

ESTIMACIÓN DEL ESTRÉS BIOCLIMÁTICO EN LOS ECOSISTEMAS DE MONTAÑA DEL PERÚ



PERÚ

Ministerio
del Ambiente



INAIGEM

INSTITUTO NACIONAL DE
INVESTIGACIÓN EN GLACIARES Y
ECOSISTEMAS DE MONTAÑA

ESTIMACIÓN DEL ESTRÉS BIOCLIMÁTICO EN LOS ECOSISTEMAS DE MONTAÑA DEL PERÚ



INAIGEM

INSTITUTO NACIONAL DE
INVESTIGACIÓN EN GLACIARES Y
ECOSISTEMAS DE MONTAÑA

ESTIMACIÓN DEL ESTRÉS BIOCLIMÁTICO DE LOS ECOSISTEMAS DE MONTAÑA DEL PERÚ

Autor

Helder Mallqui Meza

Con apoyo de

José Cuadros Loaysa

Jorge Calleja Rondinel

Frank Santiago Bazán

Eduardo Sánchez Carrión

Revisores

Francisco Medina Castro

Mirtha Camacho Hernández

Editado por

© Instituto Nacional de Investigación en Glaciares y Ecosistemas de Montaña (INAIGEM)

Sede central: Av. Centenario 2656 - Sector Palmira, Independencia, Huaraz - Áncash - Perú

Teléfono: (043) 64 3460

Correo electrónico: diem@inaigem.gob.pe

Revisión de estilo

Jorge Coaguila Quispe

Diseño y diagramación

Kipu Visual

1ra edición

Marzo 2026

Depósito legal del libro N° 2026-02854

INAIGEM (2025). Estimación del estrés bioclimático de los ecosistemas de montaña del Perú. Dirección de Investigación en Ecosistemas de Montaña – Instituto Nacional de Investigación en Glaciares y Ecosistemas de Montaña, Huaraz, Perú. (INAIGEM)

CONTENIDO

1. PRESENTACIÓN	8
2. INTRODUCCIÓN	9
3. OBJETIVO	11
3.1. Objetivos específicos	11
4. METODOLOGÍA	12
4.1. Ámbito de estudio	12
4.2. Información climática	14
4.3. Generación del escenario climático actual	18
4.4. Generación de los escenarios climáticos futuros	19
4.5. Corrección de sesgo de la información climática utilizada	20
4.6. Relación entre la precipitación y la evapotranspiración	24
4.7. Análisis espacial	24
4.8. Estimación del estrés bioclimático	25
5. RESULTADOS	27
5.1. Análisis espacial	27
5.2. Estimación del estrés bioclimático	28
5.2.1. Perfil bioclimático	28
a. Efecto de la temperatura estival	28
b. Efecto de la temperatura invernal	31
c. Régimen de humedad	32
5.2.2. Estrés bioclimático de los ecosistemas	35
a. Análisis de resultados por ecosistemas	35
b. Ecosistemas más sensibles al estrés bioclimático	38
6. CONCLUSIONES	42
7. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	44

ESTIMACIÓN DEL ESTRÉS BIOCLIMÁTICO DE LOS ECOSISTEMAS DE MONTAÑA DEL PERÚ

1. PRESENTACIÓN

Los efectos del cambio climático son cada vez más evidentes y representan una amenaza creciente para la biodiversidad del planeta. Entre ellos destacan el ascenso altitudinal de las isoterms en la cordillera de los Andes, el incremento de las temperaturas invernales en algunas zonas y su marcada reducción en otras. A escala local se observa, además, un aumento en la intensidad de los vientos, el retraso en la llegada de las lluvias, la prolongación del verano hasta el otoño, mayores precipitaciones en primavera y un incremento en la frecuencia de heladas, entre otros fenómenos.

Un ecosistema requiere siglos para adaptarse a nuevas condiciones climáticas; sin embargo, de acuerdo con las proyecciones de los modelos climáticos globales (GCM, por sus siglas en inglés), estos cambios podrían producirse en apenas unas décadas. Este ritmo acelerado dificulta los procesos de adaptación y se convierte en una seria amenaza para los ecosistemas del país, ya que muy pocos lo lograrían a la velocidad con la que se transforman las condiciones climáticas (Centro de Agricultura y Medio Ambiente [Agrimed], 2014).

El presente documento constituye un acercamiento a la evaluación del estrés bioclimático en los ecosistemas de montaña del Perú. Este concepto hace referencia a la pérdida de correspondencia entre un ecosistema y su clima, lo que afecta su capacidad de mantenerse bajo futuros escenarios climáticos. Para evaluar el estrés bioclimático se consideraron tres horizontes temporales estándar de 30 años: 2011-2040 (corto plazo), 2041-2070 (mediano plazo) y 2071-2100 (largo plazo). Estas ventanas permiten reducir la variabilidad interanual y destacar la señal climática asociada a los escenarios de emisiones basados en las denominadas «Rutas Socioeconómicas Compartidas» (SSP); en este estudio se emplearon los escenarios SSP1-2.6, SSP2-4.5 y SSP5-8.5.

Los hallazgos presentados buscan aportar una perspectiva espacio-temporal sobre los retos que impone el cambio climático y servir de insumo para una gestión adecuada de los ecosistemas. Asimismo, cada país o región debe anticipar de qué manera el calentamiento global repercutirá en sus ecosistemas y en los servicios que estos brindan, dado su estrecho vínculo con los medios de vida de las poblaciones. Si bien aún persisten múltiples desafíos, también es cierto que la conciencia sobre la importancia de preservar los ecosistemas crece día a día, pues de ellos depende no solo nuestro bienestar actual, sino también el de las generaciones futuras.

2. INTRODUCCIÓN

El estrés bioclimático se entiende como un indicador de pérdida de sustentabilidad de un ecosistema cuando las condiciones climáticas superan sus márgenes de tolerancia. Los ecosistemas con mayor capacidad adaptativa podrían mantenerse en su territorio original, mientras que otros podrían extinguirse y ser progresivamente reemplazados por especies invasoras, por ejemplo. Asimismo, la composición de los pisos de vegetación podría transformarse de manera radical, dando lugar a nuevas comunidades mejor adaptadas a las condiciones ambientales emergentes (Agrimed, 2014).

Tres factores climáticos resultan determinantes en la distribución de las comunidades bióticas: la calidez del verano, el rigor invernal y el régimen de humedad estacional. Cada comunidad vegetal depende de una combinación particular de estas variables. Cuando alguna de ellas experimenta cambios que exceden la tolerancia de las especies presentes, se generan dificultades para su reproducción, supervivencia o crecimiento. Esto puede conducir a la desaparición de especies incapaces de adaptarse y al establecimiento de otras nuevas, que pueden tardar siglos en alcanzar un nuevo estado de equilibrio (Santibáñez, 2018).

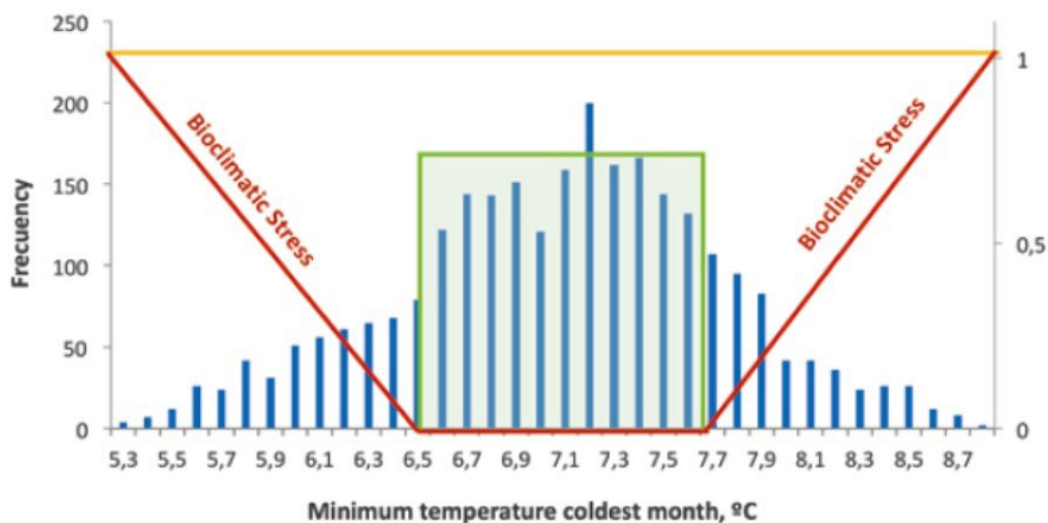
Frente a este escenario, es posible anticipar múltiples trayectorias de cambio; sin embargo, resulta casi imposible prever con exactitud cómo se desarrollará la dinámica de adaptación y sucesión ecológica ante una alteración climática. Lo único seguro es una pérdida de funcionalidad de las comunidades en comparación con su estado actual.

A lo largo de la evolución, los rangos de tolerancia de las especies se han ajustado a las variaciones climáticas propias de su territorio. El estrés bioclimático aparece cuando una de estas variables excede dichos márgenes, generando condiciones para las cuales la especie no dispone de respuestas adaptativas (Vennetier, 2010). Ello desencadena procesos que afectan sus funciones ecofisiológicas, disminuyendo su capacidad competitiva, reproductiva e incluso de supervivencia.

De ahí la relevancia de analizar los límites extremos de tolerancia bioclimática de cada ecosistema, derivados de su distribución geográfica actual. Cuanto más reducidos sean estos rangos, menor será la capacidad de las especies para soportar variaciones; por el contrario, rangos amplios evidencian una mayor flexibilidad frente a valores extremos (Turner y Kramer, 1980). De este planteamiento surge el concepto de «capacidad de sustentación» de especies o ecosistemas, entendido como el grado de correspondencia entre las condiciones climáticas de un territorio y los rangos de tolerancia de una comunidad vegetal.

El estrés bioclimático presenta una relación inversa con el histograma de tolerancia de una variable específica (figura 1). Se asume que, en la parte central de la distribución de un ecosistema, las condiciones no son en absoluto estresantes; a medida que se avanza hacia los extremos de dicha distribución, el estrés bioclimático aumenta hasta alcanzar un nivel máximo.

Figura 1. El estrés bioclimático: esquema de la relación inversa con respecto a la temperatura mínima como factor limitante.



Existe un rango bajo el cual el ecosistema no se “estresa” y sus funciones se cumplen de manera óptima. Fuera de ese rango, el estrés varía.

Las especies vegetales desarrollan respuestas eco-morfo-anato-fisiológicas para enfrentar condiciones ambientales desfavorables. Además, un factor o ambiente limitante para una planta puede no serlo para otra. Tampoco todos los factores ambientales limitantes ejercen su efecto sobre la vegetación en un mismo periodo de tiempo: algunos, como la temperatura, pueden hacerlo en cuestión de minutos, mientras que otros requieren días, semanas o incluso meses (Peña, 2018).

Los ecosistemas de montaña ya evidencian respuestas rápidas a los cambios en el clima, como el aumento de la temperatura, la reducción en la duración de la nieve, modificaciones en la fenología (fechas de floración, brote de hojas), cambios en la composición de especies vegetales y en la cobertura de la vegetación. En los Alpes y Apeninos, estudios comparativos entre diversos sitios de investigación han mostrado que, con el incremento de la temperatura, la vegetación de las zonas alpinas y subalpinas se expande hacia elevaciones mayores, los suelos se calientan más durante las temporadas de crecimiento y los ecosistemas acuáticos de alta montaña muestran variaciones en la dinámica de nutrientes y de especies, como insectos y microbios (Rogora et al., 2019).

El Índice de Estrés Bioclimático (Bioclimatic Stress Index, BSI) se ha utilizado para cuantificar cuán alejados se encuentran los ecosistemas de sus condiciones climáticas óptimas. En ecosistemas mediterráneos semiáridos de Chile, por ejemplo, se observan tendencias crecientes de estrés climático asociadas al aumento de las temperaturas máximas y al déficit hídrico. En ese estudio se encontró que, entre el periodo de referencia 1970-2000 y las proyecciones hacia 2050, el BSI muestra un incremento significativo y, paralelamente, se registra una marcada disminución del Índice de Vegetación de Diferencia Normalizada (NDVI), lo que sugiere menor vigor vegetativo y menor capacidad de recuperación de la vegetación frente a las nuevas condiciones (Santibañez et al., 2025).

De igual modo, los bosques montanos tropicales del Perú enfrentan cambios climáticos proyectados que

podrían volver muchas áreas actualmente ocupadas climáticamente inadecuadas para su vegetación característica hacia el año 2070. Un estudio que analiza distintos escenarios climáticos y modelos de clasificación encontró que ciertas zonas que hoy sostienen bosques montanos podrían requerir ser reclasificadas, desplazarse o sufrir pérdidas importantes de cobertura si no se implementan acciones de conservación específicas (Bax et al., 2021).

Por último, los ecosistemas de páramo, puna y otros pisos elevados de los Andes peruanos podrían experimentar contracciones sustanciales debido al calentamiento y a los cambios en los patrones de precipitación, según estudios de síntesis sobre biodiversidad en los Andes del norte y centro. Aunque no siempre se observa un desplazamiento claro de la línea de bosque, los modelos coinciden en que los pisos más fríos tenderán a perder área, y que las especies más especializadas podrían situarse entre las más afectadas por su menor capacidad de migrar o adaptarse con rapidez.

3. OBJETIVO

Proyectar el nivel de estrés bioclimático en los ecosistemas de montaña del Perú bajo escenarios climáticos futuros basados en supuestos socioeconómicos, denominados «Rutas Socioeconómicas Compartidas» (SSP), para los años 2040, 2070 y 2100, considerando los escenarios SSP1-2.6, SSP2-4.5 y SSP5-8.5.

3.1. OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Caracterizar el perfil bioclimático de los ecosistemas de montaña, identificando los niveles de estrés que las modificaciones del escenario climático podrían generar en su área de distribución.
- Elaborar modelos espaciales de los niveles de estrés bioclimático de los ecosistemas en el territorio nacional, tanto para el escenario climático actual como para los escenarios futuros.

4. METODOLOGÍA

4.1. ÁMBITO DE ESTUDIO

El ámbito de estudio comprende la distribución espacial de los ecosistemas de montaña del Perú ubicados por encima de los 2.500 metros sobre el nivel del mar, que conforman la franja andina que atraviesa el territorio nacional de noroeste a sureste. Esta delimitación altitudinal coincide con el inicio de los pisos ecológicos montañosos y altoandinos, donde se concentran ecosistemas sensibles a variaciones térmicas e hídricas y que representan una parte sustancial de la diversidad biológica y funcional de los Andes peruanos. La cartografía (figura 2) muestra con claridad el corredor continuo de ecosistemas que se extiende desde las zonas altas de Piura y Cajamarca, en el extremo norte del país, hasta las áreas cordilleranas de Tacna, en el extremo sur, incluyendo las divisiones político-administrativas y la red principal de vías de comunicación.

