

ZONIFICACIÓN CLIMÁTICA

Base científica para
levantamientos de suelos
realizados en Colombia

Carlos Enrique Castro Méndez
Yolima del Carmen Agualimpia Dualiby

DOI:10.35622/inudi.b.151

ZONIFICACIÓN CLIMÁTICA BASE CIENTÍFICA PARA LEVANTAMIENTOS DE SUELOS REALIZADOS EN COLOMBIA

DOI: <https://doi.org/10.35622/inudi.b.151>

Carlos Castro

<https://orcid.org/0000-0003-3125-8349>

cecastro@igac.gov.co

Yolima Agualimpia

<https://orcid.org/0000-0002-4262-954X>

yagualimpia@udistrital.edu.co



Zonificación climática: base científica para levantamientos de suelos realizados en Colombia

Autores:

Carlos Enrique Castro Méndez

Yolima del Carmen Agualimpia Dualiby

Primera edición digital

Publicado en Puno, septiembre de 2025

Libro electrónico disponible en:

<https://editorial.inudi.edu.pe>

ISBN: 978-612-5130-62-4 (PDF)

Hecho el depósito legal en la Biblioteca Nacional del Perú N° 2025-10626

DOI: <https://doi.org/10.35622/inudi.b.151>

Categoría: Libro de resultado de investigación científica.

CONSEJO EDITORIAL

Directora: Lic. Leydi Gabriela Ramos Ramos

Editor Jefe: Ing. Edson Efrain Sarmiento Quispe

Editores:

Dra. Bethzabe Cotrado Mendoza / Dra. Manuela Daishy Casa Coila / Dr. Edgar Estanislao Mancha Pineda / Dra. Luz Wilfreda Cusi Zamata / MSc. Rebeca Alanoca Gutiérrez / Dr. Wilson Gregorio Sucari Turpo / Dra. Yolanda Lujano Ortega / Dra. Sheyla Lenna Cervantes Alagón / Dra. Dometila Mamani Jilaja / Dr. Peregrino Melinton Lopez Paz / Dra. Nina Eleonor Vizcarra Herles / Mg. Lourdes Antonieta López Solano Cueva / Dr. Carlos Alfredo Castro Quispe / Dr. Edgar Darío Callohuanca Avalos / Dra. Diana Águeda Vargas Velásquez / MSc. Yésica Dominga Díaz Vilcanqui / Dra. Tania Carola Padilla Cáceres / Patty Samanta Aza Suaña.

Editado por:

Instituto Universitario de Innovación Ciencia y Tecnología Inudi Perú S.A.C.

Urb. Ciudad Jardín Mz. B3 Lt. 2, Puno - Perú

RUC: 20608044818

Email: editorial@inudi.edu.pe/info@inudi.edu.pe

Teléfono: +51 973668341

Sitio web: <https://editorial.inudi.edu.pe>

Publicado en Perú / Posted in Peru



Esta obra está bajo una licencia CC BY-NC-SA 4.0 DEED Atribución-NoComercial-CompartirIgual 4.0 Internacional

Evaluación de contenido: Esta obra ha sido evaluada por pares doble ciego, aprobada por el Consejo Editorial del Instituto Universitario de Innovación Ciencia y Tecnología Inudi Perú y editada bajo procedimientos que garantizan su normalización.

Los autores son moral y legalmente responsables de la información expresada en este libro, así como del respeto a los derechos de autor; por lo tanto, no comprometen en ningún sentido a la editorial.

Declaración conflictos de interés:

Los autores de esta publicación declaran la inexistencia de conflictos de interés de cualquier índole con instituciones o asociaciones comerciales.

Financiamiento:

Publicación autofinanciada.

Información adicional:

Este libro es producto de la investigación desarrollada como parte de los estudios sobre cartografía climática y edafología en Colombia. El libro recoge los avances metodológicos alcanzados en el análisis de la relación entre clima y suelos, integrando clasificaciones climáticas, levantamientos edafológicos y propuestas de zonificación a distintas escalas.



Director Ejecutivo

Dr. Wilson Gregorio Sucari Turpo

Directora Académica

Lic. Leydi Gabriela Ramos Ramos

Director de Investigación

Dr. Pedro Carlos Huayanca Medina

Director de Innovación y Transferencia Tecnológica

Marcos German Ccari Laura

Revisores Pares Externos

Se encuentra en el siguiente enlace:

<https://editorial.inudi.edu.pe/index.php/editorialinudi/about/editorialTeam>

TABLA DE CONTENIDO

SINOPSIS.....	12
PRÓLOGO	14

CAPÍTULO 1

FUNDAMENTOS TEÓRICOS Y METODOLÓGICOS

1.1 Antecedentes, atributos y desafíos de la zonificación climática.....	16
1.2 Integración de la zonificación climática en levantamiento de suelos.....	17
1.3 Motivación para una cartografía detallada	19

CAPÍTULO 2

EVOLUCIÓN CLIMÁTICA A LO LARGO DE LA HISTORIA DE LA TIERRA

2.1 Transformación climática por tectónica y circulación atmosférica.....	25
2.2 Circulación atmosférica y relieve a la escala planetaria	25

CAPÍTULO 3

ELEMENTOS DEL CLIMA

3.1 Precipitación.....	29
3.2 Temperatura ambiental	31
3.3 Presión atmosférica	33
3.4 Punto de rocío	34
3.5 Radiación global	35
3.6 Humedad relativa	37
3.7 Evaporación.....	38
3.8 Evapotranspiración	39
3.9 Recomendaciones para la aplicación práctica.....	41
3.10 Vientos	42

CAPÍTULO 4
CLASIFICACIÓN Y LÍMITES DE LOS TIPOS CLIMÁTICOS

4.1 Clasificaciones climáticas	44
4.2 Pisos Térmicos	99

CAPÍTULO 5
HISTORIA Y PROGRESIÓN DE LAS ZONAS MORFOCLIMÁTICAS EN EL
CONTEXTO COLOMBIANO

5.1 Biomas.....	103
5.2 Regiones Morfogénicas.....	105
5.3 Provincias Fisiográficas	108
5.4 Regiones Biogeográficas	110
5.5 Vertientes Orogénicas.....	111
5.6 Zonas Morfoclimáticas	112

CAPÍTULO 6
FORMULACIÓN DE LA ZONIFICACIÓN CLIMÁTICA A VARIAS
ESCALAS

6.1 Adaptación de la biotemperatura al contexto colombiano	122
6.2 Representación escalar de la zonificación climática.....	128
6.3 Propuesta de zonificación climática en tres niveles de escala	139
6.4 Armonización de registros climatológicos en áreas con información temática escasa.....	152
6.5 Incorporación de factores físicos en la zonificación climática	159

CAPÍTULO 7
DISCUSIÓN Y PRINCIPALES HALLAZGOS

7.1 Hacia una metodología multinivel de zonificación climática.....	176
7.2 Productos generados en la investigación.....	177
7.3 Conclusiones	179
REFERENCIAS.....	183

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1. Métodos empíricos y su aplicabilidad en Colombia.....	40
Tabla 2. Evolución cronológica de las clasificaciones climáticas más influyentes ..	45
Tabla 3. Umbrales anuales de precipitación y temperatura que delimitan las regiones áridas, según diversos autores.....	61
Tabla 4. Variación estacional de la temperatura.....	63
Tabla 5. Subtipos climáticos según la clasificación de Köppen.....	67
Tabla 6. Síntesis de las características de los tipos climáticos según Köppen.....	73
Tabla 7. Subtipos climáticos definidos por extremos de temperatura	74
Tabla 8. Convenciones y símbolos de la clasificación climática de Köppen	74
Tabla 9. Unidades climáticas de Köppen presentes en Colombia	75
Tabla 10. Provincias de humedad y tipos de vegetación según el índice de Thornthwaite	87
Tabla 11. Interpretación de los índices de humedad	89
Tabla 12. Interpretación de los índices climáticos.....	89
Tabla 13. Clasificación de los tipos climáticos según el índice racional de sequedad de Budyko.....	90
Tabla 14. Clasificación de las zonas climáticas según Flohn	91
Tabla 15. Clasificación de la severidad de aridez según el índice de aridez.....	96
Tabla 16. Clasificación del índice de humedad del suelo según Holdridge	97

Tabla 17. Correlación entre provincias de humedad e índice de humedad del suelo	98
Tabla 18. Clasificación de pisos térmicos y variaciones altitudinales según Caldas (1802)	100
Tabla 19. Clasificación de tierras y pisos altitudinales según Pittier (1918) para Panamá.....	100
Tabla 20. Ajuste de los pisos térmicos en Venezuela según Vilá (1952)	101
Tabla 21. Regiones naturales de Colombia y sus subregiones fisiográficas	109
Tabla 22. Tipo climático Caldas-Lang y pisos térmicos propuestos por Caldas ...	121
Tabla 23. Clasificación de pisos térmicos según altitud en Colombia.....	141
Tabla 24. Clasificación de rangos pluviométricos para caracterizar la humedad en el piso térmico frío	142
Tabla 25. Índices de humedad (ETP/P) clasificados por pisos altitudinales según Holdridge.....	146
Tabla 26. Rangos de temperatura media anual para los pisos térmicos de Caldas modificados	150
Tabla 27. Índices de humedad (ETP/Precipitación) por piso térmico para zonificación detallada	151
Tabla 28. Correlaciones elevación-temperatura ambiental por zona morfoclimática	155
Tabla 29. Regímenes de humedad del suelo según clima ambiental	156
Tabla 30. Temperatura media anual del suelo y régimen térmico	164

Tabla 31. Régimen de humedad del suelo según el número de días secos y húmedos	166
Tabla 32. Relación entre clima ambiental y humedad del suelo	168
Tabla 33. Interpretación del agua útil aprovechable en el suelo	171
Tabla 34. Interpretación de la conductividad hidráulica del suelo según regiones texturales.....	173

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1. Movimientos orbitales de la Tierra y los ciclos astronómicos que regulan la variabilidad climática.....	27
Figura 2. Posición latitudinal de los trópicos de Cáncer y Capricornio	28
Figura 3. Representación esquemática del efecto Föhn: ascenso orográfico en la ladera de barlovento y descenso cálido-seco en sotavento	42
Figura 4. Distribución global de la isoterma de 18 °C.....	66
Figura 5. Diferencia entre cantidad de lluvia anual y la presencia de meses secos	68
Figura 6. Distribución global de la isoterma de 10 °C (mes más cálido)	72
Figura 7. Clasificación climática de Colombia según el sistema de Köppen.....	76
Figura 8. Distribución general de los tipos climáticos según Miller	85
Figura 9. Representación esquemática de la clasificación climática original de Thornthwaite	86
Figura 10. Relación entre latitud, altitud e índice de biotemperatura	92
Figura 11. Distribución mundial de las zonas de vida de Holdridge.....	93
Figura 12. Relación entre el porcentaje de evapotranspiración potencial, el índice de humedad y su equivalencia en meses secos	95
Figura 13. Principales variables climáticas que definen los biomas terrestres	104
Figura 14. Regiones morfogenéticas definidas por los gradientes de temperatura y precipitación.....	106

Figura 15. Diagrama de clasificación climática según estacionalidad térmica y cantidad de meses húmedos	108
Figura 16. Zonas morfoclimáticas de Colombia según unidades biogeográficas y cuencas hidrográficas.....	117
Figura 17. Distribución del clima en la sabana de Bogotá a escala general	143
Figura 18. Distribución de los climas frío húmedo y frío seco en la sabana de Bogotá	147
Figura 19. Zonificación climática detallada de la Sabana de Bogotá	152
Figura 20. Diagrama triangular para determinar el factor volumétrico según la distribución granulométrica del suelo.....	170
Figura 21. Conductividad hidráulica según la proporción ponderada de limo y arcilla	172

SINOPSIS

Este libro ofrece una mirada completa a la zonificación climática como base científica para los estudios de suelos en Colombia. A través de una revisión crítica de los enfoques tradicionales, plantea una metodología actualizada que reconoce el papel fundamental del clima en la formación, distribución y evolución de los suelos. Incluye variables como temperatura, precipitación, humedad relativa, radiación solar y vientos, las cuales ayudan a comprender mejor las características edáficas, sobre todo en regiones con gran complejidad en su relieve.

El texto comienza con una reflexión histórica sobre los cambios climáticos que ha experimentado la Tierra, influidos por procesos como la deriva continental, la actividad volcánica y las variaciones en la circulación de la atmósfera. Estos fenómenos han dejado huella en la configuración de ecosistemas y paisajes. A partir de esta mirada, se destacan los elementos del clima y su influencia en la dinámica atmosférica, así como en la productividad de los ecosistemas, la disponibilidad de agua y las formas del terreno.

También se exploran los sistemas de clasificación climática y la utilidad de los pisos térmicos en el contexto colombiano. Estas herramientas permiten delimitar zonas según la altitud, lo que resulta clave para orientar el uso del suelo y ajustar las prácticas agrícolas a las condiciones locales. Además, se presenta una revisión de las zonas morfoclimáticas del país, con énfasis en la relación entre geología, clima y biodiversidad, que ha dado lugar a paisajes únicos y diversos.

Uno de los aportes centrales del libro es la propuesta de una zonificación climática a distintas escalas: nacional, regional y local. Esta propuesta se basa en el concepto de biotemperatura, en la consolidación de registros climatológicos y en la consideración de factores físicos como el relieve y la vegetación. Con ello se busca producir mapas más detallados y útiles para planificar el territorio, proteger el ambiente y orientar el uso responsable del suelo.

Al final, se presentan los resultados de una investigación aplicada que construyó una metodología multinivel para identificar zonas climáticas a partir de relaciones entre altitud y temperatura. Estos resultados muestran patrones térmicos consistentes con las grandes unidades fisiográficas del país. Los productos generados, como mapas temáticos y análisis regionales, ofrecen herramientas valiosas para enfrentar los retos del cambio climático y para tomar decisiones informadas, especialmente en territorios con poca información climática disponible.

PRÓLOGO

El reconocimiento de suelos en contextos geográficos diversos requiere una comprensión integral del clima como factor formador esencial. A lo largo de la historia de las ciencias de la tierra, el estudio del suelo ha estado estrechamente ligado a las condiciones climáticas, dado que estas determinan los procesos de formación, transformación y distribución edáfica a escala local, regional y global. Las grandes zonas de suelos, clasificadas como cálidas, templadas o frías, encuentran su fundamento en variables como la radiación solar, la latitud y la posición orbital de la Tierra. Estos elementos definen los regímenes térmicos y de humedad, que inciden de manera directa sobre la génesis de los perfiles del suelo.

En este marco, resulta indispensable ampliar la mirada tradicional que asocia la climatología únicamente con disciplinas como la meteorología o la agroclimatología. Para el especialista en suelos, el clima no representa un contexto externo, sino una fuerza activa que se manifiesta en la estructura, el color y la composición de los horizontes edáficos. El perfil del suelo refleja, en cada una de sus capas, las huellas del ambiente en el que se ha desarrollado. Atributos como el contenido de materia orgánica, la actividad biológica y la dinámica hídrica constituyen indicadores del equilibrio climático-vegetal y permiten inferir las condiciones ambientales que han prevalecido durante décadas o incluso siglos.

El análisis edafológico requiere una lectura precisa del terreno. Más allá de los registros instrumentales, el suelo ofrece evidencias físicas que permiten interpretar procesos ambientales pasados. La migración de arcillas, la acumulación de compuestos férricos o la distribución de materia orgánica en suelos volcánicos revelan ciclos húmedos y secos, transiciones térmicas y transformaciones bioquímicas asociadas al clima. Estas expresiones naturales aportan al conocimiento del paisaje y refuerzan la necesidad de integrar la información climática con los análisis de campo.

A lo largo de este libro, el lector encontrará una visión que articula observaciones de terreno, fundamentos científicos y perspectivas históricas. Se propone una lectura del suelo como archivo natural, donde cada perfil constituye un testimonio de los cambios que el ambiente ha experimentado. La precisión de los levantamientos, la escala de análisis y la interpretación de las coberturas vegetales naturales permiten avanzar hacia modelos más completos y útiles para la planificación territorial, la gestión del recurso suelo y la formulación de políticas públicas.

Esta obra también plantea un llamado a revisar los enfoques tradicionales, especialmente aquellos que priorizan las condiciones climáticas por encima de las cualidades intrínsecas del suelo. La toma de decisiones en el ámbito agrícola y ambiental no puede prescindir de una evaluación integrada. Solo así es posible responder a los desafíos que plantea la variabilidad climática y avanzar hacia una gestión sostenible del territorio.

El proceso de investigación que sustenta este libro se originó en el análisis de las clases agrológicas en la Sabana de Bogotá. A partir de esa experiencia, surgió la inquietud de comparar escalas climáticas y de identificar las implicaciones que tales diferencias tienen para la cartografía del suelo. Casos como los enclaves desérticos de Sabrinsky y Tatacoita enriquecen esta reflexión al mostrar cómo pequeñas variaciones en el relieve y la ubicación geográfica producen respuestas diferenciadas en el ambiente edáfico.

El lector está invitado a recorrer, página tras página, un territorio descrito desde el conocimiento técnico, pero también desde la observación aguda del entorno. Este libro abre la puerta a una investigación rigurosa, cuya finalidad es comprender mejor el papel del clima en la formación del suelo, y aportar herramientas conceptuales y metodológicas para su estudio y aprovechamiento.

Carlos Enrique Castro Méndez

Agrólogo PhD

CAPÍTULO 1

FUNDAMENTOS TEÓRICOS Y METODOLÓGICOS

¡Oh, tiempo desperdiciado, quién te hubiera aprovechado!

Refrán popular

La zonificación climática es un insumo fundamental para la delimitación de suelos, el diagnóstico de línea base, el ordenamiento de usos y el seguimiento del cambio climático. En Colombia, existen diversas metodologías provenientes de diferentes partes del mundo que se aplican de manera indiscriminada en todo el territorio nacional. La variedad de indicadores e índices disponibles ha generado la ausencia de un referente único que permita realizar comparaciones consistentes. En muchos casos, los datos e índices presentados están desarticulados, lo que conduce a resultados diferentes para una misma situación y, en consecuencia, a interpretaciones variadas y a veces contradictorias.

1.1 Antecedentes, atributos y desafíos de la zonificación climática

En el marco de esta investigación, la primera fase se centró en desarrollar una propuesta metodológica que permitiera definir la zonificación climática a escala nacional, regional y local, con el objetivo de promover un manejo sostenible del territorio. Como estudio de caso, se eligió la sabana de Bogotá. Para las fases posteriores, se planifican ajustes y validaciones regionales o en otros contextos específicos, con el fin de fortalecer y adaptar la metodología a las particularidades de cada área.

La entidad encargada de reportar el tiempo y el clima, el Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales (IDEAM), ha aplicado sus resultados a escalas nacionales, lo que limita la capacidad de observar los cambios climáticos a nivel local. Otras entidades que trabajan en zonificación climática, incluidas las académicas, han detectado la falta de precisión en sus productos y, en ocasiones, esto ha generado discusiones conceptuales que no conducen a resultados concretos.

Al realizar una revisión preliminar sobre los orígenes de las clasificaciones climáticas, se identificó un primer atributo que se basa en dos variables principales: las lluvias promedio y las temperaturas promedio. La temperatura permitió la

delimitación espacial de los pisos térmicos, basada en valores de cota o altitud, propuesta originalmente por Francisco José de Caldas, de ahí que se conozcan como pisos térmicos según Caldas. Actualmente, estos pisos térmicos se definen de la siguiente manera: cálido (0 a 1000 m s. n. m.), templado (1000 a 2000 m s. n. m.), frío (2000 a 3000 m s. n. m.), muy frío (3000 a 3600 m s. n. m.), extremadamente frío (3600 a 4200 m s. n. m.), subnival (4200 a 4700 m s. n. m.) y nival (superior a 4700 m s. n. m.).

El segundo atributo en la zonificación climática es la humedad, lo cual genera las discusiones más complejas debido a que los referentes metodológicos utilizados son diversos y a veces contradictorios.

Con la entrada en vigor del tratado de libre comercio, la demanda de servicios ambientales y sus implicaciones ecológicas podrían volverse impredecibles, dado que no existen patrones o estándares claros para medir los cambios climáticos que puedan ocurrir. Por ello, es urgente contar con información climática de calidad y establecer un monitoreo efectivo de sus elementos. Es fundamental estandarizar los procesos de identificación y diferenciación de las regiones climáticas en diferentes escalas, con el fin de maximizar el uso de las tierras, buscando mejorar el rendimiento y aumentar la productividad. El manejo del uso del suelo debe estar alineado con la oferta climática, para garantizar un desarrollo sostenible y resiliente.

1.2 Integración de la zonificación climática en levantamiento de suelos

Durante más de 50 años, se ha manejado el concepto de formaciones vegetales, una información que, con bastante acierto, fue ampliamente aceptada a nivel mundial. Su uso se extendió en la mayoría de los países latinoamericanos, incluido Colombia. Esta metodología se aplicó en temas climáticos en diferentes niveles y, aún en la actualidad, se emplea para definir áreas homogéneas en el catastro nacional (Instituto Geográfico Agustín Codazzi [IGAC], 1997). En la mayoría de los casos, no se cuestionó su aplicación y, hasta hace poco tiempo, se consideró un insumo insustituible.

De igual manera, las zonas de vida fueron una propuesta de la biogeografía para entender la distribución de las coberturas vegetales en el contexto mundial. Sin embargo, muchos profesionales cometieron errores al hacer un paralelo entre las categorías de zonas de vida y las categorías climáticas, especialmente al realizar levantamientos generales de suelos.

Es fundamental precisar que la zonificación climática consiste en la delimitación de un territorio en distintas zonas o áreas, fundamentada en la caracterización de sus

elementos climáticos. Estos elementos, ya sea analizados de manera individual o en combinaciones, permiten definir unidades espaciales con propiedades climáticas homogéneas, orientadas a un propósito específico. La generación de esta zonificación implica la elaboración de cartografía climática o representaciones espaciales del clima, cuya resolución escalar varía en función de la finalidad del estudio.

En el contexto de estudios de suelos, como los que realiza el IGAC, esta zonificación climática resulta esencial para comprender la distribución de los recursos edáficos, ya que las propiedades del suelo están estrechamente relacionadas con las condiciones climáticas predominantes en cada zona. La resolución espacial de la cartografía climática en estos estudios permite una integración precisa con las variables edáficas, facilitando la interpretación y la toma de decisiones en la gestión del territorio y en la planificación agrícola, ambiental y de conservación.

La zonificación climática es una herramienta clave para la caracterización espacial del clima, cuya aplicación en estudios de suelos requiere una adecuada resolución escalar que garantice la coherencia entre las variables climáticas y las propiedades del suelo, permitiendo así una mejor comprensión de las interacciones entre clima y el suelo.

Para comprender la aplicación de la zonificación climática en Colombia, que ha sido implementada durante más de ochenta años por la Subdirección de Agrología del IGAC, resulta fundamental establecer una comparación conceptual entre la zonificación climática y la clasificación climática, la cual es desarrollada y utilizada por el IDEAM. Esta diferenciación permite contextualizar las metodologías y objetivos específicos de cada enfoque, facilitando una interpretación más precisa de su rol en la gestión del territorio y en estudios ambientales en el país.

Por otro lado, la clasificación climática es un sistema que organiza y categoriza los diferentes tipos de clima en unidades o grupos, generalmente a nivel global o regional, basándose en criterios específicos como temperatura, precipitación, humedad y otros factores climáticos (Aguado & Burt, 2010). Un ejemplo destacado de este sistema es el esquema de clasificación de Köppen, que identifica los climas en categorías como tropical, árido, templado, frío, entre otros, con el fin de comprender las características generales de los diferentes tipos de clima en el mundo.

Este enfoque permite una visión general y simplificada de la distribución climática a gran escala, facilitando comparaciones y análisis globales o regionales. Es

importante también resaltar que el IGAC como ente rector de la cartografía nacional contaba con especialistas en el tema de climatología y en el área de las ciencias ambientales, específicamente en el campo de la botánica y las coberturas forestales que desarrollaron las primeras caracterizaciones climáticas y botánicas (caso de las zonas de vida).

Sin embargo, en el contexto de la ciencia de suelos, es importante reconocer que esta representación a escala global o regional puede ser limitada para entender las formaciones vegetales y los procesos de génesis de los suelos, que están estrechamente vinculados a las condiciones climáticas locales y a su posición en el paisaje. La escala cartográfica determina qué variaciones climáticas pueden ser diferenciadas y en qué nivel de detalle estas afectan el uso de la tierra. Por ello, aunque la clasificación de Köppen proporciona una visión general útil, no captura la complejidad de las interacciones climáticas y edáficas a escalas más detalladas, donde las formaciones vegetales y los procesos de formación de suelos juegan un papel fundamental en la interpretación del paisaje y en la gestión del elemento ambiental suelo.

Desde una perspectiva de ciencias del suelo, es importante distinguir entre la zonificación climática y la clasificación climática. La zonificación climática se orienta a dividir el territorio en áreas con características climáticas similares, con el objetivo de facilitar su uso y manejo a nivel local o regional, considerando las particularidades del paisaje y las necesidades específicas de gestión del recurso suelo. Por otro lado, la clasificación climática busca categorizar y comprender los diferentes tipos de clima a nivel más general, empleando sistemas estandarizados desarrollados en otras latitudes y con fines distintos, como la organización del espacio a escala global o nacional. Estos sistemas, como el esquema de Köppen, fueron creados con objetivos que no necesariamente consideran las interacciones específicas entre clima y formación de suelos en contextos locales.

En consecuencia, la zonificación climática es una herramienta práctica y aplicada para estudios edáficos y manejo del territorio en áreas concretas, mientras que la clasificación climática proporciona un marco conceptual para entender y organizar la diversidad climática a escala global, en función de los intereses de planificación y estudio de las naciones.

1.3 Motivación para una cartografía detallada

La necesidad de representar los suelos a escalas más detalladas ha impulsado la revisión y actualización de la cartografía climática y edáfica en contextos regionales,

especialmente en áreas donde la disponibilidad de estaciones meteorológicas es limitada. Esta demanda surge de la importancia de contar con información precisa y de alta resolución para comprender las interacciones entre clima, vegetación y formación de suelos, permitiendo una gestión más efectiva de los recursos naturales. En este sentido, el IGAC ha liderado estos esfuerzos, iniciando con el estudio general de suelos y la zonificación de tierras en Cundinamarca (IGAC, 2000), y continuando con proyectos de mayor detalle, como el Levantamiento semidetallado de suelos del departamento del Valle del Cauca (IGAC, 2022). Estas iniciativas reflejan un avance en la aproximación a la cartografía edáfica y climática, adaptándose a las necesidades específicas de cada región y a las limitaciones de datos disponibles.

La investigación se condujo mediante una metodología de corte documental y hermenéutico. En primera instancia se contextualizó la evolución climática terrestre sin profundizar en los aspectos estrictamente meteorológicos; se retomaron únicamente los conceptos aceptados y validados en la literatura especializada consultada.

Posteriormente se revisaron fuentes internas del Instituto Geográfico Agustín Codazzi (IGAC) y del Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales (IDEAM) para caracterizar las variables climáticas empleadas en la clasificación climática, valorar su pertinencia y, sobre todo, verificar la disponibilidad de los registros almacenados en las bases de datos del IDEAM.

Los datos de ubicación de las estaciones se representaron sobre cartografía oficial a escalas de 1:100.000 a 1:10.000, según los requerimientos de cada proyecto desarrollado durante el periodo de estudio. Se detectaron desplazamientos en la posición original de varios sitios; por ello, se empleó el Modelo Digital de Terreno ALOS PALSAR (resolución de 12 m) y la cartografía oficial de límites municipales para ajustar, al menos de manera preliminar, la georreferenciación de las estaciones.

Se examinaron los mapas climáticos oficiales elaborados dentro del convenio IGAC-IDEAM, en particular los mapas de geopedología a escalas 1:500.000 y 1:100.000 producidos para la delimitación de ecosistemas terrestres. Con fines comparativos se obtuvieron del IDEAM los mapas climáticos construidos según las clasificaciones de Caldas-Lang y Thornthwaite, y se incorporó además el mapa de Köppen actualizado por la Universidad de Melbourne en el año 2010.

La evaluación cruzada de estos insumos cartográficos permitió estimar su utilidad y nivel de representación a las escalas requeridas para los levantamientos de suelos. Es preciso señalar que cada producto fue generado bajo estándares dirigidos a fines

particulares, por ejemplo, el análisis de la disminución de precipitaciones, la variabilidad climática o el cambio climático y, en consecuencia, resultan plenamente válidos dentro del rango de escala para el cual fueron concebidos.

Se evaluó de manera individual cada sistema de clasificación climática, destacando sus principales ventajas y limitaciones para su incorporación en los levantamientos de suelos. Los lineamientos derivados se sometieron a validación empírica durante las campañas de reconocimiento edáfico efectuadas entre 2000 y 2023, lo que permitió contrastar su aplicabilidad bajo una amplia gama de condiciones de campo.

Durante el estudio se delimitaron las zonas morfoclimáticas de Colombia tomando como referencia las regiones naturales, ampliamente caracterizadas por sus coberturas vegetales, y la cartografía oficial de áreas, zonas y subzonas hidrográficas elaborada conjuntamente por el IGAC y el IDEAM.

Una vez delimitados estos espacios y recalibradas las estaciones en cuanto a altitud y jurisdicción, se determinaron los gradientes de temperatura para quince zonas morfoclimáticas, incluido el sistema insular. Este procedimiento permitió ajustar con mayor precisión las cotas altitudinales de los pisos térmicos en cada vertiente colombiana.

Se contrastaron los productos cartográficos intermedios obtenidos durante el levantamiento de suelos, regiones morfogénicas, provincias fisiográficas, y divisiones biogeográficas y orogénicas, con el fin de revisar y perfeccionar los planteamientos iniciales de la zonificación morfoclimatológica.

Definida la primera versión de la zonificación climática para el levantamiento de suelos a partir del MDE SRTM (30 m), se actualizó cada producto cartográfico utilizando el Modelo Digital de Elevación ALOS PALSAR de 12 m, cuya mayor resolución permitió refinar los límites y mejorar la precisión altitudinal.

En la primera etapa realizada de 2011 a 2016, la Subdirección de Agrología realizó quince levantamientos de suelos que sirvieron de sustento teórico y procedimental para la elaboración del primer instructivo de zonificación climática aplicada a estudios edafológicos (Agualimpia y Castro, 2018).

Entre 2016 y 2022 se efectuaron levantamientos de suelos tanto en zonas productivas como en áreas de alto interés ambiental. Sobresalen, en particular, la prospección y correlación edafológica del departamento del Valle del Cauca y los levantamientos semidetallados realizados en páramos y cuencas hidrográficas del departamento de Cundinamarca.

Durante la elaboración del instructivo de zonificación climática aplicada a los levantamientos de suelos, la versión inicial del documento se registró en 2018 en la plataforma institucional de gestión de la calidad de la información. La segunda actualización, publicada en 2021, enriqueció el alcance metodológico mediante la incorporación de los balances hídricos edáficos (IGAC, 2021).

Esta investigación tuvo como objetivo principal esclarecer la aplicación metodológica que permitió definir la zonificación climática aplicada a levantamientos de suelos a escala semidetallada 1:25.000, en la que se utilizaron categorías acordes con los elementos climáticos disponibles en Colombia y extender una propuesta de representación del clima a tres escalas en el altiplano Cundiboyacense, con el propósito de facilitar un manejo sostenible del territorio dispuesto para la escala local, regional y nacional. Para ello, se realizó un análisis de las clasificaciones climáticas que actualmente se utilizan en el contexto nacional para mostrar las diferencias que tienen con la zonificación climática que se aplicó en los levantamientos de suelos desde 2000 al 2022, así como el estudio y la clasificación de la relación entre las diferentes categorías de zonificación climática.

Entre los productos más relevantes derivados de la zonificación climática aplicada exclusivamente a los levantamientos de suelos a escalas 1:10.000 y 1:25.000 destacan los siguientes:

Páramos y humedales de Colombia elaborados para el Instituto de Investigación de Recursos Biológicos Alexander von Humboldt.

Levantamientos de suelos de la Sabana de Bogotá desarrollados para el Ministerio de Ambiente, la Gobernación de Cundinamarca y la Corporación Autónoma Regional de Cundinamarca (CAR).

Levantamiento de suelos de las cuencas hidrográficas del Valle del Cauca, que cubrió la totalidad del departamento, encomendado por la Corporación Autónoma Regional del Valle del Cauca (CVC).

Mapa de Suelos Hídricos de Colombia producido a escalas 1:100.000 y 1:25 000.

En conjunto, estos estudios abarcan una superficie de 21.636.879 hectáreas.

Los productos generados por la investigación se materializaron en varios Artículos que mostraban el avance de la investigación (Castro y Agualimpia, 2014; Castro, Agualimpia, Sánchez, 2016; Agualimpia y Castro, 2018; Castro y Agualimpia, 2021; Castro y Agualimpia, 2022).

Además, el procedimiento se materializó en el documento de gestión de la calidad “Zonificación climática para levantamiento de suelos Código: IN-GAG.PC05-13 (IGAC, 2021)”, aún vigente, cuyo objetivo fue establecer el paso a paso para realizar la zonificación climática, acorde con los productos relacionados con el medio biofísico que se realizan en la Subdirección de Agrología para la cartografía de suelos y otras aplicaciones a la escala de trabajo establecida para los proyectos de la institución.

CAPÍTULO 2

EVOLUCIÓN CLIMÁTICA A LO LARGO DE LA HISTORIA DE LA TIERRA

De nada sirve que el sol alumbre para quien cierra los ojos

Refrán popular

El clima actual es resultado de un prolongado proceso evolutivo que involucra tanto a la tierra como a la vida que esta alberga. Inicialmente, fueron los organismos unicelulares los encargados de transformar las condiciones ambientales para permitir la aparición y desarrollo de especies más complejas, proporcionándoles un hábitat adecuado. Hoy en día, esta función la continúan realizando principalmente las comunidades vegetales, que capturan y almacenan la energía solar, haciéndola disponible para otros organismos en sus procesos metabólicos (Sarmiento, 2000). La estrecha relación entre el clima y las comunidades vegetales es tal que estas últimas se han convertido en el indicador más empleado para identificar los diferentes climas del mundo (Heinrich, 1997). No obstante, los cambios climáticos son inherentes a la dinámica planetaria y han ocurrido continuamente desde las etapas más tempranas del universo.

Hace 13.700 millones de años, espacio y tiempo emergieron con la gran explosión (Weintraub, 2012). Durante los siguientes 500 millones de años, el polvo estelar se fue agregando hasta formar planetas que orbitaban a velocidades vertiginosas. La hipótesis más aceptada sostiene que el agua terrestre se originó en el espacio y se acumuló gracias al impacto sostenido de millones de asteroides ricos en hielo (Jewitt & Young, 2015). Uno de estos cuerpos chocó con tal violencia que desprendió una masa rocosa que más tarde dio origen a la Luna (Luque et al., 2009). La presencia del satélite estabilizó el ciclo día-noche y preparó las condiciones climáticas necesarias para la aparición de los primeros organismos unicelulares.

Los veinte primeros elementos de la tabla periódica se sintetizaron en las reacciones nucleares del Sol (Longair, 1996). Para forjar los elementos restantes, incluidos los radiactivos, fue imprescindible la explosión de estrellas masivas en forma de

supernova, proceso que enriqueció la nube protosolar y, con ella, la corteza terrestre (Cepa, 2007).

2.1 Transformación climática por tectónica y circulación atmosférica

La Tierra se fue enfriando gradualmente a lo largo de miles de millones de años hasta consolidar un único supercontinente que el meteorólogo Alfred Wegener denominó Pangea “toda la tierra”.

El ascenso de la dorsal meso-oceánica impulsó la deriva de los bloques continentales durante los siguientes 65 millones de años. En ese intervalo, la microplaca de la India colisionó con la placa euroasiática y levantó la cordillera del Himalaya hasta convertirla en “el techo del mundo” (Bailey & Seddon, 1995). Esta intensa actividad tectónica creó nuevos patrones de circulación atmosférica, generando climas extremos y la aparición frecuente de tifones que alteraron los regímenes climáticos globales. Las coberturas vegetales se expandían y retrocedían según estas variaciones, modelando los paisajes que hoy dominan el planeta.

Los registros paleoclimáticos, provenientes del análisis de rocas ígneas y sedimentarias, núcleos de hielo antártico y lodos marinos del Pacífico, revelan que la Tierra ha atravesado múltiples ciclos de calentamiento y glaciación. Estos pulsos climáticos sucesivos han contribuido a esculpir la configuración actual de los climas del mundo.

La edad de la Tierra se ha estimado en unos $4\,540 \pm 50$ millones de años mediante datación radiométrica de circones y otras rocas ígneas del cratón africano (Leori, 2002). El registro estratigráfico señala al menos cuatro grandes episodios glaciares que, en diferentes momentos del Fanerozoico, cubrieron vastas áreas del continente europeo.

Desde esta perspectiva geológica, nuestro planeta continúa inmerso en una fase glacial del Pleistoceno tardío-Holoceno, como lo demuestra la persistencia de capas de hielo continentales en la Antártida y Groenlandia. En contraste, durante el Mesozoico, la era de los dinosaurios, las temperaturas medias globales eran entre 8 y 10 °C superiores a las actuales y no existía hielo superficial permanente en ninguno de los polos.

2.2 Circulación atmosférica y relieve a la escala planetaria

Los cambios climáticos registrados a lo largo de la historia geológica, especialmente los asociados al levantamiento de grandes cordilleras, muestran que el clima de cualquier región depende de dos factores físicos fundamentales: su posición en el

globo (que determina la incidencia de la radiación solar) y la configuración del relieve.

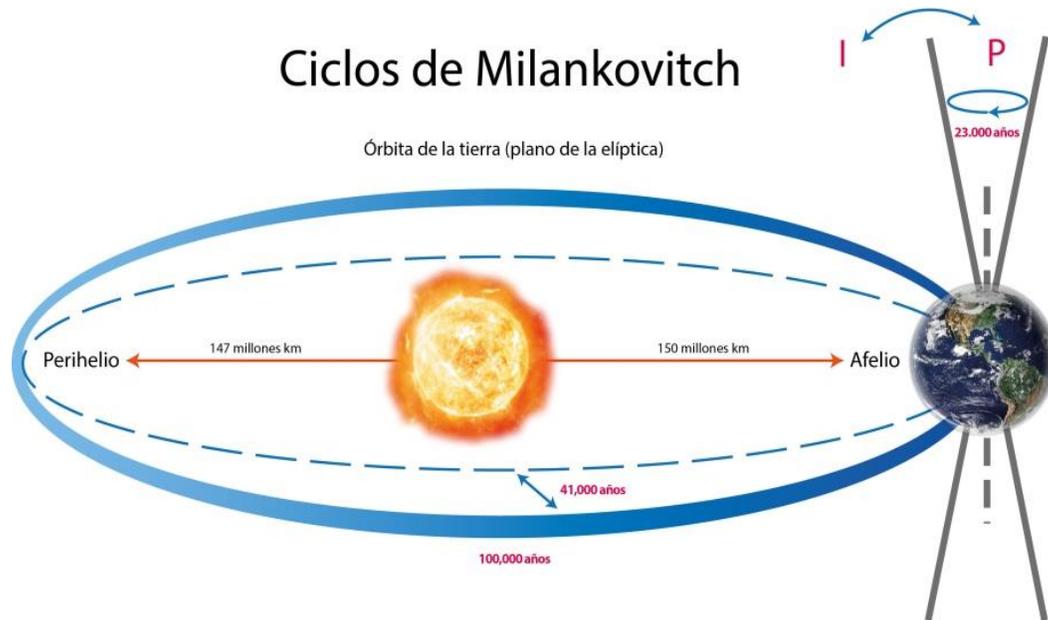
La orientación de las vertientes montañosas, su altitud y extensión generan gradientes térmicos y de presión que ponen en marcha la circulación de masas de aire a escala planetaria. Estas interacciones topografía–radiación definen patrones locales y regionales de temperatura, precipitación y viento, integrándose en la dinámica climática global.

La variabilidad climática también está modulada por los ciclos astronómicos descritos por Milankovitch, que operan a escalas de tiempo muy largas. En particular, la relación Tierra-Sol varía según la distancia entre ambos astros: la órbita terrestre no es perfectamente circular, sino ligeramente elíptica (Llorente & Morrone, 2001).

Alrededor del 3 de enero, nuestro planeta alcanza el perihelio, situándose a unos 147 millones de kilómetros del Sol. Seis meses después, hacia el 4 de julio, la Tierra llega al afelio, alejándose hasta unos 152 millones de kilómetros. Aun así, la diferencia de radiación solar recibida entre ambos extremos es relativamente pequeña, de modo que la insolación media apenas se altera durante el año (véase la Figura 1).

Figura 1

Movimientos orbitales de la Tierra y los ciclos astronómicos que regulan la variabilidad climática

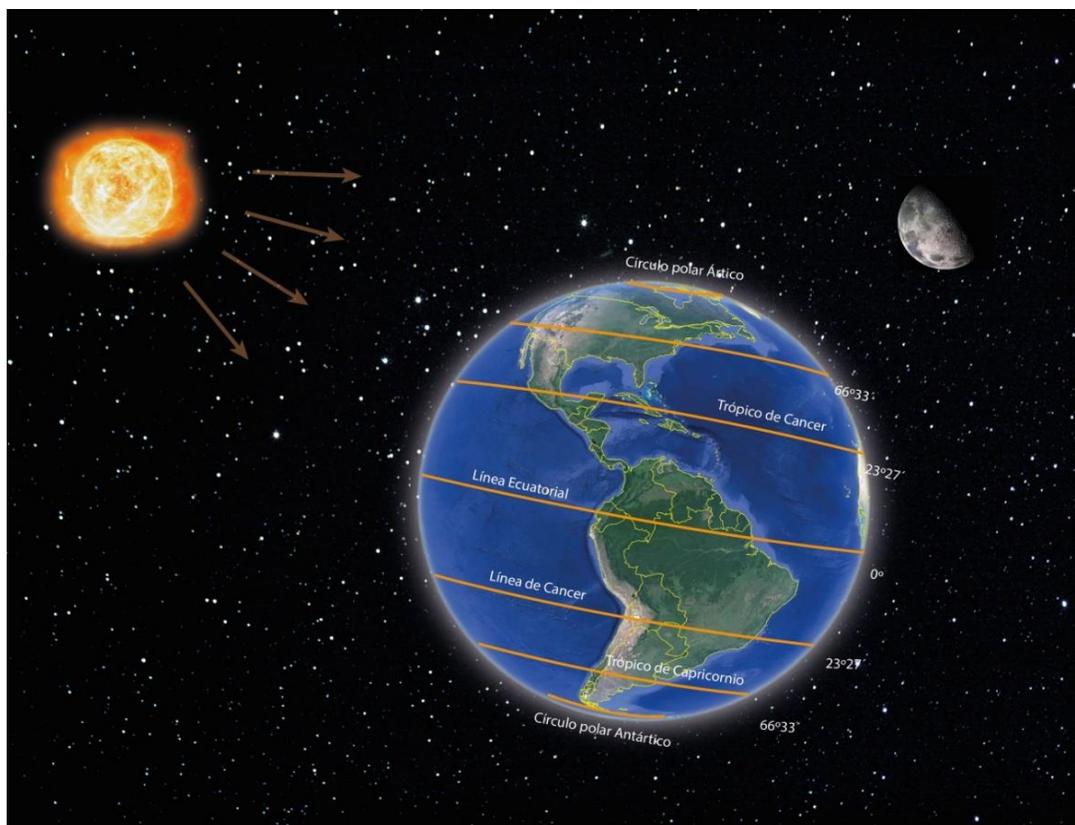


El clima global está gobernado, ante todo, por la cantidad de energía solar que alcanza la superficie terrestre. Para describir su distribución, los climatólogos dividen el planeta en tres grandes franjas térmicas, intertropical, templada y polar, definidas por la distancia a la línea ecuatorial y por la inclinación del eje terrestre a lo largo del año (véase Figura 2).

En las latitudes medias ($\approx 23,27^\circ$ N y S), la oscilación estacional del eje produce cuatro hitos astronómicos. El 21-22 de junio, los rayos solares inciden perpendicularmente sobre el Trópico de Cáncer, marcando el solsticio de verano en el hemisferio norte; esta configuración intensifica la circulación meridional, impulsa corrientes oceánicas y dirige vientos cálidos hacia los polos. Seis meses después, el 21-22 de diciembre, la vertical solar se traslada al Trópico de Capricornio, inaugurando el solsticio de invierno en el hemisferio norte y revirtiendo los patrones atmosféricos. Entre ambos extremos se sitúan los equinoccios, alrededor del 21-22 de marzo y del 22-23 de septiembre, cuando el Sol ilumina por igual ambos hemisferios y el día y la noche tienen idéntica duración (Lutgens, 1995).

Figura 2

Posición latitudinal de los trópicos de Cáncer y Capricornio



A menudo el análisis climático se elabora desde la perspectiva de América del Norte: se asume que cuando el Sol se encuentra sobre el Trópico de Capricornio el verano “migra” al hemisferio sur, mientras que sobre el Trópico de Cáncer se instauran condiciones más frías. Esta lógica zonal, sin embargo, resulta insuficiente para explicar lo que ocurre en Colombia, país ubicado íntegramente entre ambos trópicos.

En la literatura se clasifica a Colombia como “tropical” y se afirma que la diferencia térmica entre “invierno” y “verano” no supera los 5 °C. Tal generalización pasa por alto la compleja interacción entre altitud, humedad, circulación oceánica y continentalidad que define la realidad climática del territorio.

Para interpretar el clima en la franja intertropical es imprescindible partir de los elementos fundamentales, temperatura, precipitación, radiación, presión y viento, y evaluar su variabilidad espacial y temporal. Solo después puede revisarse la validez de los esquemas zonales convencionales en el contexto colombiano, donde factores locales modifican sustancialmente el patrón promedio.

CAPÍTULO 3

ELEMENTOS DEL CLIMA

Calor de marzo temprano, es para el campo muy sano

Refrán popular

Una variable climática es cualquier magnitud que expresa cuantitativamente un fenómeno o ciclo atmosférico y cuyo valor puede fluctuar en el tiempo. Estas variables o elementos del clima pueden analizarse en forma aislada o combinarse para revelar patrones más complejos.

En la zonificación climática se recurre casi siempre a la precipitación y la temperatura, pues son los registros más abundantes y estables. No obstante, para caracterizar el clima con mayor precisión, sobre todo a escalas locales, resulta indispensable incorporar otros parámetros.

En Colombia esa tarea se complica por la limitada disponibilidad de series históricas confiables de presión atmosférica, punto de rocío, radiación global, humedad relativa y viento. Pese a ello, dichos datos son esenciales para estimar la evapotranspiración potencial, una variable compuesta que integra la demanda de energía y de vapor de la atmósfera y actúa como descriptor clave de los gradientes climáticos en regiones tropicales.

3.1 Precipitación

La precipitación constituye la variable climática más decisiva para la zonificación porque sintetiza la disponibilidad hídrica que condiciona los ecosistemas, la producción agrícola y los riesgos hidrológicos. En términos operativos se expresa como la cantidad de lluvia (o nieve, granizo) acumulada en un intervalo dado, normalmente en milímetros por día, mes o año, y se resume en estadísticas de larga duración (normales climáticas de 30 años) para captar la variabilidad de fondo (IDEAM, 2024).

3.1.1 Escalas y umbrales de análisis

Escala regional (macro-zonificación): el promedio anual basta para discriminar dominios húmedos, subhúmedos, semiáridos y áridos. En Colombia, por ejemplo,

los llanos orientales superan con facilidad los 2 500 mm a⁻¹, mientras que la península de La Guajira recibe menos de 500 mm a⁻¹.

Escala meso-local: se añade la estacionalidad. El número de meses que sobrepasan 60 mm es un criterio útil para distinguir clima monomodal (una estación lluviosa larga) de bimodal o secos.

Escala agrometeorológica o de micrositio: se compara la precipitación mensual (P) con la evapotranspiración potencial (ET₀); así se determina la duración efectiva de la estación lluviosa (meses con P > ET₀) y de la seca (P < ET₀), información crítica para calendarios de siembra, manejo de cultivos y modelación hidrológica.

