

SANDRA DEL AGUILA RIOS

**MODELAMIENTO
HIDROLÓGICO de
CUENCAS ANDINAS**



FONDO
EDITORIAL

UNIVERSIDAD
NACIONAL DE SAN CRISTÓBAL
DE HUAMANGA



SANDRA DEL AGUILA RIOS

Ingeniera agrícola, egresada de la Facultad de Ingeniería Agrícola de la Universidad Nacional Agraria La Molina - UNALM (1995), Magíster Scientiae en Ingeniería de Recursos Hídricos - UNALM (2001) y Doctoris Philosophiae en Recursos Hídricos (2021). Con estudios concluidos de doctorado en Ciencias Agropecuarias de la Universidad Nacional de Huancavelica (2015). Becaria CONCYTEC en movilizaciones internacionales como ponente en los Congresos Latinoamericanos y del Caribe de Ingeniería Agrícola - XI CLIA, Cancún - México (2014) y XII CLIA, Bogotá - Colombia (2016); becaria de la Fundación NATURA, Santa Cruz - Bolivia (2015) para participar en el VI Curso ARA (Acuerdos Recíprocos por Agua). Participante en el curso: Adaptación al Cambio Climático, el Rol de los Servicios Ecosistémicos en el Centro Agronómico para la Investigación

MODELAMIENTO HIDROLÓGICO DE CUENCAS ANDINAS



Río Cachi, Tambo del Sordo–Vinchos / Naciente del río Millpu, Huancaraylla–Víctor Fajardo
AYACUCHO

MODELAMIENTO HIDROLÓGICO DE CUENCAS ANDINAS

SANDRA DEL AGUILA RIOS



FONDO
EDITORIAL
UNIVERSIDAD
NACIONAL DE SAN CRISTÓBAL
DE HUAMANGA

Sandra del Aguila Rios (2024).

Modelamiento hidrológico de cuencas andinas. Fondo Editorial de la UNSCH.

168 páginas, 56 imágenes, 41 tablas.

© Fondo Editorial de la Universidad Nacional de San Cristóbal de Huamanga (UNSCH). Portal Independencia N° 57, Ayacucho, Perú
(Código postal 05000) Telfs. (0051) 066-312230 / 066-312510

Rector de la UNSCH : Antonio Jerí Chávez
Vicerrectora Académico : Herlinda Calderón González
Vicerrector de Investigación : Juan Ranulfo Caverro Carrasco
Dir. de Innov. y Transf. Tecnológica : María Flores Gutiérrez
Dir. de la Unidad de Fondo Editorial : Jaime Alberto Gutiérrez Sosa

Diseño de carátula : Producciones estratégicas - pres
Foto de Portada : Andina (Agencia Peruana de Noticias)
Cuidado de edición : E. Hugo Cano Pérez
Corrección : Roly Najarro

Diseño Digital y Acabados por:
Producciones estratégicas - pres
de Edgar Hugo Cano Pérez
Urb. María Parado de Bellido Mz. K - 13
☎ 066-780869 / 966-181955 - AYACUCHO

Primera edición digital: marzo de 2024

Disponible en: <https://oficinas.unsch.edu.pe/vri/index.php/libros-unsch/>

Hecho el Depósito Legal en la Biblioteca Nacional del Perú N° 2024-02843
ISBN: 978-612-4231-33-9

Este libro es producto de investigación y fue sometido a dictámenes de evaluadores externos conforme a los criterios académicos del Vicerrectorado de Investigación de la UNSCH.

Prohibida la reproducción total o parcial de este libro sin permiso expreso del Fondo Editorial y/o autores.

*Dedicado a todos los que hacen que
anhele despertarme cada mañana...
mi familia: Alberto, Joel y Nadira.*

Mi agradecimiento a la Universidad Nacional de San Cristóbal de Huamanga, forjadora de hombres y mujeres valientes, quienes contribuyen decididamente al desarrollo de la región.

ÍNDICE

INTRODUCCIÓN	15
I. VARIABLES Y PARÁMETROS HIDROLÓGICOS DE UNA CUENCA	17
1.1. Cuenca hidrográfica	17
1.1.1. <i>Partes de una cuenca</i>	18
1.2. La cuenca hidrológica	18
1.3. Variables meteorológicas	19
1.3.1. <i>Radiación solar</i>	19
1.3.2. <i>Temperatura</i>	21
1.3.3. <i>Duración del día, horas de sol o insolación</i>	22
1.3.4. <i>Presión atmosférica</i>	22
1.3.5. <i>Humedad</i>	22
1.3.6. <i>Velocidad del viento</i>	25
1.4. Variables hidrológicas	26
1.4.1. <i>Precipitación</i>	26
1.4.2. <i>Infiltración</i>	32
1.4.3. <i>Percolación</i>	32
1.4.4. <i>Evapotranspiración</i>	33
1.4.5. <i>Cálculo de la evapotranspiración potencial</i>	34
1.5. Análisis de datos - variables hidrometeorológicas	36
1.5.1. <i>Análisis exploratorio de datos (AED)</i>	36
1.6. Parámetros hidromorfológicos de una cuenca	38
1.7. Tiempo de concentración de la cuenca	41

II. HIDROLOGÍA DE LAS CUENCAS ANDINAS	47
2.1. Cuencas andinas	47
2.1.1. <i>Fisiografía y morfología de los Andes suramericanos</i>	48
2.1.2. <i>Características de los Andes peruanos</i>	50
2.1.3. <i>Climas de las zonas andinas</i>	53
2.1.4. <i>El ciclo hidrológico de la región Andina (agua en los Andes)</i>	54
2.2. Las cuencas hidrográficas del Perú	57
2.3. Disponibilidad de agua superficial promedio del Perú	59
2.4. Índices de caracterización hidrológica en cuencas andinas de cabeceras	61
III. PROCESOS HIDROLÓGICOS DE CUENCAS ANDINAS	63
3.1. Relaciones precipitación-escorrentía	63
3.1.1. <i>El proceso de escorrentía en cuencas – coeficiente de escorrentía</i>	65
3.1.2. <i>Escorrentía en laderas</i>	67
3.2. Denominación de las escorrentías por su velocidad de salida	67
3.2. Importancia y significado hidrológico de la escorrentía	69
3.3. Intercepción de la precipitación por la vegetación	69
3.4. Infiltración en cuencas andinas	72
3.4.1. <i>Capacidad de infiltración</i>	74
3.4.2. <i>Importancia de la vegetación en la escorrentía</i>	74
3.5. Flujo de agua sub superficial y subterráneo	75
3.6. Estimación del caudal base	77
3.7. Balance hídrico	78
IV. MODELOS HIDROLÓGICOS	81
4.1. Modelos en hidrología	81
4.2. Razones para el modelamiento hidrológico	83
4.3. Escalas de modelamiento hidrológico	83
4.4. Procesos hidrológicos dominantes a diferentes tamaños de cuenca	85
4.5. Tipología de modelos matemáticos en hidrología según su clasificación estructural	85
4.5.1. <i>Modelos empíricos (modelo métrico o modelo de caja negra)</i>	85
4.5.2. <i>Modelos paramétricos, conceptualmente basados o modelos de caja gris</i>	86
4.5.3. <i>Modelos físicamente basados, de caja blanca (relación precipitación – escorrentía)</i>	88
4.6. Tipología de modelos hidrológicos de acuerdo al nivel de agregación	88

4.6.1. Modelos agregados	90
4.6.2. Modelos distribuidos	90
4.7. Tipología de modelos hidrológicos de acuerdo a la escala temporal	91
4.8. Componentes de los modelos hidrológicos	91
4.9. Etapas en el desarrollo de un modelo matemático	92
4.9.1. Formulación conceptual y construcción del modelo	92
4.9.2. Calibración de los parámetros del modelo	92
4.9.3. Validación del modelo	92
4.9.4. Simulación	92
4.10. Pruebas de bondad de ajuste de modelos	92
4.11. Algunos modelos hidrológicos utilizados en cuencas andinas	94
4.11.1. Modelo GR2M	94
4.11.2. Modelo SWAT	97
4.11.3. Componentes del modelo SWAT	99
4.11.4. Calibración con SWAT-CUP	102
4.12. Modelo Lutz – Scholtz	102
4.12.1. Ecuación del Balance Hídrico en el modelo Lutz Scholtz	103
4.12.2. Coeficiente de escorrentía (C)	104
4.12.3. Fórmula de L. Turc.	104
4.12.4. Estimación de la evapotranspiración potencial con Hargreaves	105
4.12.5. Precipitación efectiva	106
4.12.6. Retención de la cuenca (Ri)	108
4.12.7. Relación entre descargas (Q_t/Q_0) ³	109
4.12.8. Coeficiente de agotamiento (a)	109
4.12.9. Almacenamiento hídrico	110
4.12.10. Abastecimiento de la retención (Ai)	111
4.12.11. Determinación del caudal mensual para el año promedio (CMi)	111
4.12.12. Generación de caudales mensuales para períodos extendidos	112
4.12.13. Restricciones del modelo	112
V. APLICACIÓN DE MODELOS HIDROLÓGICOS EN LA CUENCA CHACCO, AYACUCHO - PERÚ	115
5.1. Datos generales de la cuenca	115
5.1.1. Descripción de la cuenca	115
5.1.2. Ubicación política	116
5.1.3. Ubicación geográfica	116
5.1.4. Características climáticas	117

5.2. Aplicación del modelo GR2M	118
5.2.1. <i>Materiales</i>	118
5.2.2. <i>Procedimientos</i>	119
5.3. Resultados del Modelamiento con GR2M	120
5.3.1. <i>Calibración del modelo GR2M</i>	121
5.3.2. <i>Validación del modelo GR2M</i>	123
5.3.3. <i>Análisis de sensibilidad de parámetros del modelo GR2M</i>	125
5.4. Aplicación del modelo SWAT	126
5.4.1. <i>Características de la cuenca como datos de entrada al modelo SWAT</i>	126
5.4.2. <i>Materiales</i>	127
5.4.3. <i>Procedimientos</i>	127
5.5. Resultados del modelamiento con SWAT	135
5.5.1. <i>Parámetros geomorfológicos de la cuenca Chacco</i>	135
5.5.2. <i>Curva hipsométrica de la cuenca Chacco</i>	137
5.5.3. <i>Mapas de uso actual y mapa edafológico (suelos) de la cuenca Chacco</i>	138
5.5.4. <i>Calibración y validación del modelo SWAT con SWAT-CUP</i>	139
5.6. Aplicación del modelo Lutz Scholtz	143
5.6.1. <i>Materiales</i>	143
5.6.2. <i>Procedimientos</i>	144
5.7. Resultados del modelamiento con Lutz Scholtz	145
5.7.1. <i>Estimación de la evapotranspiración potencial mensual en la cuenca Chacco</i>	145
5.7.2. <i>Ingreso de datos iniciales para el modelo Lutz Scholtz</i>	147
5.7.3. <i>Cálculo de la retención de la cuenca Chacco</i>	147
5.7.4. <i>Estimación de la precipitación efectiva de la cuenca Chacco</i>	148
5.7.5. <i>Estadísticos de bondad de ajuste del modelo Lutz Scholtz en la cuenca Chacco</i>	150
5.7.6. <i>Ecuación de generación de escurrimientos (Qt) del modelo Lutz Scholtz - cuenca Chacco</i>	151
5.8. Exposición final	152
BIBLIOGRAFÍA	155

INTRODUCCIÓN

El agua es un elemento esencial para la supervivencia de los seres vivos y el desarrollo económico de la agricultura y la industria, en vista de una población en rápido crecimiento. Muchas zonas del mundo enfrentan escasez de agua dulce o están sujetas a contaminación; así, la disponibilidad y el uso sostenible de los recursos hídricos se convierten en el núcleo de las estrategias y políticas locales y nacionales (Ghoraba, 2015). Por tanto, los estudios relativos a los recursos hídricos son ampliamente divulgados y discutidos por la población global y comunidad académica en particular, porque son indispensables para la vida. Es así que las investigaciones para evaluar su distribución en el tiempo y el espacio son muy importantes (Almeida *et al.*, 2018). «En ese sentido, la aplicación de modelos hidrológicos de simulación lluvia-escorrentía y predicción de inundaciones, ha recibido una gran atención en los últimos años y se han llevado a cabo numerosas investigaciones en estos campos» (Nazari *et al.*, 2020, p. 1).

Los modelos hidrológicos, basados en una serie de datos de entrada (precipitaciones, aportes, condiciones de contorno, etc.), permiten calcular los niveles de crecida de un río y ponen de manifiesto cómo una cuenca responde a un evento de lluvia individual; es decir, la cantidad de escorrentía superficial, pico, momento del pico y detención (Erasun *et al.*, 2019; Duque-Sarango *et al.*, 2019).

Chow *et al.* (1994) mencionan que:

Los fenómenos hidrológicos son extremadamente complejos y es posible que nunca se los entienda en su totalidad. Sin embargo, en ausencia de un conocimiento perfecto, pueden representarse en forma simplificada por medio del concepto de sistema, siendo éste, un conjunto de partes interconectadas entre sí que forman un todo. (p. 8)

En la actualidad, «modelar el comportamiento hidrológico en cuencas hidrográficas presenta muchos desafíos debido a las incertidumbres del cambio climático; en este sentido, los modelos hidrológicos y climáticos proporcionan un marco para examinar la relación entre el clima y los recursos hídricos» (Montecelos, 2018, p. 3). «La predicción de la dinámica hídrica a nivel de cuenca resulta de gran importancia para el manejo y la conservación de los recursos suelo y agua» (Ares *et al.*, 2016, p. 2). Además, «analizar, comprender y proyectar los cambios en los recursos hídricos futuros resultantes de las variaciones climáticas, ayudará a desarrollar estrategias de gestión eficaces para una cuenca» (Ashu y Lee, 2019, p. 1).

La disponibilidad de agua es uno de los mayores desafíos para la sobrevivencia de las poblaciones andinas, que desarrollaron técnicas de manejo del agua y creación de tierras de cultivo. Entre ellas, destacan los sistemas hidráulicos particulares adaptados a las diversas condiciones naturales, como los *waru waru*, camellones o *sukaqullus*, *quchas* y andenes, para aprovechar las empinadas laderas andinas.

Moreno y Renner (2007), en referencia al paisaje montañoso de los Andes, señalan que:

Está caracterizado por ser de relieve escarpado, siendo la degradación del suelo y los recursos hídricos, uno de los mayores obstáculos para el desarrollo sostenible de esta región. La deforestación, el sobrepastoreo y la instalación de áreas de cultivo sobre pendientes inclinadas generan erosión del suelo. El impacto de estos problemas también afecta las zonas río abajo, las tierras bajas irrigadas de ambos lados de la cordillera y las ciudades con mayor población. En consecuencia, se tiene un doble daño económico: por un lado, se empobrece visiblemente a la población que reside en las regiones montañosas escarpadas, y por el otro, ni las ciudades ni las fértiles zonas agrarias pueden desarrollar su potencial económico. (p. 16)

Por las razones expuestas, se planteó la necesidad de escribir sobre el modelamiento hidrológico en cuencas andinas, dado que es en los Andes donde nacen los ríos de nuestro país. Sin embargo, esta entrega no pretende ser completa; por el contrario, es perfectible en todos sus aspectos. No obstante, sí servirá como base para que estudiantes, profesionales y el público interesado, encuentren una guía y respuestas a interrogantes cotidianas sobre el tema.

VARIABLES Y PARÁMETROS HIDROLÓGICOS DE UNA CUENCA

1.1. Cuenca hidrográfica

La definición de cuenca hidrográfica en la región andina, según el Programa de Manejo Forestal Sostenible (PMFS, 2011), establece que:

La cuenca es la unidad de planificación, negociación y extensión de acuerdos, porque el agua es el recurso que provoca mayor preocupación en la sociedad. La disponibilidad de agua es escasa debido a la contaminación y a la deforestación, y esto significa que las cuencas pierden su capacidad de retención, que es el principio clave en el manejo de una cuenca. (s. p.)

Además, Faustino y García (s.f.) manifiestan lo siguiente:

La cuenca hidrográfica es un espacio socio-hidrográfico donde se encuentran los recursos naturales, poblaciones, infraestructura, diferentes servicios; en este espacio, las personas y las organizaciones comparten el territorio, identifican su cultura y tradiciones, trabajan en función de la disponibilidad de los recursos naturales. No existe ningún punto de la tierra que no pertenezca a una cuenca hidrográfica. (p. 17)

De acuerdo con un enfoque ambiental, sociológico y en relación con el agua como recurso integrador, el manejo de cuencas implica un conjunto de acciones necesarias para conservar, proteger, aprovechar, utilizar y rehabilitar de manera adecuada los recursos en las cuencas hidrográficas; buscando la sostenibilidad. Por otro lado, la gestión está relacionada con el manejo integral de

cuencas, pero se enfoca en las acciones y procesos ineludibles para lograr los recursos económicos, logísticos y administrativos que permitan realizar ese manejo de manera efectiva (Díaz, 2010).

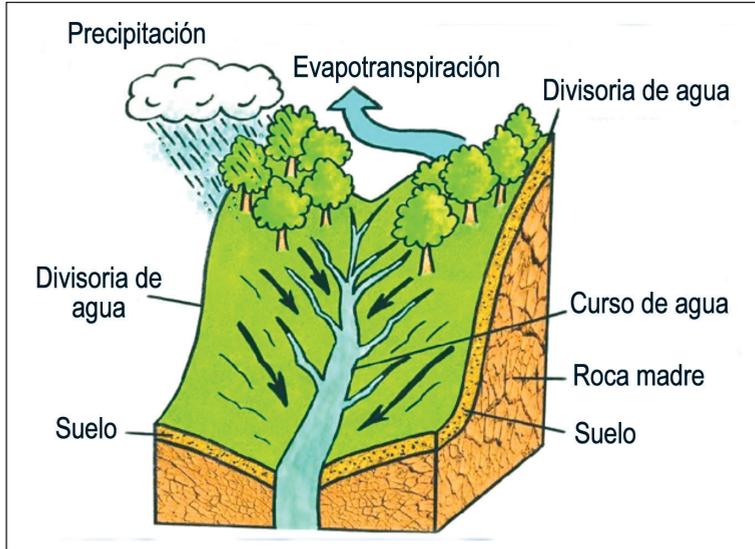


Figura 1: Esquema de una cuenca hidrográfica Fuente: Frene et al., (2016)

1.1.1. Partes de una cuenca

- Alta (laderas y montañas): En esta zona nace el río, el cual se desplaza por una gran pendiente y se presentan la socavación y erosión.
- Media (tierras onduladas y valles): Aquí hay un equilibrio entre el material sólido que llega traído por la corriente y el material que sale. En esta zona ocurre la transferencia y la transición, generando sedimentación y erosión.
- Baja (tierras planas, normalmente la costa): Esta zona es de descarga y predomina la costa, donde se presenta la sedimentación.

1.2. La cuenca hidrológica

La cuenca hidrológica tiene un enfoque más completo que la hidrográfica. Del Águila (2021) expresa lo siguiente:

Las cuencas hidrológicas son unidades morfológicas integrales y además de incluir a la cuenca hidrográfica, incluyen en su interior, toda la estructura hidrogeológica subterránea del acuífero como un todo. Su función hidrológica se asemeja al de un colector que recibe la precipitación pluvial y la convierte en escurrimiento. (p. 9)

En las cuencas subterráneas, el relieve y la fisiografía tienen una forma asimétrica respecto a la configuración geológica; esto cambia la dirección del flujo superficial para alimentar otra cuenca hidrográfica, la cual adquiere importancia cuando se debe realizar el balance hidrológico.

Alcántara (2015, citado por Del Águila, 2021) afirma que «en la cuenca ocurren diferentes fenómenos como la precipitación, escorrentía, infiltración y demás procesos del ciclo hidrológico, donde la circulación está determinada fundamentalmente por las características de la precipitación y de los factores secundarios» (p. 10). Los principales factores condicionantes de la cuenca son: características geográficas y morfológicas, características hidrogeológicas, vegetación, clima, entre otros.

Es importante recalcar que las cuencas hidrológicas deben mantener sus aguas lo menos salinas y ácidas posibles; esto es crucial para evitar que los terrenos se vuelvan improductivos y, además, para que estas aguas puedan continuar formando —aguas abajo— cuencas hidrológicas que permitan obtener aguas saludables para los seres vivos.

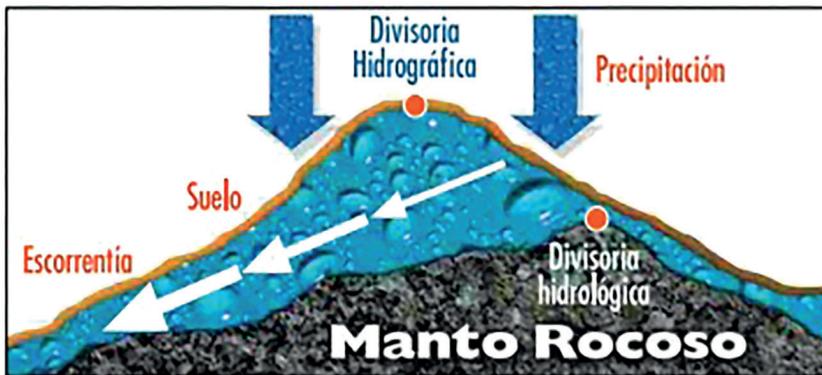


Figura 2: Cuenca hidrográfica e hidrológica.

Fuente: <https://civilgeeks.com/2018/04/06/conceptos-basicos-de-cuencas/>

1.3 Variables meteorológicas

Se describen las variables meteorológicas que son de aplicación en hidrología y que ejercen gran influencia sobre los componentes del ciclo hidrológico.

1.3.1. Radiación solar

La radiación solar consiste en el conjunto de radiaciones electromagnéticas emitidas por el Sol a una temperatura de unos 6000 °K, abarcando desde el infrarrojo hasta el ultravioleta (Figura 3). Parte de la radiación es absorbida por

la atmósfera, principalmente por la capa de ozono. La irradiancia es la medida de la radiación solar que alcanza la Tierra y cuantifica la energía por unidad de tiempo y área, expresada en W/m^2 (vatio por metro cuadrado). La radiación que llega al límite exterior de la atmósfera —conocida como radiación extraterrestre o radiación en el tope de la atmósfera— es de aproximadamente 2 cal/cm^2 , equivalente a 1.39 KW/m^2 .

Espectro electromagnético

Torres (2003) define de la siguiente manera:

Es el conjunto de ondas emitidas por el sol, desde ondas con mayor longitud como las ondas de radio, hasta las de menor longitud, como los rayos Gamma. Entre estos dos límites están: las ondas de radio, las microondas, los infrarrojos, la luz visible, la luz ultravioleta y los rayos X. (p. 35)

La Tabla 1 contiene los componentes del espectro electromagnético, longitud de onda y porcentajes.

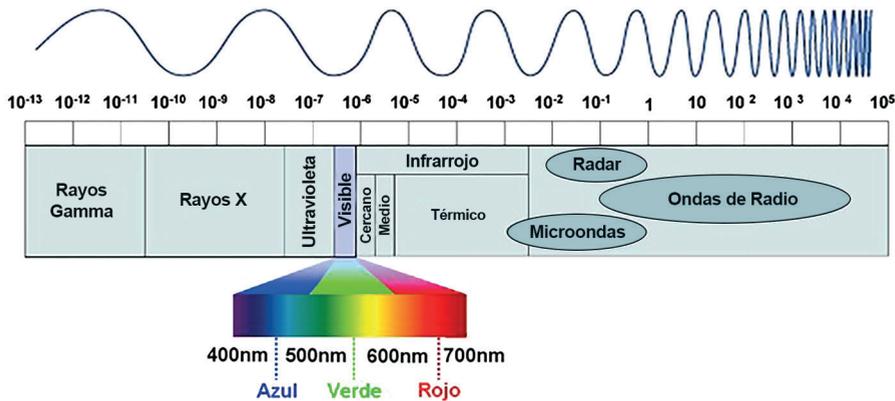


Figura 3: Espectro electromagnético. Longitud de onda (λ) en metros
 Fuente: https://elpais.com/sociedad/2009/01/15/actualidad/1231974010_850215.html#?prm=copy_link

Tabla 1: Longitud de onda de UV, V, IR

Espectro Solar	λ (μ)	Cantidad (%)
Ultravioleta	<0.4	9
Visible	0.4 - 0.74	45
Infrarrojo	>0.74	46

Fuente: Adaptado de <http://www.fanae.org/articulos14.php>

Custodio y Llamas (1983) afirman que:

La radiación que recibe la superficie terrestre consta de tres componentes: radiación directa, radiación difusa procedente de la atmósfera y contrarradiación procedente de la superficie. Para un mismo lugar, la radiación global (directa más difusa) procedente del sol, varía con la estación del año, con la inclinación y orientación de la superficie y con la hora del día que influyen en el ángulo de incidencia de los rayos solares. La latitud es el factor que influye en la radiación solar recibida en los distintos lugares. (p. 289)

1.3.2. Temperatura

La temperatura es un factor muy influyente en procesos del ciclo hidrológico. Es importante conocer la temperatura del aire en las inmediaciones de la superficie terrestre, ya que el aire se calienta y enfría a partir del suelo por los distintos métodos de transmisión.

En la tropósfera, la temperatura se comporta de manera inversa con respecto a la altura (m s. n. m.) y disminuye aproximadamente 7 °C cada 1000 metros (m) de altitud. Sin embargo, este comportamiento puede variar en mañanas despejadas, ocasionando inversiones térmicas. También se observan variaciones en altitud cuando una masa de aire frío es invadida por corrientes de aire caliente.

La Figura 4 muestra el comportamiento de las temperaturas promedio mensuales de los años extremos 1998 (año cálido) y 2003 (año frío), obtenidas en la estación Tambillo en Ayacucho, cuya temperatura promedio multianual entre 1992 y 2005 fue de 14.4 °C.

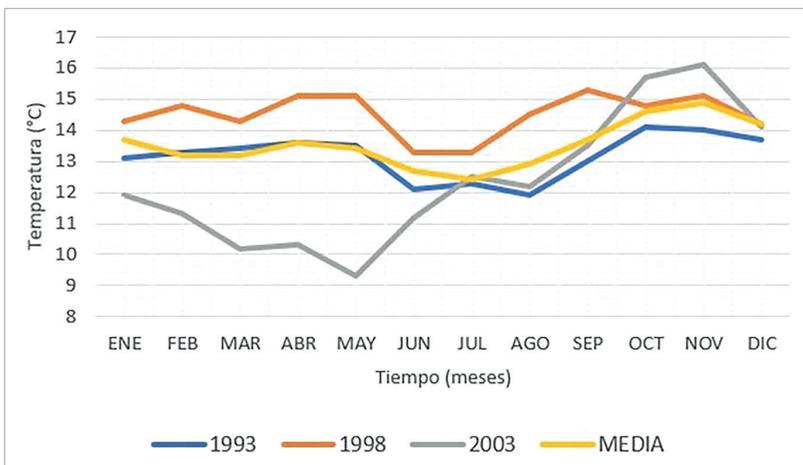


Figura 4: Meteorograma de temperaturas promedio de la estación Tambillo – Ayacucho

1.3.3. Duración del día, horas de sol o insolación

La duración del día se refiere al período durante el cual la radiación solar incide sobre la superficie terrestre, en presencia de sol radiante, también conocido como horas de brillo solar. Esta medida es fácilmente cuantificable mediante un heliógrafo, que registra de manera continua sobre un papel sensible, graduado, tanto en trazados rectos como curvos (cortos y largos), dependiendo de la época del año y orientado según la latitud del lugar. Esta información puede ser utilizada indirectamente, a través de correlaciones, para calcular la cantidad de radiación solar incidente. En hidrología, este dato reviste importancia, ya que algunas fórmulas empíricas de evapotranspiración requieren de él para su cálculo.

1.3.4. Presión atmosférica

Bateman (2007) señala que la presión atmosférica es una de las variables fundamentales en la hidrometeorología, ya que determina la capacidad del aire para retener agua. Esta medida se expresa en bares ($1 \text{ bar} = 1.033 \text{ kg/cm}^2 = 760 \text{ mmHg}$) y corresponde a la presión promedio al nivel del mar a 0°C . La presión se calcula mediante la siguiente fórmula:

$$p = 1013 \left(\frac{288 - 0.0065z}{288} \right)^{5.256} \quad (\text{Ec.1})$$

Donde z es la altura en kilómetros (km), p es la presión de referencia o presión al nivel del mar a 15°C (según convención internacional), expresada en hectopascales (milibares).

1.3.5. Humedad atmosférica

La humedad es el término empleado para describir la cantidad de vapor de agua presente en la atmósfera, excluyendo otras formas, ya sean líquidas o sólidas. Este vapor se origina a partir de la superficie a través de procesos de evaporación y transpiración de las plantas, concentrándose sobre todo en las capas más bajas de la atmósfera. En efecto, cerca de la mitad del vapor de agua total de la atmósfera se encuentra por debajo de los 2000 m, disminuyendo a medida que nos alejamos de la superficie.

El contenido de vapor de agua en la atmósfera está influenciado sobre todo por la temperatura. A mayor temperatura de una masa de aire, mayor cantidad de vapor de agua puede retener. Por el contrario, a temperaturas más bajas, la capacidad de almacenamiento de vapor de agua disminuye. Cuando una masa de aire caliente se enfría, libera el exceso de vapor en forma de precipitación.

a) Saturación

A este respecto, Sarochar (s. f.) menciona:

Cuando una masa de aire contiene la máxima cantidad de vapor de agua admisible a una determinada temperatura, es decir, que la humedad relativa llega al cien por ciento, el aire está saturado. Si la atmósfera está saturada y se le añade más vapor de agua, o se disminuye su temperatura, el sobrante se condensa. Cuando el aire contiene más vapor de agua que la cantidad que tendría en estado de saturación, se dice que está sobresa- turado. Una masa de aire saturado en contacto con una superficie de agua a la misma temperatura no pierde ni gana ninguna molécula de vapor de agua, pues existe un equilibrio dinámico en el sentido de que el número de moléculas de agua que pasan al aire es el mismo que el de moléculas de vapor de agua que se condensan sobre la superficie del líquido. (p. 10)

b) Punto de rocío

Sarochar (s. f.) menciona:

Si una masa de aire se enfría lo suficiente, alcanza una temperatura llamada punto de rocío, por debajo de la cual no puede mantener toda su humedad en estado de vapor y éste se condensa, convirtiéndose en líquido, en forma de gotitas de agua. Si la temperatura es lo suficiente baja se originan cristales de hielo. Casi siempre se necesita algo, sobre lo que el vapor pueda condensarse, es decir, superficies o cuerpos apropiados donde depositarse. Y en la atmósfera ese «algo» son partículas diminutas, impurezas procedentes de la Tierra. La mayoría de estas partículas son tan pequeñas que no pueden verse a simple vista y se conocen como núcleos de condensación. (p. 10)

Existen varias formas de medir la humedad en la atmósfera. Los índices de humedad generalmente utilizados son los siguientes:

► **Humedad absoluta (ρ_v):** Se expresa en gramos por metro cúbico de aire y representa la masa total de agua en un volumen dado de aire.

$$\rho_v = 216.5 \frac{e_a}{T} \tag{Ec. 2}$$

Donde e_a es la presión de vapor actual (hPa) y T es la temperatura del aire (°K).

► **Humedad específica (q):** Es la masa de vapor de agua por kilogramo de aire.

$$q = 0.622 \frac{e_a}{P-0.37082e_a} \tag{Ec.3}$$

Donde e_a es la presión de vapor actual (hPa) y P es la presión atmosférica (hPa).

► **Relación de mezcla (r):** Es la masa de vapor de agua por kilogramo de aire seco.

$$r = 622 \frac{ea}{p - ea} \text{ aire seco} \quad (\text{Ec. 4})$$

Donde e_a es la presión de vapor actual (hPa) y P es la presión atmosférica (hPa).

Equivalencia: 1 hPa = 1 mb

► **Humedad relativa (HR):** Es la razón entre el contenido real de humedad de una muestra de aire y la cantidad que el mismo volumen de aire puede conservar a la misma temperatura y presión cuando está saturado. Se expresa en porcentaje.

$$HR = \frac{ea}{e_s} \times 100\% \quad (\text{Ec. 5})$$

► **Temperatura del punto de rocío (T_a):** Es la temperatura a la cual ocurrirá la saturación si el aire se enfriara a una presión constante, sin aumento o disminución de vapor de agua.

► **Presión de vapor actual (ea):** Es la presión ejercida por el vapor de agua contenido en la atmósfera, en hectopascales.

$$ea = 6.11 \times 10 \left(\frac{axT_d}{b+T_d} \right) \quad (\text{Ec. 6})$$

Donde: $a = 7.5$, $b = 237.5$ sobre la superficie del agua.

$a = 9.5$, $b = 265.5$ si la superficie es hielo.

T_d = Temperatura de rocío ($^{\circ}\text{C}$).

T_s = Temperatura del bulbo seco = Temperatura del aire ($^{\circ}\text{C}$).

► **Déficit de saturación:** Es la diferencia existente entre la cantidad de humedad que podría contener el aire y la humedad existente.

$$D = e_s - ea \quad (\text{Ec. 7})$$

La humedad relativa (HR) es la medida de humedad de aire más usada, ya que es fácil de obtener y calcular. Se emplean los termómetros de bulbo seco y húmedo del psicrómetro. Indica el grado de saturación del aire y está influenciada por la temperatura del aire. Su valor puede cambiar si hay un cambio en la temperatura, aunque no haya existido ninguna variación en el contenido de humedad. Por ello, la humedad relativa no es un indicador de humedad en la atmósfera, sino del grado de saturación de la misma.

1.3.6. Velocidad del viento

Las diferencias de presión (gradientes béricos) entre las masas de aire en la atmósfera generan el movimiento denominado viento. Para determinar su dirección, se considera la componente horizontal, mientras que la componente vertical se desprecia. Además, es importante conocer la fuerza o intensidad del viento.

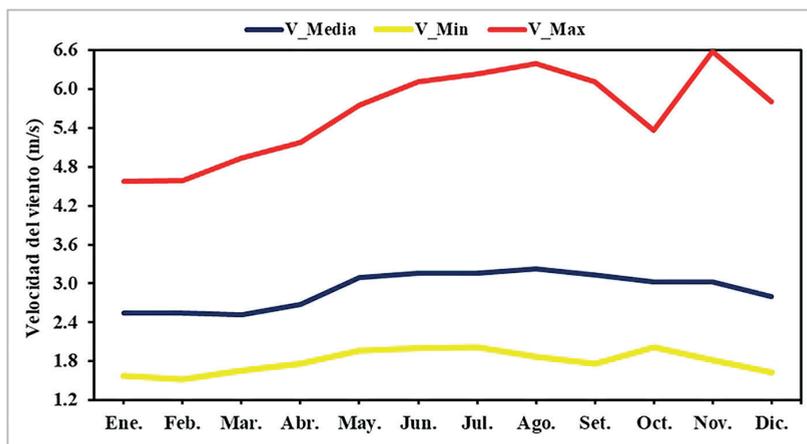


Figura 5: Meteorograma de velocidad del viento en la estación Apacheta – Ayacucho. Moncada et al. (2020)

En la Figura 5 muestra el comportamiento de la velocidad del viento en la estación Apacheta – Ayacucho. Se observa que la velocidad media del viento más baja durante la época de lluvias, con un valor de 2.6 m/s, y es más alta durante el estiaje, con un valor de 3.16 m/s.

A continuación, en la Tabla 2 se presentan las unidades más utilizadas para la medición de variables meteorológicas y sus principales equivalencias.

Tabla 2: Unidades de medición de variables meteorológicas

Magnitud	Unidades	Simbolos	Equivalencias
Radiación	Langley/min	Ly/min	1 ly/min = 1440 ly/día 1 ly/min = 0.7 kW/m ²
	calorías/cm ² /min	cal/cm ² /min	
	Langley/día	Ly/día	
	kilowatt/m ²	kW/m ²	
Temperatura	Grados centígrados	°C	°K = °C + 273
	Grados Kelvin	°K	
Duración del día	Horas, minutos	h, min	1 hora = 60 minutos
Presión de vapor	Bares	Bar	1 milibar = 0.75 mm de Hg 1 Atm = 760 mm de Hg 1 hPa = 1 milibar
	milibar	milibar	
	milímetros de mercurio	mm de Hg	

	Hectopascales	Hpa	
	Atmósfera	Atm	
Humedad absoluta	gramos por metro cúbico	g/m^3	
Déficit de saturación	Unidades de presión		
Humedad específica	gramos por kilogramo de aire húmedo	g/kg	
Humedad relativa	Porcentaje	%	
Relación de mezcla	gramos por kilogramos de aire seco	g/kg	
Punto de rocío	Unidades de temperatura		
Dirección horizontal de viento	Unidades angulares respecto a ejes fijos		
Velocidad del viento	kilómetros por hora	km/h	$1 m/s = 3.6 km/h$
	metros por segundo	m/s	
Precipitación	milímetros	mm	$1 mm = 1 l/m^2$ $mm = 10 m^3/ha$
	litros por metro cuadrado	l/m^2	

Fuente: Adaptado de Custodio y Lamas (1983).

1.4. Variables hidrológicas

Aragón *et al.* (2019) expresan lo siguiente:

Las variables hidrológicas presentan una alta variabilidad espacial y temporal que es función del esquema general de circulación atmosférica y factores locales como: orografía, efecto del viento en la superficie, pendiente y orientación del terreno. Esto condiciona los ciclos agrícolas y forestales y, el desarrollo de la flora y la fauna. Dichas variables son registradas con equipos de medición de forma puntual en las estaciones meteorológicas, para su uso en diseños de ingeniería, en los cuales es necesario considerar el valor promedio de la zona de estudio. (p. 1)

1.4.1. Precipitación

Según Guevara (2015):

La precipitación agrupa todas las aguas recogidas en una cuenca o zona determinada. Se presenta en forma líquida (lluvia, niebla, rocío) o sólida (nieve, granizo, escarcha). La precipitación es la fuente principal de agua para las corrientes superficiales y subterráneas. La precipitación constituye la entrada primordial del sistema hidrológico y es el factor principal que controla la hidrología de una región.

La evaporación desde la superficie de los océanos es la principal fuente de humedad para la precipitación, ya que no más del 10% de la precipitación continental se puede atribuir a la evaporación en los continentes. Por otra parte, el 25% de la precipitación total que cae en áreas continentales regresa al mar como escorrentía directa o flujo de agua subterránea. Sin embargo, la cercanía a los océanos no necesariamente implica altas preci-

pitaciones, como es el caso de islas desérticas. La unidad de precipitación es la lámina (profundidad lineal) en milímetros (volumen/área). (p. 14)

Asimismo, la intensidad de la precipitación, según Sánchez (2022), se define como:

Cantidad de precipitación recogida por unidad de tiempo, siendo la intensidad de la precipitación una variable secundaria, obtenida de la variable precipitación. Sin embargo, la intensidad de la precipitación también puede medirse directamente, con unidad de medida profundidad lineal por hora, normalmente en milímetros por hora (mm/h). (p. 1)

a) Formación de las precipitaciones

Sobre el particular, Mejía (2012) manifiesta lo siguiente:

Las precipitaciones se originan debido a que las masas de aire ascienden hasta las alturas de enfriamiento los cuales requieren tres condiciones: producirse un estado de saturación, un cambio de fase de vapor de agua a líquido o sólido y el crecimiento de pequeñas gotas o cristales de hielo que permitan su caída.

Con las dos primeras condiciones, se forman las nubes, pero no necesariamente se producen las precipitaciones. Para que se formen gotas de tamaño y peso suficiente, se requiere núcleos de condensación constituidos por polvo atmosférico o cristales de sales.

Después de la nucleación, se generan en las nubes pequeñas gotas de diámetro de aproximadamente 0.02 mm, pero las gotas de lluvia tienen un diámetro de 0.5 a 2 mm. Lo cual indica que el volumen de las gotas de las nubes sufre un aumento de un millón de veces su volumen. Este enorme aumento se debe a los siguientes fenómenos: engrosamiento de una gota por la fusión y condensación de otras; atracción entre gotitas que conforman las nubes y micro turbulencia dentro de la masa de la nube. (p. 98)

En ese sentido, «las precipitaciones se clasifican en tres grupos según el factor responsable del levantamiento del aire que favorece el enfriamiento necesario para que se produzcan cantidades significativas de precipitación: convectiva, ciclónica y orográfica» (Chereque, 1989, p. 16).

- **Precipitación por convección**

Puelles (2015) indica lo siguiente sobre la precipitación por convección:

Resulta del ascenso de la masa de aire cálido más liviano que es menos pesado que el aire de la atmósfera circundante. La diferencia de temperatura ocurre por el resultado de calentamientos diferentes en la superficie de la

capa de aire. Estas precipitaciones son puntuales y vienen acompañadas de rayos y truenos, características de regiones tropicales, donde las mañanas son muy calurosas, el viento es calmado y hay una predominancia de movimiento vertical del aire. (p. 38)

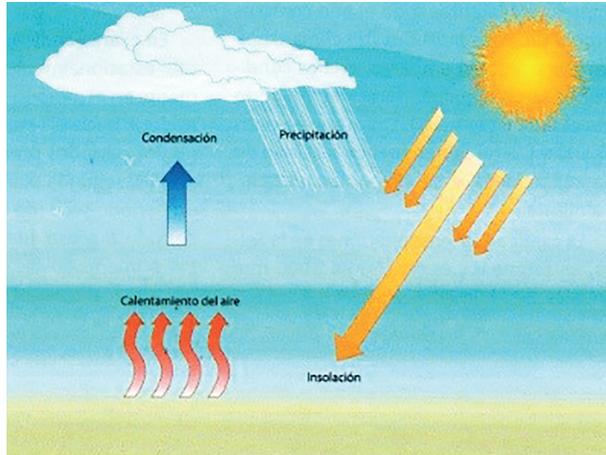


Figura 6: Precipitación convectiva.

Fuente: <https://mundogeografia.com/precipitaciones/>

- **Precipitación ciclónica**

Asociada a zonas de baja presión, se originan cuando dos masas de aire a diferentes temperaturas se encuentran y las nubes más cálidas son impulsadas hacia las partes más altas para producir la condensación y precipitación (Puelles, 2015).

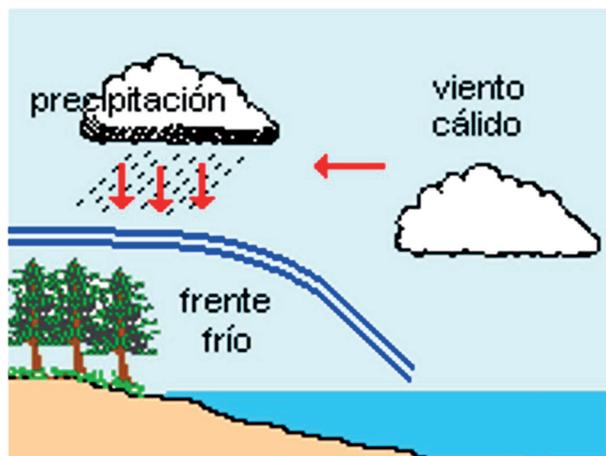


Figura 7. Precipitación ciclónica.

Fuente: <http://www.escolar.com/avanzado/geografia022.htm>

- **Precipitación orográfica**

Se produce cuando el vapor de agua generado en la superficie es empujado por el viento hacia una cadena montañosa; asciende por las laderas de las montañas hasta grandes alturas, donde luego se condensa y genera precipitaciones (Puelles, 2015).

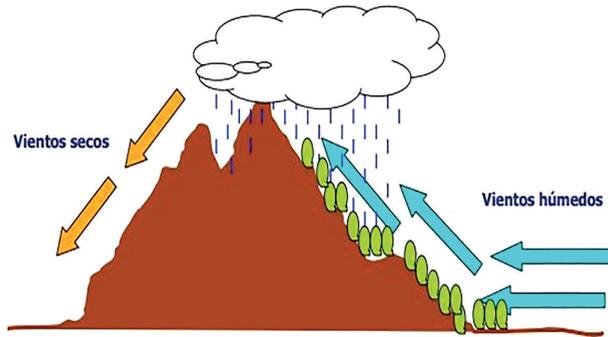


Figura 8: Precipitación orográfica.

Fuente: <https://campus.ort.edu.ar/secundaria/rosario/articulo/1643358/problematika-ambiental-recursos-renovables>

b) Medición de la precipitación

Las precipitaciones se miden en altura de lámina de agua y se expresan comúnmente en milímetros. La medición de las precipitaciones se efectúa mediante instrumentos normalizados por la Organización Meteorológica Mundial (OMM) y se clasifican en pluviómetros y pluviógrafos, los cuales se describen a continuación:

- **Pluviómetro**

Según la OMM-N°8 (1996):

El instrumento más frecuentemente utilizado para medir la precipitación es el pluviómetro (cuando solo se requiere medir precipitaciones líquidas).