La superficie de montaña abarca un total de 349.732 km², equivalente al 27% del territorio nacional, y su distribución es heterogénea entre departamentos. Los mayores aportes de superficie montañosa se registran en Puno (52 777 km²), Cusco (41.621 km²), Arequipa (35.143 km²), Ayacucho (36.572 km²) y Junín (22.828 km²), que conforman un bloque continuo de ecosistemas altoandinos de alta relevancia ecológica e hídrica. Otros departamentos con extensas áreas de montaña son Áncash (22.624 km²), Huancavelica (20.299 km²), Apurímac (19.897 km²), Lima (17.595 km²) y Huánuco (16.347 km²), donde predominan ecosistemas como jalcas, punas y bosques montañosos.

En la zona norte destacan las áreas montañosas de Cajamarca (12.708 km²), La Libertad (11.434 km²) y Amazonas (5.424 km²), mientras que en la vertiente nororiental se identifican superficies elevadas en San Martín (5.303 km²) y, en menor proporción, en Piura (2.306 km²). Hacia el sur, además de los grandes bloques montañosos, se registran superficies relevantes en Moquegua (9.381 km²) y Tacna (7.405 km²), con cordilleras que alcanzan altitudes superiores a los 4.500 m s. n. m. En contraste, departamentos como Lambayeque (562 km²), Madre de Dios (327 km²) e Ica (1.407 km²) presentan áreas de montaña muy reducidas, restringidas a sectores puntuales donde la cordillera ingresa de manera marginal a sus límites jurisdiccionales.

En conjunto, el área de estudio permite dimensionar la magnitud y continuidad de los ecosistemas de montaña del Perú, resaltando su papel estructural en la configuración del territorio y su importancia para los procesos ecológicos de regulación hídrica, conectividad altitudinal y provisión de servicios ecosistémicos. Asimismo, la representación espacial constituye la base para el análisis del estrés bioclimático desarrollado en el presente estudio, al permitir ubicar geográficamente los ecosistemas evaluados y su distribución actual.

Figura 2. Ubicación del área de estudio.



4.2. INFORMACIÓN CLIMÁTICA

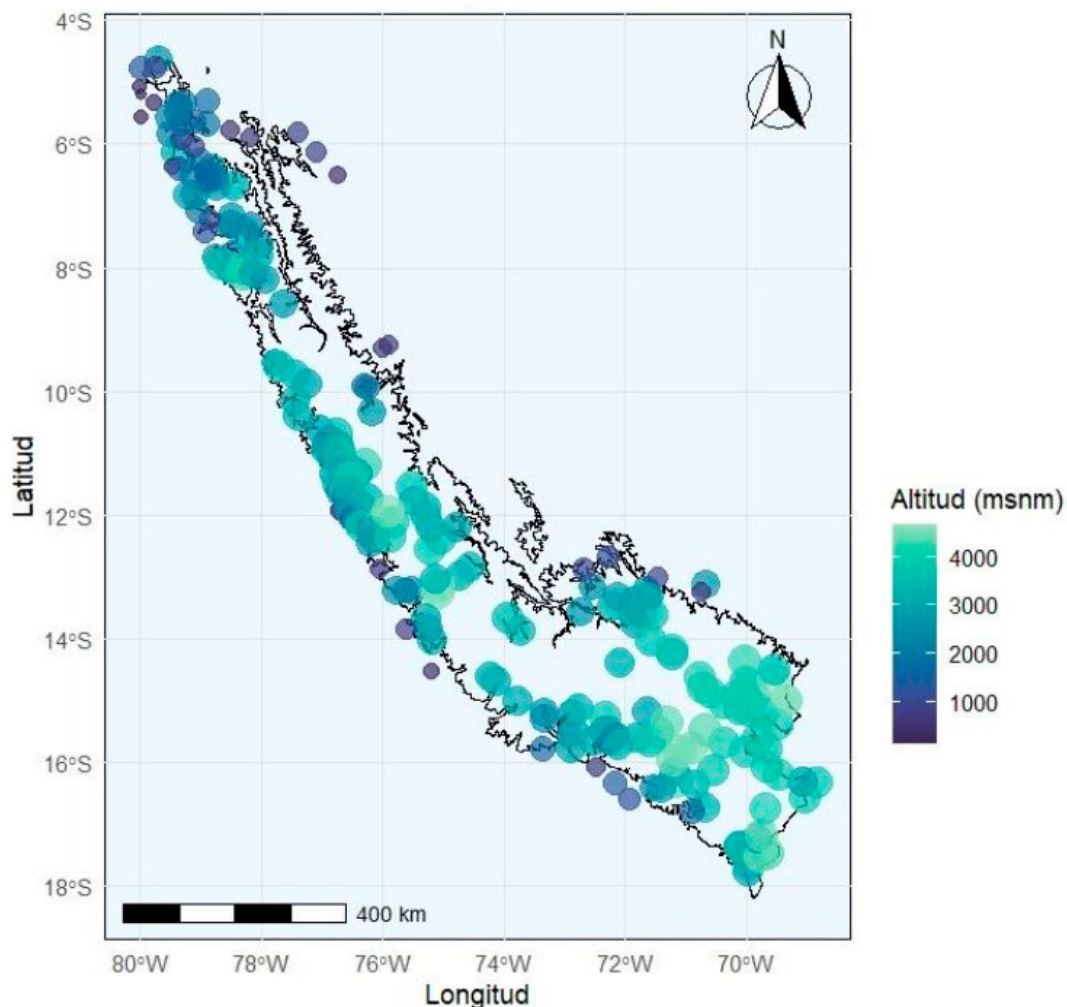
4.2.1. Información climática observada

La información climática utilizada en el estudio corresponde a registros de precipitación, temperatura máxima y temperatura mínima de 241 estaciones meteorológicas terrestres del Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología (Senamhi), con series de tiempo mensuales que abarcan de enero de 1981 a diciembre de 2018 (456 meses).

Del total de estaciones disponibles, se emplearon 225 para precipitación, 163 para temperatura máxima y 161 para temperatura mínima. La variación en el número de estaciones por variable responde tanto a la disponibilidad de información como a la ubicación de cada estación dentro del área de estudio.

En la figura 3 se presenta la distribución espacial de las estaciones con información climática observada.

Figura 3. Mapa de estaciones con información observada a nivel mensual de 1981 a 2018 en el ámbito de estudio.



Fuente: INAIGEM

4.2.2. Producto grillado CHELSA

Para la construcción de los escenarios futuros se utilizó el producto grillado CHELSA (Climatologies at High Resolution for the Earth's Land Surface Areas), un conjunto de datos climáticos globales de alta resolución espacial diseñado para proporcionar estimaciones detalladas de variables meteorológicas clave, como precipitación y temperatura, en una cuadrícula regular que cubre la superficie terrestre.

Este producto se genera a partir de interpolaciones estadísticas avanzadas que combinan observaciones de estaciones meteorológicas terrestres con datos de reanálisis atmosférico (como ERA-Interim del ECMWF) y modelos de elevación topográfica (por ejemplo, SRTM). A diferencia de productos de menor resolución, CHELSA ofrece una malla de 30 segundos de arco (aproximadamente 1 km en latitudes medias), lo que permite realizar análisis espaciales de alta precisión para aplicaciones en ecología, hidrología, agricultura y modelado climático.

Los datos se encuentran disponibles en formato .tif, adecuado para su manejo en software como R, Python o sistemas de información geográfica (SIG), y utilizan proyecciones geográficas estándar (EPSG: 4326, WGS84). Los archivos están organizados por variable, mes y período de referencia.

CHELSA ofrece múltiples versiones, adaptadas a diferentes necesidades temporales, tanto históricas como futuras:

- Versión 1.0 (climatología 1979-2013): período base para promedios mensuales, representativo de condiciones climáticas recientes. Incluye 19 variables bioclimáticas derivadas (por ejemplo, estacionalidad de la precipitación).
- Versión 1.2 (1901-2016): series temporales mensuales extendidas, que incorporan datos históricos para análisis de largo plazo.
- Versión 2.1 (1979-2019): series temporales mensuales actualizadas, que permiten estudiar tendencias recientes y variabilidad climática.
- Versión para series temporales (2006-2100): orientada a proyecciones futuras bajo escenarios de cambio climático (por ejemplo, SSP), con técnicas de downscaling aplicadas a modelos GCM como HadGEM2-ES y MIROC5.

Estudios de validación reportan correlaciones elevadas para temperatura ($r \approx 0.91$, con una varianza explicada de aproximadamente 83-92 %) y valores menores para precipitación ($r \approx 0.72$, varianza explicada de alrededor de 52-69 %), especialmente en meses secos como febrero y marzo en regiones tropicales. Si bien las estimaciones de CHELSA mejoran el desempeño de otros productos similares, como WorldClim, en zonas montañosas, pueden subestimar eventos extremos de precipitación, aspecto que debe considerarse al interpretar los resultados.

4.2.3. Modelos de cambio climático CMIP6

Los modelos de cambio climático utilizados pertenecen al proyecto ISIMIP3b y se basan en datos climáticos de CMIP6 (Proyecto de Intercomparación de Modelos Acoplados, Fase 6), corregidos por sesgo mediante el conjunto de datos de referencia observacional W5E5 v2.0 y el método de ajuste ISIMIP3BASD v2.5.0.

Los modelos especificados (GFDL-ESM4_r1i1p1f1_w5e5, IPSL-CM6A-LR_r1i1p1f1_w5e5, MPI-ESM1-2-HR_r1i1p1f1_w5e5, MRI-ESM2-0_r1i1p1f1_w5e5 y UKESM1-0-LL_r1i1p1f1_w5e5) corresponden a realizaciones específicas (r1i1p1f1) de modelos de sistema Tierra de CMIP6, procesados y corregidos por sesgo en el marco del tercer ciclo de simulaciones del Proyecto de Intercomparación de Modelos de Impacto Intersectorial (ISIMIP3b). La designación «_w5e5» indica la aplicación de la corrección de sesgo utilizando el conjunto de datos observacionales W5E5 (basado en WFDE5), que ajusta las salidas de los modelos a observaciones diarias en una cuadrícula global de $0,5^\circ \times 0,5^\circ$ y mejora su representatividad para estudios de impacto sectorial. Estas versiones están optimizadas para variables hidrológicas y térmicas, en particular precipitación (pr), temperatura máxima diaria (tasmax) y temperatura mínima diaria (tasmin), con datos diarios disponibles para el análisis de extremos y tendencias.

Los escenarios comunes a todos estos modelos en ISIMIP3b son SSP1-2.6 (SSP126, bajo forzamiento y mitigación fuerte), SSP2-4.5 (SSP245, forzamiento intermedio, desarrollo moderado y políticas climáticas parciales) y SSP5-8.5 (SSP585, alto forzamiento y trayectoria fósil intensiva). Estos escenarios combinan trayectorias socioeconómicas (Shared Socioeconomic Pathways, SSP) con niveles de forzamiento radiativo (RCPs equivalentes aproximados a 2,6; 4,5 y 8,5 W/m^2 para el año 2100).

Los horizontes temporales son uniformes e incluyen un período histórico (1850-2014, utilizado para validación y atribución) y proyecciones futuras (2015-2100), alineadas con el horizonte de corto a mediano plazo de las SSP en CMIP6. En estas variantes de ISIMIP3b no se consideran extensiones hasta 2300, dado que se enfocan en los impactos proyectados hacia finales de siglo.

A continuación (Tabla 1), se describen las principales características de cada modelo base utilizado (sin el sufijo de realización y corrección), con énfasis en su resolución, componentes clave y fortalezas relevantes para la simulación de precipitación (pr), temperatura máxima (tasmax) y temperatura mínima (tasmin), como la representación de los ciclos hidrológicos, la variabilidad térmica y las retroalimentaciones tierra-atmósfera. Estas características influyen en la simulación de la precipitación (sensibilidad a aerosoles y convección) y de las temperaturas extremas (resolución y estratificación vertical).

Tabla 1. Principales características de los modelos de cambio climático

Modelo	Características principales	Resolución aproximada	Referencia
GFDL-ESM4	Modelo de Tierra-Sistema del Geophysical Fluid Dynamics Laboratory (NOAA). Incorpora química atmosférica interactiva, ciclos de carbono oceánico y terrestre, y aerosoles. Presenta una resolución mejorada respecto a ESM2M, con énfasis en las interacciones biogeoquímicas y en los modos oceánicos del hemisferio sur. Su sensibilidad climática de equilibrio (ECS) es de aproximadamente 3,0 K.	Atmósfera con resolución de 1° en cuadrícula cubo-esfera (≈ 100 km) y océano con resolución de 0,5° (≈ 50 km); la atmósfera se representa con 49 niveles verticales	Dunne et al. (2020). The GFDL Earth System Model Version 4.1 (GFDL-ESM4.1): Overall Coupled Model Description and Simulation Characteristics. <i>Journal of Advances in Modeling Earth Systems</i> , 12(1), e2019MS002015.
IPSL-CM6A-LR	Modelo del Institut Pierre-Simon Laplace (Francia). Acopla cada 90 minutos la atmósfera (LMDZ6), el océano (NEMO3.6) y la superficie terrestre (ORCHIDEE3.0). Incluye ciclo de carbono y un esquema simplificado de aerosoles. Introduce mejoras en la representación de la nubosidad y en los forzamientos definidos para CMIP6. Presenta una ECS alta, de alrededor de 4,8 K.	Atmósfera con resolución de 2,5° (≈ 144 km) y océano con resolución de 1° (≈ 100 km); la columna atmosférica incluye 79 niveles verticales.	Boucher et al. (2020). Presentation and Evaluation of the IPSL-CM6A-LR Climate Model. <i>Journal of Advances in Modeling Earth Systems</i> , 12(7), e2019MS002010.
MPI-ESM1-2-HR	Modelo de Tierra-Sistema del Max Planck Institute (Alemania). Versión de alta resolución que integra el módulo de superficie terrestre dinámica JSBACH y el modelo de aerosoles HAM. Su diseño se orienta a representar con mayor detalle la variabilidad de alta frecuencia y los principales modos oceánicos. Su ECS es de aproximadamente 2,8 K, considerada baja a intermedia.	Atmósfera con resolución de 0,9° (T127, ≈ 100 km) y océano con resolución de 0,4° (≈ 40 km); la atmósfera cuenta con 95 niveles verticales.	Müller et al. (2018). A Higher-Resolution Version of the Max Planck Institute Earth System Model (MPI-ESM1.2-HR). <i>Journal of Advances in Modeling Earth Systems</i> , 10(7), 1317-1346.