3.1.2 Instrumentación y cobertura de datos

El pluviómetro manual (ombreómetro) sigue siendo la herramienta de referencia por su bajo costo y precisión aceptable si se calibra y protege del viento. No obstante, la red oficial del IDEAM presenta una alta densidad de estaciones en la región Andina y notables vacíos en la Orinoquia, Amazonía y sectores costeros. Dos estrategias complementarias cierran esa brecha:

Pluviómetros comunitarios o del sector productivo. Asociaciones de agricultores, ingenios azucareros y distritos de riego mantienen series propias que, tras un control de calidad, pueden integrarse a los bancos de datos públicos.

Sensores automáticos y teledetección. Estaciones automáticas con registrador datalogger ofrecen datos continuos de intensidad, mientras que misiones satelitales (TRMM, GPM) y radares Doppler de banda C proveen estimaciones de cobertura casi completa, útiles para áreas inaccesibles o montañosas.

3.1.3 Calidad, homogeneidad e interpolación

Antes de alimentar modelos climáticos o producir mapas de isoyetas es imprescindible:

Depurar series: corrección de errores de digitación, detección de valores extremos espurios y test de homogeneidad (por ejemplo: test de Pettitt o SNHT) para rupturas por cambio de emplazamiento o instrumento (AEMET, 2012).

Interpolar con métodos geoespaciales: kriging ordinario, co-kriging con altitud o distancia al mar, o algoritmos de downscaling estadístico, que integran la orografía compleja de Colombia y minimizan el sesgo orográfico de las celdas satelitales.

3.1.4 Indicadores derivados

Además del total y la relación P/ET_0 , conviene calcular:

Índice de concentración de precipitación (PCI): mide cuán “pulsada” está la lluvia a lo largo del año; valores $> 20\%$ indican alta estacionalidad y riesgo de erosión por eventos intensos.

Coefficiente de variación interanual: revela la confiabilidad climática para cultivos de secano.

Número de días húmedos (≥ 1 mm) e intensos (≥ 50 mm): clave para evaluar peligros de inundación y saturación de suelos.

3.1.5 Aplicación en la zonificación colombiana

Al combinar estas métricas con topografía, tipos de suelo y coberturas vegetales se obtienen unidades climáticas más representativas que las simples etiquetas de “tropical húmedo” o “monzónico”. Este enfoque reconoce, por ejemplo, la enorme diferencia entre un valle interandino con régimen bimodal de $1\ 200\text{ mm a}^{-1}$ y la vertiente pacífica con $> 6\ 000\text{ mm a}^{-1}$ distribuidos en nueve o diez meses. Así, la precipitación, medida y utilizada con criterios rigurosos, pasa de ser un número promedio a convertirse en la piedra angular de la planificación ambiental, agrícola y de gestión del riesgo en Colombia.

3.2 Temperatura ambiental

La temperatura del aire es la segunda variable clave para delimitar zonas climáticas; no obstante, por sí sola ignora la influencia que la cobertura del suelo y el uso antrópico ejercen sobre el balance térmico local. Para reflejar con mayor fidelidad esas interacciones proponemos la noción de temperatura ambiental, que engloba la temperatura del aire junto con los efectos moduladores de la vegetación, el sustrato y las superficies construidas.

En biogeografía se recurre habitualmente al concepto de biotemperatura, definido como el promedio anual de las temperaturas diarias aptas para la actividad metabólica de las plantas. Sin embargo, esta métrica suele aplicarse sin considerar la intervención humana y su capacidad de alterar los microclimas, con repercusiones directas sobre la distribución de especies. La temperatura ambiental, en cambio, se mide in situ bajo coberturas naturales o introducidas y ofrece registros puntuales indispensables para evaluar cómo los cambios de uso del suelo modifican los procesos pedogenéticos en la actualidad.

La temperatura del aire se registra principalmente mediante estaciones automáticas que efectúan lecturas cada 10 minutos, las 24 horas del día. En estaciones convencionales más antiguas, la medición se realiza con termómetros de bulbo seco, con tres o cuatro observaciones diarias; la lectura de las 09:00 h suele tomarse como aproximación de la temperatura media diurna.

La diferencia entre temperatura del aire y temperatura ambiental se amplía en climas cálidos y se reduce en climas fríos. Para evitar la sobreestimación que produce la radiación directa, el termómetro debe situarse a la sombra, a 1.5 m sobre el suelo. El valor obtenido refleja el calor irradiado por la superficie, cuya magnitud depende en gran medida de la cobertura vegetal presente.

En Colombia, la principal limitación es la escasez de datos: existen menos de 500 estaciones meteorológicas oficiales distribuidas de forma desigual. Algunos registradores integran sensores dobles, lo que permite comparar lecturas al aire libre y dentro de abrigos ventilados y, así, corregir posibles sesgos. La cercanía a grandes cuerpos de agua también altera los registros al atenuar las oscilaciones térmicas diurnas.

La temperatura aparente resulta de combinar la temperatura ambiental con la velocidad del viento. A velocidades reducidas, especialmente con valores superiores a 30 °C, la sensación térmica se aproxima a la temperatura real; para percibir alivio térmico son necesarios incrementos significativos en la circulación de aire.

El índice de calor (heat index) es una forma complementaria de interpretar la temperatura del aire, pues incorpora el efecto de la humedad relativa para reflejar la sensación térmica que experimentan las personas. Este concepto explica, por ejemplo, por qué el calor percibido en la costa pacífica chocoana suele diferir del que se siente en la costa Caribe: a igualdad de temperatura, la mayor humedad ambiental en el Chocó reduce la capacidad de enfriamiento por evaporación y eleva la sensación de bochorno.

Cuando la humedad relativa es baja, la sudoración se evapora con facilidad, y la temperatura aparente resulta inferior a la temperatura del aire, favoreciendo una mayor sensación de confort. En cambio, con humedades elevadas, la evaporación se dificulta; la transpiración no enfría eficazmente la piel y la temperatura aparente supera con creces la registrada por el termómetro, volviendo el ambiente casi insoportable.

El índice de calor se calcula, y adquiere relevancia operativa, a partir de temperaturas del aire superiores a ≈ 14 °C; por debajo de ese umbral, los efectos

térmicos de la humedad son mínimos. Este enfoque, aun sin contar con series completas de humedad relativa, puede trasladarse a la zonificación climática si se utiliza la distribución de especies vegetales como indicador indirecto de las combinaciones de temperatura y vapor de agua que prevalecen en cada región colombiana.

3.3 Presión atmosférica

La presión atmosférica es la fuerza que ejerce la columna de aire sobre la superficie terrestre; equivale al peso del aire por unidad de área. Cuanto mayor sea la profundidad de esa columna, es decir, cuanto más cerca del nivel del mar, mayor será la presión registrada. Por ello, la presión disminuye exponencialmente con la altitud y describe un gradiente vertical gobernado por la ecuación hipsométrica. El valor medio al nivel del mar es de aproximadamente 1.013 hPa (hectopascales).

Para comparar observaciones tomadas a distintas elevaciones se aplica el ajuste barométrico o “reducción a nivel del mar”. Este procedimiento corrige los datos de estaciones situadas en zonas de montaña, frecuentes en Colombia, y permite elaborar mapas de isobaras coherentes en todo el territorio. Sin la corrección, la sola altitud dominaría el patrón espacial e impediría identificar los gradientes reales asociados a la dinámica atmosférica.

Además de la altitud, la presión varía con la latitud y con el estado del tiempo. Sobre el Ecuador se forma la zona de bajas presiones ecuatoriales, la banda de convergencia intertropical (ZCIT), que favorece la convección profunda y, por ende, la precipitación abundante. A latitudes subtropicales predominan los anticiclones, mientras que las franjas templadas albergan ciclones y frentes que modulan el clima estacional.

Desde la perspectiva global, Colombia se ubica bajo esa franja ecuatorial de bajas presiones. Sin embargo, la presencia de la Cordillera de los Andes introduce fuertes gradientes barométricos regionales: los valles interandinos y las mesetas presentan presiones reducidas respecto a las llanuras circundantes, impulsando circulaciones locales (brisas de valle-montaña) que controlan la distribución diaria de nubosidad y lluvia. Estas configuraciones vuelven la presión barométrica una variable útil para la zonificación climática, en conjunto con temperatura y precipitación.

La incorporación de la presión atmosférica, ajustada a nivel del mar, permite:

- Diferenciar dominios de subsidencia (anticiclónicos) y de convección (ciclónicos) dentro de una misma región tropical.

- Identificar corredores de viento y focos de divergencia asociados a la topografía andina, esenciales para estimar riesgo de tormentas y neblina.
- Complementar la clasificación climática tradicional, añadiendo un parámetro dinámico que explica el régimen pluviométrico predominante en Colombia.

3.4 Punto de rocío

El punto de rocío es la temperatura a la que una masa de aire debe enfriarse (a presión constante) para alcanzar la saturación y, por tanto, iniciar la condensación del vapor de agua presente. Esta propiedad lo convierte en una métrica directa del contenido absoluto de humedad, a diferencia de la humedad relativa, que expresa cuán cerca se encuentra la atmósfera de la saturación en función de la temperatura del instante.

3.4.1 Indicador de vapor de agua y probabilidad de condensación

Valores elevados (p. ej., > 20 °C en regiones tropicales) denotan una columna atmosférica rica en vapor de agua; a medida que el punto de rocío aumenta también lo hace la probabilidad de lluvias convectivas intensas y tormentas eléctricas, dado que la energía latente disponible para la convección es mayor.

Valores bajos indican aire seco y reducen la posibilidad de formación de nubes de desarrollo vertical, lo que limita los eventos de precipitación significativa.

3.4.2 Formación de rocío, hielo y niebla

Cuando la temperatura ambiente desciende hasta acercarse 1–2 °C al punto de rocío, circunstancia frecuente en la tarde o durante la madrugada, se forma una película de microgotas sobre superficies radiativamente frías (rocío). Si la temperatura cruza el umbral de 0 °C, la condensación se deposita como escarcha. En atmósferas con abundante núcleo de condensación y una capa superficial inestable, ese mismo enfriamiento favorece la aparición de bruma o niebla de radiación.

3.4.3 Herramienta operativa para la predicción meteorológica

Pronóstico de lluvia: los meteorólogos combinan el punto de rocío superficial, la temperatura convectiva y los parámetros de inestabilidad (CAPE) para estimar la probabilidad de tormentas.

Estimación de la mínima nocturna: en noches despejadas, la temperatura suele descender hasta quedar 1–3 °C por encima del punto de rocío. Sin embargo, la entrada de frentes cálidos o masas de aire marítimo húmedo puede elevar el punto de rocío durante la noche, invalidando esta regla de aproximación.

Índices de confort térmico: junto con la temperatura del aire se emplea para calcular el índice de calor (heat index); un punto de rocío superior a 24 °C suele indicar condiciones potencialmente peligrosas para la salud humana debido al estrés térmico.

3.4.4 Aplicación en la zonificación climática colombiana

En contextos donde la humedad relativa continua no está disponible, el punto de rocío permite inferir los gradientes de humedad superficial relevantes para la distribución de formaciones vegetales sensibles al déficit hídrico. Bajo este enfoque, ecosistemas como los manglares del litoral Pacífico o los bosques nublados andinos se distinguen de sabanas estacionales o desiertos costeros, aportando un criterio adicional, junto con precipitación y temperatura, para delimitar unidades climáticas más realistas.

3.5 Radiación global

La radiación solar global es la suma de la energía que llega a la superficie terrestre en forma de radiación directa (proveniente en línea recta del disco solar) y difusa (dispersada por moléculas y aerosoles atmosféricos). Su valor resulta esencial para el balance energético planetario, la fotosíntesis, la evapotranspiración y, en última instancia, la definición de zonas climáticas. Se expresa como potencia areal en vatios por metro cuadrado ($W m^{-2}$) o, cuando se integra en el tiempo, como energía areal ($MJ m^{-2} día^{-1}$).

3.5.1 Componentes y moduladores atmosféricos

A la salida de la atmósfera superior la “constante solar” es de $\approx 1.361 W m^{-2}$, pero solo una fracción alcanza la superficie: el 23–25 % es absorbido o dispersado por vapor de agua, ozono, aerosoles y nubes. La presencia de partículas de polvo mineral o ceniza volcánica puede reducir de forma drástica la insolación, como ocurrió tras la erupción del Pinatubo (1991), que provocó un descenso global de $\approx 2,5 W m^{-2}$ durante más de un año (Houghton, 2009).

3.5.2 Albedo y retroalimentaciones de superficie

El albedo es el cociente entre la radiación reflejada y el incidente. Superficies claras, nieve fresca ($\sim 0,85$) o desiertos arenosos ($\sim 0,40$), devuelven gran parte de la energía solar al espacio, mientras que bosques densos y océanos abiertos presentan valores bajos ($\sim 0,12$ y $\sim 0,06$, respectivamente). Este contraste genera retroalimentaciones críticas: una reducción del manto nival disminuye el albedo, aumenta la absorción de calor y acelera el deshielo, realimentando el calentamiento regional.

3.5.3 Instrumentación in situ

La medición de la radiación solar se realiza con piranómetros (también llamados solarímetros o actinómetros) que detectan el flujo hemisférico total, y con pyrreheliómetros, dedicados exclusivamente a la fracción directa. Estos sensores utilizan termopares o fotodiodos calibrados contra patrones World Radiometric Reference (WRR). Para evaluar el albedo in situ se montan dos piranómetros enfrentados (arriba y abajo) o un radiómetro de cuatro componentes, que mide simultáneamente la radiación incidente y reflejada tanto en el rango corto ($\approx 0,3\text{--}3\ \mu\text{m}$) como en el largo ($\approx 4\text{--}100\ \mu\text{m}$).

3.5.4 Observación por satélite

Los sistemas MODIS, CERES o Sentinel-2 derivan mapas de radiación neta y albedo a resolución de hectómetros, a partir de reflectancias top-of-atmosphere y correcciones atmosféricas. La información espectral permite discriminar cubiertas (bosque, cultivo, pasto, suelo desnudo) y calcular índices de albedo útiles para la zonificación climática cuando la red de estaciones de superficie es escasa.

3.5.5 Aplicaciones a la zonificación climática

Evaluación de la evapotranspiración potencial (ET_0): los métodos de Penman-Monteith y Priestley-Taylor necesitan la radiación neta como insumo; su precisión mejora sustancialmente cuando se dispone de piranometría de referencia.

Clasificación termo-radiativa: en regiones montañosas de Colombia, la combinación de radiación anual recibida, temperatura media y precipitación permite diferenciar bosques montanos nublados, páramos y sabanas secas.

Estudios de cambio de uso del suelo: la conversión de bosques a cultivos o pasturas modifica el albedo y, por ende, la radiación absorbida; integrar estos cambios en los balances energéticos regionales permite anticipar alteraciones microclimáticas.

La radiación solar global, junto con temperatura, precipitación y humedad, es un pilar de cualquier esquema de clasificación climática detallada. La incorporación de datos de piranómetros, radiómetros satelitales y cartografía de albedo refina la delimitación de zonas climáticas y mejora la capacidad de modelar procesos hidrológicos, agroecológicos y de cambio climático en Colombia y otras regiones tropicales.

3.6 Humedad relativa

La humedad relativa (HR) expresa la proporción de vapor de agua presente en el aire respecto a la cantidad máxima que podría contener a la misma temperatura y presión; se expresa en porcentaje. Como es un cociente, varía inversamente con la temperatura (a presión constante) y directamente con la presión (a temperatura constante): cuando el aire se calienta su capacidad de retención de humedad aumenta y la HR desciende, mientras que al enfriarse la HR se eleva y puede alcanzar la saturación.

3.6.1 Importancia climática y ecológica

En climas tropicales, donde la temperatura rara vez limita la actividad biológica, la HR controla procesos clave como la evapotranspiración, la formación de nubes y la estabilidad de la capa límite atmosférica. Valores persistentemente altos favorecen la convección profunda y, por extensión, la ocurrencia de lluvias convectivas intensas; en cambio, HR bajas incrementan el déficit hídrico y elevan el riesgo de incendios forestales.

3.6.2 Efectos sobre la agricultura y la salud vegetal

Para los cultivos permanentes (cacao, café, palma, cítricos), HR superiores al 80 % durante periodos prolongados crean microambientes propicios para la proliferación de hongos fitopatógenos (*Moniliophthora*, *Hemileia*, *Colletotrichum*) y bacterias foliares. Un manejo integrado del microclima (poda, espaciamiento, sistemas agroforestales) ayuda a reducir la humedad en el dosel y limita los brotes epifíticos.

3.6.3 Medición e instrumentación

La HR se mide con higrómetros de bulbo seco y húmedo, capacitores poliméricos o sensores de punto de rocío. En Colombia, solo las estaciones meteorológicas completas del IDEAM registran HR de manera continua, y su densidad es significativamente menor que la de pluviómetros y termómetros. Esta carencia obliga a usar redes privadas (ingenios, cooperativas cafeteras) y, cada vez más, datos de reanálisis y sensores remotos (e.g., AIRS, MODIS) para interpolar superficies de HR a escala regional.

3.6.4 Aplicaciones hidrológicas y climatológicas

Evapotranspiración potencial (ET_0): los métodos de Penman-Monteith y Hargreaves-Samani emplean HR para ajustar el gradiente de vapor entre la superficie y la atmósfera. Errores de $\pm 10\%$ en HR pueden traducirse en desviaciones

de hasta $\pm 0,5 \text{ mm día}^{-1}$ en ET_0 , con impacto directo en calendarios de riego y balance hídrico de cuencas.

Zonificación climática de precisión: al combinar HR media diurna, déficit de saturación y temperatura, se diferencian con mayor nitidez los pisos térmicos húmedos (selvas pluviales, bosques nublados) de los secos (sabanas, desiertos costeros), superando la resolución que aporta la precipitación anual por sí sola.

Confort humano e índices biometeorológicos: la HR se integra en el heat index y el humidex, indispensables para advertencias de estrés térmico en ciudades como Barranquilla o Tumaco, donde la sensación térmica supera con facilidad 40 °C durante eventos de aridez oceánica.

3.6.5 Retos y perspectivas para Colombia

El principal desafío reside en ampliar la cobertura de sensores confiables y en homogenizar series históricas sometidas a cambios de emplazamiento o tecnología. El despliegue de estaciones automáticas de bajo costo y la integración de datos satelitales ofrecen una vía rápida para mejorar los análisis de HR, afinar la zonificación climática y, en última instancia, optimizar la gestión agrícola y la predicción de riesgos asociados a la humedad en el espacio rural colombiano.

3.7 Evaporación

La evaporación, entendida como el flujo continuo de agua desde una superficie libre hacia la atmósfera, es un proceso clave para el balance hídrico y la planificación del recurso. Sin embargo, medirla con precisión presenta varios retos. Los valores obtenidos en tanques o evaporímetros representan una evaporación potencial, lo que se perdería si el agua estuviera siempre disponible y la superficie no opusiera resistencia, y suelen sobreestimar la evaporación real de un ecosistema donde influyen la cubierta vegetal, la rugosidad del suelo y las variaciones térmicas. Por esta razón, los registros experimentales deben corregirse con coeficientes empíricos o integrarse a modelos físico-meteorológicos (Penman-Monteith, FAO-56 y Priestley-Taylor) que ajustan el dato al microclima y a la disponibilidad hídrica efectiva.

En la práctica se expresa la evaporación como una “lámina” acumulada de agua (mm día^{-1} , mm mes^{-1} o mm año^{-1}). Aun cuando la unidad es la misma que la de la precipitación, su significado hidrológico difiere: la precipitación describe aporte de agua a la superficie, mientras que la evaporación indica pérdida por fase gaseosa, regulada por temperatura, radiación solar, humedad relativa y viento. El tanque

Clase A, cilindro metálico de 1.20 m de diámetro y 0.25 m de altura elevado 0.15 m sobre una plataforma, es el instrumento convencional porque ofrece lecturas simples y comparables a escala mundial. Para aproximar la pérdida real, se multiplica el descenso observado por un coeficiente pan (K_p), cuya media global ronda 0.70, pero puede oscilar entre 0.45 y 0.85 según la estación, el tipo de cubierta o la rugosidad dinámica del viento. De ahí la importancia de calibrarlo localmente con series de datos multianuales.

Los tanques enterrados y flotantes surgieron para minimizar el efecto de la temperatura del aire bajo el tanque elevado y la advección de calor. El primero mantiene la lámina de agua al nivel del suelo y reduce la radiación lateral, obteniendo K_p ligeramente mayor (0.75–0.85 en EE. UU.), mientras que el segundo se coloca sobre el cuerpo de agua estudiado para eliminar gradientes térmicos entre el recipiente y el medio. Ambos, sin embargo, son sensibles a salpicaduras por lluvia u oleaje, lo que introduce sesgos en entornos tropicales con tormentas convectivas repentinas.

Para evaluaciones finas en microcuencas, invernaderos o parcelas experimentales, se recurre a evaporímetros de balanza, porcelanas porosas y lisímetros. Estos últimos, básicamente columnas de suelo con instrumentación de pesaje o drenaje, permiten estimar no solo evaporación sino evapotranspiración (evaporación + transpiración vegetal) y percolación, indispensables para estudios de balance hídrico y manejo del riego. En Colombia su uso es todavía limitado por costes y mantenimiento, pero resulta valioso en zonas de humedales y ciénagas donde la evaporación domina el balance, e incluso en la estimación de descensos estacionales del espejo de agua.

Por último, la creciente disponibilidad de imágenes satelitales térmicas (Landsat 8/9, Sentinel-2, MODIS) y sistemas de estación meteorológica automática permite combinar mediciones in situ con métodos de teledetección y asimilación de datos. Estas herramientas facilitan generar mapas continuos de evapotranspiración, fundamentales para la zonificación agroclimática, la detección de estrés hídrico en cultivos y la gestión integral de cuencas en regiones con redes observacionales escasas, como gran parte del territorio colombiano.

3.8 Evapotranspiración

La evapotranspiración (ET) integra dos flujos hídricos que operan de forma simultánea:

1. Evaporación directa desde la superficie del suelo y de las partes externas de la vegetación (cutículas, tallos, frutos).
2. Transpiración a través de las estomas, proceso regulado por la apertura foliar y, por ende, por la fisiología de cada cultivo y las variables meteorológicas.

En términos prácticos se trabajan dos magnitudes:

- ET_0 (evapotranspiración de referencia): pérdida de agua que experimenta un cultivo hipotético, bien regado y de 12 cm de altura (césped). Sirve como parámetro estándar para comparar climas y calcular la ET_c específica de cada cultivo mediante coeficientes (K_c).
- ET_p (evapotranspiración potencial): demanda atmosférica de un sistema sin limitación hídrica; resulta útil para balances hídricos a gran escala y para definir índices de humedad como los de Holdridge.

En la Tabla 1 se presentan enfoques, ecuaciones y variables vistas desde las ventajas y limitaciones para Colombia.

Tabla 1

Métodos empíricos y su aplicabilidad en Colombia

Enfoque	Ecuación	Variables requeridas	Ventajas	Limitaciones en Colombia
Combinado	Penman (1948)	Temperatura, humedad relativa, velocidad del viento, radiación u horas de sol	Físicamente consistente; base de Penman-Monteith FAO-56	Pocas estaciones reportan viento y radiación con series largas
Temperatura	Thornthwaite (1948)	Temperatura media mensual, latitud (día astronómico)	Fácil de implementar en cuencas sin red completa; usado en balances hídricos y clasificaciones climáticas	Sobreestima ET en climas cálidos húmedos; requiere coeficiente de corrección regional
Radiación-Temperatura	Hargreaves & Samani (1985)	T-máx, T-mín, radiación extraterrestre (calculada)	Buen desempeño en zonas tropicales; insumos fáciles de obtener	Sensible a gradiente térmico diario; requiere calibración local de la constante empírica
Físico (referencia FAO-56)	Penman-Monteith (1985)	Radiación neta, temperatura, humedad, viento, constantes aerodinámicas	Estándar internacional para ET_0 ; se ajusta a cualquier latitud	Mismas restricciones de datos que Penman; demanda mayor capacidad de procesamiento

Situación nacional. Para la zonificación climática de IDEAM y CARTA CLIMÁTICA se emplean históricamente Holdridge y Thornthwaite, porque la variable disponible con mejor cobertura es la temperatura. Sin embargo, la creciente instalación de estaciones automáticas, los productos satelitales de radiación (e.g., CHIRPS-PENTAD, POWER-NASA) y la reanálisis (ERA5-Land) permiten migrar gradualmente hacia Hargreaves, una excelente alternativa intermedia y, en regiones con datos completos, al estándar Penman-Monteith FAO-56.

3.9 Recomendaciones para la aplicación práctica

1. Calibración local. Ajustar las constantes empíricas (ej. el factor 0,0023 de Hargreaves) con mediciones de lisímetros o tanques clase A en al menos dos años hidrológicos contrastantes (Niña/Neutral/NIÑO).
2. Uso combinado de modelos. Aplicar Thornthwaite para reconstruir series históricas largas (1900-presente) y Hargreaves o Penman-Monteith para periodos recientes con mejor densidad de datos.
3. Corrección altitudinal. En la Cordillera Oriental y Occidental la presión y el déficit de vapor cambian con la cota; incorporar gradientes verticales mejora la ET estimada.
4. Integración con teledetección. Productos como MOD16 (ET global) o el algoritmo SEBAL permiten refinamientos espaciales (250–1 000 m) allí donde los pluviómetros son escasos – p. ej., sabanas de la Orinoquia o humedales del Bajo Magdalena – y facilitan evaluar estrés hídrico en tiempo casi real.
5. Mapas de índices de humedad. Una vez calculada ET_p o ET_0 , la relación P/ET_p (precipitación: evapotranspiración) distingue zonas húmedas, subhúmedas y secas; clave para la planificación agrícola, la ordenación de cuencas y la definición de políticas de riego.

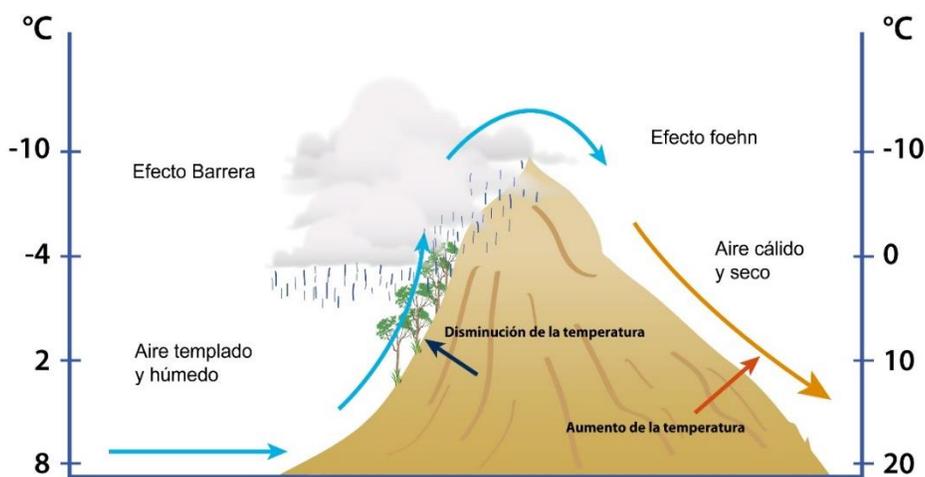
La selección del método depende de la resolución espacial y temporal requerida, la disponibilidad de datos y la escala de decisión. Para la cartografía climática colombiana, combinar Thornthwaite (consistencia histórica) con Hargreaves (mayor fidelidad en trópico) ofrece un balance eficaz, mientras la expansión de redes automáticas y el acceso a datos remotos allanan el camino hacia la adopción plena de Penman-Monteith FAO-56 como referencia nacional.

3.10 Vientos

La velocidad del viento es un parámetro esencial para interpretar singularidades climáticas que los índices de humedad, basados únicamente en el balance precipitación-evapotranspiración, no logran capturar cartográficamente. Cuando una masa nubosa asciende bruscamente al encontrar una barrera orográfica, se intensifican los gradientes de presión y se produce un flujo descendente, cálido y seco en la ladera de sotavento: el conocido efecto Foehn (véase Figura 3). De igual modo, la disposición de las vertientes montañosas y la cercanía de cuerpos de agua modulan la circulación local, generando micro y mesoclimas distinguibles. Integrar mediciones de velocidad del viento en los análisis territoriales permite delimitar con mayor precisión estas unidades climáticas y, en consecuencia, refinar la cartografía climatológica nacional.

Figura 3

Representación esquemática del efecto Föhn: ascenso orográfico en la ladera de barlovento y descenso cálido-seco en sotavento



CAPÍTULO 4

CLASIFICACIÓN Y LÍMITES DE LOS TIPOS CLIMÁTICOS

Cada cual siente frío como anda vestido

Refrán popular

Los primeros intentos de clasificación climática datan de la antigüedad, cuando se atribuía a la incidencia solar, dependiente de la posición terrestre, el papel fundamental en el régimen térmico del planeta. Aquellos esquemas primigenios distinguían tres grandes dominios latitudinales: tropical, templado y polar (Finch y Trewartha, 1944). Eran descripciones cualitativas, sin rangos numéricos, sustentadas en las observaciones empíricas de viajeros y comerciantes más que en registros instrumentales.

El método más elemental para zonificar el clima de un territorio consiste en trazar isolíneas altimétricas, parámetro que guarda una estrecha correlación con la temperatura media. Esta técnica resulta idónea para clasificaciones de gran escala nacionales o continentales, donde el objetivo principal es resaltar los contrastes climáticos macroscopios.

Las bandas hipsométricas y las curvas de nivel constituyen recursos cartográficos fundamentales cuya precisión hoy puede validarse en campo mediante equipos GNSS y sensores remotos de alta resolución. En los albores de la cartografía, el relieve se sugería con sombreado, o con hachuras y, más tarde, con curvas maestras de gran equidistancia, lo que apenas permitía distinguir zonas altas y bajas (Finch & Trewartha, 1944). Aquellas representaciones, todavía cercanas al dibujo artístico, dificultaban al lector correlacionar el mapa con el relieve real. La cartografía moderna, apoyada en modelos digitales de elevación y técnicas de teledetección, ha refinado la exactitud planimétrica y altimétrica, ofreciendo productos que, aunque continúan siendo abstracciones, se aproximan mucho más a la complejidad del terreno.

4.1 Clasificaciones climáticas

Las clasificaciones climáticas más influyentes Flohn, Budyko, Thornthwaite y Köppen representan hitos en la síntesis de vastas observaciones meteorológicas, pero también reflejan etapas distintas en la comprensión de la interacción atmósfera-superficie. Cada sistema capitaliza desarrollos parciales previos y se articula con los avances instrumentales y teóricos de su época:

Flohn (1948-1969) abordó el clima desde la circulación general de la atmósfera. Al enfatizar masas de aire y trayectorias de vientos planetarios, introdujo un enfoque dinámico que trasciende la descripción estática de rangos térmicos y pluviométricos. Su propuesta sentó las bases para los estudios contemporáneos de teleconexiones y variabilidad climática interanual.

Budyko (1956) puso el foco en el balance radiativo-hidrológico. Al relacionar la razón precipitación / evapotranspiración potencial (índice de aridez) con la energía neta disponible, integró la termodinámica de la superficie, incluida la retroalimentación hielo-albedo, y abrió la puerta a evaluaciones de cambio climático global basadas en forzamientos energéticos.

Thornthwaite (1931, 1948) introdujo un criterio bioclimático al estimar la evapotranspiración potencial mediante temperatura y duración del día. Su sistema, refinado para América, permite derivar índices de humedad y eficacia térmica, lo que lo hace valioso para agricultura, ordenación de cuencas y estudios de suelos donde la disponibilidad hídrica es decisiva.

Köppen (1900-1936) combinó límites térmicos y umbrales de precipitación asociados a la distribución de la vegetación zonal. La posterior actualización de Köppen-Geiger convirtió su clasificación en la más utilizada a escala mundial, gracias a su sencillez y consonancia con imágenes satelitales de cubierta vegetal.

Es importante anotar que las clasificaciones climáticas a partir de los años ochenta dejaron de ser la preocupación de investigadores, centrando sus avances en el mejoramiento de las técnicas de monitoreo desarrolladas a partir de índices climatológicos y a partir de los cuales se pretende observar la variabilidad climática y los fenómenos del niño y de la niña.

Estas tipologías, resumidas en la Tabla 2, difieren en variables clave (temperatura-precipitación, balance radiativo, circulación atmosférica) y en la escala de aplicación, pero comparten el propósito de traducir la complejidad climática en unidades comparables que sustenten desde la planificación territorial hasta la modelación

ecológica. El reconocimiento que hoy poseen se debe menos a la originalidad aislada de sus autores que a su capacidad para integrar y poner en diálogo observaciones, métodos y teorías desarrolladas globalmente a lo largo del último siglo y medio.

Tabla 2

Evolución cronológica de las clasificaciones climáticas más influyentes

Año	Autor	Base del sistema	Objetivo
1900	W. Köppen	Los climas se definen cualitativamente a través de la presencia de tipos vegetales. Da prioridad a la vegetación xerofítica característica de climas árido y semiárido. No aplicó fórmulas.	Análisis aplicado a la identificación de fenómenos. Temas biogeográficos. (Clasificación empírica).
1900	V. V. Dokutchaev	Se interesa en las tierras áridas mediante la comparación entre precipitación y evaporación anual. No aplicó fórmula.	Análisis aplicado a la identificación de fenómenos. Geografía del suelo.
1905	E.N. Transeau	La principal razón es la identificación de climas áridos mediante la relación entre la precipitación anual (P) y la evaporación (E). Es considerado el primer índice cuantitativo de aridez. Fórmula P/E.	Análisis aplicado a la identificación de fenómenos.
1905	G.N. Vissotsky	Aplica la razón entre la precipitación anual y la evaporación. El índice cuantitativo de aridez, fue propuesto el mismo año en distintos países.	Análisis aplicado a la identificación de fenómenos.
1909	De Martonne	Creación de divisiones de primer orden con la aplicación de criterios basados en la relación temperatura y precipitación. Permitió la delimitación de áreas desérticas en Europa, aunque los productos no se obtuvieron por métodos cuantitativos.	Determinación de tipos climáticos, especialmente de clasificación de regiones áridas y semiáridas. (Clasificación empírica).

Año	Autor	Base del sistema	Objetivo
1910	Penck	Aplica el análisis fisiográfico orientado a la delimitación del clima mundial; Penck definió tres climas importantes en estudios de meteorización y erosión húmedo, árido y nival; cada uno de ellos lo subdividió en dos clases. Relacionó el clima con las formas de la tierra.	Aplicación de la geomorfología climática. (Clasificación empírica).
1911	E.M. Oldekop	La precipitación (P) comparada con la evaporación potencial (E) mediante el déficit de saturación del aire multiplicado por el coeficiente de proporcionalidad. Fórmula P/E.	Elaboración de indicadores climáticos.
1918	W. Köeppen	Sobre la base de las regiones de vegetación, con valores climáticos específicos para determinar los límites entre las regiones.	Clasificación climática con base en biogeografía
1918	W. Köeppen	Límites climáticos arbitrarios basados en límites de vegetación natural; los desiertos y estepas fueron divididos por isoyetas de 200 mm anuales en áreas donde la temperatura media anual era 5-10 °C; fueron separados por isoyetas donde la temperatura media anual era de 25°C. no aplicó fórmula.	Clasificación climática con base en biogeografía. (Clasificación empírica).
1919	Vahl	Utilizó el conteo de días lluviosos en el mes más húmedo y evaluó los límites de temperatura para 5 zonas. Vahl comienza el análisis temporal mediante registros de estaciones climáticas.	Clasificación climática con base en análisis temporal y espacial.

Año	Autor	Base del sistema	Objetivo
1920	W. Lang	Factor de lluvia. Comparación de la precipitación media anual en mm (P) con la temperatura media anual (T). Se basó en la supuesta formación de lateritas en ausencia de humus en zonas intertropicales.	Clasificación climática por índices aplicada a la geomorfología climática. (Clasificación empírica).
1922	W. Köeppen	Generó la fórmula $2(T+7)$ para compararla con la precipitación media anual. Se realizaron varias revisiones al esquema Köeppen con el fin de ajustar la clasificación al contexto mundial.	Clasificación climática con base en biogeografía. (Clasificación empírica).
1924	Passarge	Reconocimiento de 5 zonas climáticas subdivididas en 10 regiones. enfatizó en la distribución de la vegetación natural.	Clasificación climática con base en biogeografía. (Clasificación empírica).
1926	E. De Martonne	Inclusión del Índice de aridez en los análisis climáticos mediante la modificación del índice de pluviosidad de Lang. La fórmula $P/(T + 10)$ permitió la inclusión de zonas frías.	Clasificación climática por índices aplicado a la biogeografía
1926	A. Meyer	El déficit absoluto de saturación (mm de mercurio) reemplaza la evapotranspiración potencial. Fórmula P/D.	Clasificación climática por índices atmosféricos. (clasificación genética)
1928	E. Reichel	Inclusión del número de días con precipitación (N) en la fórmula de de Martonne. Fórmula $NP/(T+10)$.	Análisis temporal para determinar épocas con déficit de humedad en las tierras. (Clasificación empírica).

Año	Autor	Base del sistema	Objetivo
1931	Miller	Identificación de áreas con lluvias en todas las estaciones, zonas con temporadas de sequía y zonas de sequía permanente. Utilizó datos de temperatura (cinco años) combinándolas con la identificación de la vegetación para definir tres zonas climáticas según la humedad o el déficit.	Análisis espacial del déficit mediante biogeografía y geomorfología climática. (Clasificación empírica).
1931	C. W. Thornthwaite	Inclusión de la eficiencia de humedad para definir cinco provincias de humedad, seis provincias de temperatura y treinta tipos climáticos; determinación de las razones de precipitación mensual sobre la evapotranspiración. Propuso una fórmula empírica en la cual relaciona precipitación y temperatura.	Clasificación climática mediante la utilización de variables relacionadas empíricamente.
1932	V.B. Shostakovitch	Planteó una nueva proporción entre precipitación y temperatura medias (P/t_{10}) aplicada al período de crecimiento vegetal.	Análisis espacial mediante índice de aridez tomando como referencia la biogeografía.
1933	L. Emberger	Se basó en el efecto de la estacionalidad de la temperatura en la aridez, en una fórmula empírica que relaciona la temperatura media máxima del mes más cálido con la temperatura mínima del mes más frío. Se diseñó para el mediterráneo. La fórmula es $100P/(M+m)(M-m)$.	Análisis temporal para determinar épocas con déficit de humedad en las tierras para el clima mediterráneo.

Año	Autor	Base del sistema	Objetivo
1933	Philipson	Basó la identificación climática en la temperatura de los meses de mayor y menor calor junto con las características de la precipitación. Definió cinco zonas climáticas con 21 tipos de clima y 63 provincias climáticas.	Análisis temporal y espacial para determinar regiones con épocas de déficit de humedad (aridez)
1934	W. Gorozynski	Aplicó un método geométrico cuyo producto es el coeficiente de aridez. La fórmula (C _{Tr} Pr) incluye a C (Cosecante de la latitud) Tr (diferencia de temperatura entre los meses más cálidos y más fríos) y Pr (diferencia de precipitaciones mayores y menores acaecidas en 50 años; el máximo valor (100) corresponde a la mayor aridez.	Análisis temporal y espacial basados en distribución biogeográfica de regiones húmedas hasta áridas en el mundo.
1937	G. T. Selianinov	La efectividad de la precipitación en la estación de crecimiento solamente las temperaturas medias mayores a 10°C se suma de la temperatura. Fórmula $P_{10}/\sum T$.	Avances en indicadores climáticos, para determinar la humedad de las tierras.
1941	N. N. Ivanova	Calculó la razón de la precipitación potencial (P) sobre la evapotranspiración (E). La fórmula es (P/E) $E = 0.0018 (25+t)^2(100-a)$ donde t es la temperatura media mensual y a es la humedad relativa mensual.	Análisis mediante fórmulas empíricas para determinar la variación de la humedad en las tierras por métodos biogeográficos.
1942	E. De Martonne	Modificación del trabajo previo incorporando la temperatura (T_d) y la precipitación del mes más seco (P_d). La fórmula es $p/(T+10) + (((12P_d)/((T_d+10)))/2)$	Clasificación climática por índices aplicados a la biogeografía. (Clasificación empírica).

Año	Autor	Base del sistema	Objetivo
1942	Blair	Utilizó datos de precipitación y temperatura en comparación con los tipos de vegetación. Definió cinco climas zonales: tropical (T). Subtropical (ST). Intermedia (I), subpolares (SP), y polares (P); establece catorce tipos y seis subtipos identificados mediante notaciones.	Zonificación climática que utiliza índices y temas de biogeografía. (Clasificación empírica).
1945	Gorsczynski	Relación de climas con regiones continentales y marinas, con énfasis en la primera y mayor atención a los climas áridos. Definió diez tipos climáticos asociados a cinco zonas climáticas.	Zonificación que toma en consideración el macroclima y realiza subdivisiones de tipos y zonas.
1947	N. V. Bova	Inclusión de las condiciones de humedad del suelo en la razón de la precipitación sobre la temperatura. Fórmula $(H + P / \sum T)$, H es el contenido de humedad inicial del suelo	Clasificación climática aplicada a los suelos para el establecimiento de cultivos. Variación del factor de humedad Lang.
1948	C. W. Thornthwaite	Representa la primera aproximación a un balance hídrico mediante la determinación del exceso y el déficit hídrico. Introduce la evapotranspiración potencial; las fórmulas son: $I_h = 100 s/m$ $I_a = 100 d/m$ $I_m = I_h - 0.6 I_a$ $I_m = (100s - 60d)/n$ Donde I_h es el índice de humedad, s es el excedente de humedad en la estación húmeda, n es la deficiencia de agua en la estación seca, I_a es el índice de aridez e I_m es el índice de humedad.	Clasificación climática por balance entre índices de humedad y aridez. (Clasificación empírica).

Año	Autor	Base del sistema	Objetivo
1948	V. P. Popov	Analizó la precipitación efectiva por instrumentos y la duración del día con énfasis en el índice de aridez. La fórmula $\sum g/2.4(t-t')$ r $\sum g$ es la precipitación efectiva anual; $t-t'$ es la media anual de la depresión del bulbo húmedo y r es el factor basado en la duración del día.	Clasificación climática con la utilización de instrumentos y fórmulas empíricas.
1948	Von Wissman	Variación del sistema Köeppen en el cual se definieron cinco zonas climáticas según la temperatura, la distribución de las lluvias y el régimen de temperatura.	Zonificación climática que utiliza la temperatura y aspectos temporales. (Clasificación empírica).
1949	J. A. Prescott	Ajuste al método de Popov utilizando los déficits de saturación y precipitación en unidades inglesas. La fórmula es $(P/0.7D)$.	Clasificación climática con la utilización de instrumentos y fórmulas empíricas.
1950	A. A. Skvortsov	Balance de humedad de las tierras mediante la comparación de la evaporación real (E_a) y la evaporación "estándar" (E_{st}) medidas en una superficie de agua. La fórmula es (E_a/E_{st}) .	Aporte a la medida del balance hídrico con nuevos elementos.
1950	Creutzberg	Análisis climático por método cartográfico basado en la identificación de isohyromen (líneas de igual duración de los meses húmedos) y Tag-isochione (líneas de igual duración de la capa de nieve diario). Creutzberg generó cuatro grandes zonas climáticas en zonas de los Alpes y las subdividió según la humedad mensual.	Zonificación cartográfica de elementos climáticos en cercanía a los cuerpos de nieves en los Alpes.

Año	Autor	Base del sistema	Objetivo
1951	R. Capot-Rey	Se decidió por métodos empíricos para relacionar datos de precipitación (P) y evaporación (e) provenientes del mes más húmedo. La fórmula es $(100(P/e) + 12(P/e))/2$	Aporte a la medida del balance hídrico con nuevos elementos.
1951	M. I. Budyko	Método empírico que utiliza por primera vez el balance de radiación solar como delimitador climático. Budyko lo denominó índice de sequedad; la fórmula es R/LP , en la cual relacionó la radiación neta anual (R) con el calor latente de vaporización del agua (LP).	Aporte a la medida del balance de la radiación solar con nuevos elementos.
1952	S. J. Kostin	Kostin continúa con la aplicación de índices climáticos mediante la relación del indicador de precipitación con la evapotranspiración potencial para cada período. La fórmula P/PE introduce el análisis temporal	Zonificación climática con el uso de índices de humedad.
1953	P. Meigs	Utilizó el sistema de clasificación de Thorthwaite para cartografiar exclusivamente tierras secas. Aplicación orientada a la identificación de zonas áridas en el mundo.	Zonificación climática de la aridez, una aplicación de la clasificación climática de Thorthwaite.
1953	Geig R-Pohl	Realiza la identificación de nuevos tipos climáticos en el sistema de Köeppen.	Nuevas divisiones al sistema Köeppen. Cartografía climática mundial.
1954	Brazol	Brazol da un giro a las aplicaciones de la clasificación climática hacia el urbanismo, y crea índices para determinar el confort humano, el cual influye en la arquitectura moderna. Utiliza datos de temperatura obtenida de aparatos de bulbo húmedo y seco; establece doce clases que van desde el frío glacial (valor 1) al calor letal (valor 12).	Incursiona en la climatología de las grandes ciudades, abre un nuevo campo de estudio.

Año	Autor	Base del sistema	Objetivo
1954	Trewartha	En la modificación que hace Trewartha a Köeppen se intenta redefinir los grupos climáticos para ajustarlos a los tipos de vegetación dominante. Los grupos A se revisan y amplía estaciones secas. En B se ajusta la relación precipitación-temperatura; en el grupo C agrega un clima subtropical húmedo y se da límites a las lluvias totales del mes seco; grupo D renombra algunos climas y los sintetiza, agrega precipitación a climas marinos y continentales; grupo E subdivide los climas polares; en grupo F renombra los subíndices y en grupos H se corrige el gradiente de temperatura.	Propuso ajustes a la clasificación de Köeppen. En algunos casos divide y en otros une tipos climáticos.
1955	H. Gaussen	Basó su zonificación climática en índices que muestran la duración y severidad de los meses secos. El índice $Prec \leq 2 Temp.$, muestra la proporcionalidad que define un tiempo seco. Otros factores considerados en la definición de los índices de aridez, fueron el número de días con lluvias, humedad, niebla y rocío.	Análisis temporal para identificar los periodos secos.
1957	F. R. Bharucha y G. Y. Shanbhag	Método empírico que pretende ampliar el alcance de la relación precipitación y evaporación mediante la inclusión de nuevas variables. La fórmula $E = (1.465 - 0.0186B) (0.44 + 0.11BW)100/H - 1e$ E es la evaporación media en 24 horas medida en pulgadas, B es la velocidad media del viento en millas por hora, h es la humedad media relativa en porcentaje y e es la presión media de vapor en pulgadas de mercurio.	Propuso nuevas relaciones entre elementos climáticos y la inclusión de la variable viento en la determinación del tipo de clima.

Año	Autor	Base del sistema	Objetivo
1958	M. I. Budyko	Nueva aproximación al método basado en la distribución de la energía en el cual incluyó la humedad proyectada para una región.	Aporte a la medida del balance de la radiación solar con nuevos elementos, en este caso la humedad.
1960	P. Meigs	Revisión de la cartografía generada para las áreas secas del mundo, por el método de C.W. Thornthwaite.	Aplicación de la clasificación climática para zonas secas.
1961	Peguy	Modificación al sistema de Martonne.	Mejoramiento del sistema Lang para identificar áreas secas. Índice de aridez.
1962	V. M. Meher Homji	Método de contrastación entre los índices de aridez y humedad, en el cual los autores tomaron como criterio el factor cantidad de lluvia (S) y la duración del día (X). La fórmula S+X.	Modificación al método de Thornthwaite y propuesta de un nuevo índice de humedad, con la inclusión de variables temporales.
1963	C. Troll	Continúa los trabajos en la variabilidad temporal del clima utilizando dos indicadores: los regímenes térmicos y las estaciones hídricas. En 1965 Troll define los meses áridos mediante el indicador P>PE.	Análisis temporal
1966	Carter & Matter	Hacen aportes al sistema de Thornthwaite 1948, mediante la inclusión de la eficiencia térmica a partir de la evapotranspiración potencial y la combinación con los indicadores de humedad.	Modificación al método de Thornthwaite y propuesta de nuevo índice de humedad, con la inclusión de variables agregadas.