Generalmente se usa un recipiente abierto de lados verticales, en forma de cilindro recto, y con un embudo (si su principal finalidad es medir lluvia). Se emplean varios tamaños y formas de la boca y altura del medidor, según los países, por lo que las mediciones no son estrictamente comparables. Se mide el volumen o el peso de la captación, este último en particular para la precipitación sólida. La boca del medidor puede encontrarse a alguna de las varias alturas establecidas sobre el suelo o al mismo nivel del terreno circundante. La boca ha de estar situada por encima del espesor máximo previsto de la capa de nieve, y a una altura suficiente para evitar verse alcanzada por posibles salpicaduras desde el suelo. Para la me-

dición de la precipitación sólida, la boca se encuentra sobre el suelo y debe estar rodeada de una protección artificial. La elevación más común en más de 100 países varía entre 0.5 m y 1.5 m. La medición de la precipitación es muy sensible a la exposición y al viento. (p. I.6-3)

En nuestro país, por lo general se utiliza el pluviómetro tipo *Hellman*, que consta de dos vasos: el superior, llamado receptor, tiene una boca de recolección de 200 cm² que termina en un embudo para minimizar las salpicaduras; mientras que el vaso inferior, llamado protector, recoge el agua del embudo mediante un recipiente aislado en el centro, dejando así una cámara de aire alrededor que ayuda a evitar la evaporación del agua acumulada. Se coloca a 1.5 m sobre el suelo.

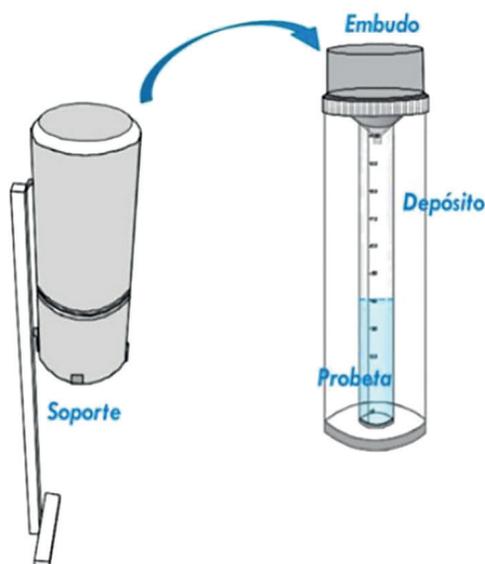


Figura 9: Pluviómetro.

Fuente: <https://www.intesco.com.co/sabes-en-que-se-diferencian-un-pluviometro-y-un-pluviografo/>

• Pluviógrafo

De manera general, se utilizan tres tipos de medidores de precipitación registradores: el de pesaje (o de pesada), el de cubeta basculante (o de balancín) y el de flotador, siendo el medidor de pesaje el que brinda resultados más satisfactorios para medir todo tipo de precipitación. Su unidad de medida es mm/h o bien, l/m²/h (litros por metro cuadrado y hora).

León *et al.* (2013) clasifican las precipitaciones según su intensidad de la siguiente manera: a) débiles, con intensidades menores o iguales a 2 mm/h; b) moderadas, con intensidades mayores a 2 mm/h y menores o iguales a 15

mm/h; c) fuertes, con intensidades mayores a 15 mm/h y menores a 30 mm/h; d) muy fuertes, con intensidades mayores a 30 mm/h y menores o igual a 60 mm/h; y e) torrenciales, con intensidades mayores a 60 mm/h.

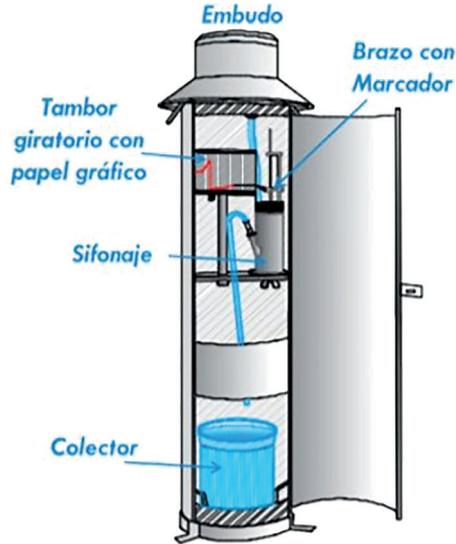


Figura 10: Pluviógrafo registrador. F
 Fuente: <https://www.intesco.com.co/sabes-en-que-se-diferencian-un-pluviometro-y-un-pluviografo/>

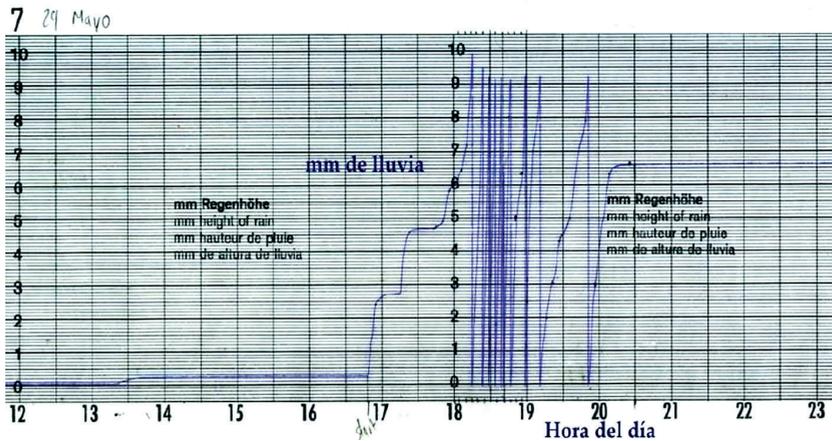


Figura 11: Registro de un pluviógrafo.
 Fuente: <https://www.scielo.org.mx/img/revistas/remexca/v7n1/2007-0934-remexca-7-01-00095-gf1.jpg>

A continuación, la Tabla 3 contiene la densidad mínima de las redes de estaciones pluviométricas, debiendo corresponder a la región andina una su-

perficie entre 100 y 250 km² por cada estación pluviométrica, lo cual, muchas veces, no se cumple.

Tabla 3: Densidad mínima de las redes de estaciones pluviométricas

Categoría de regiones		Límite de las normas para una red mínima	Límite de las normas admisibles en circunstancias especialmente difíciles
		Superficie km ² /estación	Superficie km ² /estación
I.	Regiones llanas de zonas templadas, mediterráneas y tropicales.	600 - 900	900 - 3000
II.	Regiones montañosas de zonas templadas, mediterráneas y tropicales.	100 - 250	250 - 1000 (en gran dificultad hasta 2000)
	Pequeñas islas montañosas con precipitación muy irregular y red hidrográfica muy densa.	25	
III.	Zonas áridas y polares (sin incluir los grandes desiertos).	1500 - 10000	

Fuente: Campos (1998).

1.4.2. Infiltración

Castañeda y Barros (1994) sostienen del siguiente modo:

La infiltración es el flujo de agua que transita desde el suelo hacia las zonas no saturada y saturada. La capacidad de infiltración está en función al flujo de agua por unidad de tiempo y de área total. Los factores que afectan a la infiltración son: a) Tipo de cubierta vegetal, b) Características hidráulicas del suelo, c) Estado de humedad del suelo, d) Intensidad de la lluvia o cantidad de agua de riego y e) Trabajos agrícolas en el suelo. (p. 2)

1.4.3. Percolación

La percolación «Se refiere a la entrada del agua dentro de la capa más baja de la superficie o de la capa del subsuelo. La velocidad a la cual puede moverse el agua hacia abajo, a través de la capa, se llama la capacidad de percolación del suelo. Esta capacidad se considera independiente de la infiltración y del almacenamiento del agua en el suelo, y su velocidad depende de la porosidad no capilar de la capa del subsuelo. La capacidad de percolación de un suelo queda

limitada por la última capa permeable, con la que se pone en contacto el agua que se mueve hacia abajo, sin embargo, la materia orgánica, el desarrollo de la raíz y la perforación por las lombrices aumenta la capacidad de percolación» (Sierstem UEM, s. f.).

1.4.4. Evapotranspiración

Hansen *et al.* (1980) consideran que «la evapotranspiración se define como la cantidad de agua que regresa a la atmósfera por evaporación directa del agua en el suelo, lagos, lagunas, canales, reservorios o aguas estancadas y por la transpiración de las plantas» (p. 10). Allen *et al.* (1998), a su vez, dicen que «la evapotranspiración está en función de la temperatura, radiación solar, radiación atmosférica, humedad del aire y velocidad del viento» (p. 29).

• Evaporación

La Organización de las Naciones Unidas para la Alimentación y la Agricultura (FAO, 1996) indica lo siguiente:

La evaporación es el proceso por el cual el agua líquida se convierte en vapor de agua (vaporización) y se retira de la superficie evaporante (remoción de vapor). El agua se evapora de una variedad de superficies, tales como lagos, ríos, caminos, suelos y la vegetación mojada.

Para el cambio de estado de las moléculas del agua de líquido a vapor se requiere energía. La radiación solar directa y la temperatura ambiente del aire, proporcionan dicha energía. La fuerza impulsora para retirar el vapor de agua de una superficie evaporante es la diferencia entre la presión del vapor de agua en la superficie evaporante y la presión de vapor de agua de la atmósfera circundante. A medida que ocurre la evaporación, el aire circundante se satura gradualmente y el proceso se vuelve cada vez más lento hasta detenerse completamente si el aire mojado circundante no se transfiere a la atmósfera. El reemplazo del aire saturado por un aire más seco depende mucho de la velocidad del viento. Por lo tanto, la radiación, la temperatura del aire, la humedad atmosférica y la velocidad del viento son parámetros climatológicos a considerar al evaluar el proceso de la evaporación. (p. 1)

• Transpiración

La FAO (1996) señala lo siguiente:

La transpiración consiste en la vaporización del agua líquida contenida en los tejidos de la planta y su posterior remoción hacia la atmósfera. Los cultivos pierden agua predominantemente a través de las estomas que son pequeñas aberturas en la hoja de la planta a través de las cuales atraviesan

los gases y el vapor de agua de la planta hacia la atmósfera. La vaporización ocurre dentro de la hoja, en los espacios intercelulares, y el intercambio del vapor con la atmósfera es controlado por la abertura estomática. Casi toda el agua absorbida del suelo se pierde por transpiración y solamente una pequeña fracción se convierte en parte de los tejidos vegetales.

La transpiración, depende del aporte de energía, del gradiente de presión del vapor y de la velocidad del viento. Por lo tanto, la radiación, la temperatura del aire, la humedad atmosférica y el viento también deben ser considerados en su determinación. El contenido de agua del suelo y la capacidad del suelo de conducir el agua a las raíces también determinan la tasa de transpiración, así como la salinidad del suelo y del agua de riego. La tasa de transpiración también es influenciada por las características del cultivo, el medio donde se produce y las prácticas de cultivo.

Diversas clases de plantas pueden tener diversas tasas de transpiración. Por otra parte, no solamente el tipo de cultivo, sino también su estado de desarrollo, el medio donde se produce y su manejo, deben ser considerados al evaluar la transpiración. (p. 3)

1.4.5. Cálculo de la evapotranspiración potencial

Chen *et al.* (2005) afirman que «de todos los modelos para el cálculo de la evapotranspiración potencial, el modelo Penman Monteith de la FAO – 56, está considerado como el más preciso y físico, el cual a menudo es utilizado como referencia para verificar otros métodos empíricos» (p. 123).

a) Penman-Monteith (ASCE-EWRI, 2005)

De acuerdo con ASCE-EWRI (2005):

El método FAO Penman-Monteith fue desarrollado haciendo uso de la definición del cultivo de referencia como un cultivo hipotético con una altura asumida de 0.12 m, con una resistencia superficial de 70 s/m y un albedo de 0.23 y que representa a la evapotranspiración de una superficie extensa de pasto verde de altura uniforme, creciendo activamente y adecuadamente regado. (p. 3)

$$ET_o = \frac{0,408\Delta(R_n - G) + \gamma \frac{900}{T+273} u_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma(1 + C_d u_2)} \quad (\text{Ec. 8})$$

Donde:

- ET_o = Evapotranspiración de referencia (mm/día).
- R_n = Radiación neta en la superficie del cultivo (MJ/m²/día¹).
- G = Flujo del calor de suelo (MJ/m²/día).
- T = Temperatura media del aire a 2 m de altura (°C).

- u_2 = Velocidad del viento a 2 m de altura (m/s).
- e_s = Presión de vapor de saturación (kPa).
- e_a = Presión real de vapor (kPa).
- $e_s - e_a$ = Déficit de presión de vapor (kPa).
- Δ = Pendiente de la curva de presión de vapor (kPa/°C).
- γ = Constante psicrométrica (kPa/°C).
- Cd = 0.34 s/m para pasto y 0.38 s/m para alfalfa.

b) Modelo Hargreaves y Samani

La ecuación formulada por Hargreaves y Samani (1985) es un método empírico basado en la radiación, el cual se usa condiciones limitadas de datos climáticos:

$$0000ET_o = 0.0023Ra (T_{prom} + 17.8)(T_{máx} - T_{mín})^{0.5} \quad (\text{Ec. 9})$$

Donde:

- ET_o = Evapotranspiración de referencia (mm día⁻¹).
- Ra = Equivalente en agua de la radiación extraterrestre.
- T_{prom} = Temperatura promedio del aire (°C).
- $T_{máx}$ = Temperatura máxima del aire (°C).
- $T_{mín}$ = Temperatura mínima del aire (°C).

c) Ecuación de Trajkovic (2007)

$$ET_o = 0.0023Ra (T_{prom} + 17.8)(T_{máx} - T_{mín})^{0.424} \quad (\text{Ec.10})$$

d) Ecuación de Hargreaves modificado: Berti et al. (2014)

$$ET_o = 0.00193Ra (T_{prom} + 17.8)(T_{máx} - T_{mín})^{0.517} \quad (\text{Ec.11})$$

e) Ecuación de Schendel (1967)

$$ET_o = 16 \frac{T_{prom}}{HR} \quad (\text{Ec.12})$$

f) Ecuación de Romanenko (1961)

$$ET_o = 0.0018 (T_{prom} + 17.8)^2 (100 - HR) \quad (\text{Ec.13})$$

g) Ecuación de Romanenko modificada por Oudin et al. (2005)

$$ET_o = 4.5 \left[1 + \left(\frac{T_{prom}}{25} \right) \right]^2 \left(1 - \frac{ea}{es} \right) \quad (\text{Ec.14})$$

h) Ecuación de Turc (1961)

$$ET_o = 0.013 \frac{T_{prom}}{T_{prom}+15} \frac{23.88 * R_s + 50}{\lambda} \quad \text{para } HR \geq 50\% \quad (\text{Ec.15})$$

$$ET_o = \left(1 + \frac{50-HR}{70}\right) 0.013 \frac{T_{prom}}{T_{prom}+15} \frac{23.88 \cdot R_s + 50}{\lambda} \text{ para } HR \leq 50\% \quad (\text{Ec.16})$$

1.5. Análisis de datos - Variables hidrometeorológicas

En el análisis de datos de variables hidrometeorológicas se emplean métodos estadísticos; utilizando información sobre precipitaciones, temperatura, evaporación, horas de sol y otros datos que se obtienen de las estaciones administradas por el Sistema Nacional de Meteorología e Hidrología (Senamhi).

1.5.1. Análisis exploratorio de datos (AED)

A los datos de los registros de la variable precipitación y otras variables climáticas obtenidas de las estaciones meteorológicas se les deben realizar algunas verificaciones; ya que, a mayor extensión del registro, mayor probabilidad de error, lo cual podría generar inconsistencias y falta de homogeneidad.

a) Prueba de datos dudosos (*outliers*)

Chow (1994) propone que, antes de utilizar los datos, es recomendable un ajuste de valores atípicos; estos datos dudosos son aquellos que difieren considerablemente de los valores restantes. La decisión de conservarlos o eliminarlos puede afectar significativamente el valor de los parámetros estadísticos calculados para la información, sobre todo en muestras de tamaño reducido. Los límites inferior y superior de valores dudosos de una muestra de tamaño n se pueden determinar mediante:

$$L_i = \bar{Y} - K_n \sigma_y \quad (\text{Ec.17})$$

$$L_s = \bar{Y} + K_n \sigma_y \quad (\text{Ec.18})$$

Donde:

L_i = Límite inferior de los logaritmos de caudales o precipitaciones.

L_s = Límite superior de los logaritmos de caudales o precipitaciones.

\bar{Y} = Media aritmética de los logaritmos de caudales o precipitaciones.

σ_y = Desviación estándar de los logaritmos de caudales o precipitaciones.

K_n = Factor según el tamaño de la muestra (Tabla 4).

n = Número de datos.

Los valores de K_n dados en la Tabla 4 se utilizan en pruebas para detectar datos dudosos con un nivel de significancia del 10 % en información normalmente distribuida. La desviación estándar se calcula con la siguiente fórmula:

$$S_y = \sqrt{\frac{1}{N-1} \sum_{i=1}^n (y - \bar{y})^2} \quad (\text{Ec.19})$$

Donde:

\bar{Y} = Promedio de la variable expresada en logaritmo base 10.

Tabla 4: Factor K_n para la prueba de datos dudosos

K_n	n	K_n								
2.036	20	2.385	30	2.563	40	2.682	50	2.768	100	3.017
2.088	21	2.408	31	2.577	41	2.692	55	2.804	110	3.049
2.134	22	2.429	32	2.591	42	2.7	60	2.837	120	3.078
2.175	23	2.448	33	2.604	43	2.71	65	2.866	130	3.104
2.213	24	2.467	34	2.616	44	2.719	70	2.893	140	3.129
2.247	25	2.486	35	2.628	45	2.727	75	2.917	-	-
2.279	26	2.502	36	2.639	46	2.739	80	2.94	-	-
2.309	27	2.519	37	2.65	47	2.744	85	2.961	-	-
2.335	28	2.534	38	2.661	48	2.753	90	2.981	-	-
2.361	29	2.549	39	2.671	49	2.76	95	3.000	-	-

Fuente: Chow *et al* (1994).

Según Leiva y Rodríguez (2016), para muestras con un número superior a 140 datos, el valor de K_n se estima con la siguiente ecuación:

$$K_n = 1.5512Ln(Ln(n)) + 0.6488 \quad (\text{Ec.20})$$

b) Prueba de independencia y estacionalidad (Wald-Wolfowitz)

Leiva y Rodríguez (2016) establecen que dada una muestra n de datos, la prueba Wald-Wolfowitz evalúa los parámetros de independencia y estacionalidad sin importar si el orden de los datos es aleatorio o no. Allí, el valor estadístico R es calculado a partir de la siguiente ecuación:

$$\bar{R} = \frac{s_1^2 - s_2}{n-1} \quad (\text{Ec.21})$$

Cuando los elementos de la prueba son independientes, R sigue una distribución normal con media y varianza dadas por las siguientes ecuaciones:

$$var(R) = \frac{s_2^2 - s_4}{n-1} - \bar{R}^2 + \frac{s_1^4 - 4s_1^2s_2 + 4s_1s_3 + s_2^2 - 2s_4}{(n-1)(n-2)} \quad (\text{Ec.22})$$

Donde:

n = Número de registros

$$s_k = \sum_{i=1}^n x_i^k \quad (\text{Ec.23})$$

Además, el estadístico $|u|$ se obtiene del siguiente modo:

$$|u| = \frac{(R - \bar{R})}{\sqrt{var(R)}} \quad (\text{Ec.24})$$

El valor estadístico $|u|$ de cada una de las estaciones debe ser menor que el valor crítico al nivel de significación que se escoja y que se ajuste mejor a las finalidades del estudio. Si el valor de u de cada estación es menor, se acepta la hipótesis de independencia y estacionalidad.

c) Prueba de homogeneidad y estacionalidad (Mann-Whitney)

Leiva y Rodríguez (2016), indican que esta prueba se usa para determinar la homogeneidad y la posible condición de aleatoriedad de la serie de datos. En su desarrollo, se procede a tomar la muestra N y dividirla en dos submuestras de tamaños p y q que cumplan la condición de $p = q$. Seguidamente, la muestra de tamaño N se ordena numéricamente de forma ascendente, con el fin de sumar los rangos asignados y obtener el valor correspondiente para cada una de las variables mencionadas en las siguientes ecuaciones:

$$V = R - \frac{(p(p+1))}{2} \quad (\text{Ec.25})$$

$$W = pq - V \quad (\text{Ec.26})$$

Donde:

R = Suma de los rangos de la primera submuestra (tamaño p).

W y V = Son calculadas a partir de R .

$|u|$ = Menor valor entre W y V .

Condiciones de la prueba:

- Tener un $N > 20$ registros.
- Con submuestras que cumplan la condición de $p > 3$ y $q > 3$.
- Submuestras de la misma población.

Ecuaciones para determinar la media y la varianza:

$$U = \frac{pq}{2} \quad (\text{Ec.27})$$

$$\text{var}(U) = \left[\frac{pq}{N(N-1)} \right] \left[\frac{N^3 - N}{12} \right] \quad (\text{Ec.28})$$

1.6. Parámetros hidromorfológicos de una cuenca

Se concibe que «las características morfológicas del relieve y la cuantificación morfométrica de sus magnitudes son esenciales en la dinámica hidrogeomorfológica de cuencas de drenaje en ambientes montañosos» (Méndez, 2016, p. 25). A su vez, este mismo autor, afirma que:

El conocimiento de los parámetros morfométricos del relieve determina el comportamiento hidráulico e hidrológico de la escorrentía, la estabilidad

de los materiales de las vertientes, propiedades físicas del suelo y características erosivas de una cuenca. Los parámetros morfométricos más influyentes en la dinámica hidrogeomorfológica de las cuencas son: pendiente media del relieve, altitud máxima, relieve máximo, concavidad del perfil longitudinal de la corriente principal y altitud de la naciente. (p. 25)

Del Águila y Mejía (2021) elaboraron la Tabla 5, que contiene el consolidado de ecuaciones para el cálculo de parámetros hidromorfométricos en cuencas.

Tabla 5: Ecuaciones para el cálculo de parámetros hidromorfométricos en cuencas

Parámetro	Símbolo	Fórmula	Unidad
Geometría de la cuenca			
Área	A	Medido en el mapa SIG	km ²
Área del rectángulo equivalente a la cuenca	A_r	$A_r = La_{m\acute{a}x}$	km ²
Lado mayor rectángulo equivalente (Ec.29)	L_{may}	$L_{may} = \sqrt{A} \left(\frac{K_c}{1.12} + \sqrt{\left(\frac{K_c}{1.12} \right)^2 - 1} \right)$	km
Lado menor rectángulo equivalente (Ec.30)	L_{men}	$L_{men} = \sqrt{A} \left(\frac{K_c}{1.12} - \sqrt{\left(\frac{K_c}{1.12} \right)^2 - 1} \right)$	km
Perímetro	P	Medido en el mapa SIG	km
Longitud	L	Medido en el mapa SIG	km
Ancho promedio (Ec.31)	a	$a = A/L$	km
Ancho máximo	$a_{m\acute{a}x}$	Medido en el mapa SIG, perpendicular a la longitud de la cuenca	km
Diámetro (Ec.32)	D	$D = \sqrt{\frac{4A}{\pi}}$	km
Perímetro de un círculo igual al área de la cuenca (Ec.33)	P_c	$P_c = \pi \sqrt{\frac{4A}{\pi}}$	km
Gradiente y forma del relieve de la cuenca			
Altitud mínima	h	Lectura de curvas de nivel de la carta topográfica	msnm
Altitud máxima	H	Lectura de curvas de nivel de la carta topográfica	msnm
Altitud media	H_m	Estimada del SIG	msnm
Relieve máximo (Ec.34)	R_m	$R_m = H - h$	msnm
Radio del relieve (Ec.35)	R	$R = R_m/L$	msnm/km
Relieve relativo (Ec.36)	R_r	$R_r = R_m/P$	-

Pendiente media (criterio de Alvord) (Ec.37)	P_m	$P_m = D \times L_{\text{total}} \text{ curvas de nivel} / A$	%
Altitud de la naciente del cauce principal	H_{nac}	Lectura de curvas de nivel del mapa	msnm
Altitud del desagüe del cauce principal	h_{des}	Lectura de curvas de nivel del mapa	msnm
Altitud del cauce principal en su origen como cauce de orden mayor	H_{com}	Lectura de curvas de nivel del mapa	msnm
Pendiente media del perfil longitudinal del cauce principal desde la naciente hasta la desembocadura	P_{cpm}	Lectura de curvas de nivel del mapa	m/m
Relieve máximo del cauce principal (Ec.38)	R_{mcp}	$R_{\text{mcp}} = H_{\text{nac}} - h_{\text{des}}$	msnm
Factor topográfico (Ec.39)	F_t	$F_t = R_{\text{mcp}} \sqrt{P_{\text{cpm}}}$	-
Integral hipsométrica (Ec.40)	IH	$IH = (H_m - h) / (H - h)$	-
Coefficiente de masividad (Ec.41)	C_m	$C_m = H_m / A$	m/km ²
Coefficiente orográfico (Ec.42)	C_o	$C_o = (H_m \text{ en km})^2 / A$	-
Número de rugosidad (Ec.43)	NR	$NR = RmA^{-0.5}$	-
Forma de la cuenca			
Orientación de la cuenca	-	Dirección con respecto al norte geográfico. Se mide sobre el mapa	°
Elongación (Ec.44)	E	$E = 1.129 \frac{A^{0.5}}{L}$	-
Coefficiente de compacidad (Ec.45)	K_c	$K_c = 0.28 \frac{P}{\sqrt{A}}$	-
Índice de alargamiento (Ec.46)	I_a	$I_a = \frac{L}{a_{\text{máx}}}$	-
Índice de homogeneidad (Ec.47)	I_h	$I_h = A/A_r$	-
Factor de forma (Ec.48)	F_f	$F_f = \frac{A}{Lcp^2}$	-
Alargamiento de Caquot (Ec.49)	A_c	$A_c = \frac{L}{A^{0.5}}$	-
Radio de elongación (Ec.50)	R_e	$R_e = D/L$	-
Radio de circularidad (Ec.51)	RC	$RC = \frac{4\pi A}{p^2}$	-
Índice de forma (Ec.52)	IF	$IF = P/2\pi A$	-
Índice entre el largo y el área de la cuenca (Ec.53)	ICo	$ICo = D/A$	-
Coefficiente de forma (Ec.54)	C_f	$C_f = am/L$; am es el ancho medio de la cuenca = a	-

Coefficiente de redondez (Ec.55)	C_r	$C_r = \frac{\pi L^2}{4A}$	–
Extensión de la red de drenaje			
Longitud del cauce principal	L_{cp}	Medido en el mapa SIG	km
Orden mayor del río principal	–	Del mapa SIG	–
Longitud recta inicio y final del cauce principal	L_{vm}	Medido en el mapa SIG	km
Índice de sinuosidad (Ec.56)	S_t	$S_t = L_{cp}/L_{vm}$	–
Longitud total de las corrientes de la red de drenaje	L_{tc}	$L_{tc} = \sum L_c$	km
		$L_c =$ longitud de c/u de las corrientes de la red de drenaje	
		Medido en el mapa SIG	
Densidad de drenaje (Ec.57)	D_d	$D_d = L_{tc}/A$	km / km ²
Patrón o tipo de drenaje	–	Interpretación del arreglo de las corrientes que conforman la red de drenaje sobre el mapa	–
Coefficiente de mantenimiento del canal (Ec.58)	C_{mc}	$C_{mc} = \frac{A}{L_{tc}}$	km ² /km
Extensión media de la escorrentía superficial (Ec.59)	E_m	$E_m = A/(4L_{tc})$	km

Fuente: Del Aguila y Mejía (2021)

1.7. Tiempo de concentración de la cuenca

Se utiliza para el diseño hidrológico de estructuras en la determinación de capacidad hidráulica máxima. «El tiempo de concentración es el tiempo que tarda una gota de agua caída en el punto más alejado de la cuenca hasta el sitio de desagüe» (Monsalve, 1999, p. 180).

Según Llamas (1993), el tiempo de respuesta o de equilibrio se define como el período necesario para que, bajo una lluvia constante y uniforme, el sistema alcance un estado estacionario, es decir, el lapso requerido para que toda la cuenca contribuya de manera efectiva a la generación de flujo en el punto de desagüe.

No obstante, según Vélez y Botero (2011):

No siempre corresponde con el fenómeno real, pues pueden existir lugares en la cuenca en los que el agua caída tarda más en llegar al punto de desagüe que el más alejado. Además, el tiempo de concentración de una cuenca no es constante porque depende levemente de las características de la lluvia. (p. 59)

A continuación, se presenta una lista de las diferentes expresiones con las cuales se puede calcular el tiempo de concentración, cada una de ellas para condiciones específicas:

a) ASC Modificada:

$$t_c = \frac{0.007n^{0.8}L_p^{0.8}}{S^{0.4}P_2^{0.5}} \quad (\text{Ec.60})$$

b) Bransby – Williams (Moth, 1998): ecuación recomendada para cuencas rurales menores a 75 km².

$$t_c = 14.6 L A^{-0.1} S^{-0.2} \quad (\text{Ec.61})$$

c) DPW (1995):

$$t_c = 60 \left[\frac{0.87075L^3}{H} \right]^{0.385} \quad (\text{Ec.62})$$

d) Clark (1945):

$$T_c = 0.335 \left[\frac{A}{S^{0.5}} \right]^{0.593} \quad (\text{Ec.63})$$

e) Ecuación de retardo del SCS (1986): desarrollada como la suma de tiempos de viaje individual para diferentes regiones, desde zonas boscosas con cauces, pendientes, planicies, escorrentía lenta y zonas impermeables.

$$T_c = 0.00593 \frac{L^{0.8}(Sp+25.4)^{0.7}}{Sc^{0.5}} \quad (\text{Ec.64})$$

$$Sp = \frac{25400}{CN} - 254 \quad (\text{Ec.65})$$

f) Federal Aviation Agency – FAA (1970): se emplea para cuencas urbanas asociadas a aeropuertos de los Estados Unidos.

$$t_c = 3.26 (1.1 - C) \frac{(1000 L)^{0.5}}{(100 S)^{0.333}} \quad (\text{Ec.66})$$

g) George Ribeiro (1961): obtenida en regiones urbanas donde el coeficiente p calcula el área permeable e impermeable de la zona de drenaje. Está en función del área de aporte, pendiente y longitud máxima. El área debe ser menor a 19000 Km² y rangos entre 3 % < pendiente < 10 %:

$$t_c = \frac{16 L}{[(1.05 - 0.2 p) (100 S)^{0.04}]} \quad (\text{Ec.67})$$

h) Giandotti (1934): $T_c = \frac{4\sqrt{A}+1.5L}{25.3\sqrt{S}L}$ (Ec.68)

i) Henderson y Wooding (1964): extraída de la onda cinemática para longitudes de 100 m.

$$t_c = 0.94i^{-0.4} \left[\frac{n L_p}{\sqrt{S}} \right]^{0.6} \quad (\text{Ec.69})$$

j) Izzard (1946): para autopistas y carreteras.

$$t_c = \frac{41.025(0.0007 i_p^{0.8} + c) L_p^{0.333} n^{0.605}}{i_p^{0.667} S^{0.333}} \quad (\text{Ec.70})$$

k) Johnstone y Cross (1949):

$$T_c = 5 \left(\frac{L_m}{\sqrt{S}} \right)^{0.5} \quad (\text{Ec.71})$$

l) Kerby (1959): para cuencas menores a 0.1 km² (10 has):

$$t_c = \left[\frac{0.67 n L_p}{\sqrt{S}} \right]^{0.467} \quad (\text{Ec.72})$$

ll) Kirpich (1940): estimada inicialmente para cuencas montañosas de Tennessee y Pensilvania en los Estados Unidos.

$$t_c = 0.0078 L_p^{0.77} S^{-0.385} \quad (\text{Ec.73})$$

m) Método Racional Generalizado:

$$t_c = \left[\frac{60 n L}{H^{0.3}} \right] \quad (\text{Ec.74})$$

n) Morgali y Linsley (1965):

$$t_c = \frac{0.933 L_p^{0.6} n^{0.6}}{i^{0.4} S^{0.3}} \quad (\text{Ec.75})$$

ñ) Pasini (1914):

$$T_c = \frac{[0.108 (A L)^{1/3}]}{S^{0.5}} \quad (\text{Ec.76})$$

o) Pérez (1985):

$$T_c = \frac{L}{72 \left(\frac{H}{L} \right)^{0.6}} \quad (\text{Ec.77})$$

p) Pilgrim y McDermott (1982): para cuencas menores a 250 km².

$$T_c = 0.76A^{0.38} \quad (\text{Ec.78})$$

q) Ecuación de Onda Cinemática (EOC): Aron y Erborge (1973)

$$T_c = 7.275 \frac{L^{0.6} n^{0.6}}{S_c^{0.3} I_{ES}^{0.4}} \quad (\text{Ec.79})$$

r) Snyder (1938):

$$T_c = 1.2(L L_{cg})^{0.3} \quad (\text{Ec.80})$$

s) Témez (2003):

$$T_c = 0.3 \left[\frac{L}{S^{0.25}} \right]^{0.76} \quad (\text{Ec.81})$$

t) Valencia y Zuluaga (1981):

$$T_c = 1.7694A^{0.325}L^{-0.096}S_0^{-0.290} \quad (\text{Ec.82})$$

u) Ventura: Guermond (2008), Quaro (2011)

$$T_c = \alpha \frac{A^{0.5}}{S} \quad 0.04 \leq \alpha \leq 0.13 \quad (\text{Ec.83})$$

Donde:

t_c = Tiempo de concentración (min).

T_c = Tiempo de concentración (horas).

L = Longitud del curso principal (km).

H = Diferencia de nivel entre la divisoria de aguas y la salida (m).

S = Pendiente promedio del cauce principal (m/m).

S_0 = Pendiente (%).

A = Área de la cuenca (km²).

L_p = Longitud del cauce (pies).

L_{cg} = Distancia desde la salida hasta el centro de gravedad de la cuenca (mi).

CN = Número de curva.

C = Coeficiente de escorrentía del método racional.

p = Relación entre el área cubierta de vegetación y el área de la cuenca.

L_m = Longitud del canal desde aguas arriba hasta la salida (mi).

S = Pendiente promedio de la cuenca (pies/mi).

S_c = Pendiente promedio de la cuenca (m/m).

n = Coeficiente de rugosidad de Manning.

P^2 = Precipitación con un período de retorno de dos años para una lluvia de duración de 24 horas (pulg).

S_p = Máxima retención potencial (mm).

i_{es} = Intensidad de precipitación (mm/hr).

i_p = Intensidad de la lluvia (pies/s), α es un parámetro que depende de la pendiente.

Debe tenerse cuidado en la selección de la ecuación y el valor más adecuado para el tiempo de concentración (t_c), porque —como se puede apreciar—

las ecuaciones son muy diferentes entre sí, dado que fueron desarrolladas en cuencas con características diferenciadas. Se puede recomendar la ecuación de Kirpich en cuencas andinas. Asimismo, las características de las cuencas altoandinas deben ser similares a las de las cuencas en donde fue desarrollada la ecuación, es decir, cuencas naturales o de cultivos, con pendiente entre 3 y 10 % y flujo encauzado. (Tucci, 2000; Chow *et al.*, 1994)

En ese sentido, la ecuación de Kirpich (1940) es una de las más utilizadas en el país y también es una de las más citadas por Tucci (2000) y Sheridan (1994). Por otro lado, se debe tener en cuenta que Bentancor *et al* (2014), menciona que «cuando la longitud del cauce es mayor a 10 km la formula subestima el t_c » (p. 109).

En cuanto a las corrientes efímeras, que muchas veces se tienen en las condiciones de cabeceras de cuenca, el t_c se puede determinar aplicando la metodología descrita por Hotchkiss y McCallum (1995), como el lapso entre el final de la lluvia efectiva y el punto de inflexión de la curva de descenso del hidrograma. Además, Chow *et al.* (1994) proponen que el hidrograma de escurrimiento directo se obtiene deduciendo del caudal medido, el flujo base, determinado según la metodología de línea recta, tal como puede verse en la Figura 12.

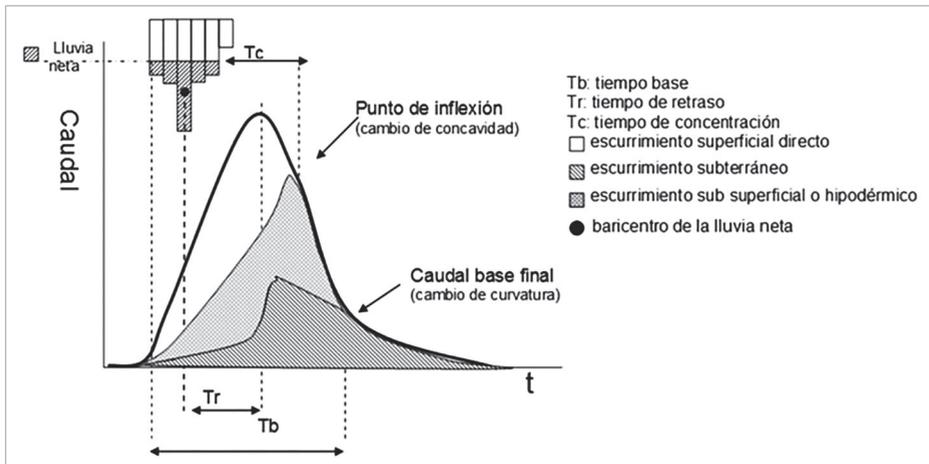


Figura 12. Hidrograma y hietograma de una tormenta.
Fuente: Bentancor *et al.* (2014)

HIDROLOGÍA DE LAS CUENCAS ANDINAS

2.1. Cuencas andinas

Sobre las cuencas andinas, Ochoa *et al.* (2016) manifestaron lo siguiente:

Los Andes tropicales ofrecen una amplia cartera de servicios ecosistémicos, sobre todo una oferta abundante y sostenida de agua dulce limpia. En estas regiones, el agua subterránea es difícil de extraer, lo cual da lugar al uso predominante de fuentes de aguas superficiales que son particularmente vulnerables a cambios ambientales, eventos hidrológicos extremos, incremento en la demanda de agua, y un uso del suelo muy dinámico como resultado del desarrollo rural. (p. 4075)

Por su parte, Salaverry (2006) escribe:

La gran ecorregión andina está constituida por un vasto territorio conformado por la cordillera de los Andes, que recorre el continente sudamericano, por unos 7200 kilómetros en los hemisferios norte y sur, en forma paralela y cercana al litoral de las costas occidentales del Pacífico sur (Figura 13).

La cadena montañosa de los Andes se extiende desde los 50° de latitud sur, recorriendo de sur a norte y marcando la frontera natural entre Chile y Argentina. En el territorio peruano, la cordillera se desvía de su trayectoria sudeste a noreste alrededor del paralelo 18° de latitud sur, hasta alcanzar el paralelo 14° de latitud sur. Luego, retoma su dirección hacia el nor-noroeste hasta llegar al paralelo 6° de latitud sur, desde donde continúa su curso hacia el nor-noreste, atravesando Ecuador, Colombia y Venezuela.

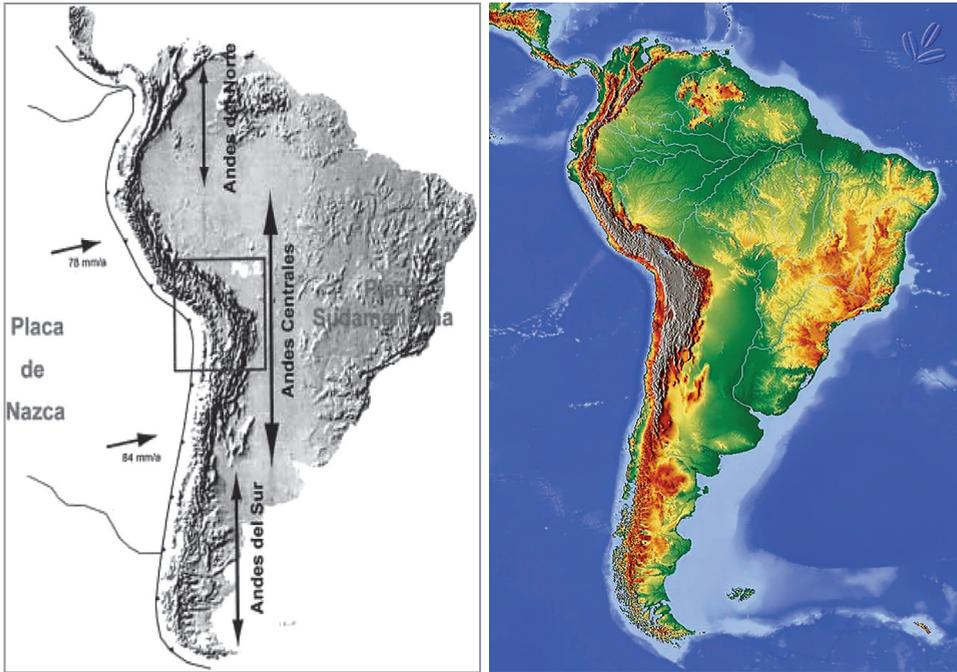


Figura 13: Los Andes tropicales.

Fuente: Argollo (2006) y <http://andesinfoplus.blogspot.com/2015/02/andes-orografia-cordilleras-demarcacion.html>

Entretanto Rojas (2014) dice que «la cordillera de los Andes constituye el rasgo más característico del relieve sudamericano, cubre una superficie de 2'870,596 km² y posee una gran variabilidad climática y geomorfológica que se traduce en una alta riqueza ecosistémica natural» (p. 10).

2.1.1. Fisiografía y morfología de los Andes suramericanos

Sobre la morfología de la cordillera de los Andes, considerando tres grandes zonas definidas por la altitud sobre el nivel del mar, Salaverri (2006) describe:

La faja costanera de la vertiente occidental, paralela al mar, hasta los 1000 m s. n. m. y de amplitud variable que alcanza hasta los 200 km de ancho; con sus bosques mediterráneos subtropicales y templados lluviosos al sur de Chile, las zonas semidesérticas y desiertos hiperáridos hasta latitudes cercanas al ecuador terrestre y las regiones ecuatoriales al norte hasta Panamá y Venezuela.

El conjunto de montañas y sus cadenas montañosas, con sus picos que sobrepasan los 1000 m s. n. m., marcan la división entre los territorios de Chile y Argentina hacia el sur. Estas montañas incluyen una zona altiplánica al norte de

Bolivia y sur del Perú, así como las cordilleras occidental y oriental, junto con vastas cuencas y valles interandinos en el Perú. Desde el Nudo de Vilcanota, pasando por el Nudo de Pasco, hasta llegar al Nudo de Loja en Ecuador, estas cadenas montañosas se extienden hacia el norte, continuando su trayectoria hacia Colombia y Venezuela.

Salaverry (2006) continúa y describe como la vertiente oriental, que desciende hacia el monte, pampa y estepa de la Patagonia argentina, a la enorme hoya amazónica, las llanuras o sabanas de Colombia y la cuenca del Orinoco en Venezuela. En particular resaltamos las grandes zonas de sedimentación de la amazonia peruana, debido a que ellas reciben las enormes masas de aguas y sólidos en suspensión que provienen de las zonas intercordilleranas y de las estribaciones hacia el este de la cordillera oriental de los Andes.

El zócalo continental, la zona fisiográfica terrestre negativa o hundida en el mar que continúa, del nivel del mar hacia los fondos marinos, con su declive promedio de 70 m cada kilómetro y ancho variable que, en el Perú, alcanza una amplitud máxima de 140 km y que desciende bruscamente hacia las fosas marinas que alcanzan profundidades hasta los 7000 m frente a las costas del sur del Perú y norte de Chile.

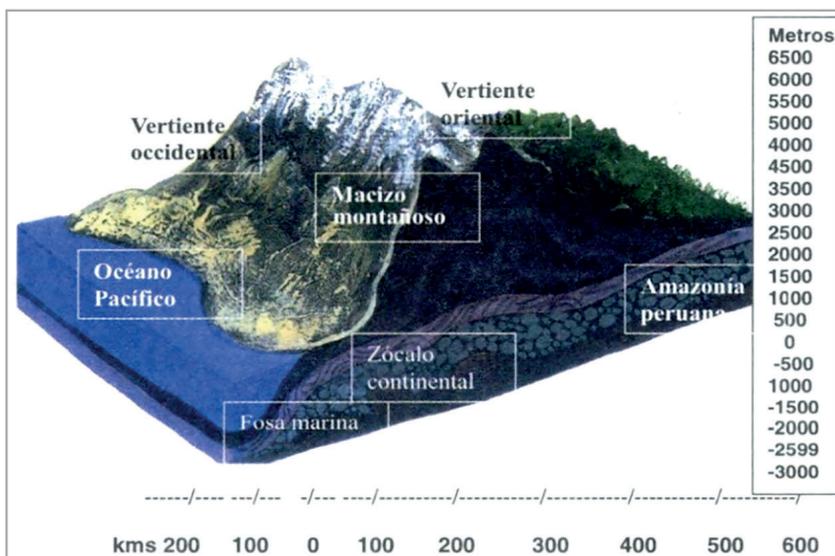


Figura 13: Los Andes tropicales.

