las muestras deben permanecer en el horno un tiempo aproximado de dos días consecutivos a 110°C conforme las consideraciones del método gravimétrico (ASTM, 2019) y que; ii) la permitividad de la muestra sea inferior a tres. Por su parte, en la calibración continua el secado completo fue asumido cuando los valores masa-voltaje fueron aproximadamente iguales durante tres días consecutivos.

El contenido volumétrico de humedad θ_w , se obtuvo como se muestra en la ecuación (22) donde: W_T es la masa de la muestra húmeda, W_s es la masa de la muestra seca, V_T es el volumen total de la muestra y, W_w , es la masa del agua de la muestra.

$$\theta_w = \frac{W_T - W_s}{V_T} = \frac{W_w}{V_T} \quad (22)$$

Durante el desarrollo del proyecto fue vandalizado un sensor en H_bp y fueron hurtados los dos sensores y el datalogger en H_ap por lo que las calibraciones no fueron completadas para estas estaciones. El datalogger y el sensor en buen estado que se recuperaron de H_bp fueron empleados en la calibración continua en H_ad teniendo en cuenta que para realizar una calibración continua se requiere de un equipo (sensor y datalogger) destinado de manera exclusiva a esta actividad por un periodo prolongado (secado al aire libre diferencial para cada suelo). Las fechas en las que fueron realizadas las calibraciones junto con el grupo de datos disponible para cada estación es listado en la Tabla 7.

Tabla 7. Calibraciones realizadas por estación

<i>Calibración</i>	<i>Fecha*</i>	<i>Temporada</i>	<i>Tipo</i>	<i>H_bp</i>	<i>H_ap</i>	<i>H_ad</i>
C1	20/10/2020	Lluviosa	Puntual	x	x	x
C2	4/11/2020	Lluviosa	Puntual	x	x	x
C3	1/02/2021	Seca	Puntual		x	x
C4	9/07/2021	Transición	Continua			x

Nota: Estación en: Natural de baja pendiente (H_bp); Natural de alta pendiente (H_ap); Arbustivo denso (H_ad);
*Fecha de recolección de las muestras

Las calibraciones puntuales fueron completadas en un periodo máximo de tres días conforme al número de muestras a analizar: seis muestras en C1 y C2, y cuatro muestras C3 (ver Tabla 7). Por su parte, en la calibración continua las muestras de suelo fueron consideradas completamente secas (valores de masa y voltaje con poca variación) en 101 días para la muestra

de H_ad_p1 (12 de julio - 20 de octubre de 2021) y 75 días para H_ad_p2 (7 de agosto - 20 de octubre de 2021). Las fotografías de la calibración antes y después del secado para cada estación son mostradas en el Apéndice G (i). Así mismo, en el Apéndice G (ii) son presentadas fotografías de las muestras en los días iniciales, intermedios y finales de la calibración continua (C4). Las características de las muestras recolectadas en cada una de las jornadas son presentadas en: el Apéndice G (iii) para natural de baja pendiente, Apéndice G (iv) para natural de alta pendiente, y Apéndice G (v) para arbustivo denso.

La relación (θ, K) ha sido descrita mediante regresiones lineales simples (Delta-T Devices, 2016) como se muestra en la ecuación (23). Sin embargo, la relación (θ, K) puede ser mejor representada por una regresión polinómica de tercer orden, como se muestra en la ecuación (24), cuando es posible obtener un conjunto de datos con humedades desde la saturación hasta la sequedad (Roth et al., 1992), como fue evaluada en la calibración continua. Así, a_0 y a_1 son los coeficientes de calibración en una regresión lineal simple; mientras que b_0 , b_1 , b_2 y b_3 son los coeficientes de calibración en una regresión polinómica de tercer orden.

Regresión lineal simple:
$$\theta = \frac{K - a_0}{a_1} \quad (23)$$

Regresión polinómica de tercer orden:
$$\theta = b_0 + b_1K + b_2K^2 + b_3K^3 \quad (24)$$

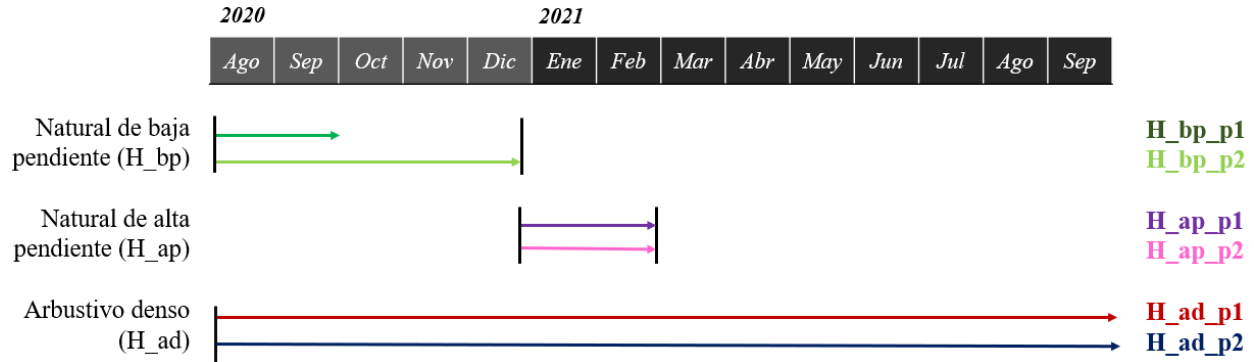
Una vez obtenidos todos los pares de datos de contenido de humedad y de índice de refracción, fueron realizados los gráficos de dispersión y calculados los grupos de coeficientes según el rango de humedad de datos adquirido para la calibración.

5.4.3 Caracterización de los contenidos de humedad en el suelo

El seguimiento de los contenidos de humedad fue realizado durante un año consecutivo (septiembre de 2020 – agosto de 2021) a una frecuencia de medición de una hora. Hasta donde es sabido, el contenido de humedad en el suelo del páramo de Berlín no había sido monitoreado continuamente. Por lo anterior, los valores de referencia fueron aquellos reportados en (Patiño Gutiérrez, 2020) en el estudio estratificado en profundidad de las propiedades hidrofísicas del suelo (ver sección 5.1.2). Estos valores referencia son resultado de mediciones puntuales en locaciones distribuidas espacialmente en las zonas. Además de las diferencias espaciales con las estaciones, los estratos estudiados en (Patiño Gutiérrez, 2020) también variaron respecto a los del presente proyecto. Así, el estrato de referencia para la profundidad p1 (5-10cm) concernió a los resultados en el estrato entre 0-5cm; mientras que para p2 (25-30cm) el estrato de referencia fue entre 20-25cm.

Como ha sido explicado, se buscaba monitorear el suelo a dos profundidades, en tres coberturas diferentes, con tres estaciones de monitoreo (H_bp, H_ap, y H_ad). No obstante, solo se completó el monitoreo de un año para H_ad, debido al uso para calibración y posteriormente el robo y vandalización de los sensores localizados en H_bp y H_ap. La Figura 7 muestra las líneas del tiempo de medición de cada uno de los sensores de humedad en el suelo. Conforme a la disponibilidad de información para cada grupo de sensores, fue realizada una descripción estadística de la serie de tiempo de contenidos de humedad monitoreados.

Figura 7. Línea del tiempo de monitoreo del contenido de humedad del suelo



Nota: Estación en: Natural de baja pendiente (H_bp); Natural de alta pendiente (H_ap); Arbustivo denso (H_ad); profundidad entre 5-10 cm (p1); profundidad entre 25-30 cm (p2).

5.4.4 Almacenamiento de humedad en el suelo

El almacenamiento de humedad en el suelo, S , fue calculado para cada sitio de monitoreo como se muestra en la ecuación (25) en donde: d es la profundidad de la capa de suelo (para todas las estaciones corresponde a 0.25m); θ_{p1} es el contenido volumétrico de humedad en el suelo en la profundidad $p1$ (entre 5-10 cm) y θ_{p2} en la profundidad $p2$ (entre 25-30cm).

$$S = d * 0.5 * (\theta_{p1} + \theta_{p2}) \quad (25)$$

Dado los inconvenientes con los sensores instalados en H_bp y H_ap, los valores de almacenamiento de humedad fueron estimados mediante factores relativos entre zonas de análisis (almacenamiento de humedad entre las coberturas de natural de baja y alta pendiente respecto al almacenamiento en arbustivo denso) obtenidos a partir de la información disponible en un periodo común de seguimiento. El valor estimado de almacenamiento de humedad en el suelo para la zona de estudio fue calculado mediante la ecuación (26). A_{bp} corresponde a la fracción de área de la zona de análisis respecto al total del área de estudio de la zona de natural de baja pendiente; A_{ap} de la zona de natural de alta pendiente y; A_{ad} de la zona de arbustivo denso.

$$S = A_{bp}S_{bp} + A_{ap}S_{ap} + A_{ad}S_{ad} \quad (26)$$

5.5 Fase IV: Estimación de la evapotranspiración derivada del balance hídrico

La evapotranspiración real derivada del balance hídrico o balance de agua (ET_{ba}) fue evaluada a escala diaria, semanal, mensual y anual. Para la realización de este balance se tuvieron las siguientes consideraciones:

- El riego (R) es igual a cero, considerando que es una unidad hidrográfica no intervenida, es decir, sin actividades humanas tales como la agricultura.
- La unidad hidrográfica funciona como un sistema cerrado en el cual la cuenca hidrográfica (superficial) coincide con la cuenca hidrogeológica (subterránea). Por lo tanto, toda el agua que infiltra a capas más profundas del suelo alimenta a los acuíferos que descargan únicamente (hipotéticamente) al cierre de la unidad hidrográfica.
- No se presentan concentraciones de agua en forma de lagos y/o lagunas.
- No existe precipitación en forma de nieve.
- Los cambios de almacenamiento de agua en la zona saturada son despreciables.
- El flujo capilar (C) es subestimado asumiendo que el nivel freático no se encuentra cerca de la zona de raíces (superior a un metro de la zona de raíces) (FAO, 2006).

Dadas las consideraciones listadas, la ecuación del balance de masa está conformada por los flujos de agua en forma de: lluvia $Ll(t)$, otras formas de precipitación $B(t)$, la escorrentía $Es(t)$, el cambio de almacenamiento de humedad en los primeros 30 cm de suelo $\Delta S(t)$, la infiltración a estratos más profundos de suelo (mayores a 30 cm) $D(t)$ y, la discrepancia μ

(Ecuación (27)). Las estimaciones con el balance hídrico fueron realizadas a escala diaria, semanal, mensual y anual.

$$ET_{ba}(t) = Ll(t) + B(t) - Es(t) - \Delta S(t) - D(t) - \mu \quad (27)$$

5.5.1 Cambios de almacenamiento de humedad en el suelo

En la zona de estudio, en la que fueron instalados dos sensores de humedad en el suelo por zona homogénea, el cálculo del cambio de almacenamiento de humedad (ΔS) para cada estación (i) es como se muestra en la ecuación (28) en donde: S_t es el almacenamiento de humedad en el suelo en el periodo de tiempo estudiado y, S_{t-1} en el periodo de tiempo inmediatamente anterior. Un cambio de almacenamiento negativo indica una salida de agua del sistema y aporta a la magnitud de la evapotranspiración; mientras que un cambio de almacenamiento positivo corresponde a un ingreso de agua al suelo y, por lo tanto, disminuye la magnitud de la evapotranspiración estimada.

$$\Delta S_i = S_t - S_{t-1} \quad (28)$$

5.5.2 Infiltración a estratos más profundos de suelo

Cuando el contenido volumétrico promedio de agua en el suelo en la capa de estudio, θ_{prom} , sea superior a la capacidad de campo, θ_{CC} , se asumió que solo existe infiltración a capas más profundas del suelo (D) (ASCE, 2016). La estimación de la infiltración a capas más profundas fue llevada a cabo a la escala de medición (horaria) y agregada por días, semanas, meses y al año del periodo de análisis como se muestra en la ecuación (29). El valor de la profundidad (z) corresponde

a 0.25 m. Dadas las diferencias entre la medición de la lluvia y del contenido de humedad en el suelo con diferentes equipos, así como los posibles flujos laterales que aportan agua al volumen de suelo monitoreado, fue establecido como restricción de humedad que la infiltración sea siempre igual o inferior a la lluvia ($Ll \geq D$).

Cuando:

$$\theta_{prom} > \theta_{cc}$$

$$D = z (\theta_{prom} - \theta_{cc}) \quad (29)$$

5.5.3 Flujo de escorrentía

El flujo total de una corriente hídrica permanente está compuesto por el flujo superficial (caudal de escorrentía), el flujo subsuperficial (flujo por la zona no saturada del suelo) y el flujo base (flujo subterráneo). En la zona de estudio, los caudales calculados, a partir de las mediciones de presión en la estación TP, son equivalentes al flujo total de la unidad hidrográfica. Igualmente, por el flujo constante de agua en este vertedero, incluso en periodos de baja a nula precipitación, se asume el aporte de flujos subterráneos a este hidrograma. Para conocer los componentes del hidrograma individualmente, los métodos de separación de flujo base del flujo total mediante filtros numéricos son una alternativa de estimación empleada con buenos resultados en otras cuencas hidrográficas de la región nororiental Andina de Colombia (Gómez Isidro & Gómez-Ríos, 2016). Para este procedimiento, fue empleado el filtro numérico de dos parámetros (Rutledge, 1997), el cual utiliza la ecuación (30) descrita por: el factor de agotamiento (K), el parámetro C, el caudal total del día $Q_{(i)}$ y, el caudal base del día anterior $Q_{b(i-1)}$.

$$Q_{b(i)} = \frac{K}{1+C} Q_{b(i-1)} + \frac{C}{1+C} Q_{(i)} \quad (30)$$

K es calculado con la constante de recesión α ($K = e^{-\alpha}$) derivada de la curva maestra de recesión, C es un parámetro que es calibrado gráficamente en el hidrograma de altos eventos de precipitación y, el caudal base del día anterior puede ser asumido como el caudal total en época de estiaje para el periodo inicial de estudio. Asimismo, la curva maestra de recesión es el resultado de la superposición de todas las curvas de recesión que han ocurrido a lo largo de una serie de tiempo a la cual se adecua la fórmula exponencial decreciente (Gómez Isidro, 2015). Separar los caudales de origen superficial de los de origen subsuperficial no se encuentra en el alcance de este proyecto. Por lo anterior, la diferencia entre el flujo total y el flujo base fue asumida como igual a la suma entre el caudal de escorrentía y el caudal subsuperficial (E_s). Conjuntamente, como método alternativo para estimar el flujo de escorrentía durante los periodos con datos faltantes de rendimiento se usó la relación lineal lluvia-escorrentía con los datos previamente estimados con la separación del flujo base. La completitud de datos faltantes de escorrentía se hizo a escala diaria.

5.5.4 Otras formas de precipitación

El principal ingreso de agua al volumen de control es la lluvia. Empero, se han evidenciado ascensos en el hidrograma en época de estiaje que no corresponden a eventos de lluvia registrados en la estación meteorológica y tampoco se evidenciaron ingresos de agua producto del transvase desde otras unidades hidrográficas, vertimientos y/o riego. Por lo tanto, se presume que este fenómeno se asocia con eventos de precipitación horizontal (referenciada en algunos estudios como precipitación oculta), similar a los reportados en Cárdenas, Tobón, & Buytaert (2017) para el páramo de Chingaza en época de estiaje. Dado que estos ingresos de agua se hacen evidentes en el hidrograma en época de estiaje, se incluyó una entrada adicional de agua al sistema (B), calculada como la diferencia entre el caudal total y el caudal base para el periodo identificado.

5.5.5 *Discrepancia*

La discrepancia (μ) es un término que está relacionado con errores en la medición de las variables (Senay et al., 2011) y los flujos de agua en la cuenca mucho más lentos que la escala del balance que se esté realizando. El término discrepancia se evaluó para cada escala de estudio (diaria, semanal, mensual y anual) conforme la ecuación (31).

Cuando:
$$Ll(t) + B(t) - Es(t) - \Delta S(t) - D(t) < 0$$

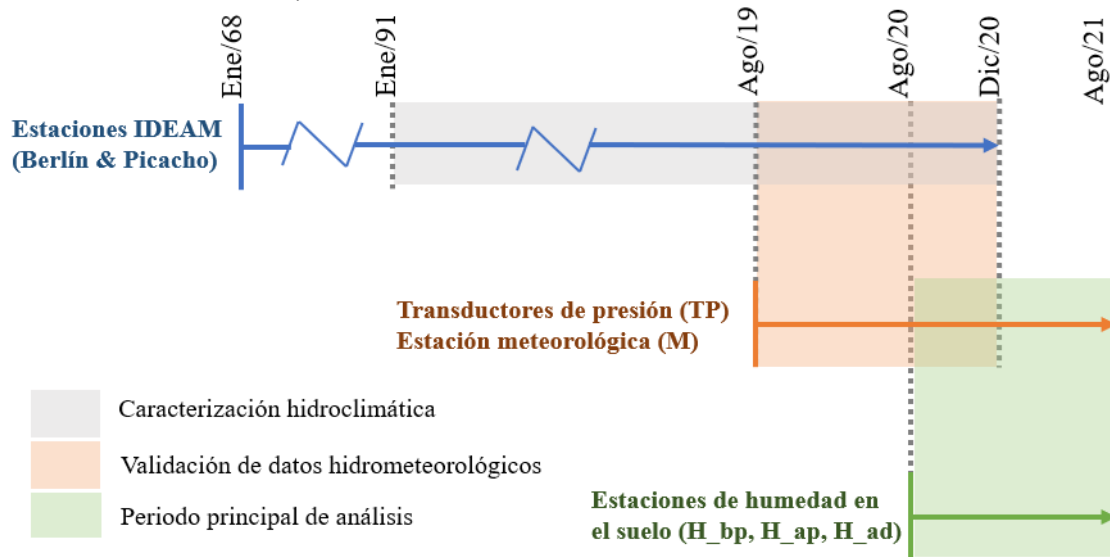
$$\mu = Ll(t) + B(t) - Es(t) - \Delta S(t) - D(t) \quad (31)$$

5.6 **Síntesis de los periodos de análisis**

Las bases de datos necesarias para el desarrollo de la metodología proceden de un total de siete estaciones de monitoreo: dos del IDEAM (Berlín y Picacho) y; cinco instaladas por el grupo GPH en la zona de estudio y/o muy cercana a esta. A diferencia de las estaciones controladas por el IDEAM que fueron instaladas entre 1967 y 1968, las supervisadas por el grupo GPH fueron ubicadas entre julio (estación meteorológica) y agosto (transductores de presión) de 2019 y en agosto de 2020 (sensores de humedad en el suelo). Por lo anterior, el periodo principal de análisis seleccionado fue entre el 1 de septiembre de 2020 y el 31 de agosto de 2021 (12 meses). Sin embargo, por la disponibilidad de información, otros periodos de análisis son: i) entre enero de 1991 y diciembre de 2020 (30 años) para la caracterización hidroclimática y la estimación de la evapotranspiración a largo plazo y; ii) entre agosto de 2019 y diciembre de 2020 (18 meses) para la validación de datos meteorológicos debido al número de datos faltantes en las estaciones del IDEAM antes de 1991 y en el 2021. En la Figura 8 son mostradas líneas del tiempo en donde se

distinguen los periodos de monitoreo (líneas) respecto a los periodos de análisis seleccionados (regiones sombreadas) para cada actividad.

