



USAID
DEL PUEBLO DE LOS ESTADOS
UNIDOS DE AMÉRICA

Canada

CUBHIC. Cuantificación de Beneficios Hidrológicos de Intervenciones en Cuencas

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 cuantificación 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).

Forestación y Protección de Bosques:

Cuantificación de beneficios potenciales en el caudal base y reducción de sedimentos

Documento metodológico
Febrero 2020



AUTORES:

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



INTERVENCIÓN PROPUESTA: FORESTACIÓN Y PROTECCIÓN DE BOSQUES

La forestación se define como el establecimiento de cobertura forestal en forma de plantaciones o mediante la regeneración natural en zonas que en el pasado tuvieron, o no, bosques¹. La protección de bosques hace referencia a la práctica de evitar la degradación o la deforestación de los bosques y así, conservar los servicios ecosistémicos hídricos brindados por los bosques. La forestación creará una serie de impactos en toda el área que se extiende hasta la cuenca. Si esta intervención en materia de conservación logra beneficios generales de calidad y cantidad de agua, ello dependerá en gran medida de cómo los diseños de forestación respondan a factores hidrológicos y físicos que influyen en la escorrentía, y a su vez, en la erosión del suelo.

Esto requiere contabilizar las interacciones entre evapotranspiración, percolación, contenido de humedad y pérdida de suelo. Se espera que la forestación de lugar tanto a un incremento en la evapotranspiración en el área reforestada como a una reducción en la escorrentía de aguas superficiales en diferentes niveles. Se espera que una menor escorrentía reduzca la pérdida de suelo, beneficiando con ello la calidad del agua, aguas abajo, a través de la reducción de suelos y aportes de nutrientes a los cuerpos de agua.



¹ Bonnesoeur, Vivien, et al. 2019. Impacts of Forests and Forestation on Hydrological Services in the Andes: a systematic review. *Forest Ecology and Management*, volume 433.





CALCULANDO LOS BENEFICIOS

Se propone una aproximación conservadora² del balance hídrico para calcular los beneficios de la forestación para el entorno del proyecto y que, al mismo tiempo, siga siendo válido para su utilización en otras regiones. El producto de la ecuación del balance hídrico puede utilizarse entonces para calcular la reducción en la pérdida de suelo. Las ecuaciones utilizadas en este documento técnico buscan ofrecer un resultado exacto y, al mismo tiempo, minimizar los datos de entrada requeridos. Existen métodos de modelado más complejos que pueden simular los procesos hidrológicos y el transporte de suelos, pero estos, por lo general, requieren mediciones de campo, una calibración masiva del modelo y la experiencia del usuario.

Para poder cuantificar los beneficios de la forestación, se ejecutan las ecuaciones del balance hídrico y la pérdida de suelo para dos escenarios distintos. Un escenario representa el «antes» (o línea base actual), mientras que el otro representa el «después» de la implementación. Los beneficios específicos para esta intervención incluyen una menor escorrentía y, a su vez, una reducción en la pérdida de suelos a través de la erosión (expresada como toneladas métricas de pérdida anual de suelos y un incremento en la infiltración (expresada como litros por año).



Múltiples escenarios futuros pueden ser calculados para comparar diversos beneficios de las aplicaciones de la intervención. Cada escenario tiene una serie de entradas específicas para las condiciones que representa, lo que a su vez afecta las salidas de cálculo. Los diferentes escenarios proporcionarán combinaciones diferentes de beneficios y, en algunos casos, la salida podrá mostrar una pérdida de beneficio. Debido a que se evalúa una serie de medidas, las partes interesadas deben utilizar las capacidades comparativas de esta metodología para sopesar los beneficios y, por último, el costo de cada escenario.