Fuente: Argollo (2006) y <http://andesinfoplus.blogspot.com/2015/02/andes-oroografia-cordilleras-demarcacion.html>

2.1.2. Características de los Andes peruanos

Los Andes peruanos cubren más del 60 % de la extensión de los territorios de la ecorregión andina, presentando una gran variedad de zonas macroecológicas que les confieren una característica singular dentro de los Andes sudamericanos. Las condiciones orográficas, hidrológicas, edafológicas, climáticas y vegetación que los definen les otorgan esa heterogeneidad y multiplicidad de ambientes y paisajes; incluyendo casi todas las clasificaciones a nivel universal utilizadas por expertos de diversos campos de estudio.

En el Perú, se consideran «tierras altas de montaña» a los territorios ubicados sobre los 1500 m s. n. m. y se les denomina en manera genérica como la «sierra». Esta región abarca más de 30 millones de hectáreas, equivalentes al 30 % del territorio nacional, desde el norte en Piura hasta la zona altiplánica que compartimos con Bolivia (Figura 19). Esta cadena de montañas continuas recorre de norte a sur el territorio nacional, con una longitud de más de 2000 km y una población estimada en más de 8 millones, con una alta tasa dedicada a la producción agropecuaria.

Para las condiciones de alta montaña con características que tienen una influencia directa sobre su desarrollo, Salaverry (2006) señala la dificultad para acceder, tanto por la ubicación geográfica como por la altitud, pendiente y otras características del terreno, resalta en estas particularidades de primer orden los efectos físicos del aislamiento, la escasa comunicación y la limitada movilidad de las comunidades que habitan estas áreas, así como las dimensiones socio-culturales y económicas que generan expresiones físicas de aislamiento.

La vulnerabilidad se refiere a la fragilidad física de los suelos, altamente propensos a la erosión, así como a la fragilidad genética manifestada en las variedades adaptadas a los riesgos climáticos y la vulnerabilidad económica de sus sistemas de producción.

La situación de marginalidad se refiere principalmente al abandono y negligencia de los espacios socioeconómicos alto andinos por parte de las autoridades gubernamentales, desde la época colonial hasta la era republicana. Este abandono y descuido se siente especialmente en la falta de instituciones gubernamentales y servicios administrativos necesarios para satisfacer las necesidades de las comunidades altoandinas. Se atribuye principalmente al desconocimiento de los factores de producción en estas zonas, así como a la falta de comprensión de los principios fundamentales de complementariedad y reciprocidad que rigen la conducta y la organización social de estas poblaciones.

La diversidad, referida a la biodiversidad, señalando la variedad de eco-zonas como consecuencia propia del grado de heterogeneidad en altitudes y de

condiciones edáficas y geológicas, lo que origina la existencia de una diversa adaptación biológica de plantas y animales. Las numerosas variaciones ecológicas que se encuentran en las condiciones de montaña (aun a cortas distancias), se incrementa por la posición tropical y subtropical de los Andes centrales.

Por su parte, Morlón (1996) caracteriza los Andes centrales de la siguiente manera:

Difícil, debido a la topografía accidentada y los climas extremos.

Insegura, en cuanto a la producción por los riesgos climáticos, sequía e inundaciones.

Frágil, donde cualquier empleo inadecuado puede provocar catástrofes repentinas y brutales, como los derrumbes, erosión o salinización de los suelos.

Extremadamente variada, que reúne, a una distancia más corta que cualquier otra parte del mundo, medios ecológicos diferentes con producciones diversas gracias a la combinación de un gradiente general de humedad (de las selvas húmedas del noreste a los desiertos del sureste) con el gradiente de las temperaturas en función de la altura, y una inmensa variedad de situaciones topográficas y de suelos. (p. 13)

Otras características macroecológicas importantes de las ecorregiones andinas son:

- ▶ En la distribución mundial de los sistemas ecológicos, las áreas de alta montaña (consideradas de altitudes mayores a los 1000 m s. n. m.) son las de mayor elevación; presentando mayores desigualdades y dificultades físicas, hidrológicas y climatológicas para la ocupación humana, así como condiciones ecológicas tropicales y subtropicales más diversas del mundo.
- ▶ A pesar de las enormes dificultades o «barreras» naturales que presentan estas ecorregiones, se establecieron y desarrollaron numerosas culturas agrarias andinas; tanto en su faja costera del norte y centro del Perú como en sus zonas de alta montaña correspondientes a las cordilleras occidental y oriental de los Andes peruanos.
- ▶ Dentro de estas áreas de alta montaña de los Andes, Salaverry (2006) afirma que es uno de los pocos espacios en el planeta que comprende terrenos habitados hasta los 4,500 m de altitud en forma continua que, además son utilizados en una agricultura altamente diversificada.

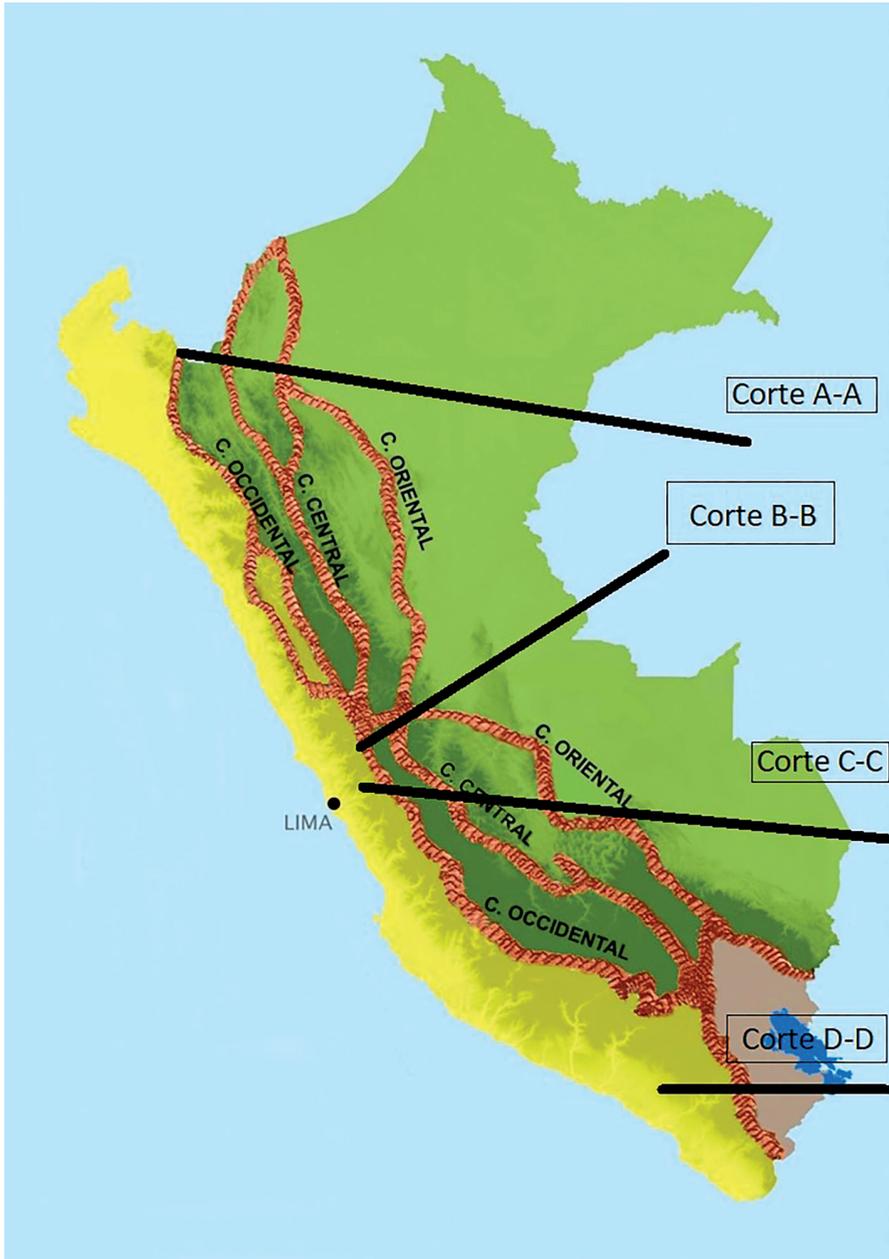


Figura 15: Representación esquemática de la cordillera de los Andes en el Perú.
Fuente: [https://es.wikipedia.org/wiki/Cordillera_Central_\(Per%C3%BA\)](https://es.wikipedia.org/wiki/Cordillera_Central_(Per%C3%BA))

A continuación, en la Figura 16 se visualizan las secciones transversales de la cordillera de los Andes en el territorio peruano (según los cortes de la Figura 15).

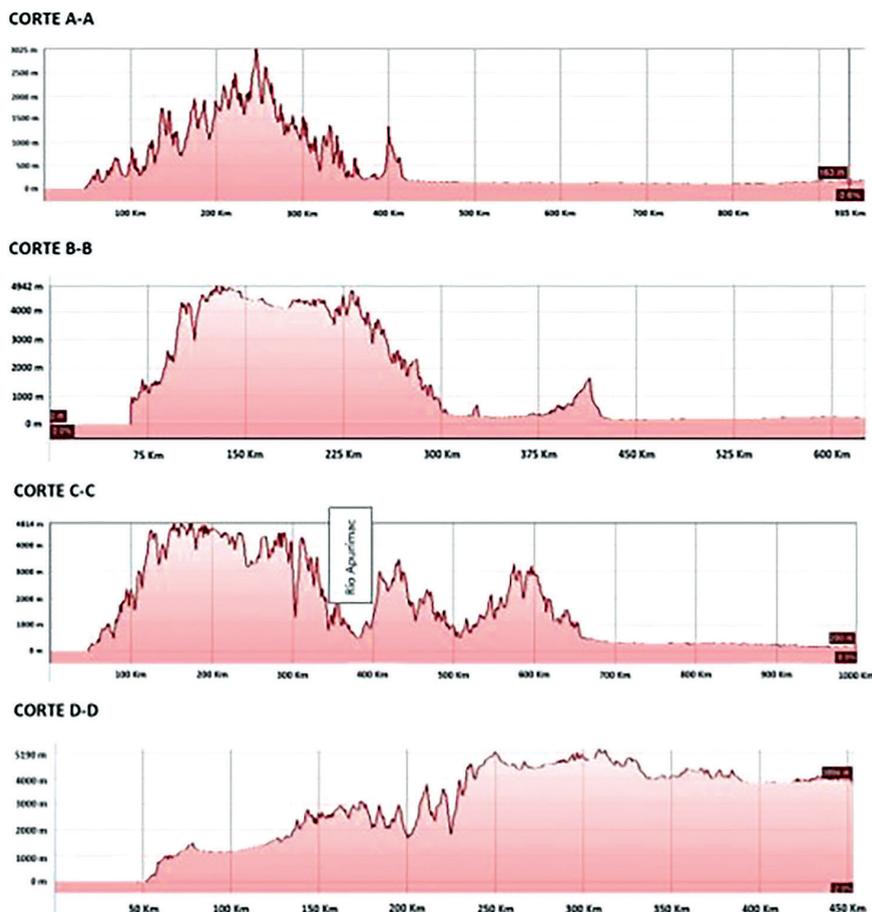


Figura 16: Secciones transversales de la cordillera de los Andes en territorio del Perú.
Fuente: Elaboración propia

Tapia (2013) explica las características globales de los Andes, resaltando dos aspectos: Su relativa juventud en la formación de las montañas y su enorme masividad. Ambas características se dan tanto en el sentido vertical, según la latitud, y geográfico por la exposición. La reciente formación de los Andes tiene también una consecuencia en el desarrollo de los suelos que en su mayoría son inmaduros, con un reciente desarrollo biogeográfico.

2.1.3. Climas de las zonas andinas

A este respecto, Salaverry (2006) señala desde el punto de vista de la clasificación de los regímenes climáticos a nivel global, el tipo de clima que debería corresponder a las zonas andinas peruanas por su ubicación en el globo terrestre (latitudes entre el ecuador terrestre y los 18.5° Sur) bañado por las costas del

océano Pacífico sur occidental del continente sudamericano, es el de un clima caluroso y húmedo característico de las zonas tropicales y subtropicales.

Sin embargo como factores modificadores del clima en las costas del Pacífico sur occidental, de las zonas de las yungas de la Costa y Selva alta, zonas quechua y alto andinas se debe considerar: de un lado, la cordillera de los Andes, la que impide el paso de las nubes procedentes de la vertiente oriental del continente sudamericano; y del otro, las relaciones entre la predominancia de los vientos alisios del sureste y las temperaturas frías de la Corriente Peruana o de Humboldt, los que al enfriar el aire, impiden la evaporación de las aguas del Océano Pacífico y por lo tanto, que se produzcan, normalmente, lluvias en la extensa franja costera, determinando que el sur del Perú y el norte de Chile sean considerados como las zonas más secas del mundo.

Peñaherrera (1986) consideró a la cordillera de los Andes como una «barrera climática», porque impide la libre circulación atmosférica y el contacto de las masas de aire del anticiclón del Pacífico sur y aquellas que vienen de la actividad intertropical del Amazonas. Ambas masas de aire, al chocar con las altas cumbres andinas, se condensan y precipitan, ya sea en forma de lluvia o de nieve.

Además, Tapia (2013) expresa que la distribución irregular de las lluvias y temperaturas en los ecosistemas de montañas, da origen a la presencia de periodos de sequía en plena campaña agrícola (octubre a abril) denominados «veranillos», la ocurrencia de granizadas en las partes más altas y ocasionales heladas, ocasionando que los rendimientos sean variables entre años y en algunos casos con fuertes pérdidas de la producción, requiriéndose medidas de emergencia.

2.1.4. El ciclo hidrológico de la región Andina (agua en los Andes)

Sobre el particular, Céleri (2009) menciona que la Cordillera de los Andes es la columna vertebral de la región y el origen de los fenómenos que hacen que se cuente con un ciclo del agua con gran dinamismo y abundancia. Gracias a ella se genera la gran variedad climática y ecosistémica que caracteriza la región. La interacción entre la atmósfera, el océano, los Andes y la Amazonía, impulsada por la energía solar, define el funcionamiento del ciclo del agua en la región andina.

Morlón (1992) indica lo siguiente:

Históricamente, los Andes, no solo recolectaban agua de lluvia y nieve que luego se convertía en ríos que podían usarse para irrigar. La escarpada verticalidad de su paisaje también creó lo que los antropólogos llaman 'un archipiélago vertical'. Los Andes configuran un enorme rascacielos, y cada

‘piso’ contiene diferentes tipos de microhábitats que pueden ser sembrados con diferentes clases de cultivos.

Conforme los Andes seguían elevándose, estados y naciones nacieron y desaparecieron dando como resultado el Tahuantinsuyo, que en su máxima expansión cubrió un área de 4,000 km², el más grande imperio indígena que haya existido en América del Sur.

Los Andes, por su gran altitud y extensión, están coronados por los glaciares tropicales de alta montaña más extensos del mundo y por ecosistemas alto andinos endémicos, como los páramos y jalcas. En la región, aproximadamente 50 millones de personas dependen de esta cadena de montañas para el suministro de agua. Además, por su gran magnitud constituyen una barrera natural que intercepta tanto los vientos provenientes de la Amazonía cargados de humedad, producto de la evapotranspiración de la selva, como los que provienen del Océano Pacífico, secos hacia el sur y muy húmedos hacia el norte. Esta barrera genera la abundancia de lluvias que caracteriza a gran parte del territorio de la Comunidad Andina. (p. 13)

Por su parte, Célleri (2009) indica:

Dada la creciente importancia del agua se estima que las iniciativas de implementar esquemas para protección y conservación de cuencas de captación debido a los servicios ambientales hidrológicos (SAH) que prestan crecerán en el futuro inmediato. Por lo tanto, es de vital importancia cuantificar el SAH para lograr una aplicación efectiva de estas iniciativas.

Los ecosistemas andinos ofrecen una serie de SAH, los cuales pueden ser priorizados de acuerdo a las necesidades o intereses de las comunidades. Estos servicios hidrológicos están estrechamente ligados con el régimen hidrológico, es decir, la manera en la cual el agua es liberada de un ecosistema natural. En otras palabras, las propiedades biofísicas de los ecosistemas naturales hacen que el agua que sale de sus cuencas en forma de caudales, tenga una variabilidad estacional definida (régimen hidrológico). De esta variabilidad estacional natural se derivan los denominados servicios hidrológicos de los ecosistemas y pueden incluir la regulación del ciclo hidrológico, altos rendimientos hídricos, mantenimiento de la calidad del agua (agua químicamente buena/excelente sin contaminantes, agua libre con poca carga de sedimentos recarga de acuíferos).

La regulación del ciclo hidrológico consiste en el almacenamiento del agua en los periodos lluviosos y la liberación lenta en los periodos secos o de estiaje dentro del ecosistema. Es decir, el ecosistema proporciona un balance natural entre caudales de época lluviosa con caudales de época seca. En cuencas sin glaciares, el almacenamiento de agua se produce

principalmente (y a veces únicamente) en el suelo. A mayor capacidad de regulación, mayores serán los caudales de estiaje o caudales base y mayor será el tiempo que el cauce se mantiene con agua antes de llegar a secarse. Así mismo, los caudales de crecida estarán controlados hasta un cierto grado. Por esto se puede decir que al mantener un ecosistema natural todos los servicios hidrológicos están en equilibrio. Es decir, el resto de servicios hidrológicos dependen en gran medida de la capacidad de regulación de un ecosistema.

Una vez que se haya producido un cambio de uso de tierras, especialmente al convertir la vegetación nativa a pastos o agricultura, los procesos biofísicos que controlan el régimen hidrológico también cambian y por lo tanto los servicios hidrológicos proporcionados por el ecosistema se degradan. Por ejemplo, al eliminarse la vegetación del bosque la calidad del agua disminuirá debido a la erosión del suelo desprotegido; esto disminuirá la capacidad de almacenamiento de agua en el suelo lo cual provocará que los caudales base sean menores y duren menos tiempo. Sin embargo, es posible recuperar (aunque no en un 100%) los servicios hidrológicos de ecosistemas intervenidos mediante proyectos de restauración o recuperación de cuencas. (p. 3)

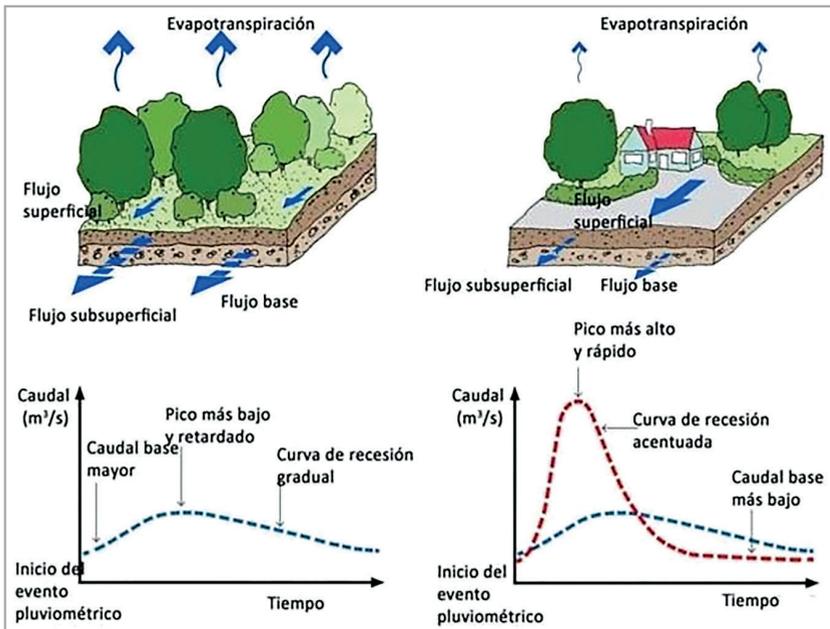


Figura 17: Efecto del cambio de uso del suelo en el hidrograma de caudales.

Fuente: <https://www.iagua.es/blogs/ana-abellan/impactos-urbanizacion-ciclo-agua>

2.2. Las cuencas hidrográficas del Perú

El Perú ocupa el octavo lugar en el *ranking* mundial de países con mayor cantidad de agua, contiene el 4 % del agua dulce del planeta y cuenta con tres vertientes hidrográficas, dos de las cuales son pequeñas cuencas costeras que vierten sus aguas al océano Pacífico, de gran diversidad hidrobiológica. Las otras dos son las vertientes del Amazonas, que desemboca en el Atlántico, y la vertiente endorreica del lago Titicaca, ambas delimitadas por la cordillera de los Andes. En la segunda de estas cuencas nace también el gigante Amazonas, que —con 6992 km— es el río más largo y caudaloso del mundo. Su vertiente ocupa el 75 % del territorio peruano.

En el Perú, además se encuentra el Titicaca, el lago navegable más alto del mundo; además, hay miles de lagunas, cientos de ríos y la mayor cantidad de glaciares tropicales del planeta, ya que alrededor del 70 % se encuentran en el Perú (Yarleque *et al.*, 2018). No obstante, el retroceso de estos glaciares se ha venido estudiado para el conocimiento de la disponibilidad de los recursos hídricos actuales y futuros (Bello *et al.*, 2023).

Existen tres tipos de cuencas en el Perú: las del Pacífico, las del Atlántico (también conocidas como de la Amazonia, porque las fuentes de agua de las partes altas de estas cuencas derivan hacia el gran río Amazonas) y las cuencas del lago Titicaca. Cada tipo tiene una configuración geográfica y humana diferente; con sus propios problemas, retos, potencialidades y límites. Las cuencas del Pacífico, si bien son más numerosas (62, comprendiendo una extensión de 228 000 km²), son bastante más pequeñas que las del Atlántico (84, abarcando una extensión de 572 329 km²), aunque mucho más integradas en sus recursos naturales y humanos, y tienen un tamaño promedio similar al de las del Titicaca.

Las cuencas del Pacífico representan el 22 % del territorio peruano y cuentan con volúmenes hídricos muy reducidos. Sin embargo, tienen demandas de agua muy grandes debido a que en sus partes bajas se ubican las ciudades más importantes del país. Estas cuencas albergan más del 50 % de la población peruana y una agricultura de exportación cada vez mayor, a pesar de contar con solo el 2 % de la totalidad del agua dulce disponible en el Perú. Se caracterizan por ser pequeñas cuencas con taludes desnudos y pronunciados, con gran potencialidad erosiva en las partes medias; que favorecen la erosión y las inundaciones durante los episodios de lluvias intensas (Asurza-Véliz y Lavado-Casimiro, 2020).

En cambio, las cuencas del Atlántico son más amplias, poseen mucho mayor volumen hídrico y una importante población en sus partes altas (ciudades interandinas), aunque no igualan en población a las ciudades de las partes bajas

de las cuencas del Pacífico. La agricultura en estas cuencas se orienta más al mercado interno que para la exportación; y existe una menor interdependencia inmediata entre sus recursos naturales y humanos (Ministerio de Desarrollo Agrario y Riego [Midagri], s. f.).

Por otra parte, ATDR (2007) sostienen que:

Un caso diferente son las trece cuencas del Titicaca, ubicadas a gran altura, con importante volumen hídrico, pequeñas en extensión como las del Pacífico, más proclives a actividades ganaderas con triple fin (industrial, textil y consumo inmediato) y al comercio regional e internacional. (p. 5)



Figura 18: Las cuencas hidrográficas del Perú en sus tres vertientes.
Fuente: <https://adventuretravelperu.com/es/turismo-en-peru/hidrografia-peru/>

La Figura 18 muestra las cuencas hidrográficas de nuestro país, considerando las tres vertientes.

2.3. Disponibilidad de agua superficial promedio del Perú

Arana (2011) señala que:

El recurso hídrico es abundante en la vertiente Atlántica y escaso en las vertientes del Pacífico y del Titicaca. La disponibilidad de agua de fuentes superficiales a nivel nacional, se estima en 2'046,000 Hm³. En la Vertiente del Pacífico la disponibilidad de agua se estima en 36,660 Hm³ que representa menos del 1.0 % del total. En la vertiente del Atlántico la disponibilidad es de 3'769,000 Hm³ que corresponde al 99 % del total. En la vertiente del Titicaca la disponibilidad es de 6,970 Hm³, equivalente a 0.02 % del total. En la costa y en la sierra los ríos son de régimen temporal e irregulares, con corto período de disponibilidad de agua (diciembre a abril) y prolongado período de estiaje (mayo a noviembre). En la costa se estima que se dispone de 2,530 m³ de agua superficial por habitante muy por debajo del promedio mundial de 8,500 m³ por habitante. (p. 7)

Arana (2011) realiza un análisis de la disponibilidad de agua en el Perú:

En el caso de la vertiente del Atlántico, el recurso hídrico es abundante con una disponibilidad de 450,840 m³ de agua superficial por habitante. Para regularizar las descargas de los ríos de la costa e incrementar la oferta para atender la demanda creciente, se han construido embalses de agua superficial desde 1950, con una capacidad anual de almacenamiento igual a 2,845 Hm³. La disponibilidad de reservas explotables de agua subterránea ha sido estimada en 2,739.3 Hm³, mientras que el volumen explotado, mayoritariamente en la vertiente del Pacífico es de 1,508 Hm³ por año.

La mayoría de los ríos del país están contaminados por el vertimiento incontrolado de elementos y sustancias nocivas, proveniente de las descargas de usos minero metalúrgico, poblacional, industrial, agrícola y de la explotación de hidrocarburos. Estudios sobre la calidad del agua superficial, muestran que prácticamente en todos los ríos del Perú sobrepasan los niveles permisibles de cadmio, zinc y cobre.

Las descargas de los ríos de la vertiente del Pacífico se originan por los deshielos de la Cordillera de los Andes y por las precipitaciones andinas. En esta vertiente, los ríos de corto curso, caudal variable y carácter torrentoso atraviesan la región costera para desembocar en el Océano Pacífico. Los ríos de mayor caudal medio anual son el río Santa (158.20 m³/s), el río Tumbes (196.10 m³/s) y el río Chira (117.20 m³/s).

El gran colector de la vertiente del Atlántico es el río Amazonas, con un aporte total superficial medio anual de 63,379.50 m³/s. En esta vertien-

te destacan los ríos Huallaga con 3,796.4 m³/s, Ucayali con 13,375.2 m³/s y Marañón con 15,436.2 m³/s. Los ríos que pertenecen a la vertiente del Titicaca tienen un caudal equivalente a 221.9 m³/s; entre ellos destacan los ríos Ramis (88.2 m³/s) e llave (40.1 m³/s); sólo una parte de la cuenca y del lago (70%) pertenecen al Perú, el resto a Bolivia. La Figura 24 muestra los principales ríos del Perú en sus tres vertientes. (p. 8)



Figura 19: Principales ríos del Perú en sus tres vertientes.
 Fuente: <https://docentesdelalibertad.blogspot.com/2019/10/cuencas-hidrograficas-del-peru.html>



Figura 20: Principales tributarios del río Amazonas – América del Sur.

Fuente: <https://www.lifeder.com/rio-amazonas/>

2.4. Índices de caracterización hidrológica en cuencas andinas de cabecera

Ochoa *et al.* (2016) indican lo siguiente:

Los índices de caracterización hidrológica de cuencas de los Andes Tropicales en cuencas de cabecera y poca extensión superficial (entre 0.5 y 7.8 km²) ubicadas entre los 0° y 17° de Latitud Sur, con rango de elevación entre 2,682 y 4,840 m de altitud. Las características de las cuencas de cabecera son: cuencas rurales, sin urbanización y no se ven afectados por las extracciones de agua o las alteraciones de los arroyos y/o riachuelos. La mayoría de las cuencas tienen una cubierta natural de maleza y otras hierbas, intercaladas con humedales, arbustos y parches de bosque nativo. Las formas son típicamente ovaladas y tienden a ser circulares o estiradas y las pendientes son empinadas y desiguales. Los principales usos del suelo son para la conservación, el pastoreo, la forestación y el cultivo. (p. 4080)

La Tabla 6 muestra los índices hidrológicos de importancia a escala de cuencas de cabecera (recomendables para la sierra del Perú).

Tabla 6: Índices hidrológicos de importancia a escala de cuenca

Abreviación	Fórmula	Unid.	Definición
Índices relativos a las características de precipitación			
SINDX (Ec.84)	$(1/P_{\text{año}})(\sum P_{\text{mes}} - P_{\text{año}} /12)(6/11)$	-	Índice de estacionalidad entre 0 (No estacional=todos los meses tienen igual precipitación) a 1 (extremadamente estacional, toda la lluvia anual ocurre durante un mes).
DAYP0 (Ec.85)	$D_{P=0}/D_{\text{total}}$	%	Porcentaje de días con precipitación cero, con respecto al total de número de días en el período de monitoreo.
PVAR (Ec.86)	$\sigma_P/P_{\text{media}}$	mm mm ⁻¹	Coefficiente de variación de la precipitación diaria en el período monitoreado (desviación estándar dividido por la media).
Índices relativos a las características del caudal			
RR (Ec.87)	$Q_{\text{año}}/P_{\text{año}}$	-	Tasa entre el volumen de descarga promedio y precipitación en el período de monitoreo.
QVAR (Ec.88)	$\sigma_Q/Q_{\text{media}}$	mm mm ⁻¹	Coefficiente de variación del caudal diario en el período monitoreado (desviación estándar dividido por la media).
R2FDC (Ec.89)	$(\log_{10}(Q_{66}) - \log_{10}(Q_{33}))/ (0.66 - 0.33)$	-	Pendiente en la tercera mitad de la Curva de Duración en la escala logarítmica.
IRH (Ec.90)	$\sum (Q_{Q<Q50}) / \sum (Q)$	-	Volumen de caudal bajo el 50avo percentil (Q50) en la Curva de Duración dividida por el volumen total.

Fuente: Ochoa *et al* (2016)

PROCESOS HIDROLÓGICOS DE CUENCAS ANDINAS

3.1. Relaciones precipitación-escorrentía

Chow *et al.* (1994) mencionan que las conexiones entre la precipitación y la escorrentía pueden ser establecidas en áreas donde se disponga de los datos necesarios. El propósito es lograr una predicción precisa de la cantidad de agua que fluirá en los cursos de agua, o para mejorar la comprensión de los procesos hidrológicos. Es esencial reconocer que hay una relación entre la cantidad de lluvia y la producción de escorrentía, sin importar el período de análisis. Tanto las escorrentías directas como las indirectas están vinculadas a la cantidad de agua que cae. Por lo tanto, es siempre válido buscar establecer modelos que describan la relación entre la precipitación y la escorrentía.

Pizarro (1996) ha establecido claramente que hay una relación de causa y efecto general entre la precipitación y la escorrentía resultante. Sin embargo, esta relación no es directa, ya que no se tienen en cuenta habitualmente variables como el almacenamiento de agua en el suelo, la intercepción y la evaporación. Esto significa que cuando los factores importantes están bien identificados, la mayoría de los errores se deben a la recopilación de la información básica. Un método comúnmente utilizado implica establecer correlaciones entre los registros históricos de escorrentía y ciertas variables específicas.

De manera que, «el poder inferir el caudal proveniente de una precipitación tiene múltiples aplicaciones. Por ejemplo, permite obtener los caudales en un río sin estaciones hidrométricas; o extender los registros cortos de caudales a fin de someterlos a análisis estadístico» (Chereque, 1989, p. 115).

Por estas y otras razones, Chereque (1989) expone que:

Un problema clásico en Hidrología está constituido por la obtención de la escorrentía directa que corresponde a una determinada lluvia, en un lugar específico. El primer método es a través del coeficiente de escorrentía C . El segundo método es mediante la separación en el hidrograma usando la curva de infiltración y el tercer método consiste en el empleo de los índices de infiltración.

Existen todavía otros métodos, como el que usa los datos de suelos y cubierta vegetal, el método racional y los métodos de simulación por computadora; es de notar que todos los métodos señalados son para el cálculo de la escorrentía por tormenta individual; en la práctica se requiere también el cálculo para períodos largos de tiempo (mensual o anual).

Una de las características de la precipitación en cuencas andinas es su alta variabilidad espacio-temporal en escalas pequeñas, la permanente influencia de la radiación solar y el marcado gradiente altitudinal propio de la Cordillera Andina, proporcionan condiciones propicias para la generación de una amplia gama de climas y microclimas que definen el comportamiento espacial de la lluvia.

Otros factores que afectan la relación precipitación-escorrentía en una cuenca son su morfología y relieve. Durante una lluvia prolongada en pendientes pronunciadas, el agua que se infiltra al suelo puede ser más rápidamente drenada al exterior y convertirse en flujo superficial que ser drenada verticalmente para convertirse en flujo subterráneo. Es decir, en cuencas con pendientes muy inclinadas, la precipitación impacta con el suelo e inmediatamente escurre por la superficie terrestre, debido a que el suelo rápidamente se satura. Por otro lado, la condición de la superficie del suelo y su cubierta vegetal, las propiedades del suelo, tales como la porosidad y la conductividad hidráulica, y el contenido de humedad presente en el suelo también influyen en la tasa de infiltración y la escorrentía.

La orientación y la altura de las montañas juegan un rol muy importante en el ciclo hidrológico, porque algunas montañas con gran altitud cubren a otras de la radiación solar; esto trae muchas consecuencias como, por ejemplo, que las cuencas estén expuestas menos horas al sol, lo que significa menos evapotranspiración.

Cruz y Romero (2018) establecen que:

En los Andes, las nubes más bajas que no sobrepasan los 3,500 m.s.n.m. son las que más aportan agua y se distribuyen por la tropósfera; las nubes medias se extienden hasta una altura de 7,000 m.s.n.m., es decir, hasta llegar a la cima de las cumbres andinas; mientras que las nubes altas que se sitúan en la estratosfera no producen precipitaciones. (p. 13)

Los mismos autores enfatizan lo siguiente:

De esta manera, cuando nos encontramos en las altas cumbres andinas, podemos contemplar, a nuestros pies, esos magníficos espectáculos conocidos como “mar de nubes” y es así que la precipitación aumenta con la altitud hasta alcanzar lo que denominamos óptimo pluvial, a partir del cual disminuye; y es por esto que mientras estamos por ejemplo en las cumbres de Conga o de la Cordillera Blanca (por encima de 4,500 m de altitud), bajo un espléndido sol, en Cajamarca o en Huaraz (1,500 m por debajo) se pueden estar produciendo abundantes precipitaciones. (Cruz y Romero, 2018, citando a Fernández, 2013, p. 21)

Desde el punto de vista del Instituto Geofísico del Perú (IGP, 2015):

Esto significa, que en las cuencas andinas el comportamiento de las lluvias no es directamente proporcional a la altitud, es decir, que no se puede afirmar que a mayor altura mayor precipitación, debido a que las aguas se originan, por lo general, a partir de las precipitaciones atmosféricas.

Las lluvias en el Perú están caracterizadas por una fuerte estacionalidad, principalmente en las cuencas altoandinas, que se encuentran a más de 2,500 m.s.n.m., donde las épocas de lluvias inician en el mes de octubre y aumentan paulatinamente hasta alcanzar los valores máximos en los meses de enero y marzo, para descender bruscamente en el mes de abril. Posteriormente, en el mes de mayo se da un periodo de transición denominado época de humedad. Desde finales del mes de mayo hasta agosto, algunas zonas presentan precipitaciones, a este periodo se denomina época de sequía. (p. 4)

3.1.1. El proceso de escorrentía en cuencas: coeficiente de escorrentía

Monsalve (2008) establece que la escorrentía superficial provocada por una lluvia (E_s) puede ser comparada con la precipitación caída (P). Al cociente entre ambos valores se le denomina coeficiente de escorrentía (C).

$$C = \frac{E_s}{P} \quad (\text{Ec.91})$$

El coeficiente de escorrentía depende de numerosos factores: tipo de precipitación (lluvia, nieve o granizo), de su cantidad, de su intensidad y distribución en el tiempo; de la humedad inicial del suelo; del tipo de terreno (granulometría, textura, estructura, materia orgánica, grado de compactación, pendiente, microrrelieve, rugosidad), del tipo de cobertura existente; de la intercepción, de la escala temporal (minutos, duración del aguacero, horas, días, meses, año). El coeficiente de escorrentía puede tomar valores comprendidos entre cero y uno ($0 \leq C \leq 1$).

En el caso de la lluvia, su intensidad resulta fundamente en el proceso de producción de escorrentía superficial. En el caso del granizo y la nieve, el proceso es regulado por la velocidad de fusión.

El tipo de suelo influye notablemente en C . Las propiedades físicas del suelo que explican mejor la formación de escorrentía superficial durante la lluvia son la capacidad de infiltración y la conductividad hidráulica.

Monsalve (2008), citando a Martínez de Azagra y Navarro (1996), sobre el coeficiente de escorrentía instantáneo $C(t)$ expresan que:

$$C(t) = \frac{i(t)-f(t)}{i(t)} \quad (\text{Ec.92})$$

Donde $i(t)$ es la intensidad de lluvia en el instante t y $f(t)$ es la tasa de infiltración en el instante t .

La humedad inicial del suelo y su evolución a lo largo de la lluvia influyen grandemente, lo cual se visualiza en la tendencia decreciente de la tasa de infiltración hasta alcanzar un valor asintótico que se relaciona con la conductividad hidráulica del suelo.

En los primeros minutos de un evento de lluvia, la intercepción altera la intensidad, por tanto, si se desea hacer intervenir en la definición del coeficiente de escorrentía instantáneo, se tendrá:

$$C(t) = \frac{i(t)-i_t(t)-f(t)}{i(t)} \quad (\text{Ec.93})$$

Donde $i_t(t)$ es la interceptación instantánea.

La interceptación instantánea decrece hasta hacerse muy reducida en lluvias muy largas e intensas. El coeficiente de escorrentía es nulo desde el comienzo de la lluvia hasta que se alcanza el tiempo de encharcamiento. Sus máximos instantáneos se corresponden con los momentos de máxima intensidad de lluvia y con las partes finales de la lluvia (en las que el suelo muestra la menor tasa de infiltración al estar muy húmedo).

$$C_m(t) = \int_0^t C(t) \cdot dt = \int_0^t \frac{i(t)-i_t(t)-f(t)}{i(t)} \cdot dt \quad (\text{Ec.94})$$

Representa el coeficiente de escorrentía medio desde el comienzo de la tormenta ($t=0$) hasta un instante dado t . Para una tormenta de intensidad constante va en aumento según transcurre el tiempo, tomando el valor máximo al final del episodio de lluvia. El comportamiento del coeficiente de escorrentía medio para lluvias intensas (en los que $i(t) \neq \text{cte.}$) suele ser similar. A su vez, dicho coeficiente toma valores tanto mayores cuanto mayor sea la tormenta (es decir, cuanto mayor sea su período de retorno).

3.1.2. Escorrentía en laderas

En una ladera, existen caminos posibles que seguirá la escorrentía (Figura 21), donde cada tipo de escorrentía puede variar y convertirse en otro distinto en su trayectoria hacia los cauces de drenaje. La forma de las laderas tiende a favorecer la escorrentía superficial debido a la falta de infiltración en su parte alta y por saturación en la baja.

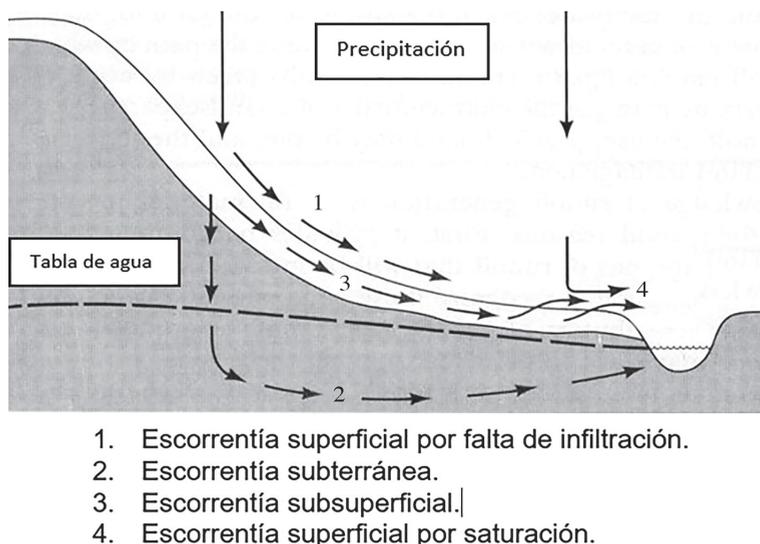


Figura 21: Movimiento de agua en una ladera.
 Fuente: Dunne & Leopold (1978)

3.2. Denominación de las escorrentías por su velocidad de salida

- **Escorrentías rápidas (Storm flow):** Se asocian a la tormenta que las genera (ejemplo: escorrentías superficiales).
- **Escorrentías lentas o retardadas (Base flow):** Afloran con mucho retraso en relación con las precipitaciones de origen (ejemplo: escorrentías subterráneas).

Características de la cuenca y sus efectos en la escorrentía

Varias propiedades de la cuenca afectan la cantidad de escorrentía que se produce dentro de ella, tales como:

- **Pendiente:** A mayor pendiente de la cuenca, mayor rapidez en el viaje de la escorrentía, da como resultado caudales picos mayores. La infiltración tiende a ser menor. A veces se define la pendiente de la cuenca como la pendiente del curso principal, pero medida entre dos puntos estándar; por ejemplo, al 10 % y 8 5 % del punto de desagüe de la cuenca.
- **Orientación:** La orientación de la cuenca es importante con respecto a la meteorología del área en que se encuentra. Si los vientos dominantes tienen un patrón estacional definido, el hidrograma de escorrentía dependerá en algún grado de la orientación de la cuenca. Aquí juega un papel relevante el conocimiento que tenga el hidrólogo de la región en estudio.
- **Forma:** El efecto de la forma puede demostrarse mejor considerando los hidrogramas de descarga de tres cuencas de diferente forma e igual área, sometidas a una lluvia de igual intensidad.
- **Densidad de arroyos:** El esquema de los cursos de agua en la cuenca puede tener un efecto marcado en la tasa de escorrentía. Una cuenca bien drenada tendrá, comparativamente, hidrogramas más empinados que una cuenca con muchas depresiones superficiales. Una manera de cuantificar esta densidad de cursos de agua consiste en medir las longitudes de cursos por unidad de área. Otra forma reside en expresarla mediante el número de uniones de cursos por unidad de área.
- **Lagos:** Los lagos, lagunas y reservorios actúan como almacenamientos superficiales del agua y tienen el efecto de suavizar los hidrogramas de escorrentía a la salida de las cuencas que los contienen.
- **Otros:** Aparte de los citados, hay otros factores que afectan la cantidad de la escorrentía, como el déficit de humedad del suelo, la altitud (con su efecto sobre la temperatura), el uso de la tierra (ya sea área de bosques o tierras de cultivo), la proporción del desarrollo urbano, etc.

Es importante el papel que desempeña la vegetación, sobre todo los bosques, en la modificación de la escorrentía; disminuyendo la escorrentía de superficie y aumentando las aportaciones subterráneas.

3.2. Importancia y significado hidrológico de la escorrentía

Respecto a la importancia de la escorrentía, González del Tánago (s. f.) afirma que las escorrentías representan una proporción de agua relativamente pequeña, en relación a las precipitaciones que recibe la cuenca. Cuanto mayor es la integridad hidrológica de una cuenca (mayor grado de conservación), la proporción de precipitaciones que pasa a escorrentías es menor y la recuperación hidrológica de laderas y cauces tiende a hacer máxima la capacidad de almacenamiento de agua dentro de la cuenca, y a favorecer la salida de aquella vía evapotranspiración, haciendo mínima la salida vía escorrentía. Las escorrentías representan la vía de salida de agua de una cuenca, alternativa a la evapotranspiración.

3.3. Intercepción de la precipitación por la vegetación

A juicio de López-Lambrano *et al.* (2017), «el estudio de las pérdidas por intercepción tiene gran importancia en el balance hídrico de las cuencas, en especial cuando las precipitaciones son escasas e irregulares y cuando gran parte del porcentaje interceptado es evaporado» (p. 37).

Frasson y Krajewski (2013) sostienen que:

La cantidad y dinámica del proceso de intercepción depende de las características y estructura de la vegetación, y de algunas particularidades de la lluvia, entre ellas: intensidad, duración, forma, dirección, ángulo y distribución del tamaño de la gota; así como de otras variables meteorológicas: temperatura y velocidad del viento. (p. 246)

López-Lambrano *et al.* (2017) definen la interceptación o intercepción como sigue:

Es el proceso por el cual un cierto porcentaje de agua de lluvia es retenido por una superficie de manera transitoria. Cuando la superficie es la vegetación, ésta puede acumular temporalmente el agua en las hojas, ramas o tronco de unos individuos vegetales y parte de ella luego es evaporada a la atmósfera. La capacidad máxima que puede almacenar una hoja oscila entre 1 y 2 l/m². La interceptación coincide con la precipitación si las lluvias son pequeñas ($P < 5$ l/m²) y constituye aproximadamente el 10 % de ésta si son mucho mayores que esa cantidad. (p. 38)

Horton (1919) explica que la interceptación de agua de lluvia es como una pérdida de agua, que de otra manera estaría disponible para el suelo. Por esta razón, define al proceso de interceptación como pérdida por interceptación. Los estudios de Horton están basados principalmente en bosques de coníferas de

clima templado y bosques tropicales. Expresión de cálculo de la interceptación:

$$J = S_j + K_j + E_r + T \quad (\text{Ec.95})$$

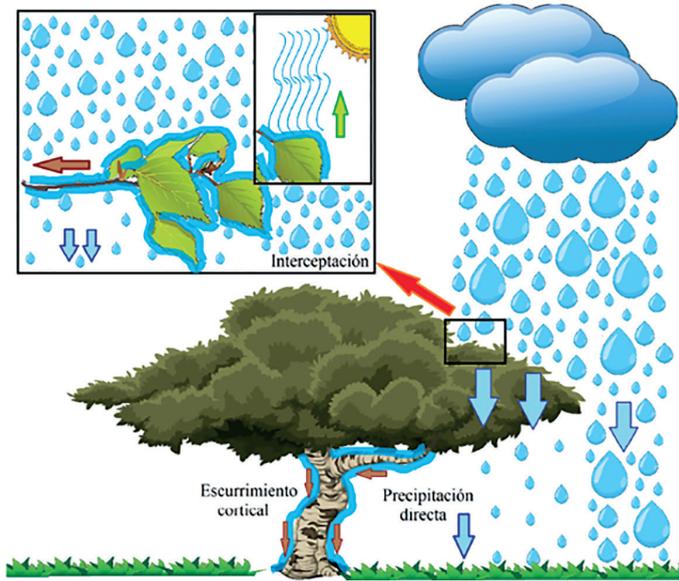


Figura 22: Proceso de interceptación y/o interceptación de la precipitación por la vegetación.

