

Modelos de resistencia al flujo en río de montaña: semiempíricos, HEC-RAS y GEP

Flow resistance prediction models in Mountain River: Semiempirical, HEC-RAS and GEP

Maiquel López-Silva ^{a1*}, Dayma Carmenates-Hernández ^{a2}, Rafael Poma-Puente ^b, Jacinto Calderón-Rufasto ^{a3}, William Sanchez-Verastegui ^{a4}

^aUniversidad Ricardo Palma, Av. Benavides 5440 Santiago de Surco. Lima, Perú, Código Postal 1801.

^bUniversidad Católica Sedes Sapientiae, Esq. Constelaciones y Sol de Oro S/N, Urbanización Sol de Oro, Los Olivos, Lima, Perú, Código Postal 15302

Email: ^{a1}maiquel.lopez@urp.edu.pe, ^{a2}dayma.carmenates@urp.edu.pe, ^b2018101495@ucss.pe, ^{a3}jacinto.calderon@urp.edu.pe

^{a4}wsanchez@urp.edu.pe

*Autor para correspondencia

Recibido: 31/10/2023

Aceptado: 01/04/2024

Publicado: 30/04/2024

Citar como: López-Silva, M., Carmenates-Hernández, D., Poma-Puente, R., Calderón-Rufasto, J., Sanchez-Verastegui, W. 2024. Flow resistance prediction models in Mountain River: Semiempirical, HEC-RAS and GEP. *Ingeniería del agua*, 28(2), 123-140. <https://doi.org/10.4995/la.2024.20629>

RESUMEN

En este artículo se presenta la estimación de la resistencia al flujo en río de montaña por tres métodos. Se aplicaron los criterios estadísticos del error medio cuadrático (RMSE), el coeficiente de determinación (R^2) y el diagrama de Taylor en el software R para la calibración de los modelos. El modelo GEP resultó óptimo para estimar el n de Manning con el menor error de 5%, pero presenta mayores limitaciones y sesgo en relación al HEC-RAS con similar error. En efecto, se desarrollaron nuevas ecuaciones para estimar el n de Manning para ríos de montañas. En relación con el método más factible y confiable para elaboración de mapas de riesgos hidrometeorológicos se demostró que estará en función del grado de la precisión y limitaciones del tipo de investigación.

Palabras clave | altura de rugosidad; rugosidad de Manning; hidráulica fluvial; modelos hidrodinámicos; algoritmo genético.

ABSTRACT

This paper presents, flow resistance in mountain rivers was estimated by three methods. The Statistical Criterion Mean Squared Error (RMSE), the Coefficient of Determination (R^2), and the Taylor Diagram in R software were applied to calibrate the models. The GEP model was optimal for estimating Manning's n with the lowest error of 5%, but it has greater limitations and bias in relation to the HEC-RAS with a similar error. Indeed, new equations were developed to estimate Manning's n for mountain rivers. In relation to the most feasible and reliable method for preparing hydrometeorological risk maps, it was demonstrated that it will depend on the degree of precision and limitations of the type of research.

Key words | roughness height, Manning roughness, river hydraulics, hydrodynamic models, genetic algorithms.

INTRODUCCIÓN

Los ríos de montaña se caracterizan por el régimen hidrológico y geomorfología fuertemente acentuada en relación a los ríos aluviales de llanuras. En particular, su perfil presenta fuertes pendientes con una configuración de saltos, pozos y cascadas (Rosgen, 1996) y movilidad de sedimentos gruesos entre piedras, gravas y arenas. En efecto, generan una respuesta rápida a las lluvias que provocan inundaciones y como consecuencias pérdidas de vidas humanas (Mejía, 2017). Al respecto, la resistencia al flujo en los ríos de montaña es notablemente importante porque predice los máximos caudales, y tiene un amplio uso en modelos hidrodinámicos para estimar los escenarios de inundaciones y el diseño de estructuras hidráulicas (Ji *et al.*, 2010).

La resistencia al flujo se debe en particular a la altura de rugosidad (k), carga de fondo en lecho, forma de transportación de las partículas, la fracción viscosa y el esfuerzo cortante del lecho (Ferro y Porto, 2018). Los métodos tradicionales para estimar el coeficiente de resistencia al flujo son mediante las ecuaciones de C de Chezy, n de Manning o f de Darcy-Weisbach. Aunque, el n de Manning ha alcanzado mayor difusión en la práctica ingenieril (Cedillo *et al.*, 2021). Existen numerosos aportes científicos, pero direccionados a estudios de laboratorios y a los ríos aluviales de llanura por su fácil acceso, pero es un problema establecer con precisión el n de Manning para los diferentes escenarios y en particular para los ríos de montaña.

Marcus *et al.* (1992) evaluaron once técnicas para estimar el n de Manning en río de montaña y la técnica de Jarrett (1984) produjo las mejores estimaciones, aunque con una sobrestimación promedio de 32% en el flujo turbulento y empinado, mientras que, el resto de los métodos subestimaron el n de Manning porque no abordan adecuadamente los efectos sobre la resistencia al flujo de los sedimentos de gran tamaño, bajas relaciones entre la profundidad del flujo y el radio hidráulico, pendientes pronunciadas y turbulencias severas. Las ecuaciones existentes en la literatura al ser extrapoladas en otros canales empinados en la mayoría de los casos poseen una incertidumbre desde el 30% al 66% en ríos de montaña (David *et al.*, 2010). Por ejemplo, producto a un error del 50% en el n de Manning para una paleoinundación en un río de lecho de roca se informó una descarga de alrededor del 40% (Kidson *et al.*, 2006). En particular, David *et al.* (2010) demostraron que existen diferencias significativas de la resistencia al flujo entre los propios tipos de ríos de montaña; indican que el caudal explica la mayor variabilidad para el valor de f de Darcy-Weisbach, seguido de la pendiente longitudinal del río. Además, enfatizan que la sumergencia relativa del percentil granulométrico (R/D_{84}) no es apropiado para estimar la resistencia al flujo en ríos de montañas.