Los pasos generalizados que se emplean para estimar los beneficios de cantidad y calidad del agua que se obtienen al emplear este enfoque son los siguientes:

1. Recopilación de datos de entrada

a. Datos de entrada específicos del sitio

- Características del suelo que tienen impacto en los procesos de contenido de humedad y en la erosión de los suelos
- Características de la vegetación que tienen impacto en la evapotranspiración, la escorrentía y la erosión de los suelos

b. Datos de entrada específicos del intervalo de tiempo

- Tasas de precipitación
- Datos de temperatura (máximos y mínimos o promedio)

2. Cálculos de cuantificación (las ecuaciones se repiten para el número de pasos de tiempo deseados)

- Escorrentía de aguas superficiales
- Evapotranspiración
- Percolación
- Contenidos de humedad
- Pérdida de suelo

3. Análisis de beneficios

- Diferencia en la escorrentía de aguas superficiales entre escenarios
- Diferencia en la percolación entre escenarios
- Diferencia en la pérdida de suelos entre escenarios

² El término «conservador» tal como se utiliza aquí infiere que los beneficios estimados probablemente estén en el extremo inferior del rango de resultados previstos para no inflar el valor potencial de la intervención reconociendo la incertidumbre asociada con los diversos supuestos metodológicos. Los estudios de campo locales ayudarán a minimizar esta incertidumbre para representar mejor los resultados esperados.

El resto de este documento técnico presenta los detalles de los pasos de cálculo propuestos para las intervenciones de forestación. Estos pasos se enfocan en dos ecuaciones primarias: un balance hídrico hidrológico y una ecuación de pérdida de suelo, así como los subcomponentes de estas ecuaciones. Finalmente, se ofrece un resumen simplificado del proceso de cálculo combinado.

Este enfoque de cuantificación se puede refinar aún más con futuros estudios de campo. Una hoja de cálculo de beneficios de forestación acompaña por separado a este documento para aplicaciones de usuario con casos de prueba específicos. Estos pasos del proceso de ecuaciones en la hoja de cálculo también están integrados en una rutina de modelo simplificado mediante la cual los usuarios ingresan más fácilmente datos de campo locales para simular instantáneamente los beneficios de la forestación. Los parámetros predeterminados en la aplicación se pueden calibrar posteriormente para la configuración del monitoreo continuo del sitio del proyecto.

Ecuación del balance hídrico

La precipitación que cae en una determinada área puede: 1) convertirse en escorrentía; 2) perderse a través de evapotranspiración; 3) infiltrarse en el suelo para quedar atrapada como agua de poros o percolarse como agua subterránea. El agua que se percola en la superficie freática localizada (como recarga de agua subterránea) puede fluir lateralmente como flujo base a las aguas superficiales o convertirse en una filtración a las aguas subterráneas profundas. El cálculo del flujo base o las vías de filtración generalmente requieren métodos de cuantificación más sofisticados, que no están incluidos en este documento. Los procesos hidrológicos considerados aquí se ilustran en la figura 1.