Fuente: <https://www.sabermas.umich.mx/archivo/articulos/389-numero-45/728-intercepcion-y-captacion-de-agua-por-la-vegetacion.html>

Siendo J pérdida por interceptación, S_j capacidad de almacenamiento de interceptación en milímetros o pulgadas de profundidad en el área proyectada, K_j es la ratio de la superficie de evaporación sobre el área proyectada, E_r es el rango de evaporación en milímetros o pulgadas de profundidad por hora durante la lluvia y T es el tiempo que dura la lluvia.

El mismo autor expresa la pérdida por interceptación en porcentaje como:

$$\frac{J}{PT} = \frac{S_j + K_j + E_r + T}{PT} \quad (\text{Ec.96})$$

Sousa *et al.* (2011) simplificaron la fórmula en el siguiente balance de masas:

$$Int = P_t - (P_e + E_f) \quad (\text{Ec.97})$$

Donde, según lo explicado por Juncosa (2005), Int es la pérdida por interceptación; P_t es la precipitación pluvial incidente; P_e es la precipitación efectiva o trascolación, que constituye la cantidad de agua de lluvia que alcanza la superficie del suelo directamente, sin haber sido interceptada por las superficies vege-

tales (P_e directa), más la que —habiendo sido detenida por la vegetación— llega luego al suelo por goteo (P_e goteo); E_f es el escurrimiento fustal, es decir, agua de lluvia que fluye por el exterior de las ramas y troncos alcanzando el suelo. A su vez, la suma entre la trascolación y el escurrimiento fustal constituyen la precipitación neta, o aquella que finalmente alcanza el suelo luego de haber pasado por el bosque.

Honda (2013), Hernández (1980) y Horton (1945) señalan que una vez que el agua de lluvia ingresa al interior del bosque, es interceptada por la vegetación y es almacenada por las superficies vegetales; pudiendo tomar una de las siguientes vías:

- Una parte de las gotas quedan retenidas y humedecen las hojas y ramas, siendo finalmente devueltas a la atmósfera por evaporación. A este volumen se le conoce como pérdida por interceptación.
- Otra parte de las gotas retenidas supera la capacidad de almacenamiento e inicia el proceso de goteo en dirección al suelo desde el estrato superior (precipitación de copas o trascolación) o a través de los troncos (escurrimiento fustal).
- Asimismo, una porción importante de las gotas cae del estrato superior al inmediato inferior, y así sucesivamente, hasta llegar al suelo o evaporarse durante su transcurso.
- Del mismo modo, cuando existe un estrato inferior o mantillo forestal, este retiene el último porcentaje de agua que llega desde los estratos superiores.

López-Lambráño *et al* (2017) afirman lo siguiente:

La interceptación es una variable del ciclo hidrológico que crece con una fuerte pendiente en los primeros instantes de una tormenta, pero, posteriormente se estabiliza con un crecimiento menor hasta que se establece un régimen estacionario entre lo que la vegetación es capaz de retener y el agua que escurre por la planta hasta el suelo y la cantidad de agua que se evapora. (p. 38)

Hernández (1980) explica que si la lluvia continúa, cesa la interceptación y el agua inicia a caer con la misma velocidad e intensidad que fuera del bosque. El tiempo necesario para producir la saturación de la capacidad de almacenamiento se retrasa si existe una tasa alta de evaporación. El volumen máximo de agua que puede ser retenido por el follaje, ya sea de uno solo o varios estratos se conoce con el nombre de capacidad de almacenamiento por interceptación y generalmente se expresa en milímetros.

Se desprende que, la precipitación directa resulta de suma importancia para los ecosistemas forestales representa entre un 70 a 90% de la entrada de agua, tiene un impacto directo sobre la escorrentía. Además, ha demostrado tener un impacto sobre los procesos erosivos en los ecosistemas y tiene un papel importante en el aporte de nitrógeno nuevo a los ecosistemas. La escorrentía cortical por otra parte tiene un impacto directo sobre el proceso de infiltración mediante el uso de las raíces de las plantas como vías de flujo preferencial del agua y nutrientes de la superficie al subsuelo.

En zonas áridas y semiáridas se ha documentado el enriquecimiento del suelo (efecto de isla de fertilidad) debajo de arbustos debido a la escorrentía cortical. Respecto a la pérdida por interceptación, está directamente relacionada con el proceso de evaporación. Dentro del ciclo del agua, la evaporación es el principal proceso de retorno del agua de la superficie terrestre a la atmósfera. A mayor interceptación mayor evaporación, a mayor evaporación más vapor de agua en el ambiente y a mayor cantidad de vapor de agua en el ambiente, aumenta la probabilidad de lluvia. Además de los cambios de la estructura de la vegetación, asociados a la precipitación, esta estructura también se ve afectada por alteraciones humanas como el aclareo (eliminación de árboles o plantas en un terreno), cambio de uso del suelo o por distintos desastres naturales, siendo las alteraciones humanas las que presentan un impacto más negativo sobre la partición de la precipitación.

3.4. Infiltración en cuencas andinas

Según Campos (1998), «la infiltración es la parte de la precipitación que penetra bajo la superficie del terreno y va rellenando los poros y fisuras de tal medio poroso a través de la interfase suelo-atmósfera» (6-3).

Xu *et al.* (2012) mencionan lo siguiente:

El conocimiento de las propiedades hidráulicas del suelo (conductividad hidráulica saturada y parámetros de retención) es esencial para resolver un conjunto de problemas, como predicción de escurrimientos de eventos de precipitación, transporte de sedimentos y control de inundaciones y para el modelado de procesos hidrológicos y su relación con el transporte de contaminantes.

Entre las propiedades físicas que repercuten en la infiltración se encuentran la textura, estructura, densidad aparente, la porosidad y el contenido de humedad del suelo. Otros factores también influyen la tasa de infiltración potencial afectándola, como por ejemplo las características de la superficie, proporción de suelo cubierto por vegetación, propiedades hidrodinámicas del suelo, tales como la conductividad hidráulica saturada

(K_s), la relación conductividad hidráulica-humedad del suelo, la curva de retención hídrica, y el contenido de agua del suelo al comienzo del evento de precipitación. Asimismo, las prácticas de manejo también afectan al proceso de infiltración. un suelo que es continuamente labrado, pisoteado o sometido a otras actividades antropogénicas desarrollan una pobre estructura conduciendo al sellado superficial de poros y encostramiento, restringiendo el movimiento del agua e incrementando el escurrimiento superficial. (p. 35)

A continuación, en la Figura 23 se muestran las curvas de infiltración promedio para diferentes texturas de suelos, donde las velocidades mayores se presentan en suelos arenosos.

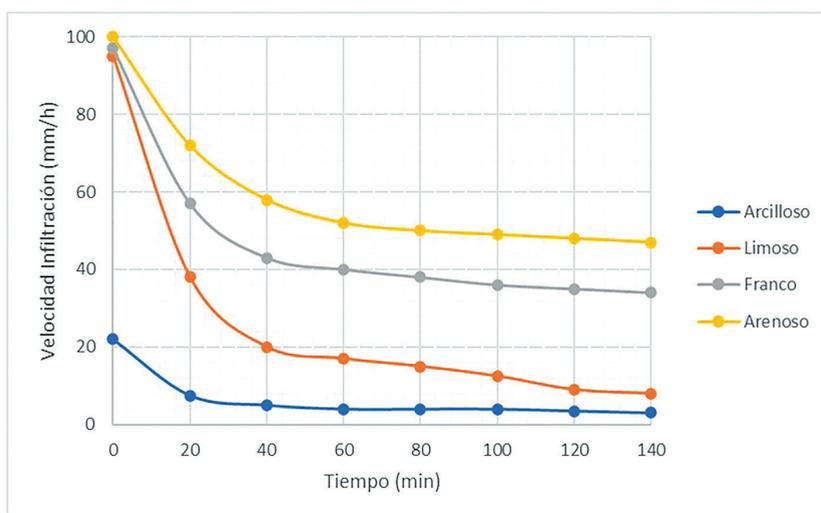


Figura 23: Curvas de infiltración de diferentes texturas de suelos.
Fuente: Elaboración propia

Huamán (2016) señala que:

En el proceso de infiltración se pueden distinguir tres fases, a) Intercambio, se presenta en la parte superior del suelo, donde el agua puede retornar a la atmósfera por medio de la evaporación debido al movimiento capilar o por medio de la transpiración de las plantas; b) Transmisión, que ocurre cuando la acción de la gravedad supera a la de la capilaridad y obliga al agua a deslizarse verticalmente hasta encontrar una capa impermeable y c) Circulación, que se presenta cuando el agua se acumula en el subsuelo debido a la presencia de una capa impermeable y empieza a circular por la acción de la gravedad, obedeciendo las leyes del escurrimiento subterráneo. (p. 19)

3.4.1. Capacidad de infiltración

Según Gurvich (1985), la capacidad de infiltración se define como:

El nivel máximo de agua que un suelo puede absorber dependiendo de sus propiedades físicas y del estado de humedad antecedente a la precipitación. Se mide por la altura de agua que se infiltra, expresada en mm/hora.

A la lluvia que es superior a la capacidad de infiltración se le denomina lluvia neta (es la que escurre). A la lluvia que cae en el tiempo en que hay lluvia neta se le llama lluvia eficaz, por lo tanto, la lluvia neta equivale a la lluvia eficaz. (p. 154)

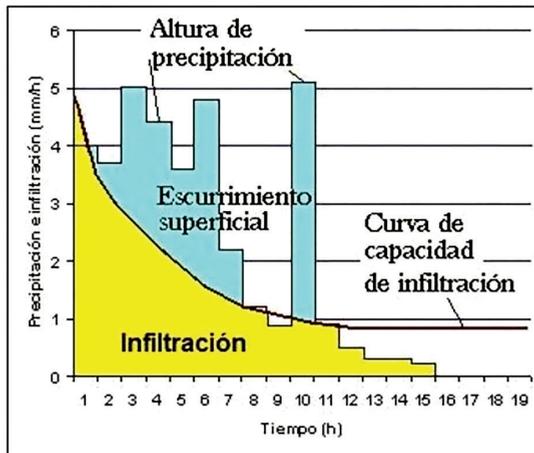


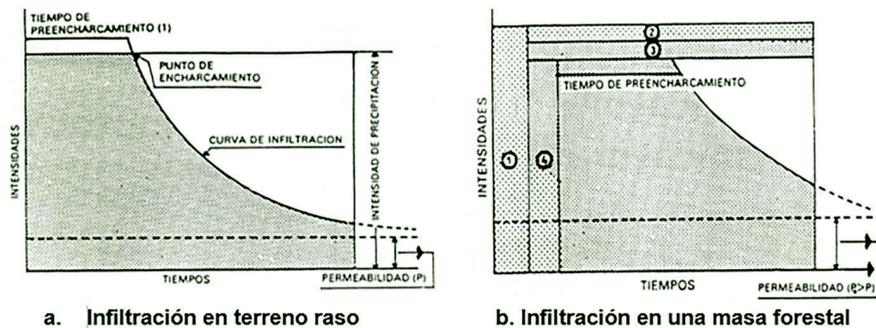
Figura 24: Curva de capacidad de infiltración superpuesta sobre un diagrama de lluvia. Fuente: Huamán (2016)

3.4.2. Importancia de la vegetación en la escorrentía

López (1998) menciona el papel de la vegetación en el comportamiento de la escorrentía:

La vegetación modifica la forma en que estas aguas acceden a los cauces, disminuyendo drásticamente las aportaciones de superficie y aumentando las subterráneas.

Por ejemplo, las masas forestales mejoran la capacidad de infiltración de los suelos, además de interceptar la precipitación disminuyendo la intensidad de las tormentas, distribuyendo el agua a lo largo del tiempo, aumenta la rugosidad de la superficie con más obstáculos del contorno, disminuyendo la velocidad del desplazamiento de las aguas superficiales, aproximadamente a la cuarta parte de la velocidad en un suelo raso (desnudo), lo cual implica un retraso del tiempo de concentración, disminuyendo el caudal punta y el volumen de la escorrentía directa (Figura 25). (p. 24)



- ① Intercepción previa.
- ② Agua de intercepción evaporada durante el aguacero.
- ③ Agua filtrada por escurrimiento de los troncos.
- ④ Agua retenida por la cubierta en contacto con el suelo.
- Escurrimiento superficial.
- ▨ Infiltración.
- ▤ Evaporación.

Figura 25: Infiltración en función de la cobertura. Fuente: López (1998)

3.5. Flujo de agua sub superficial y subterráneo

La Organización de las Naciones Unidas para la Alimentación y la Agricultura (FAO, s. f.) explica que:

Quando la precipitación que cae sobre la superficie del suelo satura las capas superiores del mismo, y cuando la intensidad de la lluvia supera la capacidad de infiltración, es en ese momento que empieza la infiltración, proceso mediante el cual el agua ingresa desde la superficie del terreno hacia el suelo producido por la acción de fuerzas gravitacionales y capilares. Entonces, al llenarse los vacíos del terreno, el agua comienza a escurrir sobre su superficie. Una parte del agua de precipitación que se infiltra, escurre cerca de la superficie del suelo y más o menos paralelamente a él; además, este movimiento de agua regresa a la superficie sin haber alcanzado el estrato saturado del suelo. A esta parte de la escorrentía se le llama escorrentía sub superficial o hipodérmica. (p. 14)

Aparicio (1996) menciona que la otra parte del agua que se infiltra llega hasta niveles inferiores del nivel freático, para recargar los acuíferos, a esta escorrentía se le denomina escorrentía subterránea. La escorrentía subterránea es la que, de manera más lenta, llega hasta el punto de aforo (puede tardar años en llegar), es por ello que difícilmente se le puede relacionar con una tormenta particular, a menos que la cuenca sea demasiado pequeña y su suelo muy permeable como para que el agua que se infiltre llegue en pocas horas al punto de aforo.

La escorrentía sub superficial puede ser casi tan rápida como la superficial o casi tan lenta como la subterránea, dependiendo de la permeabilidad de los estratos superiores del suelo; por ello es difícil distinguirlo de los otros dos. Cuando es relativamente rápida se le trata junto con la escorrentía superficial, y cuando es relativamente lenta se le considera parte de la subterránea.

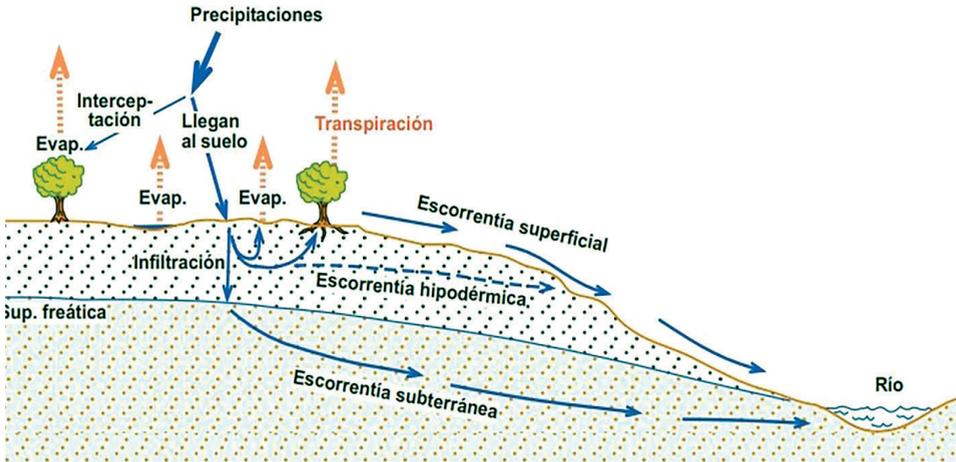


Figura 26: Rutas de las precipitaciones y la escorrentía.
Fuente: https://hidrologia.usal.es/temas/Ciclo_hidrol.pdf

Respecto a los procesos de recarga y descarga de aguas subterráneas, Ben- cala *et al.* (2011) indican lo siguiente:

Estos pueden cambiar tanto temporal como espacialmente dependiendo de la zona donde se infiltra o exfiltra agua. Por ejemplo, dependiendo de la topografía, un río en estiaje puede recibir aportes de aguas subterráneas (exfiltraciones), pero en tiempo de lluvias, frente a condiciones de mayor caudal, éste puede infiltrar agua hacia el sistema subterráneo. En términos generales la relación entre un cauce y un río puede ser agrupada en tres condiciones: a) río que pierde agua por infiltración hacia un sistema de aguas subterráneas al cual está conectado (Figura 27a), b) río que pierde agua por infiltración hacia un sistema de aguas subterráneas al cual no está conectado debido a que la tasa de infiltración es limitada por la permeabilidad de los sedimentos existentes en el lecho del río, lo que produce condiciones de flujo no saturado entre el lecho del río y el acuífero (Figura 27b) y, c) río que recibe aguas por exfiltración desde el sistema de aguas subterráneas (Figura 27c). (p. 2)

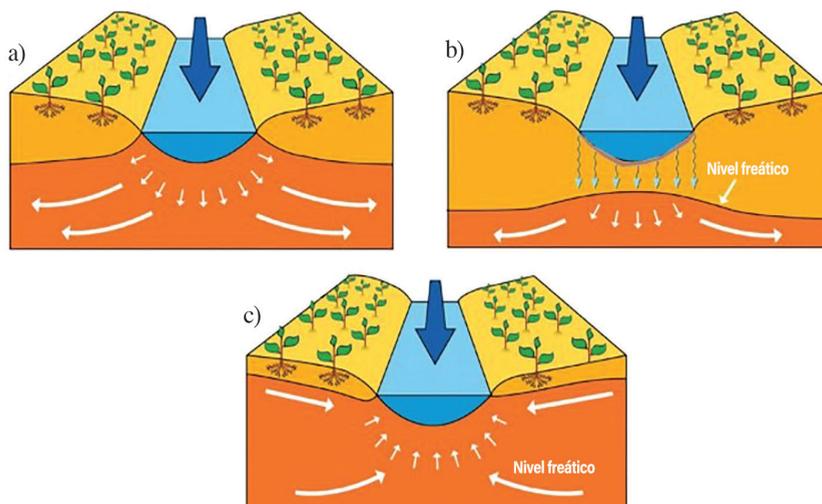


Figura 27: Recarga y descarga de aguas subterráneas.
Fuente: Arumí et al. (2012).

3.6. Estimación del caudal base

Del Águila (2021), tomando en cuenta lo reportado por el Instituto Geológico y Minero de España (2008) con respecto a la estimación del caudal base, sostiene:

El flujo subterráneo está conformado por el agua que fluye desde el almacenamiento del agua subterránea hacia los cauces y ocurre cuando los cauces interceptan el agua subterránea, ya sea desde el nivel freático, como de acuíferos más profundos: este flujo es llamado caudal base.

Para la estimación del caudal base se puede utilizar el análisis de frecuencia como una de las metodologías para la estimación del caudal base: este método utiliza la relación entre la magnitud y la frecuencia de determinados caudales, permitiendo ver cuando un río es influyente (perdedor) para realizar el cálculo. Se construye la curva de duración del flujo (FDC) la cual muestra el porcentaje del tiempo durante el cual se iguala o supera un determinado caudal. Esta curva puede construirse con datos diarios, mensuales o anuales y se puede aplicar a toda la serie de datos, a una parte o periodo concreto, o a periodos fijos intercalados. Se ordenan los datos de caudal de manera decreciente. A cada dato/medida se le asigna un factor correspondiendo 1 al caudal máximo y un factor n al caudal mínimo recogido el día n . Entonces se define la probabilidad de que un flujo se iguale o supere. El resultado normalmente se presenta en un gráfico semilogarítmico. La curva FDC da información sobre el caudal de base: se caracteriza la forma de la curva y se extraen índices de caudal de base. Estos índices están muy correlacionados entre ellos y hay pocos

trabajos que los relacionen con procesos de agua subterráneas puesto que los resultados se basan más en un análisis estadístico.

El flujo mediano Q_{50} es el caudal igualado superado en un 50% del tiempo. La parte de la curva que fluye debajo del Q_{50} representa las condiciones de bajo caudal y si esta parte presenta una pendiente baja se supone que el caudal de base es importante. (p. 26)

Smakhtin (2001) propone otros índices que se utilizan para el caudal base. En sus palabras:

La relación Q_{90}/Q_{50} , que indicar el caudal que procede del almacenaje subterráneo (%). Caudales de uno o varios días que se superan a ciertos porcentajes de tiempo (75%, 90 o 95%). Porcentaje de días con caudal cero. El periodo más largo de días sin caudal.

También se puede utilizar la curva de frecuencia de caudales bajos generada con series de flujos mínimos anuales. Muestra la proporción de años en que se supera un caudal bajo. Esto permite obtener el periodo de repetición que es el intervalo medio (en años) que el caudal se encuentra por debajo de un valor y se puede utilizar como indicativo de un caudal de base. En este caso también se pueden utilizar varios índices: cuando la pendiente de esta curva sea elevada indica mayor variabilidad de flujos mínimos; interrupciones en la curva próximas al valor de la moda se interpretan como caudal base; la media de los caudales más bajos de una serie de días consecutivos de intervalos prefijados; la media de series anuales de flujos medios mínimos de 7 días; índices de flujos mínimos estacionales. (p. 150)

3.7. Balance hídrico

Sánchez *et al.* (2003) mencionan que:

El balance hídrico es un método de investigación del ciclo hidrológico, que analiza el equilibrio entre todos los recursos hídricos que ingresan y salen del sistema en un intervalo de tiempo determinado. El concepto de balance hídrico tiene asociado los conceptos del ciclo hidrológico dentro de unos límites definidos de espacio y tiempo. El sistema hidrológico se define como una estructura, rodeada por una frontera, que acepta agua, opera con ella internamente y la produce como salida durante un período de tiempo concreto. El concepto espacial es amplio, ya que el balance hídrico se puede realizar en la unidad hidrológica de cuenca, como es el caso de los embalses y el suelo. En estos casos los balances se realizan en distintos volúmenes de control, sea el embalse o el suelo la unidad de referencia donde se estudian las entradas y las salidas producidas en el sistema.

El balance se realiza en un momento determinado, lo que introduce

el concepto de temporalidad. En ese instante de tiempo se calculan las entradas, las salidas y las variaciones de volumen ocurridas en el sistema. (p. 114)

La Organización de las Naciones Unidas para la Educación, la Ciencia y la Cultura (Unesco, 1982) estableció la ecuación de balance de masas de la siguiente manera:

$$\text{Situación final} = \text{situación inicial} + \text{entradas} - \text{salidas} \quad (\text{Ec.98})$$

O, expresado de otra forma:

$$\text{Entradas} - \text{salidas} = (\text{Variación de agua}) / \Delta t \quad (\text{Ec.99})$$

Donde Δt representa la duración del intervalo de tiempo.

Según Pizarro (1996), la ecuación completa del balance hídrico es la siguiente:

$$P + R_i = Q + E + R_f \pm \Delta R \quad (\text{Ec.100})$$

Donde P es la cantidad de precipitación caída, Q es la escorrentía generada, E son las pérdidas por evapotranspiración, R_i representa las reservas de agua al inicio del período y $R_f \pm \Delta R$ son las reservas al final de periodo.

Por tanto, «esta ecuación puede simplificarse o hacerse más compleja dependiendo de la disponibilidad de datos, finalidad del cálculo, tamaño del territorio y duración del intervalo de tiempo del balance» (Estrela, 1992, p. 50)

Pizarro y Torres (1998) sugieren que:

Al considerar períodos largos en tiempo o estables en cuanto a volumen generado, el término ΔR sería porcentualmente despreciable, originándose la ecuación reducida del balance hídrico, es decir:

$$Q = P - E \quad (\text{Ec.101})$$

Lo cual significa que la escorrentía es igual a la precipitación menos el total de pérdidas ya definidas.

Sánchez *et al.* (2003) afirman que «los balances de agua medios se realizan habitualmente para un ciclo anual, lo cual resulta ser el problema más simple al poder despreciarse el cambio de almacenamiento en el territorio ΔR , que es difícil medir» (p. 115). Es más, «a largo plazo, el valor medio del mismo es porcentualmente poco importante y se asume como cero» (Estrela, 1992, p. 32).

Por su parte, Ordóñez (2011) comenta: «Del resultado del balance hídrico, podemos conocer el estado de humedad de la cuenca, la cual está asociada al aporte de precipitación recibida y, descontando las pérdidas generadas, se puede clasificar el tipo de año: húmedo, normal o seco» (p. 20).

MODELOS HIDROLÓGICOS

4.1. Modelos en hidrología

Spruill *et al.* (2000) señalan que:

La realización de estudios hidrológicos en cuencas surge de la necesidad de comprender el balance hídrico, los procesos que controlan el movimiento del agua y sus posibles impactos en su cantidad y calidad. La simulación hidrológica de las cuencas es una de las principales herramientas de planificación y gestión de recursos hídricos, desarrollada para evaluar los procesos que controlan el movimiento del agua a diferentes escalas espaciales y temporales. (p. 1431)

Lo que indica que «se puede usar para estimar la disponibilidad de agua, para predecir los flujos a corto y mediano plazo y para analizar la respuesta hidrológica de una cuenca debido a los cambios en el uso y la cobertura del suelo» (Pereira *et al.*, 2016, p. 150).

A juicio de Weber *et al.* (2010), la modelación hidrológica:

(...) comenzó a principios del siglo XIX, y se utilizó para el diseño de canales, redes de drenaje, presas, puentes, diques y sistemas de distribución de agua. Hasta mediados del siglo XX, la modelación hidrológica se limitó a tratar de explicar los mecanismos individuales involucrados en los principales procesos del ciclo hidrológico, mediante expresiones matemáticas simples. Entre éstas se pueden mencionar: el método racional, la curva de infiltración de Horton, los trabajos de Thornthwaite y Penman para la

estimación de la evapotranspiración, entre otros. (p. 4014)

En la opinión de Sorooshian *et al.* (2008):

Un modelo es una representación simplificada del mundo real, siendo el mejor modelo, el que da resultados cercanos a la realidad con el uso mínimo de parámetros y menor complejidad. Los modelos se utilizan principalmente para predecir el comportamiento del sistema y comprender varios procesos hidrológicos. Un modelo consta de varios parámetros que definen las características del modelo. Un modelo de escorrentía se puede definir como un conjunto de ecuaciones que ayuda en la estimación de la escorrentía en función de los diversos parámetros utilizados para describir las características de la cuenca. (p. 229)

Sobre el objetivo principal de los modelos de cuencas, Mendoza *et al.* (2002) indican lo siguiente:

Obtener una mejor comprensión de los fenómenos hidrológicos que operan en un área de captación y explicar cómo los cambios en la cuenca pueden afectar a estos fenómenos, así como la generación de secuencias sintéticas de datos hidrológicos para el diseño de instalaciones o para su uso en el pronóstico. (p. 38)

Por su parte, Devia *et al.* (2015) apuntan que:

Los dos insumos principales requeridos para todos los modelos son datos de lluvia y área de drenaje. También se consideran las características del agua y propiedades del suelo, cubierta vegetal, topografía de la cuenca, contenido de humedad del suelo y características del acuífero. (p. 1002)

Sin embargo, Mishra y Singh (2004) señalan lo que sigue:

Es importante tener en cuenta que en los países en desarrollo es necesario diseñar modelos más simples que puedan proveer una razonable simulación, requieran de pocos datos y permitan considerar la diferencia temporal con la que suceden los distintos fenómenos en la cuenca. (p. 1292)

Las recomendaciones a tener en cuenta para utilizar un modelo son:

- Conocer la estructura del modelo.
- Conocer las condiciones para las que el modelo se creó.
- Saber cuáles son los datos de entrada necesarios.
- Conocer e interpretar todos los parámetros del modelo.
- Distinguir el rango de aplicabilidad del modelo.
- Evaluar la incertidumbre del modelo.

4.2. Razones para el modelamiento hidrológico

Del Águila (2021) explica las siguientes razones:

El objetivo fundamental de la modelación hidrológica, es proveer información confiable para la adecuada administración de los recursos hídricos, por tanto: un modelo hidrológico puede ser usado para hacer estimaciones de variables hidrológicas cuantitativas, eficientes y de costo moderado en cuencas sin mediciones, que permitirá la toma de decisiones en diseño y factibilidad económica del proyecto de un sistema hidráulico, planeamiento, operación y administración de obras hidráulicas: tasas de flujo, volúmenes almacenados, carga de sales y sedimentos, posibilidades de regulación, calidad de agua, impactos en cambios de cantidad y calidad, entre otros; un modelo hidrológico permite organizar y sistematizar gran cantidad de información hidrometeorológica y generar información a partir de un limitado número de datos y ser usados para llenar o reemplazar datos faltantes; los modelos hidrológicos facilitan la simulación de procesos bajo diferentes condiciones naturales en la cuenca o bajo la influencia antrópica y proveen una visión al interior de los procesos físicos, químicos y biológicos contenidos en el sistema hidrológico; los resultados de la simulación mediante modelos hidrológicos, pueden ser utilizados para dar soporte estratégico a programas de investigación; el poder predictivo de buenos modelos hidrológicos, puede proveer respuestas a diferentes escenarios y posibles condiciones de uso de las cuencas; asimismo, debido a que los resultados de los modelos hidrológicos pueden ser interpolados y extrapolados, el modelo se convierte en una herramienta que ayuda a predecir impactos de incertidumbre hidrológica tales como el cambio climático global, predicción de eventos hidrológicos aún no observados como inundaciones y sequías, con lo cual se puede evaluar alternativas para la toma de decisiones en la gestión de los recursos hídricos. (p. 55)

Finalmente, «un modelo hidrológico bien estructurado, viene a ser una síntesis de un sistema hidrológico completo, permite dar conocimiento acerca de los componentes del sistema con la finalidad de dar una aproximación coherente del comportamiento de todo el sistema» (Mejía, 2017, p. 191).

4.3. Escalas de modelamiento hidrológico

El término *escala* se refiere a un tiempo o longitud que caracteriza un proceso, una observación o un modelo; mientras que *escalamiento* hace referencia a la transformación de la escala original en otra. En este sentido, Gupta *et al.* (1986) definen el término *upscaling* como la transformación de una escala dada en una más grande, mientras que *downscaling* es el proceso contrario, pasar de una

escala mayor a una más pequeña.

Según Pearce *et al.* (1986) los procesos hidrológicos y geomorfológicos acontecen:

(...) en un amplio intervalo de escalas tanto espaciales como temporales, las cuales se encuentran interrelacionadas. La respuesta hidrológica de una cuenca, corresponde a varios procesos que ocurren a diferentes escalas. El tiempo de respuesta depende de los mecanismos de producción de escorrentía dominantes, la cual se incrementa a medida que el agua pasa a estratos más profundos del suelo.

Dicha respuesta depende, también, del espacio en el cual ocurren los procesos. Por ejemplo, la producción de escorrentía por exceso de infiltración (escorrentía hortoniana), al ser un fenómeno puntual, que ocurre en una escala espacial pequeña (de centímetros a pocos metros) es un proceso de respuesta inmediata (de segundos a minutos). La escorrentía por exceso de saturación (escorrentía de Dunne), la escorrentía de retorno del flujo subsuperficial o interflujo, y la escorrentía subsuperficial de tormenta, son procesos que exigen un área de drenaje mínima del suelo, por lo que son más lentas en donde no solamente se dan flujos verticales, sino y sobre todo laterales, al interior del suelo por lo que son más lentas.

La escala de modelamiento depende de los objetivos del mismo. Si se modelan eventos, se exigen intervalos de simulación del orden de minutos o incluso segundos, mientras que la escala espacial, definida como el tamaño de celda en modelos distribuidos (resolución), suele ser del orden de 10 metros a 100 metros de ancho (escala de parcela y de ladera). Si el objetivo es una modelación del comportamiento anual, la escala temporal es del orden de un día y la escala espacial puede ser de celdas entre 100 metros y 500 metros (escala de ladera y microcuenca). Para una modelación a largo plazo para la planeación de recursos hídricos, el intervalo temporal de simulación será entre un mes y un año y la escala espacial puede ser de celdas entre 500 metros y 1 kilómetro de ancho.

Normalmente, los modelos hidrológicos son desarrollados para escalas temporales diaria o mensual, inclusive horaria, y, para condiciones específicas de una cuenca. Por esta razón, si se quiere estudiar los procesos hidrológicos en una cuenca, estos serán identificados según la escala temporal que fue diseñado el modelo utilizado. Además, la representación de estos procesos es abordada a través de diferentes módulos y parámetros (módulo de escorrentía superficial, módulo nival, módulo de escorrentía subsuperficial, entre otros) que representan distintos procesos hidrológicos.

Sin embargo, dependiendo de las características de la cuenca y el periodo de simulación (diario o mensual), nos debemos preguntar ¿Qué

procesos predominan o son más sensibles? por tanto, conocer o identificar procesos predominantes a diferentes escalas de tiempo, que son representados a través de los distintos parámetros que compone cada módulo del modelo hidrológico, podría ser útil en la comprensión del comportamiento hidrológico de una cuenca, y como consecuencia, servir de herramienta en la gestión y planificación de los recursos hídricos. (p. 1263)

4.4. Procesos hidrológicos dominantes a diferentes tamaños de cuenca

Al respecto, Stehr (2008) explica de la siguiente manera:

Los procesos dominantes en la repuesta hidrológica difieren en los distintos tamaños de cuenca (escalas espaciales) y deben ser tenidos en cuenta para el análisis correcto de los resultados, de acuerdo a las siguientes escalas: **a escala de microcuenca (ríos de cabecera menores a 1 km² - 100 has)**. La respuesta a las precipitaciones es principalmente dominada por el proceso de generación de escorrentía en laderas y las áreas cercanas al río. Todos los procesos que definen el movimiento lateral del agua (superficial y subsuperficial) son controles de primer orden, así las propiedades del suelo y su uso juegan un rol clave al describir la respuesta hidrológica. En una resolución de mediano plazo, la distribución espacial de las precipitaciones se puede asumir que es mucho más uniforme que en cuencas más grandes. Ejemplo: cuenca cerro La Picota (área igual a 0.0569 km²). **A escala de mesocuenas (10 - 1,000 km² / 1,000 - 100,000 has)**. Los procesos a pequeña escala se combinan de una manera compleja de tal forma de entregar una respuesta integrada. A esta escala, los procesos dentro del cauce (ej. rastreo del caudal) aumentan su importancia al incrementarse el tamaño de la cuenca, la variación espacial y temporal de las precipitaciones se torna de gran importancia. Ejemplo: cuenca del río Chacco (área igual a 1111.86 km²). **A escala de macrocuenas (cuenas mayores a 1000 - 10000 km² / 100,000 - 1'000,000)**. La distribución espacial y temporal de las precipitaciones y el rastreo del caudal domina considerablemente el comportamiento de la respuesta. Ejemplo: cuenca del río Pampas (área igual a 23,113 km²). (p. 18)

4.5. Tipología de modelos matemáticos en hidrología, según su clasificación estructural

4.5.1. Modelos empíricos (modelo métrico o modelo de caja negra)

Del Águila (2021) sostiene:

Estos son modelos orientados a la observación y toman solo la información de datos existentes sin tener en cuenta las características y procesos del sistema hidrológico y, por lo tanto, estos modelos también se denomi-

nan modelos basados en datos. Implica ecuaciones matemáticas derivadas de series de tiempo de entrada y salida concurrentes y no de los procesos físicos de la cuenca. Estos modelos son válidos sólo dentro de los límites. El hidrograma unitario es un ejemplo de este método. (p. 51)

Por tanto, «los métodos basados en estadísticas utilizan modelos de regresión y correlación y se utilizan para encontrar la relación funcional entre entradas y salidas» (Devia *et al.*, 2015). Así, «un ejemplo típico de este tipo de modelos son los modelos estocásticos, en los cuales las entradas son transformadas en salidas sin necesariamente entender el proceso envuelto en la transformación» (Mejía, 2017, p. 184).

A continuación, se presenta ejemplos de modelos matemáticos simples:

a) Modelo de agotamiento del caudal de un río

$$Q_t = Q_{t_0} e^{-\alpha t} \quad (\text{Ec.102})$$

Donde Q_{t_0} es la variable de estado o condición inicial, α es un parámetro y Q_t es el resultado para un tiempo (t) dado.

b) Modelo de caudales máximos (fórmula racional)

$$Q_{m\acute{a}x} = \frac{ciA}{3.6} \quad (\text{Ec.103})$$

Donde A y c son los parámetros área en hectáreas (has), coeficiente de escorrentía y $Q_{m\acute{a}x}$ en m^3/s para una intensidad i en mm/h conocida.

La ventaja de este tipo de modelos es su facilidad de uso, mientras que como inconvenientes se destaca la dificultad de extrapolación del modelo a zonas con condiciones distintas y el poco conocimiento sobre el sistema (Figura 28).

4.5.2. Modelos paramétricos, conceptualmente basados o modelos de caja gris

De acuerdo con Mejía (2017), «este tipo de modelo describe todos los procesos hidrológicos componentes, proporcionándose un entendimiento parcial de éstos a través de asunciones empíricas» (p. 182).

Devia *et al.* (2015) mencionan lo siguiente:

Consiste en una serie de reservorios interconectados que representan los elementos físicos en una cuenca en la que se recargan con lluvia, infiltración y percolación y se vacían con evaporación, escorrentía, drenaje, etc. Los parámetros se evalúan a partir de datos de campo además de la calibración en la cual se requiere un gran número de registros meteorológicos e hidrológicos. La calibración implica el ajuste de curvas, lo que dificulta la interpretación y, por lo tanto, el efecto del cambio en el uso del suelo no se puede predecir con mucha confianza. (p. 1003)

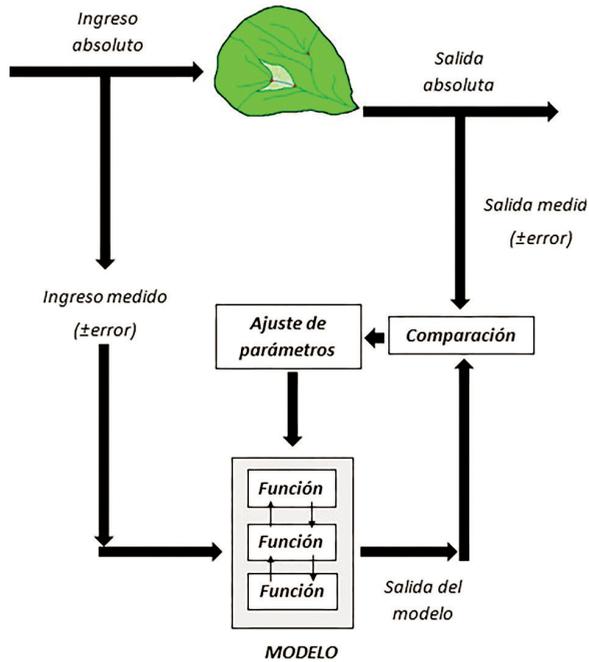


Figura 28: Esquema conceptual de modelos matemáticos en hidrología.

Fuente: Adaptado de Mejía (2017)

Por su parte, Estrela (1992) afirma lo subsecuente:

Muchos modelos conceptuales se han desarrollado con diversos grados de complejidad, por ejemplo, el modelo Stanford Watershed Model IV (SWM) es el primer modelo conceptual importante desarrollado por Crawford y Linsley en 1966. Este modelo matemático se desarrolló para simular el ciclo hidrológico sobre una cuenca de manera agregada y ha sido ampliamente aceptado como forma de obtener hidrogramas horarios o diarios a la salida de la cuenca. Es un modelo de parámetros agregados por lo que los requerimientos de datos son mucho menores que para los modelos distribuidos. Los datos de entradas al modelo son precipitaciones horarias o diarias, evapotranspiraciones potenciales diarias, y una amplia variedad de parámetros de la cuenca, hasta un número de 19, sujetos a calibración. (p. 12)

Finalmente, Gil y Tobón (2016) destacan otro ejemplo de modelo:

TOPMODEL es un modelo conceptual en el que los factores predominantes que determinan la formación de escorrentía están representados por la topografía de la cuenca y una línea de tendencia exponencial negativa, que vincula la transmisividad del suelo con la zona saturada subterránea. (p. 7920)

4.5.3. Modelos físicamente basados, de caja blanca (relación precipitación - esorrentía)

Mejía (2017) explica de la siguiente manera:

Estos modelos son una representación matemáticamente idealizada del fenómeno real; también son llamados modelos mecanicistas o modelos basados en procesos que incluyen los principios y leyes de los procesos físicos como la conservación de la masa, energía o momentum utilizando variables de estado que son medibles y que están en función del tiempo y del espacio.

Se denominan determinísticos porque las condiciones iniciales, condiciones de frontera y las entradas son especificadas previamente. Los procesos hidrológicos del movimiento del agua están representados por ecuaciones en diferencias finitas. Cuando se aplica espacialmente, desde laderas hasta escalas continentales, este modelo puede incorporar la variabilidad espacio-temporal de los forzamientos primarios, como la precipitación, la radiación, y las variaciones de las propiedades de la superficie terrestre, por ejemplo, topografía, suelos, vegetación, etc. (p. 182)

Fatichi *et al.* (2016) aclaran un punto importante: «En la escala de sub-ladera, resuelve el dominio del subsuelo en direcciones horizontales y verticales de una manera que describe la heterogeneidad en una escala igual o mayor que un volumen elemental representativo, para medios porosos» (p. 47).

De modo que este tipo de modelos, no requieren datos hidrológicos y meteorológicos extensos para su calibración, pero se requiere la evaluación de un gran número de parámetros que describen las características físicas de la cuenca (Abbott *et al.*, 1986).

Además, «este tipo de modelos también brindan una mejor comprensión y simulación de las perturbaciones humanas de los sistemas hidrológicos, por ejemplo, los cambios en el clima y el uso de la tierra» (Fatichi *et al.*, 2016, p. 47). Ejemplos de este tipo de modelos son los modelos *SHE*, *MIKE SHE* y *SWAT* (Abbott *et al.*, 1986, p. falta).

4.6. Tipología de modelos hidrológicos de acuerdo al nivel de agregación

Con relación a este punto, Chow *et al.* (1994) afirman que los modelos determinísticos y conceptuales pueden ser agrupados en dos categorías: agregados, donde el sistema se promedia en el espacio o se trata como un único punto sin dimensiones, y distribuidos, donde se considera que los procesos hidrológicos ocurren en múltiples puntos del espacio, definiendo así las variables del modelo como funciones de las dimensiones espaciales.

Tabla 7: Características de los modelos según su clasificación estructural

Modelos empíricos-matemáticos	Modelos conceptuales	Modelos físicamente basados- Modelos basados en procesos
Basado en datos medidos o modelos de caja negra. Son llamados “Modelos estocásticos”.	Paramétricos o modelos de caja gris.	Mecánicos o funcionales, modelos de caja blanca.
Envuelve ecuaciones matemáticas, valores derivados de series de tiempo disponibles.	Basados en modelamiento de reservorios, incluye ecuaciones empíricas con bases físicas.	Basados en distribuciones espaciales. Evaluación de parámetros describiendo características físicas.
Pocas consideraciones de características y procesos del sistema.	Los parámetros son derivados de datos de campo y calibración.	Requiere datos acerca del estado inicial del modelo y la morfología de las cuencas.
Alto poder predictivo, poca profundidad explicatoria.	Simples y pueden ser fácilmente implementados en códigos de cómputo.	Modelo complejo. Requiere experiencia humana y capacidad de cómputo.
No puede ser generado a otras cuencas.	Requiere gran cantidad de datos meteorológicos e hidrológicos.	Sufre problemas relacionados con la escala.
ANN, hidrograma unitario.	Modelo <i>HBV</i> , <i>TOPMODEL</i>	Modelos <i>SHE</i> o <i>MIKE SHE</i> , <i>SWAT</i> .
Valido dentro del contorno de un dominio dado.	Calibración envuelve una curva de ajuste que hace difícil su interpretación física.	Válido para un rango amplio de situaciones.

