



## ESTIMACIÓN DEL BALANCE HÍDRICO DE UNA CUENCA ANDINA TROPICAL

### ESTIMATION OF THE WATER BALANCE FOR A SMALL TROPICAL ANDEAN CATCHMENT

Paola Duque-Sarango<sup>\*1</sup> , Ronald Cajamarca-Rivadeneira<sup>2</sup> , Beverley C.  
Wemple<sup>3</sup>  y Manuel E. Delgado-Fernández<sup>1</sup> 

<sup>1</sup> Grupo de Investigación en Biotecnología Ambiental, INBIAM, Universidad Politécnica Salesiana, Cuenca, Ecuador

<sup>2</sup> Consultor Individual, [ronaldcajamarca93@gmail.com](mailto:ronaldcajamarca93@gmail.com)

<sup>3</sup> Departamento de Geografía, Universidad de Vermont, Burlington, Vermont, USA

\*Autor para correspondencia: [pduque@ups.edu.ec](mailto:pduque@ups.edu.ec)

Manuscrito recibido el 20 de octubre de 2018. Aceptado, tras revisión, el 20 de febrero de 2019. Publicado el 1 de marzo de 2019.

#### Resumen

El presente estudio estima el balance hídrico para una cuenca tropical en los Andes de Ecuador. Se estudió la variación temporal de la precipitación y la temperatura de la microcuenca Chaquilcay, ecosistema natural situado dentro del Bosque y Vegetación Protector Aguarongo en Gualaceo, Ecuador. Para examinar la variabilidad temporal de la temperatura y la precipitación, se estudiaron cuatro estaciones meteorológicas del Instituto Nacional de Meteorología e Hidrología (INAMHI) durante el periodo 1982 a 2015. Para cuantificar las contribuciones y pérdidas de agua, se llevaron a cabo análisis estadísticos de las series temporales. Mientras que, para llenar y validar las series de precipitación y temperatura, se utilizó un análisis de doble masa desarrollando estaciones de referencia y con ello completar los registros faltantes. Los datos de temperatura se complementaron con la trama isotérmica del Ecuador. Además, se usó un modelo de elevación digital (MED) para predecir la cantidad de luz solar y se aplicó el método de Thornthwaite (1948) para estimar series temporales de evapotranspiración. El análisis de balance hídrico indica 843,7 mm de precipitación anual total, una diferencia de almacenamiento de 18,71 mm que representa el 2,22 % de la precipitación anual total, un excedente de 144,5 mm y una evapotranspiración real de 680,5 mm, que asciende a 17,13 % y 80,65 % del total anual de precipitación, respectivamente.

**Palabras clave:** Balance hídrico, evapotranspiración, Thornthwaite, norte de los Andes, hidrología tropical.

#### Abstract

The present study seeks to estimate the water balance for a tropical catchment in the Andes of Ecuador. Temporal variation in precipitation and temperature of the Chaquilcay microcatchment were studied; it is a natural ecosystem situated in the Aguarongo Protected Forest in Gualaceo, Ecuador. Four meteorological stations of the National Institute of Meteorology and Hydrology (INAMHI - Instituto Nacional de Meteorología e Hidrología) were studied for 33 years (1982-2015), in order to quantify the contributions and losses of water, and statistical analyzes of the time series. To fill and validate the series of precipitation and temperature, a double mass analysis was used to develop reference stations and fill missing records. Temperature data were supplemented with the isothermal raster of Ecuador. A digital elevation model (DEM) was used to predict the amount of sun light, and the Thornthwaite method (1948) was applied to estimate time series of evapotranspiration. Our water balance analysis indicates 843,7 mm of total annual precipitation, a storage difference of 18,71 mm representing 2,22% of the total annual precipitation, surplus of 144,5 mm, and current evapotranspiration of 680,5 mm, amounting to 17,13% and 80,65% of the total annual precipitation, respectively.

**Keywords:** Catchment water balance, evapotranspiration, Thornthwaite, northern Andes, tropical hydrology.

---

Forma sugerida de citar: Duque-Sarango, P., Cajamarca-Rivadeneira, R., Wemple, B. C. y Delgado-Fernández, M. (2019). Estimación del balance hídrico de una cuenca andina tropical. La Granja: Revista de Ciencias de la Vida. Vol. 29(1):56-69. <http://doi.org/10.17163/lgr.n29.2019.05>.

---

IDs Orcid:

Paola Duque Sarango: <http://orcid.org/0000-0003-4484-7273>

Ronald Cajamarca Rivadeneira: <http://orcid.org/0000-0001-5658-6539>

Beverley C. Wemple: <http://orcid.org/0000-0002-3155-9099>

Manuel E. Delgado Fernández: <http://orcid.org/0000-0002-9532-7940>

## 1 Introducción

Los cambios globales que implican desplazamientos simultáneos y rápidos tanto en las temperaturas superficiales de la tierra como en la cobertura terrestre han provocado cambios profundos en el equilibrio hídrico mundial, el ciclo del carbono y los ecosistemas (Aber y col., 2001). Los ecosistemas de alta montaña son particularmente vulnerables a los impactos de estos cambios globales, con cambios documentados en la distribución de especies, composición de las comunidades y tasas de crecimiento de la vegetación (Dirnböck, Dullinger y Grabherr, 2003; Kulonen y col., 2018; Zhañay, 2018). Estos cambios alterarán el balance hídrico de la cuenca a través de agua diferencial y captación de carbono por las plantas, a medida que se altera la distribución y eficiencia en el uso del agua. Un metanálisis reciente de diferentes lugares del mundo sobre el uso de agua muestra la importancia de la captación del agua y la evapotranspiración (Schlesinger y Jasechko, 2014), pero la representación de los ecosistemas tropicales en estas áreas está limitada por la falta de datos y estudios a largo plazo. Se necesita más información y análisis de los registros existentes – y el desarrollo de modelos predictivos – de las regiones tropicales del mundo, con el fin de mejorar la comprensión de los cambios globales en el equilibrio hídrico inducido por el cambio climático y la cobertura terrestre.

Los Andes tropicales son una de las regiones más hidrológicamente diversas, debido a la convergencia de los sistemas climáticos amazónicos y ecuatoriales del Pacífico, aunado a terrenos excesivamente pronunciados y un alto nivel de biodiversidad vegetal (Crespo y col., 2011). El crecimiento demográfico y la intensificación del uso de la tierra en los Andes tropicales han provocado alteraciones en el ciclo natural del agua (Ochoa Tocachi y col., 2016). Las nuevas observaciones de las cuencas montañosas en los Andes del Ecuador revelan la importancia de la variabilidad de las precipitaciones (Celleri y col., 2007; Padrón y col., 2015) y mecanismos de producción de escorrentía (Crespo y col., 2011; Mosquera y col., 2015) sobre el balance hídrico.