MRI-ESM2-0	Modelo del Meteorological Research Institute (Japón). Incorpora el sistema MASINGAR para aerosoles globales y participa en el marco C4MIP para el ciclo del carbono. Aumenta la resolución vertical en estratosfera y troposfera, mejorando la representación de procesos atmosféricos. Su ECS es de alrededor de 3,2 K.	Atmósfera y océano con resolución de 1,125° (\approx 100 km); la atmósfera se discretiza en 80 niveles verticales.	Yukimoto et al. (2019). The Meteorological Research Institute Earth System Model Version 2.0, MRI-ESM2.0: Description and Basic Evaluation of the Physical Component. <i>Journal of the Meteorological Society of Japan</i> , 97(5), 931-965.
UKESM1-0-LL	Modelo de Tierra-Sistema del Reino Unido (UKESM). Integra el esquema UKCA (aerosoles y química atmosférica) y el modelo de superficie terrestre JULES. Representa un avance respecto a HadGEM2-ES al incluir retroalimentaciones interactivas —como las relacionadas con ozono y vegetación—. Presenta una ECS alta, cercana a 5,4 K.	Atmósfera con resolución de 1,875° \times 1,25° (\approx 140 km) y océano con resolución de 1° (\approx 100 km); la atmósfera comprende 85 niveles verticales.	Sellar et al. (2020). UKESM1: Description and Evaluation of the U.K. Earth System Model. <i>Journal of Advances in Modeling Earth Systems</i> , 12(2), e2019MS001739.

4.3. GENERACIÓN DEL ESCENARIO CLIMÁTICO ACTUAL

Para la construcción del escenario climático actual o de referencia se consideraron las estaciones meteorológicas del Senamhi ubicadas dentro del ámbito de estudio. Las variables analizadas fueron precipitación, temperatura máxima y temperatura mínima a escala diaria para el periodo 1981-2018. Las estaciones debían cumplir, como requisito mínimo, con al menos un 25% de datos completos dentro de dicho periodo, condición previa para la identificación de valores atípicos y la posterior homogeneización y completado de datos faltantes.

Asimismo, se realizó una prueba de homogeneidad para evaluar la consistencia de las series a lo largo del tiempo y entre diferentes grupos de estaciones. Para ello se empleó la librería Climatol en el software R, diseñada para el control de calidad, la homogeneización y el relleno de datos faltantes en series climáticas. Este paquete permitió analizar y ajustar las series temporales con el fin de identificar y corregir irregularidades o cambios no climáticos, asociados, por ejemplo, a modificaciones en los instrumentos de medición, en las prácticas de observación o en las condiciones ambientales circundantes (Guijarro, 2018).

El cálculo de la evapotranspiración potencial mensual y anual se efectuó a partir de los datos de temperatura máxima y mínima mediante el método de Hargreaves, que utiliza la temperatura media mensual, el rango de temperatura media mensual y la radiación extraterrestre. Los detalles de este procedimiento se presentan en el ítem 4.6.

4.4. GENERACIÓN DE LOS ESCENARIOS CLIMÁTICOS FUTUROS

Para la construcción de la base de datos espacial del clima futuro se trabajó con los datos disponibles de las proyecciones y modelos climáticos del proyecto Coupled Model Intercomparison Projects-CMIP6. Las proyecciones utilizadas en el presente estudio han sido el SSP1-2.6 (escenario optimista), ssp2-4.5 (escenario intermedio, probable) y SS5-8.5 (peor escenario posible, poco probable). Esta información ha presentado una resolución espacial de 30 segundos de arco (aproximadamente 1 km a latitud media). Los datos de clima futuro descargados de CHELSA y empleados en este estudio se describen en el ítem 4.2.3. Las variables que han sido trabajadas para el promedio multimodelo han sido la temperatura mínima del mes más frío, la temperatura máxima del mes más cálido, la evapotranspiración de referencia y la precipitación anual.

El SSP1-2.6 corresponde a un escenario SSP1 con un forzante radiativo de $2,6 \text{ W/m}^2$ en el tope de la atmósfera hacia finales del siglo XXI. Representa una trayectoria de bajas emisiones y alto compromiso con la sostenibilidad, donde las sociedades adoptan estilos de vida más sostenibles, se reducen las desigualdades y se impulsa una transición rápida hacia energías limpias. En este escenario, las emisiones globales de gases de efecto invernadero alcanzan su máximo antes del año 2020 y disminuyen rápidamente hasta lograr cero emisiones netas a mediados de siglo. Se proyecta que el aumento de la temperatura media global se mantenga por debajo de $2 \text{ }^\circ\text{C}$, e incluso cercano a $1,5 \text{ }^\circ\text{C}$ para 2100, en comparación con los niveles preindustriales. Bajo estas condiciones, los impactos del cambio climático serían considerablemente menores y la capacidad de adaptación de los ecosistemas sería mayor.

El SSP2-4.5 indica un escenario SSP2 con forzante radiativo de $4,5 \text{ vatios por metro cuadrado (W/m}^2)$ en el tope de la atmósfera para fin del siglo XXI. Al día de hoy, el forzante antropogénico es aproximadamente $2,3 \text{ W/m}^2$ (vatios por metro cuadrado). Las emisiones alcanzan su punto máximo alrededor de 2040 y luego disminuyen. Considera también un desarrollo humano intermedio. Es probable que en este escenario resulte un aumento de la temperatura global entre 2 y $3 \text{ }^\circ\text{C}$ para 2100. Muchas especies de plantas y animales no podrán adaptarse a los efectos de SSP2-4.5 y superiores.

El SSP5-8.5 corresponde a un escenario con un forzante radiativo de $8,5 \text{ W/m}^2$ en el tope de la atmósfera hacia finales del siglo XXI. Plantea un futuro de muy altas emisiones, impulsado por un rápido crecimiento económico y una fuerte dependencia de los combustibles fósiles como fuente principal de energía. Aunque se asume un alto desarrollo tecnológico y mejoras en eficiencia energética, estas no bastan para contrarrestar el aumento sostenido de las emisiones. En este caso, las concentraciones de gases de efecto invernadero continúan incrementándose durante todo el siglo sin señales de estabilización. Se proyecta un aumento de la temperatura media global de entre $3,0$ y $4,8 \text{ }^\circ\text{C}$ para 2100 respecto de los niveles preindustriales. Este escenario describe un futuro con impactos severos y generalizados, marcado por una intensificación extrema del estrés bioclimático, disminución de la productividad de los ecosistemas, aceleración de la pérdida de biodiversidad y un serio compromiso de la capacidad adaptativa de las especies y de las sociedades. Desde el Quinto Informe de Evaluación (AR5) del IPCC se considera que esta trayectoria es poco probable, aunque aún posible, dado que las retroalimentaciones del sistema climático no se comprenden plenamente.

En la actualidad, el planeta ha alcanzado un aumento promedio cercano a $+1,2\text{ }^{\circ}\text{C}$ respecto de los niveles preindustriales durante el periodo 2020-2023. El Sexto Informe de Evaluación del IPCC estima que el calentamiento global en 2011-2020 se situó en torno a $1,1\text{ }^{\circ}\text{C}$ y continúa en aumento debido a las emisiones persistentes de gases de efecto invernadero (IPCC, 2023). Esto implica que los escenarios de muy bajas emisiones, como SSP1-1.9 o el propio SSP1-2.6, solo serían posibles bajo una reducción drástica y sostenida de las emisiones en las próximas dos décadas.

Asimismo, el IPCC señala que, bajo las políticas climáticas actualmente vigentes y los compromisos nacionales de mitigación (NDC) al 2030, el mundo se encamina hacia un calentamiento global de entre $2,4\text{ }^{\circ}\text{C}$ y $3,0\text{ }^{\circ}\text{C}$ para el año 2100, rango coherente con trayectorias similares a SSP2-4.5 o, en un escenario menos favorable, SSP3-7.0 (IPCC, 2023). Evaluaciones independientes, como las de Climate Action Tracker y Climate Analytics, coinciden en que las políticas actuales no bastan para alcanzar escenarios de bajas emisiones y que la trayectoria más probable se sitúa entre los escenarios de forzamiento intermedio y alto.

4.5. CORRECCIÓN DE SESGO DE LA INFORMACIÓN CLIMÁTICA UTILIZADA

La corrección de sesgo en datos climáticos es un procedimiento estadístico esencial para garantizar la confiabilidad de las proyecciones y su uso en la gestión de recursos naturales. En los ecosistemas de montaña del Perú, donde la variabilidad climática es elevada debido a la compleja topografía y a los fuertes gradientes altitudinales, esta etapa resulta particularmente relevante.

Los sesgos en modelos climáticos y redes meteorológicas pueden originarse por limitaciones en la resolución espacial, simplificaciones en la representación de procesos atmosféricos, errores instrumentales y diferencias de escala entre los datos simulados y las observaciones locales. En zonas de montaña, no corregir estos sesgos puede conducir a errores significativos en la estimación de precipitación, temperatura, deshielo glaciar y disponibilidad hídrica, con impactos directos sobre la planificación y la gestión del territorio. Por ello, la corrección de sesgo permite armonizar las distintas fuentes de información climática y mejorar la precisión de los análisis.

Los datos grillados CHELSA, como ya se mencionó, consisten en estimaciones de temperatura y precipitación obtenidas mediante reducción de escala (downscaling) de salidas de modelos, a una resolución horizontal de 30 segundos de arco (0.0833 grados, ≈ 1 km). El algoritmo de temperatura se basa principalmente en la reducción de escala estadística de temperaturas atmosféricas, mientras que el algoritmo de precipitación incorpora predictores orográficos, entre ellos campos de viento, exposición de valles y altura de la capa límite, seguido de una corrección de sesgo. El resultado son capas de temperatura, precipitación y diversas variables derivadas. Para la corrección de sesgo de la precipitación y de las temperaturas máxima y mínima se empleó el periodo 1981-2018, con resolución espacial de 0.0833° .

En el presente estudio, el proceso de corrección se aplicó de manera híbrida. En una primera etapa se utilizó la metodología de mapeo de cuantiles (Quantile Mapping), aplicada punto a punto en las estaciones (comparando datos observados con los datos extraídos de CHELSA en esas mismas ubicaciones). En una segunda etapa se recurrió a un escalamiento lineal para derivar factores de corrección mensuales, que luego fueron interpolados espacialmente y aplicados al raster simulado completo de CHELSA. Este enfoque permitió extender la corrección de sesgo desde puntos discretos (estaciones) hacia una grilla continua (CHELSA), capturando al mismo tiempo la estacionalidad mensual.

Método de corrección de sesgo por mapeo de cuantiles (Quantile Mapping)

El método Quantile Mapping (QM) ajusta la distribución de los datos simulados (CHELSA) para que coincida con la distribución de los datos observados (estaciones), corrigiendo sesgos sistemáticos como subestimaciones u sobreestimaciones presentes en distintos cuantiles de la distribución.

La técnica se basa en mapear los cuantiles de la distribución simulada a los cuantiles correspondientes de la distribución observada, lo que resulta especialmente útil para variables con distribuciones asimétricas, como la precipitación, caracterizadas por numerosos valores cero y algunos eventos extremos. En este estudio se utilizó el paquete qmap de R, específicamente el método «QUANT» (enfoque empírico con interpolación lineal), fijando un umbral de día húmedo de 0.1 mm para el tratamiento de días secos en el caso de la precipitación.

El método busca una función de transferencia f tal que:

$$X_{corr} = f(X_{CHELSA})$$

Donde f ajusta la distribución de los valores de CHELSA para igualarla a la distribución de los datos observados. En términos prácticos, se estiman las funciones de distribución acumulada (CDF) de los datos observados y simulados; para cada cuantil de CHELSA se encuentra el valor equivalente en la distribución observada. La relación entre ambos cuantiles define la función de corrección.

Método de corrección de sesgo de escalamiento lineal

El enfoque de escalado lineal (Lenderink et al., 2007, citado por Teutschbein y Seibert, 2012) utiliza valores de corrección mensuales basados en las diferencias entre los valores observados y los simulados. Por definición, las simulaciones climáticas corregidas mediante este método reproducen exactamente los valores medios mensuales observados. En el caso de la precipitación, la corrección se realiza mediante un factor multiplicativo derivado de la relación entre la media mensual de largo plazo de los datos observados y la media mensual de la simulación de control.