Fuente: Adaptado de Devia *et al.*,(2015) y Mejía (2017)

Por otro lado, Zubieta (2013) explica que:

Los modelos agregados consideran las cuencas y subcuencas como unidades de trabajo; en cambio, en los modelos distribuidos las unidades tienen generalmente menor tamaño y están definidas de forma más regular. Estas unidades no tienen un significado hidrológico tan definido ni representan elementos hidrográficos concretos. (p. 25)

Por ende, «los modelos agregados han sido históricamente más utilizados

que los distribuidos debido a las limitaciones tanto computacionales como de disponibilidad de datos» (Vieux y Gaur, 2008, p. 264).

4.6.1. Modelos agregados

Sobre este tipo de modelos, Fernández *et al.* (1997) dicen que:

En estos modelos no se considera variabilidad espacial, o, dicho de otro modo, son modelos con una sola celda. Suponiendo que una cuenca hidrográfica vierte en un río, al modelarla de manera agregada consideraremos las entradas por precipitación (*INPUT*) y por otra parte los caudales en un punto en el río a la salida de la cuenca hidrográfica (*OUTPUT*). Los valores de los parámetros (evapotranspiración, infiltración, entre otros) son valores medios para toda la cuenca considerada. Las ventajas de estos modelos son que no necesitan la calibración de demasiados parámetros y una expresión matemática más sencilla, pero la desventaja es que los resultados son valores medios solamente. (p. 310)

4.6.2. Modelos distribuidos

Freeze y Harlan (1969) sugirieron lo siguiente:

A través de la integración numérica de las ecuaciones diferenciales de varios sistemas, los flujos de superficie, subsuelo y base pueden describirse haciendo coincidir las soluciones de un subsistema con las condiciones de contorno relevantes de otro, de manera que la creación de un modelo matemático basado en el conocimiento físico distribuido se convertiría en la tendencia en el desarrollo del modelo. Esta propuesta pareció ser el inicio del estudio de modelos hidrológicos distribuidos, sin embargo, debido a la limitada tecnología del pasado reciente, una gran cantidad de información importante sobre la mayoría de las cuencas hidrográficas, por ejemplo, las características topográficas, no se obtuvo de manera rápida y precisa. (p. 240)

Es preciso decir que «la investigación sustantiva sobre modelos hidrológicos distribuidos no fue bien promovida y articulada hasta que apareció el modelo de elevación digital (DEM)» (Bao *et al.*, 2010, p. 122).

Según Vieux y Gaur (2008):

El avance en la capacidad de procesamiento y la difusión de los SIG han posibilitado que la modelización distribuida sea mucho más factible en la actualidad. En la medida en que los modelos distribuidos se usan más, la necesidad de principios científicos relacionados con la variabilidad espacial, la resolución espacial y temporal, el contenido de la información y la calibración se vuelve más evidente. (p. 266)

La Figura 29 muestra tres grados de discretización de una cuenca hidrográfica:

- a) Modelos agregados, sin discretización. Los datos de entrada y de salida se refieren a la totalidad de la cuenca.
- b) Modelos distribuidos, con discretización según una determinada malla. A cada celda se le asignan valores y parámetros.
- c) Modelos semidistribuidos. En este caso, la cuenca es dividida en sub-cuencas.

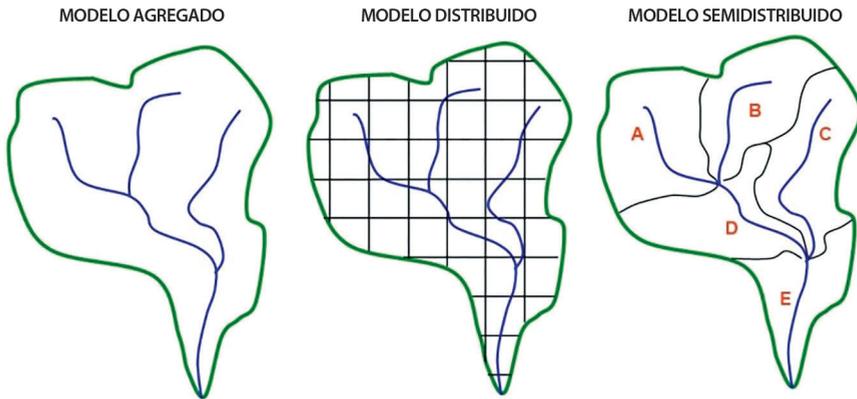


Figura 28: Esquema conceptual de modelos matemáticos en hidrología.
Fuente: Adaptado de Mejía (2017)

4.7. Tipología de modelos hidrológicos según la escala temporal

Weber *et al.* (2010) señalaron que, según la escala temporal, es posible clasificar los modelos hidrológicos en:

- a) De eventos aislados, de corto plazo y diseñados para simular en eventos individuales la transformación de la lluvia en escurrimiento,
- b) De procesos continuos, que son los que toman en cuenta todos los componentes del escurrimiento, incluyendo flujos superficiales, subsuperficiales y subterráneos, cuyo objetivo es tener en cuenta el balance de humedad a largo plazo de toda la cuenca,
- c) De simulación mixta, que son los que intentan representar ambas escalas temporales en una forma computacionalmente económica y con un acuerdo razonable con la realidad. (p. 4016)

4.8. Componentes de los modelos hidrológicos

Según Singh (1995), los componentes básicos de los modelos hidrológicos son cinco:

- a) Procesos y características de la cuenca,
- b) Información de entrada (*Input*),
- c) Ecuaciones que gobiernan la física de los procesos (caja negra, conceptuales y físicamente basados),
- d) Condiciones iniciales y de borde y
- e) Información de salida (*Output*).

4.9. Etapas en el desarrollo de un modelo matemático

El desarrollo de los modelos matemáticos debe seguir los siguientes pasos para evitar soluciones absurdas:

4.9.1. Formulación conceptual y construcción del modelo

Se deben seleccionar las variables y parámetros pertinentes para definir el sistema, con el objetivo de alcanzar los objetivos del modelo. Esto implica establecer las relaciones entre las variables para deducir la expresión matemática correspondiente.

4.9.2. Calibración de los parámetros del modelo

Los valores de los parámetros de un modelo raramente se conocen en su totalidad y, en ocasiones (cuando estos tienen poco sentido físico), son desconocidos por completo. En líneas generales, se trata de elegir la combinación para la cual la correlación entre los valores de las variables de salida generadas por el modelo y las medidas en el sistema real sea coincidente. En algunas ocasiones, realizar la calibración manual es un trabajo casi imposible; por lo que se recurre a la calibración automática basada en algoritmos matemáticos de optimización.

4.9.3. Validación del modelo

La validación consiste en comprobar el adecuado funcionamiento del modelo con una serie de mediciones reales no utilizadas en el proceso de calibración. Aunque la correlación de los resultados no es tan buena como en la calibración, deben obtenerse valores lo bastante cercanos.

4.9.4. Simulación

Luego de la calibración y la validación, se puede utilizar el modelo para realizar pronósticos a futuro.

4.10. Pruebas de bondad de ajuste de modelos

Se pueden emplear diversas medidas de bondad de ajuste de modelos:

Tabla 8: Estadísticos de bondad de ajuste de modelos

Abrev.	Fórmula	Unidades	Definición
r	$r = \frac{S_{obs,gen}}{\sqrt{S_{obs}S_{gen}}}$	-	Expresa la dependencia lineal entre dos variables que, una independiente (X=caudales observados) y la otra dependiente (Y=caudales generados).
S	$S_{obs,gen} = \frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (Q_i - \bar{Q})(Q_{gen,i} - \bar{Q}_{gen})$	-	Covarianza sin sesgo entre los caudales observados y generados:
S	$S_{obs} = \frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (Q_i - \bar{Q})^2$	-	Variancia sin sesgo de los caudales observados
S	$S_{gen} = \frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (Q_{gen,i} - \bar{Q}_{gen})^2$	-	Variancia sin sesgo de los caudales generados
NSE	$NSE = 1 - \frac{\sum_{t=t_1}^{t_f} (Q_{gen,t} - Q_{obs,t})^2}{\sum_{t=t_1}^{t_f} (Q_{obs,t} - \bar{Q}_{obs})^2}$	$Q_{gen,t}$ (m ³ /s); $Q_{obs,t}$ (m ³ /s); \bar{Q}_{obs} (m ³ /s).	El coeficiente de Nash - Shutcliffe es un estadístico normalizado que determina cuánto de la variabilidad de las observaciones (datos medidos) es explicada por la simulación. Si la simulación es perfecta, NSE=1; si se intentase ajustar las observaciones con el valor promedio, entonces NSE=0
PBIAS	$PBIAS = \frac{\sum_{i=1}^n (Q_i^{sim} - Q_i^{obs})}{\sum_{i=1}^n Q_i^{obs}} 100$	-	Es la diferencia entre la predicción esperada del modelo y los valores observados
RMSE	$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (Q_{sim} - Q_{obs})^2}$	-	RMSE es la raíz cuadrada de la suma de los errores elevados al cuadrado. RMSE penaliza con mayor fuerza los errores de mayor magnitud

Fuente: Adaptado de Del Aguila (2021)

Algunos valores sugeridos para la toma de decisiones después de utilizar modelos se resumen en la Tabla 9 (siguiente página):

Los modelos son herramientas fundamentales para los hidrólogos que se enfrentan a sistemas del mundo real, complejos y con interacción de un buen número de elementos, y se aplican en la comprensión y gestión de los recursos hídricos.

Tabla 9: Criterios de rendimiento de modelos hidrológicos

Estadístico	Valores	Calificación de rendimiento
Coeficiente de Nash - Sutcliffe (NSE)	$0.75 < NSE \leq 1.00$	Excelente
	$0.65 < NSE \leq 0.75$	Bueno
	$0.50 < NSE \leq 0.65$	Satisfactorio
	$0.40 < NSE \leq 0.50$	Aceptable
	$NSE \leq 0.40$	Malo
Coeficiente de correlación (r)	$r \geq 0.5$	Satisfactorio
	$0 \leq r < 0.5$	Malo
Porcentaje del BIAS	$PBIAS < \pm 10$	Excelente
	$\pm 10 \leq PBIAS < \pm 15$	Bueno
	$\pm 15 \leq PBIAS < \pm 25$	Satisfactorio
	$PBIAS > \pm 25$	Malo
Raíz cuadrada del error medio cuadrático (RMSE)	Valor inferior a la mitad de la desviación estándar	Satisfactorio
Relación entre la raíz cuadrada del error medio cuadrático y la desviación estándar. RSR = RMSE / DESVESTA	$0.00 < RSR < 0.50$	Excelente
	$0.50 < RSR < 0.60$	Bueno
	$0.60 < RSR < 0.70$	Satisfactorio
	$RSR > 0.70$	Malo

Fuente: Moriasi *et al* (2007)

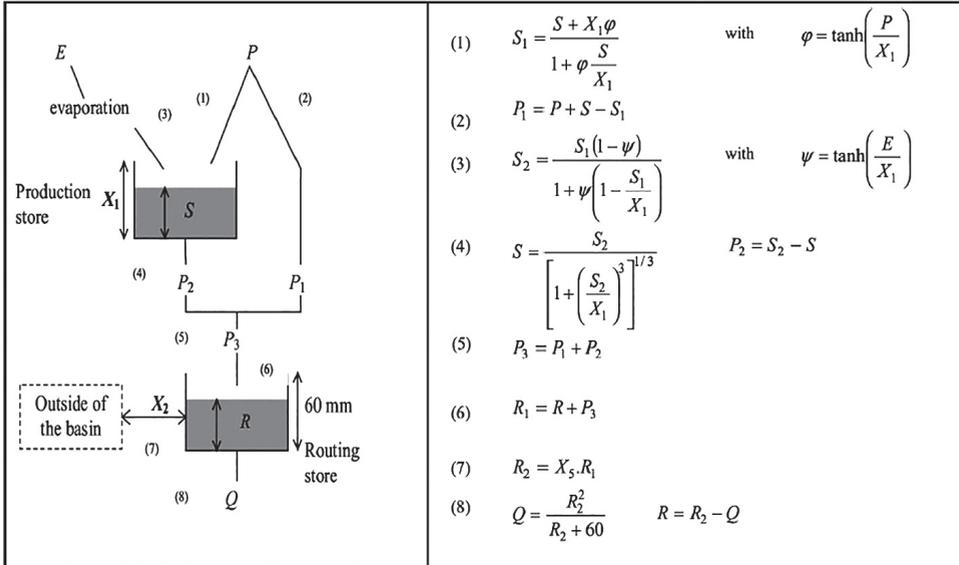
4.11. Algunos modelos hidrológicos utilizados en cuencas andinas

4.11.1. Modelo GR2M

Mouelhi *et al.* (2006) señalan lo siguiente:

El modelo GR2M es un modelo desarrollado por el Cemagref (Centro de Investigación Agrícola e Ingeniería Ambiental, Francia) a finales de los años 80, y es un modelo global, simple que reconstruye los caudales a partir de la precipitación y la evapotranspiración. GR2M está definido para usarse de manera mensual y se basa en la relación de transformación de la lluvia en escorrentía. (p. 202)

Mena (2010) afirma que «este modelo simula la escorrentía de una cuenca basada en el concepto de ‘Soil Moisture Accounting’ (contabilidad de la humedad del suelo)» (p. 54). El modelo conceptual es el siguiente:



$$\begin{aligned}
 (1) \quad S_1 &= \frac{S + X_1 \varphi}{1 + \varphi \frac{S}{X_1}} && \text{with } \varphi = \tanh\left(\frac{P}{X_1}\right) \\
 (2) \quad P_1 &= P + S - S_1 \\
 (3) \quad S_2 &= \frac{S_1(1 - \psi)}{1 + \psi\left(1 - \frac{S_1}{X_1}\right)} && \text{with } \psi = \tanh\left(\frac{E}{X_1}\right) \\
 (4) \quad S &= \frac{S_2}{\left[1 + \left(\frac{S_2}{X_1}\right)^3\right]^{1/3}} && P_2 = S_2 - S \\
 (5) \quad P_3 &= P_1 + P_2 \\
 (6) \quad R_1 &= R + P_3 \\
 (7) \quad R_2 &= X_5 \cdot R_1 \\
 (8) \quad Q &= \frac{R_2^2}{R_2 + 60} && R = R_2 - Q
 \end{aligned}$$

Figura 28: Esquema conceptual de modelos matemáticos en hidrología.
 Fuente: Adaptado de Mejía (2017)

Respecto al reservorio de producción «suelo», el Cemagref (2009) indica:

(...) se basa en la variación del almacenamiento de la humedad del suelo (S), el cual varía según la precipitación (P), evaporación (E) y percolación (P_2). El reservorio de transferencia, cumple con una ley de vaciado cuadrática que da origen al escurrimiento total (Q).

Todas las cantidades (entradas, salidas y variables internas) están expresadas en milímetros (mm). En las ecuaciones del modelo, P y E representan la precipitación y la evaporación potencial promediadas sobre la cuenca.

Debido a la precipitación, el almacenamiento en el tanque de producción, S, se convierte en S_1 , obtenido por medio de la siguiente expresión:

$$S_1 = \frac{S + X_1 \tanh\left(\frac{P}{X_1}\right)}{1 + \frac{S}{X_1} \tanh\left(\frac{P}{X_1}\right)} \tag{Ec.104}$$

Donde X_1 representa la máxima capacidad de almacenamiento del tanque de producción (parámetro del modelo expresado en mm). El exceso de precipitación, P_1 , se calcula como:

$$P_1 = P + S - S_1 \tag{Ec.105}$$

Debido a la evaporación (el cálculo de la evaporación real depende del valor de E), S_1 se convierte en S_2 :

$$S_2 = \frac{S_1(1 - \text{Tanh}(\frac{E}{X_1}))}{1 + (1 - \frac{S_1}{X_1})\text{Tanh}(\frac{E}{X_1})} \quad (\text{Ec.106})$$

Posteriormente, una cantidad de agua P_2 es liberada del tanque de producción como percolación. De esta manera, S_2 toma un nuevo valor S , el cual representa el almacenamiento inicial en el siguiente mes:

$$S = \frac{S_2}{\left[1 + \left(\frac{S_2}{X_1}\right)^3\right]^{1/3}} \quad (\text{Ec.107})$$

$$P_2 = S_2 - S \quad (\text{Ec.108})$$

La suma de P_1 y P_2 es la cantidad de agua que entra en el tanque de tránsito:

$$P_3 = P_1 + P_2 \quad (\text{Ec.109})$$

El nivel inicial en tanque de tránsito, R se actualiza como:

$$R_1 = R + P_3 \quad (\text{Ec.110})$$

Luego se calcula el término de intercambio de agua F :

$$F = (X_2 - 1)R_1 \quad (\text{Ec.111})$$

Donde X_2 es un parámetro adimensional (coeficiente de intercambio de aguas subterráneas). Si X_2 es mayor que 1, F representa una ganancia de agua para la cuenca, y si es menor que 1 representa una pérdida. El nuevo nivel en el tanque de tránsito es:

$$R_2 = X_2 * R_1 \quad (\text{Ec.112})$$

La descarga a la salida de la cuenca de interés se calcula a partir de la siguiente expresión:

$$Q = \frac{R_2^2}{R_2 + X_4} \quad (\text{Ec.113})$$

Donde X_4 es la máxima capacidad del tanque de tránsito y tiene un valor de 60 mm. Finalmente, el nivel en el tanque de tránsito al inicio del siguiente mes se calcula como:

$$Q = \frac{R_2^2}{R_2 + X_4} \quad (\text{Ec.114})$$

Los parámetros que deben ser calibrados en el modelo GR2M son X_1 y X_2 . Los procesos físicos en la cuenca están representados por el almace-

namiento de agua en el suelo, almacenamiento en el tanque de producción (S), la infiltración, la evaporación real (E), la percolación (P_2), tránsito de escorrentía (P_1 y P_2), y flujo de agua subterránea (F).

4.11.2. Modelo SWAT

Valdivieso y Naranjo (2003) describen el *Soil and Water Assessment Tool* (SWAT) de la siguiente manera:

Es un modelo hidrológico distribuido, continuo y de paso diario, diseñado por el Departamento de Agricultura de los Estados Unidos en conjunto con la Universidad de Texas A&M. Este modelo es de obtención gratuita y disponible en internet desde: <http://swat.tamu.edu/software/swat-executables/> tanto para sistemas operativos Windows y GNU/Linux. SWAT permite simular la generación de escurrimiento y sedimentos en cuencas hidrográficas, así como el efecto que tienen las prácticas agronómicas, incluyendo el uso de pesticidas, fertilizantes y derivados biológicos, sobre la calidad del agua de dichas cuencas. SWAT está definido por ocho componentes: hidrología, clima, erosión y sedimentación, temperatura del suelo, crecimiento de plantas, nutrientes, pesticidas y manejo del suelo. Para propósitos hidrológicos se tienen en cuenta los componentes de hidrología y clima principalmente. (p. 2)

Según Ruiz *et al.* (2012), «el modelo que integra a la hidrología subterránea, la hidrometeorología y las características físicas de la cuenca es conocido como balance hídrico (BH)» (p. 2).

Uribe (2010) explica en los sucesivos términos que el balance hídrico implica calcular tanto las entradas como las salidas de agua y energía dentro de una cuenca. La principal entrada es la precipitación, mientras que las salidas incluyen los flujos de agua provocados por la evaporación, la transpiración de las plantas, la recarga de aguas subterráneas y la escorrentía. Este balance puede ser calculado para un perfil de suelo, una parcela o toda una cuenca.

La ecuación del balance hídrico de SWAT se expresa así:

$$SW_t = SW + \sum_{i=1}^t (R_i - Q_i - ET_i - P_i - QR_i) \quad (\text{Ec.115})$$

Donde:

- SW_t = Contenido final de agua en el suelo (mm).
- SW = Cantidad inicial de agua en el suelo (mm).
- t = Tiempo (en días).
- R_i = Lluvia caída en el periodo de análisis (mm).
- Q_i = Escorrentía (mm).

ET_i = Evapotranspiración (mm).

P_i = Percolación (mm).

QR_i = Flujo de retorno (mm).

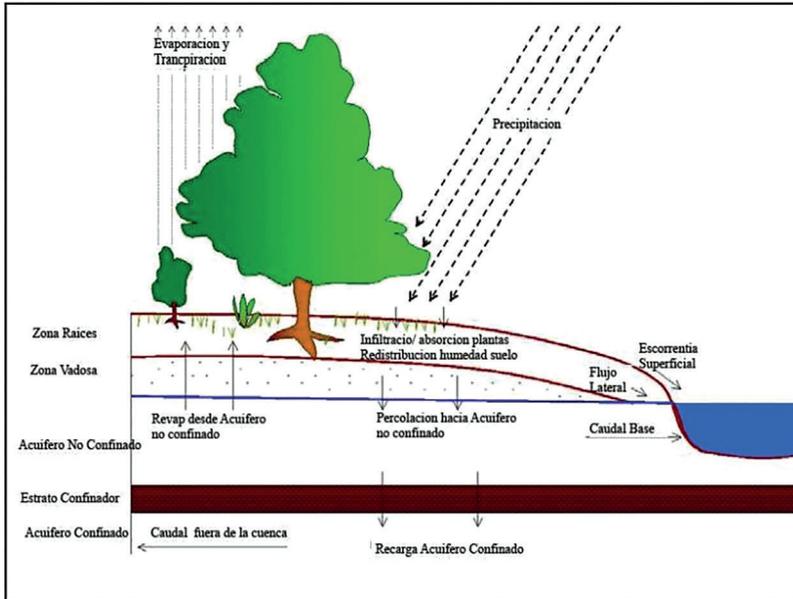


Figura 31: Esquema del ciclo hidrológico simulado con SWAT.

Fuente: Neitsch *et al.*, (2005)

Sobre la clasificación del modelo SWAT, Neitsch *et al.* (2005) afirman que:

El SWAT es espacialmente semidistribuido, porque usa una aproximación mixta entre ráster y vector. La cuenca se divide en subcuencas, y la información es organizada para cada subcuenca dentro de las categorías de: clima, unidades de respuesta hidrológica (HRU), embalses, agua subterránea y cauce principal que drena cada subcuenca. La hidrología de la cuenca está conceptualmente dividida en: a) procesos en laderas y b) procesos dentro del cauce. La carga de agua, sedimentos, nutrientes y pesticidas hacia el cauce, producida en cualquiera de las subcuencas, es controlada por los procesos en las laderas. Los procesos en el cauce determinan después el movimiento del agua, sedimentos y contaminantes desde la red hídrica hacia la salida de la cuenca. (p. 3)

Dado que el modelo utiliza la escala de tiempo diaria, puede aplicarse en zonas donde no existan datos meteorológicos subdiarios.

Además, Neitsch *et al.* (2005) explican las Unidades de Respuesta Hidrológica (HRU) de la siguiente manera:

Es la unidad espacial en la cual ocurren los cálculos de los procesos hidrológicos. Éstas se asumen homogéneas con respecto a sus propiedades hidrológicas y son derivadas semiautomáticamente por el modelo, a partir de una base de datos espacial con el uso de suelo, tipo de suelo, modelo de elevación digital y ciertos criterios definidos por el usuario. La hidrología de la cuenca es conceptualmente dividida en dos etapas mayores: (a) etapa terrestre del ciclo hidrológico y (b) etapa de transporte. La contribución de caudal en el cauce principal de cada subcuenca es controlada por la fase terrestre. La etapa de transporte después determina el movimiento del agua a través de la red de canales hasta los puntos internos de control (estaciones de medición de caudales) y hasta la salida de la cuenca. (p. 4)

4.11.3. Componentes del modelo SWAT

Unidad de Respuesta Hidrológica (HRU)

Del Águila (2021) considera la HRU como:

Áreas de una cuenca que son homogéneas en razón de su respuesta hidrológica y características geo climáticas; está conformada frecuentemente por áreas dispersas, desconectadas entre sí, pero que mantienen propiedades comunes de especial importancia hidrológica, como son: pendiente (determina la velocidad de la escorrentía superficial), elevación, tipo de suelo, cobertura vegetal, usos de suelo, etc. (p. 72)

Escorrentía superficial - Método Curva Número (CN)

Del Águila (2021) expresa lo siguiente:

El *SWAT* simula volúmenes de superficie de escorrentía y promedios máximos de escorrentía para cada HRU, utilizando las cantidades diarias o subdiarias de lluvia. La cantidad de escorrentía es estimada aplicando la metodología de la Curva Número del Servicio de Conservación de Suelos (SCS) de los Estados Unidos, con datos de lluvia diarios y está en función de características de la cuenca como uso de la tierra, propiedades del suelo y condiciones de humedad de la cuenca en el momento de ocurrir la precipitación. p. 73)

Infiltración

Según Fernández (2017), la tasa inicial de infiltración:

(...) depende del contenido de humedad del suelo antes de la introducción de agua en la superficie terrestre. La tasa final de infiltración equivale a la conductividad hidráulica saturada del suelo. La cantidad de agua que entra el perfil de suelo se calcula como la diferencia entre la cantidad de lluvia y la cantidad de escorrentía de superficie. El método de infiltración

Green & Ampt, modela directamente la infiltración, pero requiere los datos de precipitación en incrementos más pequeños de tiempo. (p. 13)

Por su parte, Valdivieso y Naranjo (2003) expresan así:

El agua que penetra en el suelo (infiltración) puede tomar varios caminos: incrementar la humedad del suelo en la zona radical, moverse sub-superficialmente como flujo lateral hacia los canales de drenaje, recargar acuíferos poco profundos y acuíferos profundos. El *SWAT* considera flujo lateral, percolación y flujo de retorno. (p. 3)

a) Clima

Al respecto, Uribe (2010) indica:

El clima de una cuenca provee los *inputs* de humedad y energía que controlan el balance hídrico y determina la importancia relativa de los distintos componentes ciclo hidrológico. Las variables climáticas utilizadas por *SWAT* son: precipitación diaria, temperatura máxima/mínima del aire, radiación solar, velocidad del viento y humedad relativa. Los *inputs* pueden ser series de datos observados o generados durante la simulación por el generador climático incorporado. (p. 8)

b) Evapotranspiración

Uribe (2010) argumenta que:

La evapotranspiración define los procesos en el que agua en fase líquida y sólida se convierte en vapor atmosférico. La evapotranspiración incluye evaporación de ríos y lagos, suelo descubierto, superficies vegetativas, transpiración desde las hojas de las plantas y la sublimación desde superficies de hielo y nieve. El modelo automatiza la evaporación de suelos y plantas separadamente. La evaporación verdadera del agua en el suelo se estima utilizando funciones exponenciales de profundidad de suelo y contenido de agua. La transpiración de la planta se simula como una función lineal de la evapotranspiración potencial e índice de área foliar de las hojas. (p. 8)

c) Evapotranspiración potencial

El *SWAT* estima evapotranspiración potencial mediante diversas fórmulas, como Penman-Monteith, Priestly-Taylor o Hargreaves. Por defecto, utiliza la fórmula de Hargreaves.

d) Redistribución

Uribe (2010) expone lo siguiente:

La redistribución se refiere al movimiento continuo de agua por el perfil del suelo después de la entrada del agua (por precipitación o irrigación).

El componente de la redistribución de *SWAT* usa un almacenamiento que dirige la técnica para predecir el flujo por cada capa de suelo en la zona principal. El flujo hacia abajo, ocurre cuándo la capacidad de espacio de una capa de suelo es excedida y la capa por debajo no está saturada. La tasa del flujo es gobernada por la conductividad saturada de la capa de suelo (conductividad hidráulica). La redistribución es afectada por la temperatura del suelo. Si la temperatura en una capa particular es de 0°C o debajo, ninguna redistribución es permitida. (p. 12)

e) Percolación

En relación con la percolación, Fernández (2017) sostiene que:

Usa una técnica de almacenamiento que predice el flujo a través de cada capa de suelo en la zona de raíces. El flujo hacia abajo se presenta cuando se excede la capacidad de campo (CC) de una capa de suelo y cuando la capa inferior no está saturada. (p. 14)

f) Flujo lateral subsuperficial.

Fernández (2017) explica que:

El flujo lateral o inter flujo subterráneo lateral, es una contribución de la corriente de flujo que se origina debajo de la superficie, pero por encima de la zona donde el suelo está saturado con agua. El flujo subterráneo lateral en el perfil de suelo (0 – 2m) se calcula simultáneamente con redistribución. Un modelo cinemático del almacenamiento se utiliza para predecir el flujo lateral en cada capa de suelo. (p. 14)

g) Flujo base (flujo de retorno)

Arnold *et al.* (2012) afirman que:

El flujo base, es el volumen de agua subterránea originado en el manto freático. El *SWAT* divide el agua subterránea en dos sistemas de acuíferos: un acuífero superficial y libre, que contribuye al flujo de regreso a las corrientes dentro de la cuenca hidrográfica y un acuífero profundo y limitado que contribuye al flujo de retorno a las corrientes fuera de la cuenca. El agua que filtra más allá del fondo de la zona de raíz se divide en dos fracciones, cada fracción se convierte en recarga para cada uno de los acuíferos. Además de retornar al flujo, el agua almacenada en el acuífero superficial puede abastecer de nuevo humedad en el perfil del suelo en condiciones muy secas o es absorbido directamente por la planta. Una constante de recesión derivada a partir de datos diarios de flujo se usa para retardar el flujo del acuífero a la corriente de agua. (p. 1492)

4.11.4. Calibración con SWAT-CUP

En la actualidad, existen métodos automatizados que pueden hacer que la calibración y validación sean procesos más rápidos, como *SWAT-CUP* (*Calibration and Uncertainty Programs for SWAT*); el cual ha tenido un buen desempeño en la calibración de varias cuencas en todo el mundo.

Abbaspour (2015) expone lo siguiente sobre *SWAT-CUP*:

Es un programa de dominio público que dispone de diferentes aplicaciones para el análisis de sensibilidad, calibración, validación y análisis de incertidumbre, e incluye cinco algoritmos: Ajuste de Incertidumbre Secuencial (SUFI-2), Probabilidad de Incertidumbre Generalizada (GLUE), Solución de Parámetros (ParaSol) y los Métodos de Inferencia Bayesiana (MCMC).

El algoritmo SUFI-2 permite definir los parámetros y los rangos de las variables que el modelador considera necesarias evaluar su sensibilidad a través de los coeficientes t-Stat y P-Valor, los cuales están íntimamente relacionados. El primero calcula la diferencia en unidades de error estándar, y el segundo determina la significancia de un parámetro a partir del análisis de probabilidad de que la variable escogida tiene algún efecto en el criterio de desempeño.

Además, mapea todas las incertidumbres (parámetro, modelo conceptual, entrada, etc.) sobre los parámetros (expresados como distribuciones uniformes o rangos) e intenta capturar la mayoría de los datos medidos dentro de la incertidumbre de predicción del 95% (95PPU) del modelo en un proceso iterativo. (p. 20)

Por ende, «en la validación se busca conocer la capacidad del modelo calibrado, para continuar simulando correctamente, sin ajuste de parámetros, durante un periodo adicional» (Gupta y Sorooshian, 1985, p. 58).

4.12. Modelo Lutz Scholtz

En el Plan Meriss II (1980) se establece que:

Lutz Scholtz propuso un modelo hidrológico para cuencas de la sierra peruana, entre los años 1979 y 1980 en el marco de la Cooperación Técnica de la República de Alemania, el cual ha sido utilizado por técnicos de entidades nacionales encargadas de la gestión de los recursos hídricos como la Autoridad Nacional del Agua (ANA) y el Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología (SENAMHI) en el Perú. Este modelo es combinado, porque cuenta con una estructura determinística para el cálculo de los caudales mensuales para el año promedio (Balance Hídrico – Modelo Determinístico); y una estructura estocástica para la generación de series

extendidas de caudal (Proceso Markoviano – Modelo Estocástico). (p. 11)

Najarro (2015) señala en su estudio que:

Determinado el hecho de la ausencia de caudales en la sierra peruana, el modelo se desarrolló tomando en cuenta parámetros físicos y meteorológicos de las cuencas, que puedan ser obtenidos a través de mediciones cartográficas y de campo. Los parámetros más importantes del modelo son los coeficientes para la determinación de la Precipitación Efectiva, déficit de escurrimiento, retención y agotamiento de las cuencas. (p. 9)

Por último, Terán (2014) expresa de manera contundente lo siguiente:

Este modelo fue implementado con fines de pronosticar caudales a escala mensual, teniendo una utilización inicial en estudios de proyectos de riego y posteriormente extendiéndose el uso del mismo a estudios hidrológicos con prácticamente cualquier finalidad (abastecimiento de agua, hidroelectricidad etc.). Los resultados de la aplicación del modelo a las cuencas de la sierra peruana, han producido una correspondencia satisfactoria respecto a los valores medidos. (p. 38)

4.12.1. Ecuación del Balance Hídrico en el modelo Lutz Scholtz

En su análisis reciente, Del Águila (2021) hace referencia al Plan Meris II (1980), resaltando que:

El balance hídrico mensual en mm/mes es expresado como:

$$CM_i = P_i - D_i + G_i - A_i \quad (\text{Ec.117})$$

Donde:

- CM_i = Ecurrimiento mensual (mm/mes).
- P_i = Precipitación mensual en la cuenca (mm/mes).
- D_i = Déficit de escurrimiento (mm/mes).
- G_i = Gasto de la retención de la cuenca (mm/mes).
- A_i = Abastecimiento de la retención (mm/mes).

Asunciones del modelo: 1) En períodos largos, el Gasto y Abastecimiento de la retención tienen el mismo valor, es decir, $G_i = A_i$; y 2) Para el año promedio, parte de la precipitación regresa a la atmósfera por evaporación. Al reemplazar (P-D) por (C.P), transformando unidades de mm/mes a m^3/s , la ecuación 117 se convierte en la ecuación del Método Racional:

$$Q = c \cdot C.P.A \quad (\text{Ec.118})$$

Donde:

- Q = Caudal (m^3/s).
 c' = Coeficiente de conversión del tiempo (mes/s).
 C = Coeficiente de escorrentía (adimensional).
 P = Precipitación total mensual (mm/mes).
 A = Área de la cuenca (m^2).

4.12.2. Coeficiente de escorrentía (C)

Es importante distinguir entre lluvias torrenciales para el cálculo de avenidas y el caso del caudal anual determinado a partir de la precipitación anual.

Por ejemplo, Linsley y Hohler (1977) indican que los valores de C para el diseño de drenes y otros pequeños proyectos de control de agua varían de 0.05 y 0.85 dependiendo de la superficie. Chow (1994) revela que los valores de C varían entre 0.10 y 0.50 en función del tipo de suelo y la cobertura vegetal ($C=0.35$ para pastos sobre limo). En el caso del modelo Lutz Scholtz, este recomienda utilizar la fórmula de L. Turc.

4.12.3. Fórmula de L. Turc

Fue determinada a partir de observaciones realizadas en 254 cuencas del planeta:

$$C = \frac{P-D}{P} \quad (\text{Ec.119})$$

Donde:

- C = Coeficiente de escorrentía (adimensional),
 P = Precipitación total anual (mm/año), y
 D = Déficit de escurrimiento (evapotranspiración) (mm/año).

Fórmula D:

$$D = P \frac{1}{\left(0.9 + \frac{P^2}{L^2}\right)^{\left(\frac{1}{2}\right)}} \quad (\text{Ec.120})$$

$$L = 300 + 25(T) + 0.05(T)^3 \quad (\text{Ec.121})$$

Donde:

- L = Coeficiente de temperatura, y
 T = Temperatura media anual ($^{\circ}C$).

Fórmula de C propuesta por la Misión Alemana (de observaciones en Cusco y Huancavelica):

$$C = 3.16E12(P^{-0.571})(EP^{-3.686}) \quad r = 0.96 \quad (\text{Ec.122})$$

$$D = -1380 + 0.872(P) + 1.032(EP); \quad r = 0.96 \quad (\text{Ec.123})$$

Donde:

- C = Coeficiente de escurrimiento (mm/año).
- D = Déficit de escurrimiento (mm/año).
- P = Precipitación total anual (mm/año).
- EP = Evapotranspiración anual según Hargreaves (mm/año).
- r = Coeficiente de correlación (adimensional).

Adicionalmente, la Misión Alemana estableció ecuaciones empíricas para el cálculo del coeficiente de esorrentía para la zona de Junín (Tabla 10) que podrían ser probadas en la región de Ayacucho.

Tabla 10: Ecuaciones empíricas para el cálculo de C anual en la región Junín

Ecuación empírica	Coef. Correlación	Variables involucradas	Nº Ec.
$\hat{C} = -0.053 + 2.57E^{-4}P + 0.0245T$	r = 0.85	Precipitación y temperatura	124
$\hat{C} = 2.24 - 0.0661T + 0.0544T^2$	r = 0.91	Temperatura	125
$\hat{C} = 783P^{0.345}EP^{-1.438}$	r = 0.82	Precipitación y evapotranspiración	126
$\hat{C} = 50.6 - 0.088EP + 3.84E^{-5}EP^2$	r = 0.91	Evapotranspiración	127
$\hat{C} = 5.33 + 0.0858 \ln P - 0.796 \ln EP$	r = 0.80	Precipitación y evapotranspiración	128

Fuente: Plan Meriss II (1980)

4.12.4. Estimación de la evapotranspiración potencial con Hargreaves

$$EP = 0.0075(RSM)(TF)(FA) \quad (\text{Ec.129})$$

$$RSM = 0.075(RA)\sqrt{\frac{n}{N}} \quad (\text{Ec.130})$$

$$FA = 1 + 0.06(AL) \quad (\text{Ec.131})$$

Donde:

- RSM = Radiación solar media (mm H₂O /año).
- TF = Componente de temperatura.
- FA = Coeficiente de corrección por altura.
- TF = Temperatura promedio anual (°F).
- RA = Radiación extraterrestre (mm H₂O /año).
- n/M = Razón entre insolación actual y posible (%).
- AL = Altura promedio de la cuenca (km).

En la estimación de la temperatura anual, se utilizan los datos registrados en las estaciones meteorológicas y el gradiente de temperatura de $-6.5\text{ }^{\circ}\text{C}/1000\text{ m}$ de altura (actual), determinado para la sierra. Cuando se planteó el modelo, el gradiente térmico era de $-5.3\text{ }^{\circ}\text{C}/1000\text{ m}$.

4.12.5. Precipitación efectiva

Plan Meris II (1980) sostiene que:

Para el cálculo de la precipitación efectiva se asume que los caudales promedio observados en la cuenca pertenecen a un estado de equilibrio entre gasto y abastecimiento de la retención. La precipitación efectiva se calcula para el coeficiente de escurrimiento promedio, de tal forma que la relación entre precipitación efectiva y precipitación total, resulta igual al coeficiente de escorrentía. (p. 25)

Según el informe del USDA (1967), se establece que para fines hidrológicos, se toma como precipitación efectiva la parte de la precipitación total mensual, que corresponde al déficit según el método del *United States Bureau of Reclamation*, la precipitación efectiva hidrológica es la antítesis de la precipitación efectiva en los cultivos.

La Tabla 11 muestra los valores de precipitación efectiva según el incremento de la precipitación por cada tipo de curva.

Tabla 11: Precipitación efectiva (PE) según el Bureau of Reclamation

P mm	PE (mm)		
	Curva I	Curva II	Curva III
0.0	0.0	0.0	0.0
10.0	0.0	1.0	2.0
20.0	0.0	2.0	4.0
30.0	0.0	3.0	6.0
40.0	0.5	4.0	8.0
50.0	1.0	6.0	11.0
60.0	1.5	8.0	14.0
70.0	3.0	10.0	18.0
80.0	4.0	14.0	24.0
90.0	5.5	18.0	30.0
100.0	8.0	23.0	39.0
110.0	11.0	29.0	48.0
120.0	15.0	36.0	58.0
130.0	19.0	43.0	68.0
140.0	24.0	52.0	78.0
150.0	30.0	60.0	88.0

Fuente: USDA (1967)

Para el cálculo de la precipitación efectiva, se debe usar la siguiente expresión:

$$PE = a_0 + a_1P + a_2P^2 + a_3P^3 + a_4P^4 + a_5P^5 \quad (\text{Ec.132})$$

Donde:

- PE = Precipitación efectiva (mm/mes).
- P = Precipitación total mensual (mm/mes).
- a_i = Coeficiente del polinomio.

La Figura 40 muestra la porción de precipitación por tipo de curva, correspondiéndole a la curva I un coeficiente de escorrentía (C) igual a 0.15, a la curva II un C de 0.30 y para la curva III un C de 0.45.

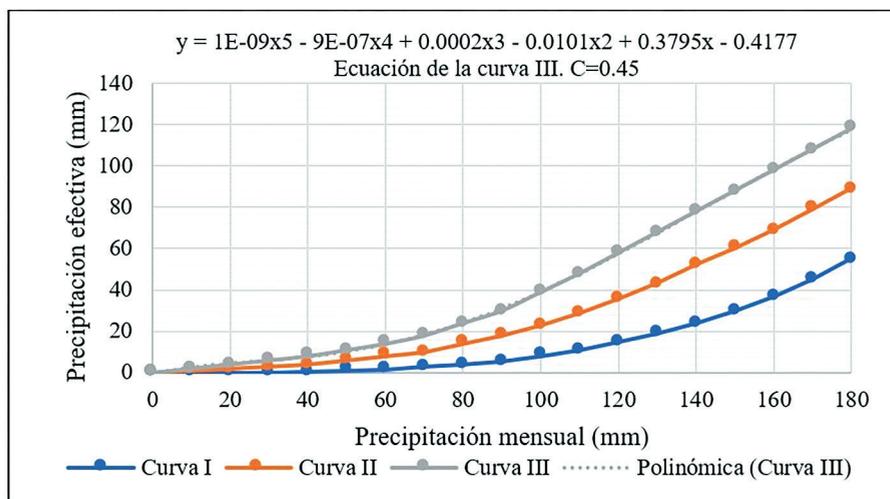


Figura 32: Porción de precipitación efectiva. Fuente: Plan Meriss II (1980).

Los valores límite de precipitación efectiva (Tabla 12) y los coeficientes a_i para valores de C comprendidos entre 0.15 y 0.45 dentro del polinomio de grado 5 (Tabla 13).

Tabla 12: Precipitación efectiva – límite superior

Tipo de Curva	PE	Límite
Curva I	PE = P - 120.6	P > 177.8 mm/mes
Curva II	PE = P - 86.4	P > 152.4 mm/mes
Curva III	PE = P - 59.7	P > 127.0 mm/mes

Fuente: USDA (1967)

Tabla 13: Precipitación efectiva - coeficientes

Coef.	Curva I	Curva II	Curva III
a ₀	-0.047000	-0.106500	-0.417700
a ₁	0.009400	0.147700	0.379500
a ₂	-0.000500	-0.002900	-0.010100
a ₃	2.00E-05	5.00E-05	2.00E-04
a ₄	-5.00E-08	-2.00E-07	-9.00E-07
a ₅	2.00E-10	2.00E-10	1.00E-09

Fuente: Plan Meriss II (1980)

El caudal anual de la cuenca (igual al volumen anual de PE), se obtiene de:

$$C = \frac{Q}{P} = \sum_{i=1}^{12} \frac{PE_i}{P} \quad (\text{Ec.133})$$

Donde:

C = Coeficiente de escurrimiento.

Q = Caudal anual (mm/mes).

P = Precipitación total anual (mm/mes).

4.12.6. Retención de la cuenca (R_i)

Se supone una condición de equilibrio entre el gasto y abastecimiento de la cuenca, de modo que el caudal total sea igual a la precipitación efectiva anual. La contribución de la reserva hídrica al caudal se puede calcular mediante las siguientes expresiones:

$$R_i = CM_i - P_i \quad (\text{Ec.134})$$

$$CM_i = PE_i + G_i - A_i \quad (\text{Ec.135})$$

Donde:

CM_i = Escurrimiento mensual.

PE_i = Precipitación efectiva mensual.

R_i = Retención de la cuenca.

G_i = Gasto de la retención.

A_i = Abastecimiento de la retención.

R_i es igual a G_i para valores mayores que cero y R_i es igual a A_i para valores menores que cero, todos en mm/mes.

Al sumar los valores de G o A respectivamente, se obtiene la retención total de la cuenca para el año promedio, que —para el caso de las cuencas de la sierra— varía de 43 a 188 mm/año (Tabla 14).

Tabla 14: Lámina acumulada según tipo de aporte dentro de la cuenca (mm/año)

Tipo de aporte	Lámina acumulada (mm/año)		
	Pendiente de la cuenca		
	2%	8%	12%
Napa freática	300	250	200
Lagunas - pantanos	500		
Nevados	500		

Fuente: Plan Meriss II (1980)

4.12.7. Relación entre descargas (Q_t/Q_0)

La descarga en la estación seca se calcula mediante de la siguiente expresión:

$$Q_t = Q_0 e^{-at} \quad (\text{Ec.136})$$

Donde:

- Q_t = Descarga en el tiempo t.
- Q_0 = Descarga inicial.
- a = Coeficiente de agotamiento.
- t = Tiempo.

Cuando comienzan las lluvias, el proceso de agotamiento de la reserva hídrica finaliza, dando inicio al abastecimiento de los almacenes hídricos.