Año	Autor	Base del sistema	Objetivo
1966	Papadakis	Abrió un nuevo enfoque climático al determinar el uso de las tierras mediante la regionalización climática de zonas con potencial agrícola; tomó en consideración las características ecológicas de los cultivos. Basó su análisis en umbrales derivados empíricamente. Determinó diez grupos climáticos con posibilidad de subdividirlos en varios subgrupos.	Climatología aplicada a la producción agrícola
1966	Hidore	Incluyó en los estudios climáticos la atmósfera y especialmente la dominación de las masas de aire. Propuso diez climas principales según la distribución anual de la frecuencia de masas de aire.	Sentar algunas bases para identificar los macroclimas de la tierra mediante métodos genéticos, tomando como referencia las masas de aire en el mundo.
1967	C. C. Wallen	Se interesó en mostrar la variabilidad interanual (VI) de manera empírica. La fórmula $VI = \frac{100 \sum (P_n - 1 - P_n)}{p(N-1)}$ donde n es un año particular en una serie de N años; permitió la descripción del margen de aridez en zonas agrícolas localizadas en tierras áridas.	Análisis temporal
1967	J. Cocheme y P. Franquin	Climatología aplicada a la identificación de necesidades de agua para los cultivos a través de la comparación de valores de precipitación y evapotranspiración. La fórmula $VI = 0.07P + 22$.	Climatología aplicada a la producción agrícola

Año	Autor	Base del sistema	Objetivo
1968	US Army	Aporte al análisis temporal y espacial mediante la utilización de datos de días con lluvia en el mes comparado con días lluviosos mayores a 0,1 pulgadas; el análisis lo aplicó a meses lluviosos en el año y tomó además la cantidad de meses lluviosos en el año; propuso cuatro categorías para clasificar los desiertos del mundo.	Análisis multitemporal
1968	Terjung	Método cartográfico con el que se pretendió realizar la clasificación térmica aplicada al globo terráqueo.	Distribución climática. (Clasificación genética).
1969	H. Lettau	Lettau utilizó índices avanzados con el fin de medir energías en superficie y flujos de calor. Con esta propuesta pretendió reemplazar el método de Budyko. La fórmula $(1 + B) (1 - C)$ B es el radio de BOWEN (El radio de sensibilidad a flujos de calor latente) y C es el superávit anual de agua dividido por la precipitación.	Mejoramiento del método de Budyko. (Clasificación genética).
1970	W. K. Sly	Análisis climático aplicado a determinar la necesidad de agua para los cultivos. Relaciona la cantidad de agua lluvia (P) con la cantidad de agua requerida para el crecimiento del cultivo (SM+IR). La fórmula $P/(P+SM + IR)$, donde P es la precipitación; SM es la lluvia en la temporada de crecimiento e IR es el requerimiento de riego.	Climatología aplicada a la producción agrícola

Año	Autor	Base del sistema	Objetivo
1970	Oliver	Clasificación genética basada en el análisis de la frecuencia de la masa de aire.	Aporte a la delimitación de macroclimas.
1971	G. H. Hargreaves	Análisis integrado en índices probabilísticos de la precipitación P_p ($P_{0.75}$) sobre la evapotranspiración potencial estimada del cultivo (PE). Fórmula (P_p/PE). Consideró los valores 1,0 a 0,0 con incremento del déficit de humedad.	climatología aplicada a la producción agrícola
1979	UNESCO	El índice de aridez de la UNESCO contempla la relación precipitación (P) y evapotranspiración (ET), según el método de Penman. Esta cartografía muestra la distribución de regiones áridas; es utilizado en la preparación de informes para el cambio climático global; reemplazó la cartografía de Meigs realizada en 1960. Fórmula P/ET .	Climatología aplicada al monitoreo de regiones áridas.
1980	R. P. Sarker y B. C. Biwas	La tendencia actual es calcular la probabilidad de lluvias en periodos semanales y distintos rangos de probabilidad. La fórmula (P_a/PE), donde P_a es la precipitación segura de un período y PE es la evapotranspiración potencial para el mismo período	Climatología aplicada al monitoreo de regiones áridas.

En la presente investigación se hizo un contraste entre la información reportada en The Encyclopedia of World Climatology (2005) y las ideas recientes de Pfister et al. (2018) quienes propusieron un enfoque metodológico que combina fuentes narrativas y datos proxy para construir índices mensuales y estacionales de temperatura y precipitación. Esta técnica se aleja del tema de clasificación climática y establece un puente entre los registros históricos y la reconstrucción cuantitativa del clima, lo cual requiere de un manejo riguroso de los datos y un conocimiento

contextual profundo. Sus aplicaciones permiten extender series climáticas de alta resolución y analizar impactos socioeconómicos como los efectos en la agricultura y los precios, alejados del objeto de estudio que es la identificación de los regímenes climáticos de los suelos.

Se analizan las clasificaciones climáticas que mayor influencia han tenido en la delimitación de los suelos.

Entre 1900 y 1905 la climatología estaba todavía forjando sus fundamentos teóricos; las investigaciones se centraban en describir y explicar fenómenos naturales concretos, pues los registros meteorológicos eran escasos y el cálculo estadístico apenas daba sus primeros pasos. En la Unión Soviética, por ejemplo, la pregunta rectora era eminentemente productiva: ¿por qué habían disminuido las lluvias en zonas cerealícolas y cómo afectaba ello la seguridad alimentaria? Ese énfasis permitió vincular, quizá por primera vez de forma sistemática, las anomalías pluviométricas con los ciclos de rendimiento agrícola y con la necesidad de políticas estatales de riego y reserva de grano. Mientras tanto, en Alemania, Wladimir Köppen, impulsado por su formación en botánica, razonaba que la distribución global de la vegetación ofrecía un “mapa viviente” de los climas. Su clasificación de 1900 y la revisión de 1904 introdujeron parámetros térmicos y pluviométricos explícitos que, además de describir los climas, permitían predecir la aptitud de los cultivos y, por extensión, la viabilidad de futuras colonizaciones agrícolas.

El periodo 1905-1932 supuso un giro metodológico: pasó de la investigación descriptiva a la delimitación funcional de regiones áridas y semiáridas. La urgencia práctica era doble: mitigar la expansión de los desiertos, temida tras las grandes sequías del cambio de siglo, y racionalizar la explotación de nuevos territorios en África, Asia y América. Investigadores como Lang (1920) refinaron la famosa razón P/T (precipitación anual en milímetros dividida por temperatura media en °C) para discriminar entre desiertos, sabanas y bosques secos; al combinar ese índice con la cartografía fisiográfica, relieve, suelos y coberturas, lograron plasmar, con un solo vistazo, la interacción clima-paisaje-vegetación. Este enfoque integrador anticipó los balances hídricos de Thornthwaite (1931) y los estudios de evapotranspiración potencial que después servirían de soporte a la planificación de riegos y al diseño de cinturones de protección forestal en la Unión Soviética y Norteamérica. En síntesis, la climatología de estas tres primeras décadas del siglo XX evolucionó desde una curiosidad naturalista hacia una ciencia aplicada capaz de guiar decisiones territoriales y agrícolas, sentando las bases de la gestión climática moderna.

Entre 1933 y 1948 la climatología dio un salto cualitativo: pasó de las grandes síntesis planetarias a estudios finos, centrados en unidades ecológicas y productivas concretas. Ese viraje obedeció a tres factores interrelacionados, la ampliación de las redes de observatorios, la disponibilidad de técnicas estadísticas más precisas y la presión de la planificación agrícola en un período atravesado por la Gran Depresión y la Segunda Guerra Mundial, lo que exigía criterios regionales capaces de guiar políticas de riego, reforestación y control de la erosión.

El botánico francés Lucien Emberger introdujo el cociente pluviotérmico índice que utiliza la precipitación anual y las medias de los meses más cálido y más frío, respectivamente. Este índice resolvió la ambigüedad de Köppen en las franjas de transición mediterránea al correlacionar explícitamente el régimen térmico con la estacionalidad de las lluvias. Así distinguió variantes xeromorfas (veranos largos y secos) de aquellas con inviernos más húmedos o primaveras lluviosas, información esencial para definir viñedos, olivares o cultivos de cereales de secano.

4.1.1 De Martonne y la aridez aplicada (1942)

Emmanuel de Martonne perfeccionó su índice de aridez el cual fue formulado en 1926, para el territorio francés, integrando gradientes altitudinales, continentalidad y efectos orográficos. Con cartografía a escala 1:200.000 demostró que los umbrales de aridez variaban al combinar temperatura media y relieve, lo que condujo a delimitar cuencas propensas a sobrepastoreo o desecación de turberas. Su propuesta se incorporó a los primeros planes de ordenación hidroforestal y al diseño de cinturones cortaviento que frenaran la “dust bowl” europea de la posguerra.

4.1.2 Thornthwaite y el balance hídrico (1948)

En su clásico “An Approach toward a Rational Classification of Climate”, C. Warren Thornthwaite introdujo el concepto de moisture index, utilizó la evapotranspiración potencial calculada a partir de la temperatura y modulada por la latitud (horas de luz y ángulo solar).

Este modelo incorporó, por primera vez, la demanda atmosférica de agua y no solo el aporte pluviométrico, permitiendo comparar climas de igual precipitación, pero distinta eficiencia hídrica. El método sentó las bases de la hidrología moderna, pues generó mapas de balance hídrico mensual que hoy alimentan pronósticos de sequía, planeación de riegos y zonificación ecológica.

4.1.3 Argumento integrador

La secuencia Emberger-De Martonne-Thornthwaite ilustra la progresiva sofisticación de la climatología: de ratios simples que explicaban la distribución de la vegetación, se evolucionó a índices compuestos que incorporan energía solar y dinámica atmosférica. Este enfoque regional cuantitativo permitió:

- Predicción agrícola dirigida: diferenciar variedades y calendarios de siembra según la sequía estival o la humedad invernal.
- Gestión de recursos hídricos: priorizar cuencas para embalses y sistemas de riego donde el déficit hídrico anual era crítico.
- Prevención de degradación: identificar áreas vulnerables a desertificación o a salinización bajo proyectos de irrigación.
- Transferencia internacional: los índices fueron adaptados en África del Norte, América Latina y Australia, evidenciando su robustez y comparabilidad.

En suma, 1933-1948 consolidó la climatología regional aplicada: pasó de describir el clima a instrumentar el territorio, proveyendo a ingenieros agrónomos, hidrólogos y planificadores de métricas objetivas que aún sustentan la gestión ambiental contemporánea.

En 1942, Emmanuel de Martonne revisó su índice de aridez e incorporó nuevas relaciones precipitación-temperatura para subdividir la categoría "árida" de Lang en tres clases más precisas: hiperárida (desértica), árida (semidesértica) y semiárida (secas mediterráneas). Con ello afinó la zonificación de los ambientes secos y facilitó comparaciones entre regiones climáticamente similares.

Entre 1949 y 1966 aumentó el interés por perfeccionar los métodos e incorporar variables adicionales. Los estudios pasaron a incluir balances hídricos, influencia de grandes masas de agua, límites nivales (Creutzberg, 1959), balances de energía (Budyko, 1951) y primeras caracterizaciones climáticas urbanas (Brazol, 1954). Asimismo, se ensayaron nuevas fórmulas precipitación-temperatura para delimitar con mayor fiabilidad las zonas áridas (véase Tabla 3). En este período, Péguy adaptó el índice de Martonne a contextos regionales, mientras que Gausen (1955) definió un mes seco a partir de la misma relación básica.

A partir de 1966 la climatología adoptó una orientación claramente agrícola. Investigaciones como las de Papadakis (1966) y Cocheme & Franquin (1967) se centraron en determinar la aptitud de las tierras y, con ello, nació la agroclimatología. El enfoque multitemporal cobró fuerza y, en 1971, Hargreaves

profundizó en la probabilidad de lluvias y la evapotranspiración potencial para estimar las necesidades de riego de los cultivos.

Desde 1979 hasta la actualidad los avances metodológicos han sido menos numerosos, pero el foco cambió hacia la recategorización de índices de humedad y sequía para monitorear la variabilidad climática asociada al incremento de gases de efecto invernadero. La UNESCO (1979) estableció como umbral de aridez una razón precipitación/ evapotranspiración menor de 0,75. Poco después, Sarker y Biswas (1980) desarrollaron índices orientados al manejo de probabilidades de lluvia y evapotranspiración potencial en escalas de tiempo medias y largas, reforzando la dimensión ambiental de los estudios climáticos.

Tabla 3

Umbrales anuales de precipitación y temperatura que delimitan las regiones áridas, según diversos autores

	Autor (año)	Temperatura Media Anual °C					
		25	20	15	10	5	0
Precipitación Media Anual (mm)	Köeppen (1918)	320	290	260	230	200	160
	Köeppen (1923)	410	360	310	260	210	160
	Thornwhaite (1931)	370	300	250	200	150	-
	De Martonne (1909)	500	400	300	200	100	-
	De Martonne (1942)	350	300	250	200	150	100
	Miller (1950)	400	350	300	250	200	150

Nota. El cuadro adaptado de Miller (1950)

A manera de recuento histórico se considera en la Tabla 3, los valores de precipitación media anual relacionada con la temperatura media anual de acuerdo con las clasificaciones climáticas de mayor aplicación en los países europeos que, con el paso del tiempo, se fueron centralizando con amplias diferencias en magnitud con lo que sucede en los países de América Latina. Lo anterior justifica la búsqueda de una zonificación climática acorde con las condiciones ecuatoriales.

Como complemento a este recorrido histórico por las clasificaciones climáticas internacionales, y una vez revisados los distintos índices e indicadores que han sustentado la zonificación del clima, resulta indispensable exponer las relaciones y categorías empleadas en Colombia. Ello permitirá evaluar los resultados alcanzados y determinar el grado de aplicación efectiva que tiene hoy este cuerpo de conocimientos en el país.

4.1.4 Clasificación de Köppen

La clasificación climática de Köppen, publicada por primera vez en 1900 y revisada varias veces hasta 1936, se convirtió en un instrumento fundamental para los geógrafos de su tiempo, sobre todo para quienes defendían el determinismo ambiental y buscaban explicar la distribución de la población y las prácticas agrícolas a partir del clima. Su vigencia no se ha agotado: hoy sigue utilizándose en escalas regionales para estudios de planificación territorial, modelación de hábitats y escenarios de cambio climático, gracias a que proporciona un marco sintético y fácilmente cartografiable.

El principio rector de Köppen es la correspondencia entre el clima y la vegetación potencial: cada conjunto de límites térmicos y pluviométricos describe, por inferencia, un tipo de bioma dominante. De este modo, la clasificación agrupa los climas en cinco categorías mayores designadas con letras mayúsculas: A (tropical), B (árido), C (templado), D (continental) y E (polar), y emplea subíndices para reflejar la estacionalidad de las lluvias (f, s, w) o la intensidad térmica (h, k). Al basarse en medias mensuales y anuales de temperatura y precipitación, el sistema resultó fácilmente aplicable a los primeros atlas climáticos y a la incipiente teledetección de mediados del siglo XX (véase la Tabla 3).

Sin embargo, la zonificación de Köppen presenta limitaciones notables en la franja intertropical. Allí, la cobertura vegetal muestra una enorme heterogeneidad estructural (selvas multiestratificadas, sabanas inundables y bosques secocaducifolios) que no encaja del todo con los umbrales simples de temperatura y lluvia diseñados, en buena medida, a partir de datos de latitudes medias. A

diferencia de los bosques boreales, dominados por pocas especies arbóreas, las selvas tropicales albergan miles de especies y responden a gradientes edáficos, topográficos e incluso históricos que el esquema Köppen no captura. Esta incongruencia ha motivado numerosas adaptaciones: desde las versiones de Trewartha y Thornthwaite, que introducen la evapotranspiración potencial, hasta la incorporación de índices de humedad dinámica y balances energéticos respaldados por datos satelitales de alta resolución (Tabla 4).

En Colombia, la compleja topografía andina, la variabilidad de lluvias y la diversidad de pisos térmicos exigen ajustes a las clasificaciones climáticas tradicionales. Por ello, las zonificaciones agroclimáticas combinan esquemas como Köppen-Trewartha, balances hídricos de Thornthwaite y coeficientes agroecológicos locales para determinar la aptitud de cultivos como café, cacao o palma de aceite. Contrastar estos enfoques con datos climáticos recientes y teledetección permitirá actualizar el conocimiento aplicado y fortalecer la planificación del uso del suelo frente al cambio climático.

Tabla 4

Variación estacional de la temperatura

Tipo de clima	Características
A	Clima tropical lluvioso. Todos los meses la temperatura media es superior a 18°. No existe estación invernal y las lluvias son abundantes.
B	Climas secos. La evaporación es superior a la precipitación y no hay excedente hídrico.
C	Climas templados y húmedos. El mes más frío tiene una temperatura media comprendida entre 18° y -3° C, y la media del mes más cálido supera los 10° C
D	Climas templados de invierno frío. La temperatura media del mes más frío es inferior a -3° C y la del mes más cálido está por encima de 10° C.
E	Climas polares. No tienen estación cálida y el promedio mensual de las temperaturas es siempre inferior a 10° C. Cuando La temperatura del mes más cálido oscila entre 0 y 10° de temperatura media, el autor diferencia el grupo ET (clima de tundra) y en el caso de que ningún mes supere los 0° C.
EF	Clima de hielo permanente

Nota. Adaptado de Köppen (1931).

4.1.4.1 Clima tropical lluvioso o Megatermal (A)

En la clasificación de Köppen, el grupo A reúne todos los climas tropicales o ecuatoriales, definidos ante todo por su régimen térmico: ningún mes registra una temperatura media inferior a 18 °C, lo que asegura una energía disponible constante para la fotosíntesis durante todo el año. Sobre esa base térmica, la diferenciación interna descansa en el comportamiento de las lluvias y, por extensión, en la respuesta de la vegetación natural.

a. Umbral pluviométrico de 60 mm.

Köppen eligió 60 mm de precipitación en el mes más seco como valor crítico porque, en la práctica, marca el punto a partir del cual los suelos permanecen húmedos el tiempo suficiente para sostener selvas perennifolias multiestratificadas con alta diversidad florística. Cuando el mes más seco supera ese umbral, los suelos rara vez se agotan de humedad y la evapotranspiración no alcanza a limitar el crecimiento de las plantas, de modo que la vegetación desarrolla copas cerradas y estratos arbóreos de gran altura.

b. Subdivisiones del clima A.

Af (tropical lluvioso o selva ecuatorial): ningún mes por debajo de 60 mm; la lluvia anual suele superar los 2 000 mm y la amplitud térmica anual apenas alcanza 2-3 °C. Este régimen crea suelos profundamente lixiviados (Oxisoles y Ultisoles) y favorece la formación de selvas siempreverdes con más de 200 especies arbóreas por hectárea, típicas del Amazonas, el Chocó biogeográfico o Borneo.

Am (tropical monzónico): existe un breve déficit hídrico (mes seco entre 30 y 60 mm), pero la precipitación total excede el umbral mínimo calculado por Köppen ($100 - P_{\text{anual}}/25$) ($100 - 25P_{\text{anual}}$).

Las lluvias monzónicas concentradas de abril-mayo y octubre-noviembre permiten bosques perennifolios de hoja ancha, aunque con cierta pérdida foliar estacional y presencia de lianas y epífitas que aprovechan la luz extra en la estación seca.

Aw/As (sabana tropical): el mes más seco recibe menos de 60 mm y la lluvia total anual no compensa el déficit definido por Köppen. El resultado es una estación seca de 3-6 meses en la que los árboles, a menudo semicaducifolios, pierden parte del follaje; dominan gramíneas C_4 altamente resilientes al fuego natural o antrópico. Estos paisajes se observan en los Llanos Orientales de Colombia, el cerrado brasileño y gran parte del África subsahariana.

c. Relación clima-vegetación

En Af, la escasez relativa de nutrientes –lixiviados por las lluvias– se compensa con un reciclaje rápido de la materia orgánica y una intensa simbiosis micorrícica, lo que sostiene la extraordinaria biodiversidad. En Am, la breve sequía provoca floraciones masivas y sincroniza la fructificación, fenómeno clave para la dinámica de la fauna. En Aw, la alternancia húmedo-seco favorece raíces profundas y cortezas resistentes al fuego, además de migraciones estacionales de grandes herbívoros en África o ganadería extensiva en los Llanos.

d. Significado agroclimático

En Colombia, los pisos térmicos cálido-superhúmedo del Chocó (Af) son aptos para cacao o borojo bajo sombra, mientras que el Caribe húmedo presenta sectores Am adecuados al caucho, palma y arroz inundable. En los Llanos, el régimen Aw permite pasturas mejoradas, soya y maíz de sabana, pero exige manejo cuidadoso para evitar compactación y sabanización irreversible; la quema controlada y el pastoreo rotacional son prácticas usuales para conservar productividad.

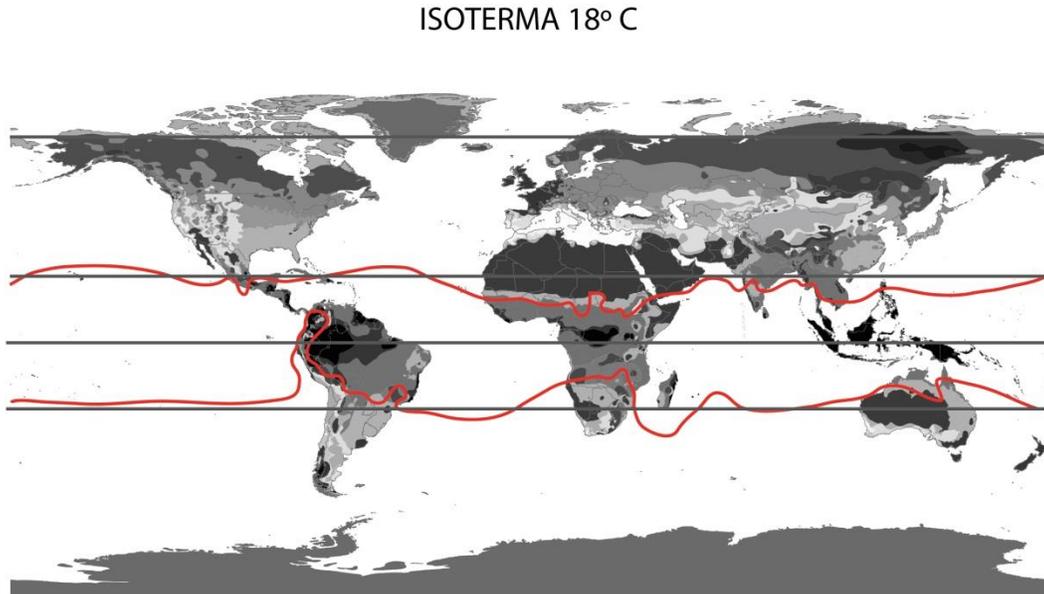
e. Proyección y cambio climático

Modelos climáticos aplicados en las políticas globales de cambio climático, sugieren que el aumento de la temperatura global puede desplazar los límites Af-Am hacia cotas más altas, y prolongar la estación seca en climas Aw, con implicaciones para incendios forestales, disponibilidad hídrica y servicios ecosistémicos (Crosbie et al., 2012). Vigilar la evolución de la precipitación mínima mensual y de los balances hídricos locales permitirá anticipar transiciones de selva a sabana o la expansión de monocultivos susceptibles a estrés hídrico.

Así, la simple regla de los 60 mm no solo clasifica el clima: traduce un umbral ecofisiológico que condiciona la arquitectura del paisaje, la productividad de los suelos y el uso potencial que las sociedades pueden hacer de los ecosistemas tropicales.

Figura 4

Distribución global de la isoterma de 18 °C



La isoterma de 18 °C delimita la franja intertropical a escala mundial y, dentro de ella, la porción que corresponde a Colombia. En la clasificación de Köppen, este rango térmico se ubica en el grupo A (climas tropicales), cuyo régimen se subdivide con los subíndices f, m y w para reflejar la estacionalidad de las lluvias.

En la Figura 4 se representa en la línea roja la isoterma global de 18°C entre las cuales se definen los países intertropicales al interior y los límites exteriores los países de tierras templadas que presentan estacionalidad. Las líneas horizontales de color negro representan la línea ecuatorial en el centro y los trópicos de cáncer y capricornio.

El segundo nivel del sistema de Köppen detecta diferencias en la distribución pluviométrica y en la acción de forzantes climáticos globales. Para ello se añade una letra minúscula que indica el patrón de precipitaciones de cada región (véase Tabla 5).

Af: clima sin estación seca; el mes más árido registra al menos 60 mm de lluvia y la amplitud térmica anual rara vez supera 6 °C. La humedad constante sostiene selvas perennifolias densas de dosel alto, razón por la que al subtipo se le conoce también como “clima de selva tropical”.

Tabla 5*Subtipos climáticos según la clasificación de Köppen*

Subtipo climático	Características
F	Lluvioso todo el año, ausencia de período seco. (feucht = húmedo en alemán)
S	Presencia de estación seca en verano (Sommer en alemán)
W	Estación seca en invierno. (Winter en alemán)
M	Precipitación tipo monzón. (Monsun = monzón en alemán)

Fuente: Köppen, 1931.

Am - Clima tropical monzónico (lluvioso de bosque)

Este subtipo forma una franja de transición entre la selva siempreverde (Af) y la sabana (Aw). Se distingue por una estación seca breve, aunque el suelo permanece húmedo la mayor parte del año gracias a lluvias intensas concentradas en una época específica. Esa humedad continua permite el desarrollo de especies poco sensibles a la sequía: árboles de fuste delgado, copas menos frondosas y doseles relativamente abiertos.

La premisa para clasificar el clima como tropical lluvioso de bosque es que la región presente algún mes con lluvias inferiores a 60 mm y precipitación del mes más seco superior a $[100 \text{ mm} - (\text{Precipitación anual}/25)]$; la diferencia térmica entre mes caliente y frío puede llegar a los 8°C.

El clima tropical lluvioso de bosque (Am), presenta estación seca corta, aunque la humedad del suelo puede ser continua.

Aw - Clima tropical de sabana

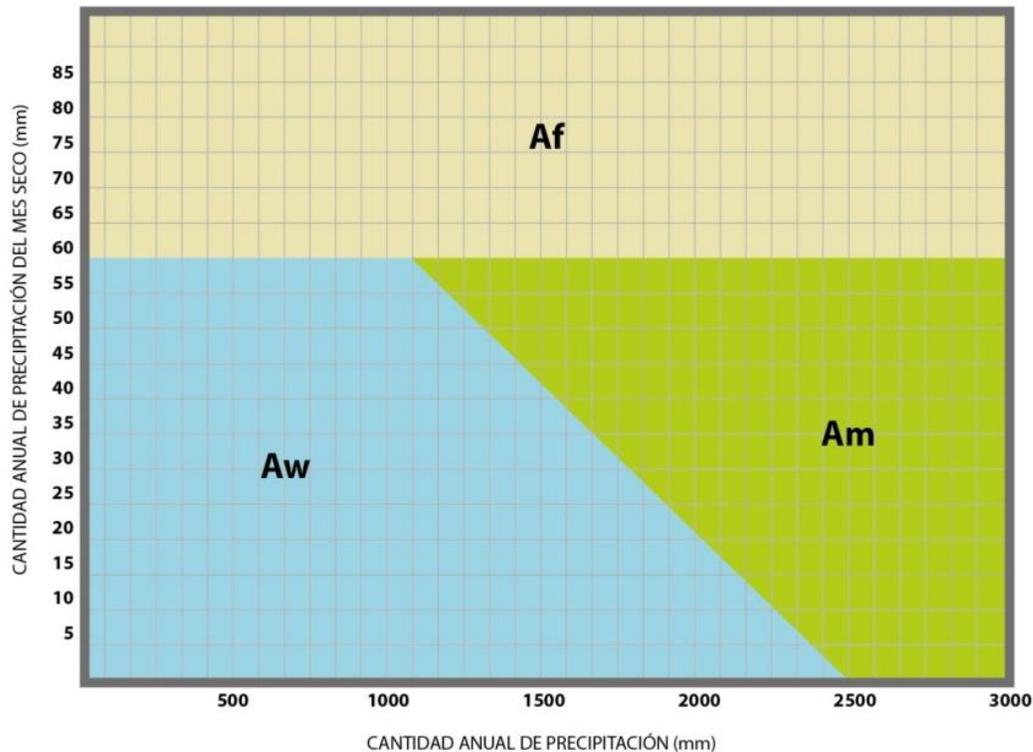
El subtipo Aw presenta una estación seca bien marcada: la precipitación del mes más árido es inferior a 60 mm y, además, menor que el umbral $[100 - (\text{Precipitación anual}/25)]$. La lluvia anual no suele exceder 2 500 mm y la oscilación térmica varía entre 6 °C y 12 °C. La vegetación dominante está compuesta por gramíneas, acompañadas de árboles dispersos y matorrales bajos.

En la región intertropical colombiana, la noción de “invierno” no se asocia a bajas temperaturas sino a la temporada de lluvias; por ello, el “verano” local coincide con el periodo seco característico del Aw.

La Figura 5 ilustra la relación entre el número de meses secos y la precipitación anual total, subrayando cómo la duración de la sequía constituye el criterio principal para diferenciar estos subtipos climáticos.

Figura 5

Diferencia entre cantidad de lluvia anual y la presencia de meses secos



Nota. Adaptado de Köeppen (1931, citado por Gutiérrez, 1991)

4.1.4.2 Clima seco -árido o semiárido- (B)

Para los climas secos, primera letra B, se diferencian desiertos, con la letra "w", con un balance entre precipitación y evapotranspiración menor que la mitad de la unidad y configura vegetación xerofítica; con la letra "s" se representa la estepa, región donde la evapotranspiración es mayor, aunque no dobla la precipitación, y cuya vegetación indicadora es predominantemente herbácea.

El clima seco fue considerado azonal y en la clasificación quedó establecido según la relación entre evaporación y precipitación. Köeppen distinguió climas que presentan estaciones secas en las cuales la evaporación es mayor que la precipitación

y los distinguió con la letra inicial B; La característica principal puede resumirse con al menos un mes cuya temperatura es inferior a 18°C.

En los climas secos de Köppen (B) la evaporación excede a la precipitación y de acuerdo con su intensidad, los dividió en Bs cuando la precipitación sobrepasa la media de la clase y Bw cuando la precipitación es menor que la media de la clase. El clima equivalente en Colombia sería el semiárido y el árido.

Gestión del agua: En Bw predominan acuíferos fósiles y escorrentía efímera; en Bs se aprovechan aljibes y reservorios estacionales.

Riesgo de degradación: Ambos subtipos son sensibles a la sobrecarga ganadera y a la salinización por riego inadecuado; el Bw exhibe mayor susceptibilidad a la desertificación irreversible.

a. Contexto colombiano y cambio climático

Las proyecciones de escenarios RCP 4.5-8.5 indican un desplazamiento hacia el norte y el interior de las isoyetas críticas, lo que podría ampliar las áreas BSh en la región Caribe y convertir porciones de Bs en Bw hacia mediados de siglo. Esto subraya la urgencia de:

b. Monitorear balances hídricos locales con estaciones meteorológicas automáticas

Implementar modelos de agroforestería que incrementen la cobertura vegetal y reduzcan la evapotranspiración del suelo.

Revisar los umbrales de Köppen con datos de evapotranspiración actualizados (p. ej., Penman-Monteith) para una zonificación climática más fina.

Así, la distinción Bs/Bw, basada originalmente en una relación simple entre precipitación y evaporación, sigue siendo clave para planificar el uso del territorio, evaluar la presión antrópica y diseñar estrategias de adaptación en ambientes donde el agua es el recurso limitante por excelencia.

4.1.4.3 Clima templado o mesotermal (C)

El clima templado se caracteriza por presentar una temperatura entre 3 y 18°C en el mes más frío y superior a 10°C en el mes más cálido; las regiones son húmedas debido a que la precipitación excede a la evaporación.

A la letra mayúscula (C) del clima templado se adiciona una letra minúscula con la cual se muestra diferencias en el régimen de lluvias:

- f: demarca regiones con precipitaciones constantes a lo largo del año y con ausencia de periodos secos.
- w: determina un periodo de invierno seco con precipitaciones mínimas y coincidentes con periodos de temperatura baja. La estación lluviosa no coincide con los períodos veraniegos.
- s: el verano es seco con precipitaciones mínimas lo suficientemente extremas y coincidentes con el periodo de temperaturas altas. La estación lluviosa no coincide necesariamente con la estación de invierno.

Estas definiciones, ajustadas a la realidad europea, no tienen una interpretación en la zona intertropical dado que, en esta región, cuando se refieren a temporadas de invierno, se indica para periodos lluviosos siempre y verano a temporadas de calor.

a. Terminología contrapuesta

En los trópicos, incluida Colombia, “invierno” alude popularmente al periodo húmedo, mientras que “verano” se asocia al periodo seco; el sentido es opuesto al de Köppen, que define la estación en función de la temperatura. Ello genera confusión al trasladar los códigos Cw o Cs a la práctica local.

b. Altitud y no latitud

Bogotá (2 600 m) y Pasto (2 800 m) exhiben climas Cfb y Cfb-Cwb respectivamente: temperaturas moderadas todo el año, amplitud anual < 6 °C y lluvias bimodales reguladas por la Zona de Convergencia Intertropical. Aunque son “templados” bajo Köppen, social y administrativamente se entienden como piso térmico frío.

c. Estacionalidad dual lluvia-radiación

En la mayoría de los Andes tropicales las mínimas térmicas coinciden con la temporada seca (cielos despejados → mayor pérdida radiativa nocturna). Así, un mismo trimestre puede mostrar simultáneamente “verano” (poca lluvia) y “invierno” (temperaturas bajas), algo que el sistema Köppen no contempla explícitamente.

d. Aplicaciones agroclimáticas

Cfb/Cwb de montaña: óptimos para café de altura, papa, hortícolas de hoja y floricultura, pero sensibles a heladas advectivas cuando irrumpen masas de aire frío del sur.

Cwa (laderas subandinas): apto para frutales de clima templado (manzano, durazno) siempre que exista riego suplementario en la estación seca.

Cs mediterráneo, ausente en Colombia, sirve como analogía para planificar cultivos de verano-invierno contrastado (vid, olivo) en futuras zonas de reconversión climática.

e. Hacia una interpretación tropical-andina

Reajuste de subíndices. Investigaciones Beck et al, (2020) proponen sustituir w y s por sd (short dry) y ld (long dry), definidos por la duración y severidad del déficit hídrico, independientemente de si coincide con el mínimo o el máximo térmico.

Índices de confort agronómico. Integrar la amplitud diaria de temperatura (≥ 12 °C en páramos) y la radiación fotosintéticamente activa mejora la elección de cultivares sobre los simples promedios mensuales de Köppen.

Cambio climático. Modelos CMIP6 indican un ascenso de la isoterma de 18 °C de 150 m a 300 m por siglo en la cordillera Oriental, lo que transformará zonas Cfb actuales en categorías Cwa o incluso Aw hacia 2080; la planificación territorial debe anticipar este desplazamiento.

En síntesis, el grupo C de Köppen sigue siendo una base valiosa para ordenar los climas mesotermiales; no obstante, su uso en regiones tropicales de montaña exige reinterpretar la estacionalidad y complementar los umbrales pluviométricos con indicadores de altitud y balance energético. Solo así se obtendrá una zonificación coherente con la realidad eco-hidrológica y productiva de países como Colombia.

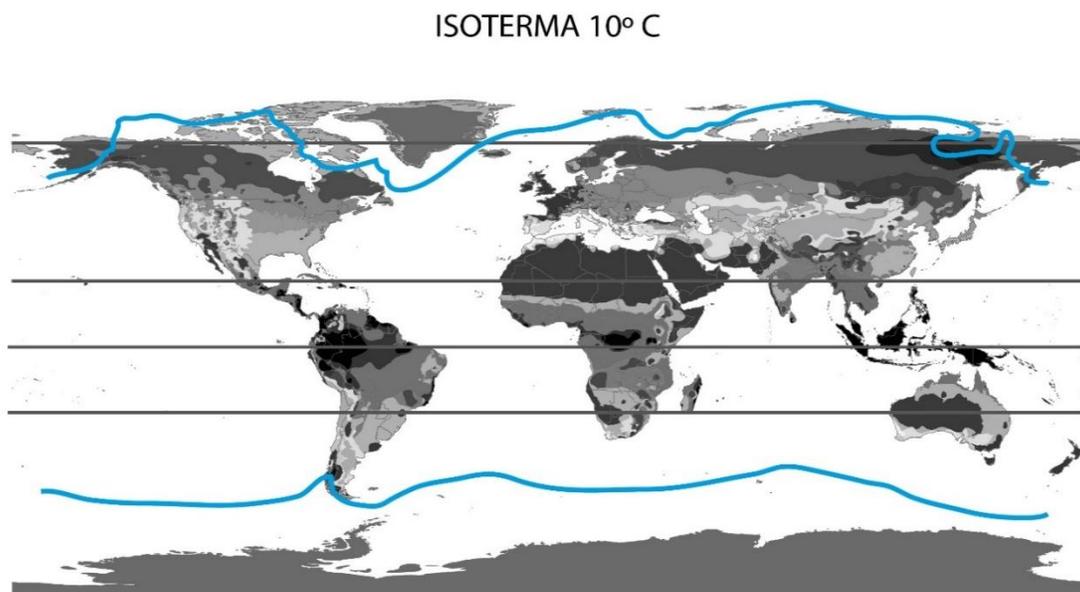
4.1.4.4 Clima templado frío o microtermal (D)

Los climas templados fríos del grupo D de Köppen, también denominados boreales o de nieve y bosque, se definen porque la temperatura media del mes más frío desciende por debajo de -3 °C, mientras que la del mes más cálido supera los 10 °C. El balance hídrico es positivo: la precipitación anual rebasa la evapotranspiración potencial y garantiza suelos permanentemente húmedos o, en invierno, cubiertos de nieve.

La isoterma de 10 °C correspondiente al mes más cálido, representada en la figura 6 en color azul se traza muy lejos del territorio colombiano y delimita la franja donde la radiación solar deja de ser suficiente para sostener climas cálidos. Por esta razón, dicho isótero se emplea con frecuencia para fijar el límite de las llamadas tierras frías (Figura 6).

Figura 6

Distribución global de la isoterma de 10 °C (mes más cálido)



En el grupo D (clima templado frío), la segunda letra – una minúscula – describe el régimen de precipitaciones:

- f (feucht, húmedo): la lluvia se distribuye de manera uniforme a lo largo del año; no hay temporada seca.
- w (wintertrocken, invierno seco): el periodo más frío coincide con un déficit hídrico marcado; la precipitación invernal es muy baja.
- s (sommertrocken, verano seco): la estación cálida presenta lluvias mínimas, mientras que la mayor parte de la precipitación se concentra fuera del verano, con una marcada sequía estival.

Estas letras permiten precisar, dentro de los climas boreales, si la humedad es constante o si existe una estacionalidad pronunciada de las lluvias.

4.1.4.5 Clima frío (E)

El clima frío (grupo E de Köppen) se caracteriza porque la temperatura media del mes más cálido no supera los 10 °C. Bajo estas condiciones la vegetación es escasa y, en ciertos lugares, inexistente. En Colombia tales valores térmicos solo se registran en las cumbres de alta montaña.

Köppen subdividió este grupo en dos tipos principales:

- ET (tundra): la temperatura media del mes más cálido oscila entre 0 °C y 10 °C. Durante los meses templados emergen herbazales, musgos y líquenes, pero los árboles están ausentes.
- EF (polar): la temperatura media del mes más cálido permanece por debajo de 0 °C. No hay vegetación vascular; el paisaje está dominado por glaciares o mantos de nieve permanente (nieves perpetuas).

La Tabla 6 resume estas categorías. La primera letra refleja el dominio térmico, determinado en última instancia por la latitud y la exposición de las laderas, mientras que la segunda letra minúscula describe el régimen de precipitaciones, de acuerdo con los criterios definidos por Köppen (1931).

Tabla 6

Síntesis de las características de los tipos climáticos según Köppen

SÍMBOLO	CARACTERÍSTICAS
Af	Selva tropical. Sin estación seca. Precipitación mínima > 60 mm
Aw	Sabana tropical. Invierno seco. Precipitación mínima >100 - P/25
Am	Monzónico. 60 < Precipitación mínima > 100 - P/25
Bs	Estepa (semiárido)
Bw	Desierto (árido)
Cf	Templado húmedo sin estación seca (régimen de precipitación uniforme)
Cw	Templado con invierno seco. Precipitación mínima < Precipitación máxima /10
Cs	Templado con verano seco. Precipitación mínima < 30 mm y Precipitación mínima < Precipitación máxima /3. Mediterráneo
Df	Bosque frío sin estación seca. Taiga régimen de precipitación uniforme.
Dw	Bosque frío con invierno seco. Taiga. Precipitación mínima < Precipitación máxima/10.
ET	Tundra. temperatura del mes más caliente superior a 0°C
EF	Glacial. temperatura del mes más caliente inferior a 0°C

Nota. Adaptado de Köppen (1931).

Al sistema de clasificación de Köppen se le incorporó una tercera letra minúscula con el fin de reflejar los extremos térmicos que distinguen a ciertas regiones del planeta. Esta convención, cuyos detalles se resumen en la Tabla 7 permite señalar, por ejemplo, si un clima templado posee veranos muy cálidos (a) o, por el contrario, inviernos rigurosos (d).

La metodología de Köppen se sustenta en dos pilares:

- Temperatura media (valores mensuales y anuales).
- Distribución estacional de las precipitaciones.

Los límites generales se fijan mediante isotermas, líneas que unen puntos con igual temperatura, y sobre esa base, los climas templados y continentales exhiben la mayor cantidad de subdivisiones, precisadas mediante esta tercera letra. En los climas tropicales y ecuatoriales, así como en los secos y de sabana, la letra adicional distingue variaciones relevantes, tal como se muestra en la Tabla 8.

Tabla 7

Subtipos climáticos definidos por extremos de temperatura

Subtipo climático	Temperaturas extremas
a	Temperatura media del mes más cálido superior a 22° C
b	Temperatura media del mes más cálido inferior a 22° C, pero con temperaturas medias superiores a 10° C en al menos cuatro meses
c	Menos de cuatro meses tienen temperatura media superior a 10°
d	En el mes más frío la temperatura está por debajo de -38° C
h	Temperatura media anual superior a 18° C
k	Temperatura media anual inferior a 18° C

Nota. Adaptado de Köeppen (1931, citado por Gutiérrez, 1991)

Tabla 8

Convenciones y símbolos de la clasificación climática de Köppen

Clasificación climática de Köeppen								
Temperatura			Humedad					
Isoterma	Tipo	Clima	S	W	F	m	w	s
Megatermal	A	Tropical			Ecuatorial <i>Af</i>	Monzónico <i>Am</i>	Tropical de sabana <i>Azw</i>	Tropical de sabana <i>As</i>
Específica	B	Árido y semiárido	Estepar io <i>BS</i>	Desérti co <i>BW</i>				
Mesotermal	C	Templado			Subtropical sin estación seca (pampeano o chino) <i>Cfa</i>		Subtropical de altura <i>Cwa, Cwb</i>	Mediterrá- neo <i>Csa</i> , Oceánico de veranos secos <i>Csb</i>
Microtermal	D	Continental			Continental <i>Dfa, Dfb</i>		Manchuriano <i>Dwa, Dwb</i>	
					Subártico <i>Dfc, Dfd</i>			
Específica	E	Frío			T		F	
					Clima de Tundra <i>ET</i>		Polar <i>EF</i>	

Nota. Adaptado de Macknight y Hess (2000); Kottek *et al* (2006).

Las modificaciones al sistema de clasificación climática de Köppen son continuas: se afinan para reflejar las particularidades de cada región, desde las pampas argentinas y la cuenca mediterránea hasta los climas de China. Aún persiste el desafío de tipificar con rigor los sistemas insulares, donde la variabilidad atmosférica dificulta establecer límites precisos (Tabla 9).

En 2010, la Universidad de Melbourne publicó una actualización global del mapa climático de Köppen. A partir de ese insumo cartográfico se recortó la porción correspondiente a Colombia, véase Figura 7, lo que permite situar el mosaico climático nacional en el contexto mundial.

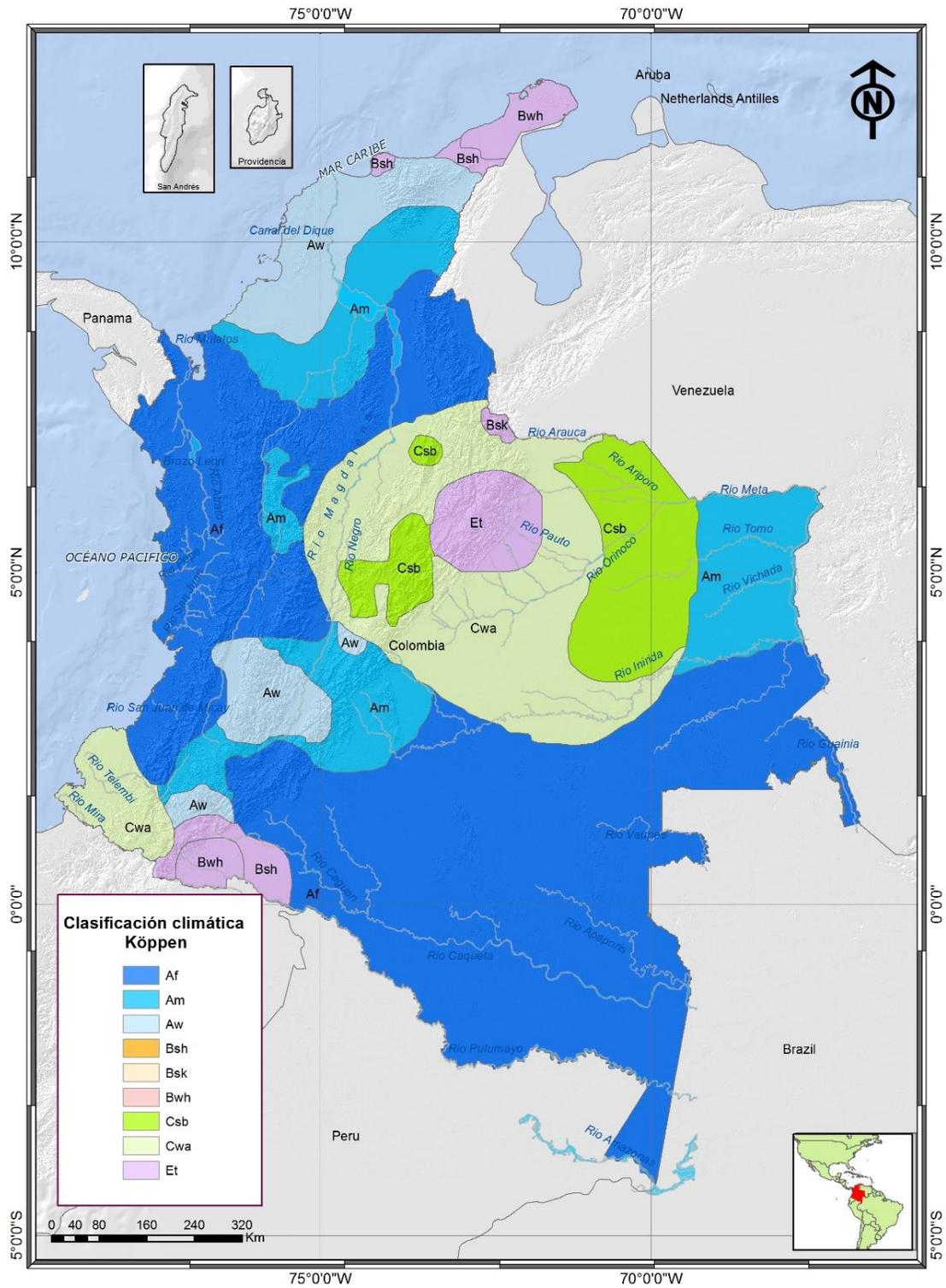
Tabla 9

Unidades climáticas de Köppen presentes en Colombia

Símbolo	Denominación	Criterio termopluviométrico	Rasgos principales
Af	Ecuatorial lluvioso	Todos los meses ≥ 60 mm	Precipitaciones constantes; selva húmeda siempreverde.
Am	Ecuatorial monzónico	Al menos un mes < 60 mm, pero $P_{\{\text{mes seco}\}} > 100 - (P_{\{\text{anual}\}}/25)$	Breve estación seca; lluvias intensas el resto del año.
Aw	Ecuatorial con invierno seco	Al menos un mes < 60 mm y $P_{\{\text{mes seco}\}} < 100 - (P_{\{\text{anual}\}}/25)$	Sequía marcada en la "época de verano" local; sabanas con árboles dispersos.
BSh	Semiárido cálido	$T_{\text{media anual}} > 18$ °C; $P < P_{\{\text{límite}\}}$ pero $\geq 0,5 P_{\{\text{límite}\}}$	Llanos secos y valles interandinos; pastizales y matorrales xerófitos.
BSk	Semiárido templado	$T_{\text{media anual}} \leq 18$ °C; mismo umbral pluviométrico que BSh	Altas terrazas llaneras y sectores andinos elevados; gramíneas de clima fresco.
BWh	Árido cálido	$T_{\text{media anual}} > 18$ °C; $P < 0,5 P_{\{\text{límite}\}}$	Desiertos de la Alta Guajira y La Tatacoa; vegetación muy escasa, suelos salinos.
Csb	Oceánico mediterráneo (verano suave)	Verano seco: mes más cálido < 22 °C y 4-8 meses > 10 °C	Vertientes altas de la cordillera Occidental; bosques montanos con temporada estival menos lluviosa.