En cambio, las variables de temperatura se corrigen mediante un término aditivo basado en la diferencia entre la media mensual de largo plazo de los datos observados y la de la simulación de control. Se asume que estos factores multiplicativos y sumandos aditivos permanecen constantes incluso bajo condiciones futuras (Teutschbein y Seibert, 2012). Las ecuaciones del método se expresan de la siguiente manera:

$$P_{contr}^*(d) = P_{contr}(d) \left[\frac{\mu_m(P_{obs}(d))}{\mu_m(P_{contr}(d))} \right]$$

Donde;

P_{contr} : Precipitación simulada (media mensual)

P_{obs} : Precipitación observada (media mensual).

$$T_{contr}^*(d) = T_{contr}(d) + \mu_m(T_{obs}(d)) - \mu_m(T_{contr}(d))$$

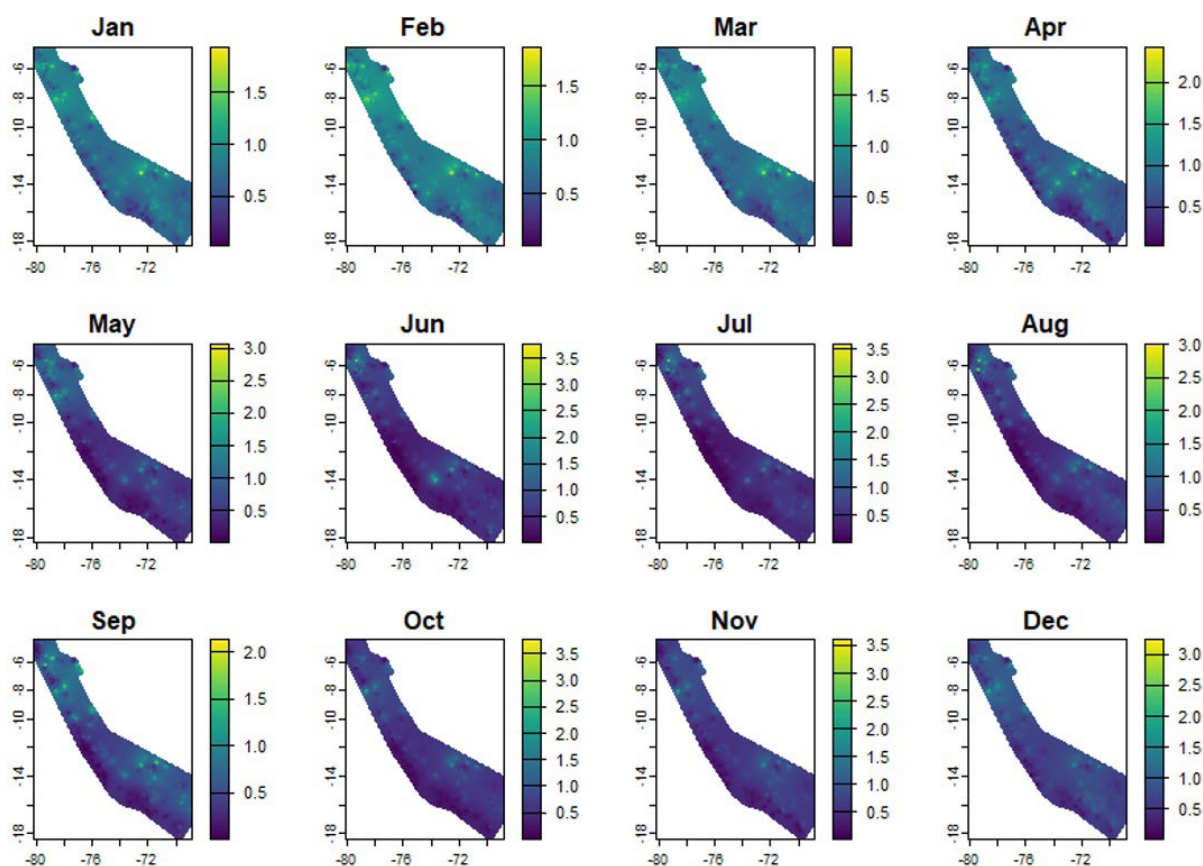
Donde;

T_{contr} : Temperatura simulada (media mensual).

T_{obs} : Temperatura observada (media mensual).

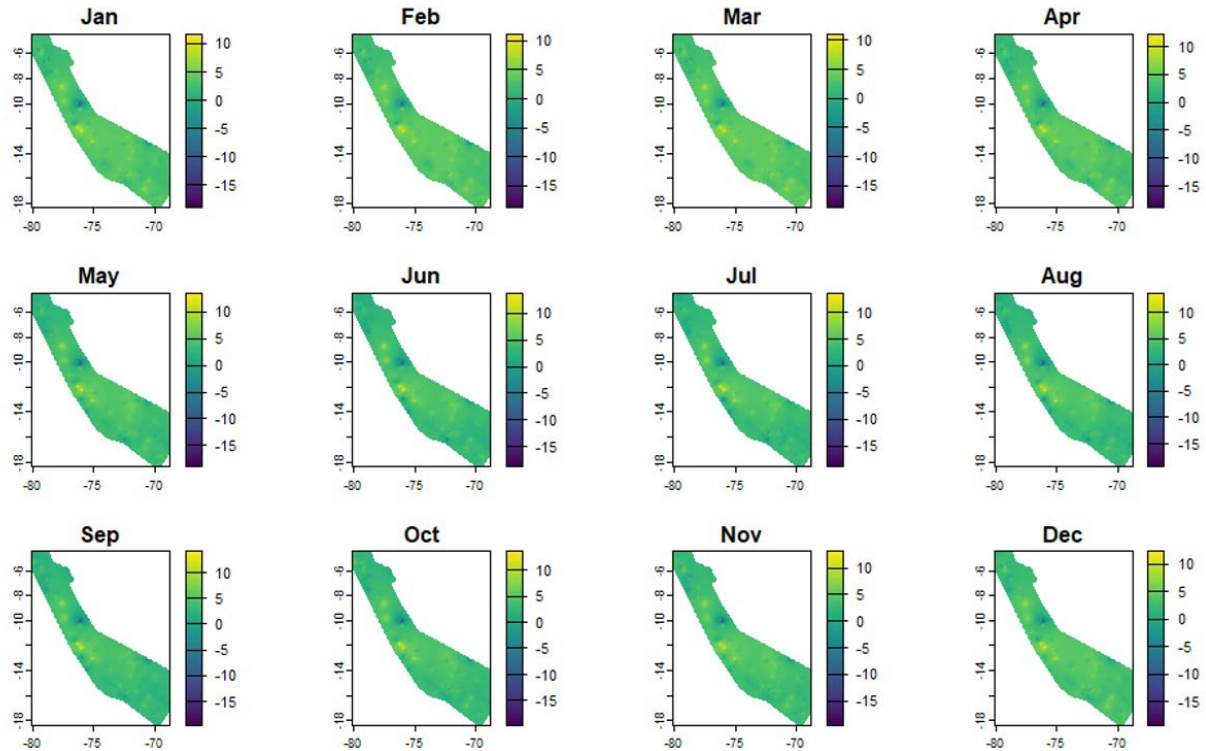
La figura 6 presenta los factores multiplicativos calculados para corregir los datos de precipitación de CHELSA. Estos valores corresponden a la relación $\text{Factor} = \text{Pobs (media mensual)} / \text{Pcontr (media mensual)}$. Valores mayores que 1 indican que CHELSA subestima la precipitación real, por lo que el factor incrementa los valores simulados; valores menores que 1 señalan que CHELSA sobreestima la precipitación y el factor reduce dichos valores. Los factores varían mes a mes, lo que evidencia que el sesgo no es constante y depende de la estacionalidad (época seca frente a lluviosa).

Figura 4. Factores de corrección de precipitación mensual de 1981 a 2018.



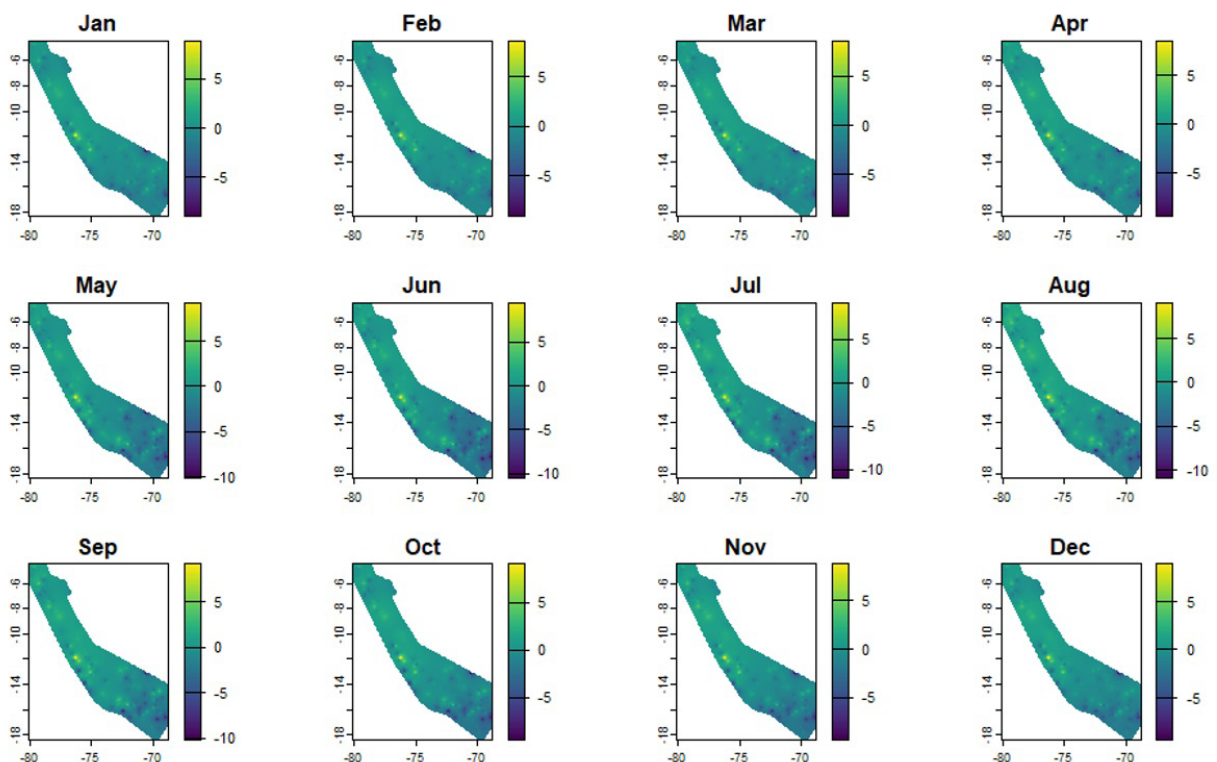
Por otro lado, la figura 5 muestra los términos aditivos utilizados para corregir la temperatura máxima, definidos como: $\text{factor de corrección} = \text{Tobs (media mensual)} - \text{Tcontr (media mensual)}$. En este caso, los valores positivos indican que CHELSA subestima la temperatura máxima, por lo que se suma dicho valor a la serie simulada; los valores negativos señalan que CHELSA la sobreestima, de modo que se resta (equivalente a sumar un valor negativo). Estos factores también varían mes a mes, en función de los patrones estacionales de sesgo.

Figura 5. Factores de corrección de temperatura máxima mensual de 1981 a 2018.



Por último, la figura 6 presenta los términos aditivos para la corrección de la temperatura mínima, aplicando la misma ecuación aditiva. De este modo se corrigen las diferencias sistemáticas entre las temperaturas mínimas observadas y las simuladas, y la variación mensual permite capturar los sesgos específicos de cada época del año.

Figura 6. Factores de corrección de temperatura mínima mensual de 1981 a 2018.



4.6. RELACIÓN ENTRE LA PRECIPITACIÓN Y LA EVAPOTRANSPIRACIÓN

El modelo de Hargreaves ha sido evaluado como uno de los que mejor se ajustan al modelado global de la evapotranspiración de referencia (ET_o) y del índice de aridez a partir de proyecciones climáticas de alta resolución, previamente corregidas y con reducción de escala. Por ello, se eligió para la implementación de las proyecciones futuras CMIP6. Este método presenta un desempeño comparable al de Penman-Monteith, pero requiere menos parametrización y muestra una sensibilidad significativamente menor al error en los datos climáticos de entrada (Hargreaves y Allen, 2003).

Este modelo (Hargreaves, 1985, 1994) utiliza la temperatura media mensual (T_{media}), el rango de temperatura media mensual (TD) y la radiación extraterrestre (RA, radiación en la parte superior de la atmósfera) para calcular la ET_o, según la siguiente expresión:

$$ET_o = 0,023 * RA * (T_{media} + 17,8) * TD^{0,5}$$

donde RA es la radiación extraterrestre en la parte superior de la atmósfera, TD es la diferencia entre las temperaturas máximas medias y las temperaturas mínimas medias ($T_{max} - T_{min}$), y T_{media} es igual a $T_{max} + T_{min}$ dividido por 2.

La ecuación de Hargreaves se implementó celda por celda en la cuadrícula, con una resolución de 30 segundos de arco (aproximadamente 1 km² en el ecuador), para estimar la evapotranspiración de referencia (ET_o), utilizando proyecciones futuras CMIP6 bajo las Trayectorias Socioeconómicas Compartidas (SSP): SSP1-2.6, SSP2-4.5 y SSP5-8.5.

La aridez suele expresarse como la relación entre la precipitación y la ET_o, es decir, cuánta precipitación hay disponible en relación con la demanda atmosférica de agua. Este cociente cuantifica la disponibilidad hídrica para el crecimiento de las plantas una vez satisfecha la demanda de evapotranspiración, comparando los totales de humedad entrante con la humedad saliente.

El índice de aridez (IA) para los periodos analizados en este estudio se calculó por celda de la cuadrícula como:

$$IA = \frac{Prec}{ET_o}$$

donde:

IA = Índice de aridez

Prec = Precipitación media anual

ET_o = Evapotranspiración media anual de referencia

4.7. ANÁLISIS ESPACIAL

La actividad desarrollada en el análisis espacial abarcó la extracción de información espacio-temporal de las variables climáticas, tanto para la línea base como para los escenarios futuros multimodelo. Esta información se vinculó con las zonas de distribución de los ecosistemas de montaña del Perú mediante la superposición de dichas capas con la información vectorial del mapa de ecosistemas (MINAM, 2018). A partir de los datos obtenidos se construyó una base de datos geográfica de puntos y se elaboraron histogramas de tolerancia para cada ecosistema, con el fin de estimar los valores mínimos, máximos y el rango óptimo de tolerancia.

4.8. ESTIMACIÓN DEL ESTRÉS BIOCLIMÁTICO

Para evaluar el estrés bioclimático de los ecosistemas frente a los distintos escenarios climáticos se utilizó un modelo que integra dos dimensiones del estrés: el estrés térmico (estival e invernal) y el estrés hídrico, este último asociado principalmente al incremento de la aridez y del déficit hídrico. Como paso previo, se realizó un análisis del perfil bioclimático de los ecosistemas para determinar sus rangos de tolerancia frente a las variables climáticas.

El estrés térmico estival (ETE) se definió mediante la siguiente ecuación:

$$ET_E = S_{te} * (TXE_{futuro} - TXE_{línea\ base})$$

Mientras que el estrés térmico invernal (ETI) se calculó como:

$$ET_I = S_{ti} * (TNJ_{futuro} - TNJ_{línea\ base})$$

Ste y Sti representan la sensibilidad de un conjunto de especies frente a las altas y bajas temperaturas, respectivamente. En el caso de Ste, esta sensibilidad expresa la disminución relativa en el desempeño de las especies por cada grado de aumento de la temperatura que excede su umbral máximo de tolerancia al calor. Sti, en cambio, refleja la reducción relativa en el desempeño por cada incremento en las temperaturas invernales, lo que puede interferir con el periodo de reposo vegetativo. Ambas sensibilidades guardan una relación inversa con el rango actualmente tolerado de cada variable:

Los coeficientes de sensibilidad estival e invernal se obtuvieron mediante las siguientes expresiones:

Para las temperaturas estivales:

$$S_{te} = 0,1532 - 0,2424 * CV_{te}$$

Para las temperaturas invernales:

$$S_{ti} = 0,1552 - 0,1043 * CV_{ti}$$

donde CVte y CVti son los coeficientes de variación de las temperaturas máximas del mes más cálido y mínima del mes más frío de cada ecosistema, respectivamente.