4.12.8. Coeficiente de agotamiento (a)

A través de la ecuación 131, se puede calcular el coeficiente de agotamiento «a» basado en datos hidrométricos. Este coeficiente no permanece constante durante toda la estación seca, ya que disminuye gradualmente. Por motivos prácticos, se puede ignorar la variación del coeficiente «a» durante la estación seca utilizando un valor promedio.

El coeficiente de agotamiento de la cuenca presenta una dependencia logarítmica del área de la cuenca.

$$a = f(\ln A) \quad (\text{Ec.137})$$

$$a = 3.1249 E 67(A)^{-0.1144} (EP)^{-19.336}(T)^{-3.369} (R)^{-1.429} \quad r = 0.86 \quad (\text{Ec.138})$$

Plan Meris II (1980) indica que:

Se puede determinar el coeficiente de agotamiento real mediante aforos repetidos en el río durante el estiaje; si esto no es posible, se pueden utilizar

ecuaciones de «a» según cuatro clases de cuenca:

a) Con agotamiento muy rápido debido a temperaturas elevadas ($>10\text{ }^{\circ}\text{C}$) y retención que varía de reducida (50 mm/año) a mediana (80 mm/año):

$$a = -0.00252 (\text{Ln } A) + 0.034 \quad (\text{Ec.139})$$

b) Con agotamiento rápido y retención entre 50 y 80 mm/año, y vegetación poco desarrollada (puna):

$$a = -0.00252 (\text{Ln } A) + 0.030 \quad (\text{Ec.140})$$

c) Con agotamiento mediano y retención mediana (80 mm/año), y vegetación mezclada (pastos, bosques y terrenos cultivados):

$$a = -0.00252 (\text{Ln } A) + 0.026 \quad (\text{Ec.141})$$

d) Con agotamiento reducido debido a la alta retención ($>100\text{ mm/año}$) y vegetación mixta:

$$a = -0.00252 (\text{Ln } A) + 0.023 \quad (\text{Ec.142})$$

Donde:

- a = Coeficiente de agotamiento (día),
- A = Área de la cuenca (km^2),
- EP = Evapotranspiración potencial anual (mm/año),
- T = Duración de la temporada seca (días), y
- R = Retención total de la cuenca (mm/año).

4.12.9. Almacenamiento hídrico

Plan Meris II (1980) considera tres tipos de almacenes hídricos naturales que inciden en la retención de la cuenca: acuíferos, lagunas y pantanos, y nevados. La determinación de la lámina «L» está dado por:

► **Acuíferos**

$$L_A = -750(I) + 315 \quad \text{en mm/año} \quad (\text{Ec.143})$$

Siendo L_A la lámina específica de acuíferos (mm/año) e I la pendiente de desagüe ($\leq 15\%$).

► **Lagunas y pantanos**

$$L_L = 500 \text{ mm/año}$$

Siendo L_L la lámina específica de lagunas y pantanos (mm/año).

► **Nevados**

$$L_N = 500 \text{ mm/año}$$

Siendo L_N la lámina específica de nevados (mm/año).

4.12.10. Abastecimiento de la retención (A_i)

Los coeficientes mensuales expresados en porcentaje del abastecimiento total anual se muestran en la Tabla 15.

Tabla 15: Almacenamiento hídrico durante la época de lluvias (%)

Región	Oct	Nov	Dic	Ene	Feb	Mar	Total
Cusco	0	5	35	40	20	0	100
Huancavelica	10	0	35	30	20	5	100
Junín	10	0	25	30	30	5	100
Cajamarca	20	0	0	20	25	35	100

Fuente: Plan Meriss II (1980)

La lámina de agua A_i que entra en la reserva de la cuenca se exhibe en forma de déficit mensual de la Precipitación Efectiva PE_i . Se calcula mediante la ecuación:

$$A_i = a_i \left(\frac{R}{100} \right) \quad (\text{Ec.144})$$

Donde:

- A_i = Abastecimiento mensual (mm/mes),
- a_i = Coeficiente de almacenamiento (%), y
- R = Retención de la cuenca (mm/año).

4.12.11. Determinación del caudal mensual para el año promedio (CM_i)

Está basado en la ecuación fundamental que describe el balance hídrico mensual a partir de los componentes descritos anteriormente:

$$CM_i = PE_i + G_i - A_i \quad (\text{Ec.145})$$

Donde:

- CM_i = Caudal del mes i (mm/mes).
- PE_i = Precipitación efectiva del mes i (mm/mes).
- G_i = Gasto de la retención del mes i (mm/mes).
- A_i = Abastecimiento del mes i (mm/mes).

4.12.12. Generación de caudales mensuales para períodos extendidos

Se emplea un modelo estocástico que combina un proceso markoviano de primer orden, que representa la precipitación efectiva en la ecuación:

$$Q_t = f(Q_{t-1}) \quad (\text{Ec.146})$$

$$Q = g(PE_t) \quad (\text{Ec.147})$$

Con el propósito de ampliar el rango de valores generados y obtener una aproximación óptima a la realidad, también se utiliza una variable aleatoria.

$$Z = z(S)\sqrt{(1 - r^2)} \quad (\text{Ec.148})$$

La ecuación integral para obtener los caudales medios mensuales es:

$$Q_t = B_1 + B_2(Q_{t-1}) + B_3(PE_t) + z(S)\sqrt{(1 - r^2)} \quad (\text{Ec.149})$$

Donde:

Q_t = Caudal del mes t.

Q_{t-1} = Caudal del mes anterior.

PE_t = Precipitación efectiva del mes.

B_1 = Factor constante o caudal básico.

z = Número aleatorio con distribución normal estándar.

S = Error.

Se computan los parámetros B_1 , B_2 , B_3 , r y S en función de los resultados del modelo para el año promedio a través de un cálculo de regresión, con Q_t como valor dependiente y Q_{t-1} y PE_t como valores independientes.

Del Águila (2021), sostiene lo siguiente:

El valor inicial para la generación puede ser de las siguientes maneras: empezar el cálculo en el mes para el cual se dispone de aforo, que el valor inicial sea el caudal promedio de cualquier mes, iniciar con un caudal cero, calcular un año y tomar el último valor como valor Q_0 sin considerar estos valores en el cálculo de los parámetros estadísticos del período generado. (p. 71)

4.12.13. Restricciones del modelo

El Plan Meris II establece ciertas restricciones de uso o aplicación del modelo, tales como:

El uso de los modelos parciales, únicamente dentro del rango de calibración establecido; uso del modelo únicamente para caudales mensuales prome-

dio; los registros generados en el período de estiaje presentan mayor confiabilidad que los generados en período lluvioso; la aplicación del modelo se restringe a las cuencas en las que se ha calibrado sus parámetros: Cusco, Huancavelica, Junín y Cajamarca, sin embargo, es posible probar el modelo en cuencas de características hidrológicas similares.

APLICACIÓN DE MODELOS HIDROLÓGICOS EN LA CUENCA CHACCO, AYACUCHO - PERÚ

5.1. Datos generales de la cuenca

5.1.1. Descripción de la cuenca

La cuenca del río Chacco se encuentra ubicada en los Andes centrales de la región de Ayacucho. En términos de altitud, abarca desde aproximadamente 2474 m s. n. m. hasta los 4320 m s. n. m. Esta cuenca se halla delimitada por toda la superficie contribuyente al punto de aforo seleccionado sobre el río Chacco, cubriendo una superficie total de 1111.86 km² (Figura 41).

Políticamente, la cuenca del río Chacco se sitúa en Perú, ante todo en la región de Ayacucho, y comprende parte de las provincias de Huamanga y Vilcas Huamán. Geográficamente, la cuenca del río Chacco se ubica entre los paralelos 13.06° y 13.45° de latitud sur, y los meridianos 73.93° y 74.30° de longitud oeste.

Hasta el punto de aforo sobre el río Chacco, existen dos vertientes:

- Cuenca del río Yucaes, una red hídrica que está alimentada por los ríos Ventanillaqocc, Tintay y Canalqasa, que junto con los ríos Chumahuayo y Huaqrasimi forman el río Yucaes, una vertiente del río Chacco.
- Cuenca formada por el río Huatatas, Molinohuayqo y Huaqo Corral, que vierten sus aguas al río Chacco.

La unión de estos ríos forma la red hídrica Chacco, que continúa aguas abajo formando el río Pongora y luego el río Cachi.

La cuenca del río Chacco presenta una topografía irregular, con laderas muy inclinadas y pequeñas, quebradas profundas con pendientes prominentes y suelos con erosiones moderadas a fuertes. En las líneas de altas cumbres o *divortium acuarium*, la configuración topográfica es variada; desde ligeramente ondulada y colinas con laderas de gradiente moderado, hasta fuertes relieves de quebradas que presentan afloramientos rocosos en muchos casos. En la parte media, la topografía dominante es la quebrada, donde los cursos son encañonados. En la parte baja, existe un valle de topografía suave, largo y estrecho. Los usos del suelo corresponden a fines agrícolas en terrenos accidentados. En el piso altitudinal de puna, la cobertura vegetal es escasa.



Figura 33: Punto de aforo de la cuenca Chacco - altura del puente Chacco.
Fuente: Google Earth.

5.1.2. Ubicación política

- Departamento : Ayacucho.
- Provincias : Huamanga y Vilcas Huamán.
- Distritos : Ayacucho, Quinua, Tambillo, Chiara, Acocro y Carmen Alto.

5.1.3. Ubicación geográfica

Los límites de la cuenca Chacco se definen por las siguientes coordenadas Universal Transversal de Mercator (UTM) que se presentan en la Tabla 16. En tanto que la Figura 42 contiene el mapa de ubicación de la cuenca Chacco.

Tabla 16: Coordenadas de la cuenca Chacco- Ayacucho- Perú

Descripción	Valor
X_{\min}	575,481.07 m
X_{\max}	616,964.40 m
Y_{\min}	8,513,585.69 m
Y_{\max}	8,563,250.64 m
Zona	UTM 18S
Datum	WGS84

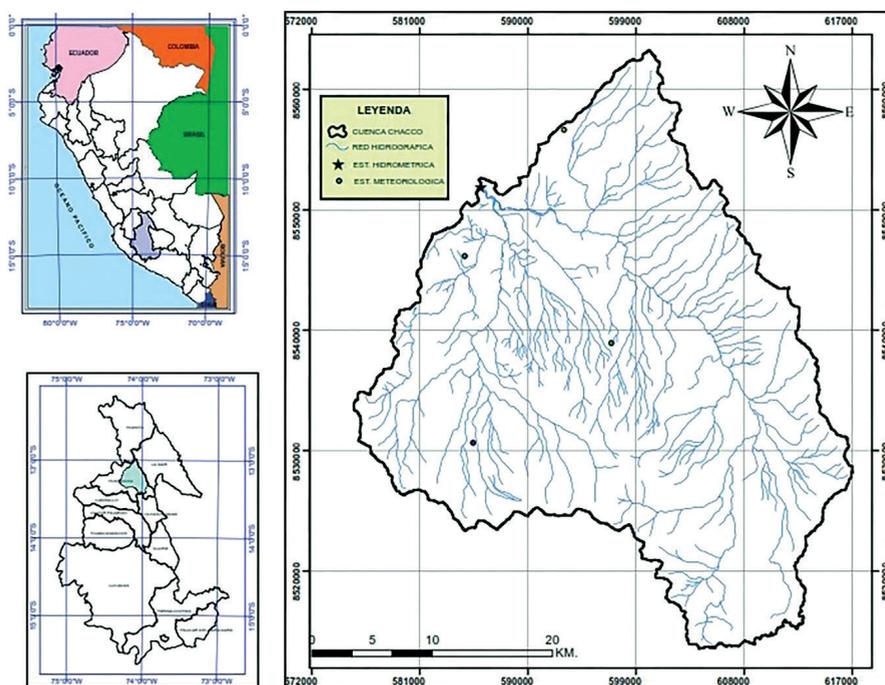


Figura 34: Mapa de ubicación de la cuenca Chacco – región Ayacucho

5.1.4. Características climáticas

El clima de la zona de estudio, según el sistema de clasificación de Köppen, corresponde al denominado clima frío y seco, donde las primeras lluvias se manifiestan en el mes de noviembre y la lluvia intensa ocurre entre los meses de diciembre a marzo. La humedad relativa oscila entre el 50 % y el 75 %, con una temperatura promedio de aproximadamente 15 °C. Según datos de la estación Tambillo del Senamhi, se registran valores mínimos de temperatura de -3.8 °C

en julio y máximos de 25.4 °C en noviembre. Durante la época lluviosa, la precipitación pluvial alcanza valores de 769.1 mm anuales como precipitación acumulada multianual.

La Tabla 17 muestra el consolidado multianual (1993-2005) de las principales variables meteorológicas registradas en la estación Tambillo, la cual se encuentra ubicada a 13°12'54" de latitud sur, 74°06'19" de longitud oeste y a una altitud de 3250 m s. n. m. dentro de la cuenca Chacco, cuyo registro se puede considerar representativo de toda la cuenca.

Tabla 17: Datos climáticos promedios multianuales (1993-2005) de la estación Climatológica Principal de Tambillo - cuenca Chacco

Meses	T _{min} (°C)	T _{máx} (°C)	Humedad (%)	V _{vto.} (m/s)	Horas sol	Evap. (mm)	pp(mm)
Ene	6.1	23.3	73.5	1.8	4.7	128.2	133.5
Feb	6.0	22.7	76.5	1.5	4.0	106.0	148.3
Mar	6.2	21.9	73.4	1.4	4.2	110.0	125.3
Abr	5.7	22.3	71.8	1.7	6.2	106.9	48.5
May	5.3	22.8	61.4	1.7	7.8	113.5	14.1
Jun	4.1	21.9	56.8	1.7	7.8	112.6	6.6
Jul	3.8	21.9	54.4	1.7	8.0	121.9	17.6
Ago	4.2	22.8	57.6	1.9	7.7	138.3	15.3
Set	5.3	24.2	57.7	1.7	6.3	138.9	30.5
Oct	6.1	25.3	57.4	2.0	6.5	153.9	45.2
Nov	6.3	25.4	61.2	2.1	6.6	156.9	70.2
Dic	6.0	25.2	65.0	2.1	5.0	136.9	114.0
Prom.	5.4	23.4	63.9	1.8	6.2		
Total						1524.0	769.1

Fuente: OPEMAN Irrigación Cachi (2008)

5.2. Aplicación del modelo GR2M

5.2.1. Materiales

- Información cartográfica: cartas nacionales del IGN, la 26ñ - Huanta, 27ñ - Ayacucho, 27o-San Miguel, con las cuales se obtuvo la *shapefile* de la cuenca Chacco delimitada en el *ArcMap* 10.4.
- Datos de caudales medios mensuales de la estación Chacco ubicada en el río Chacco - Ayacucho, con una longitud de registro de 15 años (1991 a 2005).
- Datos de temperaturas de las distintas estaciones meteorológicas situadas en la cuenca Chacco, así como información meteorológica descargada

desde PISCO (*Peruvian Interpolated data of the SENAMHI's Climatological and Hydrological Observations*), disponible en la siguiente dirección: <http://www.senamhi.gob.pe/?p=observacion-de-inundaciones>. PISCO del Senamhi es un producto grillado cuya data diaria descargada está en formato NETCDF y va desde 1981 hasta 2015.

- Subrutina en el lenguaje R del Senamhi para la estimación de la precipitación media, temperatura máxima y mínima de la cuenca Chacco. Debe instalarse el RStudio complementariamente.
- Hoja de cálculo con el método de Oudin para el cómputo de la evapotranspiración potencial, con base en la latitud y la temperatura.
- Hoja de cálculo del modelo GR2M.

5.2.2. Procedimientos

- Utilizando los Sistemas de Información Geográfica (SIG) a través del programa *ArcMap* 10.4, se generaron puntos dentro de la cuenca de forma aleatoria con una resolución de 5 km. Para el caso de la cuenca Chacco se crearon 45 puntos que se grabaron en un archivo Excel de acuerdo con los requerimientos de la subrutina en lenguaje R (siendo XX y XY las columnas correspondientes a la longitud y latitud, respectivamente). Luego se transformaron a formato delimitado por comas (extensión csv.) con el propósito de que puedan ser leídos por el lenguaje R utilizado por PISCO.
- Se ubicó la estación hidrométrica Pte. Chacco, hasta la cual se delimitó la cuenca y donde se evaluó la escorrentía generada en la cuenca a través de la aplicación del modelo GR2M.
- La estimación de la evapotranspiración potencial (ET_p o ET_o) se realizó con el método propuesto por Oudin (2005), cuyos datos de ingreso son la latitud y el registro de temperaturas medias de la cuenca en °C, para el periodo considerado (de acuerdo con la cantidad de datos de caudales aforados de la cuenca); y con base en la radiación extraterrestre, cuyo cálculo requiere la latitud expresada en grados. Con esta fórmula se estimó la ETP en mm/día, la cual se transformó a mm/mes como requerimiento de entrada al modelo GR2M.
- Se ingresaron los datos de caudales dentro de la hoja de cálculo del programa GR2M, mensualizados previamente tras la transformación de unidades de m^3/s (caudal) a mm (escorrentía).
- Se llevó a cabo la corrida y/o ejecución del modelo GR2M, utilizando los siguientes datos de ingreso fueron: área de la cuenca (km^2), caudales observados, precipitación media de la cuenca (mm) y la evapotranspi-

ración estimada en pasos previos a través del método de Oudin (mm). Para la estación Chacco se dispuso de 15 series de caudales medios mensuales, lo que hace un total de 180 datos.

- Se optimizaron los parámetros del modelo GR2M mediante la opción *Solver* del Excel para los 2 parámetros, optimizando la función objetivo. Posteriormente, se calibró y validó el modelo; en la fase de calibración se utilizaron los 2/3 de los datos de caudales medios mensuales; es decir, 120 datos, y en la etapa de validación se utilizó 1/3 de los datos (60 datos).
- Se determinaron los estadísticos de bondad de ajuste del modelo: coeficiente de Nash-Sutcliffe, coeficiente de determinación (r^2), porcentaje del sesgo (PBIAS) y coeficiente de correlación (r).
- Se graficaron hidrogramas de las salidas de caudales y/o escurrimiento con el modelo GR2M.

5.3. Resultados del modelamiento con GR2M

- Para el modelamiento de la cuenca Chacco con el modelo GR2M, se utilizaron las precipitaciones medias y las temperaturas promedio grilladas obtenidas desde PISCO del Senamhi, descargando los datos a través del lenguaje de programación R. La información extraída de PISCO está a nivel diario, por lo que se transformó a datos mensuales para ser utilizada en el modelo GR2M. Sin embargo, al comparar las precipitaciones mensuales de PISCO con los datos obtenidos por Álvarez en el 2015, se encontró una subestimación significativa de la precipitación anual; por lo que no se consideraron las precipitaciones grilladas de PISCO, aunque sí se tuvieron en cuenta la temperatura. El anexo 01 contiene los resultados de la data grillada PISCO transformada a datos mensuales, así como los datos de precipitación media en la cuenca.
- Para realizar el modelamiento con GR2M de la cuenca Chacco, se utilizaron los datos de precipitación media mensual reportados por Álvarez (2015); y se calculó la evapotranspiración potencial (ET_p) mensual utilizando la fórmula propuesta por Oudin en función de la temperatura y la latitud. Los datos de temperatura mensual empleados en la fórmula de Oudin fueron las temperaturas grilladas de PISCO. Además, se incluyeron los caudales observados (registrados) del río Chacco durante el periodo 1991 a 2005 con el propósito de analizar la eficiencia del modelo en las etapas de calibración y validación.

5.3.1. Calibración del modelo GR2M

- Se introdujeron los datos necesarios para el programa, tales como el nombre de la estación, el área de aporte de la escorrentía en la cuenca, los parámetros y sus valores iniciales; así como los datos de precipitación, evapotranspiración potencial y caudales observados en el periodo considerado: 1991-2000 (10 años).
- Se ejecutó el modelo con el objetivo de optimizar los parámetros, utilizando la opción *Solver* del Excel (maximizando el coeficiente de NS), lo que ocasionó un X_1 (representando la máxima capacidad del tanque de producción) de 6.07 y un X_2 de 0.93 (un parámetro adimensional). En este caso, el parámetro X_2 corresponde a la pérdida de agua en la cuenca, ya que es inferior a la unidad (Tabla 18).
- La cantidad de datos fue de 180 meses (15 años), por lo que el periodo de calibración comprendió los 2/3 de la longitud total de datos, es decir, 120 meses.

Tabla 18: Resultados de aplicación del modelo GR2M – Fase de calibración (1991-2000)

Station name	Chacco	
Catchment area (km²)	1111.86	
Model parameters	Transformed	Real
x_1 : Capacity of the production store (mm)	6.07	431.15
x_2 : Water exchange coefficient (mm)	0.93	0.93
Initial values		
Initial level S_0 in prod. store (max.: x_1 mm)	5.00	
Initial level R_0 in routing store (max.: 60 mm)	50	
Period		
Length of the warm-up period (months)	12	
Length of the test period (months)	120	
Start date	01-1992	
End date	12-2000	
Mean observed rainfall (mm/month)	61.7	
Mean observed ETP (mm/month)	75.3	
Mean observed streamflow (mm/month)	13.5	
Mean root square transformed streamflow	3.1	
Mean logarithmic transformed streamflow	2.0	
Efficiency criteria (%)		
Nash (Q)	88.7	
Nash (VQ)	88.8	
Nash (ln(Q))	81.2	
Bias	102.2	

El criterio de eficiencia NS del modelo en la fase de calibración arrojó un valor del 88.7 %, lo cual indica un desempeño «Muy bueno» del modelo GR2M, ya que reproduce adecuadamente la estacionalidad de los datos mensuales de escorrentía observados en la cuenca del río Chacco.

El hidrograma de escorrentía observada versus simulada de la Figura 43 durante la fase de calibración muestra una notable similitud y un buen funcionamiento del modelo GR2M. Además, el modelo simula debidamente el comportamiento de los periodos húmedos y secos.

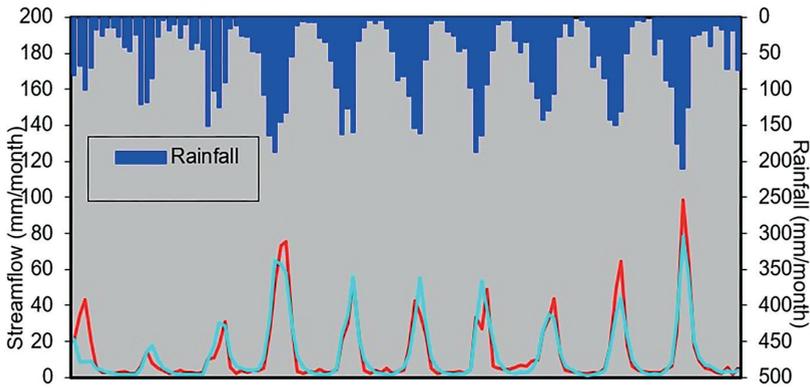


Figura 35: Hidrograma de escorrentía observada versus simulada - fase de calibración (1991-2000)

Al analizar la relación entre las escorrentías observadas y simuladas (en la etapa de calibración) utilizando la correlación lineal, se obtuvo un coeficiente de correlación $R = 0.92$, lo cual indica un ajuste muy bueno del modelo.

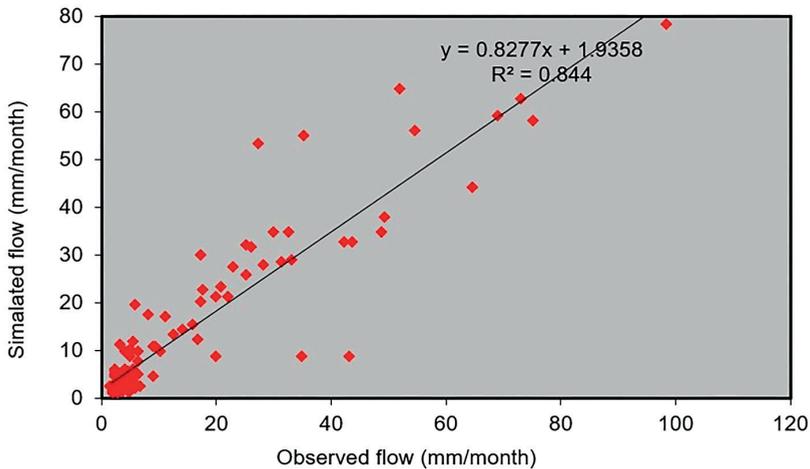


Figura 36: Relación entre escorrentía observadas versus simuladas - calibración (1991-2000)

5.3.2. Validación del modelo GR2M

- El periodo de validación abarcó 60 meses (1/3 de los datos), desde 2001 hasta 2005 (5 años). La Tabla 19 muestra los resultados de la validación del modelo GR2M en la cuenca Chacco, con un coeficiente de criterio de eficiencia (NS) resultante del 93.3 %, calificado como «Muy bueno». Esto indica que el modelo GR2M representa adecuadamente la variabilidad de los escurrimientos observados.

Tabla 18: Resultados de aplicación del modelo GR2M – Fase de calibración (1991-2000)

Station name	Chacco	
Catchment area (km ²)	1111.86	
Model parameters	Transformed	Real
x ₁ : Capacity of the production store (mm)	5.91	369.42
x ₂ : Water exchange coefficient (mm)	0.89	0.89
Initial values		
Initial level S ₀ in prod. store (max.: x ₁ mm)	1.00	
Initial level R ₀ in routing store (max.: 60 mm)	60	
Period		
Length of the warm-up period (months)	0	
Length of the test period (months)	60	
Start date	01-2001	
End date	12-2005	
Mean observed rainfall (mm/month)	60.3	
Mean observed PE (mm/month)	77.0	
Mean observed streamflow (mm/month)	10.9	
Mean root square transformed streamflow	2.8	
Mean logarithmic transformed streamflow	1.9	
Efficiency criteria (%)		
Nash(Q)	93.3	
Nash(VQ)	88.3	
Nash(ln(Q))	68.9	
Bias	99.8	

El análisis de correlación entre las escorrentías observadas y simuladas durante la etapa de validación revela un alto coeficiente de correlación $R = 0.97$, lo cual indica un ajuste muy bueno del modelo GR2M (Figura 37).

A continuación, se presentan la Tabla 20 y 21 con el consolidado de los estadísticos de caudales medios mensuales observados (m³/s) y simulados con el modelo GR2M durante el periodo multianual de 1991 a 2005.

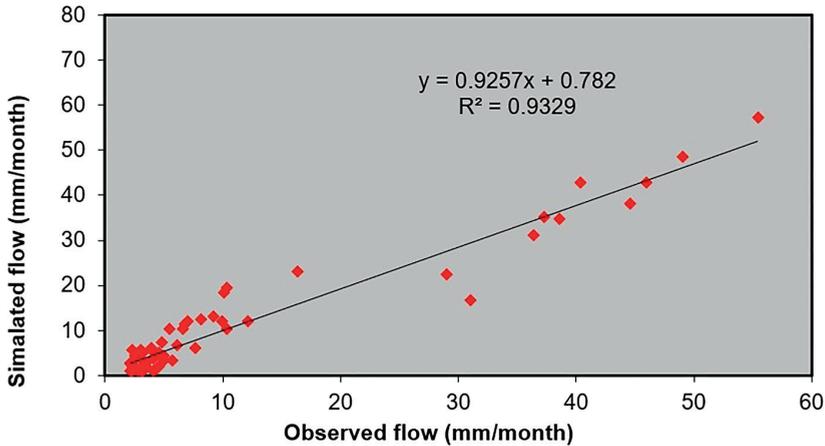


Figura 37: Relación entre escorrentías observadas vs simuladas – Fase de validación (2001-2005)

Tabla 20: Estadísticos de los caudales observados en la estación hidrométrica Chacco

Estadístico	Ene.	Feb.	Mar.	Abr.	May.	Jun.	Jul.	Ago.	Set.	Oct.	Nov.	Dic.	X
Promedio	45.0	74.7	81.7	59.7	25.6	14.5	11.2	10.3	11.3	17.4	26.0	35.2	34.4
Máximo	84.6	176.9	184.2	153.3	42.6	23.3	15.9	13.3	14.3	26.6	50.5	69.4	
Mínimo	20.9	18.9	29.0	18.2	12.4	9.6	7.6	7.4	7.3	11.1	11.8	14.9	
Desvest	18.3	38.6	41.1	28.3	8.8	3.4	1.9	1.3	1.6	5.1	11.4	16.2	
CV	0.4	0.5	0.5	0.5	0.3	0.2	0.2	0.1	0.1	0.3	0.4	0.5	

Tabla 21: Estadísticos de los caudales simulados en la estación hidrométrica Chacco con el modelo GR2M

Estadístico	Ene.	Feb.	Mar.	Abr.	May.	Jun.	Jul.	Ago.	Set.	Oct.	Nov.	Dic.	X
Promedio	33.9	55.7	87.8	60.4	32.4	20.4	14.8	12.0	11.3	13.5	16.8	22.1	31.8
Máximo	84.3	158.8	221.7	114.6	54.0	29.8	19.9	15.0	16.2	22.7	31.6	54.1	
Mínimo	14.1	18.5	27.2	25.0	18.1	13.7	10.9	9.6	8.6	8.9	8.8	11.8	
Desvest	17.9	38.2	50.2	25.7	9.8	4.6	2.6	1.7	2.1	3.4	5.7	10.3	
CV	0.5	0.7	0.6	0.4	0.3	0.2	0.2	0.1	0.2	0.3	0.3	0.5	

En la Figura 46 se visualiza el hidrograma promedio multianual de caudales observados y simulados con GR2M; confirmando que el modelo reproduce adecuadamente la estacionalidad de los caudales de la cuenca del río Chacco en Ayacucho. se observan diferencias marcadas (errores o incertidumbres) en los promedios de los meses de febrero ($\Delta = 19 \text{ m}^3/\text{s}$) y diciembre ($\Delta = 13.1 \text{ m}^3/\text{s}$); es decir, el modelo ha subestimado los caudales durante los meses húmedos.

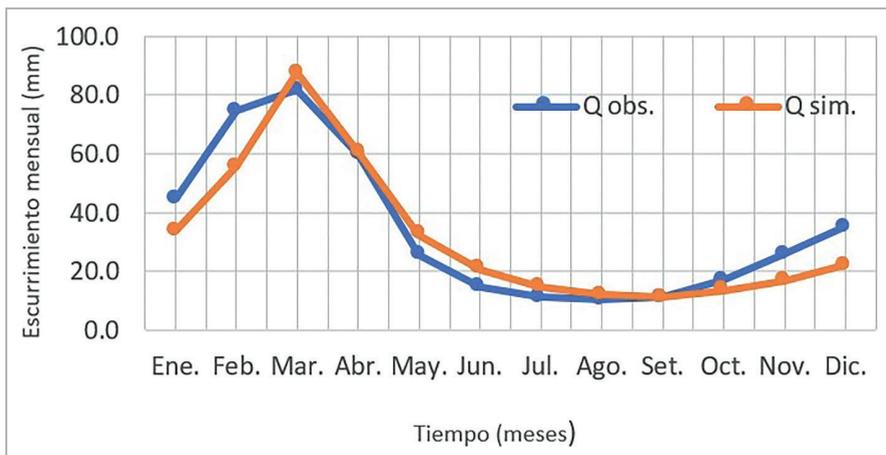


Figura 38: Hidrogramas de caudales promedio multianual de caudales observados y simulados con GR2M

5.3.3. Análisis de sensibilidad de parámetros del modelo GR2M

Al llevar a cabo el análisis de sensibilidad de los parámetros del modelo, variando un parámetro según los porcentajes determinados en la Tabla 22 y manteniendo constante el otro parámetro; se observa que el parámetro X_2 (coeficiente de intercambio de agua) es más sensible que el X_1 (capacidad de almacenamiento de la producción). Esto se debe a que, para iguales porcentajes de variación, los caudales simulados varían mucho más con el cambio de X_2 . Por ejemplo, al modificar el parámetro X_1 en un +25 %, el caudal simulado variará en un 5.95 % (hasta 13.35 mm); no obstante, al variar el X_2 en un +25 %, el caudal simulado varía en un 69.7 % (hasta 21.38 mm).

Tabla 22: Análisis de sensibilidad de parámetros del modelo GR2M

Variación	X_1	Q Sim	X_2	Q Sim
100%	12.04	0.08	1.84	57.85
25%	7.53	13.35	1.15	21.38
10%	6.62	12.29	1.01	15.90
0	6.02	12.60	0.92	12.60
-10%	5.42	14.51	0.83	10.18
-25%	4.52	19.76	0.69	6.76
-100%	0.00	52.36	0.00	0.00

5.4. Aplicación del modelo SWAT

5.4.1. Características de la cuenca como datos de entrada al modelo SWAT

a) Características físicas del suelo

La caracterización espacial de los suelos de la cuenca Chacco se realizó utilizando los mapas del geoservidor del Ministerio del Ambiente (Minam), correspondientes a la zonificación ecológica económica de la región Ayacucho. Además, están los datos recolectados *in situ* en los distritos de Tambillo y Chiara, pertenecientes a la cuenca. En el anexo se encuentran los datos de las características físicas de los suelos.

b) Uso actual y/o cobertura vegetal de los suelos de la cuenca Chacco

El uso actual de los suelos de la cuenca se obtuvo del informe temático sobre cobertura vegetal que acompaña la *Memoria Descriptiva de la Zonificación Ecológica Económica de la Región Ayacucho*. La escala de trabajo fue de 1/100,000 con unidades mínimas cartografiables de 25 hectáreas.

Se identificaron los siguientes tipos de cobertura vegetal en la cuenca Chacco: pajonal, césped de puna, bofedales, bosques naturales, bosques de altas montañas, bosques andinos relictos, bosques secos, plantaciones forestales, vegetación arbustiva, tierras con vegetación escasa, afloramientos rocosos y cultivos agrícolas. La mayor predominancia en la cuenca Chacco es de áreas agrícolas, con un 39.4 %, seguido de herbazales con un 32.3 %.

c) Características geológicas de la cuenca Chacco

Portal y Chávez (2010) describen que en general, el departamento de Ayacucho, está formado principalmente por cadenas de montañas y altiplanicies, la primera está formada por una gran variedad de rocas de origen volcánico y afloramientos de rocas sedimentarias e ígneas intrusivas, asimismo estas cadenas de montañas se hallan disectas por valles y quebradas presentando un perfil transversal típico en forma de V, la intensa acción erosiva en estas grandes cadenas de montañas ha permitido formar áreas de cerros colinosos y plataformas estructuras de terrazas altas y bajas.

Por otro lado, (...) las áreas de planicie, que se extiende en la cordillera central constituyen un paisaje morfo estructural con cerros aislados con altitudes desde los 3000 a 5000 msnm (ZEE - Ayacucho, 2013).

5.4.2. Materiales

- Programa *Arc-SWAT* descargado desde <https://swat.tamu.edu/>, compatible con la versión de *ArcMap* 10.4.
- Cuatro imágenes satelitales ALOS PALSAR que cubren la zona de estudio (cuenca Chacco-Ayacucho), con el siguiente detalle:
 - a) AP_07469_FBD_F6910_RT1.
 - b) AP_07469_FBD_F6920_RT1.
 - c) AP_07862_FBD_F6910_RT1.
 - d) AP_07469_FBD_F6920_RT1.
- Mapas temáticos de suelos y uso actual de suelos de la zonificación ecológica y económica de la región Ayacucho, aprobada por Ordenanza n.º 003-2013-GRA-CR y con opinión favorable del Minam con Oficio n.º 025-2013-MINAM/VMDERN-DGOT (formatos *shapefile*); descargados desde el geoservidor del Minam: <https://geoservidor.minam.gob.pe/>.
- Programa *SWAT-CUP* desde: <https://www.2w2e.com/home/SwatCup>, en su versión para Windows.
- Información hidrométrica de caudales medios mensuales en el punto de aforo, para la calibración y validación de las salidas de descargas simuladas por el modelo *SWAT*.

5.4.3. Procedimientos

Para la utilización del modelo *SWAT*, se realizaron procedimientos previos en *ArcMap* para obtener los siguientes datos de la cuenca:

- **Cobertura de uso de suelos:** Archivo en formato *Shapefile* con la clasificación de la cobertura de uso de los suelos proveniente de la caracterización física de la cuenca. Esta capa debió ser lo más actualizada posible.
- **Suelos (edafología):** Archivo en formato *Shapefile* con la clasificación de suelos de la cuenca Chacco. La información mínima requerida por el programa para cada clasificación de suelos es la textura y el porcentaje de materia orgánica, que son datos requeridos por el modelo *SWAT*.
- **Topografía:** Modelo de Elevación Digital (MED) o (DEM, por sus siglas en inglés), en formato *grid*, donde cada píxel tiene la altitud promedio proveniente de la interpolación de curvas de nivel.
- **Hidrología:** Delimitación de ríos (formato *Shapefile*) de la Autoridad Nacional de Agua (ANA), los cuales fueron empleados como plantilla para la verificación y delimitación de cuencas con *SWAT*.

- **Información climática:** Se necesitó información de al menos tres estaciones climáticas dentro de la cuenca Chacco. Lo ideal es tener datos continuos de un periodo mayor a cinco años, y si es posible de 20 a 30 años. Se consiguió datos de precipitación media mensual en la cuenca y los caudales registrados en la estación hidrométrica Chacco entre 1991 y 2005. La Tabla 23 contiene la relación de estaciones meteorológicas dentro de la cuenca. La estación Allpachaca cuenta con una mayor cantidad de datos registrados de precipitación que fueron utilizados en SWAT.

Tabla 23: Estaciones meteorológicas utilizadas en el modelo SWAT – cuenca Chacco

Estación	Tipo	Latitud (S)	Longitud (W)	Altura (msnm)	Fuente	Distrito
Bellavista	Met.	13°17'25''	74°12'39''	3587	SENAMHI	Chiara
Tambillo	CP.	13°13'07''	74°06'23''	3343	SENAMHI	Tambillo
Quinua	Met.	13°03'20''	74°08'30''	3209	SENAMHI	Quinua
Allpachaca	Met.	13°23'30''	74°16'08''	3541	SENAMHI	Chiara

- Para la evapotranspiración potencial, se utilizó el método de Penman-Monteith disponible en SWAT, considerado como el mejor método para estimar la evapotranspiración, según Allen *et al.* (1998). Sin embargo, SWAT permite elegir entre otros dos métodos: Hargreaves-Samani y Priestley-Taylor.
- Descarga de imágenes satelitales ALOS PALSAR (lanzadas en enero de 2006). Para ello, se ingresó a la página de *Alaska Satellite Facility* en la siguiente dirección: <https://asf.alaska.edu/>. Se descargaron las imágenes que enfocan el área de estudio, filtrando la búsqueda por tipo de archivo: *Hi-Res Terrain Corrected* y *FBD*. (Figura 47).
- Una vez obtenidas las imágenes satelitales en formato MED, georreferenciadas en el sistema de proyección UTM 18S y Datum WGS1984, se aplicó el proceso denominado «mosaico» en el programa *ArcMap* para juntar en una sola imagen las cuatro imágenes iniciales; y luego trabajar la delimitación de la cuenca Chacco.
- Al iniciar, se debió cambiar la configuración regional del equipo (opción «configuración regional») con requerimientos del programa SWAT: el símbolo decimal debe ser punto, el separador de miles debe ser coma, la fecha debe tener el formato aaaa/mm/dd y se deben acceder a todos los permisos al directorio donde se va a crear el modelo.

APLICACIÓN DE MODELOS HIDROLÓGICOS EN LA CUENCA CHACCO, AYACUCHO - PERÚ

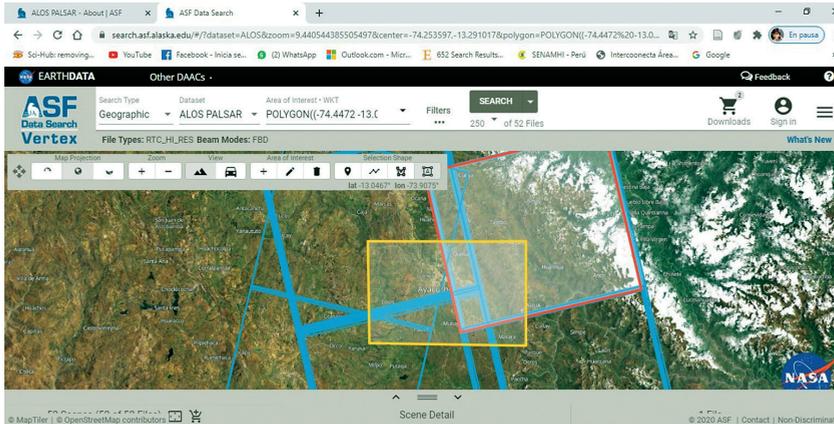


Figura 39: Selección de las imágenes que contienen la zona de estudio (cuenca Chacco)

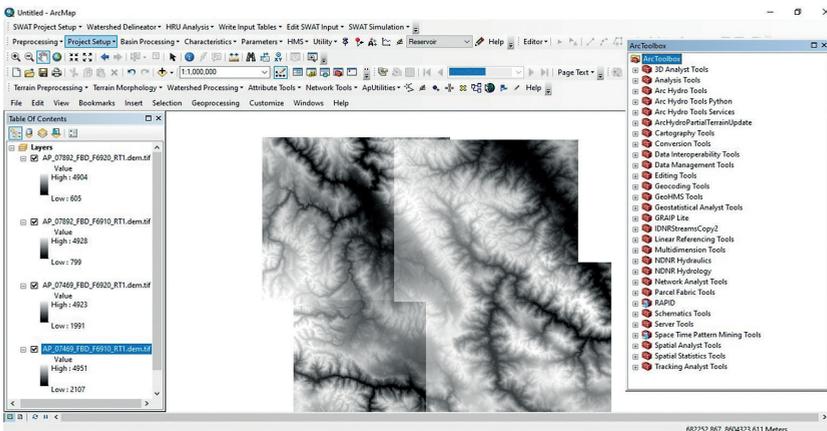


Figura 40: Visualización de imágenes en el ArcMap 10.4 sin mosaico

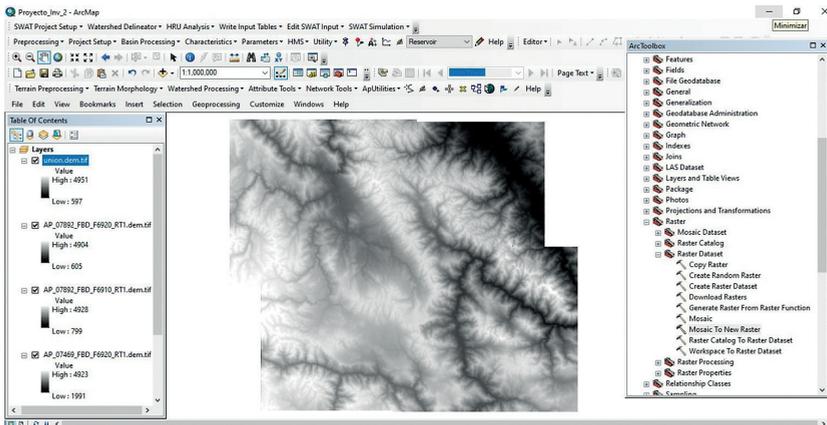


Figura 41: Visualización de imágenes en el ArcMap 10.4 con mosaico

- Para usar SWAT, en primer lugar, se crea una carpeta en el disco D (lo más cercano posible) colocándola un nombre sin espaciamiento (para evitar errores) con extensión mdb. En ella se irán agregando y guardando los archivos que se produzcan por defecto con el programa.
- El MED previamente generado se «cargó» dentro de SWAT, antes se verificó que esté libre de sumideros, lagunas o huecos utilizándose la opción *Spatial Analyst Tools, Hydrology, Fill* del *ArcMap*. La delimitación de la cuenca de estudio se realizó con la herramienta de la delimitación automática de cuencas del *Arc-SWAT* con base en el MED; teniendo en cuenta que se debe delimitar el área de aporte de la escorrentía (cuenca) hasta el punto de aforo (desagüe) que corresponde a la estación limnométrica del puente Chacco de la Figura 50.

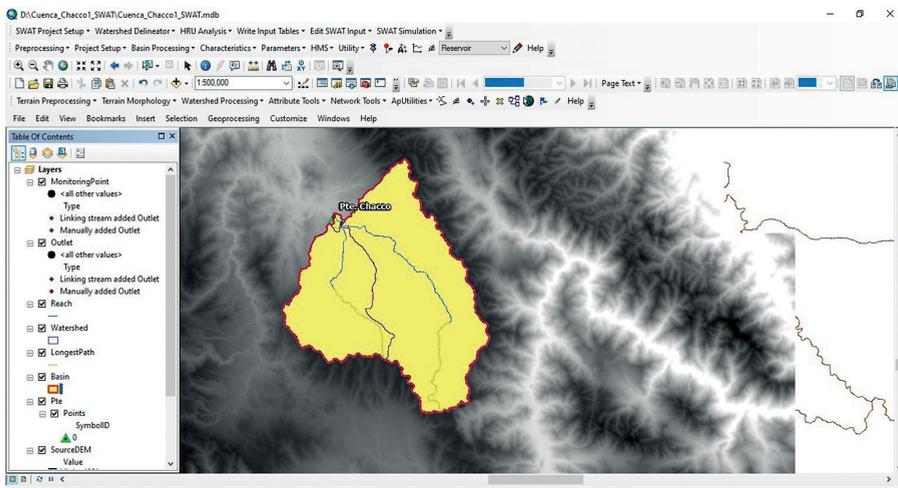


Figura 42: Delimitación automática con SWAT de la cuenca Chacco hasta el punto de aforo Pte. Chacco)

- Con la opción *Flow direction* se crearon las redes de corrientes dentro de la cuenca. Se realizó una comparación entre la información vectorial provista por la ANA que ha sido guardada previamente en el mismo proyecto. Luego de la comparación, se verificó que había varios puntos (*monitoring points*) que debían ser retirados porque generaron subcuencas donde no correspondía; procediéndose a su eliminación.
- En el interior de la cuenca del río Chacco se generaron seis subcuencas, luego de lo cual, el programa SWAT generó —por defecto— un archivo de texto con las características topográficas de todas las subcuencas. Estas se guardan automáticamente en la carpeta creada.