Los modelos de cambio climático y los productos de América del Sur también proporcionan nuevas perspectivas sobre la magnitud y la forma del cambio climático para Sudamérica. La variación media de la temperatura superficial global para el

período 2016 – 2035 en relación con 1986 – 2005 es similar para los cuatro RCPs, y estará en el rango de 0,3°C y 0,7°C (confianza media) (IPCC, 2014). Los productos de modelos climáticos de escala reducida para Sudamérica predicen cambios en la magnitud y estacionalidad de las precipitaciones (Vera y col., 2006; Urrutia y Vuille, 2009), con los cambios previstos en el balance hídrico relacionados con el modelo de circulación general (GCM) de los datos (Buytaert, Célleri y Timbe, 2009). A lo largo de Sudamérica, el cambio climático impactará a las economías vinculadas a la agricultura y los recursos naturales (Magrin, 2015; Loor Barrezuela, 2017).

Por lo tanto, se estudiaron registros climatológicos a largo plazo para la microcuenca Chaquilcay, ubicada en la reserva de bosque de vegetación protectora de Aguarongo (BVPA) en los Andes ecuatorianos, utilizando un modelo espacial explícito para obtener el balance de agua en esta zona. El agua se considera el elemento ambiental más importante de este ecosistema, ya que el área de estudio sirve como una de las fuentes importantes de abastecimiento de agua para los asentamientos en la región (Minga y col., 2002; Jadán, 2015). Se utilizaron los criterios establecidos por el Instituto Nacional de Meteorología e Hidrología (INAMHI) del Ecuador, con referencia a la elección de la estación meteorológica; además, se adoptaron los criterios de la Organización Meteorológica Mundial (OMM) para la selección de registros climatológicos. El objetivo era evaluar la variabilidad temporal en los componentes del balance hídrico como un estudio de referencia para futuras evaluaciones y analizar los impactos del cambio climático y el uso de la tierra en la región.

## 2 Materiales y métodos

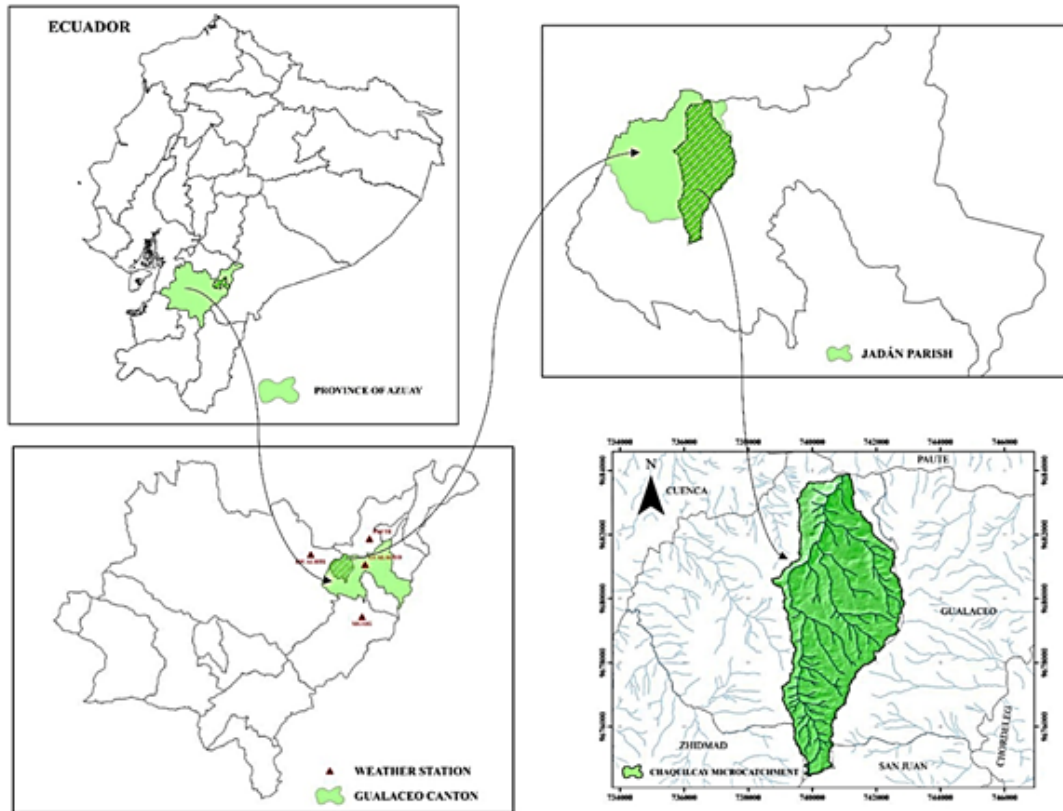
### 2.1 Área de estudio

El área de estudio comienza en el bosque protegido Aguarongo (BVPA- El Bosque de Vegetación Protectora Aguarongo), un área protegida declarada por el Ministerio del medio ambiente (MAE) como la principal fuente de abastecimiento de agua para las comunidades de los cantones Gualaceo, Sigüig y Cuenca (Minga y col., 2002). Hay 191 arroyos en este ecosistema, y de acuerdo a la topografía del terreno existen cuatro microcuencas en el río Paute. La presente investigación se dirige a la micro-cuenca de Chaquilcay, ya que es el sistema natural con mayor

interés local.

La microcuenca del río Chaquilcay se ubica en las coordenadas geográficas entre los meridianos  $78^{\circ}48'54''$  y  $78^{\circ}51'8''$  longitud oeste del meridiano de Greenwich, y los paralelos  $2^{\circ}51'28''$  y  $2^{\circ}56'35''$  latitud sur, representados bajo las coordenadas UTM:

742876 O – 9683894 S y 738733 O – 9674451 S, zona 17S. Esta micro-cuenca tiene un área de drenaje de  $20,92 \text{ km}^2$ , de los cuales  $9,39 \text{ km}^2$  se encuentra dentro del bosque de Aguarongo. Según la ubicación política territorial, el sitio de estudio se ubica en la parroquia de Jadán, perteneciente al cantón Gualaico (Figura 1).



**Figura 1.** Ubicación de la microcuenca Chaquilcay.

Entre las características físicas de la microcuenca se observa que esta tiene una pendiente con una inclinación del 34%, y se encuentra entre 3242 – 2271 msnm, con una diferencia de 971 msnm entre los puntos más altos y los más bajos. En cuanto a la edafología, las órdenes de los suelos son Inceptisoles, Mollisoles, Alfisoles, y las texturas predominantes son arcillosos, franco y franco-arcilloso. Además, una gran parte de la superficie está ocupada por cultivos permanentes como la gramínea ( $7,78 \text{ km}^2$ ); el bosque nativo está en el sur y al este de la micro-cuenca.