Para calcular el estrés hídrico se empleó la siguiente ecuación, que relaciona la sensibilidad de los ecosistemas con el grado de intensificación de la aridez:

$$E_h = S_h * \left(1 - \frac{IA_{futuro}}{IA_{actual}}\right)$$

donde Eh es el estrés hídrico de los ecosistemas, Sh es la sensibilidad de los mismos frente a la aridez y IA es el índice de aridez. La sensibilidad en tanto, es calculada en base al coeficiente de variación del índice de aridez propio de cada ecosistema:

$$S_h = 1,3042 - 0,908 * CV_{nIA}$$

Para integrar el estrés hídrico y el estrés térmico se utilizó un modelo multiplicativo con atenuación regresiva, que permite atenuar gradualmente el efecto de un estrés cuando este se ejerce de manera repetida en el tiempo o cuando se combina con otros estreses que actúan en el mismo sentido. En este caso, se consideran dos fuentes de estrés: uno térmico (ET) y uno hídrico (Eh). Ambos producen una merma en la capacidad de sustentación del ecosistema. Si actuaran de forma independiente, cada uno se evaluaría por separado:

Caída de la capacidad de sustentación debida al estrés térmico=1-ET

Caída de la capacidad de sustentación debida al incremento de la aridez =1-Eh

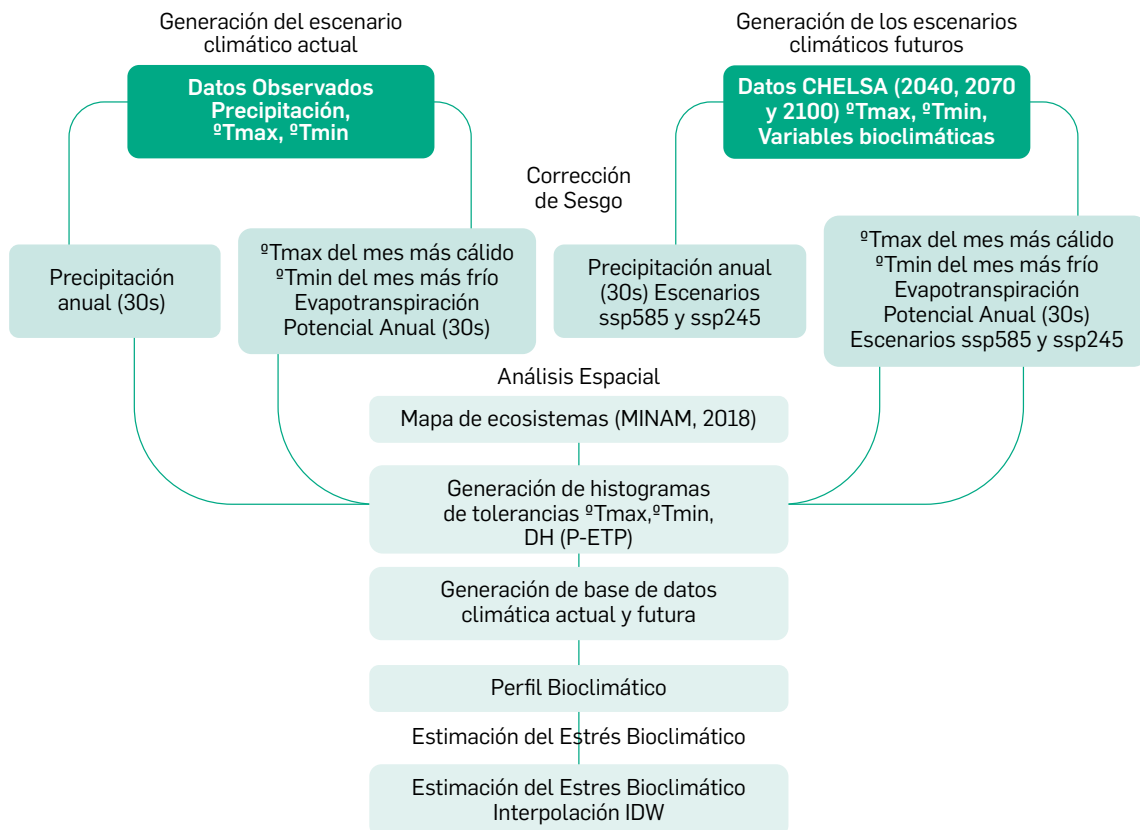
En la práctica, los estreses se superponen y pueden integrarse en un modelo multiplicativo, en el que el desempeño o capacidad de sustentación se reduce de manera gradual a medida que los estreses se vuelven más intensos y numerosos. Tras un estrés primario, el efecto de los estreses secundarios pierde importancia en la medida en que el organismo se encuentra ya más comprometido. Por ello, un modelo multiplicativo, que atenúa el efecto de los estreses secundarios en función de la magnitud total del estrés en que se encuentra el organismo (atenuación regresiva), parece más indicado:

$$E_{INT} = 1 - (1 - ET) * (1 - Eh)^{(1-ET)}$$

donde EINT es el estrés integrado resultante del aumento de la temperatura y de la intensificación de la aridez.

El resultado de este proceso es una base de datos espacio-temporal para los años 2040, 2070 y 2100, y para los escenarios SSP1-2.6, SSP2-4.5 y SSP5-8.5 con los niveles de estrés bioclimático (valores entre 0 y 1). Estos valores se han integrado para su representación cartográfica mediante interpolación por el método de distancia inversa ponderada (IDW).

Figura 7. Procedimiento metodológico para la estimación del estrés bioclimático.



5. RESULTADOS

5.1. ANÁLISIS ESPACIAL

La información base para esta etapa de la metodología fue el mapa de ecosistemas publicado por el Ministerio del Ambiente (Minam, 2018). Para el análisis se consideraron siete clases informacionales, correspondientes a ecosistemas de montaña ubicados por encima de los 2500 m s. n. m. En la tabla 2 se presentan algunas características de las zonas de distribución de los ecosistemas estudiados.

Tabla 2. Características de las zonas de distribución de los ecosistemas estudiados

Ecosistema	Área (km ²)	Área (%)
Zona periglacial y glaciar	29.502,38	8,4
Humedales altoandinos	6.291,20	1,8
Pastizales	181.672,78	51,9
Bosque región andina	2.841,97	0,8
Matorral andino	61.612,61	17,6
Bosque región yunga	23.806,76	6,8
Otros	44.004,76	12,6
Total	349.732,47	100

Para caracterizar la tolerancia bioclimática de los ecosistemas de montaña se construyeron histogramas de frecuencia a partir de los valores climáticos observados en toda el área de distribución actual de cada ecosistema. Este procedimiento parte del supuesto de que la distribución espacial presente refleja sus rangos de tolerancia ecofisiológica.

En primer lugar, se extrajeron para cada ecosistema los valores de las variables climáticas relevantes (por ejemplo, temperatura mínima del mes más frío, temperatura máxima del mes más cálido, déficit hídrico). Estas variables se derivaron de los datos climáticos de línea base mediante la superposición de los polígonos de ecosistemas con los raster climáticos.

Luego se generaron histogramas de frecuencia agrupando los valores en clases uniformes. La forma de cada distribución permitió identificar zonas óptimas, infraóptimas y supraóptimas, así como los umbrales de estrés donde la frecuencia de presencia disminuye de manera abrupta, siguiendo el principio de que la máxima presencia se concentra en el rango ecofisiológico óptimo y decrece hacia los extremos.

Por último, los umbrales de tolerancia para cada variable se definieron observando los cambios en las pendientes del histograma, que indican el punto a partir del cual las condiciones climáticas generan un estrés creciente y, eventualmente, la inviabilidad del ecosistema. Estos histogramas sirvieron de base para estimar el estrés bioclimático futuro, al comparar los rangos actuales con los valores proyectados bajo escenarios climáticos SSP. En la tabla 3 se presentan los rangos de tolerancia de cada zona de distribución de los ecosistemas analizados para el escenario actual o de referencia.

Tabla 3. Rangos de tolerancia de cada zona de distribución por ecosistema de la línea base

Ecosistema	Temperatura máxima del mes más cálido (°C)				Temperatura mínima del mes más frío		
	Mínimo	Inferior rango óptimo	Superior rango óptimo	Máximo	Mínimo	Inferior rango óptimo	Superior rango óptimo
1 Bo	7.4	11.7	16.6	20.9	-7.8	-2.7	1.7
2 B-aY	9.4	15.1	20.9	23.1	-0.6	5.2	9.2
3 Bes-in	18.2	21.7	24.3	27.4	4.9	7.5	9
4 B-mY	14.1	18.4	22.7	24.8	4.5	8.9	10.8
5 Br-a	10.7	12.7	16.8	20.3	-8.3	-0.7	2.4
6 Br-ma	13.2	16.3	21	24.9	-1.6	2.6	6.3
7 Br-mvoc	12.7	16.4	19.6	23.2	2.9	6.3	9.3
9 Jal	3.7	13.2	17.1	20.3	-1.6	2.9	5.8
10 Ma	10.2	16	21.8	24.1	-1.7	2.8	8.3
11 Pjph	7.9	11.9	16.7	20.6	-5.4	-2	2.7
12 Pjps	9.6	11.7	15.9	19.4	-7.5	-5.4	-1.2
13 Pa	11.6	14.8	16.7	20.9	1.7	4.8	6.6
15 Zp-gla	5.8	9.9	13.2	18.6	-9.5	-6.6	-3.1

Bo=Bofedal, B-aY=Bosque altimontano de Yunga, Bes-in=Bosque estacionalmente seco intera relicto altoandino, Br-ma=Bosque relicto mesoandino, Br-mvoc=Bosque relicto montano de ver de puna húmeda, Pjps=Pajonal de puna seca, Pa=Páramo, Zp-gla

5.2. ESTIMACIÓN DEL ESTRÉS BIOCLIMÁTICO

5.2.1. Perfil bioclimático

Para evaluar el efecto que los cambios climáticos podrían generar sobre los distintos ecosistemas fue necesario conocer sus tolerancias frente a las variables climáticas. En particular, resultó fundamental determinar la amplitud de variación de cada variable climática en el territorio ocupado por cada ecosistema, ya que ello permite establecer, de manera empírica, el intervalo máximo de tolerancia frente a cada variable.

a. Efecto de la temperatura estival

La temperatura máxima del mes más cálido constituye un indicador clave del grado de severidad térmica al que se ven expuestas las plantas en los ecosistemas de montaña. En estos ambientes, caracterizados por gradientes altitudinales pronunciados y alta variabilidad climática, pequeños incrementos de temperatura pueden generar un estrés significativo, afectando el equilibrio fisiológico y la distribución altitudinal de las especies.

Cuando las temperaturas máximas superan los umbrales de tolerancia de las plantas altoandinas, se comprometen procesos esenciales como la fotosíntesis y la transpiración (Wang et al., 2018). Estas alteraciones reducen el crecimiento, la capacidad de regeneración y la productividad primaria, con impactos sobre la cobertura vegetal y los servicios ecosistémicos asociados.

El estrés térmico suele interactuar con el estrés hídrico, intensificando los efectos negativos del calor bajo condiciones de baja disponibilidad de agua, especialmente durante la estación seca. Como respuesta, las plantas cierran sus estomas para conservar humedad, lo que limita el intercambio gaseoso y reduce aún más la asimilación de carbono (Cavieres et al., 2020). Este fenómeno resulta crítico en ecosistemas como pastizales y humedales altoandinos, que dependen de una regulación hídrica estrecha para mantener su funcionamiento ecológico.

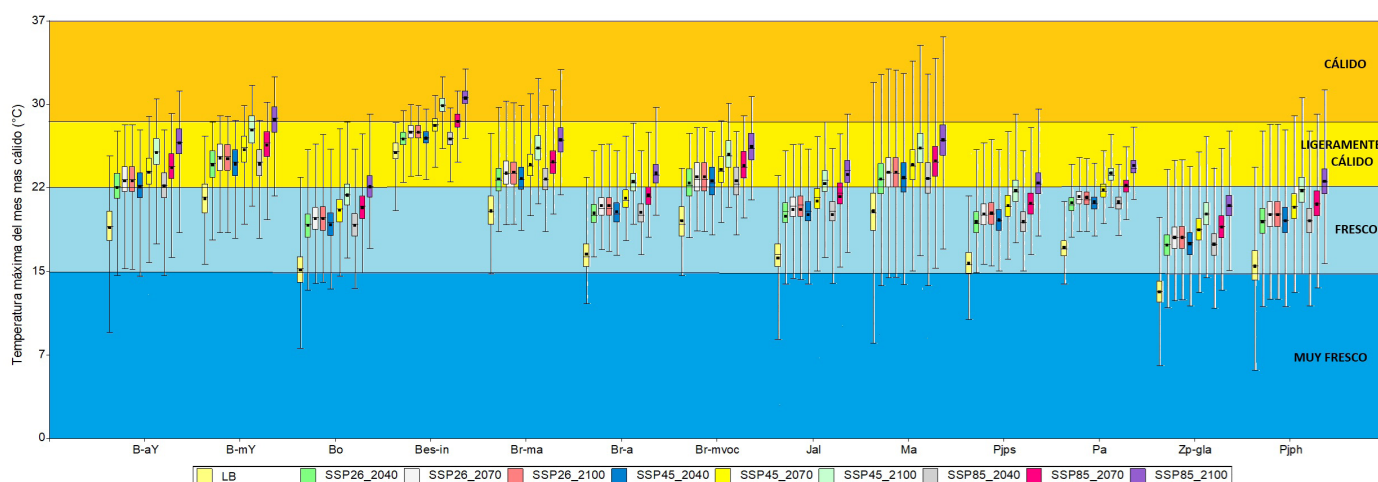
Aun así, algunas especies de montaña con mayor tolerancia fisiológica o adaptaciones particulares pueden aprovechar temperaturas más cálidas para extender su rango altitudinal hacia zonas más elevadas (Rangwala y Miller, 2012). Sin embargo, esta expansión suele estar limitada por factores edáficos, la disponibilidad de agua y la exposición solar, lo que restringe la recolonización efectiva de nuevos hábitats. En contraste, las especies adaptadas a condiciones frías y húmedas muestran una alta sensibilidad al incremento de la temperatura máxima, pudiendo sufrir desecación, pérdida de biomasa y cambios en la estructura de las comunidades vegetales.

En conjunto, la temperatura máxima del mes más cálido actúa como un factor de control bioclimático determinante para la estabilidad y resiliencia de los ecosistemas de montaña. Su incremento modifica la ubicación altitudinal de la vegetación, altera los patrones de evapotranspiración y acelera procesos de degradación asociados a la pérdida de humedad y cobertura vegetal.