En cambio, las investigaciones científicas plantean la utilidad del tamaño de los sedimentos y sumergencia relativa del flujo como aspectos significativos para obtener la resistencia al flujo, pero no ha existido un consenso de opiniones. Meyer-Peter y Muller (1948), Bray (1979), López *et al.* (2008), Peng *et al.* (2022) argumentan que es más apropiado el uso d_{84} y d_{90} para estimar la resistencia al flujo, porque presentan mayor capacidad explicativa en comparación al d_{50} , en ríos aluviales de llanuras como de montañas. Sin embargo, Huang (2010) plantea que al utilizar d_{50} o d_{90} no tienen efecto en la precisión de la resistencia al flujo. Bathurst *et al.* (1981) expresan una relación ajustada para río de montaña y material del lecho con el R/y , R/d_{50} , o R/d_{84} con valores de sumergencia relativa superiores a 10. Posteriormente, Bathurst (1985) demostró una relación más objetiva del tipo semilogarítmica $(8/f)^{0.5}$ en función de y/d_{84} .

En cambio, el uso de modelos hidrodinámicos como HEC-RAS, IBER, DELFT3D, para identificar la estimación de la resistencia al flujo han mostrado mejoras significativas. Su uso para la calibración y validación han demostrado su factibilidad y confiabilidad que alcanzan menos del 10% de error (Ardıçlıoğlu y Kuriqi, 2019; Abbas *et al.*, 2020; Serrano *et al.*, 2022). En efecto, las limitaciones son menores en comparación con los modelos semiempíricos, porque necesitan un menor número de datos e información de más fácil acceso. En particular, el modelo HEC-RAS basado en el principio de las ecuaciones de Saint-Venant es de gran utilización porque permite simular flujos constantes unidimensionales (1D), bidimensionales (2D), flujos inestables, transporte de sedimentos (Brunner, 2016) que permite a su vez, el mapeo de inundaciones y peligro de inundación urbana (Van Der Meulen *et al.*, 2021, Rangari *et al.*, 2021) todo con previa estimación y calibración del n de Manning (Ardıçlıoğlu y Kuriqi, 2019; Zeiger y Hubbart, 2021; Nadhum y Hussien, 2023; Zaborowski *et al.*, 2023). Pero, la aplicación de los modelos hidráulicos para ríos de montaña es limitada por las condiciones topográficas complejas que repercuten en escasas investigaciones.

Sin embargo, se han detectado algunas incertidumbres para la predicción de la extensión de la inundación y las características del flujo en el modelo HEC-RAS. Pappenberger *et al.* (2005) citan que es producto al parámetro de rugosidad, el exponente del perímetro mojado se fijó en 2/3 y el valor puede variar 0.6175 y 0.8395, así como a la sensibilidad de la geometría del río. Al

respecto, Boulomytis *et al.* (2017) compararon los modelos HEC-RAS y MIKE11 para el río Bashar y detectaron que el mismo valor del n de Manning mostraron ligeras diferencias entre los resultados. Horritt y Bates (2002) comparan códigos de modelos 1D y 2D del HEC-RAS, LISFLOOD-FP y TELEMAC-2D) y expresan que los modelos muestran diferentes respuestas a los cambios en la parametrización de la fricción. Mientras que, Boulomytis *et al.* (2017) estimaron y calibraron los valores n de Manning mediante el método Cowan y el modelo HEC-RAS, pero observaron discrepancia en los valores para algunas secciones transversales. Por su parte, Costabile *et al.* (2021) no alcanzaron resultados satisfactorios en el desempeño del HEC-RAS, relacionado con las simulaciones de escorrentía utilizando lluvia constante y uniforme.

Por otro lado, los métodos de programación de expresión genética (GEP), *Machine Learning* (ML), así como el sistema de inferencia difusos basados en redes adaptivas (ANFIS) son herramientas novedosas con elevada precisión para predecir la resistencia al flujo en ríos naturales (Ding *et al.*, 2004; Arpan y Shahnazi, 2017; Philippus *et al.*, 2021; Roushangar y Shahnazi, 2021). La GEP estima la resistencia al flujo de forma adecuada con $\pm 10\%$ de error en comparación con las ecuaciones convencionales (Azamathulla *et al.*, 2020). Sin embargo, también presenta sus limitaciones como elevado tamaño de la población, sistema de cómputo, tasa de mutación y cruce, función de aptitud objetiva, criterio de parada poco claro, entrenamiento y validación del modelo, así como difícil de identificar una solución óptima local (Katoch *et al.*, 2021).

En general, el enrutamiento para simulación del flujo superficial libre en ríos, inundaciones, y análisis de riesgo hidrometeorológico el n de Manning conlleva el nivel más alto de complejidad entre todos los parámetros involucrados. Por tanto, se plantea como objetivo de la investigación estimar el coeficiente de resistencia al flujo del n de Manning por los métodos semiempíricos, numérico HEC-RAS y la GEP para el diseño de las obras hidráulicas y la gestión de los ríos de montañas.