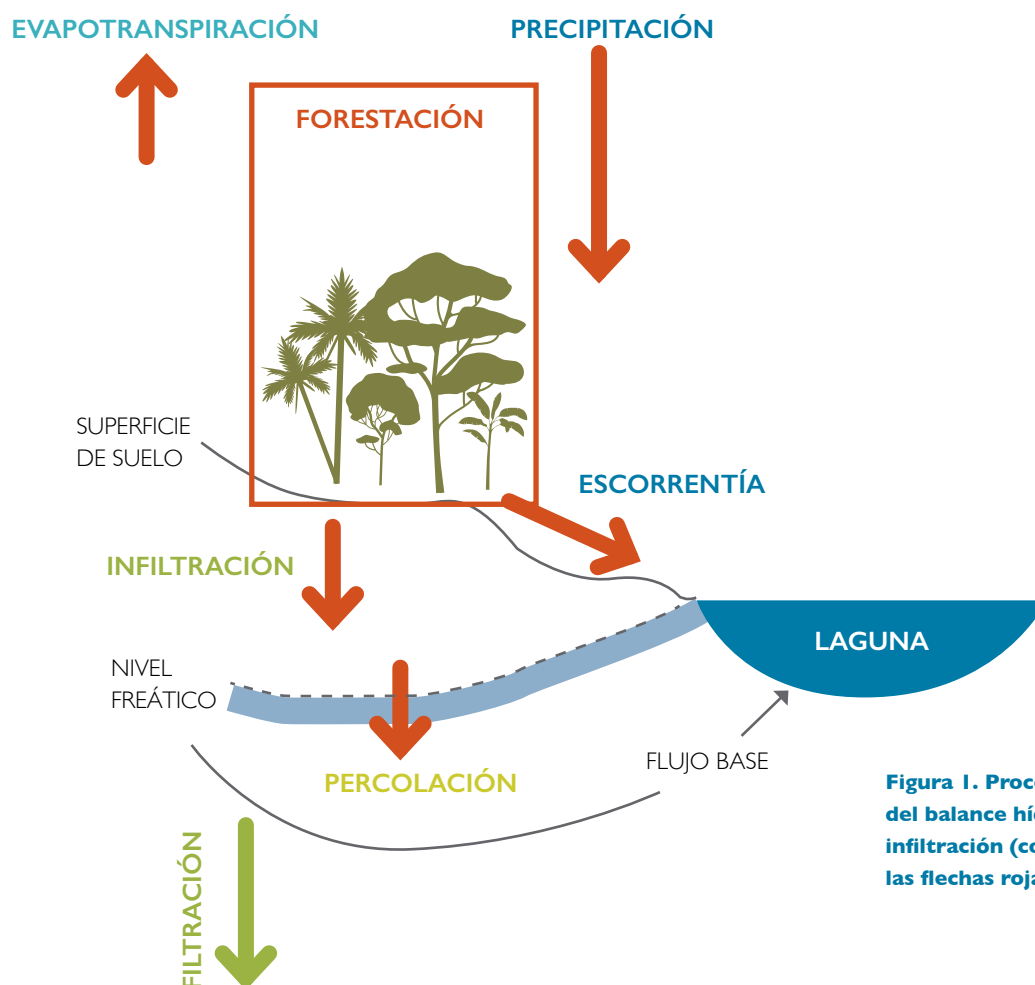


Figura 1. Proceso de cálculo del balance hídrico en la infiltración (como denotan las flechas rojas).

Para el cálculo del balance hídrico, 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 humedad (mm)

El contenido de humedad actúa como una limitación para la evapotranspiración y la percolación. La evapotranspiración es limitada cuando el contenido de humedad está en o por debajo del punto de marchitez mientras que la percolación es limitada cuando el contenido de humedad está por debajo de la capacidad de campo del suelo. El contenido de humedad cambia constantemente a medida que la infiltración, la evapotranspiración y la percolación actúan en el reservorio de contenido de humedad. Por lo tanto, calcular el contenido de humedad en intervalos de tiempo más frecuentes puede producir una salida más exacta. Debido a que el contenido de humedad limita la evapotranspiración y la percolación, la mayor precisión en el cálculo del contenido

de humedad corresponderá a una mayor precisión en los cálculos de evapotranspiración y percolación. La evapotranspiración propiamente dicha cambia debido a la radiación solar (una función de la época del año) y la temperatura. En tal sentido, la precisión del cálculo de la evapotranspiración se beneficia también de cálculos en intervalos de tiempo más frecuentes. Este balance hídrico puede abordar rápidamente varios intervalos de tiempo considerando que $\Delta R=R_t-R_{t-1}$, donde t representa el paso de tiempo. El balance hídrico puede reconfigurarse entonces para calcular el contenido de humedad por paso de tiempo tal como se indica a continuación:

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

La escorrentía (Q) es calculada utilizando el método del Número de Curva:

$$\text{si } P>0,05s, Q=\frac{(P-0,05s)^2}{P+0,95s}$$

donde:

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

CN representa el número de curva, una función del grupo hidrológico del suelo y el tipo de vegetación que se puede seleccionar usando tablas de búsqueda.