Figura 7

Clasificación climática de Colombia según el sistema de Köppen



Nota. Adaptado de University of Melbourne (2010).

Esta tipología actualizada proporciona una base sólida para la planificación territorial, la zonificación agroecológica y la evaluación de vulnerabilidad frente al cambio climático en Colombia.

La temperatura media del mes más cálido no supera los 22 °C, aunque se mantiene por encima de los 10 °C durante al menos cuatro meses al año. Este clima suele actuar como una transición entre el tipo Csa (mediterráneo) y el Cfb (oceánico). Comparado con el mediterráneo, sus veranos son más templados, pero, a diferencia del oceánico, conserva una estación seca que coincide con los meses de mayor calor.

Cwa – Subtropical con estación seca (verano cálido)

En este clima la temperatura media del mes más cálido supera los 22 °C. Se trata de una variante del “clima chino” o pampeano que aparece en zonas continentales alejadas de la influencia marítima. La mayor parte de la precipitación se concentra durante la temporada cálida, mientras que la estación menos lluviosa es marcadamente seca.

4.1.4.6 ET - Clima de tundra

En el clima de tundra (ET) la temperatura media del mes más cálido oscila entre 0 °C y 10 °C, mientras que el resto del año predomina una temperatura media inferior a 0 °C. En sentido estricto, corresponde a regiones donde el calor estival nunca alcanza el umbral necesario para sostener bosques y, por tanto, la vegetación se limita a musgos, líquenes y pequeños herbazales.

En Colombia este patrón térmico extremo resulta atípico. Aunque existen áreas nivales por encima de los 4 700 m s. n. m. en los picos más altos de las cordilleras, la intensidad de la radiación solar ecuatorial, sumada al albedo de la nieve, eleva la temperatura del aire en las horas diurnas y evita la formación de permafrost continuo. Así, los suelos permanecen congelados solo de manera estacional, a diferencia de las vastas llanuras árticas del hemisferio norte.

Según la actualización cartográfica de la Universidad de Melbourne (Figura 7), los únicos núcleos ET del país se localizan en las cimas glaciares de la Cordillera Central (Nevado del Tolima) y, de forma marginal, en algunos sectores de la Cordillera Oriental. El resto del territorio se clasifica dentro de climas más húmedos con precipitaciones abundantes y relativamente bien distribuidas a lo largo del año.

Esta observación subraya la necesidad de cartografías climáticas de mayor resolución y de métodos que incorporen variables locales, altitud, orientación de laderas, sombra orográfica y circulación mesoescala, para reflejar con fidelidad la

diversidad colombiana. Disponer de información climática detallada no solo mejora la planificación territorial, sino que también fortalece la capacidad del país para adaptarse a la variabilidad y al cambio climático que impactan de forma directa la economía rural, la gestión de recursos hídricos y la seguridad alimentaria.

4.1.5 Clasificación Climática de Miller

La clasificación climática de Miller retoma la perspectiva planetaria de Köppen, pero introduce un principio de simplificación selectiva: frente a la multitud de combinaciones posibles entre temperatura, precipitación y estacionalidad, Miller opta por agrupar los climas en un número reducido de tipos generalizantes que capturen las grandes unidades funcionales del sistema Tierra. Esta decisión parte de constatar que las innumerables variaciones locales, producto de factores topográficos, marítimos o de circulación regional, no anulan la existencia de patrones coherentes a escala continental o hemisférica, útiles para la planificación global y la enseñanza.

En su revisión histórica, Miller rastreó el origen de dos isotermas clave, 10 °C y 20 °C, y halló raíces en la tradición griega clásica. Ya Hipócrates diferenciaba zonas “frías” y “cálidas” a partir de la duración del verano y la viabilidad de ciertos cultivos, prefigurando la moderna noción de límites térmicos. Miller reivindicó la isoterma de 20 °C como frontera ecológica significativa: por debajo de ella decrece la influencia de los vientos alisios y desaparecen las palmas como especie indicadora, marcando el paso de un dominio tropical húmedo a condiciones subtropicales o templadas.

En cuanto al límite polar, Miller precisó que la isoterma de 10 °C del mes más cálido solo es climáticamente relevante si se mantiene al menos durante un mes completo. Ese umbral garantiza que los árboles dispongan de tiempo suficiente para foliación, floración y fructificación antes del retorno del invierno; allí donde este requisito no se cumple, el paisaje se reduce a tundras sin cubierta arbórea y el suelo permanece helado gran parte del año.

La propuesta de Miller constituye un puente entre la detallada taxonomía de Köppen y la necesidad práctica de categorías amplias: rescata umbrales térmicos con fundamento histórico y biogeográfico, al tiempo que delimita dominios climáticos que facilitan el análisis comparado de ecosistemas, la zonificación agrícola y la modelación de escenarios de cambio climático.

Según Miller (1951), Köppen retoma la antigua clasificación climática griega y la perfecciona al incorporar la duración de los intervalos térmicos. Con base en el

número de meses cuya temperatura media supera determinados umbrales, delimitó cinco dominios latitudinales:

- Zona tropical: los 12 meses del año registran temperaturas medias superiores a 20 °C.
- Zona subtropical: entre 4 y 11 meses superan los 20 °C, y los restantes 1-8 meses se sitúan entre 10 °C y 20 °C.
- Zona templada: de 4 a 12 meses mantienen temperaturas medias entre 10 °C y 20 °C.
- Zona fría: solo 1-4 meses alcanzan el rango de 10-20 °C, mientras que 8-11 meses permanecen por debajo de 10 °C.
- Zona polar: los 12 meses registran temperaturas medias inferiores a 10 °C.

Miller examinó también el grado de concordancia entre la clasificación climática de Thornthwaite y los límites de la vegetación, poniendo especial énfasis en las zonas de transición. Reconoció que la distribución de las comunidades vegetales no depende exclusivamente del clima: intervienen asimismo factores bióticos, edáficos y topográficos que pueden desplazar la relación clima-vegetación. Aun así, demostró que la temperatura y el régimen de lluvias constituyen la base imprescindible de cualquier tipología climática, e incorporó, como variables adicionales, la acción del viento y la orientación de las vertientes respecto a la radiación solar.

Otro aspecto que analizó fue el índice de aridez de De Martonne, cuyos valores contrastó con la estructura y composición de distintos tipos de bosque, evidenciando una correlación estrecha entre déficit hídrico y fisonomía vegetal.

Sobre estos fundamentos, Miller propuso un conjunto de categorías climáticas que se describen en los apartados siguientes.

4.1.5.1 Clima Cálido

Miller amplía el sistema de Köppen al tomar como dominio de climas cálidos toda la franja comprendida entre el Trópico de Cáncer y el de Capricornio; es decir, la zona intertropical. Dentro de ella distingue tres subgrupos, ecuatoriales, tropicales y desérticos cálidos, y al aumentar el nivel de detalle cartográfico, ofrece una resolución espacial más fina que la de su antecesor.

Para los climas ecuatoriales emplea como criterios la temperatura media anual y la amplitud térmica. Las temperaturas se mantienen por encima de 25 °C durante todo el año, el mes más frío nunca baja de 18 °C y la oscilación verano-invierno es inferior

a 3 °C. Las precipitaciones, abundantes y sin estación seca, oscilan entre 2 500 y 5 000 mm anuales. A partir de estos umbrales, Miller detecta matices regionales: la cuenca del Congo es menos lluviosa que la amazónica, mientras que Guinea Ecuatorial recibe un aporte adicional por la influencia del monzón atlántico-asiático.

Cuando aborda los climas tropicales, introduce el factor de la estacionalidad pluviométrica y separa dos ámbitos:

- Tropical marítimo lluvioso: La temperatura media anual varía entre 21 °C y 25 °C, con amplitudes térmicas de 3-5 °C (puntualmente hasta 10 °C). Las precipitaciones, de 1 200 a 1 500 mm al año, provienen de convección sobre tierras cálidas y de lluvias orográficas en laderas montañosas expuestas.
- Tropical continental (o de estación seca): Se sitúa lejos de la influencia oceánica o en costas occidentales sometidas a corrientes frías. Presenta temperaturas medias anuales de 21-24 °C y picos que alcanzan 30 °C en el mes más cálido; la amplitud térmica es mayor (4-8 °C). Las lluvias oscilan entre 750 y 1 250 mm anuales, concentradas en la temporada cálida, mientras que el invierno marca una estación seca bien definida por subsidencia atmosférica.

En América del Sur, parte de estas áreas incluye sectores de Colombia. Miller identifica además regiones monzónicas, con totales pluviométricos que superan los 1 000-3 000 mm, caracterizadas por un régimen de vientos que invierte su dirección: en verano soplan del mar a la tierra, provocando máximos de precipitación (julio-agosto en el hemisferio norte), y en invierno se revierten, transportando aire más seco hacia el océano.

Con este enfoque, Miller no solo refina la zonificación climática intertropical, sino que subraya la importancia de la interacción entre circulación atmosférica, continentalidad y relieve en la configuración de los patrones térmicos y pluviométricos mundiales.

4.1.5.2 Clima Templado

Miller sitúa los climas templados en la franja comprendida entre los trópicos (Cáncer y Capricornio) y los círculos polares. Dentro de ella distingue dos subtipos: templado cálido y templado frío. Esta delimitación provoca cierta confusión en Colombia, pues el término templado suele reservarse para los antiguos “climas medios” andinos, ubicados entre los pisos cálido y frío. En rigor, el clima templado de Miller corresponde a latitudes exteriores al territorio colombiano y está condicionado por estaciones bien marcadas, inexistentes en el país.

a. Clima templado cálido

- Temperatura: media anual entre 15 °C y 20 °C; máximas en verano, mínimas en invierno, sin descender por debajo de 10 °C.
- Amplitud térmica: 10 °C - 16 °C.
- Precipitación: distribuida a lo largo del año, de moderada a relativamente abundante, con picos invernales. Las costas occidentales reciben menos lluvia que las orientales.

Variantes regionales en latitudes medias:

Costa occidental o mediterránea

- Veranos calurosos: temperatura media 21 °C - 27 °C.
- Amplitud térmica superior a 15 °C.
- Lluvias anuales: 350 - 800 mm, máximas en invierno, otoño y primavera.
- Verano muy seco, con déficit hídrico total.

Costa oriental china u oceánica

- Temperatura media estival cercana a 30 °C, atenuada por la elevada humedad.
- Invierno templado: alrededor de 10 °C.
- Vientos alisios intensifican las máximas de verano.
- Precipitaciones abundantes en verano y mínimas en invierno.

Miller aporta matices importantes al diferenciar climas templados según ubicación continental y régimen estacional, subrayando la influencia de la circulación atmosférica y la continentalidad sobre la temperatura y la lluvia.

4.1.5.3 Clima Templado Frío o Continental

Los climas templados fríos se definen por una temperatura media anual inferior a 15 °C y, al menos, un mes con temperatura media menor de 6 °C. La amplitud térmica supera los 14 °C; puede alcanzar 16 °C o más cuando los inviernos resultan particularmente rigurosos. Con base en estos umbrales, Miller subdividió el dominio templado en dos grupos:

- Templado frío: regiones con uno a seis meses por debajo de 6 °C.
- Frío: regiones con más de seis meses por encima de 6 °C, pero con inviernos prolongados y severos.

A su vez, los climas templados fríos se clasifican en marítimos y continentales, distinción que Miller considera esencial debido al efecto moderador de las masas oceánicas.

a. Clima templado frío marítimo

- Precipitación anual: 800–2 500 mm, con máximos en invierno que a veces se extienden hasta la primavera.
- Amplitud térmica: 8–15 °C.
- Verano: temperaturas medias de 14–15 °C (puntualmente hasta 24 °C).
- Invierno: uno o dos meses rondan los 6 °C; los mínimos se registran en febrero y los máximos cálidos en agosto o septiembre. La lluvia disminuye gradualmente mar adentro.

b. Clima templado frío continental

- Amplitud térmica: 15–30 °C.
- Invierno: dura hasta seis meses; al menos un mes presenta temperatura media inferior a 0 °C.
- Verano: cálido, con meses que alcanzan medias de 24–30 °C.
- Precipitación: generalmente inferior a 800 mm anuales, con máximos concentrados en la temporada estival.

Estos rasgos son característicos de amplias zonas de Europa, el norte de Estados Unidos, el sur de Canadá, partes de Argentina y Nueva Zelanda. En Colombia, donde la variabilidad térmica está más ligada a la altitud que a la latitud, este esquema climático no aplica.

4.1.5.4 Clima Frío

Los climas fríos de Miller se ubican dentro de los círculos polares y, por analogía, en las grandes altitudes de las cordilleras. La oblicuidad extrema de los rayos solares provoca inviernos muy largos y rigurosos, al menos seis meses con temperaturas medias próximas a 0 °C o incluso por debajo de, 6 °C. De oeste a este aumenta tanto la amplitud térmica como la variabilidad pluviométrica; las precipitaciones máximas suelen registrarse en verano.

En la influencia de las masas oceánicas Miller distingue dos subtipos, según la proximidad de grandes cuerpos de agua:

a. Clima oceánico polar

- Temperatura media anual cercana a 0 °C, con algunos periodos que alcanzan 3 °C.

- Invierno de seis meses con temperaturas próximas al punto de congelación, lo que impide que los ríos se congelen por completo.
- Verano fresco y de corta duración.
- Precipitación bien distribuida: 300–400 mm anuales, concentrada en otoño e invierno.

Ejemplo: costas de Noruega y archipiélagos árticos influenciados por la Corriente del Atlántico Norte.

b. Clima continental siberiano

- Temperatura media anual inferior a 0 °C, y en algunos sectores < -10 °C.
- Verano brevísimo, con medias que apenas llegan a 15 °C.
- Precipitación escasa, alrededor de 200 mm al año, concentrada en los meses cálidos; el invierno es muy seco.

Ejemplo: llanuras y estepas de Siberia oriental.

Estas diferencias reflejan la capacidad de los océanos para amortiguar las oscilaciones térmicas y aportar humedad, en contraste con el marcado continentalismo que domina las regiones interiores.

4.1.5.5 Clima Desértico

Los desiertos cálidos registran una temperatura media anual superior a 15 °C y precipitaciones muy irregulares, con varios meses absolutamente secos. El total pluviométrico anual oscila apenas entre 100 mm y 200 mm.

Estas áreas se distribuyen, sobre todo, en torno a los trópicos de Cáncer y de Capricornio. Miller las denominó “desiertos cálidos” y, a su vez, distinguió dos variantes principales: continental (o sahariana) y marítima (o peruana).

a. Desierto continental o sahariano

Presenta una amplitud térmica diurna extremada; las temperaturas nocturnas descienden abruptamente después de días muy calurosos. Los inviernos son relativamente tibios, los veranos extremadamente calurosos y las lluvias prácticamente inexistentes.

b. Desierto marítimo o peruano

La influencia de vientos costeros modera las temperaturas, de modo que la oscilación entre el día y la noche es menor que en el sahariano. Sin embargo, el régimen pluviométrico sigue siendo muy pobre.

Miller identificó, además, dos subtipos adicionales: desiertos templados fríos y desiertos fríos.

c. Desiertos templados fríos

Se localizan en el interior de los continentes. La falta de nubosidad permite que el suelo absorba calor con rapidez durante el día y lo libere igualmente rápido por la noche, generando una enorme oscilación térmica. La temperatura media anual queda por debajo de 0 °C.

d. Desiertos fríos

También continentales, combinan inviernos muy rigurosos con veranos cálidos, aunque la amplitud térmica diaria puede ser menos acusada que en los templados fríos debido a la presencia ocasional de nubosidad estival.

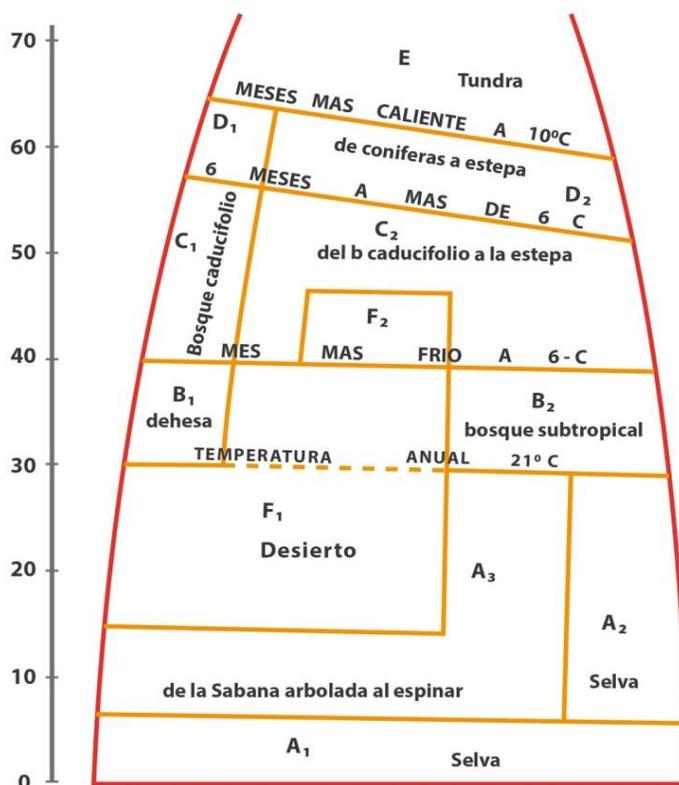
4.1.5.6 Clima de Montaña

La proximidad a las montañas favorece la elevación y enfriamiento del aire húmedo, lo que intensifica la condensación de nubes y provoca precipitaciones abundantes. A medida que se asciende, la temperatura desciende según el gradiente altitudinal, de modo que en las cumbres más altas los inviernos pueden registrar valores inferiores a 0 °C.

La Figura 8 muestra la distribución general de los distintos tipos climáticos, organizada precisamente en función de estos contrastes orográficos de temperatura y precipitación.

Figura 8

Distribución general de los tipos climáticos según Miller



Nota. Adaptado de Miller (1951)

4.1.6 Sistema de Thornthwaite

La clasificación climática propuesta por Villota (1997) en Colombia se diseñó para apoyar los análisis fisiográficos, ya que resulta especialmente útil al momento de cuantificar el balance hídrico entre condiciones de humedad y aridez durante un año típico.

La primera versión del sistema de Thornthwaite retomó la división del planeta en zonas isotermas establecida por Köppen y la reorganizó en seis grandes categorías: tropical (A'), mesotermal (B'), micro-termal (C'), taiga (D'), tundra (E') y clima de hielo permanente (F'). La Figura 9 ilustra esta zonificación.

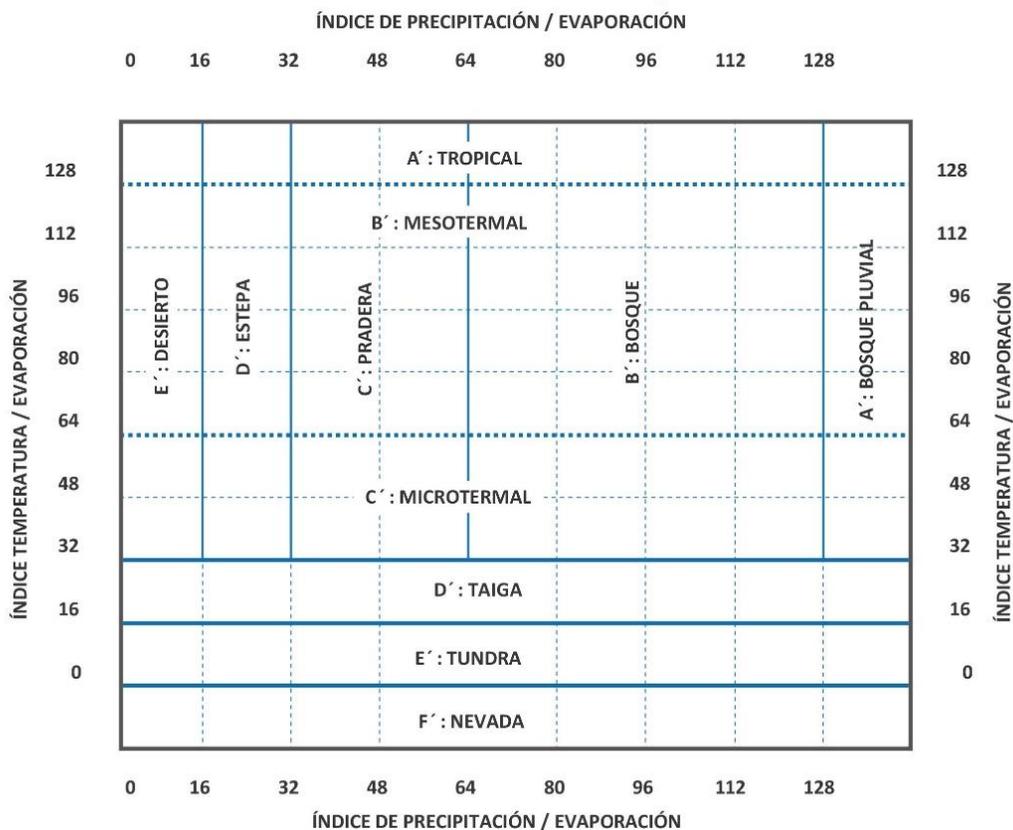
Para dotar a su clasificación de mayor precisión ecofisiológica, Thornthwaite introdujo tres criterios adicionales basados en la relación entre clima y vegetación:

- Eficiencia de la precipitación: relación entre la precipitación mensual acumulada (P) y la evaporación mensual (E).
- Eficiencia térmica: capacidad de la temperatura para impulsar procesos biológicos y evaporativos.
- Distribución estacional de las lluvias: incidencia relativa de la precipitación en cada estación del año.

Estos parámetros permiten caracterizar con mayor detalle la “eficiencia climática” de un lugar y, por ende, su aptitud para distintos tipos de cobertura vegetal y usos del suelo.

Figura 9

Representación esquemática de la clasificación climática original de Thornthwaite



Nota. Adaptado de Thornthwaite (1948)

Con los anteriores Thornthwaite definió las provincias de temperatura y de humedad. Para el caso de la provincia de humedad propuso el índice P-E, que se obtiene dividiendo la precipitación media mensual (P) con la necesidad de agua (E), para lo cual utilizó la siguiente fórmula:

$$E = \frac{T}{2} - \frac{PPw}{4} \quad (1)$$

Donde:

- E corresponde a necesidad de agua.
- T es temperatura en grados Celsius.
- PPw es el porcentaje de precipitación que cae durante los meses de invierno abril a septiembre en el hemisferio sur.

El esfuerzo de Thornthwaite por ver representada la eficiencia de humedad en tipos de vegetación le llevó a asignar grupos en los cuales confundía coberturas con paisajes. Para el caso la región macrotermal, microtermal y mesotermal contienen los cinco tipos de vegetación y taiga, tundra y helada no configuran coberturas naturales estables (Tabla 10).

Tabla 10

Provincias de humedad y tipos de vegetación según el índice de Thornthwaite

Índice de P/E	Provincia de humedad	Vegetación
mayor a 128	Muy húmeda	Bosque lluvioso
64 - 127	Húmeda	Bosque
32 - 63	Subhúmeda	Pradera
16 - 31	Semiárida	Estepa
menor a 16	Árida	Desierto

Nota. Adaptado de Thornthwaite (1948)

En la versión revisada de su sistema Thornthwaite (1948) incorporó la evapotranspiración potencial (ETP) como variable de referencia climática. Para estimarla, partió de la temperatura media mensual, corregida por la duración del día (horas de luz), lo que permite ajustar la demanda atmosférica de agua a la latitud y a la época del año.

A partir del balance atmosférico de agua, precipitación frente a ETP, Thornthwaite calculó los excesos o déficits hídricos mensuales y anuales. Con esos resultados definió un índice de humedad (Im), estructurado en varias categorías de humedad y únicamente unas pocas de sequedad; de ahí que el método sea más sensible y útil en zonas de clima húmedo.

Para valorar el régimen hídrico de un territorio se utilizan dos indicadores fundamentales que, combinados, permiten derivar los índices de humedad y aridez. Las expresiones generales son:

Índice de Humedad (Ih)

El índice de humedad evalúa el balance entre la precipitación aportada y el consumo de agua por las comunidades vegetales y animales. Puede reflejar periodos de superávit o déficit hídrico a lo largo del año, y la presencia de un déficit resulta determinante para la gestión del suelo, condicionando especialmente las labores de revegetalización.

$$I_h = \frac{\text{Precipitación} - \text{Evapotranspiración}}{\text{Evapotranspiración}} * 100 \quad (2)$$

Índice de Aridez (Ia)

La aridez de un terreno se determina mediante el balance entre las pérdidas y las ganancias de agua consumida por las comunidades vegetales. El índice de aridez expresa la proporción de agua utilizada por una comunidad vegetal para sus funciones biológicas: valores superiores a uno indican escasez hídrica, con consecuencias negativas sobre la biota (flora y fauna). Resulta fundamental identificar los meses en que la evapotranspiración supera las precipitaciones, ya que este déficit afecta directamente el desarrollo de las comunidades bióticas.

$$I_a = \frac{\text{Evapotranspiración} - \text{Precipitación}}{\text{Evapotranspiración}} * 100 \quad (3)$$

Considerando la variabilidad anual de la precipitación y la evapotranspiración, Thornthwaite definió el índice hídrico anual (Im).

$$I_m = I_h - 0.6I_a \quad (4)$$

Según la fórmula de Thornthwaite, el índice hídrico anual (Im) se calcula como la diferencia entre la suma de los excedentes hídricos y el 60 % de la suma de los déficits ocurridos a lo largo del año.

De este modo, el índice refleja la disponibilidad neta de agua: por un lado, incorpora los aportes de la precipitación que superan la demanda evaporativa; por otro, penaliza los periodos secos reduciendo el exceso acumulado en función de la

intensidad de los déficits. Este balance permite evaluar con precisión la capacidad del suelo y de la vegetación para afrontar variaciones estacionales en el ciclo hidrológico. Las categorías fundamentales de la clasificación de Thornthwaite se detallan en la Tabla 11.

Tabla 11

Interpretación de los índices de humedad

Im	Tipo de humedad	Símbolo
> 100	Superhúmedo	A
100 - 80	Muy húmedo	B ₄
80 - 60	Húmedo	B ₃
60 - 40	Moderadamente húmedo	B ₂
40 - 20	Ligeramente húmedo	B ₁
20 - 0	Semihúmedo	C ₂
0 - (-20)	Semiseco	C ₁
(-20)-(-40)	Seco	D
(-40)-(-60)	Árido	E

Nota. Adaptado de Thornthwaite (1948).

Otro parámetro incluido en la clasificación climática de Thornthwaite es la eficiencia térmica, que se vincula con la evapotranspiración potencial. Esta medida, basada en la temperatura media multianual, se resume en la Tabla 12.

Tabla 12

Interpretación de los índices climáticos

ETP (cm)	Eficiencia térmica	Símbolo
> 114.0	Cálido	A
99.7 - 114.0	Semicálido	B'₄
85.5 - 99.7	Templado - Cálido	B'₃
71.2 - 85.5	Templado - Frío	B'₂
57.0 - 71.2	Semifrío	B'₁
42.7 - 57.0	Frío moderado	C'₂
28.5 - 47.7	Frío acentuado	C'₁
14.2 - 28.5	De Tundra	D
< 14.2	Helado	E

Nota. Adaptado de Thornthwaite (1948).

4.1.4 Clasificación de Budyko

La clasificación de Budyko se fundamenta en el índice racional de sequedad, que relaciona la evaporación potencial con la precipitación media anual. Para estimar la evaporación se emplea la radiación neta recibida por la superficie, a menudo

determinada de forma indirecta, y se divide el valor resultante entre el calor latente de vaporización.

$$Id = \frac{Rn}{L * r} \quad (5)$$

Donde:

- Id es el índice racional de sequedad
- Rn es radiación neta
- L es el calor latente de evaporación
- r es la precipitación media anual.

Este enfoque permite mapear de manera continua el gradiente de sequedad, contrastando directamente la energía disponible para la evaporación (radiación neta) con los aportes de precipitación. Gracias a su simplicidad en los insumos – radiación y lluvia – la clasificación de Budyko se aplica tanto en estudios de recursos hídricos como en modelación climática, facilitando la identificación de vulnerabilidades hídricas y la planificación de usos del suelo en diferentes zonas climáticas.

Este sistema clasifica el clima en dos categorías: regiones húmedas, con valores de Id inferiores a 1, y regiones secas, con valores de Id superiores a 1 (véase Tabla 13).

Tabla 13

Clasificación de los tipos climáticos según el índice racional de sequedad de Budyko

Tipos climáticos	Índice racional de sequedad (Id)
Desierto	> 3.0
Semidesierto	2.0 - 3.0
Estepa	1.0 - 2.0
Bosque	0.33 - 1.0
Tundra	< 0.33

Nota. Adaptado de Budyko (1974).

4.1.7 Clasificación genética de Flohn

La clasificación de Flohn se sustenta en el análisis de la circulación atmosférica global y de los procesos orográficos que inducen la condensación de la humedad. Partiendo de los grandes climas reconocidos desde la antigüedad, Flohn incorporó los balances estacionales derivados de la interacción entre las celdas de Hadley, Ferrel y Polar, así como las variaciones de presión que modulan los vientos alisios, las corrientes de aire templado y las depresiones ciclónicas. En 1950, a partir de estas

bases dinámicas, estableció siete zonas climáticas mundiales, cada una caracterizada por sus patrones de temperatura, precipitación y régimen de vientos a lo largo del año (véase Tabla 14).

Tabla 14

Clasificación de las zonas climáticas según Flohn

Zona	Características
Ecuatorial de vientos del Oeste	Siempre húmeda
Tropical de vientos alisios en verano	Precipitación en verano
Subtropical seca de vientos alisios o cinturón de altas presiones tropicales	Condiciones secas todo el año
Subtropical de lluvias invernales (tipo mediterráneo)	Precipitación en invierno
Templada de los vientos del Oeste a lo largo de todo el año	Precipitación moderada repartida
Subpolar, vientos del Este en verano	Precipitación constante a lo largo del año
Subpolar continental Lluvia en verano	Nieve temprana en invierno
Polar de vientos del Este	Precipitación débil todo el año

Nota. Adaptado de Flohn (1969).

4.1.6 Clasificación Biogeográfica

La clasificación biogeográfica se fundamenta en el estudio de la distribución de las coberturas vegetales naturales. En Colombia, la más completa es la propuesta de Zonas de Vida de Holdridge.

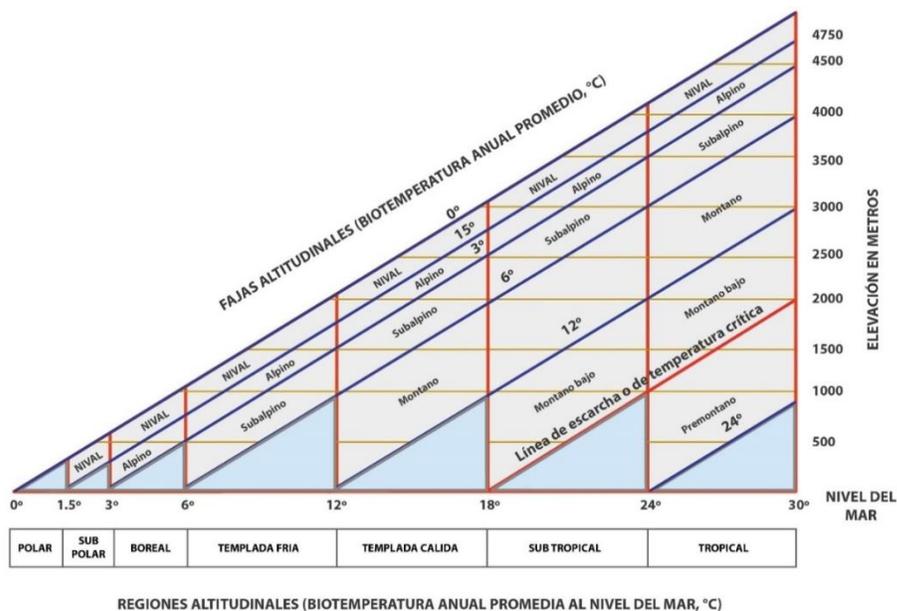
El sistema de Holdridge, formulado originalmente en 1948 y revisado en 1967 por Grenke, Hatheway, Liang y Tosi (1971), ha sido aplicado de manera extensiva en el Neotrópico; en Colombia, la adaptación más difundida corresponde a la realizada por Espinal (1978). Este enfoque combina tres ejes principales, biotemperatura, precipitación anual y relación potencial de evapotranspiración, para definir franjas latitudinales y sus correspondientes análogos altitudinales, o “zonas basales” (véase Figura 10).

Dentro de cada franja altitudinal, se superponen las provincias de humedad, determinadas por el índice de evapotranspiración potencial. Este índice refleja la biotemperatura efectiva bajo la cubierta vegetal y ejerce una influencia directa sobre la composición y estructura de la vegetación (véase Figura 11). De este modo, el

método de zonas de vida permite caracterizar la diversidad ecológica y predecir patrones de distribución de especies en función de parámetros climáticos y topográficos.

Figura 10

Relación entre latitud, altitud e índice de biotemperatura



Nota. Adaptado de IGAC (1978).

Figura 11

Distribución mundial de las zonas de vida de Holdridge



Nota. Adaptado de Espinal (1978).

En este marco, una formación vegetal se define a partir de tres variables climáticas: temperatura media anual, precipitación y humedad. La vegetación natural es, por tanto, la expresión de estos factores, y el cálculo de la biotemperatura permite prever cómo disminuye la temperatura efectiva al alejarse de la zona ecuatorial hacia latitudes o altitudes mayores.

Holdridge introdujo la biotemperatura para ajustar la temperatura ambiental a un “rango óptimo de crecimiento vegetativo”, establecido entre 0 °C y 30 °C. Para aquellas regiones con datos de temperatura insuficientes, diseñó una fórmula empírica basada en la geometría terrestre. Sin embargo, un error de digitación en la primera edición del método impedía su aplicación correcta; por ello, en Colombia se ha venido empleando la temperatura ambiental como aproximación de la biotemperatura.

La fórmula es la siguiente:

$$T_{bio} = Temp - \frac{0,3 * \text{latitud en grados}}{100} * (Temp - 24)^2 \quad (6)$$

Donde:

- T_{bio} es la biotemperatura en °C
- T_{emp} es la temperatura ambiental promedio anual

La corrección de la temperatura ambiental produce valores de biotemperatura ligeramente inferiores a los registrados directamente en el entorno. Holdridge asignó a cada zona de vida una biotemperatura media anual que sigue un patrón logarítmico de decrecimiento con la altitud (véase Figura 11); los valores índices empleados son 1,5 °C, 3 °C, 6 °C, 12 °C y 24 °C, que además sirven como equivalentes climáticos latitudinales.

Transversalmente a las franjas altitudinales, se ubica el índice de evapotranspiración potencial en relación con la precipitación, el cual determina la condición de humedad del suelo. En el eje opuesto se disponen los valores de precipitación anual acumulada, ofreciendo así dos formas de evaluar la humedad del terreno según el grado de precisión requerido para la zonificación.

El esquema hexagonal de Holdridge establece un paralelismo entre regiones latitudinales y altitudinales mediante provincias de humedad, cuyos valores aumentan de izquierda a derecha y reflejan la relación geométrica de las precipitaciones, que crecen hacia la zona ecuatorial y disminuyen en dirección a los desiertos. Las diferencias en la vegetación obedecen a variaciones climáticas originadas por cambios en la longitud del día, la presión atmosférica y la radiación solar (Poveda et al., 2000).

Por ejemplo, la zona subpolar muy húmeda presenta altos niveles de precipitación que decrecen progresivamente al acercarse al trópico, configurando finalmente un clima árido. Esta transición se explica por la interacción entre temperatura y precipitación: al elevarse la temperatura, aumenta la evapotranspiración potencial (ETP). Los valores medios anuales de ETP pueden calcularse de forma empírica utilizando la fórmula propuesta por Holdridge (1978).

$$ETP = 58.93 * T_{bio} \quad (9)$$

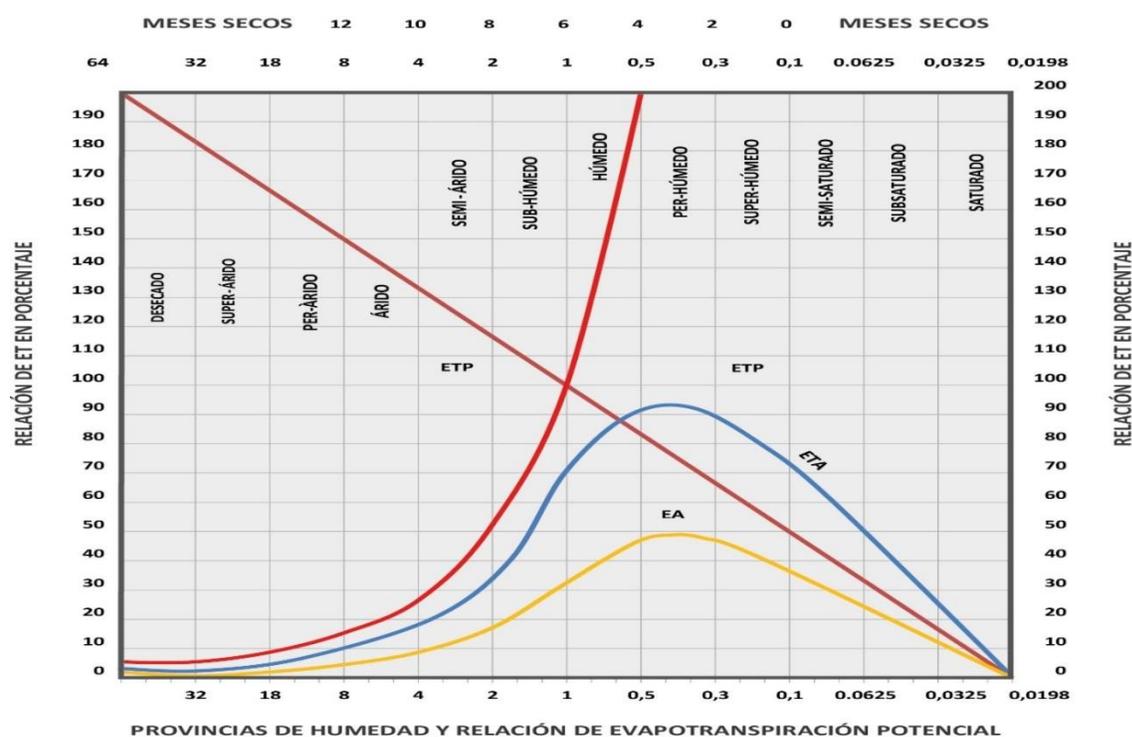
Donde:

- ETP es la evapotranspiración.
- 58.93 es el factor Holdridge.
- T_{bio} es la biotemperatura promedio anual.

En el margen izquierdo de la Figura 12 se representan los valores del coeficiente de evapotranspiración potencial, definido como la proporción entre la cantidad de agua que podría evaporarse o ser transpirada (ET) y la precipitación anual total acumulada. Este índice cuantifica el déficit hídrico potencial de una región: cuanto mayor sea su valor, más intensa es la demanda evaporativa en relación con los aportes pluviométricos. Al analizar estos datos, es posible identificar las franjas climáticas más propensas a sufrir estrés hídrico y diseñar estrategias de manejo del suelo y de vegetación adaptadas a las condiciones de disponibilidad de agua.

Figura 12

Relación entre el porcentaje de evapotranspiración potencial, el índice de humedad y su equivalencia en meses secos



Nota. Adaptado de Holdridge (1979).

La curva amarilla (EA) en la Figura 12 representa la evaporación real del suelo y la vegetación, mientras que la curva roja creciente muestra la precipitación acumulada. La combinación de ambos valores define el índice de humedad de Holdridge, al que añadió el número de meses secos –que aumenta hacia la izquierda– como información complementaria.

Aunque las zonas de vida se fundamentan en un enfoque biogeográfico, sintetizan los resultados de diversos métodos climáticos para explicar cómo los factores ambientales configuran la vegetación natural. Para la zonificación climática, esta clasificación aporta dos indicadores clave: el índice de humedad (relación de evapotranspiración potencial) y los promedios de precipitación asociados a las franjas altitudinales, definidos por la biotemperatura.

En la zona de confluencia intertropical, Colombia registra algunas de las precipitaciones más altas del mundo, pero internamente presenta contrastes marcados. Por ello, a nivel global se emplean índices de aridez, como el de Lang o el recomendado por la UNESCO, para monitorear áreas secas y semidesérticas y evaluar cambios climáticos. Según los protocolos colombianos de desertificación, es esencial identificar procesos erosivos y de salinización, complementando los informes con el índice de aridez, que invierte la relación de Holdridge (precipitación frente a pérdidas por evapotranspiración). Véase Tabla 15.

Tabla 15

Clasificación de la severidad de aridez según el índice de aridez

Relación P/ETP	Tipo de clima
Menor que 0.05	Hiperárido (verdadero desierto climático)
De 0.05 a 0.20	Árido (sujeto a desertificación)
De 0.20 a 0.45	Semiárido (sujeto a desertificación)
De 0.45 a 0.70	Subhúmedo seco (sujeto a desertificación)
Mayor que 0.70	Húmedo (sujeto a desertificación)

Nota. Adaptado de IGAC (2007).

El índice de aridez se utiliza a nivel mundial para identificar zonas en proceso de desertificación. No obstante, en la zonificación climática resulta más apropiado aplicar el índice de humedad de Holdridge, descrito en la Tabla 16, ya que permite discriminar con mayor precisión los distintos grados de humedad.

Mientras que el índice de aridez prioriza la clasificación de climas secos (cuatro categorías) y agrupa los climas húmedos en una sola, el índice de Holdridge ofrece un esquema más equilibrado, con tres clases húmedas y tres clases secas. Esto facilita la comparación entre los distintos métodos empleados hasta ahora para medir la humedad ambiental.

Tabla 16*Clasificación del índice de humedad del suelo según Holdridge*

Relación Evapotranspiración/precipitación	Índice de Humedad
>4	Árido
4 - 2	Muy seco
2 - 1	Seco
1 - 0.5	Húmedo
0.5 - 0.25	Muy húmedo
0.25 - 0.125	Pluvial

Nota. Adaptado de Holdridge (1979).

El procedimiento inicial para identificar un clima húmedo evalúa el excedente de precipitación frente a las pérdidas por evapotranspiración. Cuando la precipitación acumulada supera la demanda evaporativa, se establece un periodo húmedo; si esta condición persiste durante todo el año, se clasifica como clima húmedo.

Clima húmedo: precipitación mm/año > evapotranspiración mm/año

El segundo procedimiento se fundamenta en un balance hídrico que incorpora el almacenamiento de agua en el suelo. Se clasifica un clima como húmedo cuando los excedentes anuales de agua superan los 180 mm. De igual modo, si en cada mes del año la precipitación acumulada supera los 60 mm, también se considera clima húmedo.

Clima húmedo: precipitación acumulada en el año es superior a 720 mm

El tercer método, propuesto por Goosen (1972), vincula la precipitación con la temperatura media mensual para determinar la humedad: un mes se considera húmedo cuando la lluvia acumulada (en mm) supera el doble de la temperatura media (en °C), es decir, cuando $P > 2 \cdot T$. En el contexto de las zonas de vida de Holdridge, cuya biotemperatura óptima es 30 °C, este umbral equivale a 60 mm de precipitación mensual, coincidiendo así con el criterio utilizado por Köppen para definir periodos húmedos.

$$\text{Precipitación} = 2 - \text{temp } ^\circ\text{C} \quad (8)$$

$$60 \text{ mm} = 2 * 30 \text{ } ^\circ\text{C} \quad (10)$$

El umbral de 60 mm de precipitación mensual presenta limitaciones: en climas fríos resulta suficiente, pero en climas cálidos puede tipificar erróneamente un mes deficitario. Por ello, se propone emplear la relación de evapotranspiración potencial

sobre precipitación, el índice de Holdridge, que integra dos variables con representación espacial (ETP y lluvia) y ofrece un diagnóstico más ajustado para la zonificación climática.

Para el análisis de la desertificación también se utilizan otros índices climáticos – por ejemplo, Martonne o Lang– cuyos detalles se resumen en la Tabla 15. En Colombia, la cartografía de zonas de vida de Holdridge ha sido aplicada tanto a escala 1:500 000 como, con adaptaciones, a 1:100 000 y 1:25 000, especialmente en levantamientos de suelos. En estos casos, se estableció una equivalencia entre las unidades climáticas basadas en el balance hídrico de las asociaciones climáticas.

En la Figura 12:

- La línea roja claro representa la evaporación en superficies de agua libre (p. ej., lagos).
- La línea amarilla muestra la evaporación real combinada de suelo y vegetación (EA).
- La línea azul indica la precipitación (ETA).

Las provincias de humedad se definen por la relación ETP/Precipitación (Tabla 17):

- Valores entre 4 y 8 corresponden a climas áridos, con 10–12 meses al año de precipitación acumulada inferior a 60 mm o ETP superior a la lluvia.
- La provincia semiárida (Valores 2–4) equivale, en Colombia, a un régimen muy seco con 8–10 meses de lluvia mensual menor de 60 mm.

Tabla 17

Correlación entre provincias de humedad e índice de humedad del suelo

Índice de humedad Etp/Precp.	Provincia de humedad	Cantidad de meses secos	ETP (%)	Condición de humedad
4 - 8	Árida	8 - 10	5 - 20	Árida
2 - 4	Semiárida	6 - 8	20 - 38	Muy seca
1 - 2	Subhúmeda	4 - 6	38 - 42	Seca
0,5 - 1	Húmeda	2 - 4	42 - 60	Húmeda
0,25 - 0,5	Per húmeda	1 - 2	60 - 80	Muy húmeda
0,125 - 0,25	Superhúmeda	ninguno	70 - 80	Pluvial

Nota. Adaptado de Holdridge (1979) e IGAC (2010).

Según Holdridge, las provincias de humedad se clasifican según la relación evapotranspiración potencial/precipitación (ETP/P), con rangos que definen el clima y la duración de los meses secos:

- **Subhúmeda (ETP/P entre 2 y 1):** clima seco, con 6–8 meses al año en que la demanda evaporativa es igual o superior a la lluvia.
- **Húmeda (ETP/P entre 1 y 0,5):** clima húmedo, con precipitación igual o superior a la ETP y 4–6 meses secos.
- **Perhúmeda (ETP/P entre 0,5 y 0,25):** la lluvia duplica o cuadruplica la ETP; 2–4 meses presentan menos de 60 mm de precipitación.
- **Superhúmeda (ETP/P entre 0,25 y 0,125):** la precipitación es al menos cuatro veces la ETP; menos de 2 meses secos – clima pluvial.

Asimismo, las **provincias semisaturadas, subsaturadas y saturadas** describen zonas bajas donde el agua asciende por capilaridad, mientras que las **provincias peráridas, hiperáridas y desecadas** corresponden a ambientes extremadamente secos con formación de suelo muy lenta. El porcentaje máximo de ETP se alcanza en los climas más húmedos. La Tabla 15 resume estos índices y su equivalente en condición de humedad del suelo.

En Colombia, el Instituto Geográfico Agustín Codazzi adaptó este esquema por pisos altitudinales: solo los pisos cálidos reciben la condición “árida”; en los pisos medios y fríos se establecen categorías de “muy seca”, “seca”, “húmeda”, “muy húmeda” y “pluvial”. Al ascender en la montaña, la ETP disminuye y las precipitaciones horizontales y la alta humedad relativa reducen aún más las pérdidas por evapotranspiración.

