

CUBHIC

Metodologías de cuantificación de
beneficios hidrológicos de intervenciones en cuencas

Restauración y Protección de Humedales Altoandinos

**Cuantificación de beneficios potenciales
en el caudal base**

Documento metodológico
Marzo 2020



AUTORES:

**Michael E. Foster, David Chen, Mark S. Kieser
Kieser & Associates, LLC**

Este documento metodológico es parte de una serie de Metodologías CUBHIC, publicadas por Forest Trends en asociación con Kieser & Associates y nuestros socios implementadores del proyecto Infraestructura Natural para la Seguridad Hídrica, CONDESAN, SPDA, EcoDecisión e Imperial College London. Cada metodología permite la estimación de beneficios hídricos de intervenciones en la infraestructura natural al nivel del sitio de un proyecto, buscando ofrecer una opción práctica de cuantificación del beneficio hídrico de los servicios ecosistémicos. Se puede encontrar otras metodologías CUBHIC en infraestructuranatural.pe.

Este documento proporciona una metodología completa con referencias científicas para la Calculadora de Beneficios CUBHIC (Excel).



INTERVENCIÓN PROPUESTA: RESTAURACIÓN Y PROTECCIÓN DE HUMEDALES ALTOANDINOS

Los humedales son ecosistemas que se caracterizan por inundaciones permanentes o estacionales y que albergan especies características capaces de desarrollarse en estas condiciones. En ciertas condiciones, los humedales son capaces de almacenar una gran cantidad de materia orgánica en el suelo (un suelo negro llamado turba), por lo cual constituyen humedales particulares llamado turberas. Los humedales altoandinos, también llamados bofedales en Perú, son en gran parte turberas. Los bofedales son reconocidos por los múltiples servicios que provén, sea como pastizales de gran valor para las ganadería altoandina, la regulación hídrica para la cuenca o a un nivel global, el servicio de secuestro de carbono.

El beneficio más común de los humedales, en términos de seguridad hídrica, a menudo se atribuye a su capacidad para frenar la escorrentía de precipitación a escala de paisaje y, por lo tanto, mejorar los llamados flujos lentos en los ríos aguas abajo. En este contexto, los humedales se ven a menudo como una alternativa potencial al almacenamiento artificial, aunque con menos capacidad para el control activo de su liberación.

Muchas amenazas existen sobre los bofedales como la extracción de la turba (champería) o el sobrepastoreo; sin embargo, el drenaje de los humedales es potencialmente una de las prácticas más destructivas para estos ecosistemas. Esta metodología se enfoca principalmente en esta práctica y su remediación.





CÁLCULO DE LOS BENEFICIOS HIDROLÓGICOS

Aquí se propone un enfoque de balance hídrico para calcular los beneficios hidrológicos de la restauración y protección de humedales. Las ecuaciones utilizadas en este documento están diseñadas para proporcionar resultados precisos y minimizar los requerimientos de datos de entrada. Existen métodos de modelado más complejos que pueden simular procesos hidrológicos, pero generalmente requieren mediciones de campo, calibración extensiva del modelo y experiencia del usuario.

Para cuantificar los beneficios de la restauración y protección de humedales, se realizan cálculos de balance hídrico para dos escenarios separados. Un escenario representa la condición “antes” (o de línea base actual), mientras que el otro representa la condición “después” de la restauración y protección del humedal. Los beneficios en la cantidad de agua del escenario de la condición “después” representan la diferencia entre el resultado de los dos escenarios utilizando las medidas que coincidan con los resultados esperados por los interesados.

Se pueden calcular múltiples escenarios “posteriores” para comparar los beneficios de varias opciones de intervención. Cada escenario tiene un conjunto de entradas específicas para las condiciones que representa, lo que a su vez afecta las salidas de cálculo. Diferentes escenarios proporcionarán diferentes combinaciones de beneficios y, en algunos casos, la producción puede mostrar una pérdida de beneficios. Dado que se están considerando múltiples medidas, las partes interesadas deben usar las capacidades comparativas de esta metodología para ponderar los beneficios y, en última instancia, el costo en cada escenario.