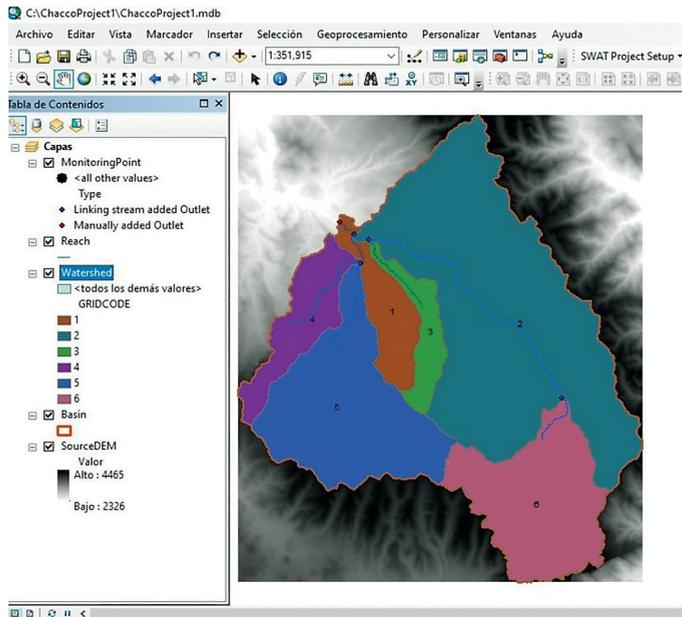


Figura 43: Creación de 06 subcuencas dentro de la cuenca Chacco con SWAT

- SWAT hace la delimitación de subcuencas para cada cauce válido (segmentos), a cada uno de los cuales le corresponde un punto de desfogue y/o desagüe (*monitoring point*).
- Para utilizar la opción *Land Use Data* (datos de uso del suelo), previamente se colocó en la carpeta de trabajo la carpeta con los datos vectoriales (capas) provenientes de la ZEE - Ayacucho, procediéndose a crear una tabla en código SWAT (Tabla 24) para que pueda ser reconocido por el programa. Si no se cuenta con cobertura vegetal de la cuenca, se puede hacer uso de la data cargada por defecto en el SWAT (datos globales). Se procedió con la reclasificación de los grupos *Land Use* SWAT según códigos propios del programa, los cuales se pueden ver a continuación:

Tabla 24: Código SWAT de uso actual de los suelos en la cuenca del río Chacco

Uso actual	Código SWAT
Herbazal	PAST
Area Urbana	URBN
Plantación Forestal	FRST
Área Agrícola	AGRL
Lagos, reservorios	WATR
Uso minero	UIDU

- Para la caracterización de los suelos, se utilizaron los datos promedio de caracterización de suelos de áreas agrícolas (calicatas) de los distritos de Tambillo y Chiara, cuyo detalle se puede verificar en el anexo. La Tabla 25 contiene los principales atributos requeridos por el SWAT para la caracterización de los suelos.

Tabla 25: Características requeridas de SWAT para los suelos

Variable	Descripción	Und.
SOL-ZMX	Profundidad máxima de raíces en el suelo.	mm
ANION-EXCL	Porosidad (espacios vacíos).	fracción
SOL-CRK	Volumen potencial o máximo de grietas del perfil del suelo.	fracción
SOL-Z	Profundidad superficie - fondo de la capa.	mm
SOL-BD	Densidad aparente húmeda.	$g/cm^3 - Mg/m^3$
SOL-AWC	Capacidad de agua disponible en la capa del suelo.	mm H ₂ O /mm suelo
SOL-K	Conductividad hidráulica.	mm/h
SOL-CBN	Contenido orgánico.	% peso del suelo
SOL-ALB	Humedad del suelo - albedo.	fracción
SOL-EC	Conductividad eléctrica.	dS/m
USLE-K	Factor de erosión del suelo.	—
CLAY	Contenido de arcilla.	% peso del suelo
SILT	Contenido de limo.	% peso del suelo
SAND	Contenido de arena.	% peso del suelo
ROCK	Contenido de fragmentos de roca.	% peso total

Fuente: Uribe (2010)

A manera de ejemplo, se muestra la Figura 44 donde se observan los datos de entrada de suelos requeridos por SWAT en el caso de orden de suelos Andisol, se le denominó ANDICH.

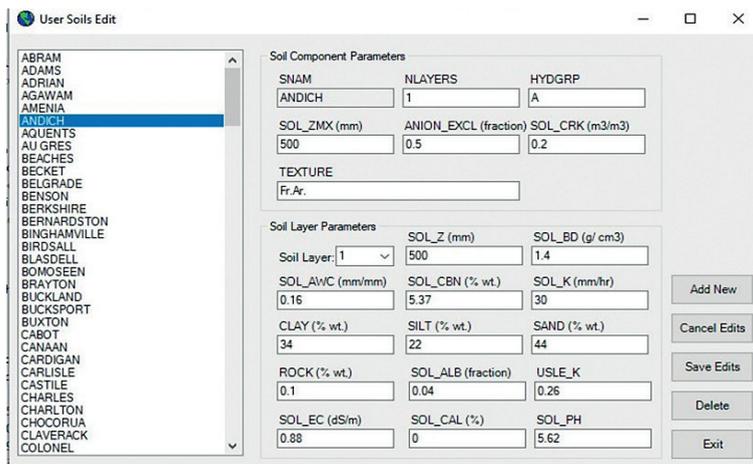


Figura 44: Entrada de datos de un nuevo suelo (ANDICH) en SWAT

• **Calibración automática del modelo SWAT - Uso de SWAT-CUP**

Arnold *et al.* (2012) sostiene que:

La calibración y validación de los resultados de un modelo son procedimientos necesarios y fundamentales para cualquier aplicación del modelo. En la calibración se ajustan de manera iterativa los parámetros del modelo, según su sensibilidad, y se comparan valores simulados y observados durante un periodo de observación. La calibración manual depende de la evaluación subjetiva del usuario y puede llegar a ser un proceso lento. (p. 1493)

En este caso, se comenzó probando 14 parámetros trabajados y propuestos por Arias (2021):

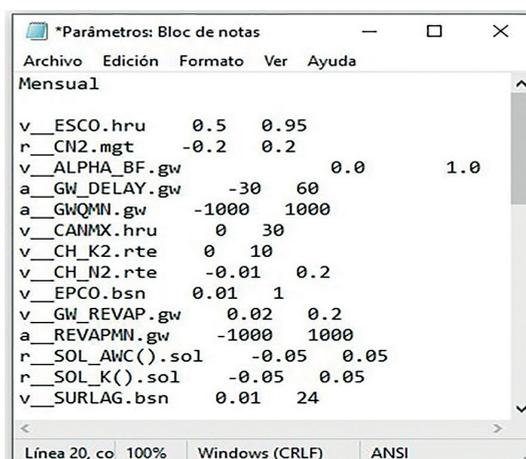


Figura 45: Parámetros del modelo SWAT más importantes en las cuencas de la sierra peruana. Fuente: Arias (2021)

Para utilizar el SWAT-CUP, se tuvo que acondicionar los datos de caudales medios mensuales observados para que puedan ser leídos en el formato del programa; específicamente, en la opción *Observation* y en el archivo *Observed_rch.txt* (Figura 46); además, en la opción *Objective Function* y archivo *Observed.txt* (Figura 47).

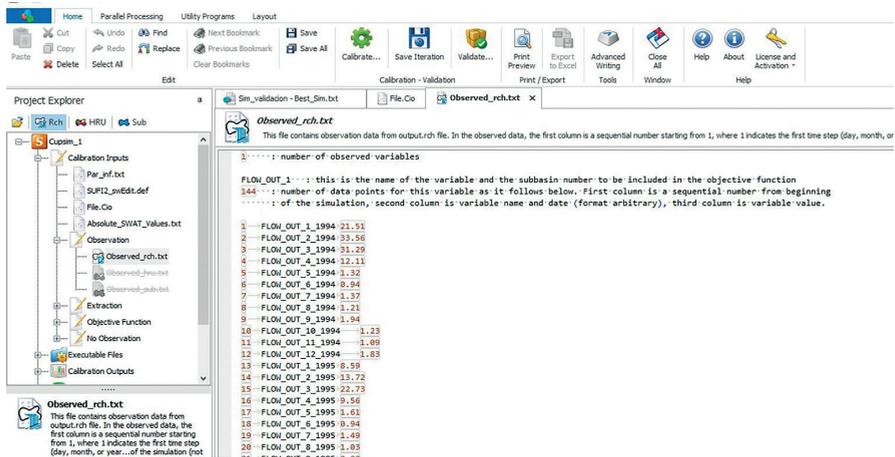


Figura 46: Entrada de datos de caudales medios mensuales observados en SWAT-CUP

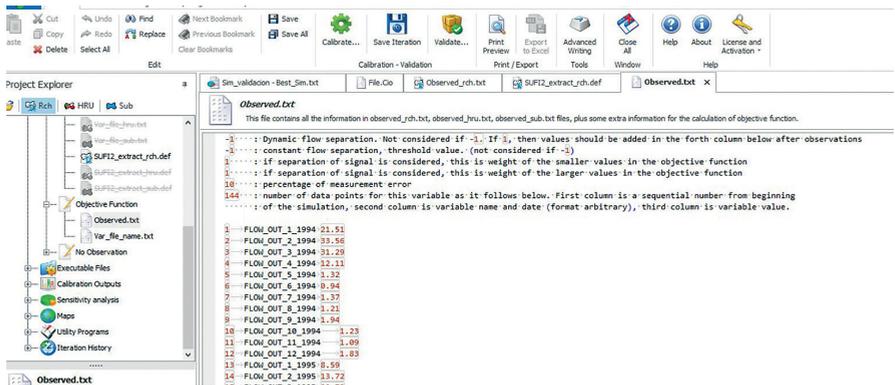


Figura 47: Entrada de datos de caudales medios mensuales observados en SWAT-CUP

A manera de ejemplo, la Tabla 26 contiene el formato de entrada de datos trabajados en Excel, de los dos primeros años.

Luego de ejecutar la calibración, se descartaron los parámetros no sensibles, buscando disminuir la incertidumbre del modelo, con los cuales se procedió a la calibración. Una vez obtenida la mejor simulación, se extrajeron los valores de sus parámetros y con ellos, se procedió con la validación del modelo en SWAT-CUP.

Tabla 26: Datos observados de caudales medios mensuales (m³/s) según formato de SWAT-CUP

Orden	FLOW_OUT_MES_AÑO	Valor
1	FLOW_OUT_1_1994	21.51
2	FLOW_OUT_2_1994	33.56
3	FLOW_OUT_3_1994	31.29
4	FLOW_OUT_4_1994	12.11
5	FLOW_OUT_5_1994	1.32
6	FLOW_OUT_6_1994	0.94
7	FLOW_OUT_7_1994	1.37
8	FLOW_OUT_8_1994	1.21
9	FLOW_OUT_9_1994	1.94
10	FLOW_OUT_10_1994	1.23
11	FLOW_OUT_11_1994	1.09
12	FLOW_OUT_12_1994	1.83
13	FLOW_OUT_1_1995	8.59
14	FLOW_OUT_2_1995	13.72
15	FLOW_OUT_3_1995	22.73
16	FLOW_OUT_4_1995	9.56
17	FLOW_OUT_5_1995	1.61
18	FLOW_OUT_6_1995	0.94
19	FLOW_OUT_7_1995	1.49
20	FLOW_OUT_8_1995	1.03
21	FLOW_OUT_9_1995	2.22
22	FLOW_OUT_10_1995	0.8
23	FLOW_OUT_11_1995	1.47
24	FLOW_OUT_12_1995	1.58

5.5. Resultados del modelamiento con SWAT

5.5.1. Parámetros geomorfológicos de la cuenca Chacco

En primer lugar, se realizó el cálculo de los parámetros geomorfológicos de la cuenca Chacco (Tabla 27) utilizando como insumo los resultados del SWAT. Esto permite la caracterización hidrológica de la cuenca, utilizándose el *ArcMap* 10.4 como herramienta de medición, con las fórmulas descritas detalladamente en el marco teórico.

Tabla 27: Parámetros geomorfológicos de la cuenca Chacco

Parámetro	Unidad	Magnitud
<i>Geometría de la cuenca</i>		
Área	km ²	1111.86
Área del rectángulo equivalente a la cuenca	km ²	1111.86
Lado mayor rectángulo equivalente	km	107.92
Lado menor rectángulo equivalente	km	10.3
Perímetro	km	236.45
Longitud	km	45.71
Ancho promedio	km	36.99
Ancho máximo	km	39.07
Diámetro	km	37.63
Perímetro de un círculo igual al área de la cuenca	km	118.21
<i>Gradiente y forma del relieve de la cuenca</i>		
Altitud mínima	msnm	2499
Altitud máxima	msnm	4465
Altitud media	msnm	3667.77
Relieve máximo	msnm	1966
Radio del relieve	msnm/km	43.01
Relieve relativo	–	8.31
Altitud de la naciente del cauce principal	msnm	4200
Altitud del desagüe del cauce principal	msnm	2499
Pendiente media del perfil longitudinal del cauce principal desde la naciente hasta la desembocadura	m/m	0.037
Relieve máximo del cauce principal	msnm	1701
Factor topográfico	–	328.12
Integral hipsométrica	–	0.54
Coefficiente de masividad	m/km ²	3.21
Coefficiente orográfico	–	3.21
Número de rugosidad	–	39.33

Forma de la cuenca		
Orientación de la cuenca	°	NO (Nor- Oeste)
Elongación	–	0.82
Coefficiente de compacidad	–	1.99
Índice de alargamiento	–	1.17
Índice de homogeneidad	–	0.62

Respecto al tamaño de la cuenca, que es de 1111.86 km² corresponde a una cuenca intermedia a grande, según Campos (1992).

De acuerdo con Guevara y Cartaya (1991), los parámetros de forma como el coeficiente de compacidad (en este caso igual a 1.99 > 1.51) sugieren una clase III de forma oval-oblonga. Esta clase se caracteriza por una respuesta hidrológica que favorece la recarga de los acuíferos y menores pérdidas por escorrentía directa, comparativamente a formas más redondas.

5.5.2. Curva hipsométrica de la cuenca Chacco

Con la salida del programa SWAT en su carpeta de topografía, en la cual se obtiene el área sobre la cota por cada metro, se optó por filtrar las áreas para cada 100 metros de cota.

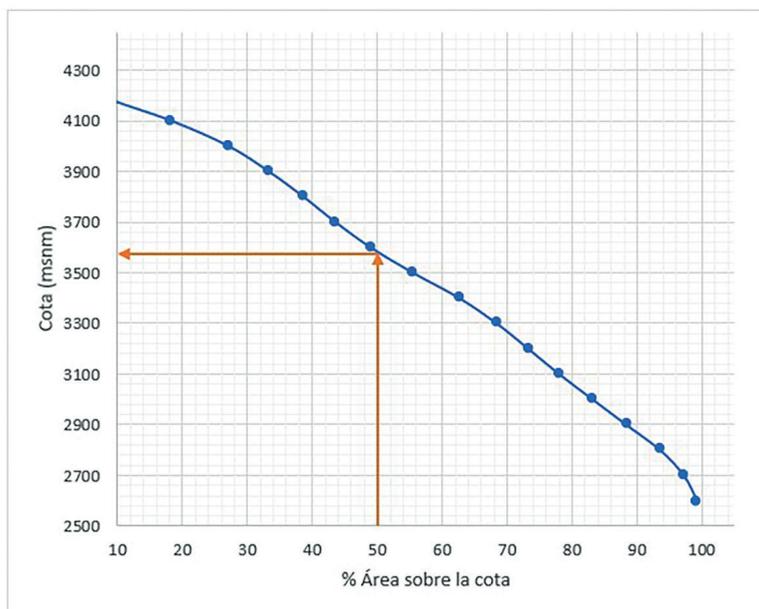


Figura 48: Curva hipsométrica de la cuenca Chacco ($hm=3567.8$ m s. n. m.)

En la Figura 48 podemos visualizar la curva hipsométrica de la cuenca, cuya representación es de una curva tipo B, propia de una cuenca en equilibrio (fase de madurez), donde la cota mayor es 4465 m s. n. m. y la cota menor es 2499 m s. n. m. La elevación media resultante es de 3567.8 m s. n. m.

5.5.3. Mapas de uso actual y mapa edafológico (suelos) de la cuenca Chacco

Se realizó el corte de la capa en formato *Shapefile* del uso de suelos del mapa de zonificación ecológica y económica de la región Ayacucho, obteniendo la Figura 49.

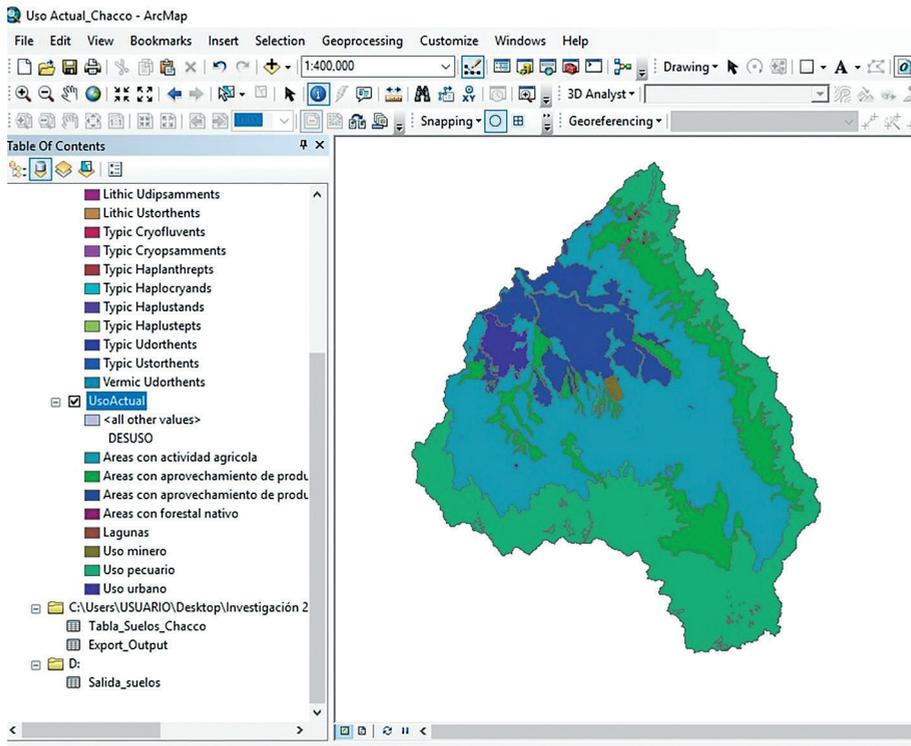


Figura 49: Mapa de uso actual de suelo de la cuenca Chacco

En la Tabla 28 se presenta el resumen del uso actual de suelos existentes en la cuenca Chacco, donde se verifica que el mayor porcentaje de uso corresponde a la agricultura (39.37 %). Los herbazales y arbustales ocupan un 32.31 % y un 14.75 %, respectivamente.

Tabla 28: Áreas según el Uso Actual de los suelos en la cuenca Chacco

Descripción de uso	Área (km ²)	%
Arbustal	164.08	14.75%
Áreas agrícolas	437.60	39.36%
Uso minero	2.22	0.20%
Bosque denso (bosque seco)	121.88	10.96%
Bosques nativos	1.16	0.10%
Herbazal	359.32	32.31%
Uso urbano	20.08	1.81%
Bofedales-uso pecuario	4.44	0.40%
Lagunas	1.08	0.10%
TOTAL	1111.86	100.00

El tipo más común de suelo es el Entisol con afloramiento de rocas, que tiene bajo potencial agrícola y está presente en todo el departamento de Ayacucho. En la cuenca Chacco se encuentran los subgrupos Lithic Haplocryands, Typic Haplocryands y Typic Haplustands, pertenecientes al orden Andisol, cuyas características son de ser de alto potencial agrícola y en zonas con pendientes fuertes son aptas para la producción forestal. Los subgrupos pertenecientes al orden Entisol son los que se encuentran en un mayor porcentaje, con Lithic Cryopsamments (53.53 %), Typic Ustorthends, Lithic Ustorthends y Vermic Udorthents. Sus características son su bajo potencial agrícola por sus afloramientos rocosos. Se usan para pastoreo en la época lluviosa y también como bosque. Además, se tienen suelos del orden Inseptisol, que son de bajo potencial agrícola y bajo potencial de retención de agua, por lo cual necesitan de cuidados. Asimismo, se realizó el corte de la capa correspondiente a la edafología de la cuenca Chacco, obteniendo la Figura 50. En la Tabla 29 se presenta el resumen de los tipos de suelo existentes en la cuenca Chacco.

5.5.4. Calibración y validación del modelo SWAT con SWAT-CUP

De los 14 parámetros probados, con el SWAT-CUP se logró seleccionar los parámetros más sensibles, es decir, aquellos cuya variación afecta a los valores de caudal simulados y cuyo $p\text{-value} < 0.05$. Se procedió con la eliminación de aquellos parámetros cuyo $p\text{-value} \geq 0.05$ (dentro del círculo), según la Figura 51.

Tabla 29: Área según el tipo de suelo en la cuenca Chacco extraídos del SWAT

Subgrupos de suelos	Área (km ²)	%
Lithic Cryopsamments	595.24	53.53%
Lithic Cryopsamments - Lithic Udorthents	0.49	0.04%
Lithic Haplocryands	62.71	5.64%
Lithic Udipsamments	21.10	1.90%
Lithic Ustorthends	30.30	2.72%
Typic Cryofluvents	50.70	4.56%
Typic Cryopsamments	33.44	3.01%
Typic Haplanthrepts	67.72	6.09%
Typic Haplocryands	53.26	4.79%
Typic Haplustands	21.34	1.92%
Typic Haplustetps	16.82	1.51%
Typic Udorthents	4.52	0.41%
Typic Ustorthends	47.56	4.28%
Vermic Udorthents	85.55	7.69%
Lagunas	1.08	0.09%
Área Urbana	20.09	1.81%
TOTAL	1111.86	100.00%

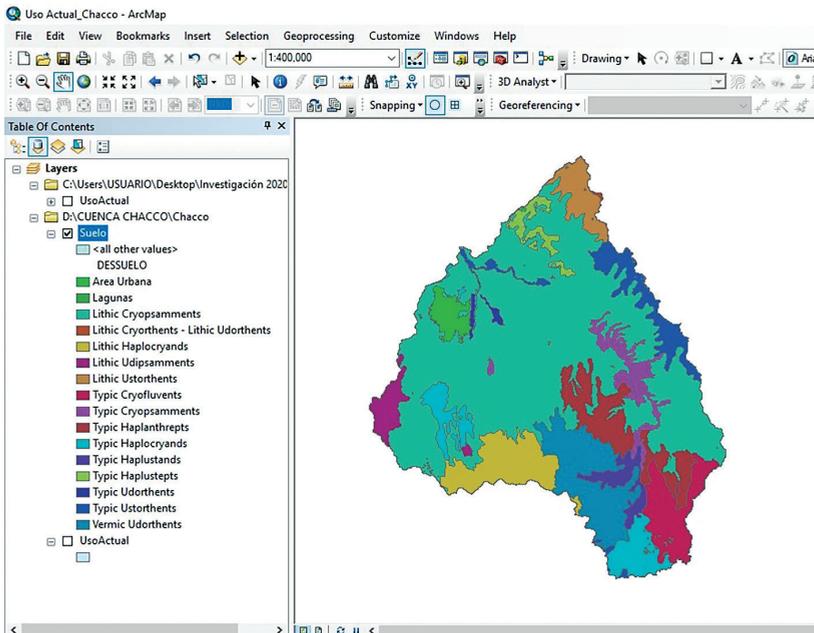


Figura 50: Mapa de suelos de la cuenca Chacco con SWAT

Iter1_rec - Global Sensitivity
Global sensitivity analysis can be performed after an iteration.

Parameter Name	t-Stat	P-Value
14:V__SURLAG.bsn	-0.068714688	0.945245047
13:R__SOL_K(..).sol	-0.138511761	0.889893466
9:V__EPCO.bsn	-0.560748174	0.575228174
12:R__SOL_AWC(..).sol	1.073121671	0.283750169
7:V__CH_K2.rte	1.220087032	0.223024806
3:V__ALPHA_BF.gw	-1.244310267	0.213986385
8:V__CH_N2.rte	-1.985386694	0.047664213
11:A__REVAPMN.gw	-2.097411241	0.036474243
6:V__CANMX.hru	2.692901894	0.007328510
1:V__ESCO.hru	-4.158293119	0.000037918
4:A__GW_DELAY.gw	8.716788258	0.000000000
10:V__GW_REVAP.gw	12.491648853	0.000000000
2:R__CN2.mgt	-17.968620626	0.000000000
5:A__GWQMN.gw	21.715784896	0.000000000

Figura 51: Análisis de sensibilidad de parámetros con SWAT-CUP

Después de 500 iteraciones y con los resultados de parámetros de la «mejor simulación» (*best simulation*), se obtuvieron los parámetros que se utilizaron en la validación, como se muestra en la Figura 52):

Iter2_rec - Best_Par.txt
The best parameters (giving the best value of objective function) of the current iteration.

Goal_type = Nash_Sutcliffe ··· No_sims = 500 ··· Best_sim_no = 443 ··· Best_goal = -8.196812e-001

Parameter_Name	Fitted_Value	Min_value	Max_value
1:V__ESCO.hru	0.632750	0.500000	0.950000
2:R__CN2.mgt	-0.198000	-0.200000	0.200000
3:A__GW_DELAY.gw	48.930004	30.000000	60.000000
4:A__GWQMN.gw	-434.000000	-1000.000000	1000.000000
5:V__CANMX.hru	0.450000	0.000000	30.000000
6:V__GW_REVAP.gw	0.195860	0.020000	0.200000
7:A__REVAPMN.gw	546.000000	-1000.000000	1000.000000

····· 0.632750 ····· 0.198000 ····· 48.930004 ····· -434.000000 ····· 0.450000 ····· 0.195860 ····· 546.000000

v__ESCO.hru	0.632750
r__CN2.mgt	-0.198000
a__GW_DELAY.gw	48.930004
a__GWQMN.gw	-434.000000
v__CANMX.hru	0.450000
v__GW_REVAP.gw	0.195860
a__REVAPMN.gw	546.000000

Figura 52: Parámetros resultantes de la mejor simulación (simulación 443) con SWAT-CUP

La calibración del modelo consistió en lograr un ajuste satisfactorio entre los datos simulados y los observados durante el periodo de 1994 y 1998 (60 datos), utilizando los años de 1992 y 1993 como el periodo de calentamiento del modelo. Se buscó obtener los mejores parámetros, lo cual es una opción de análisis de sensibilidad en *SWAT-CUP*. La Figura 61 contiene la salida o hidrograma de caudales observados y simulados en el periodo de calibración con *SWAT-CUP*.

Como se puede apreciar en el hidrograma de la Figura 53, el *SWAT* logró reproducir adecuadamente la estacionalidad de los caudales medios mensuales en la cuenca Chacco en la etapa de calibración, reproduciendo con mayor fidelidad los caudales en épocas de estiaje.



Figura 53: Hidrograma de la simulación final con *SWAT-CUP* (1994-1998)

Para la etapa de validación entre los años 1999 y 2001 (36 datos), las salidas de la simulación del *SWAT-CUP* se copiaron en una hoja de Excel, para luego graficar el hidrograma de caudales observados y simulados en el periodo (Figura 54); además, se calcularon los estadísticos de la etapa de validación. Por desgracia, en esta etapa se puede visualizar que el modelo no ha sido capaz de reproducir debidamente los caudales observados, ya que se nota una gran subestimación en la mayoría de los meses húmedos. No obstante, se ha comportado muy bien en la simulación de los periodos de estiaje en la cuenca Chacco. Este comportamiento del modelo fue reportado por Asurza-Véliz y Lavado-Casimiro (2020); sin embargo, si se dispusiera de una serie de datos observados mayor, los estadísticos de la simulación mejorarían con el empleo del *SWAT-CUP*.

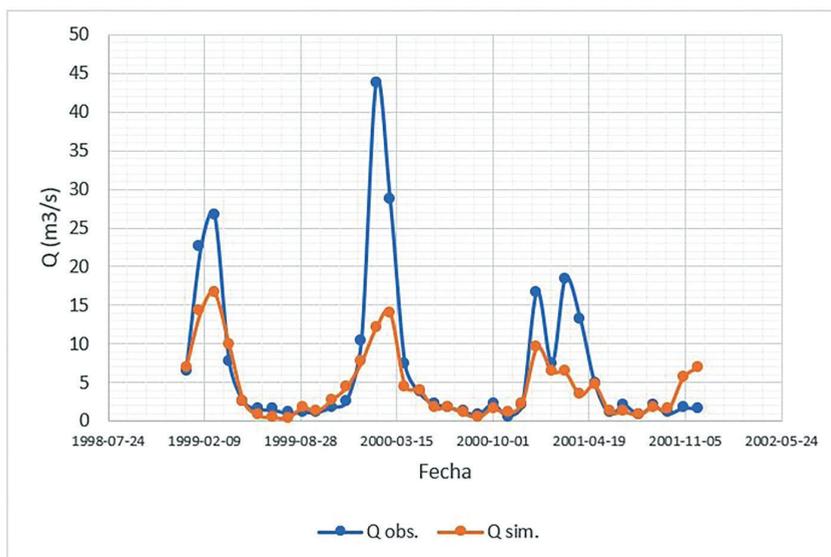


Figura 53: Hidrograma de la simulación final con SWAT-CUP (1994-1998)

A continuación, la Tabla 30 contiene los indicadores de bondad de ajuste en las etapas de calibración y validación, respectivamente.

Tabla 30: Resumen de indicadores de bondad de ajuste del modelo SWAT - cuenca Chacco

Etap	Período	Indicador	Valor calculado	Calificación de rendimiento
Calibración	1994-1998	NSE	0.82	Satisfactorio
		PBIAS	11.50%	Bueno
		R	0.92	Satisfactorio
Validación	1999-2001	NSE	0.48	Aceptable
		PBIAS	-34.88%	Malo
		R	0.84	Satisfactorio

5.6 Aplicación del modelo Lutz Scholtz

5.6.1. Materiales

- Características generales de la cuenca: área, pendiente y cobertura vegetal.
- Series de datos de precipitación promedio mensual de la cuenca.
- Series de datos de temperatura y humedad relativa promedio mensual de la cuenca.

- Hojas de cálculo con los submodelos de Lutz Scholtz.

5.6.2. Procedimientos

- Para comenzar, es necesario contar con datos de la cuenca, como el área de aporte de escorrentía hasta el punto de aforo, altura media, precipitación total mensual del año promedio multianual, temperatura media anual, evapotranspiración total y serie de caudales observados en la estación hidrométrica.
- Los registros de precipitación total mensual y caudales promedios mensuales de la cuenca se organizan en tablas.
- Se estimó la evapotranspiración potencial utilizando la fórmula de Hargreaves y Penman- Monteith, y su valor se incluyó en las ecuaciones de estimación del coeficiente de escorrentía.
- El fenómeno de escorrentía promedio se estimó mediante de la fórmula propuesta por L. Turc (sugerida por Lutz Scholtz) y la fórmula empírica planteada por la Misión Alemana en el Plan Meriss II (1980) para la región Junín. Se utilizaron los coeficientes del polinomio característico (a_0, a_1, \dots, a_5) a través de las curvas del *U.S. Bureau of Reclamation* para el cálculo de la precipitación efectiva PE_t mensual en el año promedio.
- Se estimó el escurrimiento para el año promedio en mm/mes (PE_t) utilizando los coeficientes de escorrentía calculados en el paso anterior y luego se colocaron en una tabla,
- Se estimó la retención hídrica de las subcuencas teniendo en cuenta el área de acuíferos potenciales ($S \leq 12\%$) y pequeñas áreas de lagunas y bofedales, conforme a las consideraciones de la Tabla 14.
- Se cuantificaron los meses y días del gasto (G) (en época de estiaje) y el abasto (A) (en época de lluvias), de acuerdo con lo que ocurre efectivamente en la zona.
- Se generaron láminas de escorrentía en mm/mes y se transformaron a caudal en m^3/s con el modelo.
- Para la calibración del modelo para el período establecido, se utilizaron los gráficos comparativos de caudales generados con el modelo Lutz Scholtz y caudales observados (registrados).
- Se calcularon los coeficientes de correlación, coeficiente de Nash-Shutcliffe y el menor error medio cuadrático con los caudales generados y los caudales observados (criterios de ajuste). Luego se efectuó el análisis de regresión para encontrar las ecuaciones de generación de caudales con el proceso markoviano de orden 1.
- Con el análisis de regresión lineal múltiple entre Q_t y Q_{1-t} , PE_t como pará-

metros de la ecuación, se calculó la ecuación para la generación de caudales medios mensuales (períodos extendidos); adicionándole al modelo una variable aleatoria normal estándar (componente estocástica).

- Con la ecuación encontrada, se generaron 15 series de caudales extendidos mensuales, a través de un proceso autorregresivo de orden 1 (Markov 1); correlacionando la precipitación efectiva del mes con el caudal del mes anterior, tal como se estableció para el modelo matemático de Lutz Scholtz.

5.7. Resultados del modelamiento con Lutz Scholtz

5.7.1. Estimación de la evapotranspiración potencial mensual en la cuenca Chacco

Se llevó a cabo la estimación de la evapotranspiración mediante el método de Hargreaves (Tabla 31), según la sugerencia de Lutz Scholtz; y por Penman-Monteith utilizando el programa Cropwat opción Clima/ ET_0 (Figura 55), con el propósito de comparar y analizar cuál resultaba más conveniente para el modelo.

Tabla 31: Estimación de la Evapotranspiración potencial por Hargreaves - cuenca Chacco (13°LS) (Datos promedio multianual)

Mes	Nº días	MF (mm/mes)	Tm	T(°F)	CE	HR (%)	CH	ETP (mm/mes)
Ene	31	2.652	14.7	58.46	1.0734	73.5	0.85	142.2
Feb	28	2.305	14.4	57.83	1.0734	76.5	0.80	115.1
Mar	31	2.345	14.1	57.29	1.0734	73.4	0.86	123.5
Abr	30	1.981	14.0	57.20	1.0734	71.8	0.88	107.2
May	31	1.767	14.1	57.29	1.0734	61.4	1.0	108.7
Jun	30	1.572	13.0	55.40	1.0734	56.8	1.0	93.5
Jul	31	1.684	12.9	55.13	1.0734	54.4	1.0	99.6
Ago	31	1.922	13.5	56.30	1.0734	57.6	1.0	116.1
Set	30	2.157	14.8	58.55	1.0734	57.7	1.0	135.6
Oct	31	2.484	15.7	60.26	1.0734	57.4	1.0	160.7
Nov	30	2.543	15.9	60.53	1.0734	61.2	1.0	165.2
Dic	31	2.675	15.9	60.62	1.0734	65.0	0.98	170.9
Suma								1538.3
Prom.			14.4			63.9		

Además, la Tabla 32 presenta las variables y el resultado de la estimación del coeficiente de escorrentía, según L. Turc. Transformando los resultados de la Figura 54, de mm/día a mm/mes, se obtiene la Tabla 33 con los resultados de evapotranspiración potencial mensual y acumulado anual necesarios para la estimación del coeficiente de escorrentía por el método de la Misión Alemana (Tabla 34):

Tabla 32: Estimación del coeficiente de escorrentía – método de L. Turc

Descripción	Simb.	Und.	Cant.
Temperatura media anual	T	°C	14.4
Coeficiente de temperatura	L		808.8
Déficit de escurrimiento	D	mm/año	553.5
Coeficiente de escorrentía	C		0.23

CROPWAT - Sesión: untitled - [ETo Penman-Monteith Mensual - C:\ProgramData\CROPWAT\data\climate\Tambillo.PEM]

Archivo Edición Cálculos Gráficos Configuración Ventana Lenguaje Ayuda

Nuevo Abrir Guardar Cerrar Imprimir Gráfico Opciones

País Estación

Altitud m. Latitud °S Longitud °W

Mes	Temp Min °C	Temp Max °C	Humedad %	Viento km/día	Insolación horas	Rad MJ/m ² /día	ETo mm/día
Enero	6.1	23.3	74	155	4.7	17.6	3.73
Febrero	6.0	22.7	77	130	4.0	16.3	3.38
Marzo	6.2	21.9	73	121	4.2	15.8	3.24
Abril	5.7	22.3	72	147	6.2	17.3	3.38
Mayo	5.3	22.8	61	147	7.8	17.6	3.46
Junio	4.1	21.9	57	147	7.8	16.5	3.22
Julio	3.8	21.9	54	147	8.0	17.2	3.35
Agosto	4.2	22.8	58	164	7.7	18.5	3.73
Septiembre	5.3	24.2	58	147	6.3	18.4	3.94
Octubre	6.1	25.3	57	173	6.5	19.9	4.49
Noviembre	6.3	25.4	61	181	6.6	20.5	4.61
Diciembre	6.0	25.0	65	181	5.0	18.0	4.20
Promedio	5.4	23.3	64	153	6.2	17.8	3.73

Figura 55. Estimación de la ETo con Penman- Monteith (salida CROPWAT)

Tabla 33: Evapotranspiración potencial en mm/mes

Mes	Enc	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Set	Oct	Nov	Dic	Total
ETo	115.63	94.64	100.44	101.4	107.26	96.6	103.85	115.63	118.2	139.19	138.3	130.2	1361.34

Tabla 34: Estimación del coeficiente de escorrentía – método de Misión Alemana

Descripción	Simb.	Und.	Cant.
Precipitación media anual	P	mm	720.1
Evapotranspiración total anual	ETP	mm	1361.30
Coeficiente de escorrentía			0.21

5.7.2. Ingreso de datos iniciales para el modelo Lutz Scholtz

En principio, se dispone de la Tabla 35, que contiene las características generales de la cuenca Chacco, así como los parámetros del modelo Lutz Scholtz.

Tabla 35: Características generales de la cuenca Chacco - modelo Lutz Scholtz

Descripción	Símb.	Und.	Cant.
Área de la cuenca	A	Km ²	1111.86
Altitud media de la cuenca	H	m snm	3667.77
Pendiente media de la cuenca	P _m	m/m	0.037
Precipitación media anual	P	mm	720.10
Evapotranspiración total anual	ETP	mm	1361.34
Temperatura media anual	T	°C	14.4
Déficit de escurrimiento	D	mm/año	553.5
Coeficiente de escorrentía	C		0.21
Coeficiente de agotamiento	a	días	0.0083
Relación de caudales (30 días)	b ₀		0.779
Área de lagunas y acuíferos		Km ²	1.08
Bofedales		Km ²	4.44
Gasto de retención	R		28.0

5.7.3. Cálculo de la retención de la cuenca Chacco

Se consideró que el área de lagunas es igual a 1.08 km² y el área de bofedales es de 4.44 km²; por lo tanto, empleando la Tabla 37 se obtiene lo siguiente:

- Volumen (m³/año) = 1.08 km² x 500 mm/año = 540 000 m³/año (lagunas).
- Volumen (m³/año) = 4.44 km² x 280 mm/año = 1 243 200 m³/año (bofedales).

Por ende, la lámina de retención en la cuenca es igual a:

$$\text{Lámina (mm/año)} = (540\,000 \text{ m}^3/\text{año} + 1\,243\,200 \text{ m}^3/\text{año}) / 1111.864 \text{ km}^2 \\ \approx 1.6 \text{ mm} / \text{año}.$$

Sin embargo, es necesario buscar datos sobre el área de acuíferos potenciales dentro de la cuenca Chacco para complementar esta información.

5.7.4. Estimación de la precipitación efectiva de la cuenca Chacco

Para la estimación de la precipitación efectiva, se emplearon los polinomios de quinto grado propuestos por el *U.S. Bureau of Reclamation* (USBR). En este caso, se utilizaron los polinomios de las curvas I y II para coeficientes de escorrentía de 0.15 y 0.30, respectivamente. Se consideró un coeficiente de escorrentía promedio anual de la cuenca Chacco de 0.21, calculado con la fórmula de la Misión Alemana, también recomendada por Lutz Scholtz. Con estos datos, se obtuvo una precipitación efectiva acumulada anual de 151.2 mm y los coeficientes C_1 y C_2 resultaron ser 0.91 y 0.09, respectivamente. El coeficiente de agotamiento se calculó con la fórmula de cuencas con agotamiento lento, dando como resultado $a = 0.0083$ días. La Tabla 36 muestra que el mes de abril aporta 7.5 mm y en el mes de octubre el aporte de la retención es de solo 1.7 mm. La estación seca de la cuenca se presenta entre los meses de abril a octubre, lo cual totaliza 214 días (Tabla 36).

Tabla 36: Simulación de caudales medios mensuales del río Chacco – modelo Lutz Scholtz

es	Nº días/mes	Contribución de la Retención								Caudales generados		Caudales observados	
		P	Precipitación Efectiva			Gasto (+)		Abasto (-)					
		Total	PE I	PE II	PE	bi	Gi	ai	Ai				
		mm/mes				mm/mes		mm/mes		mm/mes	m³/s	mm/mes	m³/s
Ene	31	136.4	34.8	33.2	34.7			0.30	8.4	26.3	10.9	19.8	8.2
Feb	28	133.0	31.6	101.9	37.9			0.30	8.4	29.5	13.6	34.8	16.0
Mar	31	122.3	26.8	86.8	32.1			0.05	1.4	30.7	12.8	43.1	17.9
Abr	30	47.8	4.8	12.0	5.4	0.78	7.5			12.9	5.5	20.0	8.6
May	31	14.2	1.5	3.5	1.7	0.61	5.8			7.5	3.1	5.5	2.3
Jun	30	8.7	1.0	2.2	1.1	0.47	4.5			5.6	2.4	3.0	1.3
Jul	31	13.5	1.5	3.3	1.6	0.37	3.5			5.2	2.2	3.4	1.4
Ago	31	15.4	1.7	3.7	1.8	0.29	2.8			4.6	1.9	3.1	1.3
Set	30	28.5	2.8	6.2	3.1	0.22	2.1			5.2	2.2	3.7	1.6
Oct	31	44.5	4.4	10.7	4.9	0.17	1.7			6.6	2.7	3.4	1.4
Nov	30	61.2	6.9	19.1	8.0			0.05	1.4	6.6	2.8	3.5	1.5
Dic	31	94.6	15.7	49.9	18.8			0.30	8.4	10.4	4.3	6.7	2.8
MAX.		136.4								30.7	13.6	43.1	17.9
MIN.		8.7								4.6	1.9	3.0	1.3
PROM.										5.4			5.4
SUMA		720.1	133.5	332.7	151.2	2.91	28.0	1.00	28.0	151.2		150.2	
Coeficientes esc.		0.21		0.911		0.089	1.000						

Para el cálculo del abasto (contribución negativa de la retención) en la cuenca Chacco, se han tenido en cuenta los porcentajes propuestos por Lutz Scholtz en la región Junín (por ser la más cercana a la cuenca Chacco). Se utilizan los valores según la siguiente tabla:

Tabla 37: Porcentaje de almacenamiento hídrico en tiempo de lluvias - región Junín

Ene	Feb	Mar	Oct	Nov	Dic	Sum.
30%	30%	5%	0%	5%	30%	100%

A continuación, se presenta el hidrograma de caudales observados y simulados con el modelo matemático de Lutz Scholtz. Aunque replica casi exactamente la estacionalidad de los caudales dentro del año, subestima los meses de mayor caudal (período húmedo).