Durante el período 2000 – 2008 el bosque nativo le dio paso a una vegetación arbustiva a una tasa

de 8,37 ha/año (Minga y col., 2002; Prado Farfán, 2015). Esta pérdida de vegetación ha impactado el ciclo hidrológico, reduciendo la disponibilidad de agua, que, debido a la importancia de la gestión y protección del agua, genera conflictos entre las comunidades asentadas. El muestreo realizado en el área de estudio indica que los suelos tienen altos niveles de contenido de materia orgánica y capacidades de campo que oscilan entre 13,2 y 24,9 mm (Tabla 1). Estos suelos altamente orgánicos son típicos de la región y han demostrado ser importantes para la retención y provisión del agua (Céleri y Feyen, 2009).

**Tabla 1.** Resumen del análisis estadístico en las muestras del suelo (Cajamarca R., 2017).

	Mínima	Máxima	Media	Mediana
<b>SOM (%)</b>	9,2	33,8	21,3	21,29
<b>FC (mm)</b>	13,2	24,9	18,7	19,05

## 2.2 Selección de las estaciones meteorológicas

La Tabla 2 muestra los criterios para seleccionar las estaciones meteorológicas analizando el tipo de estación, el radio de acción y las características del terreno, además de considerar una duración mínima de 30 años, según lo propuesto por la Organización

Meteorológica Mundial (OMM, 2011). Por lo tanto, se eligieron cuatro estaciones meteorológicas distribuidas fuera de la microcuenca de Chaquilcay. Estas estaciones registraron series en el período 1982-2015, adquiriendo datos mensuales de precipitación y temperatura de las estaciones climatológicas de Gualaceo y Paute, y sólo precipitaciones en las estaciones pluviométricas de Sigsig y Ricaurte.

**Tabla 2.** Resumen de las estaciones meteorológicas seleccionadas en el período bajo estudio 1982-2015

Código	Estación	Tipo de estación	Distancia <sup>1</sup> (km)	Altitud (msnm)	Variable medida <sup>2</sup>	INAMHI radio de acción <sup>3</sup>	Datos faltantes %
M0139	Gualaceo	Principalmente Climatológica	4,25	2230	P(mm) Mt (°C)	25 km	8,58 15,2
M0138	Paute	Normalmente Climatológica	9,52	2194	P(mm) Mt (°C)	25 km	5,88 9,8
M0424	Sigsig	Pluviométrica	12,57	2600	P(mm)	20 km	5,64
M0426	Ricaurte	Pluviométrica	13,38	2545	P(mm)	20 km	0,98

<sup>1</sup> Se refiere a la distancia de la estación meteorológica al centro de la microcuenca.

<sup>2</sup> Las variables medidas incluyen P= precipitación mensual total, Mt = temperatura media mensual.

<sup>3</sup> Radio de acción según las recomendaciones de la OMM para estaciones comunes.

<sup>4</sup> Información obtenida de los anuarios proporcionados por el Instituto Nacional de Meteorología e Hidrología (INAMHI).

## 2.3 Análisis de series temporales

### 2.3.1 Estimado de datos faltantes

El método de regresión lineal resulta ser muy útil en hidrología debido a su eficacia en la estimación de datos faltantes en las regiones costeras y andinas de Ecuador (Carrera V. y col., 2016), y se utilizó para rellenar datos de precipitación faltantes. Toro y col., (2015) y Aparicio M., (2015) afirman que la regresión lineal se puede aplicar para estimar los datos faltantes de la temperatura cuando se cumplen estas condiciones: distancia de < 25km, altitud de  $\pm 30$  m, siendo las condiciones climáticas del área de estudio similares. Este método se utilizó a pesar de tener una altitud de  $\pm 36$  m, ya que el uso de otros métodos implica ciertas desventajas. Dentro del conjunto

de datos utilizado, el promedio aritmético ajustable de datos faltantes es inferior al 10%.

### 2.3.2 Validación y homogeneización de los valores estimados

Con el fin de validar los datos estimados, se realizaron la prueba de trazado de Thom (Barros López y Troncoso Salgado, 2010) y la curva de doble masa (Dingman, 2002). La primera establece una hipótesis sobre la mediana para verificar la confiabilidad de los datos, y la segunda demuestra por medio de un gráfico la relación que existe entre las variables. La prueba de trazado de Thom analiza la homogeneidad o aleatoriedad de una serie. Esto se logra calculando la media de una serie y comparando las observaciones individuales con esa serie. Los datos de

la serie se codifican como valores de NA o positivos cuando están por encima de la media ( $x - Med > 0$ ), y como valores NB o negativos cuando están por debajo de la media ( $x - Med < 0$ ). Cada cambio de signo en la serie de datos se conoce como trazo y se codifica como NS. Para verificar la homogeneidad, los valores NS deben estar dentro del rango de 10 % y 90 % de probabilidad para cada NA. Si el valor NS supera el intervalo, la serie se identifica como aleatoria.

El análisis de la curva de doble masa es un método gráfico para evaluar el cambio de estación a lo largo del tiempo. Se construye como una curva de los valores anuales de la estación en estudio en contraste con otras estaciones o grupos de estaciones confiables. La serie se considera estacionaria en el tiempo cuando la gráfica de datos y una línea recta con un coeficiente de correlación  $r$  es cercano a uno. Los cambios de una línea de 1:1 indican condiciones variables en una estación comparada con la otra (s). La estacionalidad en la curva de doble masa se puede utilizar para confirmar la validez de la estación y completar los registros que faltan en una estación de interés.

## 2.4 Estimación de las variables faltantes

### 2.4.1 Temperatura

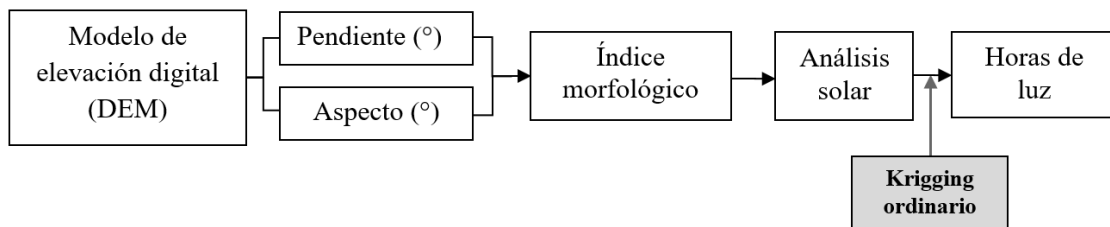
Las temperaturas de referencia para las estaciones que no calculan esta variable se midieron utilizando

la herramienta Extract Multi Values de los puntos ArcGIS, utilizando el recorrido isotérmico mensual del INAMHI para el período 1981-2010. Esta herramienta proporciona un medio de extracción interpolado basada en el análisis regional de las variables climáticas proporcionadas en estos recorridos del INAMHI.