Los pasos generalizados utilizados para estimar la cantidad de agua y los beneficios de la calidad de este enfoque incluyen:

I. Recopilación de información necesaria

a. Entradas específicas del sitio

- i. Características del suelo que afectan los procesos del contenido de humedad
- ii. Características de la vegetación que afectan la evapotranspiración y la escorrentía

b. Entradas específicas de paso de tiempo¹

- i. Tasas de precipitación
- ii. Datos de temperatura (máximos y mínimos o promedios)

2. Cálculos de cuantificación (las ecuaciones se repiten para la cantidad de pasos de tiempo deseados)

a. Región de contribución de aguas arriba

- i. Escorrentía
- ii. Percolación
- iii. Evapotranspiración
- iv. Contenido de humedad

¹ Fuente: <https://www.senamhi.gob.pe/?&p=estaciones>

b. Restauración y Protección de Humedales

- i. Ingreso de escorrentía
- ii. Almacenamiento
- iii. Evapotranspiración
- iv. Salida
- v. Infiltración

3. Cálculos de análisis de beneficios

a. Diferencia en infiltración de humedales entre escenarios

El resto del documento presenta los detalles de estos pasos de cálculo propuestos para la restauración y protección de humedales. Estos pasos se centran en dos balances hídricos: 1) un balance hídrico de la región contribuyente aguas arriba para la escorrentía

de las aguas superficiales, y 2) un balance hídrico de la restauración y protección de humedales que incluye subcomponentes de estas ecuaciones. Por último, se proporciona una descripción general simplificada del proceso combinado de cálculo.

Ecuación de balance hídrico

Desde una perspectiva de cuantificación, un humedal puede considerarse como dos sistemas adyacentes que interactúan entre sí: 1) un área contribuyente aguas arriba, y 2) el humedal mismo, que es un depósito para el almacenamiento de agua. Cada sistema puede ser representado y modelado por un balance hídrico. Cada balance hídrico es completamente contabilizado en las entradas y salidas hacia y desde el sistema durante un período de tiempo. Estos se ilustran en la Figura 1. Se proyecta que la infiltración del humedal, que tiene almacenamiento adicional:

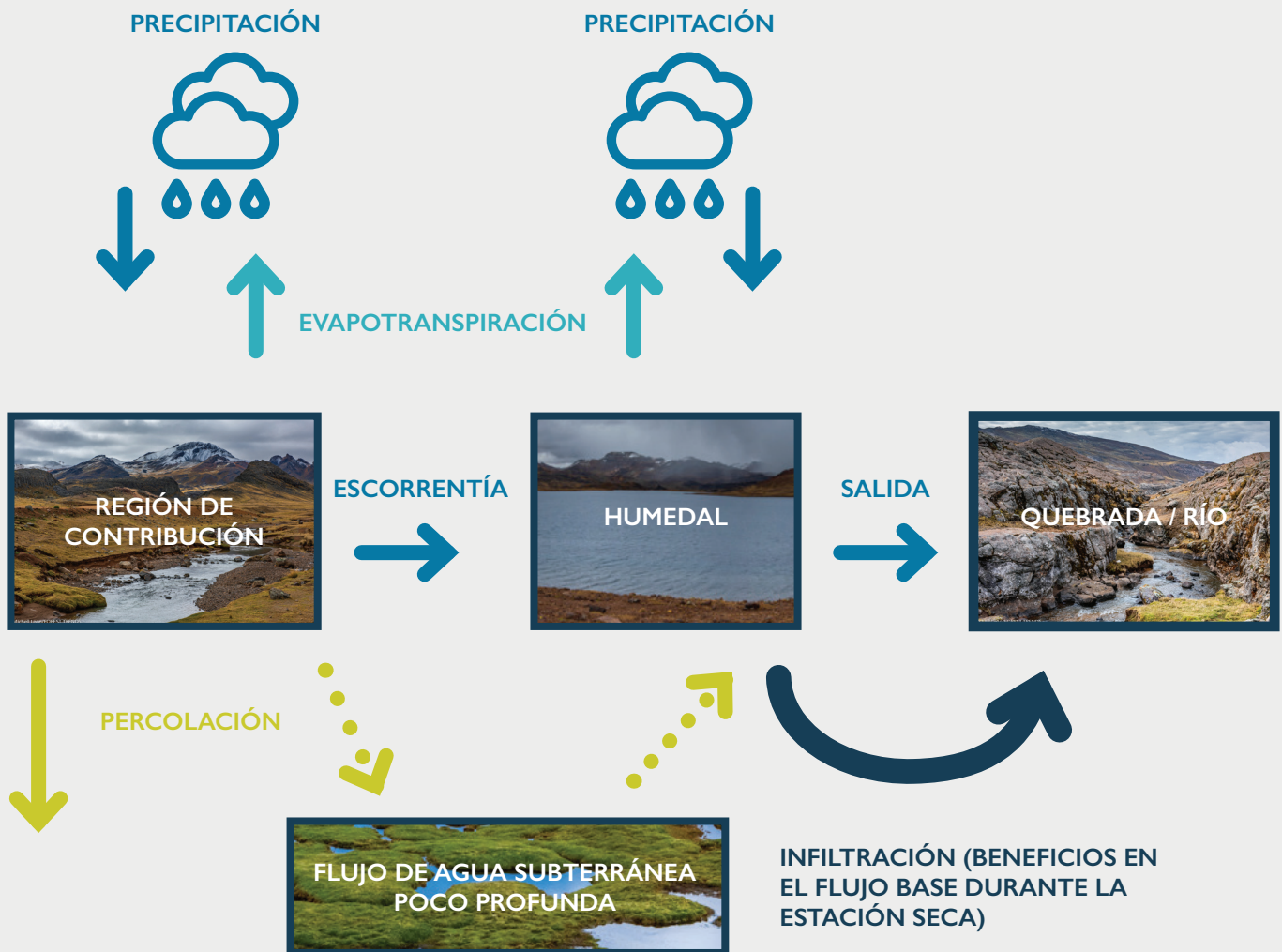


Figura 1. Ilustración del área de contribución y sus interacciones, entradas y salidas del balance hídrico de la restauración y protección de humedales.



La infiltración al agua subterránea en la región contribuyente se calcula en el marco propuesto, aunque su contribución al humedal no se incluye dada la complejidad de los factores del sitio que a menudo son difíciles de medir o estimar. Sin embargo, se sugiere un enfoque para su inclusión en el apéndice de este documento para opcionales consideraciones computacionales.

Ecuación del balance hídrico en el área de contribución

La precipitación que cae sobre el área contribuyente que rodea a un humedal puede: 1) convertirse en escorrentía superficial; 2) perderse por evapotranspiración, o; 3) infiltrarse en los suelos para ser capturados como agua de poro del suelo o filtrarse a la capa freática. El agua que se filtra en la capa freática (como recarga de agua subterránea) puede fluir lateralmente como flujo base al humedal u otra agua superficial, o convertirse en fuga a las aguas subterráneas profundas. El agua subterránea que viaja a través del acuífero poco profundo desde la región tributaria al humedal no se cuantifica directamente bajo este marco propuesto, aunque podría calcularse potencialmente como se sugiere en el apéndice.

Para el cálculo del balance hídrico en la región contribuyente, la precipitación se puede representar mediante la siguiente ecuación:

$$P=Q+ET+p+\Delta R$$

Donde:

P = precipitación (mm)

Q = escorrentía (mm)

ET = evapotranspiración (mm)

p = percolación (mm)

ΔR = cambio en el contenido de agua (mm)

El agua del suelo actúa como una restricción para la evapotranspiración y la filtración. La evapotranspiración está limitada cuando el agua del suelo está en o debajo del punto de marchitez del suelo, mientras que la percolación está limitada cuando el agua del suelo está por debajo de la capacidad de campo del suelo. El agua del suelo cambia constantemente a medida que la infiltración, la evapotranspiración y la percolación actúan sobre el almacenamiento de agua del suelo. Por lo tanto, calcular el agua del suelo en intervalos de tiempo más frecuentes puede dar como resultado un resultado más preciso. Dado que el agua del suelo limita la evapotranspiración y la percolación, una mayor precisión con el cálculo del agua del suelo se corresponderá con una mayor precisión con los cálculos de la evapotranspiración y la percolación. La propia evapotranspiración cambia debido a la radiación solar (una función de la época del año) y la temperatura. Como tal, la precisión del cálculo de evapotranspiración también se beneficia de cálculos de paso de tiempo más frecuentes. Este balance hídrico puede abordar fácilmente múltiples pasos de tiempo considerando que $\Delta R=R_t-R_{t-1}$, donde t representa el paso de tiempo. El balance hídrico se puede reconfigurar para calcular el agua del suelo sobre una base de paso de tiempo de la siguiente manera:



$$R_t = R_{t-1} + P - Q - ET - p$$

La escorrentía (Q), evapotranspiración (ET) y la percolación (p) se cubren en secciones posteriores. La secuencia de cálculo es importante ya que la ecuación de percolación requiere una escorrentía calculada y las ecuaciones de evapotranspiración requieren una percolación calculada. Por lo tanto, es importante configurar los cálculos del componente de balance de modo que se realicen en el siguiente orden:

1. Calcular escorrentía
2. Calcular percolación
3. Calcular evapotranspiración
4. Actualizar el balance hídrico del suelo

Escorrentía

La precipitación que no se infiltra en el suelo se convierte en escorrentía, y se calcula aquí usando el Método de Número de Curva². Este método utiliza "números de curva" que son representativos de la permeabilidad del suelo y se asignan a áreas en función de su vegetación y tipo de suelo. Los números de curva más altos representan superficies más impermeables, mientras que los números de curva más bajos representan suelos con mayores capacidades de infiltración. Los números de curva sugeridos se proporcionan en la hoja de cálculo que acompaña a este documento. La ecuación del número de curva es la siguiente:

$$\text{si } P > 0.05s, \quad Q = \frac{(P - 0.05s)^2}{P + 0.95s}$$

donde:

P = precipitación (mm)

Q = escorrentía (mm)

$s = \frac{25400}{CN} - 254$

CN = Número de Curva

Percolación

En este marco, la humedad del suelo se modela como un reservorio que puede aumentar por precipitación e infiltración, y disminuir por evapotranspiración y filtración a las aguas subterráneas. La humedad del suelo está limitada por dos entradas: capacidad de campo y punto de marchitez. Estos valores generalmente se representan como un porcentaje y se multiplican por la profundidad de la capa del suelo para obtener un valor en milímetros. La profundidad de la capa de suelo en este marco se establece en 150 mm para representar la zona de la raíz. Los valores sugeridos para la capacidad de campo y el punto de marchitez por tipo de suelo se pueden encontrar en la hoja de cálculo. Durante cada paso de tiempo para el balance hídrico, cualquier agua en el depósito de agua del suelo que exceda la capacidad de campo se convierte en percolación:

$$p = \max(0, R_{t-1} + P - Q - fc)$$

donde:

fc = capacidad de campo (mm)

R_{t-1} = contenido de humedad del paso de tiempo previo (mm)

P = precipitación (mm)

Q = escorrentía (mm)

Se supone que el agua que se filtra de la capa de suelo en este marco se convierte en agua subterránea en el acuífero poco profundo o en el acuífero profundo. Las vías de agua subterránea del área contribuyente de escorrentía superficial no se consideran en este marco propuesto ya que las ecuaciones de flujo de agua subterránea son sensibles a las variables del acuífero que pueden ser difíciles de obtener. Sin embargo, bajo ciertas condiciones, el acuífero poco profundo podría representar una porción significativa de los flujos de la estación seca hacia el humedal. Por esta razón, se adjuntan ecuaciones opcionales de aguas subterráneas que potencialmente pueden usarse sin problemas con este modelado.