4.2 Pisos Térmicos

En 1802, Francisco José de Caldas se reunió en Quito (Ecuador) con el naturalista Alexander Von Humboldt y el botánico Aimé Bonpland, ocasión en la que presentó mediciones de altitud y temperatura para los Andes intertropicales y propuso una primera clasificación climática por pisos térmicos (véase Tabla 18). Ocho décadas más tarde, durante la visita del geógrafo Alfred Hettner a Colombia, se comprobó empíricamente la relación entre altura y temperatura a lo largo de la cordillera Oriental. En 1887, Julius Hann consolidó esta tipología para las bajas latitudes, convirtiéndose en uno de los primeros especialistas en climatología. Por su parte, en 1832 Agustín Codazzi elaboró una propuesta para Venezuela que distinguía tres

pisos térmicos: “tierras frías” (2.154,6–4.602,6 m s. n. m.), “tierras templadas” (588–2.154,6 m s. n. m.) y “tierras cálidas” (menos de 588 m s. n. m.).

Tabla 18

Clasificación de pisos térmicos y variaciones altitudinales según Caldas (1802)

Piso Térmico	Altitud (m s. n. m.)	Temperatura Media Anual (°C)	Variación De Altitud Local
Cálido	menor de 1000	mayor de 24	Laderas sup 400 m
Templado	1001 a 2000	17,5 a 24	Laderas sup. y Laderas inf. 500 m
Frío	2001 a 3000	12 a 17,5	Laderas sup. y Laderas inf. 400 m
Páramo bajo	3001 a 3700	7 a 12	
Páramo alto	3701 a 4200	menor de 7	

Nota. Adaptado de Eslava et al. (1986).

En 1918, el botánico y climatólogo Henry Pittier desarrolló una innovadora clasificación climática para el istmo de Panamá a partir de cuarenta años de registros pluviométricos. Para ello, analizó datos de estaciones meteorológicas repartidas por regiones representativas del país y combinó las precipitaciones con las variaciones de temperatura anual. Su esquema identificó patrones estacionales, épocas secas y lluviosas, y delimitó varias zonas climáticas que armonizaban con la topografía panameña. Este trabajo no solo aportó una base empírica sólida para el manejo de recursos hídricos y la planificación agrícola, sino que también sirvió de referencia para posteriores estudios en toda Centroamérica (véase Tabla 19).

Tabla 19

Clasificación de tierras y pisos altitudinales según para Panamá

Tierra	Piso	Altitud (m s. n. m.)	Temperatura Media Anual (°C)
Caliente	Megatérmico	menor de 1000	20 a 28
Templada	Macrotérmico	1001 a 2800	20 a 21
Fría	Macromesotérmico	2800 a 3800	5 a 11
Muy fría	Microtérmico	3800 a 5000	0 a 5

Nota. Adaptado en Pittier (1918).

En 1934, el geógrafo y naturalista Jahn presentó en Venezuela un estudio climático que incorporó, además de datos de temperatura ambiental, información detallada sobre la vegetación de las tierras altas.

Para el piso megatérmico o “tierra caliente” estableció altitudes inferiores a 800 m s. n. m., con temperaturas medias de 23–28 °C, máximas de hasta 36 °C y mínimas de 15 °C. La zona templada (800–2 000 m s. n. m.), equivalente al macrotérmico, registró temperaturas medias anuales de 16–23 °C, extremos de 8 °C y 32 °C, y se conoce también como “clima medio”.

La franja mesotérmica o zona fría (2 000–3 000 m s. n. m.) mostró medias de 11–16 °C, con posibles heladas y calores puntuales de hasta 24 °C. En la región paramera (3 000–4 700 m s. n. m., hasta el límite de nieves perpetuas de la cordillera de Mérida), las temperaturas oscilan entre 8 °C y 15 °C, presentándose ocasionalmente valores por debajo de 0 °C.

Jahn aplicó una terminología europea al referirse a los pisos térmicos como “tropicales” y “alpinos”, reflejo de la tradición climatológica francesa y la comparación con climas templados, aunque las diferencias con las cordilleras ecuatoriales resultan notables y requieren análisis crítico. Más tarde, en 1952, Marco Aurelio Vilá amplió las propuestas de Pittier y Jahn al ajustar los pisos cálidos y de páramo según la marcada variación de temperatura en distintas franjas altitudinales, lo que permitió definir con mayor precisión los regímenes climáticos (véase Tabla 20). Durante la misma década, los estudios de suelos en Colombia para fines de catastro rural incorporaron tanto el método comparativo de Humboldt como el enfoque biogeográfico de Holdridge, estableciendo que los climas húmedos favorecían mayor biomasa y cubierta vegetal denso, mientras que los déficits hídricos se expresaban en vegetación rala y hojas adaptadas.

Tabla 20

Ajuste de los pisos térmicos en Venezuela según Vilá (1952)

Piso térmico	Altitud (m s. n. m.)	Temp Media Anual (°C)	Temperatura Extrema (°C)
Tropical o cálido	Menor de 800	27 a 28	44 y 12
Subtropical	800 a 1500	22 a 18	35 y 8
Templado	1500 a 2200	18 a 14	-
Frío	2200 a 3000	14 a 9	25 y 2
Paramero	3000 a 4700	1 a 4	23 y 5
Gélido	4700 a 5004	1 a 4	-
Nieves perpetuas	Mayor de 5004	Menor de 1	-

Nota. Adaptado de Vilá (1952)

En 1944, Schaufelberger integró los pisos térmicos de Caldas con el índice de humedad de Lang para definir la “unidad climática” que aún sirve de base a la zonificación nacional. Este enfoque combinó la variación altitudinal y la disponibilidad de agua en un único indicador práctico y reproducible. Sin embargo, los estudios comparativos demostraron que, aplicados a los páramos colombianos, estos valores tienden a sobreestimar la humedad real, lo que puede conducir a interpretaciones erróneas en áreas de gran altitud. Por ello, se recomienda reservar su empleo para escalas regionales o nacionales y evitarlo en cartografías de detalle sobre ecosistemas de alta montaña.

Este capítulo describe la evolución de las clasificaciones climáticas en los trópicos andinos: desde los primeros esquemas térmicos de Caldas y Codazzi, pasando por las tipologías de Humboldt, Pittier y Jahn, hasta las formulaciones biogeográficas de Holdridge y su adaptación en Colombia. Cada método aportó herramientas conceptuales y métricas específicas como temperatura, precipitación y evapotranspiración que, combinadas, proporcionan una visión más completa de la variabilidad ambiental. La propuesta de Schaufelberger cierra este ciclo histórico al integrar temperatura y humedad en un único índice, aunque su aplicación exige cautela según la escala cartográfica y la heterogeneidad del territorio.

La síntesis destaca la relevancia de elegir la metodología climática más adecuada al objetivo y al nivel de detalle requerido. En los capítulos siguientes, se examinará cómo estos indicadores nutren modelos predictivos de cambio climático y orientan estrategias de uso del suelo y de conservación ambiental en Colombia.

CAPÍTULO 5

HISTORIA Y PROGRESIÓN DE LAS ZONAS MORFOCLIMÁTICAS EN EL CONTEXTO COLOMBIANO

A helada de abril, hambre ha de seguir

Refrán popular

Este capítulo examina la construcción histórica de las representaciones climáticas globales y el desarrollo de metodologías sucesivas que permiten adaptar estos modelos a las características particulares de cada territorio. En él se analiza cómo esas aproximaciones han evolucionado hacia una propuesta de zonificación multiescalar para Colombia. Asimismo, se reconoce que cada enfoque incorpora conceptos y soluciones específicas, los cuales se refinan en función de las demandas de información y del nivel de precisión requerido en cada época.

5.1 Biomas

El concepto de bioma agrupa ecosistemas terrestres con estructuras vegetales afines bajo un mismo contexto climático general. Constituye la primera aplicación de la zonificación climática, manifestándose en las grandes masas de vegetación que cubren el planeta. Para comprender su distribución, inicialmente se definieron zonas climáticas en función de la latitud (0°, 30°, 60° y 90° N/S) y de las variaciones este-oeste, factores que determinan la temperatura y la pluviometría mediante las isothermas resultantes de la incidencia solar.

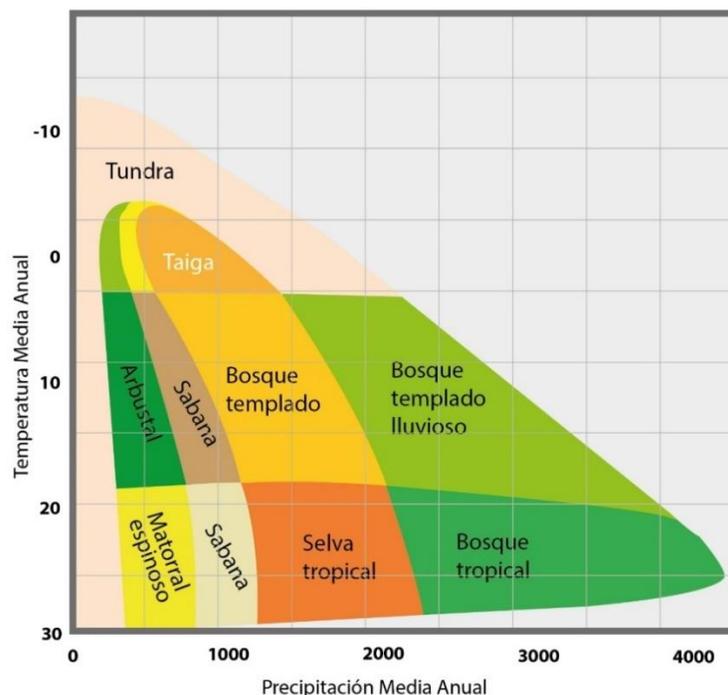
En este esquema clásico, la zona intertropical, entre isothermas de 25 °C y 30 °C, se equiparó a la región "tropical", mientras que la subtropical, templada, fría y ártica o alpina corresponden a isothermas medias anuales de 15-25 °C, 5-15 °C, -5-5 °C y -15--5 °C, respectivamente. No obstante, la altitud y las características edáficas introducen variaciones locales que pueden superponer biomas muy distintos en espacios reducidos, o bien alterar microclimas en depresiones topográficas.

Hacia latitudes próximas al ecuador, predominan los bosques pluviales tropicales de alta biodiversidad, influenciados por bajas presiones y precipitaciones abundantes. Al avanzar hacia los 30° N/S, la biodiversidad decrece y emergen sabanas, bosques subtropicales perennes y desiertos, asociados a sistemas de altas presiones. Entre 30° y 40° N/S, la biota se organiza en matorrales (chaparral), estepas y bosques caducifolios, sometidos a presiones subtropicales y frentes polares que generan precipitaciones y nevadas estacionales. Más allá, entre 40° y 60° N/S, dominan los bosques templados lluviosos y la taiga, con clima controlado por frentes ciclónicos del oeste. Finalmente, entre 60° y 90° N/S, la tundra y el hielo polar se asientan bajo condiciones de alta presión y persistentes frentes fríos.

La Figura 13 ilustra estos biomas globales y su aplicación en Colombia. Por ejemplo, el altiplano Cundiboyacense, con temperatura media de 14 °C y precipitaciones de 400–1,100 mm/año, se ubica en el paisaje de sabana, aunque sus selvas chocoanas, bosques tropicales con más de 4,000 mm/año de lluvia, quedan subrepresentadas en este modelo. Asimismo, en el trapecio amazónico colombiano resulta necesario revisar los límites isotérmicos, dado que las temperaturas locales superan con frecuencia los promedios establecidos.

Figura 13

Principales variables climáticas que definen los biomas terrestres



Nota. Adaptado de Peltier (1950).

A partir de estos avances conceptuales, las unidades de paisaje se ordenaron jerárquicamente para profundizar en el conocimiento territorial. La integración de la geomorfología, una disciplina aún joven, permitió incorporar las interacciones entre relieve, suelos y clima, hasta consolidar el paradigma de las “formaciones de paisaje climáticas”. De este modo, hoy es posible reconocer y cartografiar patrones espaciales que reflejan tanto la historia geológica como las dinámicas atmosféricas, sentando las bases para el análisis integrado del territorio y la toma de decisiones en planificación ambiental y gestión de recursos.

5.2 Regiones Morfogénicas

En 1950, Peltier llevó a cabo un análisis global de los procesos erosivos y de sedimentación responsables de la configuración de los paisajes, identificando que los agentes exógenos fundamentales son de origen climático: precipitación, escorrentía, viento, variaciones térmicas (incluyendo ciclos de helada y deshielo), y, en alta montaña o latitudes polares, la acción glacial. A partir de estas observaciones, propuso que cada región desarrolla formas de relieve características según el predominio de uno u otro agente climático, sentando así los cimientos de la geomorfología climática.

Este enfoque permitió clasificar los ambientes según:

- Procesos mecánicos (abrasión eólica, gelifracción, impacto de gotas de lluvia).
- Procesos químicos (disolución, hidrólisis y alteración de minerales).
- Procesos hídricos (modelado fluvial, transporte y depositación de sedimentos).
- Procesos glaciares (erosión por hielo, creación de morrenas y valles en U).

La propuesta de Peltier influyó directamente en el trabajo de geógrafos físicos como Prokayev, Tricart y Cailleux, Isachenko, Richling y Budel, quienes ampliaron y refinaron la idea de que el clima no solo modula la velocidad de los procesos geomorfológicos, sino que también determina la morfología final del paisaje. Gracias a estos desarrollos, la geomorfología climática se consolidó como disciplina, abordando tanto la dinámica de modelado, la manera en que los agentes exógenos actúan sobre el relieve, como la dinámica de forma, la tipología y distribución espacial de los rasgos resultantes.

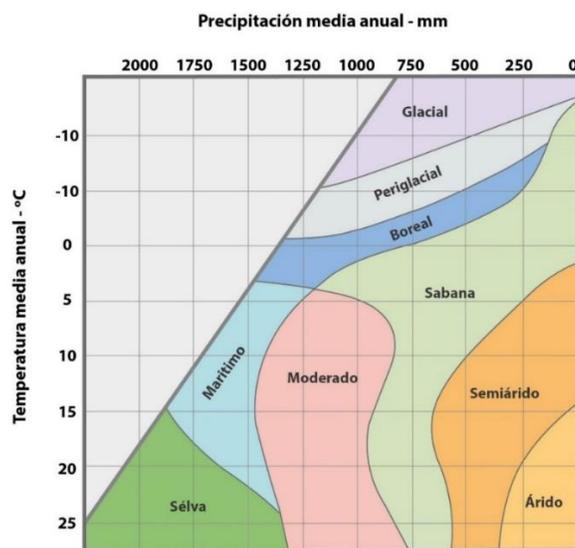
En la actualidad, esta línea de investigación permite:

- Mapear unidades geomorfológicas climáticamente condicionadas, facilitando la gestión de riesgos (erosión, inundaciones, deslizamientos).
- Comprender las respuestas del paisaje ante cambios climáticos, esenciales para modelar el impacto de escenarios de mayor aridez o de precipitaciones extremas.
- Integrar datos meteorológicos y de relieve en sistemas de información geográfica, optimizando la planificación territorial y la conservación de ecosistemas.

De este modo, el legado de Peltier sigue vigente: la geomorfología climática ofrece un marco teórico y metodológico para interpretar la Tierra como un sistema en el que el clima es tanto motor como “escultor” del relieve.

Figura 14

Regiones morfogenéticas definidas por los gradientes de temperatura y precipitación



Nota. Adaptado de Peltier (1950)

La Figura 14 ilustra la tipología de paisajes según el agente geomorfológico dominante:

- Paisaje glacial: modelado por el avance y retroceso de la masa de hielo, que tritura y redistribuye fragmentos rocosos.

- Paisaje periglacial: caracterizado por flujos torrenciales y soliflucción, que transportan detritos desde las laderas.
- Paisaje boreal: resultado de fuertes oscilaciones térmicas diarias, con procesos de crioclastismo que fracturan el material rocoso.
- Paisaje de sabana: esculpido principalmente por la acción eólica, con deflación y acumulación de sedimentos.
- Paisajes semiárido y árido: originados por temperaturas elevadas, amplias variaciones térmicas entre el día y la noche y precipitaciones escasas.

Paisajes de clima marítimo atemperado y bosques húmedos: caracterizados por alta pluviometría, humedad constante y diversidad vegetal exuberante.

Estos procesos exógenos se superponen a la génesis endógena del relieve, placas tectónicas, levantamientos y fracturamientos y, combinados, configuran las geoformas observables. Al incorporar la dimensión temporal, el análisis morfocronológico de Zinck (1988) vincula depósitos fluviales y morfologías con fases climáticas pasadas, permitiendo clasificar ambientes morfogenéticos (aluvial, estructural, erosional, depositacional) según el tipo de agente predominante.

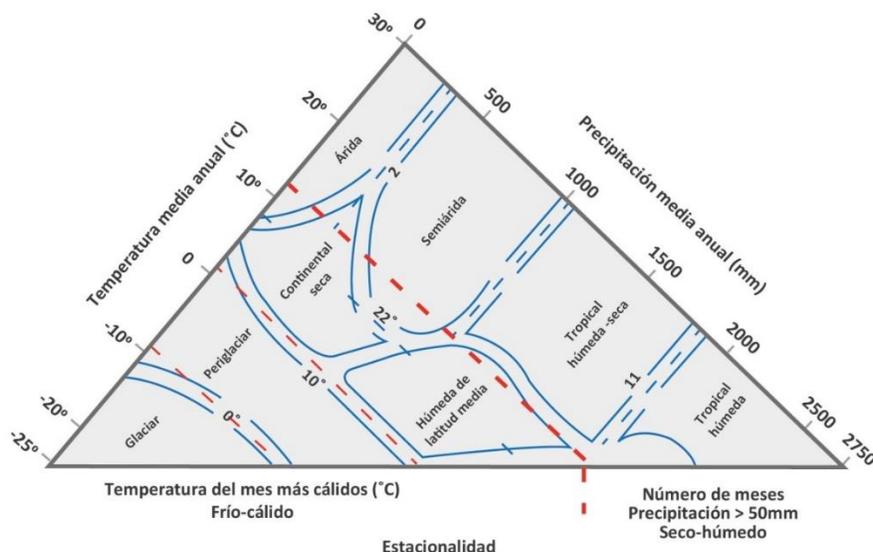
Para enriquecer la interpretación de climas dentro de las zonas tropicales, se introdujeron dos indicadores adicionales:

- Estacionalidad térmica, mediante la variación de temperatura entre verano e invierno.
- Número de meses húmedos, definidos como aquellos con precipitación mensual superior a 50 mm.

Estos parámetros facilitan la diferenciación de subzonas climáticas que no encajan plenamente en los modelos convencionales (véase Figura 15).

Figura 15

Diagrama de clasificación climática según estacionalidad térmica y cantidad de meses húmedos



Nota. Modificación de los autores a Peltier (1950).

La tipología global resulta insuficiente para describir los climas de Colombia, pues, a diferencia de regiones como la península ibérica, donde precipitaciones superiores a 800 mm anuales bastan para calificar un clima como húmedo, en el contexto colombiano las elevadas tasas de evapotranspiración requieren umbrales pluviométricos mucho más altos. Por ello, es imprescindible adoptar un sistema de clasificación adaptado a las peculiaridades tropicales y altitudinales del país, que combine índices de humedad (ETP/precipitación), biotemperatura y estacionalidad, tal como proponen los esquemas de Holdridge y sus posteriores ajustes nacionales. Solo así será posible caracterizar de manera precisa la heterogeneidad climática colombiana y orientar adecuadamente la zonificación y la gestión de la disponibilidad de agua.

5.3 Provincias Fisiográficas

La caracterización fisiográfica de un paisaje exige identificar sus rasgos dominantes, comprender los procesos, tanto endógenos como exógenos, que lo modelaron y analizar su dinámica actual. En este sentido, las provincias fisiográficas son regiones definidas por la acción conjunta de agentes modeladores que han generado relieves con características tectónicas, litológicas y morfométricas afines.

Desde 1967, el Centro de Investigaciones y Desarrollo de Información Geográfica (CIAF-IGAC) aplica el análisis fisiográfico para clasificar las tierras de Colombia como productos de procesos naturales. Cada provincia agrupa unidades genéticas de relieve con afinidades geológicas, topográficas y espaciales (Villota, 1997), abarcando estructuras orogénicas y sus morfologías asociadas.

En su mapa de regiones naturales, el IGAC divide el territorio en cinco bloques Insular, Llanura Caribe, Pacífico, Andina, Orinoquía y Amazonía que se desglosan en 54 subregiones (Tabla 21). Estas unidades fisiográficas reflejan la interacción entre clima y geomorfología, constituyéndose en el marco de referencia para el análisis ambiental y proyectos de gran escala como el Andén Pacífico, el Macizo Colombiano y las iniciativas de páramos y humedales, esenciales para la conservación y el estudio de la biodiversidad en el país.

Tabla 21

Regiones naturales de Colombia y sus subregiones fisiográficas

Región insular	27	Vertiente Magdalenense de la Cordillera Oriental
1 Archipiélago, islas e islotes del caribe	28	Altiplano Cundiboyacense
2 Islas y cayos del pacífico	29	Montaña Santandereana
Región llanura del Caribe	30	Fosa de los ríos Suarez y Chicamocha
3 Península de la guajira	31	Macizo de Santurbán
4 Sierra nevada de santa Marta	32	Catatumbo
5 Delta del río Magdalena	33	Serranía de los Motilones
6 Sabanas del Caribe	34	Vertiente llanera Cordillera Oriental
7 Valles de los ríos Sinú y Alto San Jorge	35	Vertiente Amazónica Cordillera Oriental
8 Depresión Momposina		Región de Orinoquia
9 Golfo de Urabá	36	Piedemonte llanero
Región del Pacífico	37	Llanuras de desborde del piedemonte
10 Sector norte de las estribaciones occidentales cordillera occidental	38	Llanuras del río Meta
11 sector sur de las estribaciones occidentales de la cordillera occidental	39	Llanuras del río Orinoco
12 serranía del Baudó	40	Llanuras de los ríos y Guaviare
13 Valles aluviales ríos Atrato y San Juan	41	Pantanos del río Arauca
14 Llanuras costeras del pacífico	42	Serranía de la macarena
Región Andina		Región de la Amazonía
15 Nudo de los pastos	43	Piedemonte amazónico
16 Fosa del Patía	44	Llanuras altas y disectadas del río Caquetá
17 Sector nororiental de la cordillera occidental	45	Llanuras de los ríos Guaviare - Inírida

18	Altiplano de Popayán	46	Confluencia de la red andina en los ríos Putumayo y Caquetá
19	Valle del Cauca	47	Penillanuras al sur de Puerto Inírida
20	Cañón del Cauca	48	Llanuras de los ríos Inírida - Yarí
21	Macizo Colombiano	49	Amazonía Meridional
22	Cordillera Central Meridional	50	Llanuras de los ríos Igará Paraná - Putumayo.
23	Macizo Volcánico	51	Confluencia de la red andina en los ríos Apaporis - Caquetá
24	Montaña Antioqueña	52	Serranías y Montes islas
25	Alto Magdalena	53	Llanuras de desborde confluencia Guaviare - Inírida en el río Orinoco
26	Magdalena Medio	54	Llanuras aluviales disectadas, terrazas de los ríos Caquetá, Yarí y Mirití - Paraná

Nota. Adaptado de IGAC (1997).

La escasa densidad de estaciones meteorológicas limita el uso directo de las unidades fisiográficas como base para la zonificación climática en Colombia. Sin embargo, su definición geomorfológica, adecuada al nivel de detalle del estudio y a la identificación de los materiales parentales de los suelos, permite considerarlas como zonas de homogeneidad moderada. De este modo, las provincias fisiográficas pueden servir de marco para estudios de climatología de alta resolución, siempre que se complementen con mediciones puntuales y modelos de interpolación. En última instancia, integrar la información geomorfológica con datos climáticos dispersos facilita la generación de mapas morfoclimáticos detallados y coherentes, adaptados a las complejas variaciones altitudinales y edáficas del territorio colombiano.

5.4 Regiones Biogeográficas

La biogeografía se ocupa de los patrones espaciales y espacio-temporales que explican la distribución y evolución de la biodiversidad. A escala global, Colombia forma parte de la región Neotropical (Lomolino et al., 2006). Esta disciplina resulta esencial para caracterizar las áreas de presencia y las posibles extensiones de flora y fauna, así como para reconstruir sus trayectorias evolutivas. En el ámbito nacional, los territorios se agrupan en unidades biogeográficas que comparten características botánicas y zoológicas homogéneas.

La compleja evolución del relieve colombiano, resultado de la interacción entre procesos endógenos (tectónica de placas) y exógenos (erosión), así como de la acción de climas extremos que favorecen la acumulación de sedimentos, ha dado lugar a paisajes diferenciados que condicionan la distribución de especies. Con el propósito

de disponer de un marco espacial que refleje estas condiciones, el Instituto Humboldt (2008) propuso las regiones biogeográficas de Colombia, concebidas como ámbitos donde se mantiene un equilibrio ecológico entre especies y hábitats determinados por el clima y el relieve.

Estas regiones biogeográficas constituyen unidades de referencia para los estudios ambientales y paisajísticos, ya que integran los principales factores físico-bióticos que regulan la vida silvestre. Además, describen los espacios donde se desarrollan las actividades culturales y económicas de las poblaciones humanas, al reflejar la estrecha relación entre los modos de vida tradicionales y las características del paisaje.

5.5 Vertientes Orogénicas

El descenso de la temperatura no solo obedece al gradiente latitudinal, sino también al altitudinal (Holdridge, 1979). Gorshkov y Yakuschova (1970) demostraron que, en la región ecuatorial, la temperatura disminuye en promedio entre 0,5 y 0,6 °C por cada 100 m de ascenso. La presencia de mantos de nieve en las vertientes depende tanto del desnivel como de la distancia al ecuador, por lo que los límites de congelación varían entre cuencas y países.

El primer estudio que cuantificó el gradiente térmico en Colombia fue el de Stanescu y Díaz (1971), quienes, con datos de 209 estaciones, cartografiaron isotermas mínimas anuales. Dividieron el país en tres zonas térmicas Andina; Costera Caribe-Pacífico; y Orinoquia-Amazonía y hallaron gradientes de 0,5-0,6 °C/100 m. Regiones por debajo de 400 m mostraron gradientes < 0,5 °C/100 m y temperaturas medias superiores a 27 °C; por encima de 4 500 m, las temperaturas anuales quedaron por debajo de 0 °C, con máximos de 35-40 °C en zonas de vegetación xerofítica. Además, Stanescu y Díaz (1971) observaron que, a igual altitud, los valles interiores son más fríos que las vertientes externas.

HIMAT (1983) amplió este análisis, demostrando que la temperatura del aire también está condicionada por la estructura de las masas de aire, la orografía y la inclinación de las pendientes. Estas zonas térmicas se subdividieron para cartografía a 1:1 500 000, aislándose la Sierra Nevada de Santa Marta y la Guajira de la región Caribe. Reyes (2002) encontró gradientes más pronunciados en climas secos (-1 °C/100 m) que en húmedos (-0,65 °C/100 m), atribuyendo la diferencia al mayor calor específico del agua.

En el suelo, Pulido y Garzón (1987) midieron temperaturas hasta 50 cm de profundidad, hallando alta correlación con la del aire; sin embargo, detectaron

desviaciones de los rangos del USDA según la hora del día. Castro y Agualimpia (2014) confirmaron estas variaciones diurnas en páramos de la Cordillera Oriental. Callejas y Castellanos (1991) emplearon 266 estaciones para generar doce regresiones temperatura-altura, identificando gradientes más elevados en las vertientes de las cordilleras Oriental y Occidental ($-0,628$ a $-0,638$ °C/100 m) y menores en las planicies Caribe ($-0,317$ °C/100 m) y Amazónica ($-0,264$ °C/100 m).

Eslava y Flórez (1994) caracterizaron el Macizo Colombiano, reportando gradientes de $-6,17$ a $-4,95$ °C/km según flanco y zona, valores inferiores a los de Stanescu y Díaz (1971). Flórez (1986) documentó disimetrías térmicas entre solana y umbría, con gradientes de $-0,64$ °C/100 m en aire y $-0,55$ °C/100 m en suelo, situando la línea de nieve a 5 000 m y el cero térmico a 4 500 m. Pinzón (1989) observó en el páramo de Usme variaciones diurnas y estacionales del suelo, concluyendo que la isofrígida de 3 800 m no se sostiene para ese sitio.

Flórez et al. (1998) compararon suelos naturales e intervenidos entre 100 y 4 000 m, hallando mayores oscilaciones térmicas en áreas deprimidas y recomendando variables fisicoquímicas para estudios evolutivos de suelos. Narváez y León (2001) propusieron seis divisiones andinas basadas en exposición de vertientes y sistemas de vientos, subrayando la influencia de los alisios y los complejos convectivos pacíficos.

Para proyectar cambios climáticos, Alarcón y Pabón (2013) establecieron una línea base de gradientes térmicos en 25 regiones hidroclimáticas (IDEAM, 2000), encontrando valores máximos de $0,57$ – $0,58$ °C/100 m en Orinoquia, Isla y cuencas mayores, y mínimos de $0,49$ – $0,51$ °C/100 m en el Pacífico y el Amazonas. Flórez, Montañez y Villareal (1998) interpretan los gradientes bajos como indicativos de altas precipitaciones o coberturas vegetales intactas.

5.6 Zonas Morfoclimáticas

Este planteamiento sintetiza las contribuciones de diversas disciplinas para entender cómo los factores climáticos han moldeado los paisajes a lo largo de escalas geológicas. En el caso de las regiones intertropicales, y particularmente de Colombia, la primera aproximación ha sido definir divisiones climáticas espaciales basadas en el gradiente altitudinal. Este criterio aprovecha la relación casi sistemática entre altura y temperatura para establecer límites preliminares de zonas térmicas, sobre los cuales luego se integran otros parámetros precipitación, radiación solar y dinámica de vientos que refinan la zonificación climática a nivel nacional.

Los trabajos pioneros de Caldas (1802), Humboldt y Bonpland (1802), Guhl y Cuatrecasas (década de 1940) establecieron las primeras vinculaciones entre variables climáticas y funciones vegetales. Sobre esas bases, Holdridge y Tosi (1971) desarrollaron en América Latina un enfoque más detallado que trasciende la escala global de los biomas, al incorporar múltiples indicadores: temperatura, precipitación y evapotranspiración para definir franjas de vida con mayor resolución espacial. Este marco conceptual sirvió de sustento a la cartografía de “Ecosistemas Terrestres y Marítimos a escala 1:500 000” elaborada por once instituciones estatales en Colombia, la cual integra criterios climáticos y edáficos para delimitar zonas ecológicas nacionales.

El avance en la comprensión de la influencia climática sobre la configuración paisajística ha implicado comparar sistemáticamente las relaciones clima-paisaje en diferentes contextos: desde la sabana de Bogotá hasta los entornos periglaciares y glaciares. Estos estudios contrastan los procesos de modelado y la respuesta de la vegetación ante variaciones altitudinales, termo pluviométricas y de exposición, ofreciendo un marco riguroso para el análisis de la dinámica territorial en la región intertropical.

La incorporación de variables físicas como litología, estructuras tectónicas, morfometría y rasgos del relieve en los esquemas de zonificación climática enriquece las técnicas tradicionales de identificación fisiográfica del paisaje. Al integrar información geológica y geomorfológica con datos termo pluviométricos, es posible delimitar unidades homogéneas que reflejen tanto las condiciones bióticas como los procesos de modelado exógeno y endógeno. Este enfoque multiparamétrico facilita la caracterización de microclimas locales y pone de manifiesto cómo la heterogeneidad de sustratos y pendientes modula la disponibilidad de agua, la cobertura vegetal y la dinámica del suelo.

La escuela francesa de ecología del paisaje (Tricart & Cailleux, 1965; Forman & Godron, 1986) empleó estas bases para desarrollar conceptos como “ecotopo” y “matriz paisajística”, relacionando directamente el clima con la configuración espacial de usos del suelo. Gracias a este paradigma, hoy se utilizan SIG y modelos de simulación geoestadística para superponer variables climáticas, litológicas y de uso del suelo, construyendo mapas de riesgo ambiental, planes de ordenamiento territorial y estrategias de conservación que responden a la complejidad real del territorio.

En Colombia, los intentos por representar espacialmente los factores físicos del territorio se vieron enriquecidos por las aportaciones de las escuelas francesas y

estadounidenses de ecología del paisaje, que promovieron la subdivisión en “regiones naturales” basadas en características geomorfológicas y climáticas. La incorporación posterior de dimensiones socio-culturales dio lugar a nuevas interpretaciones territoriales, en las que las condiciones climáticas y bióticas se conjugan para definir las regiones biogeográficas.

Estas regiones biogeográficas constituyeron el sustrato conceptual para el desarrollo de una zonificación morfoclimática nacional. En este esquema, la estructura geológica no se prioriza como criterio principal, dado que su análisis requiere una escala cartográfica más fina, sino que se privilegian los indicadores climáticos y ecológicos, cuyas unidades resultan suficientemente homogéneas y de aplicación generalizada en los estudios de planificación y gestión ambiental.

Los climatólogos han desarrollado estudios de gradientes térmicos para definir los límites de los pisos térmicos en la alta montaña, diferenciando cada vertiente de las cordilleras andinas colombianas. Estas investigaciones han proporcionado los parámetros básicos, los “pisos térmicos”, que sirven como referente principal para la zonificación climática intertropical en el país.

Dado el peso de estas regresiones altura-temperatura, resulta imprescindible reevaluar las áreas y metodologías empleadas en su derivación. Al examinar los gradientes específicos de cada vertiente, se pone de manifiesto la influencia de variables adicionales que, aunque poco contempladas en la zonificación climática convencional, inciden de manera significativa en la temperatura ambiental y en los patrones climáticos regionales.

Entre estas variables destacan la dinámica de los vientos y los factores orográficos que condicionan la exposición solar directa de las laderas, solana y umbría, así como la inclinación y orientación de las pendientes. Incorporar estos elementos en el análisis permite refinar los límites de los pisos térmicos y mejorar la precisión de los modelos climáticos aplicados a los complejos relieves andinos.

Como resultado de la propuesta de zonas morfoclimáticas y tras numerosas campañas de campo en diversas regiones del país, se elaboró el “Mapa de Zonas Morfoclimáticas de Colombia”, que hoy constituye el marco de referencia para analizar los gradientes térmicos a escala nacional. Durante su confección, se integraron datos in situ de temperatura y exposición solar, lo cual permitió distinguir con claridad las vertientes de umbría sometidas a sombra prolongada y de solana con insolación casi continua.

En el Valle del Cauca, se ha observado que las laderas orientadas al oriente reciben hasta 12 horas de sol directo, lo que genera un perfil térmico significativamente más cálido que el de sus contrapartes umbrías. Asimismo, la delimitación de los páramos varía según la vertiente y la posición dentro de la zona andina: las solanas presentan un límite inferior más elevado que las umbrías, reflejo de diferencias en la radiación, los ciclos diarios de temperatura y el balance hídrico. Estos resultados confirman la importancia de incorporar la orientación y la exposición solar en cualquier zonificación climática precisa aplicada a los relieves andinos.

Se compiló la serie histórica de temperaturas del aire proporcionada por el Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales (IDEAM, 2010) para cada una de las zonas morfoclimáticas definidas. A partir de estos datos se realizó un análisis de regresión lineal que relaciona altitud y temperatura media anual, evaluando el ajuste mediante el coeficiente de determinación (R^2) y la significancia estadística de la pendiente. Este procedimiento permitió cuantificar con precisión los gradientes térmicos propios de cada región y detectar desviaciones locales respecto al gradiente medio nacional.

Durante el modelado se identificaron áreas con comportamientos térmicos heterogéneos que exigieron subdividir las zonas morfoclimáticas originales. Un caso paradigmático es la región Caribe, donde la Sierra Nevada de Santa Marta crea un efecto orográfico tan marcado que los gradientes de temperatura en sus vertientes norte y sur difieren en más de $0,15\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$. La incorporación de estas particiones finas no solo mejora el ajuste estadístico de las regresiones, sino que también refleja fielmente la variabilidad climática inducida por la topografía y optimiza la zonificación morfoclimática para aplicaciones de planificación territorial y estudios ecológicos.

La integración del mapa biogeográfico con la división hidrográfica produjo un conjunto de unidades de análisis espacial en las que se realizaron regresiones altura-temperatura de forma individualizada. Al delimitar cada intersección entre cuenca y región biogeográfica, se obtuvo un ajuste estadístico notablemente superior ($R^2 > 0,85$ en la mayoría de los casos) en comparación con las regresiones globales o basadas únicamente en variaciones altitudinales sin referencia espacial. Este enfoque permitió capturar la heterogeneidad térmica inducida tanto por las características ecológicas como por los patrones de drenaje y circulación atmosférica locales.

En contraposición, los modelos previos como los de Stanescu y Díaz (1971), Flórez (1986), Eslava y Flórez (1994), Garzón y Pulido (1987), Callejas y Castellanos (1991),

IGAC (1988), Poveda et al. (2000) e IDEAM (2010) aplicaban sus gradientes de temperatura a regiones extensas, sin considerar las interacciones entre sustrato biogeográfico y dinámica hídrica. Al incorporar estos dos ejes de zonificación, la nueva representación morfoclimática no solo mejora la precisión de los gradientes térmicos, sino que también proporciona un marco robusto para la planificación territorial, el diseño de redes de estaciones meteorológicas y la modelación de impactos del cambio climático a escala nacional.

La Figura 16 muestra el mapa de zonas morfoclimáticas, concebido como herramienta de referencia para la zonificación climática en escalas que van desde el ámbito nacional hasta el nivel local.

CAPÍTULO 6

FORMULACIÓN DE LA ZONIFICACIÓN CLIMÁTICA A VARIAS ESCALAS

Cuando el aire es favorable, aprovecharle

Refrán popular

La mayoría de las clasificaciones climáticas revisadas adopta un enfoque **L**integrador, fundamentado principalmente en las variables de temperatura y precipitación. En distintos momentos, también se han incorporado sus equivalencias geográficas, estableciendo comparaciones latitud-altitud y evaluando la condición de humedad a partir del balance entre pérdidas y aportes hídricos.

La representación geográfica clásica de las clasificaciones climáticas se fundamenta en un modelo geométrico que asocia zonas térmicas e isotermas con la incidencia solar, considerando la oblicuidad y verticalidad de los rayos como parámetros determinantes. De este modo surgieron las clasificaciones genéticas, que otorgan al sol el papel de factor climático principal.

No obstante, en Colombia las condiciones climáticas obedecen asimismo a su posición intertropical y a la influencia de elementos regionales orografía, corrientes atmosféricas y cuerpos de agua que modifican estos patrones globales y confieren al territorio una heterogeneidad climática propia.

Las principales determinantes del clima en Colombia son tres:

- **El sistema orográfico andino:** Las tres cordilleras Oriental, Central y Occidental actúan como barreras que modifican la circulación atmosférica. En sus vertientes de barlovento, las masas de aire cargadas de humedad se elevan, enfrían y condensan, produciendo lluvias orográficas intensas. En cambio, en las vertientes de sotavento se generan zonas de sombra pluviométrica, con precipitaciones significativamente menores y variaciones térmicas más extremas.
- **La proximidad a grandes cuerpos de agua:** El Océano Pacífico, el Mar Caribe y las cuencas de los ríos Amazonas y Orinoco regulan la temperatura y la

humedad. Las áreas costeras presentan climas más estables y húmedos por la influencia moderadora del agua, mientras que el interior continental, especialmente en planicies alejadas de estas fuentes, sufre mayores oscilaciones térmicas y déficits hídricos en temporada seca.

- **La dinámica de los vientos alisios y otros patrones de circulación:** Los alisios del noreste y suroeste, al ser forzados por las montañas andinas, generan convergencias y espirales de vientos que determinan la duración de la exposición solar directa sobre cada ladera. En especial, la dirección y velocidad de estos vientos varían la nubosidad y la insolación diaria, contribuyendo a la diversidad de microclimas: zonas de solana reciben radiación solar casi continua, mientras que las de umbría permanecen en sombra prolongada.

La interacción de estos tres factores crea una matriz climática de alta complejidad, donde la orientación de las pendientes, la altitud y la distancia al mar se combinan para producir una amplia gama de regímenes térmicos y pluviométricos en un espacio relativamente pequeño.

La propuesta de zonificación climática, aplicable a distintas escalas, no pretende romper con la tradición colombiana ni iniciar un ciclo completamente nuevo, sino perfeccionar la comprensión y representación del clima en diversos escenarios.

A medida que se integran más variables en escalas amplias y se identifican aquellos parámetros recurrentes en zonificaciones climáticas de alcance global o regional, el análisis se ajusta cada vez mejor a la realidad, ofreciendo una base más sólida para la planificación y el estudio ambiental.

Los procedimientos de zonificación climática incorporan progresivamente nuevas variables conforme aumenta la resolución espacial y la escala de análisis. En escalas amplias, se integran múltiples indicadores temperatura, precipitación, evapotranspiración, exposición solar, geología, etc. para caracterizar con detalle la variabilidad climática. Cada índice aporta información contextualizada al territorio, mejorando la precisión del modelo conforme se ajusta a las condiciones reales.

En cambio, en escalas reducidas se invierte el proceso: se seleccionan únicamente las variables de mayor relevancia climática aquellas que determinan en gran medida el comportamiento del sistema atmosférico local y se descartan los factores con influencia mínima o que generarían subdivisiones excesivas del espacio. De este modo, la zonificación mantiene la representatividad del fenómeno climático sin complicar innecesariamente la interpretación cartográfica.

Con el objetivo de preservar la continuidad metodológica en el estudio del clima en Colombia, esta propuesta se diseñó para ser plenamente compatible con los esquemas vigentes.

En primer lugar, se recopilaron y analizaron en detalle las principales clasificaciones climáticas e índices utilizados actualmente, descodificando sus fundamentos conceptuales y evaluando sus limitaciones específicas para el contexto colombiano. A continuación, se incorporaron y contrastaron los criterios oficiales adoptados por las instituciones estatales, con el fin de integrar las fuentes normativas existentes en un marco unificado y coherente.

La única clasificación diseñada específicamente para las zonas intertropicales fue la de Francisco José de Caldas, basada en los pisos térmicos derivados de la relación entre altitud y temperatura. Este esquema original identificaba principalmente tres pisos cálido, templado y frío en función de los valores medios anuales de temperatura.

Posteriormente, el Instituto Geográfico Agustín Codazzi amplió esta tipología al desagregar el piso frío en “muy frío” y “extremadamente frío”, separando así los espacios nivales, aquellos permanentemente cubiertos por nieve, de las cotas altas donde predominan las heladas estacionales. Con ello, se logró una clasificación más detallada de las condiciones térmicas en relieves elevados, incorporando los umbrales críticos de temperatura que determinan no solo la presencia de nieve, sino también la viabilidad de la vegetación de páramo y las dinámicas ecológicas asociadas a los pisos altos andinos (Tabla 22).

Tabla 22

Tipo climático Caldas-Lang y pisos térmicos propuestos por Caldas

TIPO CLIMÁTICO	SÍMBOLO
Cálido Superhúmedo	CSH
Cálido Húmedo	CH
Cálido Semihúmedo	CsH
Cálido Semiárido	Csa
Cálido Árido	CA
Cálido Desértico	CD
Templado Superhúmedo	TSH
Templado Húmedo	TH
Templado Semihúmedo	Tsh
Templado Semiárido	Tsa
Templado Árido	TA
Templado Desértico	TD
Frío Superhúmedo	FSH
Frío Húmedo	FH
Frío Semihúmedo	Fsh
Frío Semiárido	Fsa
Frío Árido	FA
Frío Desértico	FD
Páramo Bajo Superhúmedo	PBSH
Páramo Bajo Húmedo	PBH
Páramo Bajo Semihúmedo	PBsh
Páramo Bajo Semiárido	Pbsa
Páramo Alto Superhúmedo	PASH
Páramo Alto Húmedo	PAH
Nieves Perpetuas	NP

PISO TERMICO	RANGOS DE ALTURA (m)	TEMP °C	VARIACIÓN DE ALTITUD LOCAL
Cálido	0 - 1000	>= 24	limite sup + - 400
Templado	1001-2000	17,5 a 24	limite sup + - 500 limite inf + - 500
Frío	2001 - 3000	12 a 15,5	limite sup + - 400 limite inf + - 400
Páramo Bajo	3200 a 3700	7 a 12	
Páramo Alto	3701 - 4200	menor a 7	

Nota. Adaptado de IDEAM (2010).

La propuesta orientada a corregir las deficiencias de la representación climática a gran escala abrió la puerta a un examen crítico de los métodos vigentes. En este análisis se identificaron con claridad los sesgos propios de la mirada generalizada: la suavización excesiva de gradientes altitudinales, la agregación espacial que oculta microclimas y la dependencia casi exclusiva de variables termo pluviométricas sin considerar factores orográficos ni de exposición solar.

Este ejercicio puso de manifiesto que, al estudiar una región climática únicamente desde una perspectiva global, se incurre en errores como la subestimación de la heterogeneidad local, la clasificación imprecisa de zonas de transición páramos, sabanas, montañas o depresiones interandinas y la omisión de la influencia de vientos y cuerpos de agua. Al revisar paso a paso los procedimientos actuales, la propuesta propone un esquema escalonado que combina divisiones amplias para el panorama nacional con desagregaciones más finas en áreas con complejidad topográfica, garantizando así una zonificación climática que refleje tanto las tendencias generales como las particularidades de cada microambiente.

La clasificación de zonas de vida de Holdridge es el esquema más empleado para las regiones intertropicales, aunque cada país ha introducido ajustes para adecuarla a la distribución local de la vegetación natural. Estas adaptaciones responden a

particularidades florísticas, edáficas y meteorológicas que no siempre encajan perfectamente en los límites originales propuestos por Holdridge (1971).

Los elementos climáticos centrales en este sistema son la precipitación media anual y la biotemperatura. Bajo enfoques alternativos, Tricart (1965) desarrolló la geomorfología climática, donde el clima se concibe como principal agente modelador del relieve. Por su parte, Volobuev (1964) combinó humedad y temperatura para definir la “condición de humedad-temperatura” como indicador de la energía necesaria para la formación del suelo. Holdridge retoma estos parámetros, aplicándolos de forma continua para mapear la distribución natural de la vegetación y facilitar una zonificación coherente a escala amplia.

Numerosos estudios en pedología han demostrado que la vegetación actúa como motor de procesos pedogenéticos, cuyas huellas quedan plasmadas en la morfología del suelo. Asimismo, la capacidad de los suelos para capturar y almacenar carbono orgánico se ha consolidado como un indicador fundamental para monitorear la evolución del cambio climático. Integrar el análisis de estos procesos biológicos con la cuantificación del carbono orgánico permite no solo descifrar la historia de formación del suelo, sino también evaluar su potencial mitigador frente a las variaciones atmosféricas.

6.1 Adaptación de la biotemperatura al contexto colombiano

La versión original del esquema ecológico de Holdridge (1947) se centraba en cartografiar la distribución global de las formaciones vegetales, partiendo de los conocimientos climáticos disponibles en aquella época. Su objetivo primordial era establecer una correlación entre los patrones de temperatura y precipitación a escala planetaria y los grandes biomas, entendiendo el clima como el principal factor determinante de la vegetación.

Veinte años después, Holdridge (1967) amplió este enfoque para incorporar la totalidad de los organismos vivos, incluido el ser humano, y pasó de un modelo estático de “formaciones vegetales” a uno dinámico de “zonas de vida”. En esta segunda versión, la biotemperatura, la precipitación anual y la relación potencial de evapotranspiración se combinan cuantitativamente para definir unidades ecológicas más precisas. Así, las zonas de vida permiten no sólo describir la distribución de la flora, sino también evaluar la capacidad del suelo para sostener cultivos, la vulnerabilidad ante el cambio climático y el manejo sostenible de los recursos naturales.

Las isotermas globales, empleadas originalmente para dividir los trópicos, proporcionaron un referente simplificado al comparar valores de latitud y altitud. No obstante, en la zona intertropical esta aproximación resulta insuficiente: los gradientes térmicos pueden variar drásticamente en distancias de apenas unos kilómetros debido a factores orográficos, humedales o corrientes de aire locales.

Por ello, confiar únicamente en una fórmula general, como la de decrecimiento lineal de la temperatura con la altura, no capta la complejidad de los microclimas donde se desarrolla la vegetación. Es necesario complementar las isotermas con modelos de *lapse rate* variables, que integren la orientación de las laderas (umbría/solana), la influencia de cuerpos de agua cercanos y la dinámica de masas de aire (alisios, brisas de valle).

Este enfoque multiparamétrico no solo mejora la precisión al estimar la biotemperatura efectiva para la distribución de las coberturas vegetales, sino que también permite identificar zonas de transición, por ejemplo, entre bosque pluvial montano y páramo que de otra forma quedarían ocultas bajo la generalización de las isotermas globales.