En la figura 8 se muestra la variación esperada de la calidez en cada uno de los ecosistemas en relación con la línea base o situación actual. En todos los casos se proyecta un incremento de la temperatura para los años 2040, 2070 y 2100, el cual se incrementaría aún más tanto para SSP5-8.5 como para SSP2-4.5 principalmente.

Los ecosistemas que presentan un rango mayor, como el matorral (Ma), pajonal de puna húmeda (Pjph) y seca (Pjps) presenta mayor grado de tolerancia frente a las variaciones de la temperatura máxima. Los ecosistemas de mayor rango de tolerancia están adaptados a mayores variaciones de temperatura, lo que además les facilita tener una distribución geográfica más extensa. El caso es distinto para los otros ecosistemas mostrados en el gráfico, como por ejemplo el páramo (Pa), que tiene una amplitud de rango entre los valores máximos y mínimos más restringido y, por ende, con mayor vulnerabilidad ante cambios de la temperatura máxima

Figura 8. Intervalos de tolerancia de los ecosistemas frente a la temperatura máxima



b. Efecto de la temperatura invernal

La temperatura mínima del mes más frío constituye un indicador bioclimático fundamental para comprender las limitaciones térmicas que condicionan la supervivencia y el desarrollo de las plantas en los ecosistemas de montaña. En estos ambientes, donde los descensos nocturnos y estacionales de temperatura son marcados, el frío actúa como un factor limitante crítico que define la estructura, la composición y la distribución altitudinal de la vegetación (Körner, 2021).

Las bajas temperaturas extremas pueden generar estrés al afectar la integridad de las membranas celulares, inducir la formación de cristales de hielo intracelular y reducir la disponibilidad de agua líquida en los tejidos (Pearce, 2011). La magnitud de este daño depende tanto de la capacidad de tolerancia al frío como del grado de aclimatación estacional que desarrollan las especies.

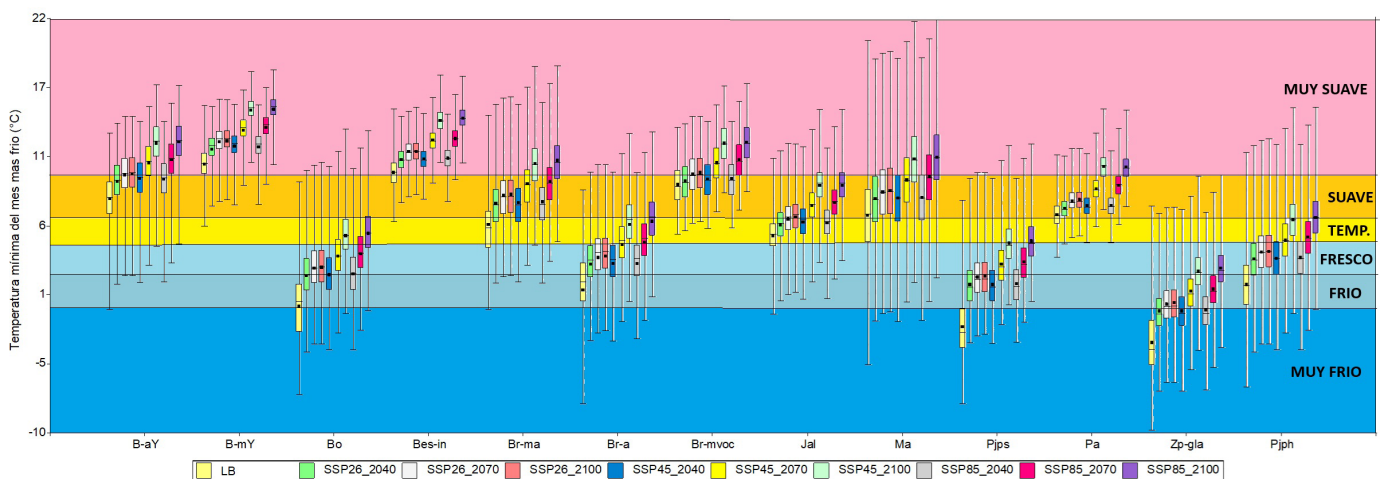
Sin embargo, el frío invernal también cumple una función ecológica esencial en aquellas especies que requieren una exposición prolongada a bajas temperaturas para activar la floración y completar su ciclo reproductivo. En estos casos, una disminución en la severidad del invierno puede afectar la producción de flores fértiles y la viabilidad de las semillas (Chouard, 1960; Sung y Amasino, 2005). Así, una variación en el rigor invernal puede favorecer o perjudicar a diferentes especies, según su origen y requerimientos térmicos.

En los ecosistemas altoandinos, donde las oscilaciones térmicas diarias son pronunciadas y las heladas pueden ocurrir durante gran parte del año, las plantas han desarrollado estrategias de supervivencia como el crecimiento en roseta, la presencia de tejidos pubescentes, el almacenamiento subterráneo de reservas o ajustes en el metabolismo fotosintético, que les permiten resistir la congelación y mantener actividad fisiológica bajo temperaturas negativas (Sánchez et al., 2020). No obstante, el aumento progresivo de las temperaturas mínimas asociado al cambio climático puede alterar estas adaptaciones, desplazar la frontera altitudinal de la vegetación hacia cotas superiores y modificar la dinámica de comunidades sensibles al frío.

En síntesis, la temperatura mínima del mes más frío actúa como un determinante bioclimático esencial para la estabilidad y la resiliencia de la vegetación de montaña. Su incremento reduce las limitaciones por congelamiento, pero también puede generar desequilibrios en la fenología y en la competencia ecológica, facilitando la invasión de especies termófilas y comprometiendo la permanencia de plantas adaptadas al frío extremo.

Al igual que la temperatura máxima, la temperatura mínima del mes más frío (figura 9) tendería, en términos generales, a elevarse en los escenarios futuros, haciendo que el rigor del invierno sea menos intenso en todos los ecosistemas de la zona de estudio. De este modo, algunos ecosistemas pasarían de un invierno muy frío a un invierno entre frío y fresco.

Figura 9. Intervalos de tolerancia de los ecosistemas frente a la temperatura mínima



c. Régimen de humedad

El grado de aridez constituye uno de los factores bioclimáticos más determinantes en la distribución, la estructura y la dinámica de la vegetación en los ecosistemas de montaña. La disponibilidad de agua, en interacción con la temperatura y la radiación, define la capacidad de los suelos para sostener la productividad primaria y, en consecuencia, condiciona los límites ecológicos dentro de los cuales las plantas pueden sobrevivir y desarrollarse. A medida que el balance hídrico se torna negativo —es decir, cuando la evapotranspiración potencial supera a la precipitación efectiva— se intensifica el estrés por déficit hídrico, afectando la fisiología, la fenología y la competencia entre especies.

Las plantas expuestas a condiciones áridas o semiáridas han desarrollado diversas estrategias de adaptación, entre ellas la reducción del área foliar, la presencia de cutículas engrosadas o cerosas, la acumulación de agua en tejidos suculentos, el cierre estomático prolongado y la modificación de los sistemas radicales para explorar mayores volúmenes de suelo (Han et al., 2025; Cotrina et al., 2023).

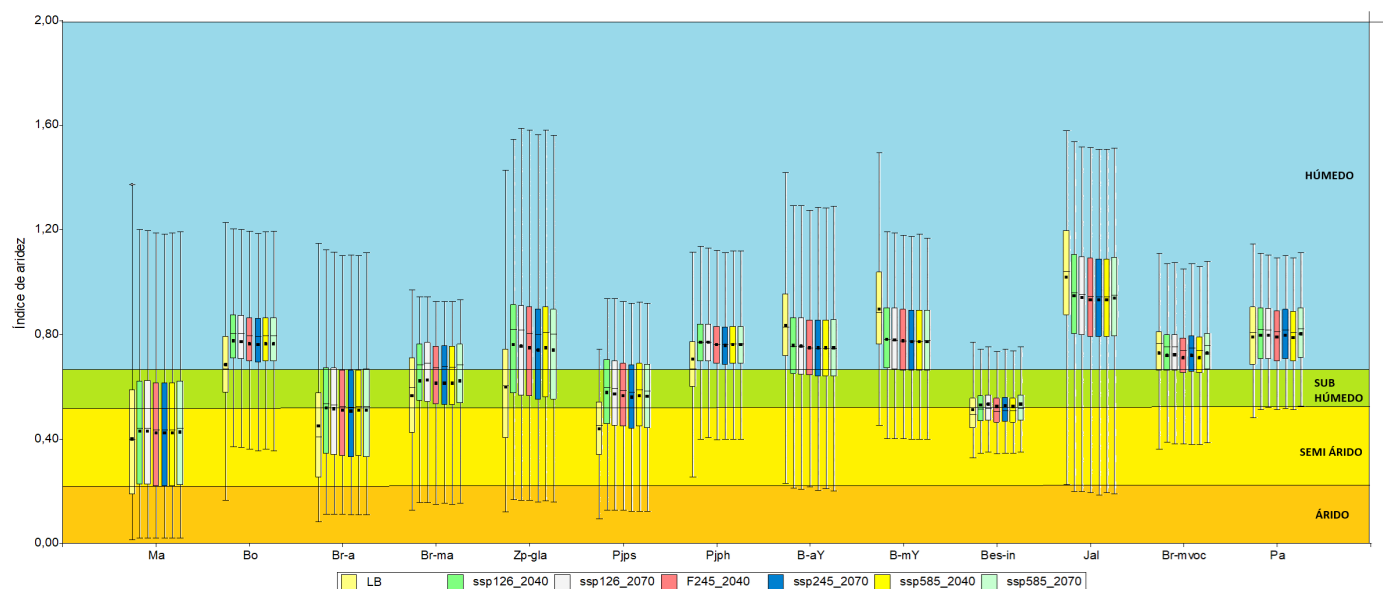
No obstante, cada especie presenta un umbral máximo de tolerancia al déficit hídrico. Cuando la aridez supera dicho límite, las plantas mesofíticas o hidrófilas son gradualmente reemplazadas por especies xerofíticas, capaces de mantener su funcionalidad bajo condiciones de baja humedad edáfica y alta radiación solar (Piper et al., 2024). En los ecosistemas altoandinos, este proceso se traduce en una sustitución progresiva de comunidades de pastizales húmedos, bofedales y matorrales subalpinos por formaciones vegetales más ralas y resistentes a la sequedad, típicas de zonas de puna seca o interandina.

El incremento de la aridez en montaña está frecuentemente asociado al aumento de la temperatura, la reducción de las precipitaciones y la aceleración de la evapotranspiración potencial. Este desequilibrio hídrico no solo limita el crecimiento vegetal, sino que también afecta la regeneración natural, la productividad de biomasa y la capacidad del ecosistema para retener carbono y regular el ciclo hidrológico (Gong et al., 2017). Además, las fases fenológicas más sensibles —como la germinación y la floración— tienden a sincronizarse con periodos de mayor disponibilidad de humedad; por ello, los cambios en el régimen de lluvias y la prolongación de las sequías alteran la dinámica reproductiva y la composición florística.

En síntesis, el grado de aridez del clima actúa como un determinante bioclimático crítico para la estabilidad ecológica de los ecosistemas de montaña. Su intensificación genera un aumento del estrés hídrico, la pérdida de cobertura vegetal y la expansión de comunidades xerofíticas menos diversas.

En la figura 10 no se observan diferencias sustanciales en el índice de aridez entre los escenarios y períodos analizados (2040 y 2070), aunque sí se identifican ciertas variaciones respecto al escenario actual o línea base. En ecosistemas como B-aY, B-mY y Jal se evidencia un incremento de la aridez, con una tendencia en los escenarios futuros hacia un régimen subhúmedo. Los demás ecosistemas se mantendrían, en términos generales, dentro de sus zonas iniciales con respecto al escenario actual. Del mismo modo que en los casos anteriores, solo los ecosistemas con una mayor amplitud de rango serán menos susceptibles a estos cambios.

Figura 10. Intervalos de tolerancia de los ecosistemas frente al déficit hídrico



5.2.2. Estrés bioclimático de los ecosistemas

Los resultados evidencian un incremento progresivo y consistente del estrés bioclimático (EB) en casi todos los ecosistemas evaluados, desde la línea base hasta los distintos escenarios futuros. Este aumento es más marcado a medida que se avanza hacia escenarios de mayor forzamiento radiativo (en especial SSP2-4.5 y SSP5-8.5) y hacia horizontes temporales más lejanos (2070 y 2100). Ello indica que los sistemas ecológicos de montaña reaccionan con elevada sensibilidad a los cambios térmicos e hídrico-energéticos acumulados en el largo plazo.

En el escenario SSP1-2.6, el aumento del EB es relativamente moderado: la mayoría de ecosistemas se mantiene entre las categorías de estrés bajo y moderado, aunque ya se observan señales tempranas de incremento hacia 2100. En cambio, bajo SSP2-4.5 y SSP5-8.5 la tendencia se intensifica de manera marcada a partir de 2070, llevando a varios ecosistemas a rangos de estrés alto, muy alto e incluso extremadamente alto.

En conjunto, el patrón muestra que los ecosistemas altoandinos—particularmente aquellos más sensibles a la temperatura y a la disponibilidad de humedad—responden con cambios rápidos y concentrados en pocas décadas, lo que plantea escenarios de riesgo significativo para su funcionalidad ecológica y su capacidad adaptativa. En la tabla 4 se presentan los niveles de estrés bioclimático considerados y en las figuras 11 y 12 se muestran, respectivamente, los resultados numéricos y la distribución espacial a escala nacional.

Tabla 4. Escala de estrés bioclimático de los ecosistemas

Nivel de estrés bioclimático	Rango
Muy leve	$EB \leq 0,05$
Leve	$0,05 < EB \leq 0,1$
Bajo	$0,1 < EB \leq 0,2$
Moderado	$0,2 < EB \leq 0,4$
Alto	$0,4 < EB \leq 0,6$
Muy alto	$0,6 < EB \leq 0,8$
Extremadamente alto	$EB > 0,8$

a. Análisis de resultados por ecosistemas

Matorral (Ma)

Parte con un EB bajo (0,15) y, bajo el escenario SSP1-2.6, se mantiene en niveles similares. Sin embargo, desde SSP2-4.5 hacia 2070 en adelante (0,30-0,42) pasa a categorías de estrés moderado y alto, alcanzando 0,48 en SSP5-8.5 para 2100 (alto). Se trata de un ecosistema sensible frente a los escenarios más severos.

Bosque altimontano pluvial de Yunga (B-aY)

Presenta uno de los aumentos más drásticos: desde una línea base baja (0,15) asciende a niveles altos y muy altos en SSP2-4.5 (0,68-0,82) y alcanza valores extremadamente altos en SSP5-8.5 para 2100 (0,90). Es uno de los ecosistemas más sensibles del conjunto analizado.