$$h_t = h_{t-1} + \frac{ap - Q_{gw}}{800\mu}$$

Evaporación y evapotranspiración

La evaporación y la evapotranspiración están limitadas por la temperatura, la humedad y el punto de marchitez. En este marco, estas restricciones se simplifican para que la evapotranspiración: 1) no ocurra durante los días en que la temperatura media esté por debajo de 0° Celsius y; 2) no puede reducir el depósito de agua del suelo por debajo del punto de marchitez. La evapotranspiración se estima calculando primero la evapotranspiración potencial (E_0) que representa la cantidad de evaporación que el aire podría soportar. E_0 luego se multiplica por un coeficiente (r) que depende del índice de área foliar (Leaf Area Index - LAI) para calcular la cantidad de evapotranspiración que realmente ocurre. Si $LAI \geq 3$, $r = 1$. De otra manera: $r = 0.35 \times \exp(0.35 \times LAI)$. Esta ecuación fue desarrollada por los autores para simplificar una serie de ecuaciones de transpiración y evaporación del suelo descritas en la documentación del modelo SWAT³. El producto de E_0 y r luego se somete a una función que limita la evapotranspiración en función del agua disponible (agua del suelo que excede el punto de marchitez) en el suelo:

$$ET = \min[E_0 \times r, 0.8(R_{t-1} + P - Q - p - wp)]$$

E_0 se calcula aquí utilizando el método de Priestly-Taylor, una serie de cálculos que se describen en la documentación del modelo SWAT y en el documento original sobre la evaluación del flujo de calor superficial y la evaporación utilizando parámetros a gran escala⁴. El método de Priestly-Taylor se puede escribir de la siguiente manera:

$$E_0 = \frac{\alpha_{pet} \Delta}{\lambda(\Delta + \gamma)} (H_{net} - G)$$

donde:

α_{pet} = coeficiente (1,26)

Δ = pendiente de la curva de presión de saturación -temperatura (kPA/°C)

$$\Delta = \frac{4098e_0}{(T+237.3)^2}$$

T = temperatura media diaria en °C

3 Neitsch, S. L., Arnold, J. G., Kiniry, J. R., and J. R. Williams. 2011. Soil and Water Assessment Tool Theoretical Documentation Version 2009. Texas Water Resources Institute.

4 Priestley, C. H. B., and R. J. Taylor. 1972. On the Assessment of Surface Heat Flux and Evaporation using Large-scale Parameters. Monthly Weather Review 100.2: 81-92.



e_0 = presión de vapor de saturación (kPa)

$$e_0 = \exp\left(\frac{16.78T - 116.9}{T + 237.3}\right)$$

λ = calor latente de vaporización (MJ/kg)

$$\lambda = 2.501 - 0.002361T$$

γ = constante psicrométrica (kPa/°C)

$$\gamma = \frac{0.001013P_a}{0.622\lambda}$$

P_a = presión atmosférica (kPa)

$$P_a = 101.3 - 0.01152EL + 0.544 \times 10^{-6}EL^2$$

EL = elevación (m)

H_{net} = radiación neta diaria (MJ/m²d)

G = densidad de flujo de calor al suelo (MJ/m²d) Esto es mínimo y para los propósitos de este documento se puede suponer que es 0.

Las ecuaciones para la radiación pueden ser complejas y para los propósitos de este documento, la radiación estará representada por ecuaciones del modelo SWAT. Estos se explican en la documentación del modelo SWAT (Capítulos: 1.1 y 2.2) y pueden describirse generalmente de la siguiente manera:

$$H_{net} = (1 - \alpha) H_{sw} + H_{lw}$$

donde:

α = albedo (fracción adimensional 0-1) (Para obtener una lista de valores de albedo para diferentes tipos de terreno/vegetación, consulte la hoja de cálculo que acompaña a este documento.⁵)

H_{sw} = radiación entrante de onda corta

H_{lw} = radiación de onda larga

La radiación de onda larga como se usa en las ecuaciones del modelo SWAT es una función de la temperatura y la cobertura de nubes. Las ecuaciones múltiples que SWAT describe pueden simplificarse en una sola ecuación (desarrollada por los autores) de modo que:

$$H_{lw} = \frac{c}{0.8} \times (0.00376T^2 - 0.0516T - 6.967)$$

donde:

c = fracción de cobertura de nubes adimensional (0,3-0,8), siendo menor para cubierta de nubes densa y valores más altos para cero cobertura de nubes. Si no hay datos de cobertura de nubes disponibles, se puede usar el valor medio de 0,5.



⁵ Gao, F., Schaaf, C. B., Strahler, A. H., Roesch, A., Lucht, W., & Dickinson, R. 2005. MODIS bidirectional reflectance distribution function and albedo Climate Modeling Grid products and the variability of albedo for major global vegetation types. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 110(D1).