Figura 8. Periodos de monitoreo y análisis



Nota: Estación en: Natural de baja pendiente (H_{bp}); Natural de alta pendiente (H_{ap}); Arbustivo denso (H_{ad})

6 Resultados y discusión

6.1 Descripción de variables hidrometeorológicas

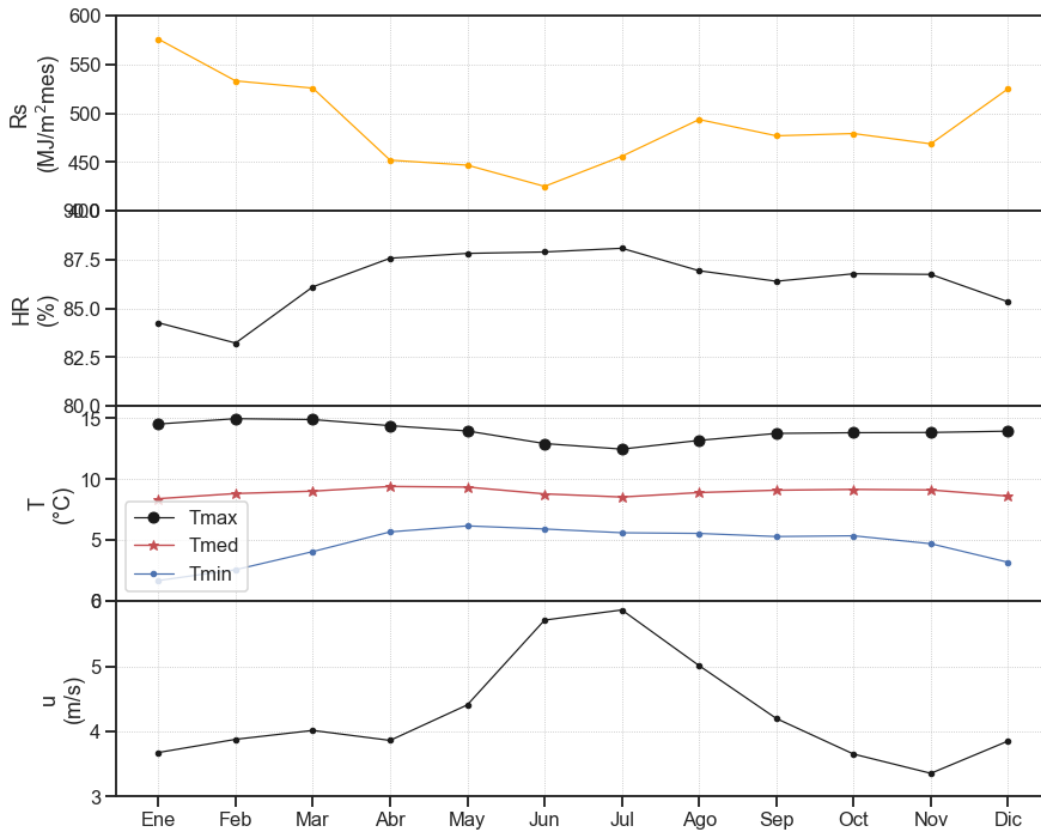
En esta sección es presentada: i) la caracterización de las variables hidrometeorológicas a largo plazo, ii) la validez de los datos hidrometeorológicos monitoreados y; iii) las variaciones hidrometeorológicas en el periodo de análisis comprendido entre septiembre de 2020 y agosto de 2021.

6.1.1 Caracterización hidroclimatológica a largo plazo

Para un periodo de 30 años entre 1991 y 2020, las variables meteorológicas monitoreadas en la estación Berlín del IDEAM presentaron valores medios mensuales típicos de los ecosistemas

de páramo: alta radiación solar (487.86 MJ/m²mes), alta humedad relativa (86.42%), baja temperatura (8.94 °C) y, alta velocidad del viento (4.28 m/s). En la Tabla 8 son listados los estadísticos descriptivos de las variaciones mensuales multianuales de radiación solar total mensual y, humedad relativa, temperatura y, velocidad del viento media mensual. En enero las variaciones meteorológicas se destacan por presentar altos valores de radiación solar y, bajos valores de humedad relativa, temperatura y, velocidad del viento. Las variaciones multianuales mes a mes son ilustradas en la Figura 9.

Figura 9. Promedios y/o totales mensuales multianuales de variables meteorológicas entre 1991-2020



Nota: Radiación solar total mensual (R_s); Humedad relativa (HR); Temperatura máxima (T_{max}); Temperatura media (T_{med}); Temperatura mínima (T_{min}); Velocidad del viento (u).

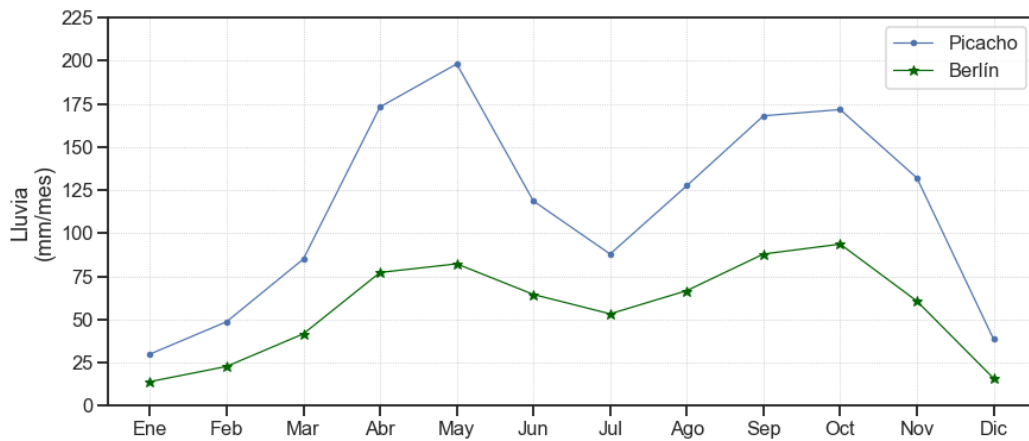
Tabla 8. Descriptivos estadísticos de variables meteorológicas a largo plazo

Variable	<i>Rs</i>	<i>HR</i>	<i>Tmin</i>	<i>Tmed</i>	<i>Tmáx</i>	<i>u</i>
Unidad	MJ/m ² mes	%	°C	°C	°C	m/s
Mínimo	359.50	64.50	-2.23	5.80	11.54	0.00
Media	487.86	86.42	4.65	8.94	13.88	4.28
Máxima	719.11	97.50	7.55	10.65	16.90	8.11
Desviación estándar	60.29	4.51	1.65	0.57	1.00	1.12

Nota: Radiación solar total mensual (*Rs*); Humedad relativa (*HR*); Temperatura mínima (*Tmin*); Temperatura media (*Tmed*); Temperatura máxima (*Tmax*); Velocidad del viento (*u*).

Por su parte, con los promedios multianuales entre 1991 y 2020 de la cantidad de lluvia total mensual en las estaciones Picacho y Berlín, se observa que los cuatro meses del año más lluviosos son: abril, mayo, septiembre y octubre. No obstante, como se muestra en la Figura 10, el descenso de la lluvia en el mes de julio no es tan severo como los presentados entre diciembre y febrero. La lluvia total mensual, en los Andes nororientales de Colombia, presenta un comportamiento bimodal debido a la migración latitudinal de la Zona de Convergencia Intertropical-ZCIT (IDEAM, 2019). En la estación Picacho fue calculado un total anual promedio multianual de 1,396 mm/a; mientras que en la estación Berlín fue de 681 mm/a.

Figura 10. Lluvia total mensual promedio multianual



Cambios en las medias anuales en todas las variables fueron observados especialmente en los últimos diez años respecto a los promedios multianuales de las décadas entre 1991 y 2000. Además, en concordancia con el fenómeno de la Niña, registrado también en múltiples estaciones de monitoreo hidrometeorológico a lo largo del país (IDEAM, 2019), los valores máximos de la precipitación total anual se presentaron en el año 2011 con 1,081.2 mm/a en la estación Berlín y, 2,369.3 mm/a en la estación Picacho. La variabilidad climática multianual en el municipio de Berlín puede estar asociada a los cambios en la extensión de la frontera agrícola a nivel local (CDBM & CORPONOR, 2012) en conjunto con otras actividades antrópicas (quemadas, ganadería, expansión del turismo, entre otras) también reportadas en otros ecosistemas de páramo (Buytaert, Célleri, et al., 2006) y en general, a las intervenciones humanas a escala global como los rápidos procesos de deforestación, quema de combustibles fósiles, y contaminación de fuentes hídricas, entre otros (IPCC, 2021). La cuantificación de estas variaciones multianuales está fuera del alcance del presente proyecto. Las series de tiempo de promedios y/o totales anuales de variables hidrometeorológicas, entre 1991 y 2020, son mostradas en el Apéndice H (ii).

6.1.2 Variaciones hidrometeorológicas

Con una frecuencia de medición de 15 minutos, entre septiembre de 2020 y agosto de 2021, el número total de observaciones posibles en cada estación fue de 35,040 datos. El 8.36% de los datos de caudal fueron eliminados y el 33.42% de los datos de lluvia, radiación solar, humedad relativa, temperatura y velocidad del viento fueron validados respecto a los registros reportados por el IDEAM. De estos, 2.74% de la lluvia, 0.27% de la radiación solar, 0.55% de la humedad relativa, 1.37% de la temperatura y, 2.19% de la velocidad del viento son datos dudosos. Más

información sobre los resultados de las pruebas de formato y coherencia son mostrados en el Apéndice I.

6.1.2.1 Variables meteorológicas

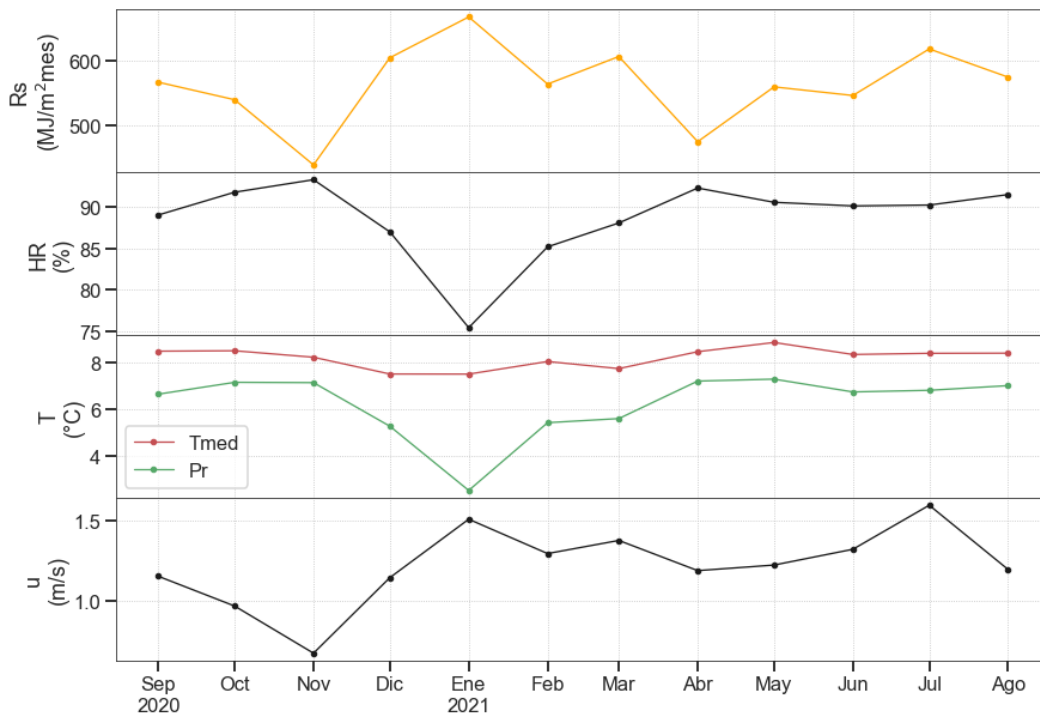
A escala horaria, la influencia de la radiación solar incidente condicionó las variaciones de la humedad relativa, la temperatura media del aire, la temperatura del punto de rocío y, de la magnitud de la velocidad del viento registradas para la zona de estudio con la estación meteorológica (M). Así, entre las 9:00 a.m. y 12:00 m. fueron captados los valores máximos de: radiación solar (2.6 MJ/m²h), temperatura del aire (11.9°C), punto de rocío (8.7°C), y velocidad del viento (1.9 m/s), así como el valor mínimo de humedad relativa (77.3%). De forma inversa, durante la noche fueron reportados los valores mínimos de: radiación solar, temperatura (5.2°C) y, velocidad del viento (0.8 m/s); así como aumento en la humedad relativa (93.7%). Estas fluctuaciones son características de los páramos en lo que se conoce como “un verano cada día y un invierno cada noche” (IAvH, 2011). Producto de estas oscilaciones intra-diarias, las tasas de transpiración en frailejones también han sido descritas como procesos discontinuos (Cárdenas, Tobón, Rock, et al., 2017). En el Apéndice J (i) son mostradas las oscilaciones horarias promedio de las variables meteorológicas para el periodo de análisis (entre septiembre de 2020 y agosto de 2021).

A escala diaria, se presentaron los siguientes valores promedios: 18.5 MJ/m²d de radiación solar, 88.7% de humedad relativa, 8.2 °C de temperatura media del aire, 6.2 °C de temperatura del punto de rocío y, 1.2 m/s de velocidad de viento. Las variaciones más notorias se presentan en el mes de enero cuando fueron observados los mínimos de humedad relativa, temperatura del aire y, punto de rocío en el periodo de análisis debidos a la baja radiación solar incidente. Los rangos

intercuartiles de los promedios diarios por mes de las variables meteorológicas son presentados en el Apéndice J (ii).

A escala mensual, los mínimos de temperatura media, la temperatura del punto de rocío y, de humedad relativa concuerdan con los máximos de velocidad del viento y radiación solar en enero, igual al comportamiento observado a largo plazo en la estación Berlín y en otros ecosistemas de páramo en Colombia (Díaz-Granados Ortiz et al., 2005). Respecto a estos valores de referencia, la zona de estudio registró mayor radiación solar y humedad relativa junto con menor temperatura y velocidad del viento. Los correspondientes valores mínimos, medios, máximos y la desviación estándar son listados en la Figura 11 y en la Tabla 9 son mostrados los promedios y/o totales mensuales de las variables meteorológicas en el periodo de análisis.

Figura 11. Promedios y/o totales mensuales de variables meteorológicas



Nota: Radiación solar total mensual (R_s); Humedad relativa (HR); Temperatura media (Tmed); Temperatura del punto de rocío (Pr); Velocidad del viento (u)

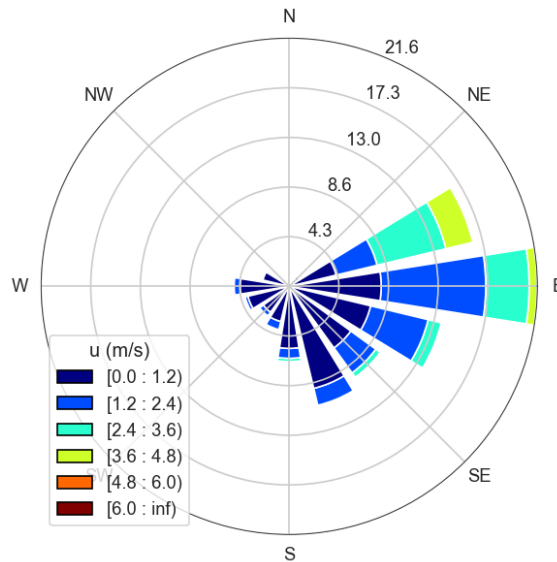
Tabla 9. Descriptivos estadísticos de variables meteorológicas en la zona de estudio a escala mensual

Variable	<i>Rs</i>	<i>HR</i>	<i>Tmin</i>	<i>Tmed</i>	<i>Tmax</i>	<i>Pr</i>	<i>u</i>
Unidad	MJ/m ² mes	%	°C	°C	°C	°C	m/s
Mínimo	438.2	75.4	1.9	7.5	13.1	2.5	0.7
Media	563.0	88.7	4.2	8.2	13.6	6.2	1.2
Máxima	667.3	93.3	5.3	8.8	14.4	7.3	1.6
Desviación estándar	61.7	4.8	1.1	0.4	0.4	1.4	0.2

Nota: Radiación solar total mensual (*Rs*); Humedad relativa (*HR*); Temperatura mínima (*Tmin*); Temperatura media (*Tmed*); Temperatura máxima (*Tmax*); Temperatura del punto de rocío (*Pr*); Velocidad del viento (*u*).

La dirección preferencial del viento fue desde el Este (aproximadamente 21.6% de las veces) y, para esta misma dirección, el rango de velocidad con la que más frecuentemente sopló el viento fue entre 1.2 y 2.4 m/s (un poco más del 8.7% de las veces). En la Figura 12 es mostrada la rosa de los vientos construida con los promedios horarios de velocidad y dirección del viento para el periodo de análisis.

Figura 12. Rosa de los vientos con promedios horarios



Nota: Velocidad del viento (*u*)

Aunque la dirección preferencial del viento mes a mes también fue de Este a Oeste, conforme a la dirección preferencial de los vientos alisios que afectan la variabilidad hidroclicmática a escala intra-anual en Colombia (IDEAM, 2019), en el mes de noviembre de 2020 fue observada la mayor variabilidad en la dirección y los mínimos en velocidad del viento. Por ejemplo, en el mes de noviembre, cuando fueron registrados valores de velocidad del viento inferiores a 1.2 m/s, las otras direcciones del viento desde el Sur también fueron predominantes. En el Apéndice J (iii) son mostradas las variaciones mes a mes del recorrido y la dirección del viento.

Los parámetros hidrometeorológicos en la zona de estudio mostraron una variabilidad espacial y altitudinal respecto a la estación Berlín. Primero, a diferencia de los valores multianuales de baja insolación presentados en el mes de junio en la estación Berlín del IDEAM, en la zona de estudio los valores mínimos de radiación solar ocurrieron en noviembre de 2020 y abril de 2021 (meses lluviosos). Segundo, los registros de velocidad del viento en la zona de estudio fueron significativamente inferiores que en Berlín así: 1.2 m/s en la estación M respecto a 4.3 m/s en Berlín. Sin embargo, la humedad relativa y la temperatura media en la zona de estudio mostraron similitudes con los valores promedios multianuales en la estación del Berlín. Lo anterior puede deberse a las diferencias altitudinales, espaciales entre estaciones de monitoreo, así como las diferencias temporales entre las comparaciones. Conocer el comportamiento de estas variables meteorológicas, así como su fluctuación a largo plazo a nivel regional, sirve para caracterizar el clima y su influencia en el tipo de vegetación, las condiciones de humedad del suelo, el abastecimiento hídrico y, las tasas de evapotranspiración de la zona de estudio.