### 2.4.2 Cantidad de luz solar

Para estimar las horas de luz solar para el modelo de evapotranspiración, se utilizaron un DEM y algoritmos de ArcGIS para determinar la cantidad de energía solar a través de la orientación y la inclinación de los píxeles representados en el modelo de elevación. La Figura 2 muestra la descripción esquemática de la preparación de los datos y las etapas que se desarrollan para obtener la cantidad de luz solar u horas de luz solar.

Basándose en el DEM, los mapas de las pendientes y los aspectos reclasificados se desarrollaron y combinaron para obtener el índice morfológico (Bezzi y Vitti, 2005). Este índice se procesó mediante la herramienta ArcGIS Spatial Analyst, utilizando las recomendaciones de la FAO (Allen, 2006), para producir recorridos de horas de luz solar utilizando el esquema ordinario de interpolación de Kriging. Los datos introducidos corresponden al día 15 de cada mes del año 2015, con un límite de tiempo de 06:00 – 18:30.



**Figura 2.** Esquema de estimación de horas de cantidad de luz solar.

## 2.5 Estimación del balance hídrico

### 2.5.1 Cálculo de la evapotranspiración (ET)

Debido a la falta de datos sobre la medición de las variables meteorológicas, se utilizó el método empírico de Thornthwaite. Este método aporta excelentes resultados en condiciones climáticas húmedas

con abundante vegetación. La confianza aumenta aún más cuando se trabaja con largos periodos entre los 40° norte y 40° sur (Silva y Campos, 2011). Para la estimación de la evapotranspiración potencial ( $ET_0$ ), la temperatura media mensual, expresada en las ecuaciones 1, 2, 3, 4 se utiliza como datos

de entrada.

$$ET0_c = 16 \left( \frac{10T}{I} \right)^{a(I)} Kd \quad (1)$$

Donde  $ET0_c$  es la evapotranspiración potencial corregida,  $T$  es la temperatura media del aire en el período considerado [°C],  $I$  es el índice térmico anual, y  $Kd$  es el coeficiente de duración del sol y número de días del mes. El índice térmico anual ( $I$ ) se define como:

$$I = \sum_j^{12} i_j, \quad \text{with } i_j = \left( \frac{T_j}{5} \right)^{1,514} \quad (2)$$

Donde  $T_j$  es la temperatura promedio mensual. De la ecuación (1) el exponente  $a(I)$  se define como:

$$a(I) = 6,75 \cdot 10^7 I^3 + 7,71 \cdot 10^5 I^2 + 1,79 \cdot 10^2 I + 0,49 \quad (3)$$

Y el término  $Kd$  se define como:

$$Kd = \frac{N}{12} \frac{d}{30} \quad (4)$$

Donde  $N$  es el número máximo de horas de sol, dependiendo del mes y latitud y  $d$  es el número de días en el mes.

### 2.5.2 Evaluación temporal y espacial del balance hídrico

Para estimar el balance hídrico, se utilizaron las aportaciones y pérdidas de agua en la microcuenca de Chaquilcay, como se describe en la ecuación 5:

$$P = ET + Q \pm \Delta S \quad (5)$$

Donde  $P$  es la precipitación,  $ET$  es la evapotranspiración,  $Q$  es el flujo superficial y  $\Delta S$  es la variación de almacenamiento, con todos los términos medidos en unidades de mm. El término de evapotranspiración,  $ET$ , en (5) se cuantifica en comparación con  $ET_0$  a  $P$  de tal forma que la evapotranspiración real ( $ETr$ ) se cuantifica como:

$$\begin{aligned} ETr &= ET_0 \text{ cuando } ET_0 < P \\ ETr &= P \text{ cuando } ET_0 > P \end{aligned} \quad (6)$$

Un aspecto del almacenamiento de la humedad del suelo ("almacenamientos") y un aspecto del "excedente" se fijaron cada mes, dependiendo del valor de  $P - ET_0$ , tal que para meses con  $P - ET_0 < 0$ ,

el almacenamiento y el excedente se fijaron en 0 y si  $P - ET_0 > 0$ , el almacenamiento se fijó a la capacidad media del campo medida en nuestra área de estudio (18,7 mm, ver Tabla 4) y el exceso se fijó en  $P - ET_0$ . La evaluación espacial del balance hídrico ( $WB$ ) se llevó a cabo por medio de ArcGIS, utilizando la ubicación de las estaciones meteorológicas con la serie de precipitación y evapotranspiración. Utilizando Map Algebra se generó la siguiente ecuación (6) en forma matricial:

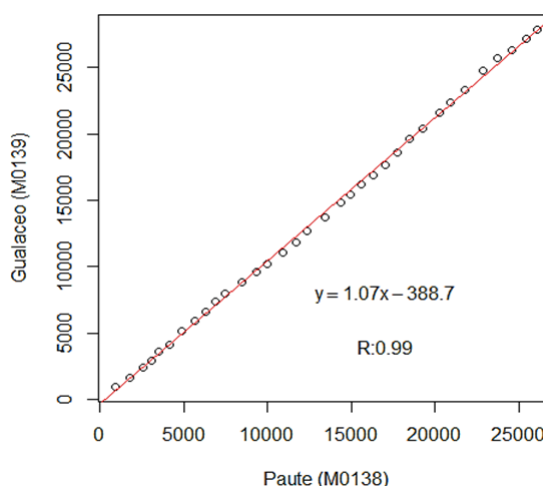
$$WY = P - ET \quad (7)$$

Donde  $WY$  es la cantidad de agua (exceso o déficit en mm) y los otros términos ya han sido definidos anteriormente.

## 3 Resultados y discusión

### 3.1 Estimación de los datos faltantes

#### 3.1.1 Aplicación del método de regresión lineal



**Figura 3.** Curva de masa doble, estaciones de Paute – Gualaceo para el periodo 33 años de registro (1982-2015).

Se verificó que ninguna estación presentaba datos completos, requiriendo un análisis de mes y correlaciones mensuales de las estaciones con el fin de completar las series de precipitación. Los hallazgos mostrados en la Tabla 6 indican que los valores del coeficiente de correlación  $r$  para las estaciones meteorológicas son en su mayoría superiores a 0,5. Hay meses con baja correlación ( $< 0,5$ ), esto puede deberse a múltiples factores en la producción de variabilidad en el registro de cada área (por ejemplo,

tormentas de pequeña escala registradas en una estación y no en otra). A pesar de esto, este método es ampliamente utilizado en algunas regiones de Su-

damérica, debido a que no existen estaciones meteorológicas “cercanas” a la estación de interés (Allen, 2006; OMM, 2011).

**Tabla 3.** Prueba de trazado en series de tiempo de precipitación anual.

Estación	NA	NS	Homogeneidad
Gualaceo	17	16	SI
Paute	17	14	SI
Sigsig	17	16	SI
Ricaurte	17	20	SI

### 3.1.2 Análisis de la calidad de la información

Al aplicar la prueba de trazado a las variables de precipitación y temperatura, se observó que los valores NS están en el rango de 10% y 90% para cada NA. Barros López y Troncoso Salgado, (2010) afirman que la serie se estabiliza en este intervalo, lo que significa que la serie es homogénea y adecuada para el análisis en este estudio. La prueba de trazado se llevó a cabo en las estaciones de Gualaceo, Paute, Sigsig y Ricaurte en la serie de tiempo anual de precipitación (Tabla 3) y en las estaciones de Gualaceo y Paute para los registros anuales de temperatura (Tabla 4).