La radiación de onda corta como se usa en las ecuaciones SWAT es una función de la latitud, el día y la cobertura de nubes. Estas ecuaciones se pueden usar como se describe en la documentación del modelo SWAT, o las simplificaciones derivadas empíricamente (desarrolladas por K&A) descritas a continuación como se pueden usar en su lugar:

$$H_{sw} = \frac{c}{0.8} (a\delta^2 + b\delta + d)$$

donde las ecuaciones dependientes de la latitud para estos coeficientes son las siguientes:

$$a = 7.6 \times 10^{-7} \phi^4 + 0.00607 \phi^2 - 14.639$$

$$b = -3.83 \times 10^{-5} \phi^3 + 0.805 \phi$$

$$d = -0.0042 \phi^2 + 29.913$$

ϕ = latitud en grados

δ = declinación solar, donde $\delta = 0.409 \sin \left(\frac{2\pi(\text{día}-82)}{365} \right)$

Ecuaciones del balance hídrico en la restauración y protección de humedales

El agua almacenada en un humedal se puede calcular con un balance hídrico, muy similar a las ecuaciones para calcular el contenido de humedad del suelo descritas en este marco. El cambio en el almacenamiento de agua de un humedal puede calcularse considerando sus entradas y salidas. El volumen de agua del humedal aumenta a través de las contribuciones de la escorrentía y la precipitación, y disminuye a través de las pérdidas por evaporación e infiltración, y la pérdida al acuífero profundo desde el fondo del humedal, de manera que:

$$\Delta W = W_{in} + P - W_E - W_S - W_{out}$$

donde:

ΔW = cambio en el almacenamiento de agua del humedal (mm)

W_{in} = ingreso (mm) de escorrentía

P = precipitación (mm) sobre la superficie del humedal

W_E = evapotranspiración (mm) del humedal

W_S = filtración (mm) del humedal

W_{out} = salida (mm) del humedal





La entrada al humedal consiste en la escorrentía (Q) de la región contribuyente. La lámina de entrada se calcula tomando la lámina de escorrentía para la región contribuyente y multiplicándola por el área (ha) y un factor de conversión (10000), luego dividiendo por el área del humedal (m^2):

$$W_{in} = \frac{10000A_c}{A_w \times Q}$$

donde:

Q = escorrentía (mm)

A_c = contributing region area (ha)

A_w = área del humedal (m^2)

La infiltración representa el agua que se filtra a través del suelo en el fondo del humedal restaurado. Es este volumen de filtración en este marco el que se considera que contribuye al aumento del flujo base durante la estación seca. La lámina de infiltración es una función de la conductividad hidráulica saturada (K_{sat}) del suelo del humedal, y solo ocurre cuando el almacenamiento de agua del humedal excede la capacidad de campo del suelo del humedal (f_c). Esta vía es similar a la vía de percolación en el balance hídrico del área contribuyente. La diferencia importante es que para el área contribuyente se supone que toda el agua que excede la capacidad del campo se convierte en percolación. En el humedal, la filtración ocurre a una velocidad controlada por la conductividad hidráulica saturada del suelo, lo que permite el estancamiento. La filtración de humedales se calcula mediante la siguiente función:

$$W_s = \max \left[0, \frac{-K_{sat} f_c^2}{(W_{t-1} + W_{in} + P_2)} + K_{sat} \right]$$

La evapotranspiración de humedales se calcula de manera similar a la región contribuyente, con algunas modificaciones:

- El albedo utilizado para calcular E_0 del humedal puede ser diferente al albedo utilizado para la región contribuyente. Se puede suponer que el albedo de humedal es 0,20.
- El coeficiente del índice de área foliar (r) en el humedal siempre es igual a 1 y puede ignorarse.
- El punto de marchitez del humedal (w_p) puede ser diferente del punto de marchitez utilizado para la región contribuyente.