La evapotranspiración (ET) y la percolación (p) se abordan en profundidad en secciones posteriores. La ecuación de la percolación requiere escorrentía, mientras que las ecuaciones de evapotranspiración requieren percolación. Es importante configurar los cálculos de las componentes del balance de modo que se realicen en el siguiente orden:

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



Ecuación de pérdida de suelo

La pérdida de suelos asociada con la escorrentía terrestre a menudo se calcula a partir de ecuaciones de estimación desarrolladas originalmente en los Estados Unidos durante las últimas décadas, desde entonces se han utilizado en otras aplicaciones internacionales. Estos se basan en la ecuación universal de la pérdida de suelos (USLE) o una variación de esta como MUSLE, MUST, o USLE-M. Estas variaciones se han desarrollado para mejorar la precisión de la ecuación USLE debido a su tendencia a sobreestimar la pérdida de suelo para pequeños eventos de precipitación y subestimar la pérdida de suelo para grandes eventos de precipitación³. Estas variaciones de la ecuación USLE introducen un componente a la ecuación que toma en cuenta la escorrentía. MUSLE y MUST son utilizados por modelos hidrológicos populares como SWAT (Soil and Water Assessment Tool) y APEX (Agricultural Policy/Environmental eXtender Model), pero no son aptos para el marco del Proyecto INSH debido a que demandan entradas adicionales y a la complejidad de los cálculos requeridos⁴. La ecuación USLE-M requiere solo entradas estándar de la ecuación USLE así como los volúmenes de escorrentía y precipitación ya necesarios para la ecuación de balance hídrico propuesta. Si bien el modelo SWAT no se usa en este documento, algunos de sus cálculos relevantes (p.ej., factores LS y evapotranspiración) son utilizados en este documento⁵.

La ecuación USLE estándar es la siguiente⁶:

$$A=R \cdot K \cdot L \cdot S \cdot C$$

donde:

A = pérdida de suelo (Ton/ha)

R = factor de erodabilidad por acción de la lluvia (MJ•mm/ha•h)

K = factor de erodabilidad del suelo (Ton•h/MJ•mm)

L = factor de longitud de la pendiente (adimensional)

S = factor de inclinación de la pendiente (adimensional)

C = factor de gestión de la cubierta (adimensional)

La ecuación USLE-M es como se indica a continuación (Kinnell y Risse, 1998):⁷

$$A=R_{UM} K_{UM} LS \cdot C$$

donde:

R_{UM} = factor de erodabilidad por acción de la lluvia (USLE-M):
 $R_{UM}=RQ/P$

Q = escorrentía (mm)

P = precipitación (mm)

K_{UM} = factor ajustado de erodabilidad del suelo (USLE-M)

La ecuación USLE-M se desarrolló bajo las mismas condiciones experimentales que se utilizaron para desarrollar la ecuación USLE. Donde los factores L, S y C no tienen unidades y son 1 bajo ciertas condiciones experimentales, y A es igual para la ecuación USLE y para USLE-M para cualquier terreno bajo estas condiciones, algún ajuste que se haga a R debe ser compensado por un ajuste que se haga a K, de forma que: $A=RK=R_{UM} K_{UM}$ y $K_{UM}=KR/R_{UM}$.⁸ El factor R depende del volumen e intensidad de la precipitación, así como de los cambios entre un evento y otro. Por lo tanto, para hallar K_{UM} para una ubicación donde K, R, Q y P son conocidos, K_{UM} podrá calcularse tal como se indica a continuación:

$$K_{UM}=K \frac{\sum_i^n R}{\sum_i^n R_{UM}}$$

donde n es igual al número de eventos de precipitación distintos que están disponibles para el factor R.

3 Kinnell, P. I. A. 2005. Why the Universal Soil Loss Equation and the Revised Version of it do not Predict Event Erosion Well. *Hydrological Processes: An International Journal* 19.3: 851-854.