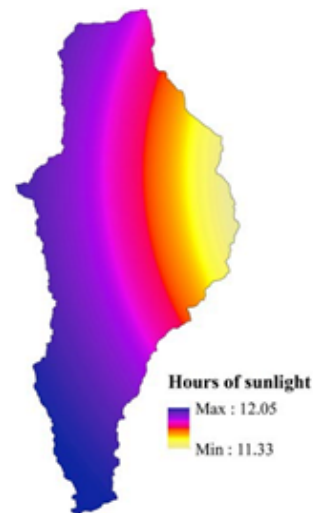
La Figura 3 muestra que casi no hay dispersión en la curva de doble masa entre la estación Paute y la estación Gualaceo, es decir, el valor del coeficiente de correlación  $r$  es cercano a 1. Esta homogeneidad es el resultado de la alta dependencia entre las precipitaciones de ambas estaciones. Además, debido a que los valores del coeficiente de correlación  $r$  son superiores a 0,9, el período 1982-2015 se considera homogéneo. Finalmente, una vez validada la información, los datos que faltan se completan utilizando las ecuaciones obtenidas en las regresiones lineales.

### 3.2 Estimación de las temperaturas de referencia

Las estaciones Sigsig y Ricaurte no miden la variable de temperatura. Al calcular las temperaturas de referencia de las isotermas mensuales de Ecuador, se observó que las temperaturas medias anuales en las estaciones de Sigsig y Ricaurte eran de 14,6°C y 15,5°C, respectivamente.

### 3.3 Estimación de la cantidad de luz solar

La Figura 4 muestra las horas mínimas y máximas de sol para el mes de enero. Las horas de luz solar alcanzan los valores máximos en el área de elevación más alta de la cuenca del lado suroeste, disminuyendo a un valor mínimo en el área de elevación más baja al noreste. Este análisis muestra una diferencia de aproximadamente una media hora de luz solar en enero en la cuenca.



**Figura 4.** Estimación de horas de luz solar en el mes de enero.

Los resultados de la Figura 5 se comparan con las horas ideales mencionadas por la FAO (Allen, 2006), alcanzando una diferencia media de 0,09 horas y una  $r$  óptima de 0,91, que se produjo porque estas horas ideales se calculan para una latitud de 2°, y las interpolaciones son necesarias debido a la ubicación del área de estudio.



### 3.4 Cálculo del balance hídrico

#### 3.4.1 Determinación de precipitación mensual y temperatura promedio

Con los isoyetas de la microcuenca de chaquilcay, las precipitaciones mensuales oscilaron entre 24,1 a

102,5 milímetros, y la precipitación anual promedio fue de 843,4 milímetros; esta precipitación disminuye hacia la parte del este de la cuenca. Mientras tanto, en las isotermas se demostró que la temperatura media anual es de 16,7°C.

**Tabla 4.** Prueba de trazado en la serie anual de la temperatura.

Estación	NA	NS	Homogeneidad
Gualaceo	17	14	SI
Paute	17	15	SI

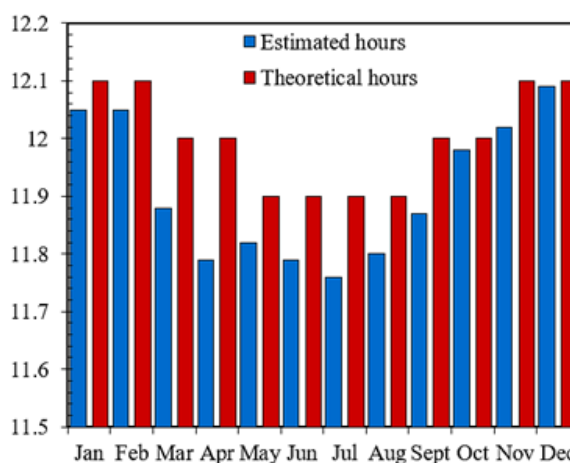
#### 3.4.2 Cálculo de la evapotranspiración potencial ( $ET_0$ )

$ET_0$  tuvo un rango mensual entre 55,7 y 70,8 mm, y se estimó que el  $ET_0$  anual para la microcuenca de Chaquilcay fue de 748,8 mm/año. Estas estimaciones de Thornthwaite concuerdan en cierta medida con Contreras S., (2015), ya que cuando la información meteorológica es insuficiente el autor recomienda el uso de métodos ajustables para la cuenca. Del Toro Guerrero, Kretzschmar e Hinojosa Corona, (2014) también indican que la técnica Thornthwaite, debido a su simplicidad, es una de las técnicas más usadas a nivel mundial, especialmente en áreas de climas húmedos ya que arroja resultados confiables.

#### 3.4.3 Análisis del balance hídrico para cada microcuenca

El balance hídrico de la microcuenca de Chaquilcay cubre los periodos de sequía ( $PP < ET_0$ ) de enero y parte del período de junio a septiembre, con una precipitación mensual de 24,1 a 59,1 mm, siendo agosto el mes más seco. La temporada húmeda ( $PP > ET_0$ ) corresponde a los meses de febrero a mayo y de octubre a diciembre con un rango de precipitación de 72,5 a 102,5 mm. En la estación seca hay un déficit hídrico, mientras que en el mes más húmedo las precipitaciones superan los 18,7 mm, observándose excedentes de agua, siendo abril el mes de mayor aporte con 41,8 mm de exceso, como se muestra en la Tabla 5. Este comportamiento hídrico tiene cierta similitud con los resultados obtenidos por Carchi G., (2015), en la zona baja de la cuenca

del río Machángara, donde los meses de disponibilidad de agua son equivalentes a la microcuenca de Chaquilcay. Ambos lugares pertenecen a la cuenca del río Paute, y la metodología utilizada en la investigación corresponde a Thornthwaite (1948).



**Figura 5.** Comparación entre horas estimadas y horas ideales de luz solar.

Por otro parte, los meses de mayor  $ET_0$  ocurren en enero y diciembre, mientras que los que tienen la menor evapotranspiración corresponden de junio a septiembre. En general, los valores de evapotranspiración para la microcuenca varían de 55,77 mm a 70,8 mm al mes. La Figura 6 muestra que la  $ET_r$  es igual a  $ET_0$  en los meses de febrero a principios de junio y de octubre a diciembre. Sánchez, (2010) afirma que los escenarios óptimos de humedad producen esta igualdad.