6.1.2.2 Cantidad de lluvia y rendimiento

El máximo valor de lluvia registrado durante el periodo de análisis fue de 22.7 mm/h el 5 de mayo de 2021 a las 9:00 p.m. Igualmente, la lluvia total máxima registrada fue de 34.0 mm/d y la mayoría de los días (261/365) registraron valores iguales o inferiores a 3.6 mm/d (de estos, 142 días registraron lluvia igual a cero). Según Janeau et al. (2015), las especies vegetales de páramo están adaptadas a las bajas intensidades de la precipitación y conducen más del 50% del agua lluvia a través del tallo directamente hacia el suelo, especialmente en pastizales de gran altitud. El rendimiento (caudal expresado como lámina de agua para la unidad hidrográfica) mantuvo un valor promedio de 2.3 mm/d (2.9 lps), siendo 0.9 y 5.7 mm/d los valores mínimos y máximos respectivamente. Además, durante todo el periodo de análisis esta variable no fue inferior a 0.9 mm/d. Estos caudales mínimos sostenidos suelen deberse al agotamiento de las reservas de agua subterránea o a la descarga superficial desde masas de agua situadas aguas arriba, como lagos, humedales o glaciales (OMM, 2011c). Dado que, en la zona de estudio no se tienen reservas de aguas superficiales ni evidencia de la reducción artificial de los caudales producto de extracciones para actividades antrópicas, o de trasvase desde otras cuencas hidrográficas, los caudales mínimos sostenidos pueden relacionarse con agua subterránea. Los caudales más bajos en la zona de estudio fueron similares al caudal base estimado en otra cuenca no intervenida de páramo en Ecuador, la cual registró un caudal base promedio de 0.80 mm/d (Buytaert et al., 2005). En el Apéndice J (iv) son presentados los histogramas de lluvia y rendimiento a escala diaria durante el periodo de análisis.

El mes de mayor cantidad de agua lluvia precipitada fue abril de 2021, mientras que en el mes de enero de 2021 fue registrado tan solo 1.6 mm/mes. La lluvia total mensual registrada en la zona de estudio siguió un patrón bimodal, también observado en los registros multianuales de las

estaciones del IDEAM. En la Figura 13 se presenta la serie de tiempo de lluvia total y rendimiento promedio a escala mensual. Los meses más lluviosos tanto a largo plazo, como en el periodo de análisis fueron: abril, mayo, agosto, septiembre, octubre y noviembre. Sin embargo, la magnitud de la lluvia registrada en la estación meteorológica fue más próxima a la reportada en la estación Picacho, por su cercanía altitudinal y pese a estar localizada al costado opuesto de la cuenca hidrográfica. Por su parte, el valor promedio del rendimiento fue 69.5 mm/mes (2.9 lps). El máximo valor de rendimiento fue en el mes de diciembre y, el valor mínimo fue en septiembre de 2020. Dado que, el valor máximo de rendimiento fue registrado en un trimestre seco y el valor mínimo en un trimestre húmedo, fue identificado que el rendimiento siguió un patrón bimodal moderado y con un retardo respecto a los máximos y mínimos de la lluvia. Lo anterior podría deberse a la alta capacidad de retención de agua del suelo y la virtud de liberarla gradualmente a las corrientes hídricas conocido como servicio de regulación hídrica (Patiño Gutiérrez, 2020).

Figura 13. Serie de tiempo de lluvia total y rendimiento promedio a escala mensual



La caracterización de la lluvia y el rendimiento son indicadores directos de la oferta hídrica de la zona de estudio y son útiles para cuantificar el servicio de abastecimiento de agua, así como la cantidad del recurso hídrico disponible para ser evapotranspirado. La limitación de los valores

promedios de rendimiento presentados para el periodo de análisis es la falta de datos entre el 5 de mayo y el 6 de junio de 2021 (ver Apéndice I). Dado que dicho periodo ocurrió durante un trimestre lluvioso, principalmente, los valores promedios de rendimiento presentados podrían estar subestimados.

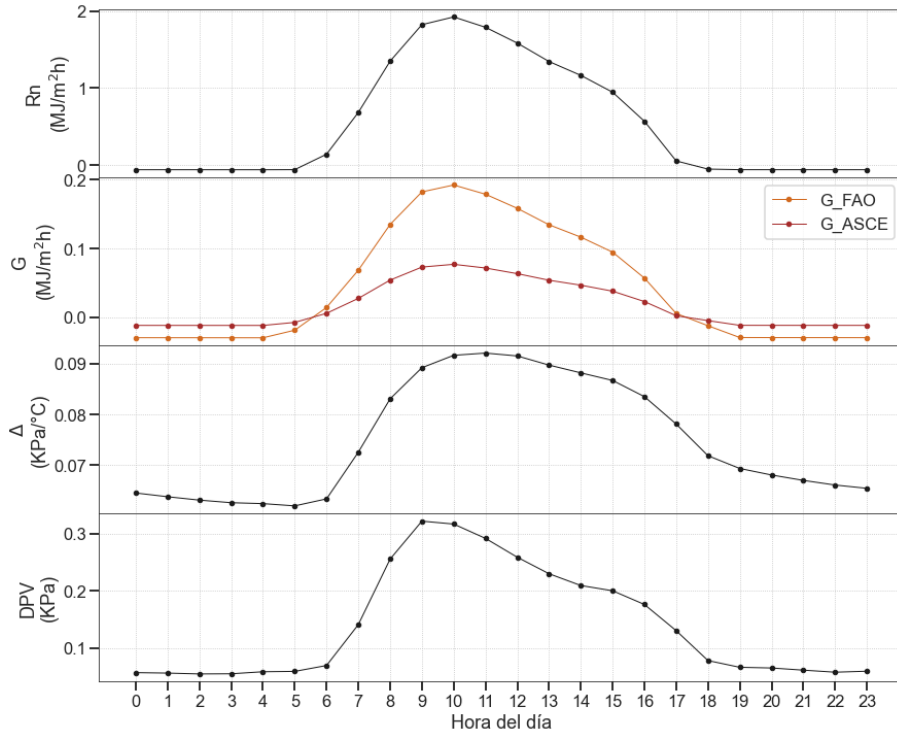
6.2 Comparación de la evapotranspiración de referencia

Esta sección incluye: i) la comparación entre las estimaciones de la evapotranspiración de referencia (ET_o) a escala horaria y diaria, y ii) las agregaciones temporales (semanal, mensual y anual) de esta misma variable para las superficies de FAO y ASCE.

6.2.1 Estimaciones horarias y diarias de evapotranspiración de referencia

El valor máximo de evapotranspiración de referencia horario fue 0.44 mm/h para la superficie de FAO y en 0.48 mm/h para la superficie de ASCE. Estos valores máximos horarios fueron presentados entre las 9 y 11 a.m., en concordancia con los máximos de la radiación neta, el flujo de calor en el suelo, la pendiente de la curva de presión de saturación y, el déficit de presión de vapor como se muestra en la Figura 14.

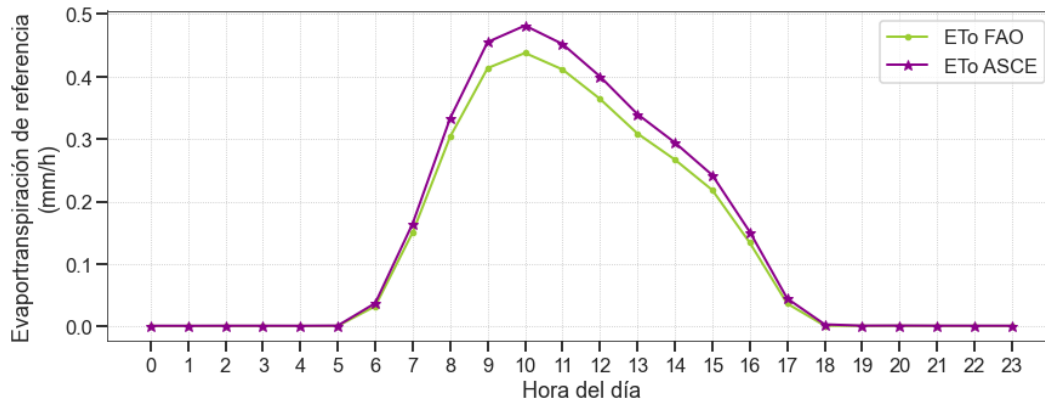
Figura 14. Promedios y totales horarios por hora de: radiación neta, flujo de calor en el suelo, pendiente de la curva de presión de saturación y, déficit de presión de vapor



Nota: Radiación neta (Rn); Flujo de calor en el suelo por FAO (G_FAO) por ASCE (G_ASCE); Pendiente de la curva de presión de saturación (Δ); Déficit de presión de vapor (DPV)

Las variaciones promedio por horas de la evapotranspiración de referencia son mostradas en la Figura 15. Asimismo, en la **¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.** son listados los estadísticos descriptivos de estas variables junto con los promedios y/o totales horarios por hora de las variables insumo sin medición directa: radiación neta, flujo de calor en el suelo, pendiente de la curva de presión de saturación y déficit de presión de vapor y, en el Apéndice K (i) es mostrada su variación horaria.

Figura 15. Evapotranspiración de referencia horaria promedio por mes

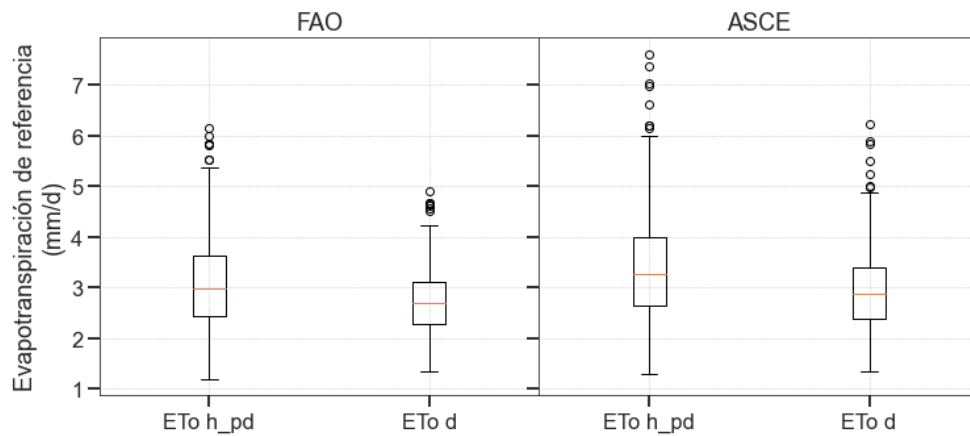


Nota: Evapotranspiración horaria promedio por hora para: la superficie de referencia de FAO (ETo FAO) y para la superficie de referencia de ASCE (ETo ASCE)

Empleando los valores promedios y/o totales diarios de variables meteorológicas, el promedio de evapotranspiración de referencia con el método de FAO fue 2.93 mm/d, mientras que con el método de ASCE fue estimado en 3.18 mm/d. En el Apéndice K (ii) pueden ser consultados las series de tiempo de la radiación neta, la pendiente de la curva de presión de saturación y el déficit de presión de vapor a escala diaria. Sin embargo, el uso de las estimaciones de evapotranspiración con valores diarios puede llevar a la subestimación de la evapotranspiración de referencia respecto a las agregaciones estimadas con datos horarios hasta en 1.32 mm/d para la superficie de FAO y en 1.49 mm/d para la superficie de ASCE, como se observa en la

Figura 16.

Figura 16. Diferencias entre el cálculo horario y diario de evapotranspiración de referencia



Nota: Evapotranspiración de referencia con promedios y/o totales horarios acumulados por día (ETo h_pd); Evapotranspiración de referencia con promedios y/o totales diarios (ETo_d)

Según Córdova, Carrillo-Rojas, et al. (2013), las estimaciones de evapotranspiración de referencia con datos horarios presentan una mejor caracterización de los fenómenos diarios y subdiarios que ocurren en los ecosistemas de páramo. En este mismo estudio fue encontrado un error relativo promedio superior al 8% al realizar la estimación de la evapotranspiración de referencia con promedios diarios y un error mayor al 20% al utilizar datos mensuales. Por lo anterior, los resultados de evapotranspiración de referencia reportados a escala diaria y superiores fueron calculados con las agregaciones de evapotranspiración de referencia horaria. Así, para el periodo de análisis, la evapotranspiración de referencia promedio fue de 3.09 mm/d para la superficie de FAO y de 3.41 mm/d para la superficie de ASCE.

Para la superficie de FAO en ecosistema de páramo se han registrado valores desde 1.88 mm/d en la estación Chirimachay (Vásquez et al., 2022), hasta 2.60 mm/d en Tarqui (Guzmán et al., 2015), ambos lugares en Ecuador. Por su parte, únicamente se ha reportado la evapotranspiración de referencia para la superficie de ASCE en Carrillo-Rojas et al. (2019) para el observatorio eco hidrológico de Zhurucay en Ecuador con un valor de 2.23 mm/d. Todos los valores conseguidos en páramos húmedos de Ecuador son inferiores a la evapotranspiración de referencia de la zona de estudio. Lo anterior podría deberse a que el flujo de radiación neta en la zona de estudio es superior y la velocidad del viento es inferior y, se ha encontrado que estas dos variables son los principales controles de los procesos de evapotranspiración (Ochoa-Sánchez et al., 2020).

La energía solar aumenta la temperatura del aire que estimula las moléculas de agua que se encuentran en una superficie a cambiar su estado físico (de líquido a gas o de sólido a gas). Esta fuerza impulsora es la diferencia entre la presión de vapor de agua en la superficie de evaporación y la presión de vapor de agua de la atmósfera circundante. Además, la velocidad con la que se

produce el proceso de saturación del aire depende en gran medida de la velocidad del viento y su dirección (FAO, 2006). La ecuación de Penman-Monteith, de la cual se deriva la evapotranspiración de referencia, considera dichos procesos atmosféricos. Por lo anterior, los resultados de evapotranspiración de referencia obtenidos en el presente proyecto de investigación son valores claves para comparar la demanda evaporativa de la atmósfera y tiene una aplicación práctica en la gestión de sistemas de riego y la gestión del recurso hídrico.

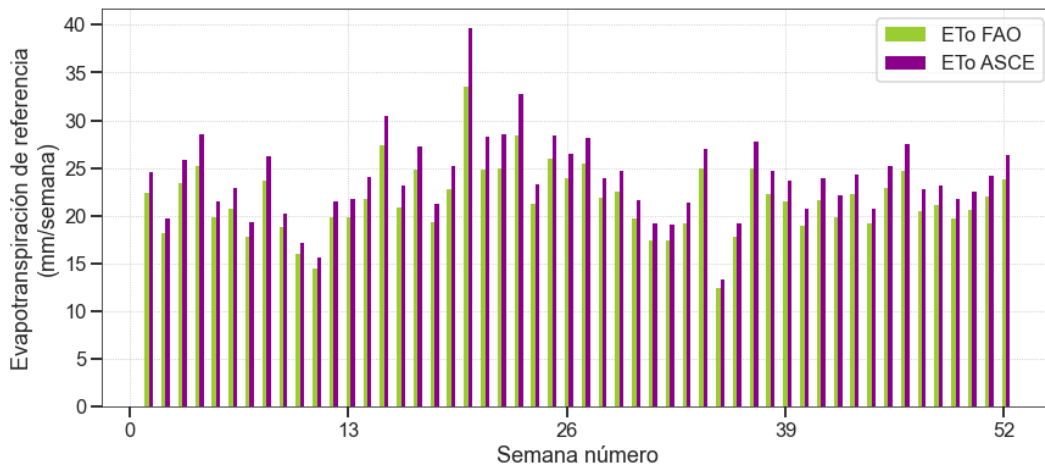
6.2.2 Agregaciones temporales de evapotranspiración de referencia

En las siguientes secciones se presentan las agregaciones temporales de la evapotranspiración de referencia: semanal, mensual y, anual.

6.2.2.1 Evapotranspiración de referencia semanal

El valor promedio de evapotranspiración de referencia semanal fue de 21.68 mm/sem para la superficie de FAO y de 23.96 mm/sem para la superficie de ASCE. En la Figura 17 se muestra la variación semanal de la evapotranspiración para ambas superficies de referencia.

Figura 17. Evapotranspiración de referencia total semanal



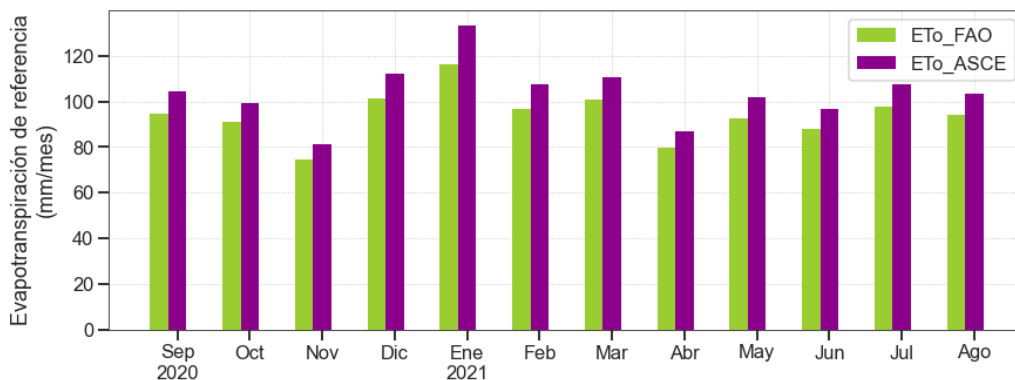
Nota: Evapotranspiración de referencia por FAO (ET_o_FAO); Evapotranspiración de referencia por ASCE (ET_o_ASCE).

A esta escala, se observan valores superiores en la temporada seca (diciembre 2020-febrero 2021). La mayor diferencia entre las dos superficies fue de 6.22 mm/sem en la semana 20 (entre el 12 y el 18 de enero de 2021), coincidiendo con los valores máximos de radiación neta solar.

6.2.2.2 Evapotranspiración de referencia mensual

En enero de 2021 se presentaron los valores superiores de evapotranspiración con 116.50 mm/mes para la superficie de FAO y 133.26 mm/mes para la superficie de ASCE; mientras que, en noviembre se presentaron los valores inferiores con 74.81 mm/mes para la superficie de FAO y 81.10 mm/mes para la superficie de ASCE. La diferencia mensual promedio entre ambas superficies fue de 9.88 mm/mes como se muestra en la Figura 18. Además, también es posible identificar la influencia de la bimodalidad de la lluvia en las variaciones mensuales de la evapotranspiración. Así, durante los dos trimestres de altas lluvias, fueron calculados valores inferiores de evapotranspiración de referencia debido, principalmente, al aumento de la nubosidad y consecuente reducción de la radiación incidente. Esta variación sinusoidal en la demanda evaporativa de la atmósfera, según los trimestres de alta y baja precipitación, también fue reportando en Iñiguez et al. (2016) para un caso de estudio en Ecuador.

Figura 18. Evapotranspiración de referencia total mensual



Nota: Evapotranspiración de referencia por FAO (ETo_FAO); Evapotranspiración de referencia por ASCE (ETo_ASCE).