La función de evapotranspiración para el humedal es la siguiente:

$$W_E = \min[E0, 0,8(W_{t-1} + W_{in} + P - W_s - w_p)]$$

Cualquier agua que exceda la capacidad máxima de almacenamiento del humedal se convierte en flujo de salida, que se calcula utilizando la siguiente función:

$$W_{out} = \max[0, W_{t-1} + W_{in} + P - W_E - W_s - W_{max}]$$

donde:

W_{max} = Profundidad máxima del almacenamiento de humedales (mm)

$$W_{max} = 1000D + 0.5sd$$

D = máxima profundidad de agua del humedal (m)

sd = profundidad de la capa del suelo (mm)

Cuando no hay flujo de salida (W_{out}), la profundidad máxima de almacenamiento del humedal (W_{max}), que se mejora con la restauración y protección del humedal, se convierte en la condición de conducción para producir beneficios de flujo base a través de la filtración del humedal.

Al igual que el balance hídrico del suelo, este balance hídrico de volumen puede abordar múltiples pasos de tiempo considerando que $\Delta V = V_t - V_{t-1}$, donde t representa el paso de tiempo. El balance hídrico se puede reconfigurar para calcular el volumen de agua del humedal sobre un paso de tiempo diario de la siguiente manera:

$$W_t = W_{t-1} + W_{in} + P - W_E - W_S - W_{out}$$

donde:

W_t = Almacenamiento de agua del humedal (mm) en el tiempo t

Dado que algunos componentes del balance hídrico del humedal requieren que otros componentes se calculen primero, se recomienda calcular el balance hídrico en el siguiente orden:

1. Calcular los ingresos
2. Calcular la infiltración
3. Calcular la evaporación
4. Calcular las salidas
5. Actualizar el almacenamiento del humedal





RESUMEN DEL DOCUMENTO

El proceso para calcular los balances de agua de restauración y protección de humedales y regiones contribuyentes y sus correspondientes subcomponentes se muestran y resumen en las Figuras 2 y 3, respectivamente.

Escurrentía
(Q_0)

$$\text{Si } S > 0,05 S, \text{ entonces } Q_0 = \frac{(P - 0,05S)^2}{P + 0,95S}$$

Percolación
(p)

$$p = \max(0, R_{t-1} + P - Q - fc)$$

Evapotranspiración
(ET_0)

$$\text{Si } T > 0, \text{ entonces } ET_0 = r \left(\frac{\alpha_{pet} \Delta}{\lambda(\Delta + \gamma)} \right) [(1 - \alpha)H_{sw} + H_{lw}]$$
$$ET = \min[ET_0 \times r, 0,8(R_{t-1} + P - Q - p - wp)]$$

Balance
hídrico

$$R_T = R_{t-1} + P - Q - ET - p$$

Figura 2. Pasos de cálculo y ecuaciones para el balance hídrico del área contribuyente.

Ingresos
(W_{in})

$$W_{in} = \frac{10000A_c}{A_w} Q$$

Filtración
(W_s)

$$W_s = \max \left[0, \frac{-K_{sat} (fc)^2}{(W_{t-1} + W_{in} + P_2)} + K_{sat} \right]$$

Evaporación
(V_E)

Si $T > 0$, luego $E_0 = \left[\frac{\alpha_{pet} \Delta}{\lambda(\Delta + \gamma)} \right] [(1 - \alpha) H_{sw} + H_{lw}]$

$$V_E = \min [E_0, 0,8(W_{t-1} + W_{in} + P - W_s - W_p)]$$

**Balance
hídrico**

$$V_t = V_{t-1} + V_{in} + V_P - V_E - V_s - V_{out}$$

Figura 3. Pasos de cálculo y ecuaciones para el balance hídrico en el humedal.

Los beneficios en términos de las contribuciones del humedal al flujo base se pueden calcular sumando la filtración en todos los pasos de tiempo para el escenario de intervención, y restando la suma de la filtración del escenario base.



RECONOCIMIENTOS

La preparación de esta metodología y su documentación no habría sido posible sin los aportes importantes de un equipo amplio y diverso. La metodología ha beneficiado de los aportes técnicos y traducción de Bruno Locatelli (Centro de Investigación Forestal Internacional—CIFOR), Jan Markus Homberger (Centro de Investigación Forestal Internacional—CIFOR), Vivien Bonnesoeur (CONDESAN) y Edwing Arapa (CONDESAN). La edición de este documento fue realizada por Gena Gammie (Forest Trends) y Sydney Moss (Forest Trends).