MATERIALES Y MÉTODOS

Este estudio se realizó en un tramo de 1 km del río Collana en la cuenca hidrográfica del Valle Collana, que se extiende sobre un área de 137.41 km² y perímetro de 59.81 km en la Provincia de Tarma, Departamento de Junín en Perú, Figura (1). El escenario

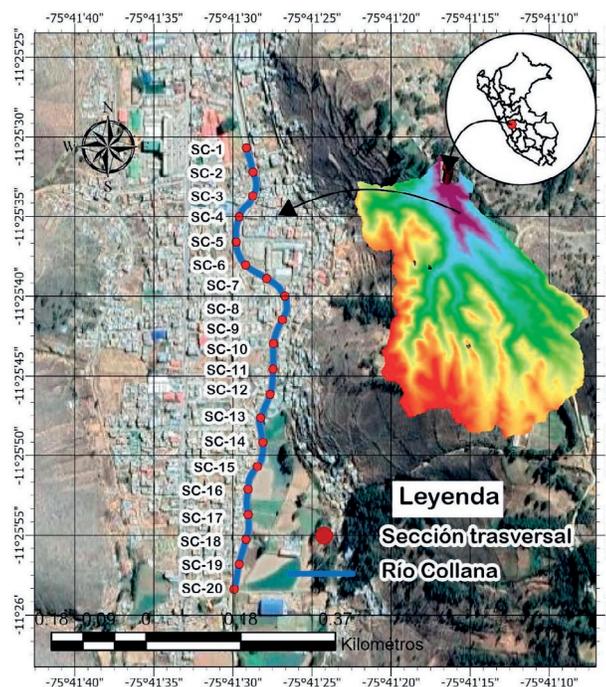


Figure 1| Tramo de estudio del río Collana

del río se ubica dentro de la cordillera de los Andes, región sierra con clima seco templado y precipitaciones media anuales de 519.15 mm. Es una zona tectónica activa con frecuente contorno erosionable y material del lecho variado (fino-grueso).

El tramo analizado del río Collana está a una altura de 3050 m s.n.m. con una configuración de saltos. Es un afluente con caudales pocos variables a excepción de las épocas de lluvia. La profundidad del flujo de agua es relativamente semejante en las secciones transversales, pendientes suaves que se pueden despreciar el efecto de la gravedad, por lo que es considerado como flujo uniforme.

El caudal del río es monitoreado de forma periódica por ser propenso a inundaciones en las épocas de lluvias. Para ello, se tomaron lecturas de las variables hidráulicas en tres fechas del año. El 08/06/2021 como época seca (mayo-septiembre), el 15/11/2021 como época normal (octubre-diciembre) y el 16/02/2022 como época húmeda (enero-abril).

Muestreo y medición física de la velocidad

Se realizó el muestreo del material del lecho por tamizado cada 50 m que generó 20 puntos de análisis como se muestra en la Figura (1). La medición de la velocidad del flujo cada 50 m se realizó con el Correntómetro Global Water FP 111 de rango 0.1 a 6.1 m/s y precisión de 0.030 m/s. Para obtener la distribución de velocidades se registró la velocidad puntual a diferentes niveles de la superficie del agua en cada vertical. La velocidad media del flujo se determinó mediante la Ecuación (1) como la relación de las velocidades puntuales, nivel de la superficie del agua y área de las dovelas. Finalmente, se determinó el caudal real de circulación mediante la Ecuación (2).

$$v_i = \frac{1}{y_i} \sum_{j=0}^{k-1} \left[\left(\frac{v_{j+1} + v_j}{2} \right) (d_{j+1} - d_j) \right] \quad (1)$$

$$Q = \sum_{j=1}^k v_i y_i \Delta w_i \quad (2)$$

siendo v_i la velocidad media en la vertical, y_i nivel de la superficie del agua en la vertical, v_j velocidad puntual en el j punto de medida de la vertical, d_j distancia medida desde el punto de medido de la vertical, k número total de puntos de registro de velocidad en la vertical, Δw_i ancho de la subsección.

Se supuso que la pendiente de la superficie del agua es equivalente a la pendiente del fondo del río, por lo tanto, se calculó utilizando el nivel de la superficie de aguas arriba y aguas abajo entre secciones mostradas en la Figura (1). Las muestras granulométricas se procesaron en el Laboratorio de Ingeniería Civil de la Universidad Católica Sedes Sapientiae de la Sede de Tarma.

Como criterios hidráulicos se ha establecido un flujo en régimen uniforme permanente y turbulento de acuerdo a las observaciones físicas. A efecto, ésta se considera macroscópica con formas geométricas regulares, variación longitudinal de pendiente y granulometría. Los tramos de registros presentan 3 zonas con una alineación parcialmente sinuosa y 3 estribos de puentes que podrían provocar una pérdida de energía localizada.

Resistencia al flujo

La resistencia al flujo se cuantificó por la Ecuación de Manning (3) en función de la velocidad media de la sección transversal, establecido como el n de Manning observado, medido. Se define como la relación de la pendiente de la línea de energía, el coeficiente de n de Manning y el radio hidráulico de la sección transversal considerado igual al nivel de la superficie del agua de acuerdo a López y Barragán, (2004); Cedillo *et al.* (2021); Zhang *et al.* (2020).

$$v = \frac{1}{n} R^{2/3} S^{1/2} \quad (3)$$

siendo v velocidad media (m/s), n coeficiente de rugosidad de Manning, S pendiente de la sección transversal (decimal); R radio hidráulico (m).

Ecuaciones semiempíricas

A partir de una revisión detallada de la literatura se seleccionaron las ecuaciones del n de Manning en términos de popularidad, precisión y amplitud del rango de utilidad. Al respecto, fueron desarrolladas por modelos ajustados, técnicas de regresión, datos de campo, y hallazgos experimentales con lechos granulares. Posteriormente, validadas para ríos de llanuras y montañas con material fino, grueso, rocas y con flujo uniforme en condiciones subcríticas a supercríticas y pendientes del 1 a 5% (López y Barragán, 2004; Mendicino y Colosimo, 2019).