La metodología de Holdridge (1979) no especifica con precisión cómo calcular la biotemperatura en la zona intertropical. Como resultado, en varios estudios colombianos se sustituye la biotemperatura por la temperatura del aire al determinar la condición de humedad, lo que distorsiona el análisis ecológico.

Aunque algunas aplicaciones mantienen el concepto de biotemperatura en su esquema, al revisar los cálculos se detectan inconsistencias. Esto sugiere que el procedimiento original de Holdridge fue concebido para escalas amplias, y que su aplicación en estudios de detalle requiere ajustes metodológicos.

En determinadas regiones del mundo, las coberturas vegetales no coinciden con la zona de vida teóricamente esperada. En esos casos, la biotemperatura, tal como está definida, puede inducir a interpretaciones erróneas de la distribución ecológica y de la condición de humedad. Por ello, es necesario adaptar el cálculo de la biotemperatura a las particularidades locales cuando se trabaja a escalas finas.

La biotemperatura suele ser ligeramente inferior a la temperatura del aire, ya que incorpora únicamente las temperaturas en el rango óptimo de crecimiento vegetal (0-30 °C). En su concepción original, este valor se vinculaba directamente con la delimitación de biomas a escala global.

Sin embargo, al desplazarse entre pisos térmicos, por ejemplo, de templado a frío la relación entre temperatura del aire y biotemperatura cambia, y los gradientes térmicos varían no solo de un piso a otro, sino también entre vertientes de la misma montaña e incluso entre regiones cercanas. Este fenómeno refleja la influencia combinada de la orientación de las laderas, la exposición solar y las condiciones locales de humedad.

El modelo clásico que asocia franjas altitudinales rígidas con rangos de temperatura fijos pierde validez cuando se aplica a escalas detalladas. Para capturar con precisión la variabilidad térmica del territorio, es necesario desarrollar procedimientos que:

- Mapeen directamente la temperatura del aire en función de datos locales y orientaciones topográficas.
- Ajusten empíricamente el cálculo de biotemperatura a partir de esas mediciones, considerando las particularidades de cada vertiente y región.

Solo así se obtendrá una biotemperatura representativa de la realidad ecológica, capaz de informar con rigor la zonificación climática y el estudio de la distribución de la vegetación.

En 1960, el ecólogo peruano Tosi elaboró un mapa de zonas de vida que incorporó importantes ajustes al cálculo de la biotemperatura, y propuso además la posibilidad de generar series temporales de este indicador semanales, mensuales o anuales para un análisis más dinámico de las condiciones ecológicas.

Para estimar la biotemperatura media diaria, Tosi sugirió inicialmente promediar únicamente las lecturas horarias por encima de 0 °C y dividir su suma entre 24. Reconociendo el alto costo de ese método, propuso una aproximación simplificada: tomar las temperaturas registradas a las 7 h, 13 h y 19 h, sumarlas y dividir el total entre tres. Estos promedios diarios pueden luego agregarse y re-promediarse en el periodo deseado (semanal, mensual, anual), facilitando la obtención de series de biotemperatura con una mínima inversión instrumental y operativa (Tosi, 1960).

El método original de Tosi (1960) de promediar todas las lecturas horarias superiores a 0 °C, resulta difícil de implementar en muchas regiones de Colombia por la carencia de estaciones con registros continuos.

Por ello, a escala semidetallada se recomienda adoptar la aproximación simplificada de Tosi: registrar las temperaturas a las 7:00 h, 13:00 h y 19:00 h, y calcular su media diaria. Este procedimiento ofrece un balance óptimo entre rigor y factibilidad

operativa, permitiendo capturar la dinámica térmica diaria con un esfuerzo instrumental reducido.

Cuando ni siquiera sea posible obtener estas tres lecturas, la mínima exigencia es disponer de los valores diarios de temperatura máxima y mínima, de los cuales se puede derivar un promedio sencillo. En todos los casos, este promedio de temperatura del aire se utiliza como proxy de la biotemperatura, facilitando la caracterización del régimen térmico y la zonificación climática.

La biotemperatura anual debe calcularse como el promedio de las temperaturas máximas y mínimas diarias, sumadas y divididas entre 365 días (Jiménez, 1993).

Asimismo, el valor medio de biotemperatura mensual y sus derivados resultan especialmente útiles en estudios detallados, ya que permiten cuantificar y comparar los periodos de meses húmedos frente a meses secos.

La tercera alternativa para estimar la biotemperatura, la de uso habitual en Colombia, se basa en utilizar directamente la temperatura media mensual sin distinguir entre rangos óptimos de crecimiento (Tosi, 1976).

Según Tosi (1976), este método resulta menos preciso porque no filtra las temperaturas por debajo de 0 °C ni por encima de 30 °C, lo que puede sesgar los cálculos en regiones con fluctuaciones térmicas extremas. No obstante, su simplicidad lo hace útil cuando la disponibilidad de datos horarios o diarios es limitada.

a) Cuando la temperatura media del aire oscila entre 6 °C y 24 °C, se asume que coincide con la biotemperatura.

b) Si la temperatura media supera los 24 °C, deberá emplearse la fórmula de Holdridge (1979) para calcular la biotemperatura.

$$\text{Biotemperatura} = \text{temp aire} - \left(3 \cdot \frac{\text{Lat}}{100}\right) \cdot (\text{temp aire} - 24)^2 \quad (10)$$

La temperatura estará expresada en °C

c) Si la temperatura del aire es menor de 6°C se aplica la siguiente formula:

$$\text{Biotemperatura} = \left(\frac{\text{temp máxima}}{\text{temp media máxima}} - \text{temp media mínima}\right) \cdot \left(\frac{\text{temp máxima}}{2}\right) \quad (11)$$

La temperatura estará expresada en °C

El error metodológico surge al ubicar todo el territorio colombiano dentro de la isoterma global de 24 °C (zona intertropical) y aplicar en consecuencia, de manera generalizada, la fórmula de biotemperatura para temperaturas superiores a ese umbral.

Si bien este procedimiento resulta adecuado para el piso térmico cálido, donde las temperaturas medias superan regularmente los 24 °C, genera incongruencias en las demás zonas térmicas. En particular, al adoptar la temperatura media del aire como biotemperatura en pisos templados y fríos, los desvíos respecto a los gradientes térmicos reales se amplifican, distorsionando la interpretación ecológica y los límites altitudinales de las zonas de vida.

Venezuela, ubicada en latitudes semejantes a las de Colombia, enfrenta desafíos parecidos al calcular la biotemperatura. En el estudio de la Reserva de Mucubají (Parque Nacional Sierra Nevada, 2014), se introdujo un ajuste específico al coeficiente de biotemperatura para adaptarlo a las condiciones climáticas locales.

La biotemperatura definida en PNSN (2014) se basa en Holdridge (1978), pero la fórmula aplicada difiere de la original debido a una modificación del coeficiente latitudinal. En consecuencia, el cálculo resultante no coincide plenamente con la propuesta inicial de Holdridge.

$$\text{Biotemperatura} = \text{temp aire} - (0.3 \cdot \text{Lat}) \cdot \frac{(\text{temp aire} - 24)^2}{100} \quad (12)$$

La temperatura estará expresada en °C

En el caso venezolano, los ajustes a la fórmula de biotemperatura resultan plenamente coherentes hasta una temperatura del aire de 20 °C, punto en el cual la biotemperatura coincide con el valor medido sin generar diferencias apreciables.

Cuando la temperatura del aire desciende a 1 °C, el alejamiento en un grado de latitud, hacia el norte o el sur, genera una disminución de la biotemperatura de aproximadamente 1,5 °C, favoreciendo así la condensación de nieves en las cotas más altas.

No obstante, la adecuación propuesta por los investigadores venezolanos es estrictamente válida para pisos térmicos fríos, esto es, para temperaturas medias del aire inferiores a 6 °C; fuera de ese rango, la fórmula pierde precisión.

Por ejemplo, a una temperatura del aire de 12 °C, el cambio de un grado de latitud conlleva apenas 0,4 °C de diferencia en la biotemperatura, un valor insuficiente para

distinguir claramente las zonas climáticas en un país con tanta variabilidad orográfica como Venezuela.

Colotti (2003) en la Universidad Central de Venezuela identifica una ambigüedad crítica en la delimitación de la biotemperatura para valores medios inferiores a 12 °C. Observa que, en las montañas venezolanas, a 2 000 m s. n. m. la biotemperatura coincide prácticamente con la temperatura del aire, de modo que el profesional encargado de asignar la zona de vida debe optar subjetivamente entre dos polígonos contiguos del nomograma de Holdridge.

Para resolver esta incertidumbre, Colotti propone un método matemático que cuantifica la proximidad de cada punto al centroide de las zonas de vida en el diagrama hexagonal. Complementa este enfoque con un análisis de clústeres que valida estadísticamente la asignación de zona de vida mediante la distancia euclidiana al centro de cada hexágono. Su propuesta facilita una clasificación climática más objetiva, aunque no replantea los rangos de biotemperatura ni la correspondencia estricta con las coberturas vegetales; se orienta principalmente a optimizar el proceso de zonificación climática.

Crivelli y Dzendoletas (2002) encontraron que, en la Patagonia argentina, la distribución de la vegetación natural no corresponde a las zonas de vida propuestas por Holdridge. Esta discrepancia también se manifiesta al comparar con las clasificaciones de Köppen y Thornthwaite, pues en latitudes elevadas la biotemperatura suele ser superior a la temperatura del aire, mientras que cerca del nivel del mar la relación se invierte, con biotemperaturas inferiores a las del aire.

Para abordar estas inconsistencias, los autores propusieron ajustar la variable de precipitación total mediante el concepto de “precipitación efectiva”. Adoptaron un coeficiente fijo de 15 días de lluvia al mes y un umbral de 12 °C para la temperatura media mensual como valores de corrección cero. Sin embargo, este enfoque introduce un sesgo: al restar un monto constante de lluvia, sólo se desplaza la clasificación hacia la zona de vida inmediatamente más seca, sin garantizar una relación proporcional con la verdadera distribución pluviométrica.

Además, Crivelli y Dzendoletas basaron sus pruebas en estaciones meteorológicas colombianas, lo que limita la validez de sus conclusiones para la Patagonia. Su método redujo la precipitación efectiva entre un 6 % y un 31 % respecto a los totales anuales, permitiendo identificar zonas de vida más áridas que las obtenidas con el método gráfico de Holdridge. No obstante, la extrapolación de estos resultados a

regiones de clima mediterráneo-frío resulta cuestionable dada la distinta dinámica pluviométrica y térmica de los ambientes andinos del sur.

La metodología de Holdridge se implementó por primera vez en Colombia con el trabajo de Espinal y Montenegro (1963), quienes minimizaron los problemas conceptuales originales al elaborar un mapa de formaciones vegetales y ecológicas a escala 1:1.000.000. Paralelamente, se generaron mapas de zonas de vida en El Salvador (1953), Panamá (1959), Perú (1960), Honduras (1961), Nicaragua (1962), Venezuela (1963) y República Dominicana (1967).

En 1978, Espinal reunió y evaluó sistemáticamente estos avances regionales para producir el mapa de zonas de vida de Colombia a escala 1:500.000. Este esfuerzo implicó, en primer lugar, definir el universo de datos climáticos disponibles en el país. Recientemente se compilaron todas las variables térmicas y pluviométricas registradas, se exploraron todas las combinaciones posibles de condiciones ambientales y, finalmente, se realizaron regresiones temperatura-altitud en quince zonas morfoclimáticas predefinidas (Agualimpia y Castro, 2016), de esta manera se trabajó la condición de humedad de las tierras, basada en el índice de Holdridge aplicado en la delimitación de las zonas de vida, para generar zonificaciones climáticas aplicadas a suelos durante el periodo comprendido entre el año 2000 y el 2022, cuando se intensificaron los levantamientos detallados y semidetallados de suelos en Colombia.

Con ello, se consolidó un esquema de zonificación climática que articula la diversidad de pisos térmicos y patrones de humedad de Colombia, ofreciendo una herramienta cartográfica fundamental para la planificación territorial, la investigación ecológica y la gestión de recursos naturales. La delimitación precisa de las zonas de vida garantiza una representación más fiel de la interacción clima-vegetación en un país de extrema complejidad orográfica y bioclimática.

6.2 Representación escalar de la zonificación climática

La zonificación climática consiste en la segmentación de la superficie terrestre en unidades homogéneas, diseñadas para la caracterización, interpretación y gestión de los recursos naturales y del uso del suelo.

Cada unidad se define a partir de la uniformidad de sus variables climáticas clave temperatura, precipitación y régimen de vientos y se representa cartográficamente para facilitar su aplicación en estudios ambientales y de planificación territorial.

La validez de estas zonas se verifica mediante indicadores biofísicos, como la morfología y la composición de la vegetación, cuya estructura refleja directamente las condiciones climáticas predominantes en cada región.

La zonificación climática aplica conocimientos meteorológicos para caracterizar las condiciones ambientales y orientar el uso del suelo en regiones específicas. Mediante el análisis de variables como temperatura, precipitación y vientos, permite definir unidades territoriales homogéneas en sus regímenes climáticos.

Estas unidades se utilizan tanto para describir el entorno natural como para apoyar la planificación y la gestión de recursos. En algunos casos, la zonificación climática sirve de base para la definición de proyectos de investigación o para seleccionar áreas prioritarias en estudios de conservación, agricultura, ordenamiento territorial o mitigación de riesgos ambientales.

En cualquier disciplina aplicada, la cartografía climática plantea interrogantes que deben abordarse a escalas más finas; ningún mapa es una solución definitiva. Siempre quedarán vacíos metodológicos y áreas de incertidumbre que requieren la incorporación de nuevos enfoques o de variables adicionales para mejorar la resolución y la precisión de los resultados.

Por ello, la zonificación climática debe entenderse como un proceso dinámico y gradual: cada nivel de detalle revela problemáticas específicas que exigen soluciones puntuales. Solo mediante la continua revisión y ajuste de métodos, y la integración de factores emergentes como la radiación solar, la turbulencia atmosférica o las interacciones suelo-vegetación, se podrá avanzar hacia representaciones más fieles de la complejidad biofísica del territorio.

Antes de iniciar un proyecto de zonificación climática es esencial plantear preguntas clave: ¿cuáles son los objetivos específicos del estudio? ¿La resolución espacial y los recursos disponibles resultan adecuados para alcanzarlos?

Con demasiada frecuencia, el producto final no satisface las expectativas formuladas en la fase de diseño. Este desfase suele deberse a una planificación insuficiente y a la falta de criterios claros para evaluar los datos y métodos empleados, lo que compromete la eficacia y la integralidad del proyecto.

La comprensión del clima varía según la resolución espacial empleada. Por ello, es imprescindible elaborar un protocolo operativo que oriente a los responsables de la zonificación climática sobre las implicaciones de escala y la precisión de la representación geográfica.

Este instructivo debe incluir:

- Criterios de selección de variables climáticas adecuados a cada nivel de detalle.
- Procedimientos de interpolación y verificación que garanticen la coherencia de los datos.
- Indicadores de incertidumbre vinculados a la densidad de estaciones y la variabilidad topográfica.

Con estas pautas, los equipos podrán anticipar las limitaciones y optimizar el diseño metodológico para reflejar con mayor fidelidad la realidad biofísica del territorio.

Existe una confusión generalizada acerca de la noción de escala y sus implicaciones en cartografía climática. Cabe recordar que la cartografía temática es, ante todo, una representación de la realidad; por tanto, debe permitir definir con claridad la magnitud del problema y determinar el nivel de resolución necesario para la zonificación climática.

Si el conocimiento climático se hubiera satisfecho con la escala 1:6.000.000, no habría sido preciso elaborar en Colombia el mapa climático de suelos a escala 1:500.000. Tampoco sería justificable invertir recursos técnicos y económicos en la cartografía de clima que actualmente desarrolla la entidad líder en asuntos ambientales para refinar sus delineaciones hasta la escala 1:100.000.

Sin embargo, no es necesario esperar a que las instituciones estatales alcancen escalas semidetalladas (1:25.000) o detalladas (1:10.000 o mayores). Las exigencias del monitoreo del recurso hídrico en cuencas locales requieren información climática de alta resolución desde ahora, por lo que es prioritario adaptar los procesos y metodologías para atender estas necesidades a nivel local.

El desarrollo de la zonificación climática progresa en paralelo con los avances técnicos y tecnológicos, así como con la creciente demanda de información de mayor resolución. Este proceso busca generar documentos técnicos sólidos que sirvan de base para la planificación estratégica, la gestión integral y el monitoreo efectivo de los recursos hídricos. A medida que se incorporan nuevas herramientas y datos de alta precisión, aumenta la capacidad de diseñar intervenciones más puntuales y adaptadas a las condiciones locales.

Las áreas con déficit hídrico identificadas en un mapa nacional a escala 1:1.500.000 difieren sustancialmente de las delimitadas en una cartografía a escala 1:500.000.

Esto obedece a que, al aumentar la resolución, la zonificación climática captura con mayor precisión las variaciones locales de humedad.

Por ello, los objetivos y criterios deben adaptarse al nivel de análisis.

- Escala nacional (1:1.500.000): conviene centrar la atención en extremos de humedad, zonas de déficit y de superávit, para orientar políticas generales de gestión del agua y planificación territorial.
- Escala regional (1:500.000 o mayor): basta con delimitar rangos óptimos de precipitación para sistemas de cultivo, definir áreas de recarga de acuíferos o estimar la capacidad de captación hídrica en cuencas específicas.

En la escala nacional, la referencia principal son los biomas; en la regional, los ecosistemas y sus procesos hidrológicos internos. De este modo, cada nivel de escala aporta información relevante y aplicable a las necesidades concretas de planificación, gestión y monitoreo de los recursos hídricos.

Al avanzar de escalas amplias (por ejemplo, 1:6.000.000) a escalas detalladas (1:10.000), se incorporan progresivamente más variables, incluidas algunas no estrictamente climáticas, como la cobertura vegetal natural, que pueden funcionar como controles adicionales. Este enriquecimiento del modelo permite capturar con mayor fidelidad la complejidad ambiental y la interacción entre clima y paisaje.

Por el contrario, al retroceder de escalas detalladas hacia escalas más generales, es necesario simplificar mediante la selección de aquellas variables que mejor representen la mayor extensión posible del territorio. Por ejemplo, el mapa de zonas de vida a escala 1:500.000 puede condensarse en un producto 1: 6.000.000 agrupando sus 54 clases originales en siete provincias de humedad, árida, semiárida, seca, muy seca, húmeda, muy húmeda y pluvial, un proceso que simplifica la información sin perder su carácter climático esencial. En escalas intermedias, como las habituales en atlas, se suelen fusionar unidades menores al umbral cartografiable y anexar las zonas más pequeñas a vecinos de mayor extensión, asegurando así una lectura coherente y manejable de los datos.

En escalas generales (por ejemplo, 1: 1.000.000), las líneas de delimitación tienden a ser rectas y simplificadas, reflejando una síntesis de los procesos climáticos a gran escala. En cambio, en escalas detalladas (1:25.000 o menores), los límites aparecen perfilados y dentados, capturando la complejidad topográfica y las variaciones locales.

Por ello, los objetivos de cada nivel cartográfico son distintos. A escala amplia se busca identificar patrones macroclimáticos y provincias de humedad o temperatura; la precisión topológica queda supeditada a la coherencia regional. En escalas finas, en cambio, es prioritario describir microclimas y sus interacciones con el relieve, la cobertura vegetal y el uso del suelo.

Los recursos metodológicos y los datos requeridos también varían según la escala. Para los macroclimas se emplean redes de estaciones con densidad moderada y modelos de interpolación global. Los mesoclimas demandan estaciones más cercanas y curvas de nivel detalladas. Finalmente, el estudio de los microclimas exige instrumentación localizada (sensores de radiación, anemómetros de valle y ladera) y tratamientos geoestadísticos de alta resolución, tal como sugería Trewartha desde mediados del siglo XX.

El objetivo de abordar el análisis climático desde una perspectiva geográfica es precisar el nivel de resolución adecuado para cada escala de trabajo. No se trata de crear nuevas categorías climáticas, sino de revisar y seleccionar los métodos más convenientes para cada nivel de detalle. Asimismo, busca identificar las combinaciones de variables que optimicen la zonificación climática, de modo que responda a las demandas actuales de planificación y gestión local.

Numerosos errores en la cartografía climática colombiana se originan al aplicar métodos de zonificación detallada en ámbitos nacionales o, inversamente, técnicas generales en contextos locales.

Es fundamental distinguir claramente el propósito de cada escala cartográfica, pues cada nivel de análisis debe resolver interrogantes específicos y presentar alcances bien definidos.

La coexistencia de múltiples escalas de zonificación evidencia que no existe un único “mapa climático” aplicable a todos los fines, sino que cada escala aporta información relevante sobre distintos procesos: desde patrones macroclimáticos hasta microclimas locales. De este modo, la zonificación climática se configura como un conjunto de herramientas complementarias, no como una aproximación única.

La propuesta parte de la delimitación del altiplano Cundiboyacense, también conocido como la Sabana de Bogotá, una región intramontana elevada que ha sido objeto de múltiples estudios de zonificación climática. Gracias a su proximidad con la capital, dispone de una red meteorológica bien establecida, lo que facilita la obtención de datos confiables.

El relieve de esta altillanura se originó por la colmatación y desecación de un antiguo lago, dando lugar a un terreno predominantemente plano conformado por niveles de terrazas lacustres. Climáticamente, la Sabana de Bogotá se ve modulada por su posición en la montaña:

Al oeste, la vía Facatativá, Anolaima y el borde de la altiplanicie cerca de Albán, La Vega actúan como barrera de barlovento, donde el ascenso orográfico de las nubes genera precipitaciones más intensas.

Hacia el interior de la sabana, entre Bojacá - Mondoñedo y Cajicá - Sopó, se establecen zonas de sotavento con menor pluviometría y mayores registros térmicos diarios.

Este patrón de barlovento y sotavento, combinado con la topografía de terrazas, define la variabilidad espacial del clima en el altiplano y constituye la base para su zonificación morfoclimática.

Los límites de la Sabana de Bogotá (altiplano Cundiboyacense) se definieron mediante fotointerpretación de imágenes aéreas con escalas entre 1:40.000 y 1:60.000.

A continuación, estas delimitaciones se ajustaron y validaron sobre cartografía básica a escala 1:100.000, garantizando la precisa diferenciación entre la llanura del altiplano y el lomerío y la montaña circundantes.

Como punto de partida, se utilizó el “Mapa Climático de Ecosistemas Colombianos” del IDEAM (2007) a escala 1:500.000. De este mapa se extrajo la información correspondiente al área de estudio, abarcando aproximadamente 89 000 ha.

En el “Mapa de Ecosistemas Colombianos” (IDEAM et al., 2007) la Sabana de Bogotá se ubica dentro de una zona con precipitación anual de 500 - 1000 mm, que en dicha cartografía se clasifica como clima frío. Sin embargo, en la leyenda final aparece etiquetado como “frío muy seco”, lo cual contrasta con otras evaluaciones climáticas de la región que se detallarán a continuación.

Para destacar los sectores más áridos de la sabana en esa escala, se aplicó un criterio basado en la pérdida de coberturas naturales y el uso intensivo de pasturas, cuyos suelos retienen muy poca agua. De este modo, se revalorizaron las áreas con menor humedad efectiva, aun cuando permanecieran dentro del rango pluviométrico de clima frío.

Adicionalmente, los rangos altitudinales asociados al clima frío se ajustaron a 1800 - 2800 m, siguiendo las recomendaciones de IDEAM (2010), que reconoce un margen

de variación altitudinal más amplio en zonas intertropicales. Esta modificación permite alinear mejor la clasificación con las condiciones reales de temperatura y vegetación de la Sabana de Bogotá.

6.2.1 Zonificación climática a escala general

A escala general, las variables climáticas y ecológicas se agrupan para destacar los rasgos sobresalientes de cada región, sin entrar en detalles locales. El objetivo es identificar aquellas diferencias que permitan distinguir una zona de otra en términos de temperatura, precipitación y cobertura vegetal, estableciendo categorías amplias que sean representativas de la realidad regional. Este enfoque facilita la producción de mapas que transmiten de un vistazo los patrones macroambientales, sin saturar al usuario con información de alta resolución que, en este nivel, resultaría innecesaria.

Además, la caracterización general basada en grandes grupos de variables puede validarse fácilmente en campo mediante recorridos rápidos, donde los cambios en los tipos de vegetación, bosques tropicales, sabanas, páramos, etc., reflejan de forma palpable las variaciones climáticas y edáficas. Así, quien transita por estos paisajes puede percibir directamente la transición entre zonas, lo que respalda la confiabilidad de la zonificación y permite ajustar, en etapas posteriores, los límites y criterios en función de observaciones empíricas.

Los productos cartográficos de escala general deben permitir caracterizar amplias regiones mediante líneas suavizadas, que reflejen los patrones macroambientales sin entrar en detalles topográficos menores. Esto facilita la lectura rápida y la aplicación en planificación a gran escala.

En Colombia se ha establecido como meta completar la cobertura territorial a escala 1:100.000. No obstante, debido a la baja accesibilidad de algunos departamentos, todavía se dispone de cartografía climática a escala 1:200.000 en esas áreas. En consecuencia, el proceso de zonificación climática nacional permanece incompleto y requiere avanzar en la actualización de esos sectores.

La zonificación climática a escala general, con resoluciones que van de 1:250.000 a 1:100.000 (siendo esta última la más empleada en los planes siguientes), persigue varios objetivos clave para el ordenamiento y la gestión territorial. A continuación, se presentan algunos de los principales usos de este tipo de zonificación:

- Evaluar las limitaciones y potencialidades climáticas del territorio.

- Planificar los usos predominantes del suelo: agrícola, forestal, en recuperación, entre otros.
- Delimitar y caracterizar ecosistemas naturales continentales.
- Identificar las zonas más vulnerables a variaciones y extremos climáticos.
- Definir con precisión las regiones desérticas y semidesérticas.
- Elaborar informes de monitoreo del cambio climático en áreas extensas.
- Cartografiar la distribución de carbono orgánico como indicador de dinámicas climáticas.

6.2.2 Zonificación climática a escala semidetallada

La zonificación climática a escala semidetallada (1:50.000 a 1:25.000) busca capturar la variabilidad territorial con un nivel de detalle suficiente para estudios específicos. En Colombia, la escala de 1:25.000 es la más utilizada, aunque aún no cubre la totalidad del país.

Para seleccionar las áreas de trabajo en esta resolución, se emplean criterios basados en la disponibilidad de cartografía previa y en la finalidad del estudio. Lo habitual es partir de zonas ya definidas a escala 1:100.000 y, a partir de ellas, delimitar sectores de interés concreto:

- Áreas agrícolas de alto potencial, donde los matices climáticos influyen directamente en la productividad.
- Regiones con riesgo de desertificación, que requieren monitoreo y medidas de mitigación.
- Frentes de conservación de bosques, donde la variación microclimática afecta la dinámica ecológica.

Este enfoque escalonado, de lo general a lo semidetallado, permite optimizar recursos, aprovechar la cartografía existente y centrar el análisis en aquellos territorios donde la información climática de alta resolución es más crítica.

En los productos de zonificación a escala semidetallada (1:50.000 - 1:25.000), no basta con describir las características climáticas superficiales; es imprescindible profundizar en la interpretación de los índices climáticos. Además de precisar los límites entre unidades climáticas, debe cuantificarse con rigor tanto el déficit como el excedente hídrico de cada zona.

Gracias a la mayor resolución, las delineaciones se perfilan con mayor exactitud y guardan una correlación directa con las agrupaciones morfogénicas del terreno, lo

que permite vincular de forma sólida los patrones climáticos con la topografía y la estructura del paisaje.

La escala semidetallada (1:50.000 - 1:25.000) se ha consolidado como la norma para la planificación local, ya que ofrece el equilibrio óptimo entre detalle y cobertura territorial. Los planificadores municipales la emplean para definir usos del suelo, diseñar infraestructuras y orientar políticas de gestión ambiental ajustadas a las condiciones microclimáticas de cada área.

Este nivel de resolución permite vincular directamente los datos climáticos con las necesidades de gestión concreta en los municipios, incorporando tanto la variabilidad local de temperatura y precipitación como la topografía y los usos actuales del suelo. Gracias a ello, las estrategias de desarrollo pueden adaptarse de forma más precisa a la realidad de cada territorio.

Entre los beneficios de la zonificación a escala semidetallada destacan:

- Optimización del uso del suelo: identifica las áreas más aptas para agricultura, asentamientos urbanos o conservación.
- Gestión de riesgos climáticos: delimita zonas vulnerables a sequías, inundaciones o heladas, facilitando planes de contingencia.
- Planificación de infraestructura: sitúa correctamente carreteras, sistemas de riego y redes de abastecimiento según microclimas.
- Conservación de recursos hídricos: detecta cuencas y zonas de recarga con precisión para proteger fuentes de agua.
- Soporte para regulaciones ambientales: establece criterios de protección basados en déficit y excedentes hídricos cuantificados.
- Monitoreo y evaluación: sirve de referencia para medir impactos del cambio climático a nivel local y ajustar políticas.

Entre las principales aplicaciones de la zonificación climática a escala semidetallada se incluyen:

- Planificar el uso y manejo del territorio, identificando áreas aptas para distintos aprovechamientos y conservación.
- Desarrollar programas de colonización y asentamiento rural, adaptados a las condiciones climáticas locales.
- Diseñar obras de infraestructura e instalaciones recreativas, considerando microclimas y riesgos ambientales.

- Proveer información para proyectos de alcance intermedio, donde la intensidad de uso del suelo justifica una resolución menor que la del estudio detallado.
- Actualizar y enriquecer las bases catastrales, incorporando variables climáticas y ambientales.
- Emitir recomendaciones para sistemas agropecuarios de intensidad moderada, optimizando rendimientos y sostenibilidad.
- Planificar y proponer anteproyectos de desarrollo rural, alineados con la capacidad productiva y las restricciones climáticas.
- Implementar obras de adecuación de tierras, como drenajes y terrazas, para mejorar la productividad y reducir la erosión.
- Evaluar tierras con fines de riego, drenaje, aptitud de uso y fertilidad, así como para proyectos de ingeniería y catastro.
- Zonificar el medio biofísico con fines de manejo ambiental, definiendo áreas de protección y restauración.
- Apoyar el ordenamiento territorial municipal y de cuencas hidrográficas, integrando criterios climáticos en la gestión del paisaje.
- Elaborar estudios de factibilidad para riego, drenaje y sistemas de captación de agua, basados en déficit y excedentes hídricos.
- Diseñar proyectos de restauración y protección de flora y fauna, ajustados a las variantes microclimáticas locales.
- Monitorear la captura de carbono orgánico en suelos, como indicador de cambios climáticos y de la salud del ecosistema.
- Determinar el clima edáfico mediante la correlación entre condiciones ambientales y del suelo, para optimizar prácticas de manejo.
- Establecer pautas para sistemas agrosilvopastoriles, incorporando zonificación climática en esquemas de producción sostenible.

6.2.3 Zonificación climática a escala detallada

La zonificación climática a escala detallada se centra en resolver problemáticas específicas de parcelas, fincas o sectores productivos concretos. Con resoluciones de 1:10.000 o 1:5.000, exige un método distinto al empleado en las escalas general y semidetallada, pues la precisión de los límites y la identificación de climas transicionales son fundamentales.

En esta escala, las fronteras climáticas dejan de ser líneas netas y pasan a ser zonas de gradiente difuso, donde coexisten características de dos o más regímenes. Por ello, se requieren levantamientos de campo más exhaustivos, estaciones

meteorológicas de alta densidad y análisis de microfactores, como la orientación de laderas, la presencia de barreras vegetales o corrientes de aire locales, para perfilar con exactitud los cambios climáticos y garantizar la validez del producto cartográfico.

En Colombia, son escasos los estudios de zonificación climática a escala detallada, el IGAC ha realizado levantamientos detallados escala 1:10.000 entre 1999 y 2005 en el Urabá antioqueño en un área aproximada de 7.500 hectáreas. Esto obedece, en gran parte, a la falta de iniciativa institucional para emprender estos trabajos y a la preferencia por mantener los métodos tradicionales, más cómodos y ampliamente conocidos.

No obstante, la aplicación de nuevas metodologías diseñadas específicamente para parcelas o fincas, que incorporen levantamientos de campo de alta resolución, redes densas de estaciones meteorológicas y el análisis de microfactores locales, resulta imprescindible para atender las demandas de sectores productivos y proyectos de ordenamiento de pequeña escala. Solo así se podrá aprovechar plenamente el potencial de la zonificación climática detallada.

La zonificación climática a escala detallada debe enfocarse en la aplicación práctica del conocimiento, partiendo de una base sólida de caracterización e interpretación previas. Este nivel de resolución no solo mejora la representatividad cartográfica, sino que incorpora conceptos más avanzados, adaptables a cualquier tipo de proyecto local.

Al abrir nuevas posibilidades, la zonificación detallada resulta especialmente valiosa para investigaciones y programas en ámbitos agrícolas, agroforestales, ambientales e incluso sociales. A continuación, se presentan algunos ejemplos de iniciativas que pueden beneficiarse de una zonificación climática a escala local:

- Optimizar los rendimientos agrícolas y fortalecer la competitividad de los cultivos.
- Monitorear la progresión de la desertificación en zonas subhúmedas y semidesérticas.
- Delimitar áreas con déficit hídrico para planificar y gestionar sistemas de riego.
- Implementar proyectos de revegetación y conservación de especies ribereñas.
- Proporcionar bases científico-técnicas para la creación y protección de distritos agrícolas.
- Desarrollar la zonificación climática urbana para grandes ciudades.

- Identificar la distribución y riesgo de enfermedades fúngicas asociadas a variaciones climáticas.
- Evaluar los efectos del cambio climático en la redistribución de cultivos.
- Analizar la relación entre patrones meteorológicos y procesos epidemiológicos.

Las propuestas de investigación y las aplicaciones prácticas de la zonificación climática deben diseñarse según la escala de trabajo:

- Escala general (1:100.000): ideal para formular planes y políticas de alcance nacional o regional.
- Escala semidetallada (1:25.000): adecuada para diseñar estrategias sectoriales y provisión de servicios, como manejo de cuencas y desarrollo agropecuario.
- Escala detallada (1:10.000): orientada a la implementación de programas específicos en fincas, distritos agrícolas o zonas urbanas, donde se requiere máxima resolución.

De este modo, cada nivel de escala aporta la precisión y el enfoque metodológico necesarios para optimizar la toma de decisiones y maximizar la eficacia de las intervenciones.

6.3 Propuesta de zonificación climática en tres niveles de escala

Esta realidad puede mapearse a escala 1:100.000 utilizando datos de estaciones meteorológicas con registros históricos de al menos 30 años. A esta resolución, se busca asegurar un cubrimiento nacional completo de series de precipitación.

La zona del altiplano Cundiboyacense, en el departamento de Cundinamarca, constituye un caso de estudio excepcional: aunque su relieve es relativamente homogéneo, diversos factores externos, como la incidencia de los vientos, introducen variaciones climáticas que pueden analizarse a tres niveles de escala.

Gracias a la red de 108 estaciones meteorológicas distribuidas en toda su extensión, es posible realizar un análisis climático detallado y robusto. Este conjunto de datos históricos, con registros de más de tres décadas, garantiza la representatividad y la fiabilidad de los modelos de precipitación y temperatura.

A lo largo del tiempo, el altiplano ha sido objeto de múltiples recorridos y proyectos de zonificación climática realizados con distintas metodologías y tecnologías. Estas iniciativas han generado diversas clasificaciones, cada una adaptada a su escala de trabajo, proporcionando un acervo rico en procedimientos oficiales y enfoques que enriquecen la comprensión de sus patrones morfoclimáticos.

El área de estudio abarca 88.780 hectáreas y corresponde a la Sabana de Bogotá, una meseta intramontana formada por la colmatación de un antiguo lago de deglaciación. Los sedimentos lacustres, originalmente arcillosos, quedaron sepultados bajo sucesivas capas de ceniza volcánica.

Los procesos orogénicos que levantaron la vertiente occidental de la Cordillera Oriental dieron lugar al paisaje de “altillanura”, caracterizado por un relieve suavemente ondulado y terrazas lacustres. Esta configuración topográfica influye directamente en los patrones de circulación atmosférica y precipitación del área.

A partir de esta unidad morfoclimática se llevó a cabo la regresión temperatura-altitud. Gracias a la densidad de estaciones meteorológicas 108 en total, principalmente ubicadas en la vertiente occidental, el análisis arrojó un coeficiente de correlación excepcionalmente alto, lo que valida la robustez del modelo para caracterizar el gradiente térmico de la región.

Debido a su posición geográfica y a las características edáficas de sus suelos, el altiplano Cundiboyacense presenta una alta susceptibilidad a procesos de desertificación (Agualimpia & Castro, 2013). Por ello, constituye una zona prioritaria para el establecimiento de programas de monitoreo ambiental que permitan detectar tempranamente desequilibrios hídricos y degradación de la cubierta vegetal.

Asimismo, el cambio reciente en el uso del suelo, con la conversión de áreas ganaderas en polígonos industriales cercanos al aeropuerto de Bogotá ha complicado la planificación territorial. Agualimpia y Castro (2015) evaluaron la demanda futura de agua en tres municipios de la sabana con creciente agricultura intensiva y demostraron que, si bien la expansión agrícola es necesaria para el desarrollo económico, debe regularse cuidadosamente. De lo contrario, el incremento de cultivos transitorios en zonas tradicionalmente ganaderas podría superar la capacidad de recarga de acuíferos y poner en riesgo la disponibilidad hídrica regional.

6.3.1 Propuesta de representación del clima a escala general

El estudio general de suelos de Cundinamarca empleó la clasificación de pisos térmicos de Caldas, ampliada por el IGAC (2010), para definir el régimen térmico de la región. Para evaluar la humedad, se consideraron tanto los rangos de precipitación observados como el índice de humedad de Holdridge (relación entre evapotranspiración potencial y precipitación), usado de manera comparativa sin influir en la selección de las categorías hídricas.

En este análisis, la Sabana de Bogotá se ubica en altitudes comprendidas entre 2 500 y 2 650 m s. n. m., correspondiente al piso térmico frío. Estos valores se obtuvieron a partir de un modelo digital de elevación: el punto más bajo, 2 699 m, se localiza en Mosquera (Silvania), y el más alto, 2 822 m, en Villapinzón. Sus dimensiones abarcan unos 120,2 km en sentido sur - norte y 53,8 km en su sección más ancha, entre Facatativá y el extremo sur de Bogotá (véase Tabla 23).

En el estudio realizado para el altiplano Cundiboyacense (IGAC-ORSTON, 1998), la Sabana de Bogotá fue clasificada como zona de clima frío seco, sin registro de áreas con clima frío húmedo.

Esta categorización refleja la combinación de temperaturas medias anuales propias del piso frío y los escasos excedentes hídricos, confirmando la predominancia de déficit de humedad en la meseta.

Tabla 23

Clasificación de pisos térmicos según altitud en Colombia

Pisos altitudinales	Altitud m s. n. m.	Temperatura media anual ° C
Cálido	0-1000	> 24
Medio	1000-2000	18-24
Frío	2001 - 3000	12 - 18
Muy frío	3001 - 3600	8 - 12
Extremadamente frío	3601 - 4200	4 - 8
Subnival y nival	> 4200	< 4

Nota. Adaptado de IGAC (2014).

A partir de la capa ráster de precipitación se genera un modelo espacial de la pluviometría, que luego se clasifica en rangos específicos correspondientes al clima frío. Éstos se detallan en la Tabla 24.

A escala general (1:100.000), la Sabana de Bogotá presenta dos tipos de clima:

- Frío seco, que abarca 84.341 ha.
- Frío húmedo, que cubre 4.439 ha.

Para caracterizar cada categoría climática se analiza el régimen pluviométrico a lo largo del año, identificando los periodos secos –meses con precipitación media mensual inferior a 60 mm– y las estaciones húmedas, lo que permite establecer patrones temporales de déficit y excedente hídrico en cada zona.

A escala general (1:100.000), la zonificación climática de la Sabana de Bogotá revela un dominio casi absoluto de condiciones secas: el 97 % del área presenta precipitaciones anuales inferiores a 1.000 mm.

La pluviometría acumulada oscila entre extremos muy contrastantes: el punto más árido se registra en el sector de Balsillas (Mosquera) con 511 mm/año, mientras que la cota más húmeda corresponde al norte de Bogotá, con 1.509 mm/año.

El valor medio anual de 762 mm, medido en Subachoque, se caracteriza por un régimen de lluvias bimodal, con dos picos marcados: uno en abril-mayo y otro en septiembre-octubre, separados por un breve periodo seco en julio. Esta información es fundamental para identificar los meses con déficit hídrico (precipitación < 60 mm/mes) y planificar estrategias de manejo del recurso según la estación.

Tabla 24

Clasificación de rangos pluviométricos para caracterizar la humedad en el piso térmico frío

Clima ambiental	Isoyetas
Frío y muy seco	< 500
Frío y seco	501 - 1000
Frío y húmedo	1001 - 2000
Frío y muy húmedo	2001 - 4000
frío y pluvial	> 4000

Nota. Adaptado de IGAC (2014).

La Figura 17 presenta la zonificación climática de la Sabana de Bogotá a escala 1:100.000. Aunque el “Mapa de Ecosistemas” (IDEAM et al., 2007) asigna a la región la categoría de clima frío seco sobre la base del uso del suelo, los datos pluviométricos muestran que ninguna estación registra precipitaciones inferiores a 500 mm/año. Este desajuste evidencia que, a escala 1:500.000, la variable “uso de suelo” no refleja con precisión las condiciones climáticas reales y, por tanto, no debe emplearse como criterio para la zonificación climática.

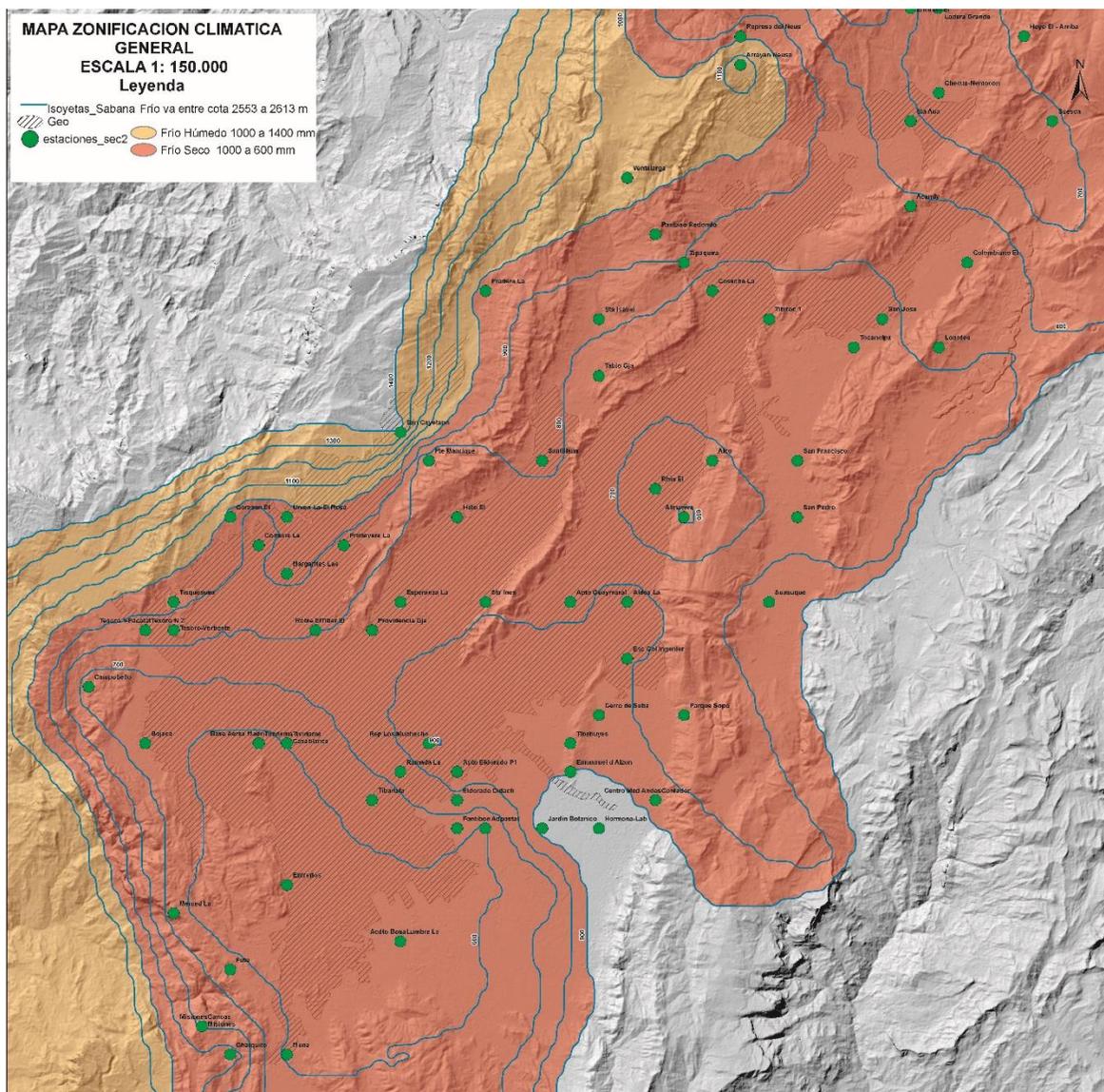
Es importante destacar que las isoyetas, líneas que representan tendencias de precipitación, deben adaptarse al integrarse con otras temáticas. En particular, al superponerlas sobre unidades geomorfológicas mayores, conviene ajustar sus

trazados a esos límites para evitar subdivisiones excesivas. De este modo, la zonificación climática se fundamenta en la estructura del relieve y respeta las fronteras geomorfológicas.

La zonificación climática general parte de una estratificación inicial en pisos altitudinales, que luego se subdividen aplicando isoyetas correspondientes a rangos pluviométricos de 500–1.000 mm/año.

Figura 17

Distribución del clima en la sabana de Bogotá a escala general



6.3.2 Propuesta de representación del clima a escala semidetallada

En Colombia, la escala 1:25.000 se emplea habitualmente para estudios de suelos orientados al uso y manejo territorial. De acuerdo con los datos obtenidos del Instituto de Hidrología Meteorología y Medio Ambiente (IDEAM) en el área de la Sabana de Bogotá se dispone de las 108 estaciones meteorológicas con registros pluviométricos de al menos 30 años, identificados en el normal climatológica (1980-2010).

A este nivel de detalle, la variable de pisos altitudinales se refina y, además de la precipitación, se incorpora la temperatura para calcular la evapotranspiración según el método de Holdridge. Cuando exista información adicional, es posible emplear fórmulas alternativas, por ejemplo, el método de Penman-Monteith para estimar la evapotranspiración con mayor precisión.

La temperatura necesaria para estos cálculos se estima mediante regresiones basadas en estaciones con registros de temperatura media anual de al menos 20 años. En Colombia, pocas estaciones cuentan con series tan extensas; exigir el mínimo de 30 años recomendado por la OMC implicaría descartar datos valiosos. Sin embargo, dado que la temperatura media puntual varía en menos de 2 °C en periodos inferiores a tres décadas y, en zonas intertropicales, la diferencia estacional rara vez supera los 5 °C (USDA, 2014), un umbral de 20 años resulta suficiente para capturar con precisión el gradiente térmico regional.

La Sabana de Bogotá corresponde a la zona morfoclimática de la vertiente occidental de la Cordillera Oriental.

La temperatura ambiental se modeló mediante la regresión lineal:

$$T_{amb} = 28,040 - 0,0058 \cdot DEM$$

donde DEM es la elevación en metros. A partir de esta ecuación se generó una capa ráster de temperatura, asignando a cada píxel el valor predicho según su altitud.

La capa ráster de temperatura se convierte en una representación de la evapotranspiración potencial al multiplicar cada valor de temperatura (°C) por el factor 58,93, según la metodología propuesta por Holdridge (1979). Este procedimiento genera una nueva capa ráster que refleja la demanda hídrica del paisaje, facilitando el análisis espacial del balance entre pérdida y aporte de agua.

Por su parte, los datos puntuales de precipitación media anual se interpolan para generar una capa ráster continua mediante técnicas geoestadísticas. En este caso se

utilizó el método de interpolación inversa de la distancia (IDW), aunque para estudios más rigurosos es recomendable comparar distintos algoritmos, por ejemplo, kriging ordinario o spline y seleccionar el que mejor se ajuste a la distribución de las estaciones y a la variabilidad física de la región.