6.2.2.3 Evapotranspiración de referencia anual

El valor de evapotranspiración de referencia total anual fue estimado en 1,127.32 mm/a para la superficie de FAO y en 1,245.88 mm/a para la superficie de ASCE. Por su parte, la evapotranspiración a largo plazo, calculada con los datos entre 1991 y 2020 en la estación Berlín del IDEAM, tuvo un valor promedio multianual de 771.31 mm/a para la superficie de referencia de la FAO y de 913.45 mm/a para la superficie de referencia de la ASCE. A pesar de estos valores multianuales, bajo un escenario de cambio climático (mayor temperatura y menor humedad relativa) se esperan mayores tasas de evapotranspiración en el ecosistema de páramo (Buytaert et al., 2011; Tovar et al., 2013). Para todas las escalas temporales, la evapotranspiración de referencia con la superficie propuesta por la ASCE es superior a la calculada para la superficie de referencia de la FAO y se debe a la mayor altura y la respectiva menor resistencia superficial del cultivo hipotético de referencia de la ASCE respecto al de la FAO. En Valencia Leguizamón & Tobón Marín (2017) fueron estimadas tasas de evapotranspiración de referencia para la superficie de FAO en la Laguna de Buitrago por 354 mm/a y, para los Pantanos de Quindío por 601 mm/a. Estos valores bajos también son inferiores a las reportadas en la zona de estudio y fueron relacionados con la presencia de un “cinturón de condensación” de la mano de una humedad relativa alta y constante.

Una limitación del método empleado para el cálculo de la evapotranspiración de referencia es la falta de mediciones directas de flujo de calor en el suelo. En su lugar, fueron empleados valores en función de la radiación neta solar (ver Tabla 1), los cuales también ungieron como un factor reductor de la evapotranspiración de la superficie de FAO respecto a la de la superficie de ASCE. Además, la altura de la vegetación de la zona de estudio oscila entre 0.23 y 9 metros, lo cual genera diferentes resistencias superficiales, y, por lo tanto, valores de evapotranspiración

disímiles a las estimadas para superficies hipotéticamente uniformes y bien regadas. Sin embargo, dado que la altura del cultivo de referencia de la ASCE (0.50 m) es más cercana a la de la vegetación de la zona de estudio, se espera una mejor valoración de la evapotranspiración en zona de páramo para dicha superficie.

6.3 Análisis del contenido y almacenamiento de humedad del suelo

En esta sección son descritos: i) las relaciones de calibración índice de refracción- contenido de humedad en el suelo; ii) el contenido de humedad en el suelo y; iii) el almacenamiento de humedad en el suelo.

6.3.1 Relaciones de calibración: índice de refracción- humedad en el suelo

El coeficiente de calibración a_0 corresponde al índice de refracción o raíz cuadrada de la permitividad del suelo seco, es decir, a la permitividad del componente sólido del suelo. Las diferencias entre los resultados para el coeficiente a_0 por zonas de análisis y estratos no fueron contundentes. Sin embargo, los coeficientes generalizados dados por el fabricante (Delta-T Devices, 2016) indican que los suelos orgánicos presentan valores inferiores de a_0 que los suelos minerales ($a_{0_orgánico}=1.3$ y $a_{0_mineral}=1.6$ y). Así, el coeficiente promedio para el estrato p1 ($a_{0_med_p1}=1.22$), con mayor contenido de materia orgánica que p2, presentó un valor inferior que el coeficiente promedio en el estrato más profundo ($a_{0_med_p2}=1.40$). Adicionalmente, los coeficientes a_1 tuvieron valores promedios similares entre estratos estudiados ($a_{1_med_p2}=7.71$ y $a_{1_med_p1}=10.33$), diferentes a los coeficientes generalizados ($a_{1_mineral}=8.40$ y $a_{1_orgánico}=7.70$) (Delta-T Devices, 2016). Los coeficientes a_0 y a_1 resultantes son listados en la Tabla 10; mientras

que las gráficas de las relaciones lineales entre el contenido de humedad del suelo y el índice de refracción, para cada una de las estaciones y estratos, son presentadas en el Apéndice L.

Tabla 10. Coeficientes lineales de calibración de los sensores de humedad en el suelo

Zona de análisis	Sensor	a_0	a_1	R^2
Natural de baja pendiente	H_bp_p1	1.41	10.06	0.999
	H_bp_p2	1.30	8.18	0.994
Natural de alta pendiente	H_ap_p1	1.25	10.07	0.991
	H_ap_p2	1.47	7.95	0.965
Arbustivo denso	H_ad_p1	0.99	10.86	0.959
	H_ad_p2	1.44	7.00	0.964

Nota: Estación en: Natural de baja pendiente (H_bp); Natural de alta pendiente (H_ap); Arbustivo denso (H_ad); profundidad entre 5-10 cm (p1); profundidad entre 25-30 cm (p2).

Los resultados de los coeficientes a_0 son admisibles puesto que se esperan valores superiores para estratos con menor materia orgánica y mayor densidad (Delta-T Devices, 2016) como en p2 respecto a p1. La única excepción se presentó en la zona de natural de baja pendiente en la que la densidad de las muestras en p1 no fue muy diferente respecto a p2 (ver Apéndice G (iii)). Al mismo tiempo, conforme a la caracterización hidrofísica del suelo (ver sección 5.1.2 y Apéndice B (iv)), en la zona de arbustivo denso entre los 20 y 25 cm de suelo fue registrada una mayor conductividad eléctrica (264.47 $\mu\text{S}/\text{cm}$) frente al promedio calculado para el estrato entre 0 y 5 cm (112.97 $\mu\text{S}/\text{cm}$). Lo anterior afirma la coherencia de un valor de a_0 superior en H_ad_p2 que en H_ad_p1 dado que el sensor emite una respuesta de voltaje superior en suelos con poca salinidad respecto a un suelo moderadamente salino (Delta-T Devices, 2016). Por otro lado, el coeficiente a_1 se relaciona (aproximadamente) con el índice de refracción del agua que típicamente toma un valor de 8. Así, según Pečan et al. (2022), valores superiores a 8.0 en el coeficiente a_1 , detectados en suelos con textura arcillosa y orgánicos, estarían relacionados con el agua intersticial del suelo. Conjuntamente, un valor superior de a_1 en cada una de las relaciones de calibración

lineal de p_1 puede estar relacionado con el mayor contenido de materia orgánica, porosidad y, conductividad eléctrica, así como con menor densidad aparente, respecto a p_2 . Asimismo, la diferencia entre los coeficientes generalizados y los resultados del coeficiente a_1 podrían estar relacionados con la mayor presencia de arcillas, que aumentan la conductividad iónica y la dispersión dieléctrica del suelo, la cual afecta la calibración de los sensores basados en métodos electromagnéticos para la medición indirecta de la humedad del suelo (Pečan et al., 2022).

Por el hurto y la vandalización de los sensores, la relación polinómica de tercer orden entre el contenido de humedad en el suelo y el índice de refracción fue realizada únicamente para la zona de arbustivo denso. Así, en la Tabla 11 son mostrados los coeficientes de calibración para los dos estratos de monitoreo en H_{ad} , mientras que en la

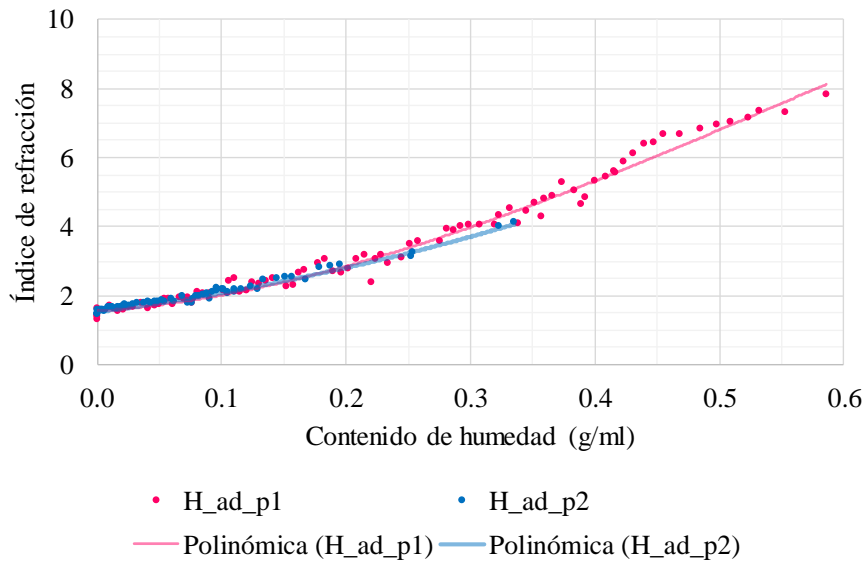
Figura 19 son mostrados las líneas de regresión polinómica de tercer orden correspondientes. Roth et al. (1992) reportaron coeficientes de la calibración polinómica de tercer orden inferiores a los calculados para la zona de estudio para un grupo de Histosoles y suelos Cámbricos con porosidades entre 0.52 y $0.79 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ a varias profundidades en Berlín (Alemania). Lo anterior podría deberse a las diferencias entre las porosidades de las muestras en el estudio de referencia, así como la menor capacidad de retención de agua en el suelo de la zona de arbustivo denso.

Tabla 11. Ecuaciones de calibración en arbustivo denso

Estación	b_0	b_1	b_2	b_3	R^2
H_ad_p1	-0.3172	0.2709	-0.0379	0.0023	0.9862
H_ad_p2	-0.3547	0.2966	-0.0449	0.0033	0.9769

Nota: Estación en arbustivo denso (H_{ad}); profundidad entre 5-10 cm (p_1); profundidad entre 25-30 cm (p_2).

Figura 19. Regresión polinómica de tercer orden para calibración en la zona de arbustivo denso



Nota: Estación en arbustivo denso (H_{ad}); profundidad entre 5-10 cm ($p1$); profundidad entre 25-30 cm ($p2$).

Tanto los coeficientes lineales como los de tercer orden son importantes porque permiten reducir sustancialmente el error en la medición del contenido de humedad del suelo respecto a los resultados obtenidos con los coeficientes sugeridos por el fabricante (Pečan et al., 2022). Sin embargo, la calibración puntual es un proceso de menor duración que la calibración continua, por lo que es recomendada especialmente cuando se tienen limitaciones de tiempo y de disponibilidad de un sensor de uso exclusivo para la calibración. A conocimiento de la autora, para suelos de ecosistemas de páramo no han sido reportados casos de calibración de sensores de medición indirecta de humedad. Dado que dichas calibraciones son específicas para cada zona de análisis y cada referencia de sensor, los coeficientes reportados están limitados a emplearse únicamente en suelos con propiedades hidrofísicas similares y de la referencia SM150T.

6.3.2 Contenido de humedad en el suelo

Esta sección presenta la descripción de las variaciones del contenido de humedad en el suelo: i) en la escala de medición, ii) en la escala diaria y, iii) en la escala mensual.

6.3.2.1 Variaciones en la escala de medición

Respecto a un total de 8,760 datos posibles a una frecuencia de medición de una hora durante el periodo de análisis, fueron calculados los datos faltantes listados en la Tabla 12 para las coberturas naturales de baja y alta pendiente mientras que, ningún dato faltante fue reportado en la estación en arbustivo denso (H_ad). El seguimiento del contenido de humedad en el suelo fue el mayor desafío del proyecto y, por ejemplo, fueron observados valores fuera del rango físico permitido ($0-1 \text{ m}^3/\text{m}^3$) en la zona de natural de alta pendiente. En Montenegro-Díaz et al. (2019) es señalado que estos valores son comúnmente observados en ecosistema de páramo y fueron relacionados con cambios en el voltaje de las baterías o fallas directas en los sensores de humedad. En el Apéndice M (i) es presentada la descripción de las anomalías en las estaciones ubicadas sobre las coberturas de natural de baja y alta pendiente.

Tabla 12. Datos faltantes de contenido de humedad en el suelo

Sensor	<i>H_bp_p1</i>	<i>H_bp_p2</i>	<i>H_ap_p1</i>	<i>H_ap_p2</i>	<i>H_ad_p1</i>	<i>H_ad_p2</i>
Número de datos faltantes	6,232	6,034	7,127	7,127	0	0
Porcentaje (%)	71	69	81	81	0	0

Nota: Estaciones en: Natural de baja pendiente (H_bp); Natural de alta pendiente (H_ap); Arbustivo denso (H_ad); profundidad entre 5-10 cm (p1); profundidad entre 25-30 cm (p2)

A pesar de las diferencias temporales y espaciales entre las mediciones puntuales de referencia de Patiño Gutiérrez (2020) y las mediciones continuas con los sensores de humedad en este proyecto, los valores promedio y los patrones temporales de los contenidos de humedad del suelo tuvieron una diferencia promedio de $\pm 0.13 \text{ m}^3/\text{m}^3$ en natural de alta pendiente y en arbustivo

denso y fueron similares en la cobertura de natural de baja pendiente. Los valores promedios contenido de estas mismas variables son listados en la Tabla 13. Además, en el Apéndice M (ii) son mostradas estas series de tiempo de los contenidos de humedad respecto a los valores referencia.

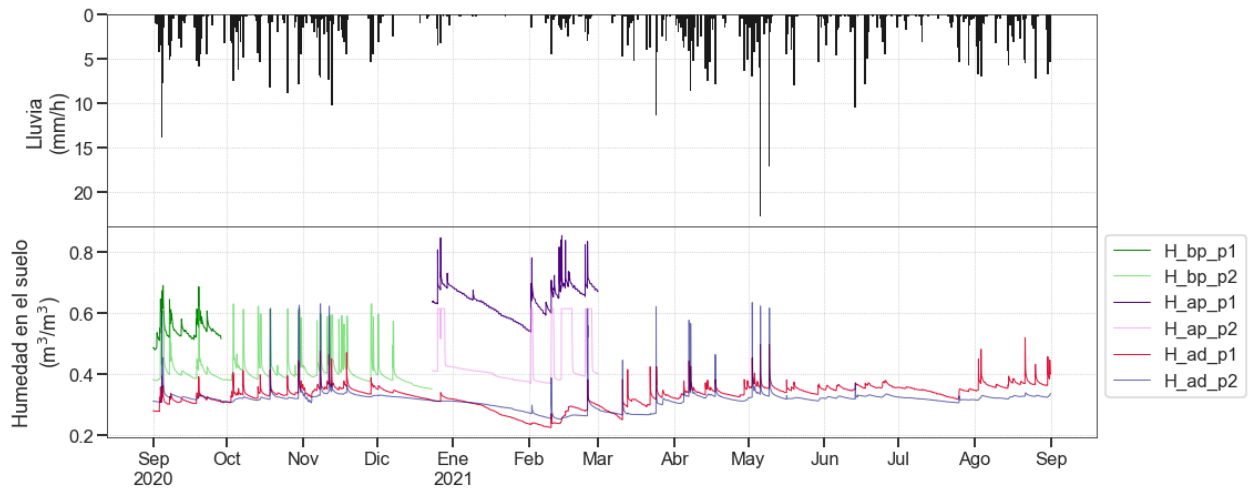
Tabla 13. Comparación entre los promedios de la humedad del suelo referencia respecto a la humedad del suelo monitoreada en este estudio

	Contenido volumétrico de humedad en el suelo (m^3/m^3)			
	Referencia p1*	p1	Referencia p2*	p2
	Entre 0-5 cm	Entre 5-10 cm	Entre 20-25 cm	Entre 25-30 cm
Natural baja pendiente	0.59	0.55	0.43	0.42
Natural alta pendiente	0.51	0.65	0.39	0.52
Arbustivo denso	0.45	0.33	0.46	0.32

*Adaptado de Patiño Gutiérrez (2020)

Con la información disponible, los contenidos de humedad en la zona de natural de alta pendiente fueron superiores respecto a las otras dos zonas. En la Figura 20 son mostradas las series de tiempo de H_bp, H_ap y H_ad para cada estación respecto a la lluvia total horaria. Además, para un mismo periodo de tiempo, se presentan los diagramas de cajas de los registros de contenido de humedad para arbustivo denso contra: los registros de natural de baja pendiente en el Apéndice M (iii) y, contra los registros de natural de alta pendiente en el Apéndice M (iv).

Figura 20. Series de tiempo de contenido de humedad en el suelo a escala horaria



Nota: Estaciones en: Natural de baja pendiente (H_{bp}); Natural de alta pendiente (H_{ap}); Arbustivo denso (H_{ad}); profundidad entre 5-10 cm (p1); profundidad entre 25-30 cm (p2)

Las zonas naturales de baja y alta pendiente, donde se encuentran los sensores H_{bp} y H_{ap} respectivamente, están conformadas por suelos con texturas franco-arenosas y propiedades hidrofísicas similares en cada uno de los estratos estudiados en Patiño Gutiérrez (2020). Contrario a los valores referencia, tomados de Patiño Gutiérrez (2020), y a los efectos retardatorios en las velocidades de infiltración producto de una pendiente inferior, los contenidos de humedad en la zona de natural de alta pendiente fueron superiores respecto a los de la zona de baja pendiente. Lo anterior podría deberse a la mayor exposición a la radiación solar en H_{bp} por la distribución más ampliamente espaciada de la cobertura en la zona de baja pendiente. Por otro lado, la zona de arbustivo denso, se caracteriza por tener suelos franco-arcillosos, así como valores promedios menores en densidad aparente y mayores en conductividad eléctrica y porosidad respecto a las dos zonas naturales. En esta cobertura, H_{ad_p2} tuvo una respuesta mayor respecto a H_{ad_p1} ante eventos de lluvia intensa. Esta diferenciación puede ser debida a flujos laterales desde estratos de suelo de mayor altitud.

En el estrato más profundo de suelo monitoreado en arbustivo denso, pocas veces fue registrado el contenido de humedad a capacidad de campo y durante la época de estiaje descendió hasta un poco menos del punto de marchitez permanente. A diferencia de la zona de estudio, en los páramos de Chingaza, Romedales y Belmira en Colombia examinados en Cárdenas Agudelo (2016) y en el observatorio de Zhuruca y al Sur de Ecuador estudiado en Ochoa-Sánchez et al. (2020), el contenido de humedad en el suelo descendió pocas veces a la capacidad de campo. Además, Iñiguez et al. (2016), quienes también valoraron la humedad del suelo en zona de páramo, no obtuvieron registros inferiores al punto teórico de marchitez permanente. Estas diferencias podrían deberse, por un lado, al mayor consumo e interceptación del agua de la vegetación de la zona de arbustivo denso, conformado por arbustos de hasta nueve metros de altura, respecto a los pajonales en los que fue evaluada la humedad en el suelo de otros páramos. Por otro lado, los contenidos de humedad teóricos a capacidad de campo y de marchitez permanente fueron definidos para una muestra de suelo extraído entre el nivel superficial y los 10 cm que podría variar en los siguientes 20 cm de suelo monitoreado.

6.3.2.2 Variaciones diarias

A escala diaria durante el periodo de análisis, únicamente bajo dos condiciones el contenido de humedad en H_{ad_p2} superó al de H_{ad_p1} . La primera, desde el inicio del monitoreo hasta mediados del mes de septiembre de 2020 asociada a la adaptación del suelo a las alteraciones ineludibles en su estructura por la instalación de los equipos, así como en la escasa cobertura que permitió la evaporación directa del suelo. La segunda condición ocurrió durante el periodo de estiaje desde principios de diciembre de 2020 hasta principios de febrero de 2021 debido al agotamiento de las reservas de agua en el suelo. Estas dos condiciones no fueron observadas ni en

la zona de natural de baja pendiente ni en la zona de natural de alta pendiente por la mayor diferencia entre los contenidos de humedad en el suelo entre los dos estratos. En el Apéndice M (v) es mostrada la serie de tiempo a escala diaria de la humedad en el suelo en la zona de arbustivo denso respecto a la lluvia.