Las ecuaciones se clasificaron en percentil granulométrico como categoría 1, la Ecuación (4) de Strickler (1923), Ecuación (5) de Meyer-Peter y Muller (1948), Ecuación (6) de Lane y Carlson (1953). Las exponenciales en categoría 2, la Ecuación (7) de Brownlie (1983), Ecuación (8) de Jarret (1984), Ecuación (9) de Bruschin (1985). Por último, logarítmicas en categoría 3, la Ecuación (10) de Limerinos (1970), Ecuación (11) de Bray (1979) y Ecuación (12) de Griffiths (1981). El proceso de calibración fue en función de los criterios estadísticos de similitud en relación a la Ecuación (3).

Categoría 1. Basada en el percentil granulométrico

$$n = \frac{1}{21.1} d_{50}^{1/6} \text{ Rango de } 0.4 \leq S \leq 2.5\% \text{ y } 0.1 < R < 10 \quad (4)$$

$$n = \frac{1}{26} d_{90}^{1/6} \text{ Rango de } 0.04 \leq S \leq 2.27; 1.54 \leq y/d_{90} \leq 700 \text{ y } 0.0007 \leq d_{90} \leq 0.029 \quad (5)$$

$$n = \frac{1}{20.08} d_{75}^{1/6} \text{ Rango de } 0.072 \leq S \leq 1.31; 1.50 \leq y/d_{75} \leq 20 \quad (6)$$

Categoría 2. Sumergencia relativa potencial

$$n = \frac{d_{50}^{0.167}}{30.5} \left[1.893 \left(\frac{R}{d_{50}} \right)^{0.1374} S^{0.1112} \right] \text{ Rango de } 0.018 \leq d_{50} \leq 0.147, 14 \leq B \leq 546 \quad (7)$$

$$n = 0.32 S^{0.38} R^{-0.16} \text{ Rango de } 0.2 \leq S \leq 4; 0.15 \leq R \leq 2.1 \text{ y } 0.1 \leq d_{84} \leq 0.8 \quad (8)$$

$$n \frac{d_{50}^{1/6}}{12.38} \left(R \frac{S}{d_{50}} \right)^{1/7.3} \text{ Rango de } 0.018 \leq d_{50} \leq 0.147; 14 \leq B \leq 546 \quad (9)$$

Categoría 3. Sumergencia relativa - logarítmica

$$n = \frac{0.113 R^{1/6}}{0.35 + 2 \log \left(\frac{R}{d_{50}} \right)} \text{ Rango de } 0.068 \leq S \leq 2.4; 1.9 \leq y/d_{50} \leq 177; 0.007 \leq d_{50} \leq 0.25 \quad (10)$$

$$n = \frac{0.113 y^{1/6}}{1.09 + 2.2 \log \left(\frac{y}{d_{50}} \right)} \text{ Rango } 0.022 \leq S \leq 21.5; 0.55 \leq y/d_{50} \leq 167; 0.019 \leq d_{50} \leq 0.145 \quad (11)$$

$$n = \frac{0.113 R^{1/6}}{0.79 + 1.98 \log \left(\frac{y}{d_{50}} \right)} \text{ Rango } 0.0095 \leq S \leq 0.11; 1.5 \leq R/d_{50} \leq 200 \text{ y } 0.013 \leq d_{50} \leq 0.152 \quad (12)$$

siendo n el coeficiente de rugosidad de Manning, d_{50} , d_{75} , d_{90} el percentil granulométrico, S la pendiente de fricción (m/m), R el radio hidráulico (m), y el nivel de la superficie del agua en la sección (m), B ancho del cauce.

Modelo numérico HEC-RAS

Se aplicó el modelo numérico HEC-RAS versión 6.2 desarrollado por el Cuerpo de Ingenieros del Ejército de los Estados Unidos. En la simulación hidráulica se aplicaron la geometría del canal, condiciones de borde, caudal y el n de Manning. La geometría se trazó a través de la interfaz RAS Mapper del HEC-RAS que proporciona una visualización geoespacial enlazada con el ArcGIS Pro 2.0. El modelo digital de elevación (DEM) fue construido a partir del satélite peruano PeruSAT-1 con variaciones de las cotas de celdas de $5\text{ m} \times 5\text{ m}$. Las condiciones de borde se establecieron normales porque el flujo en los tramos del río era prácticamente uniforme. El caudal se estableció en el modelo para los tres periodos, mientras que, el n de Manning fue modificado hasta que las variaciones entre nivel de la superficie del agua observadas y simuladas alcanzaban el error relativo porcentual mínimo con flujo 1D. En la simulación el valor de n de Manning fue introducido a partir de los valores de cobertura de los márgenes del río Collana según referencias para canales (Chow, 1959). Se identificaron coberturas de concreto inacabado, hierba corta, matorral medio denso, mampostería de escombros de cemento, gravas y algunas rocas. El mínimo error porcentual representaría la calibración del modelo. En el proceso de modelación ejecutado en flujo bidimensional (2D) fue distribuido espacialmente para identificar mayor precisión del n de Manning del cauce central y márgenes (Garrote *et al.*, 2021). La Figura (2) muestra en a) la geometría del modelo HEC-RAS y b) La malla con la distribución espacial 2D del n de Manning para el río Collana.