4 Foster, M., D. Chen, y M. Kieser. 2019 "Crosscut Analysis of Quantification Methodologies for Intervention-Benefits." Final Technical Memorandum by Kieser & Associates, LLC, Kalamazoo, Michigan USA, elaborado para Forest Trends, Washington, D.C., 19 de abril de 2019.

5 Soil & Water Assessment Tool (SWAT). 2019. Texas A&M University. Disponible en: <https://swat.tamu.edu/software/>.

6 Renard, K. G., G. R. Foster, G. A. Weesies, D. K. McCool y D. C. Yoder. 1997. Predicting Soil Erosion by Water: a Guide to Conservation Planning with the Revised Universal Soil Loss Equation (RUSLE). Vol. 703. Departamento de Agricultura de Estados Unidos de América. Washington, D.C.

7 Kinnell, P. I. A. y L. M. Risse. 1998. USLE-M: Empirical Modeling Rainfall Erosion through Runoff and Sediment Concentration. *Soil Science Society of America Journal* 62.6: 1667-1672.

8 Kinnell, P. I. A. 1998. Converting USLE soil erodibilities for use with the QREI30 index. *Soil and Tillage Research* 45.3-4 (1998): 349-357.

Cálculo de los factores USLE:

Factor R

Para un evento de tormenta individual, el factor R puede determinarse tal como se indica:⁹

$$R = I_{30} \sum_{i=1}^m e_m v_m$$

donde:

La tormenta se divide en m partes, donde cada parte es una intensidad de precipitación constante.

e_m = energía unitaria durante la parte m, una función de la intensidad de la lluvia:

$$e_m = 0,29 (1 - 0,72e^{-0,05i_m})$$

i_m = intensidad de la precipitación (mm/h) durante la parte m

v_m = precipitación (mm) durante la parte m

I_{30} = intensidad máxima de la precipitación de 30 minutos (mm/h) durante la tormenta

Dado que la ecuación requiere una resolución temporal alta de datos de precipitación, es posible que los usuarios hagan frente a dificultades de los datos limitados. Dado que los datos de precipitación generalmente están disponibles únicamente en incrementos de 24 horas, el balance hídrico utilizado en este marco (y el método de número de curva SCS que emplea para calcular la escorrentía) funciona con este paso de tiempo de 24 horas. El método de número de curva SCS se desarrolló utilizando distribuciones de tormenta de diseño de 24 horas.¹⁰ Cuando se aplica esta distribución de tormenta a un valor de precipitación de 24 horas, el factor R puede calcularse aplicando únicamente

el valor de precipitación de 24 horas.¹¹ Al repetir este método para distintas profundidades de precipitación, se estableció la siguiente relación:

$$R = 0,0526 \cdot P^{2,218}$$

Puesto que $R_{UM} = RQ/P$, las dos ecuaciones pueden simplificarse de manera que $R_{UM} = 0,0526QP^{1,218}$

Factor K

Es importante señalar que normalmente se da cuenta de los factores K para la USLE con unidades que habitualmente se utilizan en EE. UU., en contraposición con las unidades métricas que se utilizan en este marco. Los factores K utilizados en EE. UU. deben multiplicarse por 0,1317 para la ecuación USLE-M en unidades métricas para obtener el resultado correspondiente¹². Este ajuste debe efectuarse de manera adicional al que se requiere para convertir USLE K a K_{UM} tal como se describió anteriormente.

El factor K puede calcularse si el tamaño del diámetro medio de las partículas está disponible (lo que puede estimarse si se conoce el tipo de suelo) con la siguiente ecuación¹³:

$$K = 0,0258 + 0,308e^{\left(\frac{\log(d) + 1,659}{1,004}\right)^2}$$

donde:

d = diámetro medio de las partículas (mm)

A manera de ejemplo, asumiendo que el diámetro medio de las partículas de suelo es 0,01, el factor K sería 0,30. Asumiendo $\sum R = 32$ y $\sum R_{UM} = 8$, el K ajustado sería 4. El factor métrico K_{UM} sería entonces $0,1317 \times 4 \times 0,30 = 0,158$.