6.3.2.3 Variaciones mensuales

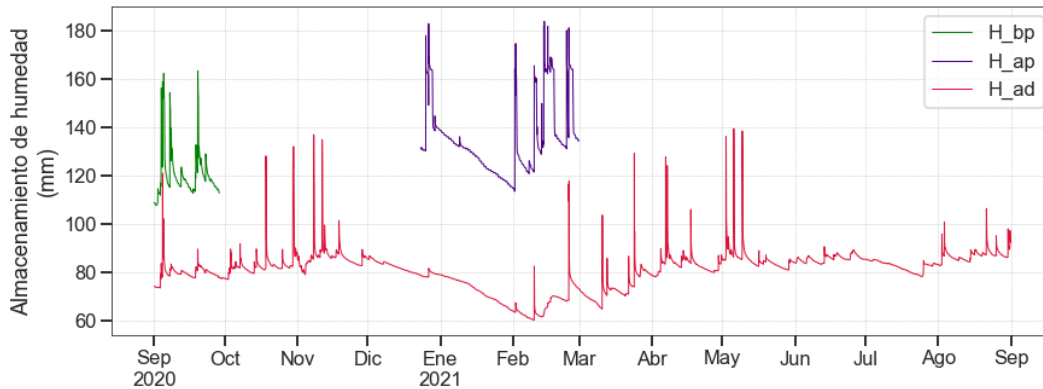
El contenido de humedad en el suelo a escala mensual presentó dos ascensos en la serie de tiempo durante el periodo de análisis, en consonancia con las variaciones bimodales de la precipitación. El primer ascenso, en la segunda temporada de lluvias de 2020 en el mes de noviembre, fue en promedio de $0.35 \text{ m}^3/\text{m}^3$ para H_ad_p1 y de $0.33 \text{ m}^3/\text{m}^3$ para H_ad_p2; mientras que, para la primera temporada de lluvias del 2021, el aumento en el contenido de humedad fue más ligero (inferior a los valores promedios en la temporada de transición de agosto del mismo año). Lo anterior puede deberse: i) a la temporada seca inmediatamente anterior (diciembre de 2020 a febrero de 2021) en la que los contenidos de humedad en H_ad_p2 superaron la humedad en H_ad_p1 por el poco ingreso de agua al suelo y/o ii) a que los promedios del contenido volumétrico de humedad en febrero de 2021 descendieron del punto de marchitez permanente para esta zona homogénea. Según Poulénard et al. (2004), los suelos muestran características de repeler el agua después del secado con la destrucción de la macroestructura y el desarrollo de microestructuras. De tal manera, en la zona de arbustivo denso, en donde se alcanzó el contenido teórico de marchitez permanente y la humedad del estrato p2 superó a la del estrato p1, un cambio en la macro y microestructura del suelo pudo disminuir su capacidad de recuperación en la primera temporada de lluvias del 2021. La serie de tiempo de contenido de humedad promedio mensual en

el suelo para los estratos monitoreados en contraste con los valores totales de lluvia mensual son mostrados en el Apéndice M (vii).

6.3.3 Almacenamiento de humedad en el suelo

El almacenamiento promedio de humedad, entre el 1 y el 28 de septiembre de 2020, en H_{bp} fue de 120.45 mm; entre el 24 de diciembre de 2020 y el 28 de febrero de 2021, en H_{ap} fue de 134.84 mm y; para el periodo de análisis completo en H_{ad} fue de 80.70 mm. En la zona de arbustivo denso osciló entre 60.09 mm en la temporada de estiaje y hasta un máximo de 139.37 mm en la primera temporada de lluvias del 2021. Las series de tiempo de almacenamiento de humedad en el suelo con la información disponible para cada estación se muestran en la Figura 21.

Figura 21. Series de tiempo de almacenamiento de humedad en el suelo

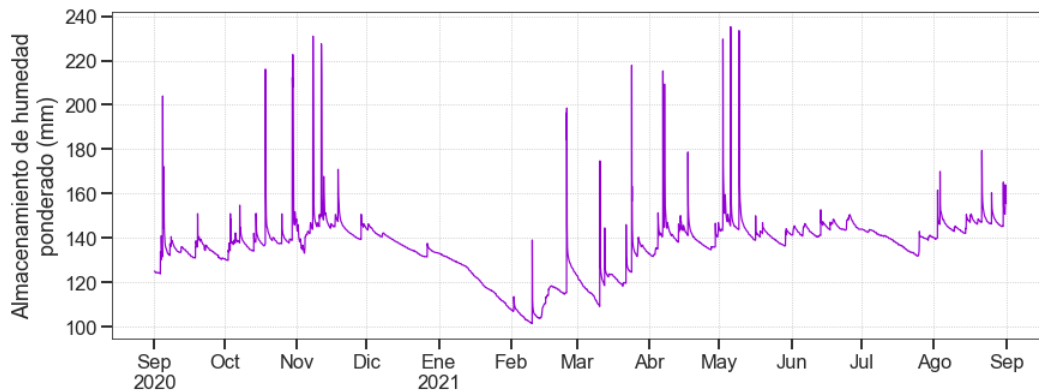


Nota: Estación en: Natural de baja pendiente (H_{bp}); Natural de alta pendiente (H_{ap}); Arbustivo denso (H_{ad})

Para un periodo común de medición, el factor entre el almacenamiento de humedad en H_{bp} y H_{ad} fue de 1.56; mientras que, el factor entre el almacenamiento en H_{ap} y H_{ad} fue de 1.91. El error cuadrático medio fue de 8.32 en H_{bp} y de 15.73 en H_{ap} . En el Apéndice N son mostradas las series de tiempo del almacenamiento calculado con los contenidos de humedad monitoreados respecto a las estimaciones realizadas, en el Apéndice N (i) para la estación H_{bp} y en el Apéndice N (ii) para H_{ap} . Finalmente, en el Apéndice N (iii) son mostradas las series de

tiempo con las estimaciones de almacenamiento de humedad en el suelo durante todo el periodo de análisis. En promedio, en la unidad hidrográfica es almacenado 136.20 mm en los primeros 30 cm de suelo. El almacenamiento de humedad ponderado por zonas es mostrado en la Figura 22.

Figura 22. Almacenamiento de humedad ponderado



Los suelos de páramos son conocidos por su alta capacidad de retención de humedad (Lazo et al., 2019). Así, evaluar el almacenamiento promedio de humedad en los primeros 30 cm de suelo es un avance para la caracterización de las reservas de agua en el medio no saturado en la zona de estudio. Contrario a lo esperado, el almacenamiento de humedad en la zona de natural de alta pendiente fue superior al de baja pendiente. Este fenómeno podría deberse a la cobertura del suelo con menor altura y bien distribuida en la zona de natural de baja pendiente, que deja mayores áreas de suelo expuestas a la evaporación directa. Las estimaciones de almacenamiento de humedad tienen limitaciones asociadas a la ausencia de series de tiempo continua de humedad en el suelo para las dos zonas de gran extensión e importancia para la unidad hidrográfica donde los sensores fueron hurtados o vandalizados. Por lo tanto, aunque los valores presentados se acercan al posible comportamiento temporal y espacial de la humedad, no se sugiere la generalización de los resultados de almacenamiento de humedad en las zonas de natural de baja y alta pendiente.

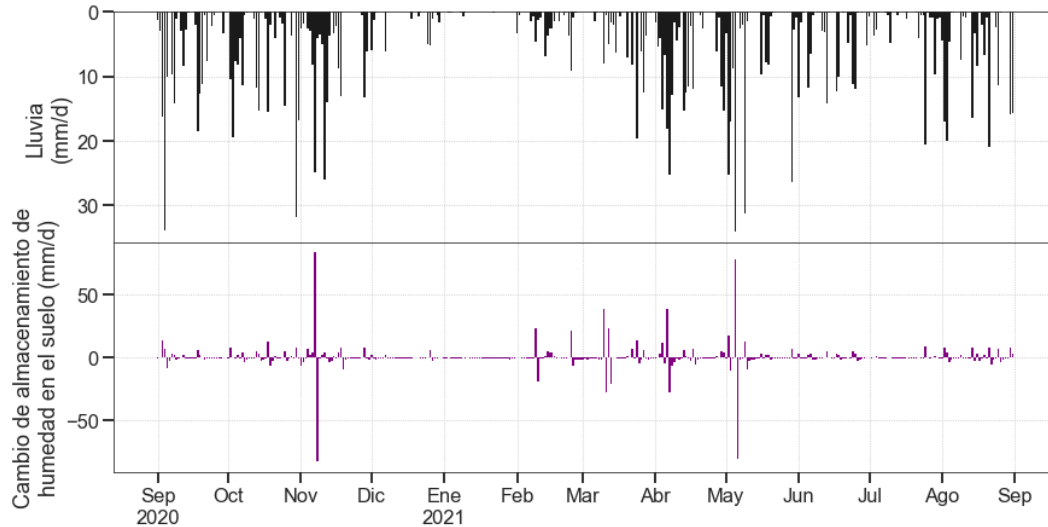
6.4 Componentes del balance hídrico

En esta sección son detallados los siguientes componentes del balance hídrico: i) el cambio de almacenamiento de humedad en el suelo, ii) la infiltración a estratos más profundos de suelo, iii) otras formas de precipitación y iv) el flujo de escurrimiento. La escala diaria fue la menor escala de tiempo empleada para todas estimaciones.

6.4.1 *Cambio de almacenamiento de humedad*

El valor mínimo de cambio de almacenamiento de humedad en los primeros 30 cm de suelo fue de -83.41 mm/d y, el máximo de 83.93 mm/d. Los valores extremos positivos en el cambio de almacenamiento de humedad son causados por ascensos rápidos de la humedad en el suelo tras eventos de lluvia; mientras que, los valores máximos negativos son presentados los días inmediatamente posteriores a estos eventos. El total anual de cambio de almacenamiento de humedad en el suelo fue de 30.80 mm/a. Este flujo de agua tiene una alta variabilidad y resultó ser un reservorio importante de agua a escalas de tiempo inferiores al año. Sin embargo, el cambio de almacenamiento de humedad en el suelo empleado para el balance hídrico fue calculado con los datos promedios ponderados para la unidad hidrográfica (ver sección 6.3.3). Por lo tanto, estas altas fluctuaciones podrían estar sobreestimadas (valores positivos máximos) y/o subestimadas (valores negativos mínimos). La serie de tiempo con los valores ponderados de cambio de almacenamiento de humedad estimados para la unidad hidrográfica respecto a la lluvia total diaria se muestra en la Figura 23.

Figura 23. Cambio de almacenamiento de humedad en el suelo ponderado



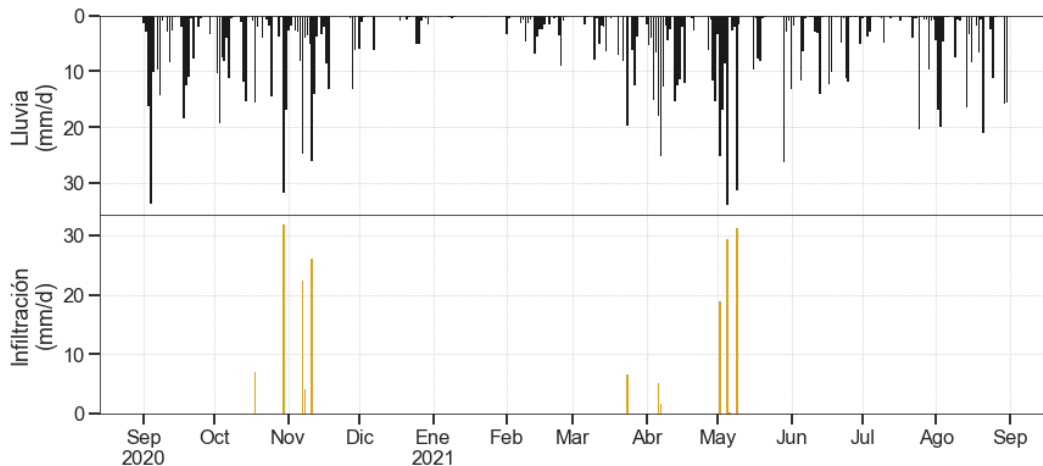
El valor anual con los registros medidos directamente en arbustivo denso fue de 18 mm/a y sus variaciones durante el periodo de análisis son mostradas en el Apéndice O (ii). El cambio de almacenamiento de humedad en el suelo también fue evaluado en el páramo de Zhurucay en Ecuador en Ochoa-Sánchez et al. (2019). En esta zona de estudio, las variaciones fueron similares y oscilaron entre ± 20 mm/d a pesar de reportar un contenido de humedad del suelo superior que en la zona de estudio (y superior a la capacidad de campo respectiva). Lo anterior, podría deberse a que, a pesar de tener un contenido de humedad promedio superior, el valor absoluto de los ingresos y los egresos de humedad en el suelo fueron similares.

6.4.2 Infiltración a estratos más profundos del suelo

En total, fueron identificados 12 días (eventos) de infiltración a estratos más profundos del suelo presentados únicamente en las dos temporadas de altas precipitaciones. Para la segunda temporada de lluvias del 2020, el valor total de infiltración fue estimado en 91.42 mm; mientras que, para la primera temporada de lluvias del 2021 fue estimado en 92.96 mm. Particularmente, el mayor evento de infiltración fue presentado con un retardo temporal respecto al evento máximo

de lluvia debido al efecto del humedecimiento acumulado del suelo. En total, el aporte de agua infiltrada a estratos superiores a los 30 cm de suelo monitoreados fue de 184.38 mm en el periodo de análisis. La serie de tiempo de infiltración a estratos más profundos del suelo respecto a la lluvia total diaria se muestra en la Figura 24. El flujo de infiltración representa aquel ingreso de agua que alimenta las reservas subterráneas de la unidad hidrográfica y que es liberado a las fuentes hídricas superficiales durante el periodo de estiaje.

Figura 24. Infiltración a estratos más profundos del suelo



El flujo de infiltración estimado como el exceso de agua que no puede ser retenido en el estrato más profundo (p2) tiene limitaciones en cuanto a que: i) la capacidad de campo fue estimada para una muestra de 10 cm extraída desde la superficie hasta esta profundidad y; ii) por la ausencia de una serie de tiempo completa de humedad del suelo en las zonas naturales de baja y alta pendiente, los valores presentados para esta variable fueron derivados únicamente del seguimiento de la humedad en el suelo de arbustivo denso. Con la información disponible, se cree que el aporte de las zonas naturales de baja y alta pendiente podría ser superior.

6.4.3 Flujos de agua derivados del hidrograma

En esta sección es presentada la separación del flujo base del flujo total, así como la relación lluvia-escorrentía para obtener: i) el flujo de escurrimiento y ii) otras formas de precipitación evidenciadas en el hidrograma.

6.4.3.1 Flujo base

Dos recesiones en el hidrograma fueron identificados: la primera (R1) entre diciembre de 2020 y febrero de 2021 y; la segunda (R2) entre diciembre de 2021 y febrero de 2022. Estas recesiones no fueron continuas debido a pequeños ascensos en el hidrograma por lo que fueron subdivididas (ver Apéndice P (i)), evitando dichos ascensos atípicos para un periodo de estiaje. El Apéndice P (ii) y (iii) muestran acercamientos a los periodos de recesión, R1 y R2, respectivamente. A partir de estos periodos de estiaje, fue construida la curva maestra de recesión de mejor ajuste (ver Apéndice P (iv)). La constante de recesión resultante fue estimada en 119 días. Esta constante es superior que la calculada para otras cuencas cercanas a la zona de estudio y de mayor área como lo son las del Río Suratá y el Río de Oro Alto (Gómez Isidro & Gómez-Ríos, 2016). Esta condición se debe posiblemente a la alta capacidad de retención del suelo que permite un flujo lento y sostenido hacia las reservas de agua subterránea. Asimismo, para la separación del flujo base del flujo total con el algoritmo numérico de dos parámetros, la constante C fue ajustada en 0.10. En el periodo de análisis sin datos faltantes de rendimiento, el flujo base fue el 88.2% del flujo total diario. La serie de tiempo del flujo base resultante se muestra en el Apéndice P (v). En los acercamientos a las recesiones en el Apéndice P (ii) y (iii), también se ilustra el flujo base correspondiente.

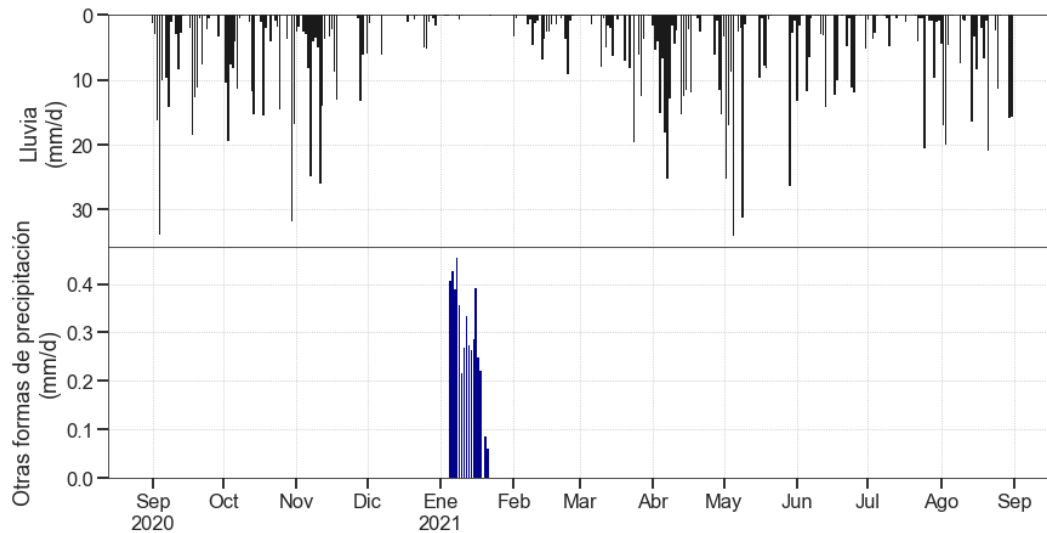
El porcentaje de flujo base respecto al flujo total en la zona de estudio fue superior que el de todos los casos revisados para ecosistemas de páramo. Por ejemplo, para una cuenca de páramo al Norte de Ecuador, también con el algoritmo de separación de flujo base de dos parámetros (Torres Romero & Proaño Santos, 2018), el caudal base fue estimado en 60% del caudal total. Asimismo, en otras cuencas de páramo de áreas pequeñas (entre 0.20 y 1.40 Km²), el flujo base respecto al flujo total osciló entre 31% al 44% (Cabrera-Balarezo et al., 2022). Pese a lo anterior, para una cuenca hidrográfica en otro páramo al Sur de Ecuador, con el uso de isótopos estables, se determinó que el flujo subsuperficial es dominante en el proceso hidrológico mientras que, el flujo subterráneo es mínimo (Crespo et al., 2011; Mosquera et al., 2016). De tal manera, para confirmar la alta contribución del flujo base en los caudales mínimos sostenidos, es necesario el uso de técnicas geoquímicas de separación de flujo base dado que son métodos de mayor complejidad y fidelidad que los algoritmos numéricos (Gómez Isidro, 2015).