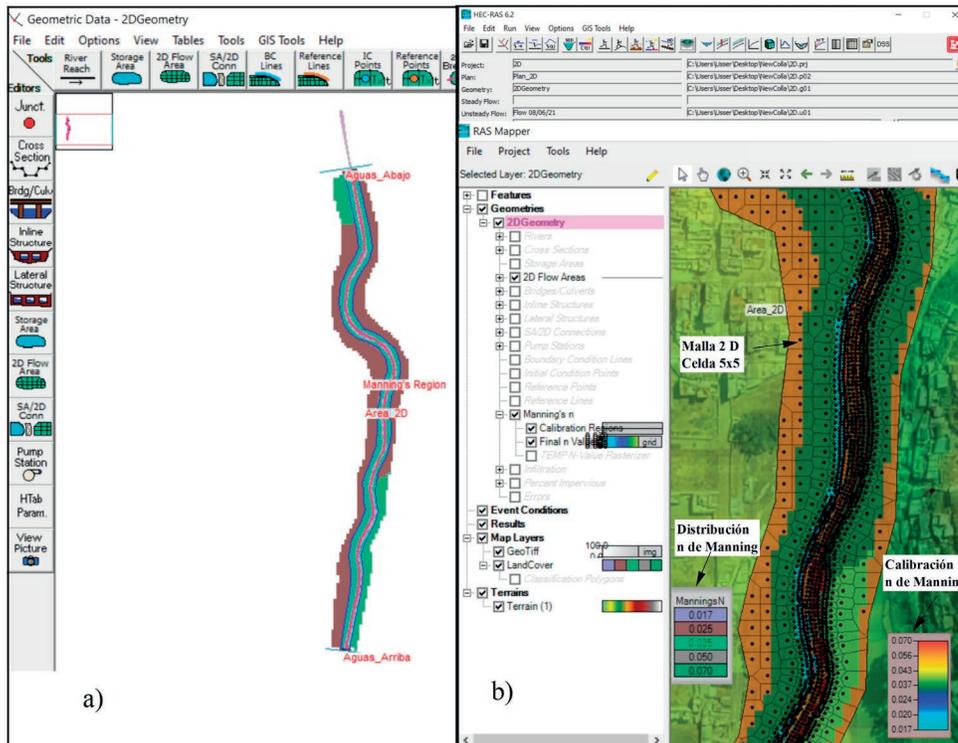


Figure 2| Geometría y malla del modelo HEC-RAS 2D.

Programación de expresión genética (GEP)

Los algoritmos de GEP tienen la capacidad de incorporar formas de aleatoriedad para aproximar soluciones a un problema, lo que posibilita ser más eficaz en relación a los otros métodos citados. La base de datos fue tomada de USACE (1935), Yochum *et al.* (2012) y Yochum *et al.* (2014) en condiciones de laboratorio y campo. En la Tabla 1 se muestran parámetros cualitativos y cuantitativos con 9153 datos históricos. Además, se insertó las mediciones de la propia investigación que proporcionó una matriz de 9693 registros para el análisis de la GEP.

Tabla 1 | Parámetros cualitativos y cuantitativos de los ríos.

Parámetros	USACE (1935)	Yochum <i>et al.</i> (2012)	Yochum <i>et al.</i> (2014)
Arena	x	x	x
Roca		x	x
Vegetación		x	x
Obstrucciones		x	x
Madera			x
y (m)	0.002-0.208	0.1-0.53	0.08-0.57
B (m)	0.200-0.736	0.700-4.000	0.700-5.800
A (m ²)	0.002-0.147	0.04-1.200	0.08-1.63
R (m)	0.003-0.131	0.050-0.26	0.050-0.38
S (m/m)	0.001-0.020	0.015-0.200	0.015-0.208
V (m/s)	0.051-0.981	0.110-1.320	0.120-1.610
NF	0.014-0.973	0.102-0.684	0.130-0.920
Q (m ³ /s)	0.00014-0.065	0.007-0.610	0.001-1.860
n de Manning	0.007-0.214	0.050-0.520	0.048-0.520
Total de datos	8127	531	495

Los datos usados provienen de ríos de Estados Unidos de América, América del Sur y Europa, por lo que constituyen una amplia gama de parámetros hidráulicos como pendientes, flujo uniforme, variado, régimen subcrítico y supercrítico, granulometría, con y sin cobertura vegetal, así como, madera dentro de la corriente de agua.

El modelo se desarrolló como proceso de entrenamiento utilizando la base de datos experimentales para entrenar el algoritmo GEP. Por un lado, la capacidad de transportación de flujo de un canal (Q) depende del área (A) y la velocidad del flujo (v). Sin embargo, se incluyen una serie de factores cualitativos (vegetación, obstrucciones por estructuras hidráulicas, troncos de madera) y cuantitativos (geométricos, régimen de circulación, pendiente y condiciones del lecho de fondo y márgenes). En cambio, el algoritmo fue entrenado con los parámetros cuantitativos (y , B , A , R , S , V , NF , Q), que repercuten de forma directa en la resistencia al flujo. Mientras que, n de Manning se introdujo como variable respuesta. Entre el conjunto de datos se reservó el 20% para la validación y el 80% se utilizó para calibrar el modelo. La estimación de la resistencia al flujo fue con la función de aptitud (F) expresada en la Ecuación (13).

$$F_i = \frac{1000}{1 + P_{ij} - O_j} \quad (13)$$

siendo F la función de aptitud, P_{ij} valor predicho por el cromosoma i individual para el caso de aptitud j , O_j valor observado para el caso de aptitud j . Cuando $P_{ij} = O_j$ significa que es una solución perfecta sin error.

Se seleccionaron como terminales los parámetros expuestos en la tabla 1. En cambio, los operadores fueron aritméticos (+, -, *, /), logaritmos (\ln , \log) y exponencial (\sqrt{x} , ex). Con respecto a los cromosomas fueron de 30, tamaño 8 y número de genes desde 1 hasta 3. El modelo GEP funcionó hasta que logró el valor máximo de la función aptitud y coeficiente de determinación.