Bosque estacionalmente seco interandino (Bes-in)

Inicia en un nivel moderado (0,46), lo que ya revela una susceptibilidad importante al estrés. Bajo SSP2-4.5 y SSP5-8.5 aumenta a niveles altos (0,56-0,67), aunque sin llegar a valores extremos. Se mantiene de forma consistente entre las categorías moderado y alto, con un estrés significativo pero más estable en comparación con otros tipos de bosque.

Bosque montano de Yunga (B-mY)

Muestra incrementos pronunciados: desde 0,18 (bajo) evoluciona hacia valores muy altos y cercanos a extremadamente altos (0,76-0,80) bajo el escenario SSP5-8.5. Su marcada sensibilidad a las variaciones de temperatura y humedad lo convierte en un ecosistema altamente expuesto.

Bofedal (Bo)

Este ecosistema hídrico de alta montaña parte en 0,16 (bajo). Bajo SSP2-4.5 y SSP5-8.5 progresa hacia niveles moderados y altos, alcanzando 0,57 en 2100. La pérdida de humedad proyectada incide de manera particularmente fuerte sobre su estabilidad y funcionamiento ecológico.

Bosques relictos altoandino (Br-a) y mesoandino (Br-ma)

Ambos muestran patrones similares: desde niveles bajos pasan a altos en SSP2-4.5 hacia 2070 y en SSP5-8.5 hacia 2100 (0,54-0,57). Al tratarse de sistemas pequeños y fragmentados, el incremento del EB podría traducirse en pérdida de aptitud climática y en retrocesos significativos de su cobertura.

Bosque relicto montano de vertiente occidental (Br-mvoc)

Parte en un nivel bajo-moderado (0,25) y progresa a alto hacia 2100 (0,59). Su ubicación geográfica y su carácter relicto incrementan la vulnerabilidad, especialmente bajo SSP5-8.5.

Jalca (Jal)

Desde 0,16 (bajo), se proyecta un aumento sostenido hasta valores muy altos (0,72-0,77) bajo SSP2-4.5 y SSP5-8.5. La jalca se ubica entre los ecosistemas que experimentan una de las mayores transiciones de estrés.

Páramo (Pa)

De manera similar a la jalca, pasa de un nivel moderado bajo a muy alto (0,75-0,77). La temperatura mínima y la disponibilidad de humedad son factores críticos para este sistema, que se cuenta entre los más afectados.

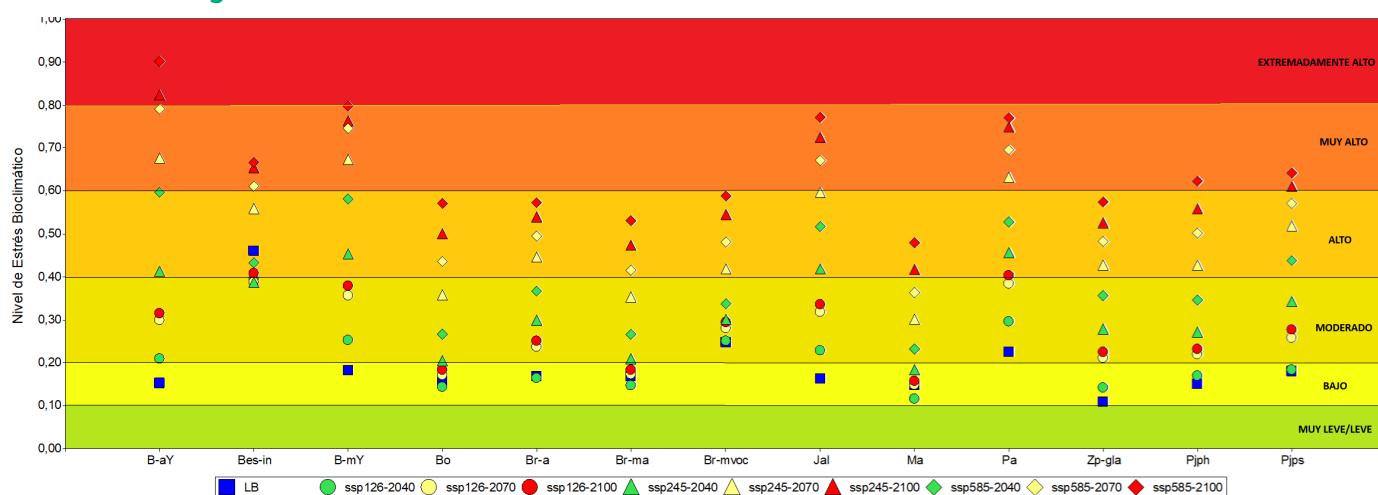
Pajonal de puna húmeda (Pjph) y seca (Pjps)

Ambos ecosistemas se inician en niveles bajos y escalan de forma consistente a categorías de estrés alto y muy alto hacia 2100 (0,56-0,64). Los sistemas de puna muestran una elevada sensibilidad a los cambios térmicos y al incremento de la aridez.

Zona periglacial y glaciar (Zp-gla)

Presenta algunos de los aumentos más preocupantes: desde 0,11 (muy bajo) asciende a niveles altos y muy altos (0,52-0,57). Esto refleja el retroceso glaciar, la pérdida de condiciones criogénicas y el calentamiento acelerado en la alta montaña.

Figura 11. Niveles de estrés bioclimático de los ecosistemas de montaña del Perú



b. Ecosistemas más sensibles al estrés bioclimático

El análisis de los valores de estrés bioclimático (EB) permite identificar con claridad cuáles son los ecosistemas de montaña que experimentarán las mayores presiones bajo los escenarios futuros. Al organizar los resultados en un ranking de sensibilidad, se observa que los sistemas más afectados son aquellos que dependen de manera crítica de la humedad atmosférica, la estabilidad térmica y el balance hídrico superficial.

En primer lugar, el bosque altimontano pluvial de yunga emerge como el ecosistema más sensible, alcanzando valores de EB de hasta 0,90 en el escenario SSP5-8,5 para 2100, lo que lo ubica en la categoría de estrés extremadamente alto. Este sistema, que funciona como un bosque nublado dependiente de la captación de humedad y de un régimen térmico muy estable, es altamente vulnerable al calentamiento acelerado, a la disminución de la humedad relativa y al aumento de la evaporación, factores que pueden desencadenar una rápida pérdida de biomasa, mayor mortalidad de árboles y un posible colapso de su función reguladora del ciclo hídrico.

En segundo lugar, se sitúa el bosque montano de yunga, que alcanza valores de EB de hasta 0,80 bajo SSP5-8,5 en 2100, ubicándose entre las categorías de estrés muy alto y extremadamente alto. Este ecosistema responde de forma particularmente crítica a la combinación de aumento de temperaturas y déficit hídrico progresivo, lo que genera estrés fisiológico en árboles de porte medio y alto, puede reducir la eficiencia fotosintética y aumentar la vulnerabilidad frente a incendios y plagas asociadas al calentamiento.

El tercer lugar corresponde a la jalca y al páramo, que alcanzan valores de EB entre 0,72 y 0,77 y se clasifican dentro del nivel de estrés muy alto. Estos ecosistemas, característicos de la alta montaña húmeda, dependen estrechamente de la regulación térmica y de la humedad del suelo, pero poseen mecanismos de adaptación limitados frente a incrementos rápidos de temperatura. Ello puede conducir a la desecación del colchón vegetal, a la reducción del almacenamiento hídrico y a un desplazamiento altitudinal forzado de especies altamente especializadas.

En cuarto lugar, se encuentran los ecosistemas de pajonal de puna, tanto húmeda como seca, que alcanzan valores de EB entre 0,56 y 0,64, dentro de las categorías de estrés alto a muy alto. Su respuesta sugiere que la vulnerabilidad es generalizada en los ambientes altoandinos: el aumento de la evapotranspiración, la reducción de la humedad del suelo y la mayor frecuencia de olas de calor afectan la productividad de las gramíneas y la regeneración natural, incrementando la susceptibilidad a la degradación y a procesos erosivos.

Finalmente, la zona periglacial y glacial alcanza valores de EB de hasta 0,57, situándose en el nivel de estrés alto. Aunque se trata de un entorno naturalmente frío, la criósfera andina es uno de los sistemas más sensibles al cambio climático. El elevado estrés bioclimático proyectado refleja la aceleración del retroceso glacial, la pérdida de estabilidad térmica y la reducción de la oferta hídrica hacia los ecosistemas y cuencas que dependen del deshielo estacional.

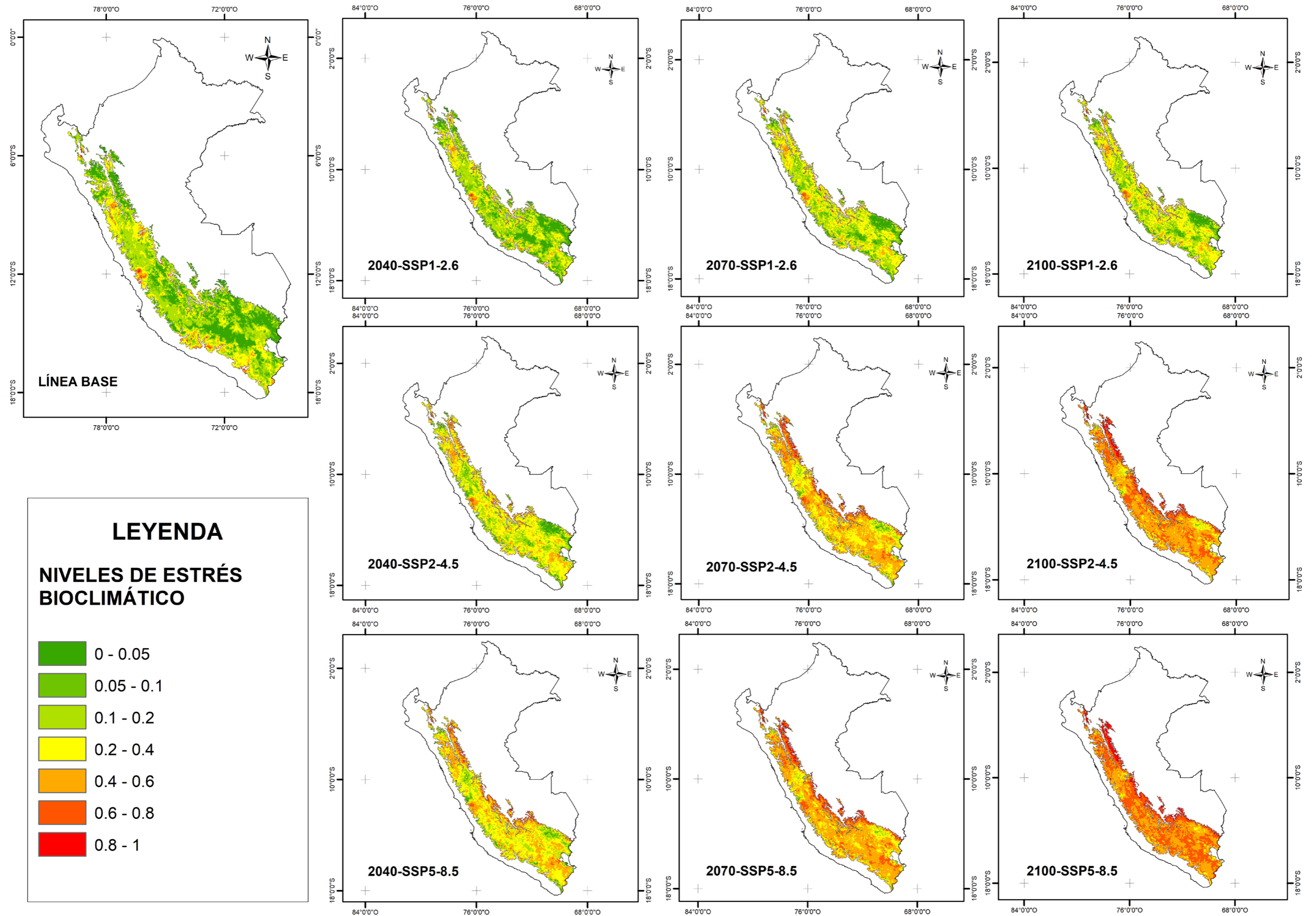
En conjunto, este ranking evidencia que la mayor vulnerabilidad se concentra en los ecosistemas húmedos de alta montaña y en aquellos que dependen de condiciones climáticas muy estables, mientras que incluso los sistemas considerados más resistentes presentan niveles de estrés significativos bajo los escenarios más exigentes de cambio climático.

El comportamiento del estrés bioclimático proyectado para los años 2040 y 2070 muestra que los siete ecosistemas altoandinos analizados ya enfrentan cambios significativos desde la primera mitad del siglo, con intensificación marcada hacia 2070. Al aplicar las categorías de estrés (de muy leve a muy alto), se observa que ningún ecosistema permanece en rangos mínimos hacia 2040, lo que indica que la presión climática se manifiesta tempranamente en gran parte del territorio andino.

Para 2040, los niveles de estrés se concentran mayormente en las categorías bajo (0,1–0,2) y moderado (0,2–0,4), aunque con variaciones importantes entre departamentos. Los bofedales (Bo) y los pajonales de puna húmeda (Pjph) presentan los valores más elevados dentro de este periodo en departamentos como Pasco, Junín, Cusco, Arequipa y Huancavelica, donde ya alcanzan rangos moderados. Esto sugiere que los ecosistemas dependientes del balance hídrico son los primeros en mostrar señales de estrés bajo condiciones de calentamiento y alteración de la estacionalidad de lluvias. Así también, en departamentos del norte andino como Cajamarca, Amazonas y La Libertad, los ecosistemas jalca (Jal) y bosque relicto altoandino (Br-a) muestran niveles igualmente moderados, reflejando su sensibilidad a incrementos térmicos y reducción de humedad efectiva.

Los ecosistemas pajonal de puna seca (Pjps) y matorral (Ma) muestran niveles bajos a moderados en 2040, especialmente en Ayacucho, Apurímac, Huancavelica y Puno, pero ya con indicios claros de aumento continuo. En estos casos, la tendencia sugiere una transición hacia condiciones supraóptimas debido al incremento temprano de déficit hídrico.