6.4.3.2 Otras formas de precipitación

Como se evidenció en el análisis de dos recesiones del hidrograma (ver Apéndice P (i), (ii) y, (iii)), hubo ligeros ascensos en el hidrograma en época de estiaje en el que la lluvia monitoreada fue insignificante (1 mm en 17 días) y ningún ingreso de agua fue monitoreado y/o confirmado. Además, entre el 5 y el 21 de enero de 2021 se observó un descenso significativo en: la temperatura media del aire (cercana al punto teórico de congelación), el punto de rocío y, la humedad relativa durante el mes de máxima radiación solar y de velocidad del viento. De tal modo, se cree que este aumento en el hidrograma podría corresponder a un fenómeno de sublimación inversa o de precipitación horizontal por las características meteorológicas presentadas que, en conjunto con la altitud y el tipo de vegetación, favorecen la aparición de otras formas de precipitación. En el

Apéndice Q (i) se presenta el acercamiento a la serie de tiempo entre el 5 y el 21 de enero de 2021 de: rendimiento diario junto con la serie de tiempo de lluvia total horaria y de promedios horarios de humedad relativa, temperatura media del aire, punto de rocío, y contenidos de humedad en el suelo. El ingreso de agua por otras formas de precipitación (B) fue estimado en 4.68 mm en todo el periodo de análisis. En la Figura 25 se muestra la serie de tiempo de esta variable respecto a la lluvia total diaria.

Figura 25. Serie de tiempo de otras formas de precipitación



Esta consideración de otras formas de precipitación está en consonancia con varios trabajos en ecosistemas de páramo que han estudiado este fenómeno. Por ejemplo, en el páramo de Chingaza en Colombia Cárdenas, Tobón, & Buytaert (2017) encontraron que la precipitación horizontal llegó a ser el 7% de la precipitación que ocurre principalmente durante los meses más secos (enero y febrero). Además, según Padrón et al. (2015), cuando se tiene en cuenta la entrada de agua por eventos de muy baja intensidad (llovizna), mediante un equipo de medición como el disdrómetro, la precipitación es un 15% superior a lo que se pensaba con las mediciones con balancín. En la zona de estudio, en la que fue usado un equipo de balancín, es posible que el ingreso

de agua en forma de niebla y/o llovizna sea superior y, además, provea de agua al ecosistema es los meses de estiaje similar al registrado en el páramo de Chingaza.

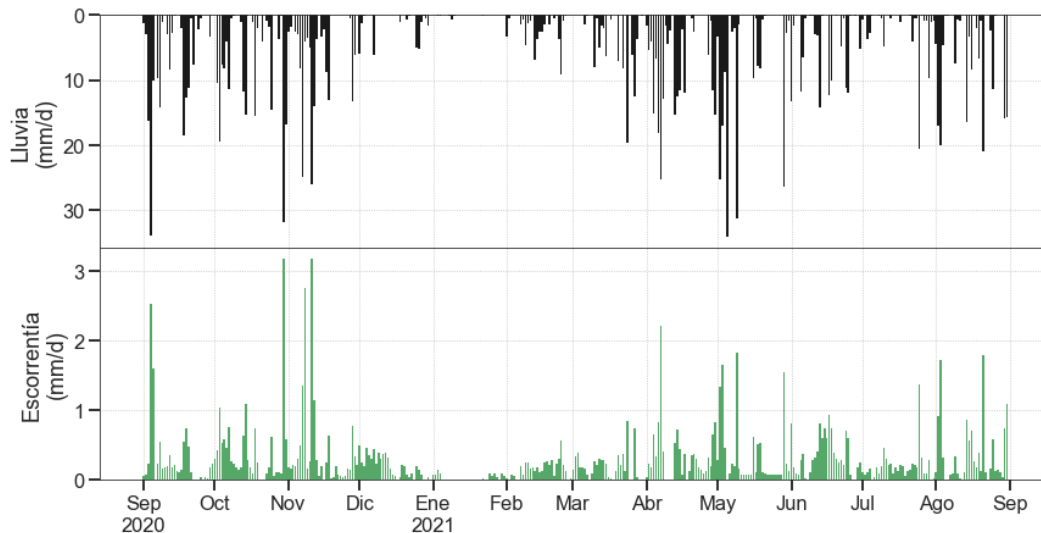
Por otro lado, en Berrones et al. (2022) fue analizada la precipitación efectiva mediante la medición de la contribución de la neblina y el agua de las nubes al humedecimiento del suelo. En este estudio, el aporte hidrológico neto de la niebla fue insignificante, mientras que el agua de nubes tuvo una poco más de incidencia. Según Cárdenas, Tobón, & Buytaert (2017), en bosques de montaña la precipitación horizontal contribuye directamente al balance hídrico cuando el agua depositada sobre la vegetación gotea al suelo tras superar la capacidad de almacenamiento de las hojas. Sin embargo, igual que en la zona de estudio, en Tobón & Gil (2007), no evidenciaron una correlación entre la humedad del suelo durante los eventos de niebla y la densidad de los eventos. Como se muestra en el Apéndice Q (i), a pesar del ascenso en el hidrograma, durante el periodo analizado (con la información disponible), tampoco fueron registradas firmas en el contenido de humedad en el suelo (solamente se evidenció un pequeño incremento en el contenido de humedad en el estrato más superficial de la zona de natural de alta pendiente luego de un corto evento de lluvia). Además, en Berrones et al. (2022) no fue encontrada relación entre los eventos de niebla y llovizna con las variables meteorológicas. Aunque la estimación de otras formas de precipitación no está en el alcance del proyecto de investigación, la firma encontrada en el hidrograma en época de estiaje deja en entrevisto su posible mayor contribución en el balance hídrico.

6.4.3.3 Flujo de escurrimiento

La relación lluvia-escurrimiento fue evaluada luego de sustraer los valores de otras formas de precipitación de la serie de tiempo de flujos de escurrimiento derivados de la separación de flujo base (ver Apéndice R (i)). Para el periodo con datos faltantes de caudal total (y correspondiente flujo

de escorrentía), entre el de 6 de mayo y el 4 de junio de 2021, fue estimado un flujo de escorrentía igual a 8.34 mm. Así, el flujo de escorrentía durante el periodo de análisis completo alcanzó valores nulos principalmente durante el periodo de estiaje y transición y, un valor máximo de 3.19 mm/d durante el 30 de octubre y el 11 de noviembre de 2020. La Figura 26 muestra la serie de tiempo de flujo de escurrimiento respecto a la lluvia total diaria. Durante el año de análisis, el valor total estimado de escorrentía fue 102.75 mm/a.

Figura 26. Serie de tiempo de flujo de escorrentía



En Buytaert et al. (2005) para una cuenca hidrográfica de páramo al Sur de Ecuador (Huagrahuma), la poca contribución de la escorrentía superficial a la respuesta hidrológica fue asociada a la alta capacidad de almacenamiento y saturación de los suelos, así como la baja intensidad de precipitación, en concordancia con los resultados de este estudio. En un artículo más reciente en la cuenca de Zhurucaay (3.28 Km²), la escorrentía reportada fue de aproximadamente 725 mm/a (Cabrera-Balarezo et al., 2022), la cual es muy superior a la estimada en la zona de estudio. El anterior comportamiento podría relacionarse con los valores de agua infiltrada a estratos más profundos que llega al cierre de la unidad hidrográfica como flujo base en la zona de estudio

(88%) superiores a los de Zhurucay (41%). El coeficiente de escorrentía, calculado como la relación del flujo de escorrentía respecto a la lluvia, adquirió un valor de 0.08. Sin embargo, en Crespo et al. (2011) el coeficiente de escorrentía fue calculado como la relación entre el caudal total respecto a la lluvia. Para la zona de estudio y con este método, este coeficiente toma un valor de 0.56, similar a los reportados en Crespo et al. (2011) para cuencas en Ecuador (entre 0.28 y 0.81). Los resultados aquí reportados tienen como limitación los datos faltantes durante un mes de la serie de tiempo de caudales totales al cierre de la unidad hidrográfica, así como el cálculo indirecto del caudal de escorrentía. Frente a estas limitaciones, se propone la construcción de un desarenador aguas arriba del vertedero para evitar anomalías en las series de tiempo de caudales por la colmatación de la estructura.

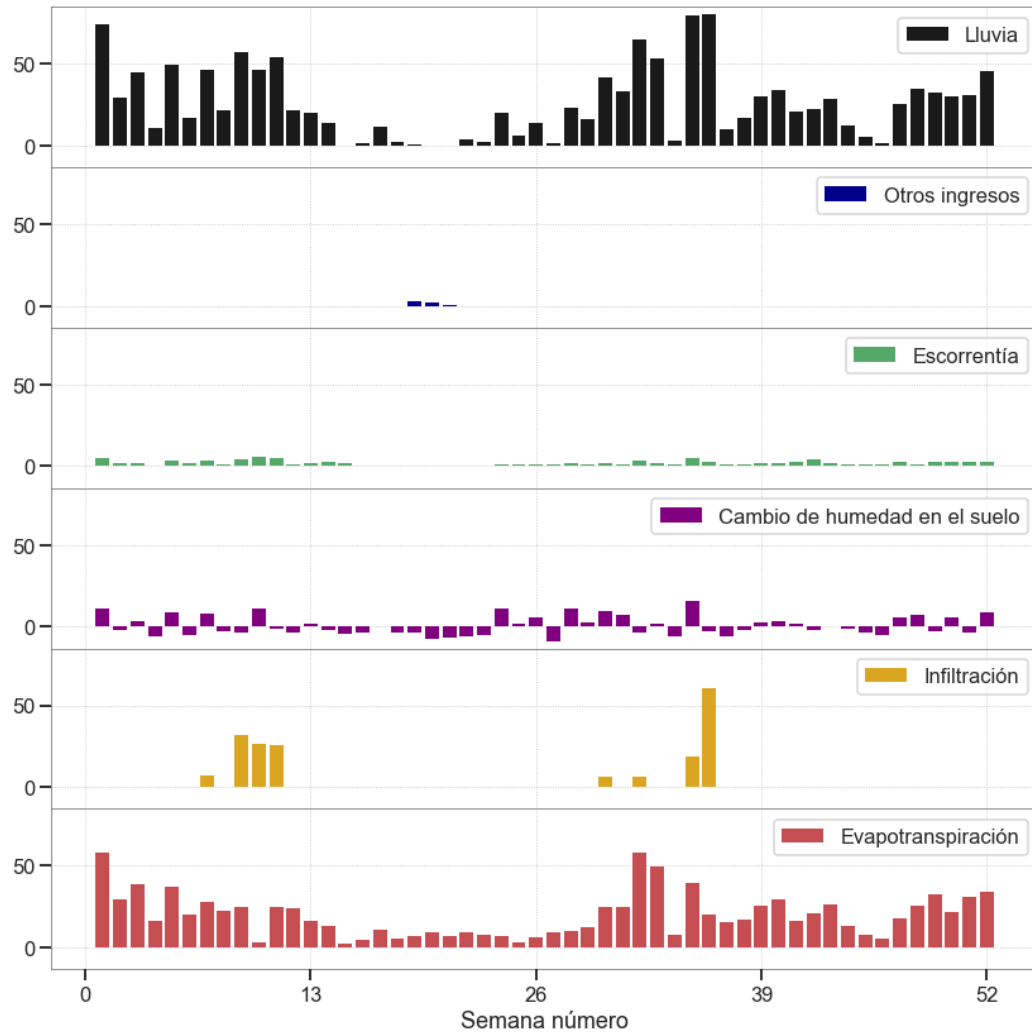
6.5 Estimación de la evapotranspiración derivada del balance hídrico

En las siguientes secciones se presentan los resultados de la evapotranspiración derivada del balance hídrico (evapotranspiración real) a escala: semanal, mensual y anual.

6.5.1 Evapotranspiración real semanal

Los cambios semanales de la evapotranspiración estuvieron altamente influenciados por las dos temporadas de lluvias en la zona de estudio. La segunda temporada lluviosa de 2020 se desarrolló entre las semanas 1 y 13 y, la primera temporada lluviosa de 2021 entre las semanas 27 y 39. A esta escala, fue estimado un valor promedio de evapotranspiración real en 19.83 mm/sem, un valor mínimo en 2.58 mm/sem y un valor máximo en 58.32 mm/sem. Los flujos de agua del balance hídrico a escala semanal son mostrados en la Figura 27.

Figura 27. Flujos de agua a escala semanal



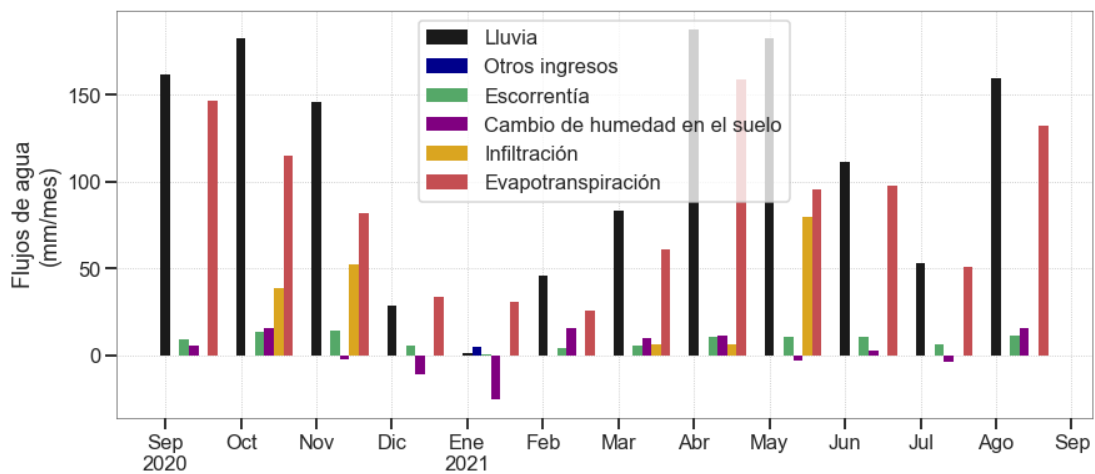
Nota: Todas las unidades están dadas en mm/sem

A esta escala es notoria la importancia del agua infiltrada a estratos más profundos de suelo en el balance hídrico. De tal manera, en épocas lluviosas, cuando la disponibilidad de agua es máxima pero la energía para evaporarla es limitada (baja evapotranspiración de referencia), los excesos de agua percolan a estratos más profundos de suelo hasta alimentar los reservorios subterráneos. Mosquera et al. (2021) encontraron que el agua del suelo es el mayor aporte al flujo en cuencas de páramo.

6.5.2 Evapotranspiración real mensual

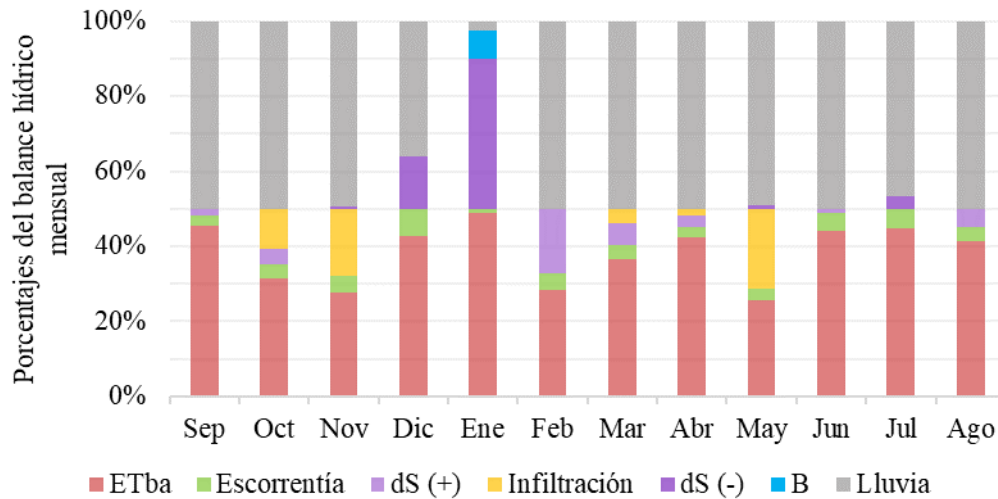
A la escala mensual fue estimado un valor promedio de 85.91 mm/mes presentando un valor mínimo de 25.87 mm/mes en febrero de 2021 y un valor máximo de 159.21 mm/mes en abril del mismo año. En la Figura 28 se muestran las agregaciones mensuales de los flujos de agua en la unidad hidrográfica.

Figura 28. Flujos de agua a escala mensual



Además, en la Figura 29 se incluyen los porcentajes de los flujos del balance hídrico respecto al total de cada mes. Para esta gráfica, el cambio de almacenamiento negativo, que corresponde a una salida de agua del sistema y que suma en la estimación de la evapotranspiración, fue separado del cambio de almacenamiento positivo, que corresponde a un ingreso de agua del sistema y, por lo tanto, resta en la estimación de la evapotranspiración. En el Apéndice S (i) se presentan los balances hídricos mensuales por meses.

Figura 29. Porcentajes de flujos de agua del balance hídrico respecto a los totales mensuales



Nota: Cambio de almacenamiento de humedad positivo (dS+) y negativo (dS-); Otras formas de precipitación (B); Evapotranspiración derivada del balance hídrico (ETba)

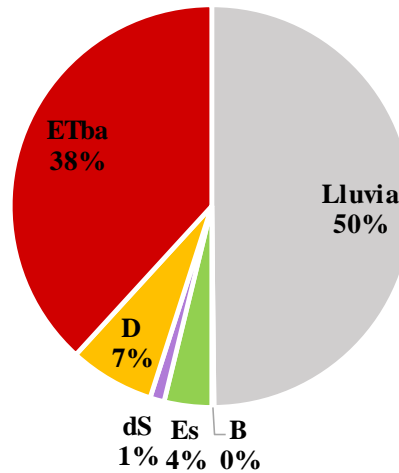
Durante los meses de diciembre y enero, cuando el ingreso de agua al sistema en forma de precipitación fue muy bajo, la evapotranspiración real estimada fue superior a la lluvia. Lo anterior indica que el agua evapotranspirada tuvo origen, principalmente, de las reservas de agua en los primeros 30 cm de suelo (cambio de almacenamiento de humedad en el suelo negativo). Este agotamiento fue también observado con el ascenso del contenido de humedad en la capa más profunda del suelo sobre el estrato más superficial en la zona de arbustivo denso.

6.5.3 Evapotranspiración real anual

El principal ingreso de agua al sistema fue por precipitación en forma de lluvia que, en el periodo de análisis, sumó un total de 1,344.2 mm/a. Otras formas de precipitación sumaron al año 4.68 mm; así, el ingreso total de agua al sistema fue de 1,348.88 mm/a. Como se muestra en la Figura 30, el flujo de salida de agua más importante es la evapotranspiración con 1,030.95 mm/a (38% del balance hídrico). Por su parte, los flujos de salida del sistema fueron: el caudal de

escorrentía en 102.75 mm/a, el cambio de almacenamiento de humedad en el suelo en 30.80 mm/a y, la infiltración a capas más profundas en 184.38 mm/a.