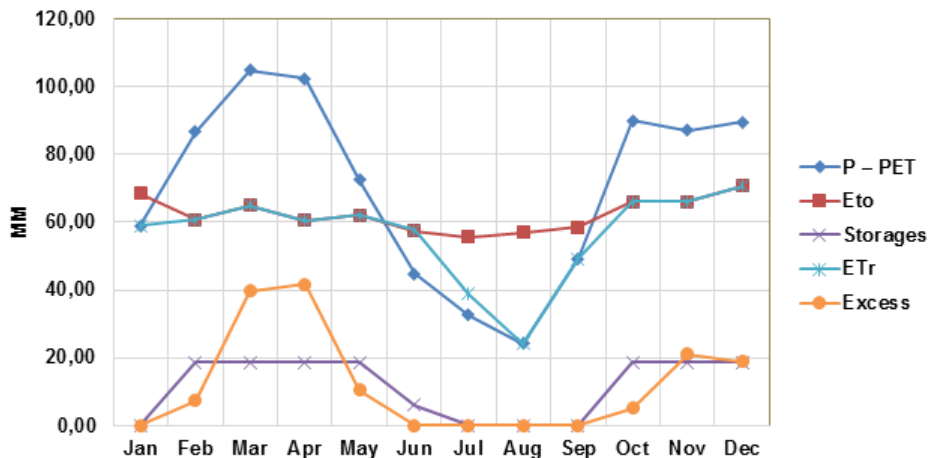
**Tabla 5.** Balance mensual de agua de la microcuenca Chaquilcay [mm/mes].

	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic	Suma
P <sup>1</sup>	59,1	86,8	104,8	102,5	72,5	44,9	32,7	24,1	49,3	90,1	87,2	89,7	843,7
ET <sub>0</sub> <sup>2</sup>	68,5	60,7	65,0	60,6	62,1	57,5	55,7	57,1	58,5	66,2	66,2	70,8	748,8
P – ET <sub>0</sub> <sup>3</sup>	-9,4	26,1	39,8	41,9	10,4	-12,6	-23	-33	-9,2	23,9	21	18,9	94,8
Almacenamiento <sup>4</sup>	0	18,7	18,7	18,7	18,7	6,1	0	0	0	18,7	18,7	18,7	130,9
ETr <sup>5</sup>	59,1	60,7	65	60,6	62,1	57,5	38,8	24,1	49,3	66,2	66,2	70,8	680,4
Exceso <sup>6</sup>	0	7,4	39,8	41,9	10,4	0	0	0	0	5,2	21	18,9	139,4

<sup>1</sup> P (precipitación promedio mensual)<sup>2</sup> ET<sub>0</sub> (evapotranspiración potencial)<sup>3</sup> P – ET<sub>0</sub> (diferencia entre precipitación promedio mensual y evapotranspiración potencial)<sup>4</sup> Almacenamientos (agua acumulada en el suelo al final del mes)<sup>5</sup> ETr (evapotranspiración real)<sup>6</sup> Exceso (excedente de agua, después de satisfacer las necesidades de evapotranspiración y agua en el suelo a la capacidad de campo)

Finalmente, la distribución espacial del balance hídrico se obtuvo como se muestra en la Figura 7. Estos mapas evidencian que hay un mayor déficit hídrico en relación con las otras áreas de estudio en la estación seca, en la parte norte de la microcuenca. Se espera que, mediante el análisis de esta distribución, las áreas con mayor déficit correspondan a los

niveles más bajos de la microcuenca (drenaje), lugar donde la temperatura desempeña un papel importante, porque aumenta en los niveles inferiores y disminuye hacia los niveles más altos. Por lo tanto, los procesos de evapotranspiración aumentan a temperaturas más elevadas.

**Figura 6.** Representación del balance hídrico mensual en la microcuenca de Chaquilcay.

## 4 Conclusiones

En el estudio sobre la microcuenca de Chaquirá, se observó que la información de INAMHI presentaba dos limitaciones importantes. En primer lugar, había pocos datos meteorológicos, y, en segundo lugar, la calidad de la información era deficiente porque no contaban con registros durante todo el período 1982-2015, causando una discontinuidad en

la información. Al aplicar los tratamientos estadísticos, se calcularon los datos faltantes y se obtuvo la aprobación por la prueba de trazado y la alta linealidad por curva de doble masa. En total, 86 datos mensuales se corrigieron en el total de 33 años utilizados para los estudios.

A través de las preguntas planteadas inicialmente, el análisis del balance hídrico permitió el estudio del comportamiento de los procesos hidrológicos y

el efecto que se produce en el rendimiento del agua, definiendo así las estaciones secas y húmedas. Durante la estación seca, los déficits de agua ocurren en enero, junio, julio, agosto y septiembre, mientras que los meses restantes satisfacen las demandas de la evapotranspiración, siendo abril el mes de mayor precipitación con 102,5 milímetros.

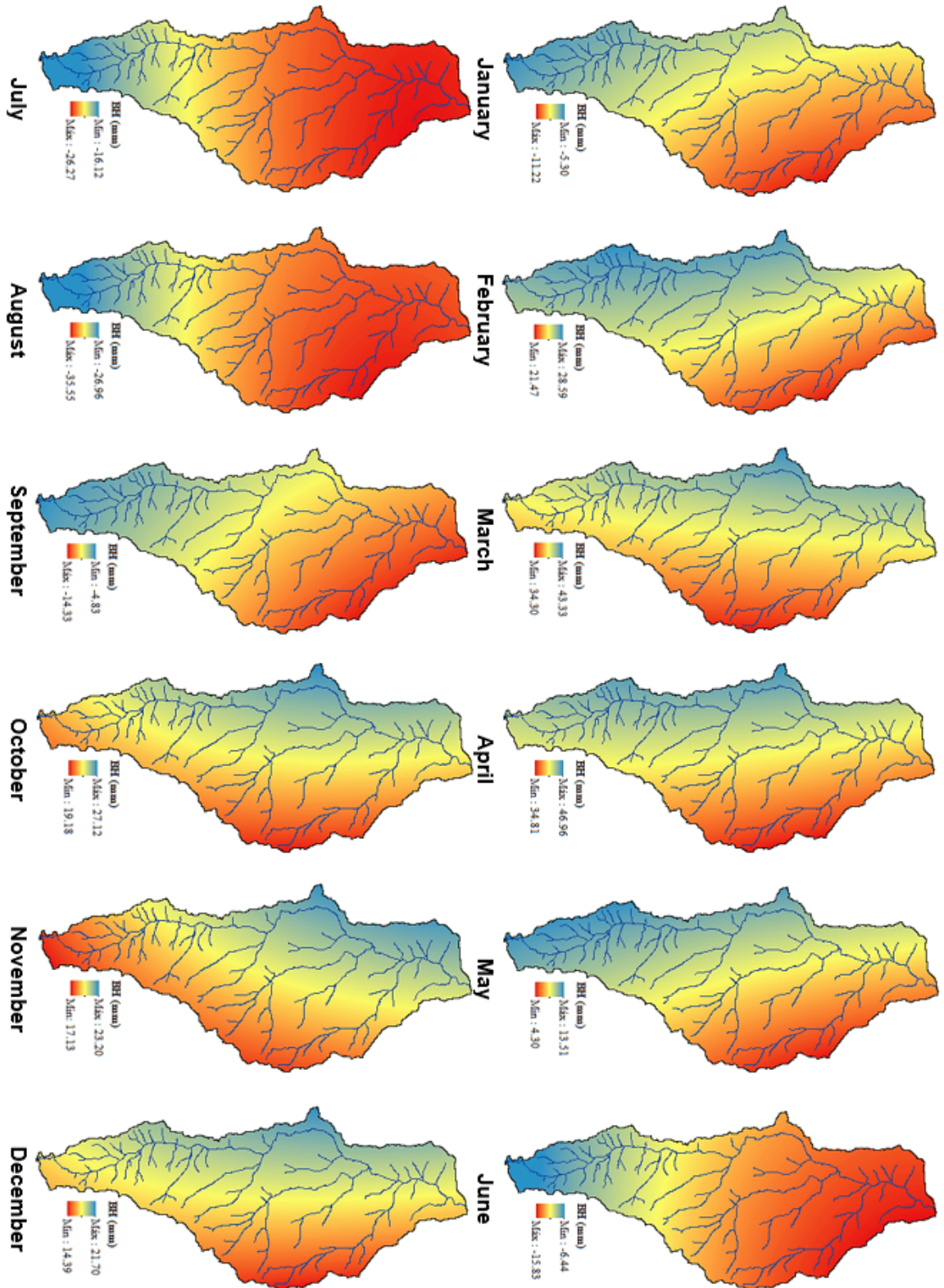
De igual forma, el escurrimiento superficial anual