Modelo de calibración

La calibración de la resistencia al flujo e incertidumbre de los modelos semiempíricos, HEC-RAS y GEP se realizó mediante el criterio del error medio cuadrático (RMSE) y el coeficiente de determinación (R^2). En particular, el desempeño de los modelos de regresión se evaluó a través del R^2 . Se consideró que $R^2 \geq 0.9$ indica alta precisión, $0.75 \leq R^2 < 0.9$ buena precisión, $0.60 \leq R^2 < 0.75$ moderada precisión $R^2 < 0.6$ baja precisión. El rendimiento predictivo se evaluó a través de $RMSE$ definido por la Ecuación (14) (Abbas, 2020). También se utilizó, el diagrama de Taylor como herramienta única en su entorno y eficaz para evaluar el rendimiento del modelo (Taylor, 2001). El diagrama proporciona las estadísticas del rendimiento de tres parámetros, el

coeficiente de correlación de Pearson (r), la desviación estándar (σ) y el $RMSE$ (Serrano *et al.*, 2022; Arpan y Kishanjit 2017) para el cual se utilizó el software R.

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (X_{obs} - X_{sim})^2} \quad (14)$$

siendo $RMSE$ error medio cuadrático, X_{obs} valor observado; X_{sim} valor simulado, $i=1 \dots n$ número de valores, N tamaño de la muestra.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Los resultados del análisis de los percentiles granulométricos d_{50} fueron de 25.74 a 41.76 mm; d_{75} de 16.74 a 57.53 mm; d_{84} de 23.47 a 68.89 mm y d_{90} de 24.35 a 68.4 mm con desviación estándar (σ) de 4.82; 9.13, 10.51 y 10.54 respectivamente. La clasificación de partículas, de acuerdo al tamaño por la escala de Udden-Wentworth proporciona la existencia de grava fina, mediana, gruesa y muy gruesa. Aunque, más del 40% de las partículas se encuentran entre 32 a 64 mm como grava muy gruesa. Por consiguiente, se está en presencia de un lecho gravoso-arenoso unimodales (Basile, 2018). Factores que permiten visualizar el grado de resistencia al flujo y altura de la capa activa de sedimentos del lecho.

Los valores hidráulicos observados en las secciones del río Collana se muestran en la Tabla 2. El caudal observado en las secciones tiene una elevada precisión con una σ inferior 0.29 y coeficiente de variación menor a 9% que conforme con Gomes (2000) presenta una categoría de muy buena. Los caudales promedios medidos en el río fueron de 0.219 m³/s, 5.133 m³/s, 8.411 m³/s para las fechas del 08/06/21, 15/11/21 y 16/02/22 respectivamente. La escala del n de Manning fue variable desde 0.013 hasta 0.066 producto a la irregularidad de las secciones, configuración planimétrica, y lecho heterogéneo, así como las propias variaciones fluviales. Aunque, no se aprecian pendientes fuertes que podrían elevar la resistencia al flujo (Jarrett, 1984). En síntesis, el n de Manning promedio para el periodo seco, normal y húmedo fue de 0.041; 0.031 y 0.028 respectivamente. Se clasificó la rugosidad en función de la sumergencia relativa (y/d_{84}) como rugosidad intermedia – pequeña en concordancia con Bathurst *et al.* (1981)

Tabla 2 | Rango de valores hidráulicos observados.

Parámetros	Seco			Normal			Húmedo		
	08/06/21			15/11/21			16/02/22		
	Min	Max	σ	Min	Max	σ	Min	Max	σ
Q (m ³ /s)	0.204	0.237	0.008	4.198	5.393	0.260	8.003	8.967	0.291
v (m/s)	0.475	0.660	0.047	0.735	0.990	0.071	1.033	1.253	0.061
n de Manning	0.022	0.066	0.013	0.026	0.035	0.003	0.013	0.042	0.008
A (m ²)	0.320	0.470	0.037	4.350	6.938	0.653	7.015	7.853	0.281
B (m)	1.700	3.900	0.553	4.840	5.830	0.285	6.220	8.32	0.561
y (m)	0.118	0.168	0.016	0.471	0.857	0.112	1.025	1.625	0.171
R (m)	0.120	0.181	0.018	0.471	0.857	0.112	0.693	1.275	0.143
S (m/m)	0.186	2.600	0.706	0.080	0.230	0.038	0.022	0.250	0.061

Los resultados del desempeño de los modelos por las ecuaciones semiempíricas se muestran en la Tabla 3. La resistencia al flujo estimada por la categoría 2 como sumergencia relativa potencial presentan los modelos más eficientes. Entre estos, el más preciso fue el de Brownlie (1983), seguido de Jarrett (1984) y por último Bruschin (1985) con precisión moderada. Los percentiles granulométricos no tuvieron efecto en la precisión de la resistencia al flujo conforme con Huang (2010), pero se discrepa de Meyer-Peter y Muller (1948) y Peng *et al.* (2022). Las posibles causas son que las pérdidas de energía provocadas por los percentiles de la grava más gruesa de 64 mm que no fueron sensibles con respecto a los percentiles menores a consecuencia de la baja explicación de la resistencia al flujo.

Tabla 3 | Desempeño de los modelos semiempíricos.