Figura 30. Balance hídrico a escala anual



Nota: Otras formas de precipitación (B); Escorrentía (Es); Cambio de humedad en el suelo (dS); Infiltración (D); Evapotranspiración derivada del balance hídrico (ETba)

Para la zona de estudio, la evapotranspiración real derivada del balance hídrico fue el principal flujo de salida del sistema (38% del balance hídrico que corresponde al 76.4% de la precipitación), similar al reportado en el páramo de Gavidia en Venezuela con 61% de la precipitación en Sarmiento (2000). Por su parte, con la técnica de Covarianza de Eddy, al Sur de Ecuador, se estimó una evapotranspiración del 51% de la precipitación (Carrillo-Rojas et al., 2016; Mosquera et al., 2021). La anterior diferencia podría deberse a que el agua almacenada en la copa de los árboles (agua interceptada) y que se evapora directamente desde estas superficies no está siendo tomada en cuenta en los métodos estimativos del presente estudio, contrario al método de medición directa empleado en Ecuador.

6.6 Evaluación del comportamiento de la evapotranspiración

6.6.1 Escalas temporales para la evaluación de la evapotranspiración real derivada del balance hídrico

Este estudio evaluó la evapotranspiración de referencia a escala horaria teniendo en cuenta las altas variaciones meteorológicas que ocurren en el ecosistema de páramo durante el día (Córdova, Carrillo, et al., 2013) y que suponen una demanda evaporativa diferencial a esta escala. Con los componentes del balance hídrico a escala diaria evaluados en la sección 6.4, se obtuvo una evapotranspiración real promedio de 3.71 mm/d y, un valor máximo de 80.76 mm/d. No obstante, los valores de discrepancia estimados ascendieron a un valor absoluto de 82.81 mm/d y ocurrieron 22 veces conforme a la evapotranspiración igual a cero. Los valores de los flujos del balance hídrico a una misma escala, así como la discrepancia a escala diaria se muestran en el Apéndice S (ii).

Valores absolutos de discrepancia a escala diaria, menores a 1 mm (5 eventos) están asociados a flujos lentos de agua que se visualizan en el hidrograma en forma de flujo subsuperficial cuando en el mismo día no fueron registrados eventos de precipitación. Otro grupo de eventos donde se presenta discrepancia están relacionados con cambios rápidos en el contenido de humedad en el suelo y con valores de infiltración a capas más profundas iguales o superiores a la precipitación. Estos valores de discrepancia indican la inconveniencia del uso del método de balance hídrico a escala diaria. Lo anterior podría deberse a que los flujos de agua que se evalúan en este método transitan a diferentes velocidades. Por ejemplo, el suelo es una matriz anisotrópica en la cual el agua circula hacia al cierre de la unidad hidrográfica por gravedad, generalmente, en un intervalo superior al día mientras que, los eventos de precipitación ocurren en minutos (Chow et al., 1994). Además, la constante de recesión igual a 119 días, resultante de asumir un reservorio lineal de agua subterránea, advierte tiempos de recorrido aún más parsimoniosos en la zona

saturada. Igual que en Ochoa-Sánchez et al. (2020), los errores en el cierre del balance de agua son atribuidos principalmente a la incertidumbre en la medición de las variables hidrometeorológicas y de humedad en el suelo.

Derivar la evapotranspiración de la ecuación de conservación de la masa en la unidad hidrográfica tiene limitaciones temporales. Por lo anterior, para analizar la evapotranspiración a pequeñas escalas de tiempo, en otros estudios han sido empleados métodos de alto costo y experticia técnica como la medición de flujos de calor latente mediante torres de covarianza de Eddy y de medición micro climática (Ochoa-Sánchez et al., 2019). Según la Organización Meteorológica Mundial (OMM, 2011b), el tiempo mínimo recomendado para derivar la evapotranspiración de un balance hídrico en una cuenca de drenaje corresponde a una semana. Sin embargo, en la zona de estudio no se descarta la posibilidad la contribución de aguas subterráneas provenientes de otras cuencas hidrogeológicas adyacentes que limiten la aplicación del balance hídrico a escala semanal. Lo anterior se debe a que la formación ígnea cuarzofeldespática (Cuarzomonzonita de Santa Bárbara) tiene una porosidad secundaria con alto potencial de almacenamiento y circulación del agua que facilita la formación de acuíferos superficiales (INGEOMINAS & UIS, 2007).

A escala semanal y mensual, la valoración de los ingresos y egresos de agua de la unidad hidrográfica permitió estimar el relevante aporte del agua almacenada en el suelo en época de estiaje. Pese a lo anterior, en la escala anual el cambio de almacenamiento de humedad en el suelo no tuvo trascendencia y podría ser obviada de la ecuación del balance de agua.

6.6.2 Evapotranspiración real para arbustivo denso

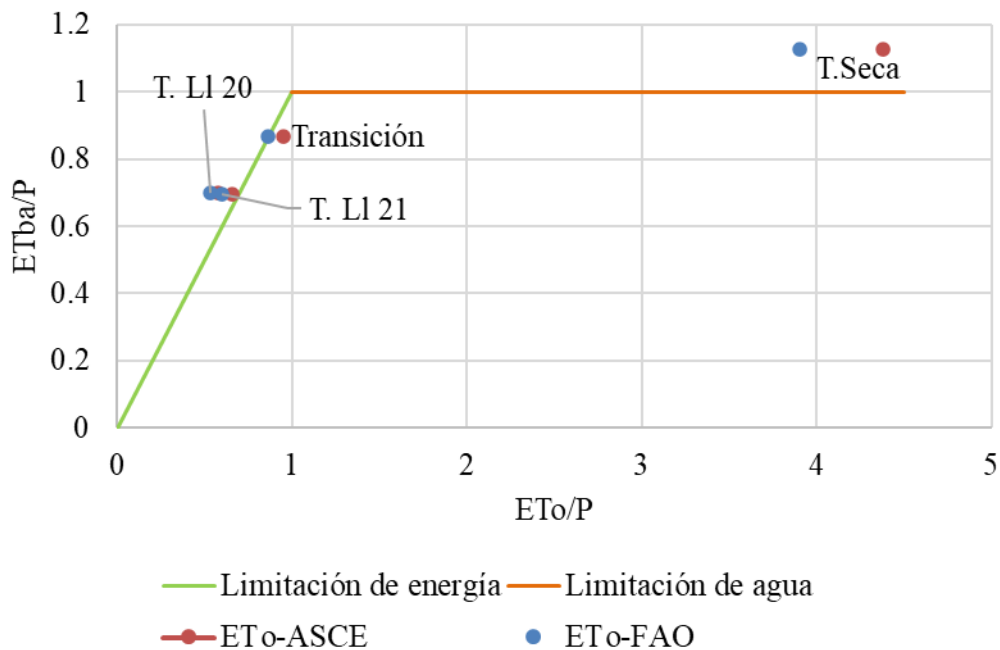
En el Apéndice S (iii) se presentan estimaciones de evapotranspiración real considerando el cambio de almacenamiento de humedad en la zona de arbustivo denso como equivalente al de toda la unidad hidrográfica con el ánimo de comparar los resultados considerando una cobertura homogénea con monitoreo completo frente a los resultados de las ponderaciones que debieron hacerse ante la ausencia de datos completos durante el periodo de análisis en las coberturas donde los sensores fueron hurtados o vandalizados. Las principales diferencias fueron observadas en los meses de baja precipitación en los que hubo una diferencia de hasta 10.37 mm/mes adicionales, estimados con las tres coberturas. Debido a la heterogeneidad del suelo y a las diferentes direcciones de flujo que puede tomar el agua a través de este medio poroso por las diferencias en: cobertura, pendiente del terreno, estructura, porosidad y, materia orgánica, entre otras propiedades, se recomienda el monitoreo continuo del contenido de humedad en el suelo a mayores profundidades y en múltiples zonas de análisis. Lo anterior, permitirá tener mayor certeza de las tasas de infiltración a estratos más profundos de suelo y de cambio de almacenamiento de humedad en el balance hídrico.

6.6.3 Relación de Budyko

La relación de Budyko permite identificar el vínculo de los regímenes de precipitación con las tasas de evapotranspiración. Esta relación indica que el cociente entre la evapotranspiración real (ET_a) y la precipitación (P) debe ser inferior a la unidad ($ET_a/P < 1$) por restricciones de humedad disponible en las superficies evaporantes; mientras que el cociente entre ET_a y la evapotranspiración potencial (ET_p) debe ser inferior o igual a uno ($ET_a/ET_p \leq 1$) por limitantes de energía (Budyko & Miller, 1974). Para la zona de estudio, la evapotranspiración real es la

estimada mediante el método de balance hídrico; la evapotranspiración potencial es la evapotranspiración de referencia estimada para la superficie de referencia de FAO y de ASCE y; la precipitación incluyó la lluvia y otras formas de precipitación. Esta relación típicamente es realizada con datos anuales para una serie de tiempo a largo plazo. Sin embargo, para la zona de estudio se obtuvo la relación de Budyko a escala trimestral, entre septiembre de 2020 y agosto de 2021, como se muestra en la Figura 31.

Figura 31. Relación de Budyko con valores trimestrales



Nota: Evapotranspiración de referencia (ET_0); Evapotranspiración real (ET_a); Precipitación (P); Temporada de lluvias: del año 2020 (T. LI 20), del año 2021 (T. LI 21)

La evapotranspiración en las temporadas de lluvias (2020 y 2021), así como el trimestre de transición, fue limitada por la energía entrante al sistema (radiación solar); mientras que, en la época de estiaje esta variable es limitada por el agua disponible en las superficies evaporantes. Teóricamente, los puntos que representan las respectivas relaciones entre la evapotranspiración real y la evapotranspiración potencial respecto a la lluvia deberían quedar bajo las curvas límites.

Los valores fuera de estos términos pueden representar errores en la medición y/o estimación de los flujos de agua y energía correspondientes (Ochoa-Sánchez et al., 2019). Al igual que en la zona de estudio, en Zhurucay (Ecuador) (Ochoa-Sánchez et al., 2019), la evapotranspiración real pareció ser limitada por la energía más no por la disponibilidad de agua durante un periodo húmedo (entre mayo y agosto).

6.6.4 Coeficiente de cultivo

La relación lineal entre la evapotranspiración de referencia y la evapotranspiración real (ET_a/ET_0) se conoce como coeficiente de cultivo y se ha caracterizado para diferentes siembras por etapas de desarrollo (FAO, 2006). Por su parte, la vegetación de páramo es perenne por lo que su crecimiento es lento y el coeficiente de cultivo podría tomarse como un valor único. A escala anual, la relación entre la evapotranspiración en la superficie de referencia de la FAO respecto a la evapotranspiración derivada del balance hídrico fue de 0.91 mientras que para la superficie de referencia de ASCE fue de 0.83. En la literatura han sido reportados más estimaciones del coeficiente de cultivo con la superficie de referencia hipotética definida por la FAO que con la de la ASCE. Por ejemplo, para otras zonas de estudio en ecosistema de páramo, han sido empleados valores del coeficiente de cultivo respecto a la superficie de referencia de FAO de: i) 0.42, en vegetación natural de páramo (Buytaert, Iñiguez, et al., 2006; Guzmán et al., 2015; Iñiguez et al., 2016; Torres Romero & Proaño Santos, 2018), ii) 0.67, bajo condiciones de estrés hídrico (Iñiguez et al., 2016) y, iii) 1.14, en pastos de tipo tussock (Carrillo-Rojas et al., 2016). Sin embargo, para un mismo periodo de tiempo y con la técnica de medición de flujos de vapor de Covarianza de Eddy (evapotranspiración real), en (Carrillo-rojas et al., 2019) fue estimado en 0.90 el coeficiente de cultivo para la superficie de la FAO y en 0.78 para la superficie de la ASCE. Estos dos últimos

coeficientes fueron muy similares a los calculados para la zona de estudio del presente proyecto de investigación.

El coeficiente de cultivo es importante porque permite estimar la evapotranspiración real mediante variables meteorológicas de relativo fácil seguimiento, así como hacer una aproximación a los efectos del cambio de uso de suelo en el ecosistema de páramo. Por ejemplo, Buytaert y otros autores (Buytaert et al., 2007) identificaron que el cambio de praderas naturales de páramo a plantaciones de pinos influyó en la disminución del rendimiento hídrico debido al aumento de la evapotranspiración.

La evaluación de la evapotranspiración en un ecosistema de páramo sin intervención de actividades humanas aporta una línea base en estudios donde se quiera evaluar los posibles efectos sobre los recursos hídricos (servicio ecosistémico de abastecimiento de agua) debidos a los cambios en la cobertura y uso de la tierra.

7 Conclusiones

La evapotranspiración de referencia fue estimada en 1,127.32 mm/a para la superficie de referencia de FAO y en 1,245.88 mm/a para la superficie de referencia de ASCE. En todas las escalas temporales evaluadas, la evapotranspiración para la superficie de referencia de FAO fue inferior a la estimada para la superficie de ASCE. Lo anterior se debe a la definición de un cultivo de mayor altura, menor resistencia superficial y, menor flujo de calor en el suelo, como el supuesto para la superficie hipotéticamente uniforme y bien hidratada de la ASCE, que conduce a la estimación de mayores tasas de evapotranspiración. Además, la radiación solar incidente condicionó el comportamiento de las variables meteorológicas y, por lo tanto, también la demanda

evaporativa de la atmósfera. Así, las diferencias entre la evapotranspiración para la superficie de FAO y la superficie de ASCE fueron superiores cuando la radiación neta solar fue máxima.

El contenido de humedad en el suelo en la zona de arbustivo denso presentó valores promedios muy cercanos entre estratos: de $0.33 \text{ m}^3/\text{m}^3$ en el estrato p1 (entre 5-10 cm) y, de $0.32 \text{ m}^3/\text{m}^3$ en el estrato p2 (entre 25-30 cm). Sin embargo, la diferencia entre estratos en las zonas naturales de baja y alta pendiente ($0.13 \text{ m}^3/\text{m}^3$ en ambas zonas de análisis) fue superior debido posiblemente a una mayor capacidad de almacenamiento en los primeros 30 cm de los suelos con texturas franco-arenosas cubiertas con vegetación de baja a media altura y mejor distribuidas respecto a los suelos franco-arcillosos con cobertura densa de arbustos de gran altura con capacidad de interceptar parte del agua en sus doseles.

Debido a la vandalización de los sensores en la zona de natural de baja pendiente y el hurto de la totalidad de los equipos en la zona de natural de alta pendiente, se calcularon factores que relacionan los datos disponibles de almacenamiento de humedad en el suelo, en las estaciones agraviadas, respecto a un periodo común de medición en la zona de arbustivo denso. Los factores fueron de: 1.56 para la zona de natural de baja pendiente, y 1.91 para la zona de natural de alta pendiente. De esta forma, el almacenamiento de humedad en el suelo a escala diaria fue estimado en: 120.45 mm para natural de baja pendiente, 134.84 mm para natural de alta pendiente y, 80.70 mm para arbustivo denso. El almacenamiento promedio ponderado de la unidad hidrográfica en los primeros 30 cm de suelo se estimó en 136.20 mm.

Para el año de seguimiento entre septiembre de 2020 y octubre de 2021, se cuantificaron los componentes del balance hídrico: i) el cambio de almacenamiento de humedad fue de 30.80 mm, ii) la infiltración a estratos más profundos fue de 184.38 mm, iii) otras formas de precipitación, 4.68 mm y, iv) el flujo de escurrimiento fue de 102.75 mm. Así, con la medición

directa de la lluvia mediante el pluviómetro de balancín en 1,344.20 mm, la evapotranspiración real fue estimada en 1,030.95 mm. De tal manera, la evapotranspiración fue el flujo más importante en la zona de estudio (38% del balance hídrico). El balance hídrico a escala semanal permitió identificar que las otras formas de precipitación, como la niebla o la neblina, y el almacenamiento de humedad en el suelo tienen un aporte significativo en el servicio de regulación hídrica en época de estiaje y deberán ser caracterizadas con mayor detalle en futuros proyectos de investigación. Por su parte, el balance hídrico a escala mensual (y trimestral) permitió conocer el dominio del régimen bimodal de precipitaciones de la región andina colombiana en la disponibilidad de agua a ser evapotranspirada desde las diferentes superficies.

Las conclusiones de este estudio representan una línea base de conocimiento sobre el páramo de Berlín (Colombia) y las interacciones de los diferentes flujos que aportan a la disponibilidad de agua y de energía del sistema. Así, las tasas de evapotranspiración están asociadas a los altos valores de humedad relativa, la baja temperatura, la presencia habitual de niebla que, en conjunto, indican que la presión de vapor de agua es cercana a la presión de saturación y, por tanto, que no es admisible más agua en la atmósfera. Por esta misma razón, los suelos altamente orgánicos y porosos de páramo se convierten en un buen reservorio de humedad.

8 Recomendaciones

Se recomienda, para profundizar en el estudio de la evapotranspiración en ecosistema de páramo, en futuros proyectos:

- Evaluar los componentes de la evapotranspiración de manera diferencial (evaporación directa del suelo, interceptación y, transpiración), principalmente debido a que son procesos que ocurren a diferentes escalas temporales (Savenije, 2004). Por ejemplo, sin tener en cuenta la evaporación desde la nieve, las superficies de hielo y los cuerpos de agua, a escala global la transpiración es el componente mayoritario de la evapotranspiración, seguido por la evaporación del suelo y la interceptación (Miralles et al., 2020). De tal manera, al especificar los componentes de la evapotranspiración, será posible evaluar directamente la influencia de los cambios del uso de la cobertura y el suelo en un ecosistema de páramo sobre el recurso hídrico.
- Realizar mediciones directas de: precipitación horizontal, caudales en el manantial, humedad en el suelo en las coberturas de natural de baja y alta pendiente (de forma continua durante un periodo de análisis superior al año hidrológico) y, flujos de calor en el suelo. El conocimiento del comportamiento de las anteriores variables listadas también aportaría a la cuantificación de los flujos de agua y energía que intervienen en el proceso de la evapotranspiración.
- Realizar la exploración hidrogeológica de la zona de estudio para estimar la profundidad del nivel freático, así como la separación del flujo base mediante técnicas geoquímicas, puesto que el agua almacenada en la zona no saturada podría tener un aporte mayoritario que el estimado con la información disponible.

- Crear una herramienta de visualización (GUI - graphical user interface) de los datos hidrometeorológicos que mediante diferentes proyectos de investigación del GPH se están realizando en la zona.
- Cuantificar los efectos del cambio climático en la zona de estudio, ya que han sido observados cambios en las medias anuales en todas las variables hidrometeorológicas evaluadas a largo plazo, especialmente en los últimos diez años respecto a los promedios multianuales de las décadas entre 1991 y 1999.
- Diversificar los métodos para el estudio de la evapotranspiración en la zona de estudio, incluyendo: los lisímetros de pesaje, el empleo de sensores remotos o la utilización de modelos hidrológicos computacionales para estimar la respuesta hidrológica de las cuencas (Por ejemplo: Probabilistic soil moisture (PDM) rainfall-runoff models, HMS).