generado en la microcuenca fue de 144,5 mm, lo que significa que hay un volumen de agua recolectada de 3,022  $Hm^3$ . Dada la escasez de información, la presente investigación representa una primera estimación del balance hídrico, proporcionando información importante para la gestión y planificación de los recursos hídricos.

**Tabla 6.** Regresión lineal de la relación entre las estaciones de precipitación y una estación asociada utilizada como predictor para completar los registros que faltan de la serie temporal en las estaciones analizadas.

Mes	Estación asociada ("y")	Estación predictora ("x")	Ecuación	r	Grado de correlación de Chaddock	Información completada <sup>1</sup>
Enero	M0138	M0139	$y = 0.5721x + 12.838$	0.78	Buena	1
	M0139	M0138	$y = 1.0731x + 11.935$	0.79	Buena	1
Febrero	M0138	M0139	$y = 0.5224x + 25.954$	0.59	Regular	1
	M0139	M0138	$y = 0.6704x + 32.928$	0.68	Regular	1
Marzo	M0138	M0139	$y = 0.7373x + 25.311$	0.78	Buena	1
	M0139	M0138	$y = 0.8253x + 16.803$	0.78	Buena	1
Abril	M0138	M0139	$y = 0.3022x + 43.302$	0.43	Baja	1
	M0139	M0426	$y = 0.3817x + 57.789$	0.3	Baja	1
Mayo	M0138	M0139	$y = 0.7796x + 14.038$	0.7	Buena	1
	M0139	M0138	$y = 0.623x + 24.954$	0.7	Buena	1
Junio	M0138	M0139	$y = 0.857x + 14.181$	0.75	Buena	1
	M0139	M0138	$y = 0.6487x + 10.327$	0.75	Buena	1
Julio	M0138	M0426	$y = 0.7218x + 25.394$	0.64	Regular	1
	M0139	M0426	$y = 0.5604x + 22.627$	0.44	Baja	1
	M0138	M0139	$y = 0.3045x + 24.903$	0.39	Baja	3
Agosto	M0139	M0138	$y = 0.5065x + 10.637$	0.4	Baja	2
	M0424	M0139	$y = 0.3275x + 40.305$	0.24	Muy baja	1
	M0138	M0426	$y = 0.2303x + 24.41$	0.44	Baja	3
Septiembre	M0139	M0138	$y = 0.4902x + 28.624$	0.31	Baja	2
	M0424	M0138	$y = 0.4065x + 38.051$	0.28	Muy baja	2
	M0138	M0139	$y = 0.6783x + 19.359$	0.63	Regular	3
Octubre	M0139	M0138	$y = 0.5096x + 46.768$	0.6	Regular	5
	M0424	M0138	$y = 0.4072x + 20.646$	0.55	Regular	3
	M0138	M0426	$y = 0.4469x + 35.788$	0.49	Baja	3
Noviembre	M0139	M0426	$y = 0.5184x + 45.556$	0.55	Regular	7
	M0424	M0426	$y = 0.2042x + 29.338$	0.37	Baja	5
	M0138	M0139	$y = 0.3604x + 46.855$	0.53	Regular	5
Diciembre	M0139	M0426	$y = 0.9257x - 2.9361$	0.83	Buena	12
	M0424	M0426	$y = 0.4034x + 18.5$	0.73	Buena	12
	M0426	M0424	$y = 1.3278x + 20.806$	0.74	Buena	4
<b>Total</b>						<b>86</b>

<sup>1</sup> número de datos mensuales completados en la serie temporal analizada.



**Figura 7.** Evaluación espacial del balance hídrico (BM) obtenida con ArcGIS, utilizando la serie de precipitación y los valores de evapotranspiración media mensual ( $P - ET_0$ ).