Figura 12. Distribución espacial de los niveles de estrés bioclimático por SSPXXX



Hacia 2070, la situación se intensifica notablemente y se observa el tránsito masivo hacia las categorías Alto (0,4–0,6) y Muy alto (0,6–0,8) en la mayoría de departamentos. El aumento es especialmente marcado en departamentos con presencia de ecosistemas criogénicos y húmedos. Los ecosistemas periglaciares y glaciares (Zp-gla) muestran incrementos acelerados en Áncash, Huánuco, Junín, Cusco, Arequipa y Puno, donde hacia 2070 se ubican en rangos altos, evidenciando pérdida de condiciones climáticas frías y reducción de aportes hídricos glaciares. Esta tendencia refleja una vulnerabilidad temprana que antecede a la fase de estrés extremo proyectada para fin de siglo.

Los bofedales y los pajonales húmedos (Pjph), ecosistemas altamente dependientes del agua proveniente de zonas glaciares y periglaciares, alcanzan para 2070 niveles altos a muy altos en departamentos como Pasco, Junín, Ayacucho, Arequipa y Cusco, lo que sugiere riesgos crecientes de desecación estacional, pérdida de cobertura vegetal y deterioro en su capacidad de regulación hídrica. Por su parte, las jalcas y bosques relictos altoandinos (Br-a) muestran incrementos importantes en Amazonas, Cajamarca, San Martín y La Libertad, donde migran de niveles moderados a niveles altos para 2070, indicando una presión sostenida sobre ecosistemas montanos húmedos del norte peruano.

En cuanto a los ecosistemas pajonal de puna seca (Pjps) y el matorral (Ma) alcanzan valores altos en Huancavelica, Ayacucho, Apurímac y Puno, revelando que las regiones semiáridas del sur y centro del país enfrentarán un deterioro continuo de humedad del suelo y mayor estrés para la vegetación.

6. CONCLUSIONES

MODELAMIENTO DE VARIABLES CLIMÁTICAS

La aplicación combinada del mapeo de cuantiles y del escalamiento lineal para la corrección de sesgo de los datos climáticos CHELSA en los ecosistemas de montaña del Perú se muestra como una herramienta efectiva y computacionalmente eficiente para armonizar información climática de distintas fuentes. Los resultados obtenidos para las estaciones analizadas en el periodo 1981-2018 y para los datos de CMIP6 evidencian mejoras sustanciales en la representación de la precipitación y de las temperaturas máxima y mínima, en aspectos como:

- Reducción efectiva del sesgo: el escalamiento lineal ajustó con éxito las medias mensuales de los datos CHELSA a los valores observados, corrigiendo subestimaciones y sobreestimaciones.
- Preservación de los patrones temporales: el método mantiene la estructura temporal y la variabilidad estacional de los datos originales, aspecto crucial para el modelamiento hidrológico y los estudios de impacto climático.
- Aplicabilidad en ecosistemas complejos: los resultados satisfactorios en zonas de topografía muy accidentada y alta variabilidad climática muestran la robustez del enfoque para ecosistemas de montaña.
- Coherencia espacial: la corrección aplicada en 225 estaciones distribuidas en diferentes pisos altitudinales (desde 236 hasta 4660 m s. n. m.) evidencia consistencia y buena capacidad de replicación del método.

Sin embargo, también se identifican algunas limitaciones. En primer lugar, existe una fuerte dependencia de los datos observados: la calidad de la corrección está directamente ligada a la calidad, longitud y representatividad de las series, condición especialmente crítica en zonas con redes de monitoreo dispersas. Además, el método trata cada variable de manera independiente, sin considerar covarianzas entre precipitación y temperatura que podrían ser relevantes en ciertos análisis específicos

ESTIMACIÓN DEL ESTRÉS BIOCLIMÁTICO

Los rangos extremos de tolerancia bioclimática de cada ecosistema se evaluaron a partir de su distribución geográfica actual. Cuando estos rangos resultan estrechos, las especies que componen el ecosistema presentan menor capacidad de tolerar la variación de una variable climática; por el contrario, rangos amplios indican una mayor capacidad de las especies para soportar valores extremos.

El análisis muestra que todos los ecosistemas de montaña del Perú experimentarán incrementos significativos en el estrés bioclimático, incluso bajo escenarios optimistas. Sin embargo, bajo escenarios intermedios y severos (SSP2-4.5 y SSP5-8.5), diversos ecosistemas alcanzan niveles de estrés que comprometen su estabilidad ecológica, su funcionalidad y su capacidad de resiliencia.

Los ecosistemas más vulnerables son aquellos que dependen de condiciones térmicas y de humedad muy específicas —bosques montanos, jalcas, páramos, pajonales y zonas periglaciares—, los cuales podrían enfrentar cambios profundos en su estructura, composición y distribución. En consecuencia, estos sistemas requieren acciones tempranas de conservación, monitoreo continuo y estrategias de adaptación basadas en la restauración ecológica y el manejo integrado del paisaje.

El análisis proyectado para 2040 y 2070 bajo el escenario SSP2-4.5 muestra que los ecosistemas altoandinos ya enfrentan niveles significativos de estrés desde 2040, con una intensificación marcada hacia 2070. Los Bofedales, Pajonales húmedos y ecosistemas periglaciares y glaciares son los más afectados tempranamente, especialmente en departamentos como Pasco, Junín, Cusco, Arequipa y Puno, donde el estrés alcanza niveles altos para 2070. En el norte andino, los ecosistemas jalca, matorral y bosque relicto altoandino también presentan incrementos notables, evidenciando que el calentamiento y los cambios en la humedad efectiva están presionando fuertemente estos sistemas.

Los ecosistemas como el pajonal de puna seca y el matorral, muestran una tendencia clara hacia niveles altos de estrés en Ayacucho, Apurímac, Huancavelica y Puno para 2070, lo que indica que los efectos del cambio climático se manifestarán de manera severa tanto en zonas húmedas como semiáridas del país.

En conjunto, la evidencia sugiere que, aun en horizontes temporales relativamente cercanos, la mayor parte de los ecosistemas altoandinos evaluados se encontraran bajo condiciones climáticas que superan sus rangos óptimos, lo que justifica la implementación inmediata de medidas de adaptación y conservación, así como monitoreo focalizado en los departamentos identificados como críticos.

7. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Barreiro, M., Arizmendi, F., & Trinchín, R. (2019). Variabilidad y cambio climático en Uruguay. Departamento de Ciencias de la Atmósfera, Instituto de Física, Facultad de Ciencias, Universidad de la República.
- Bax, V., Castro-Núñez, A., & Francesconi, W. (2021). Assessment of potential climate change impacts on montane forests in the Peruvian Andes: Implications for conservation prioritization. *Forests*, 12(3), 375. <https://doi.org/10.3390/f12030375>
- Cavieres, L. A., Bravo, L. A., & Sierra-Almeida, A. (2020). Plant responses to climate change at high elevation: A synthesis on species and community-level mechanisms. *Frontiers in Ecology and Evolution*, 8, 72, 1-13.
- Centro de Agricultura y Medio Ambiente [AGRIMED]. (2014). Atlas del cambio climático en las zonas de régimen árido y semiárido. En *Cambio climático y ecosistemas* (Cap. 4). Informe técnico.
- Chouard, P. (1960). Vernalization and its relations to dormancy. *Annual Review of Plant Physiology*, 11(1), 191-238. <https://doi.org/10.1146/annurev.pp.11.060160.001203>
- Climate Action Tracker. (2024). Emissions pathways to 2100. Climate Analytics & NewClimate Institute. <https://climateactiontracker.org/global/emissions-pathways/>
- Climate Analytics. (2023). Is the 1.5 °C limit still in reach? FAQs. <https://climateanalytics.org/comment/is-the-15c-limit-still-in-reach-faqs/>
- Cotrina, G. G., Ruiz Rodríguez, A., Gondal, A. H., Ore Areche, F., Malpartida Yapias, R. J., Salas-Contreras, W. H., & Cruz Nieto, D. D. (2023). Plant adaptability to climate change and drought stress for crop growth and production. *CABI Reviews*, 0004.
- Galindo, L. M., Alatorre Bremont, J. E., & Reyes Martínez, O. (2015). Adaptación al cambio climático a través de la elección de cultivos en Perú. *El Trimestre Económico*, 82(327), 489-519. Recuperado el 7 de julio de 2021 de https://www.scielo.org.mx/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S2448-718X2015000300489&lng=es&tlng=es
- Gong, Y., Lv, G., Guo, Z., Chen, Y., & al. (2017). Influence of aridity and salinity on plant nutrients scales up from species to community level in a desert ecosystem. *Scientific Reports*, 7, 6811. <https://doi.org/10.1038/s41598-017-07240-6>
- Han, B., Cui, L., Jin, M., & Dong, H. (2025). Ecological adaptation strategies of desert plants in the farming-pastoral zone of northern Tarim Basin. *Sustainability*, 17(7), 2899. <https://doi.org/10.3390/su17072899>
- Hannah, L., Midgley, G., Anelman, S., Araújo, M., Hughes, G., Martínez-Meyer, E., Pearson, R., & Williams, P. (2007). Protected area needs in a changing climate. *Frontiers in Ecology and the Environment*, 5(3), 131-138.
- Intergovernmental Panel on Climate Change [IPCC]. (2023). Climate change 2023: Synthesis report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (H. Lee & J. Romero, Eds.). IPCC. <https://www.ipcc.ch/report/ar6/syr/>
- Körner, C. (2021). *Alpine plant life: Functional plant ecology of high mountain ecosystems* (3rd ed.). Springer. <https://doi.org/10.1007/978-3-030-59538-8>

- Li, Z., Yu, Y., Zhang, X., & Liu, J. (2022). Mechanisms of plant cold tolerance: Physiological, biochemical, and molecular responses. *Plants*, 11(21), 2929. <https://doi.org/10.3390/plants11212929>
- Luebert, F., & Pliscoff, P. (2006). Sinopsis bioclimática y vegetal de Chile. Editorial Universitaria.
- Moles, A. T., et al. (2014). Which is a better predictor of plant traits: Temperature or precipitation? *Journal of Vegetation Science*, 25(5), 1167-1180.
- Núñez, I. (2016). Análisis de la variabilidad bioclimática para el año 2050 en la región de Tarapacá mediante escenarios de cambio climático propuestos por el quinto informe del IPCC y modelos de circulación global de muy, muy alta resolución [Tesis de licenciatura, Universidad de Chile]. Facultad de Geografía, Universidad de Chile.
- Panel Intergubernamental sobre Cambio Climático [IPCC]. (2007). *Climate change 2007: Impacts, adaptation and vulnerability. Contribution of Working Group II to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* (M. L. Parry, O. F. Canziani, J. P. Palutikof, P. J. Van der Linden, & C. E. Hanson, Eds.). Cambridge University Press.
- Pearce, R. S. (2011). Plant freezing and damage. *Annals of Botany*, 87(4), 417-424. <https://doi.org/10.1006/anbo.2000.1352>
- Peña, K. (2018). Bases eco-fisiológicas de las respuestas de las plantas al estrés abiótico [Presentación de PowerPoint, diapositivas 12-13]. Taller de Evaluación de Estrés Bioclimático, Universidad de Chile. Recuperado de <http://www.agrimed.cl/contenido.asp?Id=10&Titulo=Taller%20de%20evaluaci%F3n%20de%20Estr%E9s%20Bioclimatico>
- Piper, F. I., et al. (2024). Local adaptation to aridity in a widely distributed angiosperm. *Tree Physiology*, 44(13), 134. <https://doi.org/10.1093/treephys/tp>
- Ramos, L. (2014). Estimación del efecto del cambio climático en la precipitación de la costa norte del Perú usando simulaciones de modelos climáticos globales [Tesis de licenciatura, Universidad Nacional Agraria La Molina]. Universidad Nacional Agraria La Molina.
- Rangwala, I., & Miller, J. R. (2012). Climate change in mountains: A review of elevation-dependent warming and its possible causes. *Climatic Change*, 114(3-4), 527-547.
- Rogora, M., Frate, L., Carranza, M. L., Freppaz, M., Stanisci, A., Bertani, I., ... Matteucci, G. (2019). Assessment of climate change effects on mountain ecosystems through a cross-site analysis in the Alps and Apennines (arXiv:1910.13501) [Preprint]. arXiv. <https://doi.org/10.48550/arXiv.1910.13501>
- Sánchez, J., Gonzales, K., & Quispe, F. (2020). Cambios recientes en la distribución altitudinal de la vegetación altoandina del Perú: Evidencias del calentamiento climático. *Revista Peruana de Biología*, 27(2), 187-198. <https://doi.org/10.15381/rpb.v27i2.17632>
- Santibáñez, F. (2018). Evaluación del estrés provocado por el cambio climático en los ecosistemas terrestres [Presentación de PowerPoint, diapositivas 17-19]. Taller de Evaluación de Estrés Bioclimático, Universidad de Chile. Recuperado de <http://www.agrimed.cl/contenido.asp?Id=10&Titulo=Taller%20de%20evaluaci%F3n%20de%20Estr%E9s%20Bioclimatico>
- Santibáñez, P., Zamora, R., Franchi, J., Montaner-Fernandez, D., & Santibáñez, F. (2025). Bioclimatic stress index: A tool to evaluate climate change impact on Mediterranean arid ecosystems. *Journal of Arid Environments*, 229.

- Schlosser, L., Hothorn, T., Stauffer, R., & Zeileis, A. (2018). Distributional regression forests for probabilistic precipitation forecasting in complex terrain. *The Annals of Applied Statistics*, 13, 1214-1247. <https://doi.org/10.1214/19-AOAS1247>
- Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología del Perú [SENAMHI]. (2014). Regionalización estadística de escenarios climáticos en Perú.
- Sung, S., & Amasino, R. M. (2005). Remembering winter: Vernalization and epigenetic memory in flowering. *Annual Review of Plant Biology*, 56, 491-508. <https://doi.org/10.1146/annurev.arplant.56.032604.144249>
- Turner, N., & Kramer, P. (1980). *Adaptation of plants to water and high temperature stress*. John Wiley & Sons.
- Universidad de Chile. (2016). *Atlas of climate change and its agricultural impacts in the Americas: Effects on crop productivity, irrigation water requirement, climatic risks and effects on ecosystems*. Facultad de Ciencias Agronómicas, Universidad de Chile.
- Vennetier, M. (2010). Climate change impact on vegetation: Lessons from an exceptionally hot and dry decade in south-eastern France. En S. Simard (Ed.), *Climate change and variability*.
- Wang, X., Tang, Z., & Fang, J. (2018). Temperature sensitivity of photosynthesis and respiration in alpine plants: Implications for carbon balance under global warming. *Environmental and Experimental Botany*, 150, 185-195.



INAIGEM

INSTITUTO NACIONAL DE
INVESTIGACIÓN EN GLACIARES Y
ECOSISTEMAS DE MONTAÑA