Categoría	Fuentes	Seco		Normal		Húmedo	
		08/06/21		15/11/21		16/02/22	
		RMSE	R ²	RMSE	R ²	RMSE	R ²
1	Strickler (1923)	0.019	0.270	0.004	0.205	0.008	0.307
	Meyer-Peter y Muller (1948)	0.021	0.050	0.007	0.180	0.009	0.010
	Lane y Carlson (1953)	0.018	0.010	0.003	0.374	0.007	0.150
2	Brownlie (1983)	0.025	0.911	0.035	0.171	0.039	0.865
	Jarrett (1984)	0.030	0.931	0.005	0.131	0.005	0.704
	Bruschin (1985)	0.039	0.770	0.043	0.114	0.047	0.679
3	Limerinos (1970)	0.016	0.140	0.005	0.439	0.010	0.300
	Bray (1979)	0.015	0.050	0.005	0.441	0.001	0.070
	Griffths (1981)	0.013	0.010	0.002	0.441	0.003	0.340

Sin embargo, las ecuaciones en general no reflejaron resultados adecuados cuando los niveles de agua fueron en condiciones normales para el día 15/11/21. Existen ecuaciones que tienen baja la capacidad predictiva referido al RMSE, que, con respecto a otras, pero tienen más sesgo sobre la línea de concordancia perfecta, indicando una sobrestimación del n de Manning. Finalmente, las predicciones de la resistencia al flujo menos precisas fueron hechas por las ecuaciones (4), (7), (8) y (10) de Strickler (1923), Meyer-Peter y Muller (1948), Lane y Carlson (1953) y Bray (1979) respectivamente. Estos resultados obtenidos demuestran que los modelos de las ecuaciones semiempíricas su uso debe ser con extrema precaución (Mendicino y Colosimo, 2019).

Se planteó el análisis de regresión utilizando el algoritmo de Levenberg-Marquardt y el ajuste de las curvas por el método de Gauss-Newton y como resultado se obtuvo la Figura 3. Se observa 4 funciones exponenciales de buena predicción de la resistencia al flujo respecto al caudal del río Collana. En particular, los resultados facilitan la obtención del n Manning para futuros trabajos ingenieriles conociendo el caudal de circulación del río. El modelo exponencial de mejor ajuste fue Limerinos (1970) con R²=0.851 seguido por Griffths (1981) con R²=0.845, Bray (1979) con R²= 0.814 y finalmente el menos preciso, el de Jarrett (1984) con R²=0.742. Este último, fue definido para intervalos de utilización del R y S, que se ajusta moderadamente a los parámetros del río. Ji *et al.* (2010) también mostraron funciones de ajustes exponenciales cercanas a las expuestas, aunque para caudales superiores en ríos de montañas.

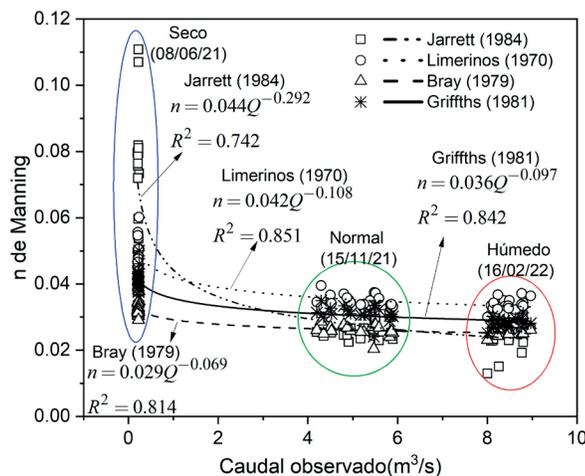


Figura 3 | Predicción de la resistencia al flujo según el caudal observado.

En otros contextos, López *et al.* (2006) demostraron la influencia de la resistencia al flujo en los márgenes fluviales cubiertos por escolleras y resultó elevada la complejidad del fenómeno. No obstante, concluyeron con una ecuación de mejor ajuste

global R^2 de 0.89 en fase de validación. Además, la ecuación clasifica como compleja por los números de pasos para su solución matemática y parámetros intervinientes (logaritmo neperiano, coseno hiperbólico, radio hidráulico y d_{90}); así como, está definida su aplicación en un intervalo de sumergencia de 0.5-10.

En relación a las ecuaciones matemáticas para estimar la resistencia al flujo en el río Collana los resultados presentan gran incertidumbre que no son recomendable para estimar el n de Manning. Se considera que las ecuaciones propuestas por los autores fueron validadas en su época y en los ríos para la cual fueron calibradas. Se demuestra que, las mismas pierden efectividad cuando son utilizadas fuera del contexto para la cual fueron creadas, por tanto, es de estricto cumplimiento su utilización en función de sus limitaciones. Se observó para el caso de estudio que, las ecuaciones de la Categoría 3 presentan imprecisiones cuando las profundidades de flujo son relativamente pequeñas, en circunstancias similares del río Rickenmann y Recking (2011) también alcanzaron resultados semejantes. Además, como es el caso particular, las 4 funciones exponenciales obtenidas en la Figura 3, son de aplicación solamente para caso de estudio o con características similares. Los modelos semiempíricos a pesar de que intervienen los parámetros de y , B , A , R , S , NF , d_{50} , d_{75} , d_{80} , d_{90} no consideran el efecto de la vegetación, arrastres de madera, tronco de árboles flotantes, obstrucciones por estribos y pilas de puentes (Comiti *et al.*, 2009), así como la propia geomorfología del lecho del río, irregularidades locales y alineación (Zhang *et al.*, 2020). Por otro lado, estudios por Cassan *et al.* (2017) señalan que también las ecuaciones semiempíricas y en especial para ríos de montañas presentan limitaciones relacionadas al percentil granulométrico, flujos torrenciales, inestables o hiperconcentrado.

Se realizó la simulación del río por el modelo HEC-RAS para obtener el n de Manning a partir del nivel de la superficie del agua modelada y observada. Para ello, se utilizaron valores de n de Manning a partir de 0.015 hasta 0.070 en concordancia con la malla de distribución espacial 2D del n de Manning. En las Figuras 4, 5 y 6 muestran los niveles de la superficie del agua para caudales de 0.219 m^3/s , 5.133 m^3/s , 8.411 m^3/s y un n de Manning de 0.040; 0.030 y 0.025 respectivamente en 1D. Las cuales muestran un ascenso de las velocidades por perfiles proporcionales a los niveles de la superficie del agua y los caudales. El modelo 2D se analizó para representar las pérdidas de energía por flujo lateral y rutas de flujo. En cambio, se planteó un caudal superior a los observados de 12 m^3/s y proporcionó un n de Manning de 0.019 el cual provocó áreas de inundaciones en la zona, Figura 7 en 2D. Por tanto, se confirma que un cambio de 0.6% del valor de n de Manning repercute significativamente en las condiciones del sistema fluvial y en consecuencias inexactitudes de los planos de inundaciones y riesgos.