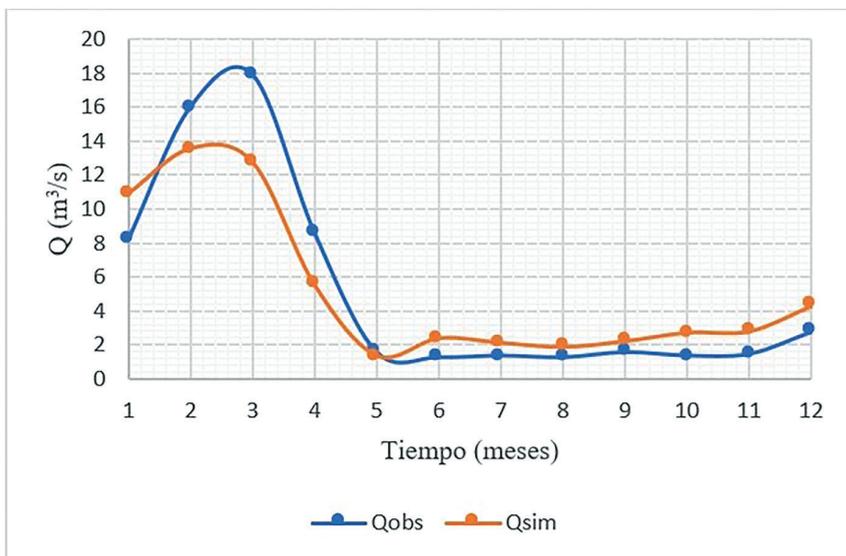


Figura 56. Hidrograma de caudales medios mensuales observados en m³/s (1991-2005) y simulados con el modelo Lutz Scholtz

Tabla 38: Cálculo de las incertidumbres (errores) - modelo Lutz Scholtz para el año promedio

Mes	Esc. y caudales generados		Esc. y caudales observados		Error (m ³ /s)			
	mm/mes	m ³ /s	mm/mes	m ³ /s	Qsim-Qobs	(Qsim-Qobs) ²	Qobs-Qprom	(Qobs-Qprom) ²
Ene	26.28	10.91	19.8	8.20	2.71	7.33	2.84	8.08
Feb	29.48	13.55	34.8	16.00	-2.45	6.00	10.64	113.25
Mar	30.72	12.75	43.1	17.90	-5.15	26.48	12.54	157.29
Abr	12.93	5.55	20.0	8.60	-3.05	9.32	3.24	10.51
May	7.55	3.13	5.5	2.30	0.83	0.70	-3.06	9.35
Jun	5.65	2.42	3.0	1.30	1.12	1.26	-4.06	16.47
Jul	5.18	2.15	3.4	1.40	0.75	0.56	-3.96	15.67
Ago	4.59	1.91	3.1	1.30	0.61	0.37	-4.06	16.47
Set	5.24	2.25	3.7	1.60	0.65	0.42	-3.76	14.13
Oct	6.62	2.75	3.4	1.40	1.35	1.82	-3.96	15.67
Nov	6.58	2.82	3.5	1.50	1.32	1.75	-3.86	14.89
Dic	10.39	4.31	6.7	2.80	1.51	2.29	-2.56	6.55
MAX.	30.725	13.551	43.120	17.900				
MIN.	4.595	1.907	3.031	1.300				
SUMA	151.22	64.51	150.15	64.30	0.21	58.29	0.00	398.31
PROM.	12.60	5.38	12.51	5.36				
DESV.	10.11	4.39	13.91	6.02				
C.V.	0.8	0.8	1.1	1.1				

5.7.5. Estadísticos de bondad de ajuste del modelo Lutz Scholtz en la cuenca Chacco

Se calcularon los estadísticos de bondad de ajuste del modelo Lutz Scholtz, donde se observa que la calificación del rendimiento del modelo es de buena a excelente.

Tabla 39: Indicadores de bondad de ajuste del modelo Lutz Scholtz - cuenca Chacco

Indicador	Valor calculado	Calificación de rendimiento
NSE	0.895	Satisfactorio
PBIAS	10.03%	Excelente
R	0.959	Satisfactorio

5.7.6. Ecuación de generación de escurrimientos (Q_t) del modelo Lutz Scholtz - cuenca Chacco

Utilizando esta información como serie histórica, se empleó el modelo Estocástico Autorregresivo Markov I para generar 15 series sintéticas. La Tabla 39 contiene los parámetros de generación de escurrimientos para periodos extendidos.

Tabla 40: Parámetros de generación de escurrimientos para períodos extendidos con el modelo Lutz Scholtz - cuenca Chacco

Mes	Q_t (mm)	Q_{t-1} (mm)	PE_t (mm)
Ene	26.3	10.4	34.7
Feb	29.5	26.3	37.9
Mar	30.7	29.5	32.1
Abr	12.9	30.7	5.4
May	7.5	12.9	1.7
Jun	5.6	7.5	1.1
Jul	5.2	5.6	1.6
Ago	4.6	5.2	1.8
Set	5.2	4.6	3.1
Oct	6.6	5.2	4.9
Nov	6.6	6.6	8.0
Dic	10.4	6.6	18.8
Suma	151.2	151.2	151.2

La opción «Datos» (análisis de datos) de Excel permitió realizar la regresión múltiple entre Q_t (variable dependiente Y), Q_{t-1} (variable independiente X_1), y PE_t (variable independiente X_2), obteniéndose la siguiente ecuación:

$$Q_t = 1.6936 + 0.3082(Q_{t-1}) + 0.5574(PE_t) + 0.3532(z)$$

Los resultados de la regresión lineal múltiple con dos variables independientes arrojan los siguientes estadísticos:

Tabla 41: Estadísticos de la regresión lineal múltiple del modelo Lutz Scholtz

Estadísticas de la regresión	
Coefficiente de correlación múltiple R	0.985606507
Coefficiente de determinación R^2	0.971420187
R^2 ajustado	0.965069118
Error típico	1.889895422
Observaciones	12

5.8. Exposición final

Es importante tener en cuenta que un modelo matemático es una herramienta diseñada para simular un sistema, y está compuesto por un conjunto de ecuaciones que representan un proceso. La precisión en los resultados depende de la exactitud de los datos de entrada y de la adecuación de la estructura del modelo para representar el problema en estudio. Por lo tanto, los resultados obtenidos del modelado hidrológico están influenciados por varios factores, tales como:

- La correcta representación espacial de los procesos hidrológicos.
- El método utilizado en la parametrización del modelo.
- El procedimiento para estimar de forma efectiva los parámetros del modelo.
- La calidad de la información utilizada.

La respuesta de una cuenca ante estímulos hidrológicos es sensible a la heterogeneidad espacial de sus características físicas (topografía, textura de suelo, cobertura vegetal, etc.), así como a la variabilidad espacio-temporal de los fenómenos meteorológicos (precipitación, temperatura, entre otros). Por lo tanto, para una cuenca dada —como lo es la cuenca Chacco— se espera que un modelado hidrológico distribuido produzca mejores resultados que un modelado agregado; ya que este último no considera la variabilidad espacial de los parámetros que definen el proceso hidrológico en estudio. En ese sentido, el modelo SWAT presenta una ventaja sobre el modelo GR2M.

Se recomienda el uso del modelo GR2M en cuencas de cabecera y de extensiones cortas (microcuencas), donde se pueda asumir que las características físicas y variabilidad espacio-temporal de las variables climáticas no sean tan marcadas. No obstante, se ha informado su utilización en cuencas de mayor extensión, como la cuenca del río Mayo (un afluente del Amazonas); aunque requiriendo la modificación del parámetro X_1 (capacidad máxima de almacenamiento del reservorio del suelo) durante la calibración (Casas y Lavado, 2018).

Algunos autores identifican una mayor sensibilidad de la evapotranspiración potencial (ETP) en comparación con los usos del suelo; mientras que los tipos de suelo no parecen influir significativamente en los resultados finales (Gomariz-Castillo y Alonso-Sarría, 2018). Además, se puede concluir que el uso de modelos para obtener series de ETP más próximas a la realidad (Penman-Monteith FAO o Hargreaves calibrado) mejora la exactitud del modelo con respecto a las series obtenidas utilizando con el modelo de Hargreaves sin calibrar (opción por defecto en SWAT), por ejemplo.

Entre los modelos semidistribuidos destaca el *Soil and Water Assessment Tool (SWAT)* (Arnold *et al.*, 2012), debido a la gran cantidad de componentes que simula y a su capacidad para reproducir eficazmente el sistema hídrico. Está diseñado para predecir impactos a largo plazo del uso y prácticas de manejo del suelo sobre los recursos hídricos, sedimentos y rendimiento agrícola a diferentes escalas temporales y espaciales.

Un dato de entrada para el modelo Lutz Scholtz es el coeficiente anual de escorrentía C, que —para el caso de la cuenca Chacco— se calculó a través de la ecuación de la Misión Alemana, en combinación con la determinación de la ETP mediante la ecuación de Penman-Monteith FAO. Vale indicar que, para validar dicho coeficiente, se comparó con el índice relativo a la característica de caudal RR (tasa entre el volumen de descarga promedio y precipitación en el periodo de monitoreo; es decir, en el periodo en el cual hubo datos registrados), obteniéndose el mismo resultado.

Una aplicación práctica del modelo hidrológico de Lutz Scholtz es la obtención de la ecuación de generación de datos de escorrentía, que puede ser utilizada para completar datos faltantes en series de datos pertenecientes a las cuencas de la sierra de nuestro país.

BIBLIOGRAFÍA

- Abbaspour, K.C. (2015) SWAT-Calibration and Uncertainty Programs (CUP)—A User Manual. Swiss Federal Institute of Aquatic Science and Technology, Eawag, Duebendorf, 1-100.
- Abbott, M., Bathurst, J., Cunge, J., O'Connell, P. & Rasmussen, J. (1986). *An introduction to the European Hydrological System- Système Hydrologique Européen "SHE"*. *Journal of Hydrology*, 87, 45-77.
- Alcántara, F. (2015). Modelo de geoformaciones cóncavas para recargas de agua subterránea en cabeceras de cuenca del río Jequetepeque, Cajamarca. [Tesis de Doctorado, Universidad Nacional Agraria La Molina]. <http://hdl.handle.net/20.500.12390/2083>.
- Allen, R.G., Pereira, L.S., Raes, D. & Smith, M. (1998). Crop evapotranspiration: guidelines for computing crop water requirements. FAO *Irrigation and Drainage Paper N°56*. FAO, Rome.
- Almeida, R., Pereira, S. & Pinto, D. (2018). Calibration and Validation of the SWAT Hydrological Model for the Mucuri River Basin. *Engenharia Agrícola*, 38(1), 55-63. <https://dx.doi.org/10.1590/1809-4430-eng.agric.v38n1p55-63/2018>.
- Aparicio, F. (1996). *Fundamentos de hidrología de superficie*. México: Editorial Limusa.
- Aragón-Hernández, J., Aguilar-Martínez, G., Velázquez-Ríos, U., Jiménez-Magaña, M., y Maya-Franco, A. (2019). Distribución espacial de variables hidrológicas. Implementación y evaluación de métodos de inter-

- polación. *Ingeniería Investigación y Tecnología*, 20(2), 1–15. <https://doi.org/10.22201/fi.25940732e.2019.20n2.023>.
- Arana, V. (2011). Informe Perú: Vulnerabilidad de las ciudades frente al cambio climático en agua potable y saneamiento. *Sociedad de urbanistas del Perú*. <https://sinia.minam.gob.pe/download/file/fid/39479>.
- Ares, M., Bongiorno, F., Holzman, M., Chagas, C., Varni, M. & Entraigas. (2016). Water erosion and connectivity analysis during a year with high precipitations in a watershed of Argentina. *Hidrol. Res*, 47(6). 1239-1252.
- Arias, L. (2021). Modelamiento hidrológico con SWAT, calibración con SWAT-CUP y cambio climático [Diapositiva PowerPoint].
- Argollo, S. (2006). Aspectos geológicos. https://www.researchgate.net/publication/228544761_Aspectos_geologicos/figures?lo=1.
- Arnold, J. G., Moriasi, D.N., Gassman, P. W. (2012). SWAT: Model use, calibration, and validation.
- Aron, G. & Erborge, C. E. (1973) A practical feasibility study of flood peak Abatement in urban areas. Report U.S. Army Corps of Engineers, Sacramento.
- Arumí, J. L., Rivera, D., Muñoz, E., y Billib, Max. (2012). Interacciones entre el agua superficial y subterránea en la región del Bío Bío de Chile. *Obras y proyectos*, (12), 4-13. <https://dx.doi.org/10.4067/S0718-28132012000200001>
- ASCE-EWRI. (2005). The ASCE standardize reference evapotranspiration equation. In: Allen, R.G., Walter, I.A., Elliot, R.L. et al (Eds), Environmental and Water Resources Institute (EWRI) pf the American Society of Civil. <https://www.apogeeinstruments.com/content/EWRI-ASCE-Reference-ET.pdf>
- Ashu, A. B., & Lee, S.I. (2020). Assessing Climate Change Effects on Water Balance in a Monsoon Watershed. *Water*, 12(9), 2564. <https://doi.org/10.3390/w12092564>
- Asurza-Véliz, F. A. & Lavado-Casimiro, W. S. (2020). Regional Parameter Estimation of the SWAT Model: Methodology and Application to River Basins in the Peruvian Pacific Drainage. *Water*, 12, 3198. <https://doi.org/10.3390/w12113198>.
- ATDR (2007). Evaluación de los Recursos Hídricos en las Cuencas de los Ríos Cabanillas y Lampa. https://repositorio.ana.gob.pe/bitstream/handle/20.500.12543/1830/ANA0000766_2.pdf?sequence=2&isAllowed=y
- Bao, H., Wang, L., Li, Z., Zhao, L., Zhang, G. (2010). Hydrological daily rainfall - runoff simulation with BTOPMC model and comparison with Xin'anjiang model. *Water Science and Engineering* 3(2):121-131. DOI:

- <https://doi.org/10.3882/j.issn.1674-2370.2010.02.001>
- Bateman, A. (2007). Hidrología básica y aplicada. Grupo de investigación en transporte de sedimentos. <https://www.upct.es/~minaees/hidrologia.pdf>.
- Bello, C., Suarez, W., Drenkhan, F. & Vega-Jácome, F. (2023). Hydrological impacts of dam regulation for hydropower production: The case of Lake Sibinacocha, Southern Peru. *Journal of Hydrology: Regional Studies*. <https://doi.org/10.1016/j.ejrh.2023.101319>.
- Bencala, K. E., Gooseff, M. N. & Kimball, B. A. (2011). Rethinking hyporheic flow and transient storage to advance understanding of stream-catchment connections. *Water Resources Research* 47, W00H03. <http://dx.doi.org/10.1029/2010WR010066>
- Bentancor, L., Silveira, L. y García, M. (2014). Incidencia de la intensidad de lluvia en el tiempo de concentración de microcuencas del Uruguay. *Agrociencia Uruguay*, 18(2):106-116.
- Campos, D.F. (1998). Procesos del ciclo hidrológico. <https://repositorioinstitucional.uaslp.mx/xmlui/handle/i/3331>.
- Casas, S. y Lavado, W. (2018). Desempeño de los modelos hidrológicos SWAT y GR2M en la cuenca hidrográfica del Amazonas en Perú: cuenca del río Mayo. <https://ceap.org.pe/wp-content/uploads/2018/09/poster-final-modelo-2grm-y-swat-r%C3%ADo-mayo-1.pdf>.
- Castañeda, M. y Barros, V. (1994). Las tendencias de la precipitación en el cono sur de América al este de los Andes. *Meteorológica*, 19(1), 23-32.
- Céleri, R. (2009). Servicios ambientales para la conservación de los recursos hídricos: lecciones desde los Andes. Síntesis Regional CONDESAN 2008. <https://core.ac.uk/download/pdf/48027367.pdf>
- CEMAGREF. (2009). GR: Modèles Hydrologiques de Génie Rural. <http://www.cemagref.fr/webgr/Historiquegb.htm>.
- Chereque, W. (1989). Capítulo 7. Relaciones precipitación-escorrentía. Pontificia Universidad Católica del Perú. https://repositorio.pucp.edu.pe/index/bitstream/handle/123456789/28689/hidrologia_cap07.pdf?sequence=13&isAllowed=y
- Chen, D. L., Gao, G., Xu, C. Y., Guo, J. & Ren, G.Y. (2005). Comparison of the Thornthwaite method and pan data with the standard PenmanMonteith estimates of reference evapotranspiration in China. *Climate Research*, 28(2): 123-132. DOI:10.3354/cr028123.
- Chow, V. T., Maidment, D. & Mays, L. (1994). *Hidrología Aplicada*. McGraw Hill.
- Clark, C.O. (1945). Storage and the Unit Hydrograph. *Proc. Amer. Soc. Engs.*

(69):1333-1360.

- Cruz, E. & Romero, J. (2018). Análisis comparativo de los modelos lluvia-escoorrentía: GR2M, Témez y Lutz-Scholz aplicados en la subcuenca del río Callazas. [Tesis de licenciatura, Universidad de Ciencias Aplicadas]. https://repositorioacademico.upc.edu.pe/bitstream/handle/10757/623192/CRUZ_AE.pdf?sequence=5&isAllowed=y.
- Custodio, E. & Llamas M. R. (1983). *Hidrología subterránea*. Ediciones Omega S.A.
- Del Águila, S. (2021). Modelamiento de procesos hidrológicos en cuencas de la sierra central del Perú. [Tesis de doctorado, Universidad Nacional Agraria La Molina]. <https://repositorio.lamolina.edu.pe/handle/20.500.12996/4659>
- Del Águila, S. y Mejía, A. (2021). Caracterización morfométrica de dos cuencas altoandinas del Perú utilizando Sistemas de Información Geográfica. *Revista Tecnología y Ciencias del Agua*, 12(2), 1-20. <https://doi:10.24850/j-tyca-2021-02-12>.
- Department of Public Works, DPW. (1995). California culvert practice, second edition. Sacramento, CA: DPW, Division of Highways.
- Devia, G.; Ganasri, B.; Dwarakish, G. (2015). A Review on Hydrological Models. Aquatic Procedia (Serie International Conference on Water Resources, Coastal and Ocean Engineering - ICWRCOE'15:1001-1007). <https://doi.org/10.1016/j.aqpro.2015.02.126>
- Duque-Sarango, P., Patiño, D. y López, X. (2019). Evaluación del Sistema de Modelamiento Hidrológico HEC-HMS para la Simulación Hidrológica de una Microcuenca Andina Tropical. *Información Tecnológica* 30(6), 351-362. <http://dx.doi.org/10.4067/S0718-07642019000600351>
- Erasun, V., Sapriza, G., Failache, N., Gamazo, P., Arcelus, A. y Nardin, A. (2019). Modelación hidrológica para la gestión del riesgo de inundaciones en subcuencas tributarias al río Uruguay. <https://doi.org/10.29104/phi-aqualac/2019-v11-1-02>. *Aqua-LAC*, 11(1), 17-33.
- Estrela (1992). Modelos matemáticos para la evaluación de recursos hídricos. Centro de Estudios y Experimentación de Obras Públicas. https://ci-dta.usal.es/cursos/simulacion/modulos/libros/uni_02/Modelos_matematicos.pdf
- FAO (1996). *Evapotranspiración del cultivo. Guías para la determinación de los requerimientos de agua de los cultivos*. Estudio FAO Riego y Drenaje. Manual N°56. <https://www.fao.org/3/x0490s/x0490s00.pdf>
- FAO (s.f). Capítulo 2. Hidrología, arquitectura del suelo y movimiento del agua. <https://www.fao.org/3/y4690s/y4690s06.htm>.

- Fatichi, S., Vivoni, E., Ogden, F., Ivanov, V., Mirus, B., Gochis, D., Downer, C.W., Camporese, M., Davison, J., Ebel, B., Jones, N., Kim, J., Mascaro, G., Niswonger, R., Restrepo, P., Rigon, R., Shen, C., Sulis, M. & Tarboton, D. (2016). An overview of current applications, challenges, and future trends in distributed process-based models in hydrology. *Journal of Hydrology*, 537:45-60. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2016.03.026>.
- Faustino, J. y García, S (s.f). Manual de manejo de cuencas. World Vision.https://www.uv.mx/oabcc/files/2018/11/MANUAL-DE-MANEJO-DE-CUENCAS_COMPLETO.pdf
- Fernández, M., Vela, A., Castaño, S. (1997). La utilización de modelos en Hidrología. *Revista de la Facultad de Educación de Albacete - España*. N°12. 305-318. <https://dialnet.unirioja.es/servlet/articulo?codigo=2291881>
- Fernández, C. (2017). Modelamiento Hidrológico de la Región Hidrográfica del Titicaca. Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología del Perú (SENAMHI). Dirección de Hidrología. <https://www.senamhi.gob.pe/load/file/01401SENA-44.pdf>.
- Fernández, R. (2013). Mitos y realidades de las cabeceras de cuenca andinas peruanas. http://condesan.org/mtnforum/sites/default/files/news/files/precipitacion_en_las_cabeceras_de_las_cuencas_andinas_peruanas.pdf.
- Frasson, R., & Krajewski, W. (2013). Rainfall interception by maize canopy: Development and application of a process-based model. *Journal of Hydrology*, 489, 246-255.
- Freeze, R. & Harlan, R. (1969). Blueprint for a physically-based, digitally-simulated hydrologic response model. *Journal of Hydrology*. 9(3), 237-258. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(69\)90020-1](https://doi.org/10.1016/0022-1694(69)90020-1)
- Frene, C., Molina, C., Santibáñez, J., Núñez-Ávila, M. (2016). Agua en Chile: diagnósticos territoriales y propuestas para enfrentar la crisis. <https://www.researchgate.net/publication/293653146>.
- Guevara, E. & Cartaya, H. (1991): “*Hidrológica: Una Introducción a la Ciencia Hidrológica Aplicada*”, CODECIH Universidad de Carabobo, Venezuela.
- Ghoraba, S. M. (2015). Hydrological modeling of the Simly Dam watershed (Pakistan) using GIS and SWAT model. *Alexandria Engineering Journal*, 54(3), 583–594. <https://doi.org/10.1016/j.aej.2015.05.018>
- Giardotti, M. (1934). Previsione delle piene e delle magre dei corsid'acqua. Istituto Poligrafico dello Stato, 8, 107–117.
- Gil, E. y Tobón, C. (2016). Modelación hidrológica con TOPMODEL en el páramo de Chingaza, Colombia. *Revista Facultad Nacional de Agro-*

- nomía Medellín*, 69(2):7919-7933. <https://doi.org/10.15446/rfna.v69n2.59137>.
- Gomariz-Castillo, F. y Alonso-Sarriá, F. (2018). Efecto de la subdivisión de cuencas y la estimación de variables climáticas en la simulación hidrológica con el modelo SWAT en cuencas semiáridas mediterráneas. *Papeles de Geografía*, (64), 114-133. <http://dx.doi.org/10.6018/geografia/2018/331531>.
- González del Tánago, M. (s.f.). Tema 9: escorrentías. http://ocw.upm.es/plugin-file.php/1231/mod_label/intro/Tema9.pdf
- Guermond, Y. (2008). *The modeling process in geography*. Wiley, New York.
- Guevara, E. (2015). *Métodos para el Análisis de Variables Hidrológicas y Ambientales*. Ministerio de Agricultura y Riego -MINAGRI- Autoridad Nacional del Agua -ANA- Lima, Perú.
- Gupta, V. K., & Sorooshian, S. (1985). The relationship between data and the precision of parameter estimates of hydrological models. *Journal of Hydrology*, 81, 57-77. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(85\)90167-2](https://doi.org/10.1016/0022-1694(85)90167-2)
- Gupta, V. K., Rodríguez-Iturbe, I. & Wood, E. (1986). *Scale Problems in Hydrology: Runoff generation and basin response*. Dordrech: D. Reidel Publishing.
- Gurvich, I. (1985). *Fundamentos de diseño de sistema de riego*. Costa Rica: Primera Edición.
- Hansen, V. E., Israelsen, O. W. & Stringham, G. E. (1980). *Irrigation Principles and Practices 4th Edition*. New York, NY: John Wiley and Sons, Inc.
- Hargreaves, G. H., & Samani, Z. A. (1985). Reference crop evapotranspiration from temperature. *Applied Engineering in Agriculture*, 1(2), 96-99.
- Henderson, F. M. & Wooding, R. A. (1964). Overland flow and groundwater flow from a steady rain of finite duration. *J. of Geoph. Research* 1: 193-206.
- Hernández, E. 1980. *Introducción a la Intercepción*. Universidad de los Andes. Facultad de Ciencias Forestales. Escuela de Ing. Forestal. Mérida, VZ. 10 p.
- Hotchkiss, R. H. & McCallum, B.E. (1995). Peak discharge for small agricultural watersheds. *Journal of Hydraulic Engineering*, 121(1): 36-48.
- Honda, E. (2013). Repartição da água da chuva sob o dossel e umidade do solo no gradiente fisionômico da vegetação do Cerrado. [Tesis Doutor em Ciências da Eng. Amb. USP. São Paulo, Brasil]. <http://www.teses.usp.br/teses/disponiveis/18/18139/tde-22042014-104728/pt-br.php>.
- Horton, R. (1919). *Rainfall interception*. *Monthly weather review*. Albany, US. <http://docs.lib.noaa.gov/rescue/mwr/047/mwr-047-09-0603.pdf>

- Horton, R. (1945). Erosional development streams and their drainage basins: Hydrophysical approach to quantitative morphology. *Geol. Soc. America Bull.* 56: 275-280.
- Huamán, J. (2016). Evaluación de la capacidad de infiltración por precipitaciones, utilizando infiltrómetro de doble anillo en la zona de recarga hídrica de la unidad hidrográfica de Rontoccocha - Abancay, 2016. [Tesis de Ingeniero Ambiental, Universidad Tecnológica de los Andes, Perú]. <https://repositorio.utea.edu.pe/bitstream/utea/144/1>.
- IDOM (2018). Cambios en las condiciones de inundabilidad en Gipuzkoa por el cambio climático. <https://www.gipuzkoa.eus/documents/2820648/aba808e0-496f-38a1-c512-352a2925695f>.
- IGP (2015). Generación de modelos climáticos para el pronóstico de la ocurrencia del Fenómeno del Niño. Boletín Técnico. http://met.igp.gob.pe/publicaciones/Divulgacion_PPR_El_Nino_IGP_201411.pdf
- Instituto Geológico y Minero de España. (2008). Guía metodológica para la determinación de los caudales ambientales. Capítulo de aguas subterráneas. http://info.igme.es/SidPDF/131000/466/131466_0000001.pdf.
- Izzard, C. F. (1946). Hydraulics of runoff from developed surfaces from developed surfaces. Proceedings of the 26th Annual meeting of the Highway Research Board, National Research Council, Washington, D.C. EE.UU.
- Johnstone, D. & Cross, W. P. (1949). *Elements of applied hydrology*. New York: Ronald Press.
- Kerby W. S. (1959). Time of concentration of overland flow. *Civil Eng.* 60: 174.
- Kirpich, Z. P. (1940). Time of concentration of small agricultural watersheds. *Civil Engineering*, 10 (6), 362.
- Leiva, D. y Rodríguez, J. (2016). Identificación de modelos estadísticos para la regionalización de los caudales máximos de la cuenca Magdalena - Cauca. [Tesis de licenciatura, Universidad distrital Francisco José de Caldas Facultad Tecnológica - Bogotá]. <https://repository.udistrital.edu.co/handle/11349/3212>
- León, A., Hernández, A., Garrido, M. y Andalia, A. (2013). Captación de lluvia con pluviógrafos de cubeta y su postprocesamiento. *Ingeniería Hidráulica y Ambiental*, 34(2), 73-87. http://scielo.sld.cu/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S1680-03382013000200007&lng=es&tlng=es.
- Linsley, R. y Hohler, M. (1977). *Hidrología para Ingenieros*. Editorial Mc Graw-Hill.
- Llamas, J. (1993). *Hidrología general: Principios y Aplicaciones*. Servicio Editorial de la Universidad del País Vasco. España.

- López, F. (1998). *Restauración hidrológico-forestal de cuencas y control de la erosión*. Ministerio de Medio Ambiente. Madrid, España: TRAGSA, TRAGSATEC y Mundi-Prensa.
- López-Lambraño, A. A., González-Sosa, E., y López-Ramos, A. A. (2017). Pérdidas por intercepción de la vegetación y su efecto en la relación intensidad, duración y frecuencia (IDF) de la lluvia en una cuenca semiárida. *Revista Tecnología y Ciencias del Agua*, 8(4), 37-56. <https://doi.org/http://dx.doi.org/10.24850/j-tyca-2017-04-03>.
- Mejía, A. (2012). *Hidrología Aplicada*. Lima, Perú: Fondo Editorial UNALM.
- Mejía, A. (2017). *Probabilidad y Estadística en Hidrología*. Lima, Perú: Fondo Editorial UNALM.
- Mena, S. P. (2010). Evolución de la dinámica de los escurrimientos en zonas de alta montaña: caso del Volcán Antisana. [Escuela Politécnica Nacional. Ecuador]. <http://bibdigital.epn.edu.ec/bitstream/15000/2503/1/CD-3253.pdf>.
- Méndez, W. (2016). Análisis cuantitativo del relieve en cuencas de drenaje de la vertiente norte del macizo “El Ávila” (estado Vargas, Venezuela) y su significado hidrogeomorfológico. <http://www.elsevier.es/es-revista-investigaciones-geograficas-boletin-del-instituto-118-pdf-S0188461117300031>.
- Mendoza, M., Bocco, G., Siebe, C. y Ortiz, M. (2002). Modelamiento hidrológico espacialmente distribuido: una revisión de sus componentes, niveles de integración e implicaciones en la estimación de procesos hidrológicos en cuencas no instrumentadas. *Investigaciones Geográficas*, 47: 36-58. <https://www.scielo.org.mx/pdf/igeo/n47/n47a4.pdf>
- MIDAGRI (s/f). Cuencas e hidrografía. <https://www.midagri.gob.pe/portal/54-sector-agrario/cuencas-e-hidrografia>.
- Mishra, S.K. & Singh, P.V. (2004). Long-term hydrological simulation based on the soil conservation service curve number. *Hydrological Processes*, 18(7):1291–1313
- Moncada, W., Willems, B. & Rojas, J. (2020). Estimación de estadíos estacionales a partir de parámetros climáticos medidos en la estación meteorológica de la microcuenca Apacheta, Región Ayacucho, 2000 al 2018. *Revista de Investigación de Física*. 23. 17-25. DOI: 10.15381/rif.v23i2.20296.
- Montecelos, Y. (2018). Modelación del efecto de la variación climática en el balance hídrico en dos cuencas (México y Cuba) bajo un escenario de cambio climático. [Tesis de Doctorado en Ciencias. Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja Cali-

- fornia]. <https://cicese.repositorioinstitucional.mx/jspui/handle/1007/2531>.
- Monsalve, J. (2008). Desarrollo de un modelo conceptual de producción, transporte y depósito de sedimentos. [Tesis Doctoral no publicada. Universidad Politécnica de Madrid]. <http://hdl.handle.net/10251/8303>.
- Moreno, A. y Renner, I. (2007). Gestión Integral de Cuencas. La experiencia del Proyecto Regional Cuencas Andinas. <http://cipotato.org/wp-content/uploads/2014/08/003654.pdf>.
- Morlón, P. (1996). Comprender la agricultura campesina en los Andes centrales (Perú - Bolivia). INRA Éditions. enlace: https://www.researchgate.net/publication/311268573_Comprender_la_agricultura_campesina_en_los_Andes_centrales_Peru_-_Bolivia
- Moth (Ministry of Transportation and Highways). (1998). Hydraulics Manual. Moth Engineering Branch, Victoria, BC, Canada.
- Mouelhi, S., Michel, C., Perrin, C. & Andréassian, V. (2006). Desarrollo paso a paso de un modelo de balance hídrico mensual de dos parámetros. *Journal of Hydrology*. 318(1-4), 200-214.
- Najarro, D. (2015). Calibración del modelo de Lutz Scholtz y generación de caudales extendidos aplicado a la cuenca del río Chacco Ayacucho, [Tesis de Ingeniero Civil, Universidad Nacional de San Cristóbal de Huamanga, Perú]. <http://repositorio.unsch.edu.pe/handle/UNSCH/794>.
- Nazari, M., Masoud, T., & Karakouzian, M. (2020). Análisis de sensibilidad de la resolución DEM y parámetros efectivos de rendimiento de escorrentía en el modelo SWAT: un estudio de caso. *Revista de suministro de agua: Investigación y tecnología-Aqua*. 69 (1): 39-54. <https://doi.org/10.2166/aqua.2019.044>.
- Neitsch, S.; Arnold, J.; & Kiniry, J. (2005). *Soil and Water Assessment Tool User's Manual*. Version 2000.
- Ochoa, B., Buytaert, W., De Bièvre, B., Céleri, R., Crespo, P., Villacís, M., Llerena, C., Acosta, L., Villazón, M., Guallpa, M., Gil, J., Fuentes, P, Olaya, D., Viñas, P., Rojas, G. & Arias, S. (2016). Impact of land use on the hydrological response of tropical Andean catchments. *Hidrological Processes*. 30, 4074-4089. <https://doi.org/10.1002/hyp.10980>.
- OMM-N°8. (1996). *Guía de Instrumentos y Métodos de Observación Meteorológicos*. Organización Meteorológica Mundial. https://www.pluviometro.com/temasdivul/wmo_8-1996_espdf.pdf
- Pasini, F. (1914). Relazione sul progettodella bonifica renana. Bologna, Italy.
- Pearce, A. J., Stewart, M. K. & Sklash, M. G. (1986). Storm runoff generation in humid headwater catchments. 1. Where does the water come from?

- Water Resources Research*, 22, 1263–1272.
- Peñaherrera, C. (1986). *El desarrollo de la Geografía en el Perú*, en Estudios de Historia de la Ciencia en el Perú. Lima Concytec, Edit. Agraria.
- Pereira, D., Martínez, M., da Silva, D., & Pruski, F. (2016). Hydrological simulation in a basin of typical tropical climate and soil using the SWAT Model Part II: Simulation of hydrological variables and soil use scenarios. *Journal of Hydrology: Regional Studies* 5:149-163. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.ejrh.2015.11.008>
- Pérez, J. (1979). *Fundamentos del ciclo hidrológico*. Universidad Central de Venezuela. Facultad de Ingeniería Departamento de Meteorología e Hidrología. Caracas, Venezuela.
- Pérez, O. (1985). Determinación del tiempo de concentración para estimar la avenida de diseño. *Ingeniería Civil*. La Habana, Cuba. 36(1):40-53.
- Pilgrim, D. H & McDermott, G.E. (1982). Design floods for small rural catchments in Eastern New South Wales. *Civ. Eng. Trans. Inst. Engs. Aust.* 24: 226-234.
- Pizarro, R. (1996). Análisis comparativo de modelos matemáticos precipitación- escorrentía en cuencas de España peninsular. Departamento de Ingeniería Forestal, Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Montes. Universidad Politécnica de Madrid, España.
- Pizarro, R. & Torres, I. (1998). Propuesta de un modelo matemático para la caracterización global del proceso precipitación – escorrentía en zonas semiáridas. Actas del I Congreso Larinoamericano IUFRO, Corporación Nacional Forestal IUFRO, Valdivia, Chile.
- Plan Meriss II. (1980). Generación de caudales mensuales en la sierra peruana - Plan Meriss II. s.l., s.e.
- PMFS. (2011). Programa de Manejo Forestal Sostenible. Instituto Interamericano de Cooperación para la Agricultura.
- Puelles, J. C. (2015). Estudio hidráulico e hidrológico de la cuenca Alto Perú y El Porvenir en el asentamiento humano Las Mercedes Alto Perú, distrito de La Oroya, provincia de Yauli – Junín para la construcción futura de obras de arte ante amenazas de derrumbes provocado por la crecida del río, mediante el uso de los modelos matemáticos HEC-HMS Y HEC-GEORAS. [Tesis de Licenciatura, Universidad Peruana de Ciencias Aplicadas]. <https://repositorioacademico.upc.edu.pe/bitstream/handle/10757/620953>.
- Quaro, G. (2011). Hydrological report. Hydroeurope.
- Ribeiro, G. (1961). Acerca do calculo da vasão de obras d'arte: tempo de concentração. *Revista do Clube de Engenharia*, 294: 16-19.

- Rojas, E. (2014). Cordillera de los Andes, una oportunidad para la integración y desarrollo de América del Sur. <https://www.fao.org/3/i3854s/i3854s.pdf>
- Ruiz, O., Arteaga, R., Vázquez, M., Capurata, R., y López, R. (2012). Balance hídrico y clasificación climática del Estado de Tabasco, México. *Universidad y Ciencia*, 28(1):1-14. <https://www.scielo.org.mx/pdf/uc/v28n1/v28n1a1.pdf>.
- Salaverry, J. (2006). *Macroecología de los Andes peruanos. Situación actual y dinámica de cambio en los últimos 20 000 años*. Institut français d'études andines. doi: 10.4000/books.ifea.
- Sánchez, C., Velásquez, M., Jasso, R. y Gonzáles, J. L. (2003). Caracterización de la retención de humedad máxima en el suelo del método SCS-CN. Aplicación a una cuenca de México. *Ingeniería hidráulica en México*. XVIII (3). 111-117. http://www.revistatyca.org.mx/ojs/index.php/tyca/article/view/954/pdf_1.
- Sánchez, F. J. (2022). Hidrología e Hidrogeología. Universidad de Salamanca. <https://hidrologia.usal.es/>.
- Sarochar, H. (s.f.). Introducción a la meteorología general. Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas. Universidad Nacional de la Plata. http://extension.fcaglp.unlp.edu.ar/content/obs/descargas/Introduccion_a_la_Meteorologia_I.pdf.
- Sierterm UEM. (s.f.). Sistemas inteligentes y energías renovables. <https://sierterm.es/content/percolaci%C3%B3n/>
- Singh, V.P. (1992). *Elementary Hydrology*. Editorial Prentice Hall.
- Soil Conservation Service, SCS. (1986). *Urban hydrology for small watersheds*. Technical Release 55. Washington D.C. U.S. Department of Agriculture.
- Smakhtin, V.U. (2001). Low flow hydrology: a review. *Journal of Hydrology*, 240: (3-4). 147-186. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(00\)00340-1](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(00)00340-1).
- Snyder, F.F. (1938). Syntethic Unit Graphs. Transaction of the American Geophysical Union. EE. UU.
- Spruill, C.A., Workman, S.R. & Taraba J.L. (2000). Simulation of daily and monthly stream discharge from small watersheds using the SWAT model. <https://www.sciencebase.gov/catalog/item/50577471e4b01ad7e027c6d2>.
- Stehr, A. (2008). Análisis del comportamiento hidrológico y disponibilidad de agua, bajo escenarios de cambio climático, para dos subcuencas del río Biobío incorporando el impacto del aporte nival en la zona cordillerana [Tesis de Doctorado, Universidad de Concepción, Chile].

- <http://repositorio.udec.cl/jspui/handle/11594/810>.
- Sorooshian, S., Hsu, K., Coppola, E., Tomassetti, B., Verdecchia, M. & Visconti, G. (2008). *Hydrological modelling and the water cycle: coupling the atmospheric and hydrological models*. Springer Science & Business Media.
- Tapia, M. (2013). Diagnóstico de los ecosistemas de montañas en el Perú. FAO-MINAM. https://www.fao.org/fileadmin/templates/mountain_partnership/doc/TCP_Andes/DiagnosticoPeruVersion_2_de_sept-_1-55.pdf.
- Témez, J. R. (2003). Facetas del cálculo hidrometeorológico y estadístico de máximos caudales. *Rev. Obras Púb.* (3)430: 47-51.
- Terán, C. (2014). Volumen de agua aprovechable en la microcuenca del río Tres Ríos, usando el modelo determinístico estocástico Lutz Scholtz validado para los años hidrológicos 2008 - 2012. <https://repositorio.unc.edu.pe/handle/20.500.14074/74>
- Torres, S. (2003). Una visión más amplia del Universo. https://www.amc.edu.mx/revistaciencia/images/revista/54_4/vision_mas_amplia.pdf.
- Tucci, C. (2000). *Hidrología, Ciência e aplicação*. Porto Alegre: UFGS. Coleção ABRH de Recursos Hídricos.
- Uribe, (2010). Conceptos básicos y guía rápida para el usuario. Versión SWAT2005. <https://swat.tamu.edu/media/46967/swat2005-tutorial-spanish.pdf>.
- USDA- SCS (1967). *Hydrology. Section 4. Part I. Watershed planning*. National Engineering Handbook. Departamento de Agricultura de los Estados Unidos. Servicio de Conservación de Suelos, Washington D.C.
- Valdivieso, F. y Naranjo, G. (2003). Aplicación del modelo SWAT para la estimación de caudales y sedimentos en la cuenca alta del río Catamayo. En III Congreso Latinoamericano de Manejo de Cuencas Hidrográfica. s.l., s.e. p. 8–13.
- Valencia, C. y Zuluaga, O. (1981). Estudio preliminar del tiempo de concentración en algunas cuencas de Antioquia. [Trabajo de grado. Universidad Nacional de Colombia, sede Medellín].
- Vélez, J. y Botero, A. (2011). Estimación del tiempo de concentración y tiempo de rezago en la cuenca experimental urbana de la Qda. San Luis, Manizales. *Dyna*. 78(165). <https://www.redalyc.org/pdf/496/49622372006.pdf>
- Vieux, B. & Gaur, N. (2008). Finite-element modeling of storm water runoff using GRASSGIS. s.l., s.e., 9:263 p. <https://doi.org/10.1111/j.1467-8667.1994.tb00334.x>

- Weber, J., Dasso, C. y Jorquera, E. (2010). Desarrollo y calibración de un modelo hidrológico de simulación mixta. *Mecánica Computacional*. 29: 4013-4037.
- Xu, X., Lewis, C., Liu, W., Albertson, J., & Kiely, G. (2012). Analysis of single-ring infiltrometer data for soil properties estimation: comparison of BEST and Wu methods. *Agricultural Water Management*, 107: 34-41. <https://doi.org/10.1016/j.agwat.2012.01.004>.
- Yarleque, C., Vuille, M., Hardy, D.R., Timm, O.E., De la Cruz, J., Ramos, H., & Rabatel, A. (2018). Projections of the future disappearance of the Quelccaya Ice Cap in the Central Andes. *Sci. Rep.* 8, 1–11. <https://doi.org/10.1038/s41598-018-33698-z>.
- Zubieta, R. (2013). Modelado hidrológico distribuido de la cuenca amazónica peruana utilizando precipitación obtenida por satélite [Tesis de Maestría, Universidad Nacional Agraria La Molina, Perú]. <https://repositorio.igpp.gob.pe/handle/20.500.12816/956>.

Modelamiento hidrológico de cuencas andinas
se terminó la edición digital en marzo de 2024 en
los talleres gráficos de **Producciones estratégicas**
Urb. María Parado de Bellido Mz. K-13
Ayacucho - Perú

y la Enseñanza – CATIE, Turrialba – Costa Rica (2015), becaria MASHAV del gobierno de Israel en el curso: Gestión Integral y Sostenible de los Recursos Hídricos para el Desarrollo del Sector Agropecuario y PRONABEC- Perú con la beca complementaria al Gobierno de Israel (2017), becaria del Programa de Doctorado en Recursos Hídricos - UNALM para participar como ponente en el XIII CONGREGMET - Congreso de Meteorología en Rosario - Argentina (2018). Pasantía en el Instituto Nacional de Investigaciones Espaciales en Sao Paulo – Brasil. Ponente en el Encuentro Internacional de Enseñanza de la Ingeniería – EIEI – ACOFI en Cartagena de Indias – Colombia (2023). Con publicaciones como primer autor en revistas indizadas. Ingeniera destacada del Colegio de Ingenieros del Perú – departamental Ayacucho en 2015, 2022 y 2023.

Docente nombrada (2005), categoría Asociada a Dedicación Exclusiva de la Escuela de Ingeniería Agrícola – Facultad de Ciencias Agrarias de la Universidad Nacional de San Cristóbal de Huamanga (UNSCH) - Ayacucho. Directora de la EPIA entre julio 2021 y octubre 2023. Consultora en recursos hídricos.

El libro "**Modelamiento hidrológico de cuencas andinas**" ofrece una exploración detallada de técnicas y metodologías básicas para el estudio de la hidrología en las diversas cuencas andinas. Desde la comprensión de los procesos hidrológicos elementales, la descripción de las características de las cuencas andinas de nuestro país, hasta la aplicación de modelos hidrológicos. Por tanto, este libro proporciona una guía para investigadores, profesionales y estudiantes interesados en el manejo sostenible de los recursos hídricos en esta región única.

Se reconoce que los fenómenos hidrológicos son extremadamente complejos y es probable que nunca se comprendan completamente. Sin embargo, ante la falta de un conocimiento exhaustivo, es factible representarlos de manera simplificada utilizando el concepto de sistema, el cual consiste en un conjunto de componentes interrelacionados que forman una entidad completa. Además, los modelos hidrológicos, basados en diversos datos de entrada como precipitaciones, aportes y condiciones límite, permiten calcular los niveles de crecida de un río y revelan cómo una cuenca responde a un evento de lluvia específico, incluyendo la cantidad de escorrentía superficial, el caudal máximo, el momento del pico y la duración.

Es así que el libro, cubre aspectos teóricos y prácticos del modelamiento hidrológico en cuencas, desde la recopilación de datos hasta la interpretación de resultados. Se ha incluido ejemplos y casos de estudio reales para ilustrar la aplicación de los conceptos y procedimientos, así como sus resultados, los cuales están orientados a proporcionar herramientas útiles para la toma de decisiones en la gestión de recursos hídricos con modelos aplicados a las condiciones de las cuencas andinas.