Referencias bibliográficas

- ASCE. (2016). *Evaporation, evapotranspiration, and irrigation water requirements* (M. E. Jensen & R. G. Allen, Eds.; 2do ed., Issue 70). American Society of Civil Engineers-ASCE. <https://doi.org/10.1061/9780784414057>
- ASTM. (2019). *D2216-19: Standard Test Methods for Laboratory Determination of Water (Moisture) Content of Soil and Rock by Mass*. <https://doi.org/10.1520/D2216-19>.
- Berrones, G., Crespo, P., Ochoa-Sanchez, A., Wilcox, B. P., & Célleri, R. (2022). Importance of Fog and Cloud Water Contributions to Soil Moisture in the Andean Páramo. *Hydrology*, 9(54), 18.
- Budyko, M. I. (Mikhail I., & Miller, D. H. (1974). *Climate and life*. Academic Press.
- Buytaert, W., Célleri, R., de Bièvre, B., Cisneros, F., Wyseure, G., Deckers, J., & Hofstede, R. (2006). 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, W., Célleri, R., de Bièvre, B., & Iñiguez, V. (2007). The impact of pine plantations on water yield: A case study from the ecuadorian andes. *IAHS-AISH Publication*, 317, 225–228.
- Buytaert, W., Cuesta-Camacho, F., & Tobón, C. (2011). Potential impacts of climate change on the environmental services of humid tropical alpine regions. *Global Ecology and Biogeography*, 20(1), 19–33. <https://doi.org/10.1111/J.1466-8238.2010.00585.X>
- Buytaert, W., Iñiguez, V., Celleri, R., de Bièvre, B., Wyseure, G., & Deckers, J. (2006). Analysis of the Water Balance of Small Páramo Catchments in South Ecuador. En J. Krecek & M. Haigh (Eds.), *Environmental Role of Wetlands in Headwaters* (pp. 271–281). Springer, Dordrecht. https://doi.org/10.1007/1-4020-4228-0_24

- 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>
- Cabrera-Balarezo, J. J., Sucozhañay-Calle, A. E., Crespo-Sánchez, P. J., & Timbe-Castro, L. M. (2022). Applying hydrological modeling to unravel the effects of land use change on the runoff of a paramo ecosystem. *Dyna*, 89(221), 68–77.
- Calderón Etter, L. (2014). Conflictos asociados al uso del suelo: una aproximación al área de conservación óptima en el Páramo de Santurbán. En *Serie Documentos CEDE, 2014-14*. <https://doi.org/10.22004/AG.ECON.209406>
- Cárdenas Agudelo, M. F. (2016). *Ecohydrology of paramos in Colombia: vulnerability to climate change and land use*.
- Cárdenas, M. F., Tobón, C., & Buytaert, W. (2017). Contribution of occult precipitation to the water balance of páramo ecosystems in the Colombian Andes. *Hydrological Processes*, 31(24), 4440–4449. <https://doi.org/10.1002/hyp.11374>
- Cárdenas, M. F., Tobón, C., Rock, B. N., & del Valle, J. I. (2017). 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>
- Carrillo-rojas, G., Schulz, H. M., Orellana-alvear, J., Ochoa-Sánchez, A., Trachte, K., & Célleri, R. (2019). Atmosphere-surface fluxes modeling for the high Andes: The case of páramo catchments of Ecuador. *Science of the Total Environment*, 135372. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2019.135372>

- Carrillo-Rojas, G., Silva, B., Córdova, M., Célleri, R., & Bendix, J. (2016). Dynamic mapping of evapotranspiration using an Energy Balance-based model over an Andean páramo catchment of Southern Ecuador. *Remote Sensing*, 8(2), 24. <https://doi.org/10.3390/rs8020160>
- Carrillo-Rojas, G., Silva, B., Rollenbeck, R., Célleri, R., & Bendix, J. (2019). The breathing of the Andean highlands: Net ecosystem exchange and evapotranspiration over the páramo of southern Ecuador. *Agricultural and Forest Meteorology*, 265(October 2018), 30–47. <https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2018.11.006>
- CDMB, & CORPONOR. (2012). *Plan integral de manejo del Distrito de Manejo Integrado de los Recursos Naturales “DMI Páramo de Berlín”* (p. 103).
- Celis Vargas, D. A. (2022). *Evaluación de los efectos del cambio de uso de suelo y cobertura sobre los servicios de abastecimiento y regulación hídrica ofertados por unidades hidrográficas de páramo*. Universidad Industrial de Santander.
- Chow, V. te, Maidment, D., & Mays, L. (1994). *Hidrología aplicada* (M. Suárez, Ed.). McGRAW-HILL.
- Ley 1930 de 2018. “Por medio de la cual se dictan disposiciones para la gestión integral de los páramos en Colombia”, Pub. L. No. Ley 1930. Recuperado el 22 de octubre de 2022, a partir de <https://www.funcionpublica.gov.co/eva/gestornormativo/norma.php?i=87764>
- Córdova, M., Carrillo, G., & Célleri, R. (2013). Errores en la estimación de la evapotranspiración de referencia de una zona de páramo andino debidos al uso de datos mensuales, diarios y horarios. *Aqua-LAC*, 5(2), 14–22.
- Córdova, M., Carrillo-Rojas, G., & Celleri, R. (2013). Errores en la estimación de la evapotranspiración de referencia en una zona de páramo andino debidos al uso de datos

mensuales, diarios y horarios. *Aqua-LAC*, 5(2), 14–22.

<https://unesdoc.unesco.org/ark:/48223/pf0000228115>

Crespo, P. J., Ramírez, M., Bücker, A., Breuer, L., Frede, H.-G., Feyen, J., & Buytaert, W. (2011).

Identifying controls of the rainfall-runoff response of small catchments in the tropical Andes

(Ecuador). *Journal of Hydrology*, 407(1–4), 164–174.

<https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2011.07.021>

Delta-T Devices. (2016). *User manual for the SM150T Soil Moisture Sensor* (p. 57).

Díaz-Granados Ortiz, M. A., Navarrete González, J. D., & Suárez López, T. (2005). Páramos:

Hidrosistemas Sensibles. *Revista de Ingeniería Universidad de Los Andes*, 22, 65–75.

Duarte-Abadía, B., & Boelens, R. (2016). Disputes over territorial boundaries and diverging

valuation languages: the Santurban hydrosocial highlands territory in Colombia. *Water*

International, 41(1), 15–36. <https://doi.org/10.1080/02508060.2016.1117271>

FAO. (2006). Evapotranspiración del cultivo. Guías para la determinación de los requerimientos

de agua de los cultivos. En R. Allen, L. Pereira, D. Raes, & M. Smith (Eds.), *FAO No. 56*.

Food and Agriculture Organization of the United Nations-FAO.

Galvis-Hernández, M., & Ungar Ronderos, P. M. (2021). *Páramos Colombia: biodiversidad y*

gestión.

Gómez Isidro, S., & Gómez-Ríos, V. L. (2016). Baseflow analysis using master recession curves

and numerical algorithms in mountain basins: Suratá's river and Oro's river (Santander,

Colombia). *Dyna*, 83(196), 213–222. <https://doi.org/10.15446/dyna.v83n196.53222>

Gómez Isidro, Sully. (2015). *Agua subterráneas en zonas de montaña y trazadores ambientales*.

Ediciones UIS.

- Goyal, M. R., & Harmsen, E. W. (2014). *Evapotranspiration Principles and Applications for water management*. Apple Academic Press, Inc.
- GPH, CEMOS, & G-PAD. (2018). *Análisis participativo de la influencia del uso del suelo en los servicios hidrológicos de suministro y regulación ofertados por el ecosistema de páramo seco. Caso: Berlín (complejo Santurbán, Santander-Colombia)*.
- 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>
- Holzman, M., Rivas, R., Carmona, F., & Niclòs, R. (2017). A method for soil moisture probes calibration and validation of satellite estimates. *MethodsX*, 4, 243–249. <https://doi.org/10.1016/j.mex.2017.07.004>
- IAvH. (2011). *El gran libro de los páramos*. Instituto de Investigación de Recursos Biológicos Alexander von Humbolt-IAvH.
- IDEAM. (2010). *Leyenda nacional de coberturas de la Tierra. Metodología CORINE Land Cover adaptada para Colombia Escala 1:100.000*. Instituto de Hidrología Meteorología y Estudios Ambientales-IDEAM. http://siatac.co/c/document_library/get_file?uuid=a64629ad-2dbe-4e1e-a561-fc16b8037522&groupId=762
- IDEAM. (2019). *Estudio Nacional del Agua 2018*. Instituto de Hidrología Meteorología y Estudios Ambientales-IDEAM.
- IGAC. (2002). *Mapa Digital de Suelos del Departamento de Santander, República de Colombia. Escala 1:100.000. Año 2002.*

<https://metadatos.icde.gov.co/geonetwork/srv/spa/catalog.search#/metadata/3ba3e714-f6f9-4e46-8472-e816056ddb84>

INGEOMINAS, & UIS. (2007). *Proyecto de investigación geológica e hidrogeológica en la región central del departamento de Santander. Tomo I Memoria explicativa de la investigación geológica e hidrogeológica en el macizo de Santander.*

Iñiguez, V., Morales, O., Cisneros, F., Bauwens, W., & Wyseure, G. (2016). Analysis of the drought recovery of Andosols on southern Ecuadorian Andean páramos. *Hydrology and Earth System Sciences*, 20, 2421–2435. <https://doi.org/10.5194/hess-20-2421-2016>

IPCC. (2021). *Summary for Policymakers. In: Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* (pp. 3–32). <https://doi.org/10.1017/9781009157896.001>

Janeau, J. L., Grellier, S., & Podwojewski, P. (2015). Influence of rainfall interception by endemic plants versus short cycle crops on water infiltration in high altitude ecosystems of Ecuador. *Hydrology Research*, 46(6), 1008–1018. <https://doi.org/10.2166/nh.2015.203>

Lazo, P. X., Mosquera, G. M., McDonnell, J. J., & Crespo, P. (2019). The role of vegetation, soils, and precipitation on water storage and hydrological services in Andean Páramo catchments. *Journal of Hydrology*, 572, 805–819. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2019.03.050>

Llambí, L. D., Soto-W., A., Borja, P., Ochoa, B., Celleri, R., & Bievre, B. de. (2012). *Páramos Andinos: Ecología, hidrología y suelos de páramos.*

Löwer, C. (2020). *What impact does grazing intensity have on the degradation of vegetation structure in a dry páramo?* 1–79.

- Miralles, D. G., Brutsaert, W., Dolman, A. J., & Gash, J. H. (2020). On the use of the term “Evapotranspiration”. *Earth and Space Science Open Archive AID*, June. <https://doi.org/10.1002/essoar.10503229.1>
- Montenegro-Díaz, P., Ochoa-Sánchez, A., & Célleri, R. (2019). Impact of tussock grasses removal on soil water content dynamics of a tropical mountain hillslope. *Ecohydrology*, December, 1–12. <https://doi.org/10.1002/eco.2146>
- Mosquera, G. M., Célleri, R., Lazo, P. X., Vaché, K. B., Perakis, S. S., & Crespo, P. (2016). Combined use of isotopic and hydrometric data to conceptualize ecohydrological processes in a high-elevation tropical ecosystem. *Hydrological Processes*, 30(17), 2930–2947. <https://doi.org/10.1002/hyp.10927>
- Mosquera, G. M., Marín, F., Stern, M., Bonnesoeur, V., Ochoa-Tocachi, B. F., Román-Dañobeytia, F., & Crespo, P. (2021). Progress in understanding the hydrology of high-elevation Andean grasslands under changing land use. *Science of The Total Environment*, 150112. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2021.150112>
- Ochoa-Sánchez, A., Crespo, P., Carrillo-Rojas, G., Marín, F., & Célleri, R. (2020). Unravelling evapotranspiration controls and components in tropical Andean tussock grasslands. *Hydrological Processes*, 34(9), 2117–2127. <https://doi.org/10.1002/hyp.13716>
- Ochoa-Sánchez, A., Crespo, P., Carrillo-Rojas, G., Sucozhañay, A., & Célleri, R. (2019). Actual Evapotranspiration in the High Andean Grasslands: A Comparison of Measurement and Estimation Methods. *Frontiers in Earth Science*, 7(March), 1–16. <https://doi.org/10.3389/feart.2019.00055>
- Ochoa-Tocachi, B. F., Buytaert, W., de Bièvre, B., Célleri, R., Crespo, P., Villacís, M., Llerena, C. A., Acosta, L., Villazón, M., Guallpa, M., Gil-Ríos, J., Fuentes, P., Olaya, D., Viñas, P.,

- Rojas, G., & Arias, S. (2016). Impacts of land use on the hydrological response of tropical Andean catchments. *Hydrological Processes*, 30(22), 4074–4089. <https://doi.org/10.1002/hyp.10980>
- OMM. (2011a). Guía de prácticas climatológicas. En *OMM-N° 100* (Vol. 100). Organización Meteorológica Mundial-OMM. <https://doi.org/OMM-N° 168>
- OMM. (2011b). Guía de prácticas hidrológicas. Volumen I. Hidrología-De la medición a la información hidrológica. En *OMM-N°168* (6a ed.). Organización Meteorológica Mundial-OMM. http://www.wmo.int/pages/prog/hwrp/publications/guide/spanish/168_Vol_I_es.pdf
- OMM. (2011c). *Guía de prácticas hidrológicas. Volumen II. Gestión de recursos hídricos y aplicación de prácticas hidrológicas* (6a ed.). Organización Meteorológica Mundial-OMM. https://library.wmo.int/index.php?lvl=notice_display&id=9404#.X10SsWgzbDc
- Padrón, R. S., Wilcox, B. P., Crespo, P., & Célleri, R. (2015). Rainfall in the Andean Páramo: New Insights from High-Resolution Monitoring in Southern Ecuador. *Journal of Hydrometeorology*, 16(3), 985–996. <https://doi.org/10.1175/JHM-D-14-0135.1>
- Patiño Gutiérrez, S. E. (2020). *Evaluación del efecto del uso del suelo sobre sus propiedades hidrofísicas en ecosistema de páramo asociadas a los servicios de suministro y regulación hídrica*. Universidad Industrial de Santander.
- Pečan, U., Kastelec, D., & Pintar, M. (2022). Evaluation of Default, Soil-Specific, and Clay Content Correction Calibration Functions for Dielectric Sensors in Soils with Differing Properties. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, 148(6), 04022016. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)IR.1943-4774.0001677](https://doi.org/10.1061/(ASCE)IR.1943-4774.0001677)

- PNUD. (2019). *Objetivos de Desarrollo Sostenible*. Programa de Las Naciones Unidas Para El Desarrollo-PNUD. <https://www.undp.org/content/undp/es/home/sustainable-development-goals.html>
- Poulenard, J., Michel, J. C., Bartoli, F., Portal, J. M., & Podwojewski, P. (2004). Water repellency of volcanic ash soils from Ecuadorian páramo: effect of water content and characteristics of hydrophobic organic matter. *European Journal of Soil Science*, 55(3), 487–496. <https://doi.org/10.1111/J.1365-2389.2004.00625.X>
- Python Software Foundation. (s/f). *Python*. Recuperado el 19 de julio de 2022, a partir de <https://www.python.org/>
- Roth, C. H., Malicki, M. A., & Plagge, R. (1992). Empirical evaluation of the relationship between soil dielectric constant and volumetric water content as the basis for calibrating soil moisture measurements by TDR. *Journal of Soil Science*, 43(1), 1–13. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2389.1992.tb00115.x>
- Rutledge, A. T. (1997). Model-estimated ground-water recharge and hydrograph of ground-water discharge to a stream. *U.S. Geological Survey Water-Resources Investigations Report*, 97–4253, 29.
- Sarmiento, L. (2000). Water Balance and Soil Loss Under Long Fallow Agriculture in the Venezuelan Andes. *Mountain Research and Development*, 20(3), 246–253. [https://doi.org/10.1659/0276-4741\(2000\)020\[0246:wbaslu\]2.0.co;2](https://doi.org/10.1659/0276-4741(2000)020[0246:wbaslu]2.0.co;2)
- Savenije, H. (2004). The importance of interception and why we should delete the term evapotranspiration from our vocabulary. *Hydrological Processes*, 18(8), 1507–1511. <https://doi.org/10.1002/hyp.5563>

- Senay, G. B., Leake, S., Nagler, P. L., Artan, G., Dickinson, J., Cordova, J. T., & Glenn, E. P. (2011). Estimating basin scale evapotranspiration (ET) by water balance and remote sensing methods. *Hydrological Processes*, 25(26), 4037–4049. <https://doi.org/10.1002/hyp.8379>
- Sikdar, P. K., Chakraborty, S., Adhya, E., & Paul, P. K. (2004). Land Use/Land Cover Changes and Groundwater Potential Zoning in and around Raniganj coal mining area, Bardhaman District, West Bengal - A GIS and Remote Sensing Approach. *Journal of Spatial Hydrology*, 4(2), 1–24. <http://www.spatialhydrology.net/index.php/JOSH/article/view/29>
- Tobón, C., & Gil, E. (2007). Capacidad de interceptación de la niebla por la vegetación de los páramos andinos. *Avances En Recursos Hidráulicos*, 15, 35–46.
- Torres Romero, S. F., & Proaño Santos, C. O. (2018). Componentes del balance hídrico en los páramos de Jatunsacha, Ecuador. *La Granja*, 28(2), 52–66. <https://doi.org/10.17163/lgr.n28.2018.04>
- Tovar, C., Arnillas, C. A., Cuesta, F., & Buytaert, W. (2013). Diverging Responses of Tropical Andean Biomes under Future Climate Conditions. *PLoS ONE*, 8(5). <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0063634>
- Valencia Leguizamón, J., & Tobón Marín, C. (2017). Influence of vegetation on the hydrological functioning of tropical high mountain wetlands basins. *Ecosistemas*, 26(2), 10–17. <https://doi.org/10.7818/ECOS.2017.26-2.02>
- Vásquez, C., Céleri, R., Córdova, M., & Carrillo-Rojas, G. (2022). Improving reference evapotranspiration (ET_o) calculation under limited data conditions in the high Tropical Andes. *Agricultural Water Management*, 262(January 2021), 107439. <https://doi.org/10.1016/j.agwat.2021.107439>

- Verstraeten, W. W., Veroustraete, F., & Feyen, J. (2008). Assessment of evapotranspiration and soil moisture content across different scales of observation. *Sensors*, 8(1), 70–117. <https://doi.org/10.3390/s8010070>
- Walter, I. A., Allen, R. G., Elliott, R., Jensen, M. E., Itenfisu, D., Mecham, B., Howell, T. A., Snyder, R., Brown, P., Echings, S., Spofford, T., Hattendorf, M., Cuenca, R. H., Wright, J. L., & Martin, D. (2004). ASCE's standardized reference evapotranspiration equation. *Watershed Management and Operations Management* 2000, 105(May 2014). [https://doi.org/10.1061/40499\(2000\)126](https://doi.org/10.1061/40499(2000)126)