La zonificación climática se obtuvo fusionando las capas ráster de evapotranspiración potencial y de precipitación, calculando en cada píxel el cociente ETP/P. Este indicador, que corresponde a la condición de humedad según Holdridge, se clasifica de acuerdo con los rangos definidos en la Tabla 25.

En la escala semidetallada, el método incorpora la altitud a través de la capa de evapotranspiración potencial, la cual decrece con la altura y realza la capacidad de discriminar la condición de humedad del suelo. Este enfoque aprovecha la relación inversa entre temperatura y altitud para generar una variable continua que refleja la demanda hídrica del paisaje.

Al superponer la evapotranspiración potencial con la precipitación, la zonificación resultante captura con mayor fidelidad la heterogeneidad de relieves complejos. En la Sabana de Bogotá, por ejemplo, este procedimiento revela zonas con balance hídrico positivo donde la precipitación supera la pérdida por evapotranspiración y delimita con precisión los sectores que mantienen un régimen seco. De este modo, se obtienen mapas que reflejan la variabilidad espacial de la humedad, fundamentales para la gestión de recursos y el diseño de intervenciones territoriales.

Tabla 25*Índices de humedad (ETP/P) clasificados por pisos altitudinales según Holdridge*

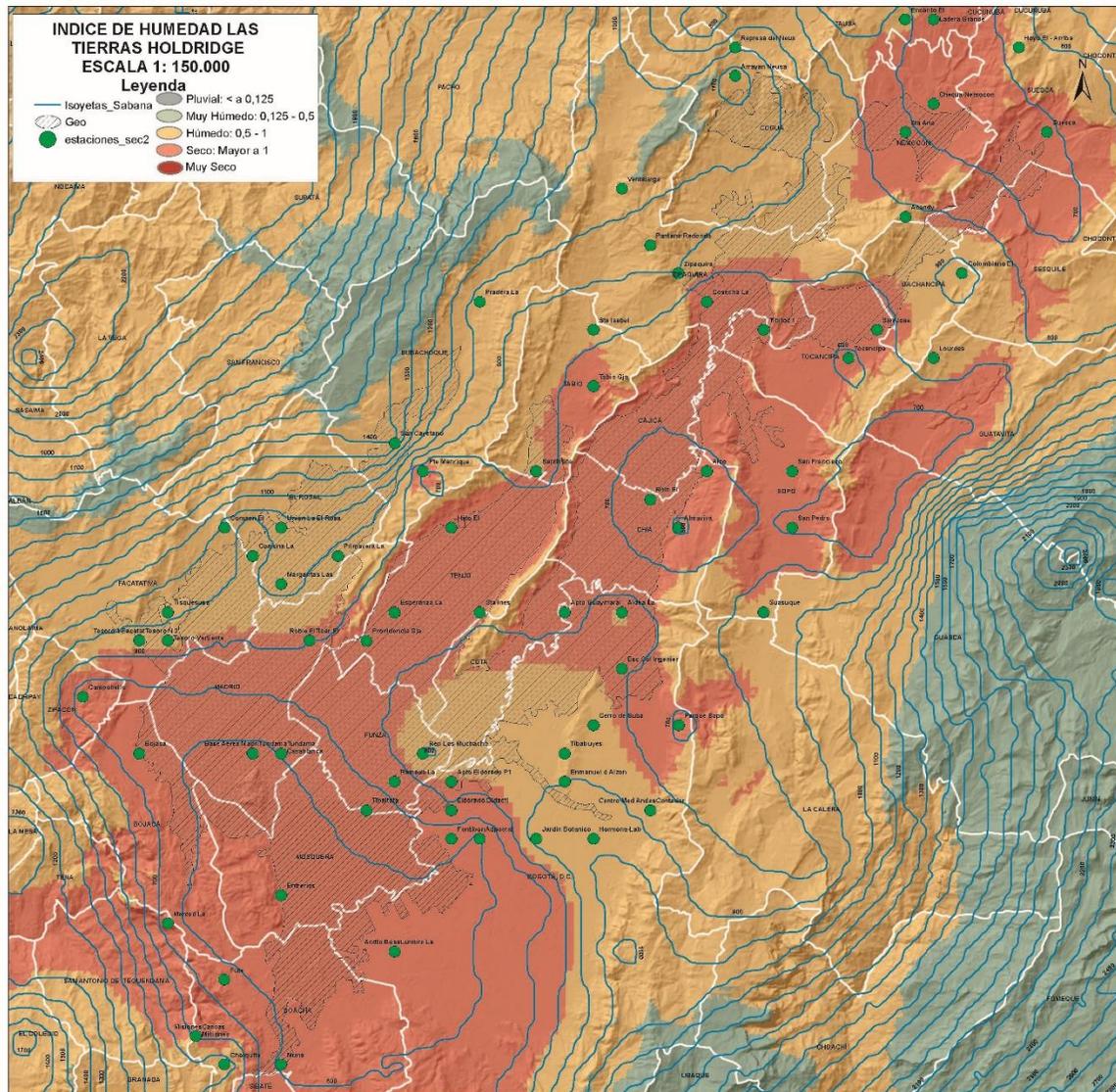
Pisos altitudinales m s. n. m.	Clima Ambiental	Condición de humedad (ETP/PTACION)
0-1000	Cálido y árido	>8
	Cálido y semiárido	8-4
	Cálido y muy seco	4 - 2
	Cálido y seco	2 - 1
	Cálido y húmedo	1 - 0.5
	Cálido y muy húmedo	0.5 - 0.25
	Cálido y pluvial	0.25 - 0.125
1000-2000	Medio y muy seco	mayor de 2
	Medio y seco	2 - 1
	Medio y húmedo	1 - 0.5
	Medio y muy húmedo	0.5 - 0.25
	Medio y pluvial	0.25 - 0.125
2001 - 3000	Frío y muy seco	> 2
	Frío y seco	2 - 1
	Frío y húmedo	1 - 0.5
	Frío y muy húmedo	0.5 - 0.25
3001 - 3600	frío y pluvial	0.25 - 0.125
	Muy frío y seco	2 - 1
	Muy frío y húmedo	1 - 0.5
3601 - 4200	Muy frío muy húmedo y pluvial	0.5 - 0.125
	Extremadamente frío húmedo a pluvial	1 - 0.125
> 4200	Subnival y nival	0.5 - 0.125

Nota. Adaptado de IGAC (2010).

La zonificación climática resultante de la interacción espacial entre evapotranspiración potencial y precipitación refleja el balance hídrico: por un lado, las pérdidas de agua por evaporación y transpiración; por otro, la oferta pluviométrica. Al comparar estos dos índices, es posible delimitar con precisión enclaves climáticos caracterizados por déficits o excedentes hídricos específicos.

Figura 18

Distribución de los climas frío húmedo y frío seco en la sabana de Bogotá



La Figura 18 muestra la distribución de los climas frío húmedo y frío seco en la Sabana de Bogotá. A diferencia de la zonificación general, el método semidetallado permitió reconocer áreas de clima frío húmedo que se extienden desde el Jardín Botánico hasta Suba, así como enclaves de clima frío seco en Zipaquirá, Cogua y Gachancipá. Estas delimitaciones más precisas reflejan la capacidad del enfoque semidetallado para capturar la variabilidad microclimática de la región.

La humedad del suelo no depende únicamente de la cantidad de lluvia, sino del balance entre el agua aportada y la perdida por evapotranspiración. Por ello, la precipitación funciona como un dato de caracterización, pero no define por sí sola el clima en escalas

detalladas; lo decisivo es el déficit o superávit hídrico necesario para sostener los ecosistemas.

6.3.3 Propuesta de representación del clima a escala detallada

La zonificación climática a escala detallada resulta imprescindible para orientar el uso del suelo y ofrecer una representación lo más fiel posible de la realidad microclimática. No obstante, para garantizar su precisión es necesario contar con una mayor densidad de estaciones meteorológicas, especialmente en áreas de intensa condensación de nubes y en vertientes con alta exposición solar.

En todos los niveles de escala general, semidetallada y detallada se recomienda incorporar las isoyetas como líneas guía, ya que permiten evaluar visualmente cómo varía la precipitación en el territorio. Sin embargo, en la escala detallada la pluviometría deja de ser el factor determinante: lo esencial es el balance hídrico (evapotranspiración vs. precipitación), y la precipitación por sí sola influye cada vez menos en la clasificación de las tierras como húmedas o secas.

El método detallado, diseñado específicamente para escala 1:10.000, busca describir con precisión las características medioambientales que, en ocasiones, quedan ocultas en las zonificaciones general o semidetallada. Su objetivo es generar conocimiento aplicado: resolver problemáticas de productividad o definir prácticas de manejo adaptadas a la realidad microclimática de cada área.

A esta escala, la zonificación climática adquiere un carácter autónomo y focalizado. Se aleja deliberadamente de la visión generalista, renunciando a la homogeneidad de rangos amplios para abordar la diversidad de circunstancias locales. De este modo, se pueden plantear soluciones puntuales y efectivas a la multiplicidad de desafíos que surgen en espacios reducidos.

En muchos cursos se discute un problema conceptual frecuente: entender la escala cartográfica como una simple acumulación de detalles. Bajo este enfoque, al pasar de una zonificación general a una semidetallada, se limita a superponer capas de información sin cuestionar ni ajustar la estructura original.

Una técnica común consiste en multiplicar las categorías climáticas, añadiendo, por ejemplo, rangos “semihúmedos” o “semisecos” reciclando conceptos de clasificaciones anteriores. Sin embargo, esta práctica solo difumina los límites y no mejora la precisión.

En lugar de ello, se propone un enfoque verdaderamente escalonado, que rompa los esquemas preexistentes y reconstruya la zonificación en función de las necesidades

reales de resolución y de los objetivos específicos de cada estudio. De este modo, cada paso hacia una escala mayor implica revisar los fundamentos del modelo y redefinir las unidades de manera coherente.

Se cuentan con registros de precipitación de 108 estaciones meteorológicas, cuyos valores se transforman en una capa ráster mediante interpolación geostatística. En este caso se empleó el método de inverso de la distancia (IDW), aunque es posible evaluar y seleccionar la técnica que mejor se adapte a la configuración topográfica de cada zona.

Dado que el relieve de la Sabana de Bogotá es esencialmente plano, el empleo de IDW resulta especialmente adecuado para generar una representación continua de la variación pluviométrica. El resultado es un mapa ráster que describe con detalle cómo cambian los niveles de precipitación en todo el territorio.

La capa ráster de temperatura se generó aplicando la ecuación de regresión obtenida de las estaciones ubicadas en la vertiente occidental de la Cordillera Oriental. Cada punto de medición de precipitación se asoció con el valor de temperatura correspondiente a su ubicación en este ráster, completando así el indicador de temperatura media anual para cada estación.

A continuación, utilizando esos datos puntuales de precipitación y temperatura, se calculó la evapotranspiración potencial mediante el método de Holdridge. Sobre esta base, se efectuó una nueva reclasificación puntual para obtener el índice de humedad, definido como el cociente entre la evapotranspiración y la precipitación. Este índice integra ambas variables climáticas y permite caracterizar con mayor profundidad la condición hídrica del territorio (véase Tabla 25).

El ráster de temperatura se emplea para reclasificar el territorio en franjas altitudinales o pisos térmicos modificados de Caldas, basados originalmente en tres categorías: cálido, medio y frío. Para ello, se realiza una reclasificación del ráster según los rangos de temperatura especificados en la Tabla 26.

Tabla 26

Rangos de temperatura media anual para los pisos térmicos de Caldas modificados

Piso altitudinal	Isotermas ambientales (°C)
Cálido	> 24
Medio	18-24
Frío	12 - 18
Muy frío	8 - 12
Extremadamente frío	4 - 8
Subnival y nival	< 4

Los pisos altitudinales en la escala detallada se definen a partir de intervalos de temperatura media anual (isotermas ambientales), pero su delimitación ya no depende únicamente de la altitud.

En este nivel, también se tienen en cuenta factores locales como la orientación de las vertientes, la duración de la radiación solar, la exposición a los vientos dominantes y el grado de confinamiento entre cadenas montañosas.

Estos elementos generan variaciones microclimáticas, en ocasiones denominadas enclaves climáticos, que pueden diferir significativamente del gradiente térmico general y, por tanto, deben incorporarse a la definición de cada piso térmico para garantizar una zonificación precisa.

La Tabla 27 presenta los valores del índice de humedad (relación entre evapotranspiración potencial y precipitación) para cada una de las 108 estaciones utilizadas. No obstante, el método no concluye con estos valores puntuales: es necesario realizar un análisis geoestadístico avanzado co-kriging, que combine el índice de humedad con la elevación extraída de un modelo digital de terreno (DEM). Este proceso genera una capa ráster continua del índice de humedad, que luego se reclasifica en las categorías definidas por Holdridge para elaborar la zonificación climática detallada. Finalmente, al reagrupar los valores ráster dentro de cada rango, se produce el mapa final de zonas morfoclimáticas.

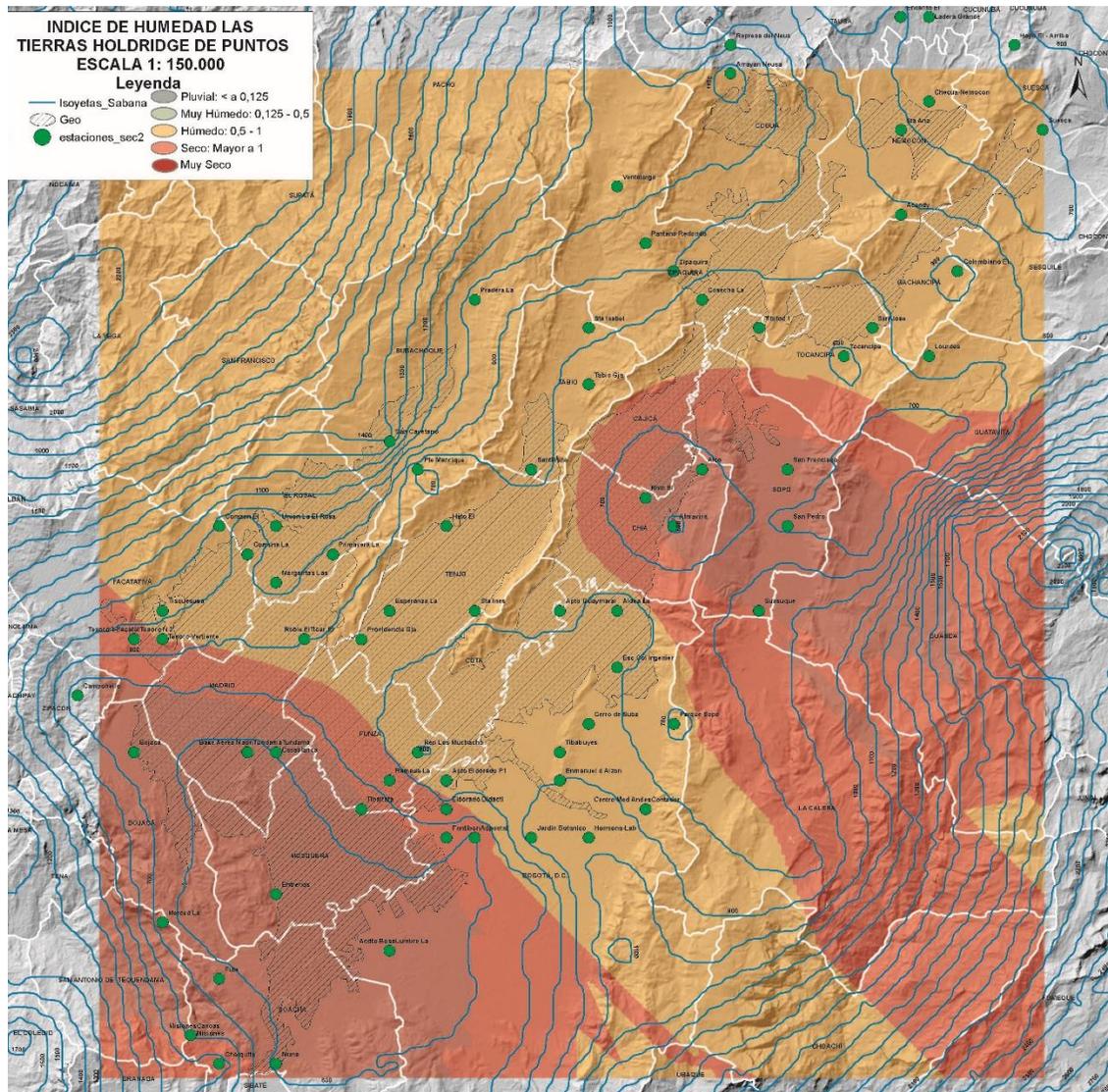
Tabla 27*Índices de humedad (ETP/Precipitación) por piso térmico para zonificación detallada*

Piso altitudinal	Índices de humedad	Relación Evapotranspiración/precipitación
Cálido	Árido	>8
	Semiárido	8-4
	Muy seco	4 - 2
	Seco	2 - 1
	Húmedo	1 - 0.5
	Muy húmedo	0.5 - 0.25
	Pluvial	0.25 - 0.125
Medio	Muy seco	mayor de 2
	Seco	2 - 1
	Húmedo	1 - 0.5
	Muy húmedo	0.5 - 0.25
	Pluvial	0.25 - 0.125
Frío	Muy seco	> 2
	Seco	2 - 1
	Húmedo	1 - 0.5
	Muy húmedo	0.5 - 0.25
	Pluvial	0.25 - 0.125
Muy frío	Seco	2 - 1
	Húmedo	1 - 0.5
	Muy húmedo y pluvial	0.5 - 0.125
Extremadamente frío	Húmedo a Pluvial	1 - 0.125
Subnival y nival		0.5 - 0.125

La Figura 19 ilustra la zonificación climática de la Sabana de Bogotá a escala detallada. En este nivel de resolución se identifican enclaves microclimáticos, como pequeñas depresiones con déficit hídrico más pronunciado y laderas con condiciones de humedad superior, que no eran evidentes en las escalas anteriores. Asimismo, se aprecian las transiciones difusas entre pisos térmicos y la influencia de barreras orográficas menores en la distribución de la humedad, lo que permite diseñar intervenciones de manejo del agua y uso del suelo con un alto grado de precisión.

Figura 19

Zonificación climática detallada de la Sabana de Bogotá



6.4 Armonización de registros climatológicos en áreas con información temática escasa

Esta propuesta pretende suplir las carencias de información climatológica en áreas sin estaciones meteorológicas, especialmente donde se requieren datos para el diseño de planes de manejo ambiental y el uso sostenible del suelo.

Por lo general, las redes de estaciones se concentran en zonas urbanas o en ecosistemas bien conservados (bosques, páramos, humedales), dejando vacíos en regiones agroecológicas de interés. Como estos vacíos dificultan la planificación, se proponen procedimientos de interpolación y armonización de registros cercanos

para generar estimaciones de corto y mediano plazo, hasta que se instalen estaciones modernas equipadas con tecnología avanzada.

Con frecuencia, las estaciones existentes están demasiado alejadas del área de estudio o situadas en pisos térmicos distintos a los que se desea caracterizar. Esta discrepancia impide que los regímenes de precipitación y evapotranspiración reflejen con precisión los períodos de lluvia y sequía, así como los totales anuales, lo que hace necesaria la adopción de métodos de armonización para garantizar datos representativos.

Se establecieron quince zonas morfoclimáticas en Colombia, agrupadas según patrones similares de precipitación y régimen térmico. Cada unidad refleja la variación de la temperatura con la altitud, lo que permite distinguir claramente los pisos térmicos a lo largo del relieve.

Además, estas zonas integran factores locales determinantes: la orientación y exposición de las vertientes, la incidencia y canalización de los vientos, el nivel de confinamiento orográfico entre montañas y la duración de la radiación solar. De este modo, se obtiene una cartografía climática que no solo considera el gradiente altitudinal, sino también la configuración espacial y dinámica del paisaje.

Se generaron dos capas ráster diferenciadas:

- Precipitación: interpolando los datos de 2.350 estaciones pluviométricas para distribuir espacialmente las lluvias.
- Temperatura ambiental: aplicando modelos de regresión temperatura-altitud específicos a cada una de las 15 zonas morfoclimáticas definidas.

Al generar capas ráster de precipitación o temperatura, cada píxel de 30×30 m recibe un valor único, obtenido mediante interpolación geoestadística de los registros puntuales. Este proceso convierte datos discretos en superficies continuas, mostrando la variación climática entre estaciones.

La precisión de estas capas depende directamente de la densidad y distribución de las estaciones, así como de la calidad de las mediciones originales y del método de interpolación elegido. Por ello, es fundamental validar los resultados con datos de campo y ajustar el algoritmo a las características físicas de la región.

La capa raster de precipitaciones se obtuvo a partir de 3 350 registros de precipitación anual promedio de Colombia, complementados con datos de estaciones fronterizas en Brasil y Venezuela. Los huecos sin información se

rellenaron con la capa raster de bioclima descargada de WorldClim (<http://www.worldclim.org/bioclim>).

Para generar el raster de temperatura, se emplearon los datos de temperatura media anual de estaciones situadas en cada zona morfoclimática. Primero, se corrigió la posición de las estaciones desplazadas: se reubicaron según el municipio registrado en la base de datos y luego se ajustó su ubicación en función de la elevación extraída del DEM SRTM de 30 m. A continuación, se calcularon las correlaciones temperatura-altura y, utilizando la herramienta Raster Calculator de ArcGIS 10.1, se aplicó la fórmula correspondiente para obtener la capa raster de temperatura ambiental. Las regresiones resultantes se presentan en la Tabla 25.

La principal ventaja de disponer de información climática en formato raster, con las características descritas, es la posibilidad de extraer valores de precipitación y temperatura en cualquier punto del territorio colombiano.

En el contexto de los levantamientos de suelos, este método permite obtener datos climatológicos, precipitación y temperatura, para cada perfil de suelo descrito y validado durante el proceso de correlación y clasificación taxonómica. Estos datos son fundamentales para la generación de balances hídricos edáficos.

Asimismo, contar con un dato climático preciso facilita, en el ámbito de la ecología, la caracterización de los flujos hipodérmicos de agua en el suelo y la predicción de los flujos energéticos en las unidades ecosistémicas (Sarmiento, 1982).

Para continuar con este trabajo, se introdujo una modificación que orienta el proceso hacia la generación de regímenes de temperatura y humedad del suelo en Colombia.

En la elaboración de un balance hídrico atmosférico, es indispensable contar con registros climáticos mensuales. Sin embargo, para un balance hídrico edáfico se requiere, además de estos registros anuales, cuantificar el almacenamiento y la reserva de agua en el suelo, considerando las demandas de los ecosistemas, los cultivos y las extracciones derivadas de las actividades humanas.

Se proponen dos regímenes de humedad, diseñados para aplicarse en escalas semidetallada y detallada.

La selección del régimen de humedad del suelo a escala general se basa en el clima ambiental y en la posición geomorfológica (véase Tabla 28).

Al aumentar la escala, se incorporan nuevas variables edáficas y se emplean métodos de mayor precisión para cuantificar la permanencia de agua en el suelo. Estos procedimientos abarcan:

- La retención de humedad a partir de la interpretación de la textura, utilizando el concepto de factor volumétrico.
- La medición de la humedad retenida y del agua aprovechable.
- El análisis del movimiento del agua en el perfil del suelo.

Tabla 28

Correlaciones elevación-temperatura ambiental por zona morfoclimática

Unidad morfo climática	Región	R ²	Regresiones	Gradiente Térmico °C/100 m
1	Amazonia	0,73	Temp amb=26,727 + (-0.005*dem)	-0,50
2	Orinoquia	0,83	Temp amb = 27,425 + (-0.0052*dem)	-0,96
3	Oriental - oriental	0,99	Temp amb = 28,040 + (-0.0058*dem)	-0,47
4	Oriental-occidental	0,98	Temp amb = 29,711 + (-0.0061*dem)	-0,81
5	Macizo central	0,99	Temp amb = 30,136 + (-0.0064*dem)	-0,64
6	Valle del Magdalena	0,98	Temp amb = 28,601 + (-0.0057*dem)	-0,55
7	Occidental-oriental	0,98	Temp amb = 30,062 + (-0.0064*dem)	-0,64
8	Occidental-occidental	0,78	Temp amb = 27,541 + (-0.0055*dem)	-0,61
9	Anden pacifico	0,61	Temp amb = 25,899 + (-0.0096*dem)	-0,58
10	Central-oriental	0,89	Temp amb = 28,2387 + (-0.0016*dem)	-0,52
11	Guajira	0,97	Temp amb = 28,338 + (-0.0081*dem)	-0,57

Unidad morfo climática	Región	R ²	Regresiones	Gradiente Térmico °C/100 m
12	Sierra nevada de santa marta	0,99	Temp amb=29,097+(-0,0063*dem)	-0,57
13	Caribe occidental	0,82	Temp amb =27,542 +(-0,0057*dem)	-0,56
14	Caribe oriental	0,83	Temp amb =27,668 +(-0,0056*dem)	-0,62
15	Insular	0,94	Temp amb =30,738 +(-0,0294*dem)	0,38

Nota. Agualimpia y Castro, 2018

Tabla 29

Regímenes de humedad del suelo según clima ambiental

Clima ambiental	Régimen de humedad del suelo
Árido	Arídico
Semiárido	Xérico
Muy seco	Ústico
Seco	Ústico
Húmedo	Údico
Muy húmedo	Údico
Pluvial	Perúdico
Clima inducido por el relieve plano-cóncavo en cualquier clima	Ácuico

Nota. Adaptado de IGAC (2014).

El análisis temporal se basa en la caracterización climática a partir de datos promedio mensuales. Sin embargo, estos registros resultan especialmente difíciles de obtener en ciertas regiones de Colombia.

No es imprescindible ceñirse estrictamente a las normas de la Organización Meteorológica Mundial (OMM), que exigen series de al menos 30 años de datos para

cada estación. De lo contrario, sería imposible completar los mapas climáticos globales y muchas regiones de países en desarrollo quedarían sin cobertura.

Como estrategia inicial de aproximación al clima, se asignaron valores de temperatura en función de la latitud y, posteriormente, se emplearon promedios anuales de cada estación meteorológica, sin profundizar en las variaciones entre época seca y húmeda.

Los modelos climáticos que incorporan la variación del relieve facilitan la asignación de valores promedio de precipitación y temperatura, mientras que los modelos matemáticos permiten traducir estos datos en interpretaciones concretas. Un ejemplo es el cálculo de la evapotranspiración potencial, fundamental para la zonificación climática. Thornthwaite (1948) y Holdridge (1979) recurrieron a este enfoque para superar la falta de datos de evaporación obtenidos con tanque tipo A.

El uso de valores anuales promedio de precipitación y temperatura asignados a puntos específicos, y su análisis conjunto a escala regional, permite determinar los niveles de humedad y la franja térmica correspondiente.

Los datos interpolados y sintetizados en índices climáticos clasifican grandes extensiones de terreno según distintos sistemas (por ejemplo, Caldas-Holdridge, Caldas-Lang o Thornthwaite). No obstante, es imprescindible conocer la distribución mensual de las lluvias en un año típico para identificar los periodos secos y húmedos. Esta información es fundamental para:

- Establecer los requerimientos hídricos.
- Definir los regímenes de humedad del suelo.
- Detectar amenazas a los ecosistemas naturales.

Cuando el área de estudio carece de estaciones meteorológicas, es imprescindible emplear modelos teóricos para su caracterización climática. Estos modelos proporcionan información preliminar que permite ajustar planes y programas, al tiempo que se diseña una estrategia para recopilar registros locales. De este modo, se avanza en la zonificación climática de sectores que aún no disponen de datos empíricos.

A grandes escalas es fundamental cuantificar los flujos hídricos entre ecosistemas, evaluar el almacenamiento de agua en el suelo y estimar las variaciones anuales de las reservas hídricas. Este enfoque abandona el modelo climático tradicional basado en parámetros atmosféricos y zonificación macroclimática, para centrarse en los

ecosistemas y la cobertura vegetal, los cuales, según Finch y Trewartha (1944), facilitan la delimitación de microclimas.

El procedimiento comienza recopilando información detallada sobre la vegetación, el suelo y el hábitat objeto de estudio. A continuación, se identifican los puntos clave a partir de conjuntos de elementos cartografiables ya sean coberturas vegetales, unidades de suelo o zonas de interés y se registran sus coordenadas geográficas. Finalmente, dichas coordenadas se integran en el sistema de mapas raster de temperatura y precipitación.

Cada punto de muestreo, definido por sus coordenadas, se sitúa sobre las capas raster de precipitación y temperatura para extraer los valores puntuales de precipitación media anual y temperatura ambiental promedio anual. A continuación, la temperatura del piso cálido se transforma en biotemperatura aplicando la fórmula de Holdridge, considerando la latitud norte de la unidad de muestreo de la siguiente manera:

$$t_{\text{bio}} = t - \frac{3 * \text{latitud}}{100} * (t - 24)^2$$

Donde:

- t es la temperatura media mensual del aire.
- t_{bio} es la biotemperatura media mensual.
- latitud está en grados.

Cuando la temperatura ambiental oscila entre 6 °C y 24 °C, se adopta ese mismo valor como biotemperatura; para las zonas de alta montaña, donde la temperatura ambiental es inferior a 6 °C, se utiliza la siguiente fórmula:

$$\text{Biotemperatura} = \left(\frac{\text{temp máxima } ^\circ\text{C}}{\text{temp media máxima} - \text{temp media mínima}} \right) \left(\frac{\text{temp máxima } ^\circ\text{C}}{2} \right)$$

Según el estudio sobre los aspectos térmicos, es imprescindible elaborar una zonificación de la biotemperatura de Holdridge adaptada a Colombia, incorporando ajustes conforme al nivel de intervención y uso de cada región. Este enfoque abre nuevas perspectivas de investigación y permite generar zonificaciones climáticas progresivamente más detalladas y adecuadas al territorio colombiano.

La evapotranspiración potencial promedio anual, mediante la aplicación del factor de Holdridge para la biotemperatura.

$$\text{ETP} = 58.93 t_{\text{bio}}$$

Tras ajustar la biotemperatura en cada zona morfoclimática, es posible generar mapas raster de evapotranspiración aplicando el factor de Holdridge (58,93) sobre esos valores de biotemperatura.

La relación entre los valores de evapotranspiración potencial (ETP) y la precipitación define el índice de humedad de Holdridge, que se interpreta según los rangos establecidos en la escala de trabajo. A modo de ejercicio, puede agruparse la interpretación de la condición de humedad sin distinguir los pisos térmicos, lo que ofrecería una visión global de la humedad a nivel nacional. En cambio, un análisis a escala regional, que incorpore los pisos térmicos y sus niveles de humedad, proporcionaría información de mayor precisión y especificidad.

Durante este proceso de investigación, se buscó representar el clima con la máxima fidelidad posible. En primer lugar, se evaluó la relevancia y pertinencia de las clasificaciones climáticas existentes a nivel mundial; a continuación, se realizó un análisis comparativo de productos generados con dos índices climáticos de uso habitual en Colombia.

La mayoría de las clasificaciones climáticas se diseñaron a escala global, ya que sus variables solo permiten detectar cambios significativos en ese contexto. Dado que las precipitaciones en muchas regiones del mundo son inferiores a las de Colombia, estas clasificaciones sitúan al país en la categoría de “lluvioso”. Por otra parte, los índices de aridez, originalmente concebidos para delimitar zonas desérticas, se emplean en Colombia como una herramienta versátil que facilita la identificación de todo tipo de regiones climáticas.

6.5 Incorporación de factores físicos en la zonificación climática

Tradicionalmente, los análisis climáticos se han abordado desde una perspectiva global, intentando conciliar escalas mundiales y regionales. No obstante, los avances en la caracterización de climas regionales siguen siendo escasos y suelen basarse en conceptos superficiales que otorgan a la cobertura vegetal un papel primordial en la definición de los microclimas.

En sus orígenes, los indicadores climáticos se concibieron para caracterizar amplias regiones mediante la categorización de variables de precipitación y temperatura, a partir de las cuales se definían las características paisajísticas fundamentales.

Con el paso del tiempo, se reconoció que este sistema aglutinaba múltiples aspectos susceptibles de mayor precisión. Por ello, se integró el estudio de la distribución de

las lluvias, identificando meses secos y épocas lluviosas para enriquecer la descripción climática.

Más adelante, surgió el análisis comparativo entre variables: al establecer relaciones entre precipitación y temperatura, se pudieron delimitar con mayor exactitud los climas secos y monitorizar el avance de los procesos de desertificación.

Al basarse en variables puntuales, la zonificación climática ha utilizado desde sus orígenes las isolíneas de parámetros meteorológicos. En particular, las isoyetas constituyen quizá la forma más precisa de representar la variación pluviométrica, ya que permiten interpolar los valores entre estaciones equidistantes.

Actualmente, los procesos pueden realizarse de manera digital, lo que los hace más fiables y ágiles, además de permitir la incorporación de múltiples variables y superposiciones de información espacial. Esto posibilita generar distintos escenarios y escoger el que mejor se ajuste a la realidad, o más concretamente, a la escala de representación del fenómeno.

Los mapas ráster son una herramienta idónea para representar variables continuas, pues permiten generar información climática en zonas carentes de registros. Además, esta capa de datos se utiliza para aplicar modelos climáticos, llevar a cabo simulaciones y elaborar predicciones.

Los análisis climáticos nacionales elaborados por entidades especializadas se sustentan en mapas de zonificación que establecen normas de generalización y escalas amplias, lo que dificulta su aplicación a niveles de detalle superiores. Como resultado, se generan incongruencias en la clasificación climática y pequeños enclaves terminan siendo absorbidos por la zonificación dominante.

Observar las tendencias a partir de datos ráster resulta fundamental para generar información en puntos específicos, sobre todo ante la distribución insuficiente de estaciones y la falta de registros históricos confiables, condiciones que dificultan una zonificación climática precisa.

Recientemente la Organización de las Naciones Unidas para la Agricultura y la Alimentación - FAO impulsó los procesos cartográficos digitales mediante proyectos y programas de cooperación latinoamericana. Estas iniciativas buscan fortalecer el uso de técnicas y tecnologías que permitan obtener información precisa sobre la distribución del carbono orgánico en los países intertropicales.

Durante las jornadas de capacitación se detallaron los pasos y procedimientos necesarios para transformar datos puntuales en capas ráster. De este modo, se

generan variables predictivas basadas en modelos matemáticos que trascienden los métodos geoestadísticos tradicionales.

La calidad de un mapa ráster, como representación de un elemento climático, depende de la correlación espacial de la variable, de la asignación de pesos al fenómeno y, sobre todo, de la ubicación de las estaciones meteorológicas. Estas, en muchos casos, se distribuyeron sin un estudio previo; así, enclaves secos o zonas de transición carecen de estaciones propias y sus particularidades quedan ocultas, haciéndose evidentes únicamente al analizar la vegetación adaptada a esas condiciones climáticas.

Para compensar la carencia de estaciones representativas en determinadas localidades climáticas, a escalas detalladas (1:10.000 o mayores) se recomienda emplear variables explicativas de los fenómenos climáticos, tales como el contenido de carbono orgánico ponderado hasta 50 cm de profundidad, las variaciones en la fisonomía o estructura vegetal dominante, así como el análisis del albedo y de la cobertura y uso del suelo.

En lo que respecta a la distribución del carbono orgánico, esta técnica resulta especialmente útil para evaluar la influencia de la vegetación y el clima en la formación de suelos en ambientes fríos, muy fríos y extremadamente fríos. Sin embargo, su eficacia disminuye al delimitar condiciones de humedad en climas medios y cálidos. Por ello, para diferenciar climas en estos pisos térmicos conviene utilizar herramientas como el índice de vegetación normalizado, el albedo o el análisis de firmas espectrales para identificar óxidos de hierro.

La integración de variables climáticas con resultados derivados fue una técnica pionera en las primeras clasificaciones, ya que permitía confrontar directamente el clima con la vegetación. Hoy, este enfoque sigue vigente para validar las delimitaciones climáticas en proyectos de campo: primero se elaboran mapas preliminares y, tras la labor de campo, se genera cartografía definitiva ajustada a la escala requerida, con sus respectivas líneas de zonificación climática.

6.5.1 Variable predictiva

El comportamiento espacial de una variable climática depende del número, la distribución y la calidad de las estaciones meteorológicas. Existen dos inconvenientes principales: la dispersión aleatoria de los puntos de muestreo y su cantidad insuficiente para reflejar con precisión las variaciones reales. Seleccionar una estación representativa se vuelve complejo, pues las ubicadas en el área de estudio a menudo no coinciden en distribución ni en volumen de precipitación,

obligando a recurrir a datos de estaciones distantes. Este déficit es especialmente notorio en Colombia, donde la mayoría de estaciones se concentra en la región Andina, mientras que en la Orinoquia y la Amazonia hay escasez de registros.

Las regiones morfoclimáticas se definen en muchos lugares del mundo como el resultado de la interacción del clima con un determinado conjunto de rocas, lo que modela el relieve de cada región. Estos modelos reflejan el tipo, la estructura y la composición litológica, y constituyen la “huella climática” que da origen a paisajes característicos. Sin embargo, esta definición incorpora cierto grado de especulación, pues se basa en unidades climáticas antiguas que hoy pueden estar sometidas a condiciones distintas.

Un ejemplo ilustrativo son las altas montañas colombianas, donde los valles en forma de U evidencian la acción de antiguos glaciares. En ellos se aprecian morrenas laterales y frontales, así como depósitos en las partes bajas de los valles, llamados “artesas”. Todas estas formas morfológicas son producto del hielo glacial, pero sus límites no dependen únicamente de este elemento.

Además de la dinámica glacial, la delimitación de estos paisajes está influida por otros factores: la ubicación de las vertientes, la acción del viento, los frentes de humedad procedentes de cuerpos de agua distantes, entre otros. Por ello, el estudio debe partir de la unidad geológico-climática de las cuencas y vertientes que originan los ríos de montaña.

La calidad de los datos meteorológicos depende tanto de la distribución espacial de los elementos climáticos como de la densidad de registros en cada región. Por ello, al realizar un análisis espacial de la información climática de Colombia, resulta complicado identificar las particularidades derivadas de la posición en el relieve y de las vertientes.

Un ejemplo claro es el Valle del Magdalena, que, al hallarse confinado entre elevaciones más altas, recibe escasa influencia de los vientos refrescantes; en consecuencia, sus temperaturas son superiores a las de otras zonas de altitud similar. La delimitación de zonas morfoclimáticas mejora notablemente estos análisis, al establecer límites físicos que reflejan con precisión las variaciones climáticas.

Las unidades morfoclimáticas establecen el marco para predecir variables en áreas con información limitada y sirven de base para correlacionar dichos parámetros con la estructura física del paisaje colombiano. De este modo, permiten un análisis que conecta lo regional con lo local, superando la visión de ámbito nacional habitualmente aplicada al estudio del clima en Colombia.

6.5.2 Análisis climático del suelo según escalas de representación

El suelo actúa como el sustrato fundamental de los ecosistemas terrestres, ya que proporciona el soporte físico en el que se asientan las raíces de las plantas y el hábitat de numerosos organismos edáficos. Además, funciona como un medio dinámico de intercambio y transporte de nutrientes en solución, como nitrógeno, fósforo y potasio, que son esenciales para el crecimiento y la salud de la vegetación, tanto nativa como introducida. Gracias a su estructura porosa y su capacidad de retención de agua, el suelo regula la disponibilidad de estos nutrientes, influye en la aireación de las raíces y modera los ciclos hidrológicos locales. De esta manera, la calidad y composición del suelo no solo determinan la productividad vegetal, sino que también condicionan la resiliencia de los ecosistemas frente a perturbaciones climáticas y al aprovechamiento agrícola.

La zonificación climática a escalas más detalladas resulta incompleta si no se considera el clima edáfico, también determinado por la temperatura y la precipitación. En el ámbito de los suelos, los índices climáticos básicos son el régimen de temperatura y el de humedad; aunque el suelo refleja las condiciones climáticas, la definición de su régimen depende tanto de la escala de representación como del número de variables empleadas.

6.5.3 Regímenes de temperatura y humedad del suelo

El clima edáfico viene determinado por la temperatura, que se estabiliza a 50 cm de profundidad (véase Tabla 30), y por la humedad, cuya caracterización exige datos detallados: capacidad física de retención de agua, proporción textural de las partículas, espesor del *solum*, capacidad de retención de humedad, velocidad de drenaje y distribución del tamaño de poros del suelo.

En términos generales, la temperatura del suelo suele ser aproximadamente 2 °C inferior a la temperatura del aire, lo que se explica por la capacidad del suelo para atenuar las variaciones térmicas superficiales.

Castro y Agualimpia (2014) demostraron que, en las zonas de páramo de la Cordillera Oriental, esta diferencia es menor y varía a lo largo del día. Mediante 3 040 observaciones de temperatura del aire y del suelo a distintas cotas, hallaron que la divergencia promedio es de 1,3 °C al ascender por las laderas montañosas del páramo colombiano.

Tabla 30*Temperatura media anual del suelo y régimen térmico*

Temperatura media anual del suelo	Diferencia entre temperatura en verano e invierno	Régimen de temperatura
mayor de 22°C	mayor igual a 6°C	Hipertérmico
	menor a 6°C	Isohipertérmico
15-22°C	mayor igual a 6°C	Térmico
	menor a 6°C	Isotérmico
8 -15°C	mayor igual a 6°C	Mésico
	menor a 6°C	Isomésico
0 a 8°C	mayor igual a 6°C	Frígido
	menor a 6°C	Isofrígido
menor de 8°C	Verano frío temp. media del suelo en verano < 15°C	Cryico

Nota. Adaptado de USDA (2014) e IGAC (2024).

En escalas detalladas, el clima edáfico debe caracterizarse mediante geotermómetros, dada la escasez de registros sobre la temperatura del suelo. Para estimar la diferencia promedio con la temperatura ambiental, es preciso llevar a cabo un análisis estadístico de las mediciones, tomando como variables de referencia la altitud y la hora del día.

En los estudios generales y exploratorios realizados en Colombia por el IGAC entre los años 1954 y 2000, la temperatura del suelo se consideró irrelevante, pues los rangos altitudinales se establecieron sobre valores predefinidos, asumiendo su estabilidad y aplicabilidad a todas las vertientes montañosas. Sin embargo, investigaciones recientes han demostrado que los gradientes térmicos del suelo varían según la vertiente, la posición topográfica y la incidencia de los vientos, entre otros factores.

Al elevar el nivel de detalle en los estudios, es preciso abandonar las generalizaciones y centrarse en las relaciones causa-efecto particulares para comprender a fondo el fenómeno. Esto implica dedicar más tiempo a la recolección de datos de campo y, en especial, al estudio del suelo. En consecuencia, son los especialistas en reconocimiento de suelos quienes deben medir tanto la temperatura ambiental como la del suelo para reflejar posteriormente esa información en los regímenes térmicos de cada región analizada.

Los geotermómetros se suman al GPS, al barreno holandés, a la carta Munsell y al pH-metro como instrumentos esenciales en las labores de reconocimiento de suelos. Es imprescindible contar con formatos estandarizados para registrar la hora de medición, tanto de la temperatura del aire (a 1,5 m de altura y a la sombra de la vegetación) como de la temperatura del suelo a 50 cm de profundidad. Entre los factores que pueden afectar estas lecturas figuran el color del suelo, su textura, la consistencia en condiciones de humedad y la proximidad del nivel freático.

Cuando se cuente con datos de estaciones meteorológicas, es preciso homologarlos utilizando como referencias la temperatura media del suelo a 50 cm de profundidad y las temperaturas medias del suelo en los meses de verano e invierno, todas ellas calculadas sobre un periodo mínimo de 30 años.

En ausencia de geotermómetros y de estaciones meteorológicas con registros de temperatura del aire o del suelo, es posible generar los datos necesarios aplicando las regresiones definidas para cada zona morfoclimática, tal como se expuso en el capítulo de procedimiento para crear registros climáticos en localidades carentes de información temática.

El procedimiento consiste en generar observaciones puntuales con sus correspondientes coordenadas y altitud, extraer la temperatura ambiental del mapa ráster derivado de la regresión sobre un modelo digital de terreno y ajustar dicha temperatura restando 3 °C en climas cálidos, 2 °C en climas templados y 1,3 °C en climas fríos. De este modo se obtiene la temperatura media del suelo y se pueden elaborar los regímenes térmicos edáficos conforme a los rangos establecidos por el USDA (véase Tabla 31).

Históricamente, la temperatura del suelo se ha empleado para diferenciar la intensidad de la meteorización, ajustándose a los rangos de pisos térmicos definidos para Colombia. Para cumplir los objetivos de esta investigación y perfeccionar los procedimientos de zonificación climática, se aplicaron funciones de regresión basadas en datos oficiales, lo que permitió trazar isolíneas de temperatura y delimitar con precisión los pisos térmicos. En este caso, se descartó el método tradicional de usar cotas altitudinales para la delimitación, propio de estudios a escala general.

Tabla 31*Régimen de humedad del suelo según el número de días secos y húmedos*

RÉGIMEN DE HUMEDAD	DÍAS SECOS	DÍAS HUMEDOS
Ácuico:	ninguno	saturado
Údico:	menos de 90 días menos de 45 en verano	50 - 75% (> 270 al año)
Ústico:	menos de 45 en verano	50 y 75% (>90 en verano)
Xérico:	más de 45 en verano	50 y 75% (>45 en verano)
Árido o tórrico:	más de 50%	Menos de 90

Nota. Adaptado de IGAC (2024)

6.5.4 Regímenes de humedad del suelo

Los regímenes de humedad del suelo en Colombia se han abordado de forma subjetiva y se han vinculado estrechamente al clima ambiental. En ámbitos académicos de otras regiones se investigó este tema, pero sin llegar a establecer un modelo de aplicación global; en muchos casos, los estudios se centraron en perfeccionar la representación regional del clima edáfico. Esto demuestra que, para el contexto colombiano, es necesario realizar múltiples ajustes hasta desarrollar una metodología propia, acorde con sus paisajes singulares y distinta de los enfoques utilizados en otros lugares del mundo.

6.5.5 Perfil de humedad del suelo

El análisis del movimiento del agua parte del conocimiento de las propiedades del suelo para retener la humedad generada por la lluvia, sin considerar aportes laterales. Por ello, en estudios de mayor detalle resulta indispensable conocer la posición geomorfológica de la unidad.

El Departamento de Agricultura de los Estados Unidos estableció en 1975 la delimitación de la “sección control” del suelo, a partir de la cual se determina el régimen de humedad. Esta sección corresponde a la porción del perfil capaz de retener 50 mm de agua. Su límite superior se define añadiendo 25 mm de agua al suelo y midiendo su humedad 24 horas después; el límite inferior, agregando 75 mm de agua al suelo seco y verificando la humedad 48 horas tras la aplicación.

Sin embargo, este método, algo subjetivo, no considera la presencia de capas compactadas, naturales o artificiales, que pueden alterar la retención y el flujo de agua en el perfil del suelo.

Los esfuerzos posteriores para normalizar la definición de la sección control permitieron establecer rangos específicos según las clases texturales del suelo.

- Entre 10 y 30 cm en suelos arcillosos.
- Entre 20 y 60 cm en suelos francos.
- Entre 30 y 90 cm en suelos arenosos.

El perfil de humedad para las pruebas de movimiento de agua se determina en laboratorio midiendo la humedad natural de cada muestra de suelo, estratificada por horizonte o capa del perfil. En campo, se emplean dispositivos electrónicos con sensores o técnicas de dispersión de electrones para registrar la humedad a distintas profundidades.

En la medición de la humedad del suelo, se considera que está saturado cuando la tensión es de 0 kPa. Se define como húmedo o de agua útil el rango de tensiones comprendido entre 0 y -1500 kPa; por debajo de -1500 kPa, el suelo se considera seco.

La humedad del suelo se basa en la precipitación media anual calculada sobre un periodo mínimo de 30 años, denominado "año normal", en el que la desviación típica debe ser inferior a 1. A escala mensual, se considera representativo que la precipitación media anual dividida entre doce se alcance en al menos ocho de los doce meses del año.

El modelo de Newhall (1976) para determinar los regímenes de humedad del suelo presentó inconvenientes, ya que clasificó como ústicas extensas áreas de la región meridional de España. Para precisar estos límites, Jarauta (1989) desarrolló un nuevo modelo de simulación que integra múltiples perfiles de suelo, datos diarios de infiltración real del agua de lluvia y cálculos de evapotranspiración potencial.