Este marco de cálculo propuesto es una actualización y reemplazo de un Manual técnico de restauración de humedales presentado previamente (abril de 2014). Este nuevo documento considera las contribuciones de la escorrentía drenada del área tributaria a un humedal. La adaptación a un paso de tiempo diario para la metodología de cálculo de la escorrentía también se incluye aquí.





APÉNDICE: ECUACIONES DE AGUAS SUBTERRÁNEAS

Las ecuaciones descritas aquí se sugieren para considerar la cuantificación de las contribuciones del acuífero poco profundo que podría fluir hacia el humedal. El agua en el acuífero profundo puede fluir hacia las aguas superficiales fuera del área de intervención que se cuantifica. Este documento no intenta calcular cuándo y dónde el agua profunda del acuífero volverá a la superficie, pero es importante recordar que esta agua no debe considerarse una pérdida.

El flujo del agua subterránea superficial es un proceso complejo y se representa aquí usando un par de ecuaciones: una que actualiza la altura del nivel freático durante cada paso de tiempo⁶, y otro que calcula el flujo de agua subterránea en función a la altura del nivel freático⁷. La altura del nivel freático aumenta a partir del agua infiltrada del área tributaria, y disminuye a partir de la salida del flujo del agua subterránea hacia el humedal. El flujo de agua subterránea es una función de la conductividad hidráulica del acuífero y la altura del nivel freático. Estas ecuaciones se describen aquí:

$$h_t = h_{t-1} + \frac{ap - Q_{gw}}{800\mu}$$

donde:

h = altura del nivel freático (m)

a = fracción del acuífero de la región contribuyente que contribuye a la qocha (sin unidades)

p = percolación (mm)

Q_{gw} = flujo de agua subterránea (mm)

μ = rendimiento específico del acuífero (m/m)

$$Q_{gw} = \frac{8000K_{sat,a} h_{t-1}}{L}$$

donde:

$K_{sat,a}$ = conductividad hidráulica saturada del acuífero (mm/día)

L = coeficiente de distancia de trayectoria del agua (m²):

$$L = \frac{10000aA_c}{\pi}$$

L debe ser mayor que

$$\frac{10K_{sat,a}}{\mu}$$

para que funcionen las ecuaciones del agua subterránea

A_c = área tributaria (ha)

La ecuación para h_t es calculada diariamente, al igual que los balances de agua para R_t y V_t (ver la hoja de cálculo que acompaña al documento para valores recomendados de K_{sat} y μ). La fracción de un acuífero regional que contribuye al humedal (a) es probable que sea muy variable. Se sugiere que el uso potencial de este cálculo en el marco de restauración y protección de humedales se aplique utilizando un rango de valores de a para calcular un rango de resultados potenciales.

El flujo de agua subterránea calculado de las contribuciones de acuíferos poco profundos de la región contribuyente se insertaría en el balance hídrico del humedal como parte del componente de entrada de la siguiente manera:

$$w_{in} = \frac{10000A_c}{A_w} (Q + Q_{gw})$$

donde:

Q = escorrentía (mm)

Q_{gw} = flujo de agua subterránea (mm)

A_c = área de contribución (ha)

A_w = área del humedal (m²)

⁶ Smedema, L.K. and D.W. Rycroft. 1983. Land drainage – planning and design of agricultural drainage systems. Cornell University Press, Ithica, N.Y.

⁷ Hooghoudt, S.B. 1940. Bijdrage tot de kennis van enige natuurkundige grootheden van de grond. Versl. Landbouwk. Onderz. 46: 515-707.





Restauración y Protección de Humedales Altoandinos: Cuantificación de beneficios potenciales en el caudal base

infraestructuranatural.pe

Esta publicación fue posible gracias al apoyo de la Agencia de los Estados Unidos para el Desarrollo Internacional y el Gobierno de Canadá. Las opiniones expresadas en este documento son las del autor y no reflejan necesariamente las opiniones de la Agencia de los Estados Unidos para el Desarrollo Internacional ni el Gobierno de Canadá.