⁹ Renard, K. G., G. R. Foster, G. A. Weesies, D. K. McCool, y D. C. Yoder. 1997. Predicting Soil Erosion by Water: a Guide to Conservation Planning with the Revised Universal Soil Loss Equation (RUSLE). Vol. 703. Departamento de Agricultura de Estados Unidos de América. Washington, D.C.

¹⁰ USDA-NRCS. 2004. National Engineering Handbook: Part 630—Hydrology. USDA Soil Conservation Service. Washington, DC, EE. UU.

¹¹ Froehlich, D. C. 2009. NRCS Design Storm Erosivity. Journal of Irrigation and Drainage Engineering 135.1: 76-86.

¹² Foster, G. R., D. K. McCool, K. G. Renard y W. C. Moldenhauer. 1981. Conversion of the Universal Soil Loss Equation to SI Metric Units. Journal of Soil and Water Conservation 36.6: 355-359.

¹³ Benavidez, R., B. Jackson, D. Maxwell y K. Norton. 2018. A review of the (Revised) Universal Soil Loss Equation ((R) USLE): with a view to increasing its global applicability and improving soil loss estimates. Hydrology and Earth System Sciences 22.11: 6059-6086.



Factor LS

Estos factores LS pueden considerarse juntos como un solo factor topográfico calculado tal como se indica a continuación:¹⁴

$$LS = \left(\frac{\lambda}{22,1} \right)^m \cdot (65,41 \sin^2 \theta + 4,56 \sin \theta + 0,065)$$

λ = longitud de la pendiente (m)

$m = 0,6 (1 - e^{-35,835S})$

S = pendiente (m/m)

θ = ángulo de la pendiente en radianes ($\theta = \arctan S$)

La longitud de la pendiente cambia con frecuencia a lo largo de una pendiente, así como a través de la cuenca. Puede resultar difícil realizar un cálculo con precisión usando un software de teledetección y con frecuencia no es factible llevar a cabo la medición en el campo. Puede quedar en 22,1 como un valor por defecto, prácticamente eliminando el primer término de la ecuación LS.

El factor de gestión de la cobertura es un coeficiente de la ecuación USLE adimensional que va de 0 a 1, y está determinado por el tipo y densidad de la vegetación y planta material que está presente en el área que se analizará. La vegetación más densa y más alta, así como una capa de hojas más gruesa o residuos en el terreno guardan correspondencia con factores C más pequeños. Los factores C, por lo general, se calculan con NDVI o a través de tablas de búsqueda. El documento *A review of the (Revised) Universal Soil Loss Equation ((R) USLE): with a view to increasing its global applicability and improving soil loss estimates* presenta un resumen excepcional de diversos métodos que pueden ser utilizados fuera de Estados Unidos.¹⁵ A diferencia del factor K, el factor C no requiere ajustes métricos de la ecuación USLE-M.

Ecuación simplificada

La mayoría de los componentes de USLE-M no son variables entre los pasos de tiempo y pueden considerarse constantes una vez establecidos para una ubicación determinada. Estos se pueden condensar en una sola constante para simplificar la ecuación utilizada durante los pasos de tiempo de manera que:

$$A = U \cdot Q \cdot P^{1,218}$$

donde:

$$U = 0,0526 K_{UM} LSC$$

¹⁴ Neitsch, S. L., J. G. Arnold, J. R. Kiniry y J. R. Williams. 2011. *Soil and Water Assessment Tool Theoretical Documentation Version 2009*. Texas Water Resources Institute.

¹⁵ Benavidez, R., B. Jackson, D. Maxwell, y K. Norton. 2018. *A review of the (Revised) Universal Soil Loss Equation: with a view to increasing its global applicability and improving soil loss estimates*. *Hydrology and Earth System Sciences* 22.11: 6059-6086.