Durante la fase de zonificación climática nacional y regional en Colombia, los profesionales encargados de los levantamientos de suelos acordaron establecer un paralelo entre los climas ambientales y los climas edáficos (véase Tabla 32). No obstante, se admitió que, más allá de esta regla general, un régimen ácuico podía presentarse en cualquier tipo climático, dado que en las zonas de menor altitud del relieve el agua permanece de forma continua.

Tabla 32

Relación entre clima ambiental y humedad del suelo

CLIMA AMBIENTAL	HUMEDAD EDAFICA
Pluvial	Perúdico
Muy húmedo	Perúdico
Húmedo	Údico
Seco	Ústico
Muy seco	Ústico- Arídico
Árido	Árido

Las variables edáficas consideradas para determinar el régimen de humedad del suelo son:

- Precipitación total anual promedio de lluvias en mm.
- Distribución anual de las lluvias.
- Consumo de agua por el cultivo o los ecosistemas (uso consuntivo).
- Almacenamiento de agua en el suelo.
- Capacidad de reserva de agua del suelo.

La cantidad anual de agua acumulada se define como la suma de las precipitaciones de un “año normal”, calculada sobre un historial mínimo de 20 años para incorporar las variaciones recientes en los patrones de lluvia.

La distribución anual de las precipitaciones permite conocer la disponibilidad de agua a lo largo del año e identificar los periodos de excedente y déficit hídrico para los usos agrícolas, es decir, la oferta de agua por estación.

El consumo de agua de los cultivos refleja el volumen utilizado en un periodo climático normal bajo condiciones de evapotranspiración, es decir, la cantidad necesaria tanto para la producción de cosechas como para el mantenimiento y conservación de los ecosistemas naturales.

El almacenamiento de agua en el suelo alude a su capacidad como reservorio temporal, regulando los procesos hidrológicos que allí tienen lugar.

Para evaluar el almacenamiento de agua en el suelo se consideran dos variables principales:

- Textura ponderada en la sección control, a partir de la cual se deriva el factor volumétrico.
- Profundidad efectiva o espesor del solum, medido hasta la primera barrera física o química.

Diversos estudios indican que la compactación del suelo puede reducir su capacidad de almacenamiento al dificultar la infiltración del agua. En la Figura 20 se presenta el diagrama triangular para calcular el factor volumétrico a partir de la distribución de partículas del suelo.

El consumo de agua varía según el cultivo; por ello, es imprescindible realizar balances hídricos edáficos que permitan planificar el uso del suelo sin generar impactos ambientales (IGAC, Minambiente, 2007).

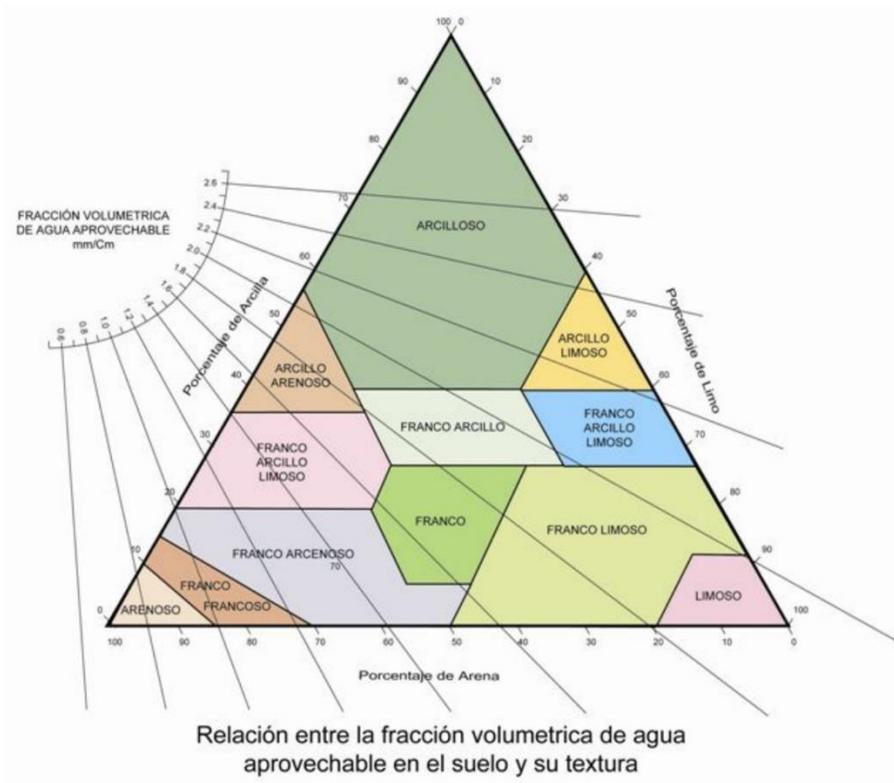
Para calcular el almacenamiento de agua en el suelo, el estudio edáfico debe contar con un nivel taxonómico que describa la distribución granulométrica y precise la profundidad efectiva. Primero, se ponderan los contenidos de arcilla y limo de cada horizonte del perfil; luego, mediante el diagrama textural triangular, se cruzan ambos valores para determinar el factor volumétrico. Por ejemplo, con un 30% de arcilla y un 50% de limo ponderados, el valor proyectado en el triángulo es 2,08. Si la profundidad del suelo sin limitantes es de 75 cm, entonces:

$$\text{Capacidad de almacenamiento} = 2.08 \text{ mm/cm} \times 75 \text{ cm} \quad (15)$$

$$\text{Capacidad de almacenamiento} = 156 \text{ mm}$$

Figura 20

Diagrama triangular para determinar el factor volumétrico según la distribución granulométrica del suelo



La capacidad de almacenamiento de agua del suelo es de 156 mm, lo que equivale a la lámina de agua que puede retener.

Según el Instituto Colombiano de Hidrología Meteorología y Adecuación de Tierras - HIMAT (1991), el almacenamiento útil para el cultivo es la porción de lluvia que supera la evapotranspiración potencial y se añade a la reserva del mes anterior. El volumen que excede la capacidad de almacenamiento se denomina exceso, y al concluir el balance debe sumarse el total anual de este exceso.

Cuando la precipitación es inferior a la evapotranspiración, se produce un déficit hídrico. En ese caso, la demanda de agua del cultivo o del ecosistema se satisface extrayendo el agua almacenada para cubrir la evapotranspiración real (ETR). El consumo de agua corresponde a la diferencia entre la evapotranspiración potencial y la real, y la suma de los déficits mensuales constituye el déficit anual.

La evapotranspiración potencial representa el volumen de agua que puede evaporarse de la superficie del suelo y que las plantas transpiran cuando éste alcanza su capacidad de campo.

La capacidad de reserva no solo cuantifica el volumen de agua que un suelo puede almacenar y regular, sino que también incorpora los tiempos de retención en el perfil, considerando incluso el propio movimiento del agua como variable. Asimismo, resulta fundamental analizar la geometría del poro, es decir, la proporción y distribución de macro-, meso- y microporos.

Para estimar con precisión la capacidad de almacenamiento de agua en el suelo, se realizan ensayos con penetrómetro para identificar capas compactadas o densificadas (Aguilimpia y Castro, 2013). Véase Tabla 33.

La fórmula es la siguiente:

$$CR = P. \text{efect} \times Dap \times H \text{ aprov} \quad (8)$$

Donde:

- CR es la capacidad de reserva.
- P. efect es la profundidad efectiva.
- Dap es la densidad aparente.
- H aprov es la humedad aprovechable.

Tabla 33

Interpretación del agua útil aprovechable en el suelo

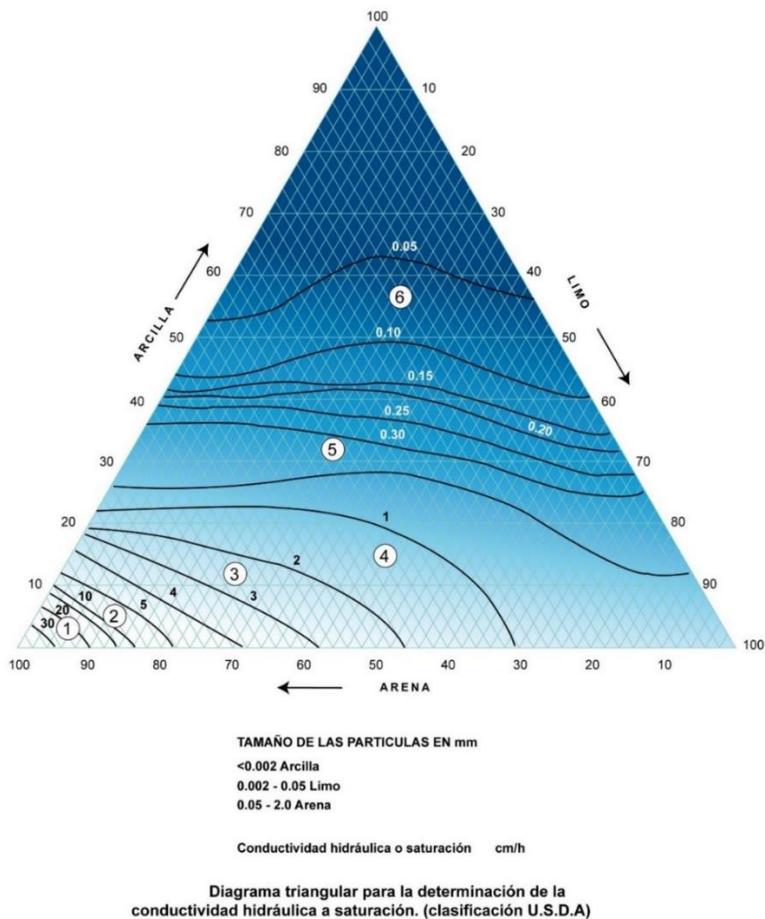
Agua aprovechable en cm/100cm de suelo	Interpretación
< 5.0	Muy baja
5 - 10	Baja
10 - 15	Media
15 - 20	Alta
> 20	Muy alta

Nota. Adaptado de IGAC (2024).

En ausencia de datos empíricos de retención de humedad, se recurre al análisis basado en la clase textural ponderada hasta la profundidad de la limitante, a partir de la cual se calcula teóricamente la conductividad hidráulica mediante la proporción de arena, limo y arcilla. Véase la Figura 21.

Figura 21

Conductividad hidráulica según la proporción ponderada de limo y arcilla



Nota. Adaptado de USDA (2010).

La conductividad hidráulica del suelo se define aquí como su capacidad para regular el flujo de aguas freáticas, determinada por la textura ponderada hasta la primera barrera física o química. La retención de humedad disminuye progresivamente de la región 1 a la 6; la región 6 ofrece las condiciones óptimas para retener agua y controlar su movimiento lateral y vertical en el perfil. Véase la Tabla 34.

Tabla 34

Interpretación de la conductividad hidráulica del suelo según regiones texturales

Región	Conductividad hidráulica cm/hora	Interpretación
6	< 0.1	Muy lenta
	0.1 - 0.5	Lenta
5	0.51 - 2.0	Moderadamente lenta
4	2.1 - 6.3	Moderada
3	6.31 - 12.7	Moderadamente rápida
2	12.71 - 25.4	Rápida
1	> 25.4	Muy rápida

Nota. Adaptado de Soil Survey Staff (1981, citado en IGAC, 2024) y según la experiencia del Laboratorio de Suelos del IGAC.

Para calcular los regímenes de humedad del suelo en escalas semidetalladas y detalladas, es necesario desarrollar modelos matemáticos que integren las variables mencionadas junto con los datos obtenidos en campo, incluyendo el análisis de la permanencia del agua en el perfil del suelo.

Estas variables físicas deben seleccionarse según el nivel de detalle cartográfico y la cantidad de datos disponibles. Asimismo, resulta imprescindible generar curvas de retención de humedad y emplear el penetrómetro para identificar capas compactadas que puedan limitar la capacidad de almacenamiento en estudios semidetallados, así como la capacidad de reserva hídrica en los estudios detallados de zonificación climática.

CAPÍTULO 7

DISCUSIÓN Y PRINCIPALES HALLAZGOS

Viento, mujer y fortuna, mudables como la luna

Refrán popular

Al comienzo, los estudios de zonificación climática se enfocaban en explicar las variaciones de los periodos climáticos y sus consecuencias ambientales devastadoras. Entre 1900 y 1920, surgieron investigaciones que vinculaban el clima con la distribución de la vegetación, centrandó su atención en la delimitación de paisajes desérticos.

Entre 1920 y 1948, los estudios climáticos se enfocaron en la caracterización de las diferentes regiones climáticas. Se perfeccionaron los métodos incorporando la evapotranspiración y se formularon propuestas para optimizar los índices de humedad de la tierra. Las zonificaciones climáticas pasaron a considerar la posición geográfica en el globo, con Lang y Martonne como referentes fundamentales en la conceptualización y desarrollo de los índices de aridez.

Entre 1949 y 1966 se intensificó la exploración de nuevas variables, definiéndose divisiones climáticas adicionales e incorporando análisis basados en balances hídricos. Gausen introdujo la relación precipitación-temperatura para identificar el mes seco y avanzó hacia una zonificación fundamentada en la distribución temporal de los parámetros climáticos.

Entre 1966 y 1979, en pleno auge de la Revolución Verde, las zonificaciones climáticas se orientaron a optimizar la producción agrícola. Durante este período se formularon zonificaciones regionales, como las de Papadakis y Hargreaves, y surgió la agroclimatología.

Desde 1979 hasta la actualidad, se han recategorizado los índices de humedad y aridez para incorporarlos en sistemas de monitoreo, al tiempo que se integran variables temporales que permiten elaborar pronósticos climáticos.

En Colombia no se elaboraron propuestas propias para caracterizar o zonificar el clima; en su lugar, se aplican sin cuestionamiento clasificaciones diseñadas para

otros contextos. Como ejemplo, el mapa de zonificación climática de ecosistemas etiqueta a la Sabana de Bogotá como «frío muy seco», cuando en realidad predomina un clima «frío y seco». Esta discrepancia no se verifica sobre el terreno porque la zonificación climática se realiza a escalas reducidas (hasta 1:500 000), lo que impide validar sus resultados a detalle.

La clasificación de pisos térmicos mediante el método de Caldas, adaptado a las condiciones colombianas, resulta la opción más adecuada para identificar suelos y zonificar climáticamente cuando se complementa con el índice de humedad de Holdridge. Al comparar los resultados entre Caldas–Lang y Caldas–Holdridge, se aprecia que no son directamente comparables en zonas de alta montaña: el índice de Lang tiende a sobreestimar la humedad, mientras que el de Holdridge permite distinguir con mayor precisión una mayor variedad de climas en esas altitudes.

La optimización de los procedimientos se plantea como una solución inmediata para mejorar la representación del clima en distintas escalas. Esta medida permite ajustar las herramientas de análisis a las características específicas del territorio. Además, una segunda estrategia consiste en identificar, para cada nivel de detalle, las variables más relevantes y añadir de manera progresiva nuevos elementos conforme se trabaja con escalas más finas. Esta aproximación gradual ofrece una mayor precisión y coherencia en la caracterización climática.

Ahora bien, el análisis de las metodologías existentes en materia de zonificación climática revela una tendencia dominante: la mayoría de los enfoques han sido diseñados para comprender el clima a escala global. Estas propuestas, al ser aplicadas en Colombia sin mayores adaptaciones, generan resultados que no siempre reflejan las particularidades del contexto local. Entre otras palabras, se implementan en distintos niveles de detalle sin considerar su falta de correspondencia con la diversidad climática del país.

Por cierto, muchas de estas clasificaciones climáticas provienen de modelos desarrollados en Norteamérica y Europa, regiones donde se priorizó la delimitación de zonas áridas. Al trasladarlas al contexto colombiano, dichas clasificaciones tienden a ubicar al país dentro de las regiones más lluviosas del mundo. Esta interpretación, sin embargo, ignora la gran variabilidad climática entre regiones andinas, amazónicas, caribeñas y del piedemonte, lo que impide establecer un diagnóstico realista y útil para la planificación territorial y ambiental.

En Colombia, la zonificación climática más empleada combina el método Caldas modificado con los índices de humedad de Holdridge. Estos últimos se basan en la

relación entre la evapotranspiración potencial y la precipitación media anual. Mientras el sistema Caldas–Lang ofrece una visión general, presenta limitaciones importantes en los pisos de alta montaña, ya que tiende a sobreestimar la humedad. En contraste, los índices de Holdridge logran identificar un mayor número de unidades climáticas en esos entornos, lo que permite un monitoreo más detallado tanto de zonas áridas como de aquellas con diversos grados de humedad. Además, esta herramienta resulta especialmente útil para observar dinámicas climáticas en regiones sensibles al cambio ambiental.

7.1 Hacia una metodología multinivel de zonificación climática

Las clasificaciones climáticas, fundamento de la representación cartográfica, han atravesado al menos cuatro periodos conceptuales:

- Desde 1900 hasta 1948 la zonificación climática se dirigió a explicar fenómenos y a delimitar varios tipos de zonas secas e incluso desérticas; la primera clasificación dio origen a los estudios del suelo.
- Desde 1949 hasta 1966 se mejoran las representaciones cartográficas del clima y se empieza a trabajar la caracterización climática teniendo en cuenta la variabilidad temporal; se establece el análisis de meses secos.
- Desde 1966 hasta 1979 la zonificación climática se redefine en favor de los requerimientos de cultivos buscando mejorar los rendimientos durante la época denominada revolución verde.
- Desde 1979 hasta la fecha se plantea la zonificación climática analizada por temporalidades; se inicia el monitoreo del clima y se trabaja en temas de cambio climático; recientemente se trabaja el tema de variabilidad climática, por tanto, los elementos climáticos adquieren mayor importancia en análisis temporales.

Es fundamental unificar el procedimiento de zonificación climática para avanzar hacia un manejo territorial verdaderamente sostenible. Los métodos actualmente empleados generan resultados dispares, lo que limita su utilidad en la planificación ambiental. Por cierto, la precisión en la representación cartográfica del clima depende directamente de la escala de trabajo, aspecto que debe considerarse desde el inicio de cualquier estudio. En este sentido, la combinación entre los pisos térmicos y el índice de humedad de Holdridge –basado en la relación entre evapotranspiración potencial y precipitación media anual– ha demostrado ser una de las opciones más eficaces.

Además, los procedimientos y la cantidad de variables requeridas para representar el clima no son constantes, sino que varían según la escala de análisis. Entre otras palabras, resulta inviable aplicar un método único a todos los niveles. Conviene entonces evaluar cuidadosamente el alcance y la calidad de la información disponible en cada escala, ya que estos factores condicionan de forma directa los resultados obtenidos. Esta evaluación debe orientar la selección de indicadores y metodologías más pertinentes para cada caso.

Durante la investigación se compararon diferentes categorías de índices de humedad y aridez, lo que permitió identificar que cada clasificación responde a propósitos distintos. Aunque el enfoque multiescalar ha sido propuesto desde hace décadas, rara vez ha sido aplicado con rigor en la práctica. Además, los conceptos de clima ambiental y clima edáfico se abordaron únicamente con fines de comparación, sin profundizar en las posibles diferencias entre ambos, lo cual representa una oportunidad de mejora conceptual en estudios futuros.

La propuesta metodológica presentada en este trabajo busca armonizar los datos disponibles mediante la subdivisión del territorio colombiano en quince zonas morfoclimáticas. Para ello, se aplicaron regresiones lineales con gradientes de temperatura específicos en cada unidad, lo cual permitió una aproximación más ajustada a las condiciones térmicas locales. Este enfoque mejora la precisión en la delimitación climática, en especial en regiones de alta complejidad topográfica.

Asimismo, se diseñó un análisis basado en datos ráster con el fin de cubrir aquellas áreas que no cuentan con estaciones meteorológicas. Esta estrategia permitió generar mapas nacionales de temperatura y precipitación que se ajustan a las variaciones del relieve colombiano. Tales productos cartográficos facilitan la modelación climática y permiten extraer y reclasificar la información necesaria para desarrollar una zonificación climática más precisa y útil para la gestión del territorio.

7.2 Productos generados en la investigación

El desarrollo de la Fase I del proyecto de zonificación climática produjo avances sustantivos, entre los que destaca:

Delimitación de quince zonas morfoclimáticas para Colombia

Catorce continentales y una correspondiente al sistema insular, que amplían y refinan los esquemas previamente propuestos en la literatura nacional.

Este nuevo marco integra y armoniza la información presentada de forma parcial por Stanescu y Díaz (1971), Flórez (1986), Eslava y Flórez (1994), Garzón y Pulido

(1987), Callejas y Castellanos (1991), IGAC (1988), Poveda et al. (2000) e IDEAM (2010), proporcionando una referencia cartográfica coherente y actualizada para futuros levantamientos de suelos y estudios ambientales.

Modelación altitudinal de la temperatura

Basándose en la climatología normal del IDEAM para el periodo 1980–2010, se ajustaron quince regresiones altitud–temperatura, una por cada zona morfoclimática del país. Estas regresiones permitieron generar superficies ráster de temperatura media multianual con cobertura nacional. A partir de estos modelos, se asignaron valores térmicos coherentes a los perfiles edáficos descritos entre 2010 y 2022, lo cual contribuyó a mejorar la consistencia entre variables climáticas y características del suelo.

Por cierto, el producto de zonificación morfoclimática, junto con las regresiones altitud–temperaturas asociadas, ofreció un marco de referencia sólido para cuantificar los gradientes térmicos en quince regiones de Colombia. A partir de esta base, se redefinieron los límites altitudinales de los pisos térmicos, que originalmente habían sido propuestos por Caldas y luego ampliados por el IGAC en 2018. La sustitución de las curvas de nivel por superficies térmicas continuas permitió mejorar de forma sustancial la resolución y precisión cartográfica, lo que fortalece su aplicación en estudios edafológicos, planes de ordenamiento territorial y análisis agroambientales.

Además, con base en los mapas ráster de temperatura media anual, se estimó la evapotranspiración potencial (ETP) a escala espacial continua. Los valores obtenidos de ETP sirvieron para calcular el índice de humedad del suelo, parámetro esencial en la caracterización de los regímenes edafoclimáticos, definidos por la interacción entre temperatura y disponibilidad hídrica. Este indicador ofrece una lectura más fina de las condiciones locales, especialmente útil para el monitoreo de zonas áridas, húmedas o con transición climática.

Tales avances metodológicos fueron compartidos en distintos espacios académicos y técnicos. Entre otros, se difundieron a través de artículos científicos, ponencias especializadas y jornadas de socialización institucional. Asimismo, el procedimiento se integró al programa académico de la asignatura Acueductos y Alcantarillados, donde se convirtió en la base para varios proyectos de investigación semestrales y trabajos de grado en universidades de Colombia y del exterior.

Finalmente, la Subdirección de Agrología del Instituto Geográfico Agustín Codazzi desarrolló una zonificación climática del país a escala 1:25.000, actualizada de forma

periódica conforme avanzaban los estudios edafológicos. Con el propósito de fortalecer la cartografía temática nacional, se propuso incorporar esta zonificación en la actualización del Mapa Nacional de Suelos. Entre 2020 y 2023, dicha propuesta participó activamente en el proceso de revisión, en articulación con la nueva delineación de los tipos de relieve de Colombia a escala 1:100.000.

7.3 Conclusiones

Se documentaron las bases conceptuales que sustentan las principales clasificaciones climáticas utilizadas a nivel global, lo cual permitió evidenciar que muchas de ellas han sido adoptadas en Colombia sin un análisis previo sobre sus alcances, limitaciones y propósitos originales. Esta revisión crítica facilitó la identificación de aquellas clasificaciones que, por su enfoque metodológico y variables consideradas, resultan más adecuadas para la delimitación y estudio de los suelos en el contexto colombiano.

A partir de la revisión de metodologías, instructivos y manuales utilizados para definir unidades climáticas, se analizó en profundidad la zonificación climática empleada entre 2000 y 2022 en los levantamientos de suelos realizados en Colombia. Este análisis permitió comprender la evolución de los criterios técnicos aplicados por el Instituto Geográfico Agustín Codazzi y establecer una relación entre los productos generados en ese periodo y las escalas de representación utilizadas. Como resultado, se argumentó con mayor solidez ante los reconocedores de suelos que, al igual que existen escalas específicas para representar unidades cartográficas de suelos, también deben considerarse escalas diferenciadas para la representación del clima.

Durante el desarrollo de la investigación se implementaron diversas técnicas orientadas a modernizar los procedimientos aplicados por la Subdirección de Agrología en los levantamientos de suelos. Uno de los avances más significativos fue la revisión de los límites de los pisos térmicos mediante la generación de gradientes de temperatura, lo cual representó una innovación metodológica sustancial. Este enfoque permitió integrar componentes clave de la geografía física, como las regiones naturales y la delimitación de cuencas hidrográficas, esto facilitó la identificación de vertientes orogénicas y zonas climáticas cuyos límites térmicos difieren notablemente de los propuestos por el sabio Caldas hace más de 250 años.

Además, estos nuevos límites altitudinales fueron verificados en campo con el apoyo de un dendrólogo, a través de la identificación de especies vegetales indicadoras del clima local. Esta validación permitió correlacionar los datos climáticos con la

distribución de la vegetación, fortaleciendo la precisión y relevancia ecológica de la zonificación térmica propuesta.

La zonificación climática aplicada a los levantamientos de suelos en Colombia ha estado marcada, en los últimos 22 años, por la aplicación de procedimientos que no siempre responden a criterios técnicos coherentes con la finalidad de cartografiar los suelos. Aunque se han documentado múltiples técnicas utilizadas durante el reconocimiento de suelos, persiste una fragmentación metodológica. En la actualidad, los análisis climáticos tienden a incorporar variables orientadas al ordenamiento productivo y al uso agrícola, con productos como el calendario agrícola. Sin embargo, esta orientación representa un desvío frente al propósito principal que es delimitar los suelos a escalas adecuadas que garanticen precisión cartográfica y coherencia técnica. Esta situación revela una necesidad urgente de reorientar la zonificación climática hacia enfoques que fortalezcan su función como herramienta científica de base para los estudios edafológicos, y evitar que se diluya en criterios sectoriales que no responden al rigor que exige la planificación territorial y ambiental.

CARLOS ENRIQUE CASTRO MÉNDEZ



Doctor en Geografía por la Universidad Pedagógica y Tecnológica de Colombia y Doctor en Ciencias por la Universidad de São Paulo (2023). Realizó un Posdoctorado en Metodología de la Investigación y Producción Científica en la Universidad Hipócrates (Acapulco, México), en cooperación con el Instituto Universitario de Innovación en Ciencia y Tecnología - INUDI (Perú). Obtuvo el grado de Magíster en Geografía en el marco del convenio entre la Universidad Pedagógica y Tecnológica de Colombia y el Instituto

Geográfico Agustín Codazzi - UPTC-IGAC (2010). Es Especialista en Ordenamiento y Gestión Integral de Cuencas Hidrográficas por la Universidad Santo Tomás (2004) y Agrólogo de la Fundación Universidad Jorge Tadeo Lozano (1990). Se desempeña como investigador del Grupo Suelos y Ecología de la Subdirección de Agrología - IGAC, del grupo Geografía y Ordenamiento Territorial (GEOT-UPTC) y del grupo PROGASP-GAIA de la Universidad Distrital Francisco José de Caldas. Cuenta con amplia experiencia en el reconocimiento de suelos agrícolas y sus aplicaciones en la evaluación de la capacidad de uso y el análisis de conflictos de uso de la tierra a diferentes escalas. Es coautor de diversos estudios y publicaciones sobre usos alternativos sostenibles del territorio, zonificación ambiental de cuencas hidrográficas e identificación de la subutilización de tierras, entre otros temas.

YOLIMA DEL CARMEN AGUALIMPIA DUALIBY



Doctora en Ciencias Técnicas por el Instituto Superior Politécnico José Antonio Echeverría (ISPJAE), La Habana - Cuba. Realizó un Posdoctorado en Metodología de la Investigación y Producción Científica en la Universidad Hipócrates (Acapulco, México), en cooperación con el Instituto Universitario de Innovación en Ciencia y Tecnología - INUDI (Perú). Es Magíster en Ingeniería Civil por la Universidad de los Andes - Bogotá e Ingeniera Civil por la Universidad de La Salle - Bogotá. Cuenta con amplia experiencia profesional en la elaboración de estudios hidráulicos para proyectos de abastecimiento de agua, distritos de riego, drenajes viales, estructuras hidráulicas, canales, obras complementarias y sistemas de alcantarillado de aguas lluvias y residuales, así como en la estimación de crecientes para el diseño de obras hidráulicas. Su trayectoria incluye también aspectos administrativos vinculados a la gestión de proyectos de infraestructura hídrica. En el ámbito académico, se desempeña como docente universitaria en asignaturas relacionadas con los recursos hídricos, tales como mecánica de fluidos, hidráulica de canales y tuberías, hidrología, sistemas de abastecimiento y saneamiento, obras hidráulicas, y operación y mantenimiento de redes, entre otras. Ha dirigido diversos proyectos de investigación sobre recursos hídricos, varios de ellos desarrollados en el marco del Centro de Investigaciones y Desarrollo Científico (CIDC) de la Universidad Distrital Francisco José de Caldas. Asimismo, ha participado como ponente en múltiples eventos de carácter nacional e internacional.

REFERENCIAS

- Agencia Estatal de Meteorología (AEMET). (2012). *Guía de buenas prácticas para la homogeneización de series de datos climáticos*. Ministerio de Agricultura, Alimentación y Medio Ambiente. https://www.aemet.es/documentos/es/conocermas/publicaciones/Guias/Guia_homogeneizacion_datos.pdf
- Agualimpia, Y., & Castro, C. (2013). Capacidad de reserva de agua en los suelos del borde norte de Bogotá. *Revista Ciencias Técnicas Agropecuarias*, 22(1), 55-61. <https://revistas.unah.edu.cu/index.php/rcta/article/view/193>
- Agualimpia, Y., & Castro, C. (2018). Zonas morfoclimáticas de Colombia: Un aporte a la correlación entre el clima ambiental y el régimen climático del suelo. En *Agua y ambiente. Experiencias y reflexiones frente al desarrollo sostenible y sustentable* (pp. 13-30). Colección Tierra y Vida, Universidad Distrital Francisco José de Caldas. https://www.researchgate.net/publication/329119028_Definicion_de_las_zonas_morfoclimaticas_de_Colombia_un_aporte_a_la_correlacion_entre_el_clima_ambiental_y_el_regimen_climatico_del_suelo
- Alarcón, J., & Pabón, J. (2013). El cambio climático y la distribución especial de las formaciones vegetales en Colombia. *Colombia Forestal*, 16(2), 171-185. <https://dialnet.unirioja.es/servlet/articulo?codigo=9116846>
- Aguado, E., & Burt, J. E. (2010). *Understanding weather and climate* (5th ed.). Prentice Hall.
- Bailey, J., & Seddon, T. (1995). *Mundo prehistórico*. Oxford.
- Beck, H. E., Zimmermann, N. E., McVicar, T. R., Vergopolan, N., Berg, A., & Wood, E. F. (2020). Present and future Köppen-Geiger climate classification maps at 1-km resolution. *Scientific Data*, 5, 180214. <https://doi.org/10.1038/sdata.2018.214>
- Budyko, M. I. (1974). *Climate and life* (D. H. Miller, Trans.). Academic Press.

- Callejas, H., & Castellanos, J. (1991). Regímenes de temperatura del suelo (actual y propuesto). *Revista Suelos Ecuatoriales*, 21(1).
- Castro, C., & Agualimpia, Y. (2021). Zonas morfoclimáticas y su aporte a la delimitación del clima: El caso de la frontera agrícola y el páramo de Güicán en Boyacá, Colombia. *Ateliê Geográfico*, 15(3), 6–26. <https://doi.org/10.5216/ag.v15i3.67354>
- Castro, C., & Agualimpia, Y. (2022). Zonas morfoclimáticas, biogeografía y sistemas agrícolas en un sector de la sabana del Caribe colombiano. *Revista Mutirão (Recife)*, 3(1). <https://journalusco.edu.co/index.php/iregion/article/view/1303/2541>
- Flórez, A. (1986). Relación altitudinal de la temperatura del suelo y del aire en los Andes centrales de Colombia. *Atmósfera*, 9.
- Instituto Geográfico Agustín Codazzi (IGAC). (2022). *Zonificación climática para levantamiento de suelos* (Versión 1. Código: IN-GAG-PC05-13). Subdirección de Agrología. https://www.igac.gov.co/sites/default/files/listadomaestro/in-gag-pc05-13_zonificacion_climatica_para_levantamiento_de_suelos.pdf
- Castro, C., & Agualimpia, Y. (2014). Gradiente de temperatura aplicado a regímenes del suelo en páramos de la cordillera oriental. En *Sociedad Colombiana de la Ciencia del Suelo (Ed.), Resúmenes XVII Congreso Colombiano de la Ciencia del Suelo* (p. 82). Popayán, Cauca, Colombia. <https://url-shortener.me/615Y>
- Castro, C., Agualimpia, Y., & Sánchez, F. (2016). Modelo climático de los páramos de la cordillera oriental colombiana aplicado a regímenes de temperatura del suelo. *Perspectiva Geográfica*, 21(1), 33–62. Universidad Pedagógica y Tecnológica de Colombia. <https://doi.org/10.19053/01233769.4541>
- Cepa, J. (2007). *Cosmología física*. Akal Ediciones.
- Clasificaciones climáticas aplicadas en Venezuela. (2011, octubre 1). <http://www.mucubaji.com/Archivosanexos/MClasificacionesKThWaltHolid.pdf>

- Colotti, B. (2003). La clasificación climática de Holdridge: Incoherencias y soluciones. *Estudios Geográficos*, 64(250), 5-21. <https://doi.org/10.3989/egeogr.2003.i250.222>
- Crivelli, E., & Dzendoletas, M. (2002). Una propuesta para extender el rango de aplicación de la clasificación climática de Holdridge. *Ecología Austral*, 12(1), 49-53. Asociación Argentina de Ecología. https://ojs.ecologiaaustral.com.ar/index.php/Ecologia_Austral/article/view/1563
- Crosbie, R. S., Pollock, D. W., Mpelasoka, F. S., Barron, O. V., Charles, S. P., & Donn, M. J. (2012). Changes in Köppen-Geiger climate types under a future climate for Australia: Hydrological implications. *Hydrology and Earth System Sciences*, 16(9), 3341-3349. <https://doi.org/10.5194/hess-16-3341-2012>
- Dokuchaev, V. V. (1883/1967). *Russian Chernozem* (N. Kaner, Trans.). In *Selected Works of V. V. Dokuchaev* (Vol. 1, pp. 14-419). Israel Program for Scientific Translations Ltd. (Original work published 1883).
- Eslava, J., & Flórez, A. (1994). El macizo colombiano: Algunas características hidroclimáticas y geomorfológicas. *Revista de la Academia Colombiana de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales*, 19(73). https://www.accefyn.com/revista/Vol_19/73/265-273.pdf
- Eslava, J., López, V., & Olaya, G. (1986). Los climas de Colombia (sistema de clasificación Caldas-Lang). *Atmósfera*, 7, 1-10.
- Espinal, S. (1978). *Zonas de vida o formaciones vegetales de Colombia: Memoria explicativa sobre el mapa ecológico*. Instituto Geográfico Agustín Codazzi, Subdirección de Agrología.
- Espinal, S., & Montenegro, E. (1963). *Formaciones vegetales de Colombia y mapa ecológico (1:1.000.000)*. Instituto Geográfico Agustín Codazzi.
- Finch, V., & Trewartha, G. (1944). *Elements of geography. Physical and cultural* (Vol. 1). Education Manual EM228. Editorial Staff, United States Armed Forces Institute.

- Flohn, H. (1969). *Climate and weather*. World University Library / McGraw-Hill.
- Flórez, A., Montañez, L., & Villarreal, E. (1998). Aumento de la temperatura de los suelos por pérdida de la cobertura vegetal (Sur de Colombia). *Cuadernos de Geografía: Revista Colombia de Geografía*, 7(1-2). <https://revistas.unal.edu.co/index.php/rcg/article/view/70830>
- Goosen, D. (1972). *Physiography and soils of the Llanos Orientales, Colombia*. Publications of the International Institute for Aerial Survey and Earth Sciences. <https://edepot.wur.nl/484459>
- Gorshkov, G., & Yakushova, A. (1970). *Geología general* (V. Grekov, Trans.). Editorial Mir.
- Gutiérrez, H. (1991). *Clasificaciones climáticas*. Instituto Colombiano de Hidrología, Meteorología y Adecuación de Tierras (HIMAT), Subdirección de Hidrología y Meteorología, División de Meteorología, Sección de Agrometeorología y Aplicaciones.
- Hargreaves, G., & Samani, Z. (1985). Reference crop evapotranspiration from temperature. *Applied Engineering in Agriculture*, 1(2), 96-99. <https://doi.org/10.13031/2013.26773>
- Heinrich, W. (1997). *Zonas de vegetación y clima*. Editorial Omega.
- HIMAT. (1983). *Régimen de temperatura media del aire en Colombia* (L. Lasso, Ed.). Instituto Colombiano de Hidrología, Meteorología y Adecuación de Tierras.
- HIMAT. (1991). *Clasificaciones climáticas* (mimeógrafo) (H. Gutiérrez, Aut.). Instituto Colombiano de Hidrología, Meteorología y Adecuación de Tierras.
- Holdridge, L. R. (1947). Determination of world plant formations from simple climatic data. *Science*, 105(2727), 367-368. <https://doi.org/10.1126/science.105.2727.367>
- Holdridge, L. R. (1967). *Life zone ecology*. Tropical Science Center.

- Holdridge, L. R. (1979). *Ecología basada en zonas de vida* (H. Jiménez Saa, Trans.). San José, Costa Rica: MCA. (Obra original publicada en 1967).
- Holdridge, L. R., Grenke, W. C., Hatheway, W. H., Liang, T., & Tosi, J. A. (1971). *Forest environments in tropical life zones: A pilot study*. Pergamon Press.
- IDEAM, IGAC, Instituto de Investigación de Recursos Biológicos Alexander von Humboldt, Instituto de Investigaciones Marinas y Costeras José Benito Vives de Andreis, Instituto Amazónico de Investigaciones Científicas, & Instituto de Investigaciones Ambientales del Pacífico Jhon von Neumann. (2007). *Ecosistemas continentales, costeros y marinos de Colombia* (41 hojas cartográficas, escala 1:500.000). IDEAM.
- IDEAM. (2000a). *La precipitación en Colombia* (G. Hurtado Moreno, Nota técnica IDEAM-METEO/006-00). Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales de Colombia.
- IDEAM. (2000b). *Regiones hidroclimáticas*. Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales de Colombia.
- IDEAM. (2024, diciembre 12). *Escenarios de cambio climático para Colombia: Proyecciones de variables climáticas 2021–2100* [Comunicado de prensa]. <https://www.ideam.gov.co/sala-de-prensa/noticia/el-ideam-presenta-nuevas-proyecciones-climaticas-para-colombia-escenarios-de-cambio-climatico-al>
- IGAC. (1988). *Suelos y bosques de Colombia*. Subdirección Agrológica.
- IGAC. (1990). *Propiedades físicas de los suelos*. Subdirección Agrológica.
- IGAC. (1997). *Metodología para delimitar áreas homogéneas de tierras para el catastro nacional* [Documento interno]. Subdirección Agrológica.
- IGAC. (2007). *Manual de campo para levantamiento de suelos y tierras* [Documento interno]. Subdirección de Agrológica.

- IGAC. (2010). *Manual de código de suelos*. Subdirección de Agrología.
- IGAC. (2014). *Instructivo para la zonificación climática*. Subdirección de Agrología.
- IGAC. (2024). *Propiedades físicas de suelos: Fundamentos y aplicaciones en la agricultura*. Subdirección de Agrología.
- IGAC, IDEAM, & Ministerio de Ambiente, Vivienda y Desarrollo Territorial. (2007). *Protocolos de degradación por erosión, salinización y desertificación*. Sistema Nacional Ambiental.
- IGAC & Ministerio de Ambiente, Vivienda y Desarrollo Territorial. (2007). *Usos alternativos sostenibles*.
- IGAC & ORSTOM. (1984). *Estudio regional integrado del altiplano cundiboyacense: Sabana de Bogotá*.
- Instituto Von Humboldt. (2008). *Mapa de regiones biogeográficas de Colombia*.
- Jarauta, E. (1989). *Modelos matemáticos del régimen de humedad de los suelos: Aplicación a la determinación del régimen de humedad de los suelos del área meridional de Lleida* [Tesis doctoral, Universidad Politécnica de Cataluña].
- Jewitt, D., & Young, E. (2015, mayo). El origen del agua en la Tierra. *Investigación y Ciencia*, (464), 54-61.
<https://dialnet.unirioja.es/servlet/articulo?codigo=5066897>
- Jiménez, H. (1993). Anatomía del sistema de ecología basada en zonas de vida de Holdridge. En *Curso Internacional de Ecología Basada en Zonas de Vida* (San José, 22 de febrero al 13 de marzo de 1993). Centro Científico Tropical.
- Köppen, W. (1931). *Climatología: Con estudio de los climas de la Tierra* (P. R. Hendrichs Pérez, Vers.). Fondo de Cultura Económica.

- Kottek, M., Grieser, C., Beck, C., & Rubel, F. (2006). World map of the Köppen-Geiger climate classification updated. *Meteorologische Zeitschrift*, 15(3), 259–263. <https://doi.org/10.1127/0941-2948/2006/0130>
- Leori, A. (2002). *La prehistoria en el mundo* (J. Garanger, Ed.). Akal Ediciones.
- Llorente, J., & Morrone, J. (2001). *Introducción a la biogeografía en Latinoamérica: Teorías, conceptos, métodos*. Universidad Nacional Autónoma de México.
- Lomolino, M. V., Riddle, B. R., & Brown, J. H. (2006). *Biogeography* (3.^a ed., cap. 10 y 15). Sinauer Associates.
- Longair, M. (1996). *La evolución de nuestro universo*. Cambridge University Press.
- Luque, B., Ballesteros, F., Márquez, A., González, M., Agea, A., & Lara, L. (2009). *Astrobiología: Un puente entre el Big Bang y la vida*. Akal Ediciones.
- Lutgens, F. K. (1995). *The atmosphere*. Prentice Hall International.
- Macknight, T., & Hess, D. (2000). Climate zones and types; Highland climate (Zone H). In *Physical geography: A landscape appreciation* (pp. 237–240). Prentice Hall.
- Malagón, D., & Montenegro, H. (1990). *Propiedades físicas de los suelos*. Subdirección Agrológica, Instituto Geográfico Agustín Codazzi.
- Martonne, E. de. (1909). *Tratado de geografía física: Clima, hidrografía, el suelo de Socorro, biogeografía*. Armand Colin (Reeditado).
- Miller, A. (1951). *Climatología* (I. Antich & L. Forda, Trads.). Ediciones Omega.
- Monteith, J. (1985). Evaporation from land surface: Progress in analysis and prediction since 1948. En *Advances in evapotranspiration* (pp. 14–85).

- Morales, L., Canessa, F., Mattar, C., Orrego, R., & Matus, F. (2006). Caracterización y zonificación edáfica y climática de la región de Coquimbo, Chile. *Revista de la ciencia del suelo y nutrición vegetal*, 6(3), 52-74. https://www.scielo.cl/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S0718-27912006000300005
- Narváez, G., & León, G. (2001). Caracterización y zonificación climática de la región andina. *Meteorología Colombiana*, 4, 121-126. Universidad Nacional de Colombia.
- Newhall, F. (1976). *Calculation of soil moisture regimens from the climatic record*. Soil Survey Investigation Report. Soil Conservation Service, USDA.
- Peltier, L. C. (1950). The geographic cycle in periglacial regions as it is related to climatic geomorphology. *Annals of the Association of American Geographers*, 40, 214-236. <https://doi.org/10.2307/2561059>
- Penman, H. L. (1948). Natural evaporation from open water, bare soil and grass. *Proceedings of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*, 194, 120-145. <https://doi.org/10.1098/rspa.1948.0037>
- Pfister, C., Camenisch, C., & Dobrovolný, P. (2018). Analysis and interpretation: Temperature and precipitation indices. En S. White, C. Pfister, & F. Mauelshagen (Eds.), *The Palgrave handbook of climate history*. Palgrave Macmillan. https://doi.org/10.1057/978-1-137-43020-5_11
- Pinzón, A. (1989). Temperatura edáfica del páramo de Sumapaz. *Suelos Ecuatoriales*, 19(1), 31-40.
- Pittier, H. (1918). Our present knowledge of the forest formation of the Isthmus of Panama. *Journal of Forestry*, 16(1), 76-84.
- PNSN. (2014). Reserva Mucubají del Parque Nacional Sierra Nevada. <http://www.mucubaji.com/Archivos-anexos/MClasificacionesKThWaltHold.pdf>

- Poveda, G., Vélez, J., & Mesa, O. (2000). *Balances hidrológicos de Colombia* (Serie del Posgrado en Recursos Hidráulicos, No. 16). Universidad Nacional de Colombia.
- Pulido, C., & Garzón, C. (1987). Contribución al conocimiento de los regímenes de temperatura en Colombia. *Suelos Ecuatoriales*, 17(2), 106–112.
- Reyes, C. (2002). *Introducción a la meteorología*. Universidad Autónoma de Baja California.
- Sarmiento, F. (2000). *Diccionario de ecología: Paisaje, conservación y desarrollo sustentable para Latinoamérica*.
- Sarmiento, G. (1982). *Los ecosistemas y la ecosfera*. Editorial Blume.
- Schaufelberger, P. (1944). *Apuntes geológicos y pedológicos de la zona cafetera de Colombia*. Federación Nacional de Cafeteros de Colombia.
- Stanescu, S., & Díaz, J. (1971). *Estudio preliminar de la temperatura del aire en Colombia*. Servicio Colombiano de Meteorología e Hidrología (SCMH).
- Oliver, J. E. (Ed.). (2005). *The encyclopedia of world climatology*. Springer.
- Thornthwaite, C. W. (1948). An approach toward a rational classification of climate. *Geographical Review*, 38, 55–94. <https://doi.org/10.2307/210739>
- Tosi, J. (1960). *Zonas de vida natural del Perú: Memoria explicativa sobre el mapa ecológico del Perú* (Proyecto 39). Instituto Interamericano de Ciencias Agrícolas, OEA.
- Tosi, J. (1976). *Memoria explicativa del mapa ecológico del Perú*. Oficina Nacional de Evaluación de Recursos Naturales (ONERN).
- Tricart, J. (1965–1981). *Précis de géomorphologie* (Vol. 1–3). SEDES / Mason.
- University of Melbourne. (2010). *World map of Köppen-Geiger climate classification*. <http://people.eng.unimelb.edu.au/mpeel/Koepen.html>

- United States Department of Agriculture (USDA). (2010). *Keys to soil taxonomy*.
- United States Department of Agriculture (USDA). (2014). *Keys to soil taxonomy*.
- Vila, M. A. (1952). *Aspectos geográficos de Zulia*. Corporación Venezolana de Fomento.
- Villota, H. (1997). Una nueva aproximación a la clasificación fisiográfica del terreno. *Revista CIAF*, 15(1), 83-115. Instituto Geográfico Agustín Codazzi.
- Volobuev, V. (1964). *Ecology of soils*. Academy of Sciences of the Azerbaidzhan SSR.
- Weintraub, D. (2012). *La edad del universo*. Editorial Drakontos.
- WorldClim. (2014). *Capas raster de precipitación*. <http://www.worldclim.org/bioclim>
- Zinck, A. (1987). *Aplicación de la geomorfología al levantamiento de suelos en zonas aluviales y definición del ambiente geomorfológico con fines de descripción de suelos*. Instituto Geográfico Agustín Codazzi.
- Zinck, J. A. (1988). *Physiography and soils: Lecture notes*. International Institute for Aerospace Survey and Earth Sciences (ITC).

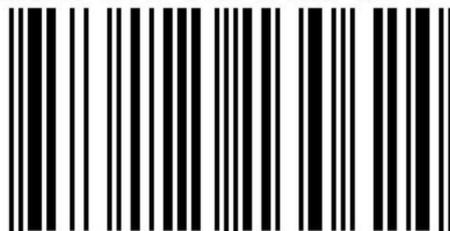
Este libro se terminó de publicar en la editorial

**Instituto Universitario
de Innovación Ciencia y Tecnología Inudi Perú**



INSTITUTO UNIVERSITARIO DE INNOVACIÓN
CIENCIA Y TECNOLOGÍA

ISBN: 978-612-5130-62-4



9 786125 130624