## Referencias

- Aber, John y col. (2001). «Forest processes and global environmental change: predicting the effects of individual and multiple stressors: we review the effects of several rapidly changing environmental drivers on ecosystem function, discuss interactions among them, and summarize predicted changes in productivity, carbon storage, and water balance». En: *BioScience* 51.9, 735-751. Online: <https://bit.ly/2tEEXbA>.
- Allen, Richard G. (2006). *Evapotranspiración del cultivo: guías para la determinación de los requerimientos de agua de los cultivos*. Vol. 56. Online: <https://bit.ly/2NtB1Ua>: Food & Agriculture Org.
- Aparicio M., F. J. (2015). *Fundamentos de hidrología de superficie*. México. DF, pág. 304.
- Barros López, Juan Gabriel y Adriana Yolanda Troncoso Salgado (2010). «Atlas climatológico del Ecuador». B.S. thesis. Online: <https://bit.ly/2HYvju3>: QUITO/EPN/2010.
- Bezzi, Marco y Alfonso Vitti (2005). «A comparison of some kriging interpolation methods for the production of solar radiation maps». En: *Geomatics Workbooks* 5, 1-18. Online: <https://bit.ly/2SXF9Z>.
- Buytaert, Wouter, Rolando Céleri y Luis Timbe (2009). «Predicting climate change impacts on water resources in the tropical Andes: Effects of GCM uncertainty». En: *Geophysical Research Letters* 36.7, 1-11. Online: <https://bit.ly/2NrAZfq>.
- Cajamarca R., Ronald (2017). «Estudio del balance hídrico superficial de las cuencas hidrográficas, sector Jadán y Zhidmad en el área de interceptación con el Bosque y Vegetación Protectora Aguarongo (BVPA)». B.S. thesis. Online: <https://bit.ly/2tDf1gE>.
- Carchi G., Esteban (2015). «Elaboración de un balance hídrico de la Cuenca del Río Machangara». B.S. thesis. Online: <https://bit.ly/2VgDKTy>.
- Carrera V., David Vinicio y col. (2016). «Relleno de series anuales de datos meteorológicos mediante métodos estadísticos en la zona costera e interandina del Ecuador, y cálculo de la precipitación media». En: *Idesia (Arica)* 34.3, 81-90. Online: <https://bit.ly/2SqH8JF>.
- Céleri, Rolando y Jan Feyen (2009). «The hydrology of tropical Andean ecosystems: importance, knowledge status, and perspectives». En: *Mountain Research and Development* 29.4, 350-355. Online: <https://bit.ly/2Ea4lL7>.
- Celleri, Rolando y col. (2007). «Space time rainfall variability in the Paute basin, Ecuadorian Andes». En: *Hydrological Processes: An International Journal* 21.24, 3316-3327. Online: <https://bit.ly/2SXdyXP>.
- Contreras S., Juan José (2015). «Análisis comparativo de cuatro modelos de evapotranspiración de referencia en la microcuenca del río Quinuas». B.S. thesis. Online: <https://bit.ly/2Xorvq3>.
- Crespo, Patricio Javier y col. (2011). «Identifying controls of the rainfall runoff response of small catchments in the tropical Andes (Ecuador)». En: *Journal of Hydrology* 407.1-4, 164-174. Online: <https://bit.ly/2XiKwKt>.
- Del Toro Guerrero, Francisco José, Thomas Kretschmar y Alejandro Hinojosa Corona (2014). «Estimación del balance hídrico en una cuenca semiárida, El Mogor, Baja California, México». En: *Tecnología y ciencias del agua* 5.6, 69-81. Online: <https://bit.ly/2GLx3Wu>.
- Dingman, S. L. (2002). *Physical Hydrology*. 2.<sup>a</sup> ed. Prentice Hall.
- Dirnböck, Thomas, Stefan Dullinger y Georg Grabherr (2003). «A regional impact assessment of climate and land-use change on alpine vegetation». En: *Journal of Biogeography* 30.3, 401-417. Online: <https://bit.ly/2T1vv16>.
- IPCC (2014). *Climate change 2014: synthesis report. Contribution of Working Groups I, II and III to the fifth assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Ed. por Rajendra K. Pachauri y col. Online: <https://bit.ly/2C36ubt>: IPCC.
- Jadán, GAD Parroquial (2015). *Plan de Desarrollo y Ordenamiento Territorial: Parroquia Jadán, Gualaquío*. Inf. téc. Gobierno Parroquial de Jadán.
- Kulonen, Aino y col. (2018). «Enough space in a warmer world? Microhabitat diversity and small-scale distribution of alpine plants on mountain summits». En: *Diversity and Distributions* 24.2, 252-261. Online: <https://bit.ly/2Xz5K70>.
- Loor Barrezueta, Yulio Santiago (2017). «Estudio del balance hídrico superficial de las cuencas hidrográficas sector San Juan y San Bartolomé en el área de interceptación con el Bosque y Vegetación Protectora Aguarongo». B.S. thesis.
- Magrin, Graciela (2015). «Adaptación al cambio climático en América Latina y el Caribe». En: Online: <https://bit.ly/2U2RqBo>.

- Minga, N. y col. (2002). «Plan de manejo del bosque protector de Aguarongo y su área de influencia». En: *CISP Comitato Internazionale per Sviluppo dei Popoli Sede Ecuador, PROBONA Programa de Bosques Nativos Andinos, Fundación Ecológica MAZAN, Fundación Ecológica RIKCHARINA, Cuenca Ecuador*, pág. 119.
- Mosquera, Giovanni M. y col. (2015). «Runoff from tropical alpine grasslands increases with areal extent of wetlands». En: *Catena* 125, 120-128. Online: <https://bit.ly/2NrdpPU>.
- OMM (2011). *Guía de prácticas climatológicas*. Inf. téc. Ginebra.
- Ochoa Tocachi, Boris F. y col. (2016). «Impacts of land use on the hydrological response of tropical Andean catchments». En: *Hydrological Processes* 30.22, 4074-4089. Online: <https://bit.ly/2TeXRUR>.
- Padrón, Ryan S. y col. (2015). «Rainfall in the Andean Páramo: new insights from high-resolution monitoring in Southern Ecuador». En: *Journal of Hydrometeorology* 16.3, 985-996. Online: <https://bit.ly/2XIFAUZ>.
- Prado Farfán, Karina Valeria (2015). «Ordenación territorial de áreas protegidas: aplicación al área de influencia del bosque y vegetación protectora-ABVP Aguarongo». Tesis de mtría. Online: <https://bit.ly/2IEKut0>.
- Sánchez, J. (2010). *Evapotranspiración*. Inf. téc. Online: <https://bit.ly/2IEH7Cx>: Universidad de Salamanca.
- Schlesinger, William H. y Scott Jasechko (2014). «Transpiration in the global water cycle». En: *Agricultural and Forest Meteorology* 189, 115-117. Online: <https://bit.ly/2U73nGb>.
- Silva, Morgana Vaz y Cláudia Rejane Jacondino Campos (2011). «Anomalias decadais do regime hídrico do RS no período de 1977 a 2006». En: *Ciência e Natura* 33.1, 75-89. Online: <https://bit.ly/2EfdnXa>.
- Toro, A. y col. (2015). «Relleno de series diarias de precipitación, temperatura mínima, máxima de la región norte del Urabá Antioqueño». En: *Revista mexicana de ciencias agrícolas* 6.3, 577-588. Online: <https://bit.ly/2BSEneJ>.
- Urrutia, Rocío y Mathias Vuille (2009). «Climate change projections for the tropical Andes using a regional climate model: Temperature and precipitation simulations for the end of the 21st century». En: *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 114.D2, Online: <https://bit.ly/2BUrFw0>.
- Vera, Carolina y col. (2006). «Climate change scenarios for seasonal precipitation in South America from IPCC-AR4 models». En: *Geophysical Research Letters* 33.13, L13707. Online: <https://bit.ly/2ICzz37>.
- Zhañay, Brito (2018). «Estudio de la variabilidad temporal-espacial de lluvia a lo largo de la subcuenca del río Yanuncay del año 2016, Azuay-Ecuador». B.S. thesis. Online: <https://bit.ly/2Sp4zmQ>.