Ecuación de la percolación

En este contexto la humedad del suelo se modela como un reservorio que puede incrementarse con la precipitación y la infiltración y reducirse con la evapotranspiración y percolación hacia las aguas subterráneas. La humedad del suelo está limitada por dos entradas: capacidad de campo y punto de marchitez. Estos valores normalmente se representan como un porcentaje, y se multiplican por la profundidad de la capa de suelo para obtener un valor en milímetros. La profundidad de la capa del suelo en este marco de trabajo se establece en 150 mm para representar la zona de la raíz. Durante cada paso de tiempo del balance hídrico, toda agua del reservorio de contenido de humedad que exceda la capacidad del 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)

El agua que percola fuera de la capa de suelo modelada puede terminar tomando una de las varias vías diferentes. Generalmente, puede viajar lateralmente como flujo base subsuperficial o descender como filtración a aguas subterráneas profundas. Casi toda el agua que sigue cualquiera de estas vías volverá a la superficie, aunque en diferentes tiempos que tardará el agua en regresar. Los flujos subsuperficiales y subterráneos son procesos hidrogeológicos complejos que pueden ser difíciles de modelar. Aquí no se intenta calcular dónde y cuándo el agua percolada volverá a la superficie, pero es importante tener en cuenta que el agua percolada no debe considerarse necesariamente como una pérdida.

Ecuaciones de evapotranspiración

La evapotranspiración está limitada por la temperatura, la humedad y el punto de marchitez. Estas limitaciones se simplifican de manera que la evapotranspiración: 1) no ocurre durante días con precipitación o durante días en los que la temperatura media está por debajo de 0 °C, y 2) no puede reducir el reservorio de contenido de humedad por debajo del punto de marchitez. La evapotranspiración se estima calculando primero la evapotranspiración potencial (PET) que representa la cantidad de evapotranspiración que el aire puede admitir. PET se multiplica entonces por un coeficiente que depende del índice de superficie foliar (LAI) para calcular la cantidad de evapotranspiración que realmente ocurre: si $LAI \geq 3$; $r = 1$. De lo contrario: $r = 0,35 \times \exp(0,35 \times LAI)$. Este coeficiente se pasa a través de una función que limita la evapotranspiración en función del agua disponible (exceso de agua del suelo del punto de marchitez) en el suelo:

$$ET = \min[PET \cdot r, 0,8(R_{t-1} + P - Q - p - wp)]^{16}$$

PET se calcula aquí aplicando el método de Priestly-Taylor; una serie de cálculos que se describen en la documentación del modelo SWAT, así como en *On the Assessment of Surface Heat Flux and Evaporation Using Large-Scale Parameters*.¹⁷ El método de Priestly-Taylor puede ser escrito como:

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

$$\Delta = \frac{4098e_0}{(T + 237,3)^2}$$

$$e_0 = \exp\left(\frac{16,78T - 116,9}{T + 237,3}\right)$$

¹⁶ Neitsch, S. L., J. G. Arnold, J. R. Kiniry y J. R. Williams. 2011. *Soil and Water Assessment Tool Theoretical Documentation Version 2009*. Texas Water Resources Institute.

¹⁷ Priestley, C. H. B. y R. J. Taylor. 1972. *On the Assessment of Surface Heat Flux and Evaporation using Large-scale Parameters*. *Monthly Weather Review* 100.2: 81-92.

donde:

α_{pet} = coeficiente (1,26)

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

T = temperatura media diaria (°C)

e_0 = presión de vapor de saturación (kPA)

λ = calor latente de vaporización (MJ/kg)

γ = constante psicométrica (kPA/°C)

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

G = densidad del flujo calorífico hacia el terreno (MJ/m²d).

Esta es mínima y, a los efectos de este documento, puede asumirse que es 0.

Las ecuaciones para la radiación pueden ser complejas y, a los efectos de este documento, la radiación se representará por medio de ecuaciones del modelo SWAT. Estas se explican en la documentación del modelo SWAT (capítulos 1.1 y 2.2) y pueden en general describirse así:

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

donde:

α = albedo (fracción adimensional entre 0-1) (Para obtener una lista de valores de albedo para diferentes tipos de terreno/vegetación, consulte una tabla de búsqueda como la que se describe en Gao et al., 2005.¹⁸)

H_{sw} = radiación de onda corta entrante

H_{lw} = radiación de onda larga

La radiación de onda larga tal como se utiliza en las ecuaciones SWAT es una función de la temperatura y de la cobertura de nubes. Las numerosas ecuaciones que SWAT describe pueden simplificarse en una sola ecuación (desarrollada por K&A) de manera que:

$$H_{lw} = \frac{c}{0,8} \cdot (0,00376T^2 - 0,0516T - 6,967)$$

donde:

c = fracción de la cobertura nubosa adimensional (0,5 - 0,8), que es más baja en caso de una cobertura nubosa más densa y es más alta en caso de que no haya una cobertura de nubes. Si no se cuenta con datos sobre la cobertura nubosa, puede utilizarse el valor medio de 0,65.

T = temperatura media diaria en grados °C.

La radiación de onda corta tal como se utiliza en las ecuaciones SWAT es una función de la latitud, el día juliano y la cobertura de nubes. Estas ecuaciones pueden utilizarse tal como se describe en la documentación de SWAT, en su lugar pueden utilizarse las simplificaciones obtenidas empíricamente (desarrolladas por K&A) que se describen a continuación:

$$H_{sw} = \frac{c}{0,8} (a\delta^2 + b\delta + d)$$

donde:

$a, b, y d$ = coeficientes en la latitud -13,5° para Cusco, Perú. (Estos coeficientes son iguales a -13,547, -10,797 y 29,236, respectivamente.) Las ecuaciones que dependen de la latitud para estos coeficientes son las que se indican a continuación:

$$a = 7,6 \times 10^{-7} \phi^4 + 0,00607 \phi^2 - 14,639$$

$$b = -3,83 \times 10^{-5} \phi^3 + 0,805 \phi$$

$$d = -0,0042 \phi^2 + 29,913$$

ϕ = latitud en grados

δ = declinación solar,

donde $\delta = 0,409 \sin\left(\frac{2\pi(\text{día}-82)}{365}\right)$, el día empieza en día juliano

¹⁸ 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).



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).



**Escorrentía
(Q_0)**

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

De lo contrario, $Q_0 = 0$

**Percolación
(p)**

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

**Evapotrans-
piración
(ET_0)**

$$\text{Si } T > 0, \text{ entonces } ET_0 = \left(\frac{r \alpha_{pet} \Delta}{\lambda (\Delta + \gamma)} \right) [(1 - \alpha) H_{sw} + H_{tw}]$$

De lo contrario, $ET_0 = 0$

**Ajuste del
punto de
marchitez**

$$ET = \min[ET_0, 0,8(R_{t-1} + P - Q - p - wp)]$$

**Principales
ecuaciones**

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

$$A = U \cdot Q \cdot P^{1,218}$$

Figura 2. Resumen del proceso empleado para calcular los beneficios potenciales de escorrentía, percolación y pérdida de suelo como resultado de la forestación.



RESUMEN DE BENEFICIOS DEL PROYECTO

$$M_s = \text{área} \cdot \sum_{i=1}^{365} A_i$$

M_s = pérdida de suelos (Tn/año)

área = área del proyecto (Ha)

A_i = pérdida de suelos (Tn/ha) del día i

$$V_Q = 0,01 \cdot \text{área} \cdot \sum_{i=1}^{365} Q_i$$

V_Q = volumen de escorrentía (millones de litros por año, ML/año)

Q_i = lámina de escorrentía (mm) del día i

$$V_p = 0,01 \cdot \text{área} \cdot \sum_{i=1}^{365} p_i$$

V_p = volumen de percolación (ML/año)

p_i = lámina de percolación (mm) del día i

Figura 3. Resumen de salidas de las iteraciones de pasos de tiempo para calcular valores anuales (asumiendo pasos de tiempo diario).





Forestación y Protección de Bosques: Cuantificación de beneficios potenciales en el caudal base y reducción de sedimentos

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.