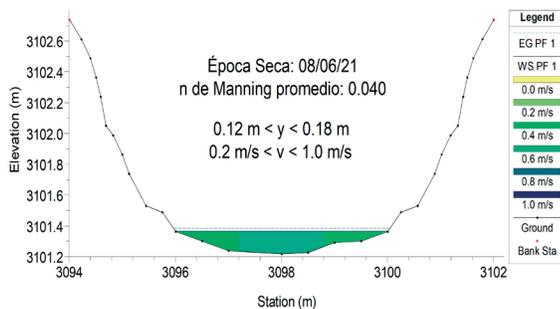


Figure 4 | Nivel de la superficie del agua para $n=0.040$.

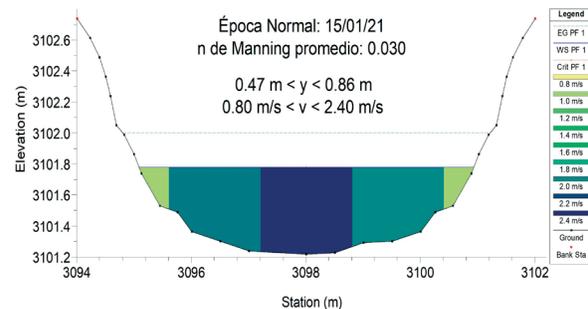


Figure 5 | Nivel de la superficie del agua para $n=0.030$.

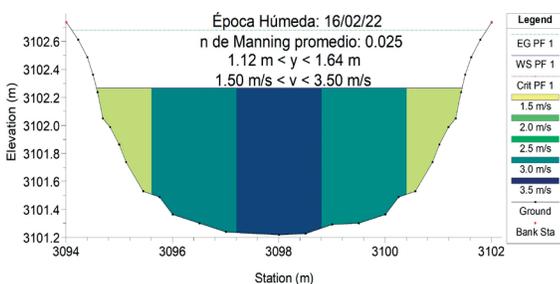


Figure 6 | Nivel de la superficie del agua para $n=0.025$.

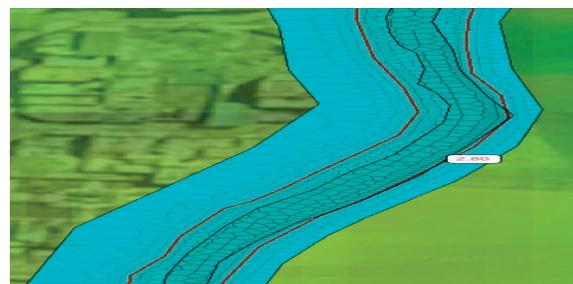


Figure 7 | Zona inundada para $n=0.019$.

A continuación, las Figuras 8, 9 y 10 representan la validación de los niveles de la superficie del agua observado y simulada para el n de Manning de menor $RMSE$.

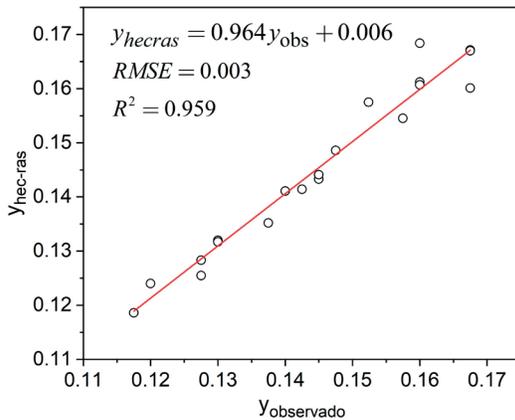


Figure 8 | Calibración para $n=0.040$.

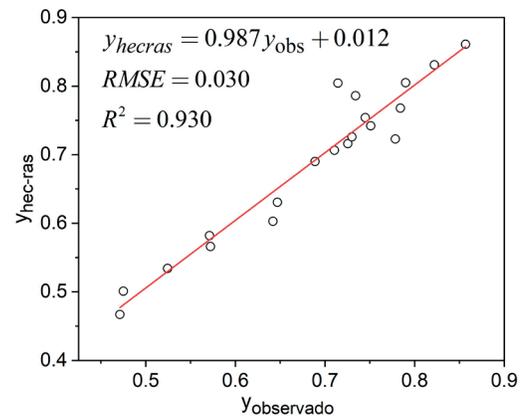


Figure 9 | Calibración para $n=0.030$.

La Figura 8 muestra el modelo de alta precisión en la validación de los datos con $RMSE$ de 0.003 y R^2 de 0.959, lo cual explica el 95.9% de la variabilidad de los datos con un n de Manning modelado de 0.040 y n de Manning observado de 0.041. Sin embargo, el modelo menos preciso se refleja en la Figura 10 con R^2 de 0.904 para un n de Manning modelado de 0.025 y observado de 0.0281 que corresponde al caudal más elevado. Las posibles causas, se deben a errores de recopilación de los datos observados para los máximos caudales del día 16/02/22, trayendo consigo una mayor desviación estándar y coeficiente de variación. Asimismo, los niveles de la superficie del agua observada y simulada alcanzan menos del 5% de error, razón por la cual el modelo HEC-RAS es una herramienta de elevada exactitud para la predicción del n de Manning.

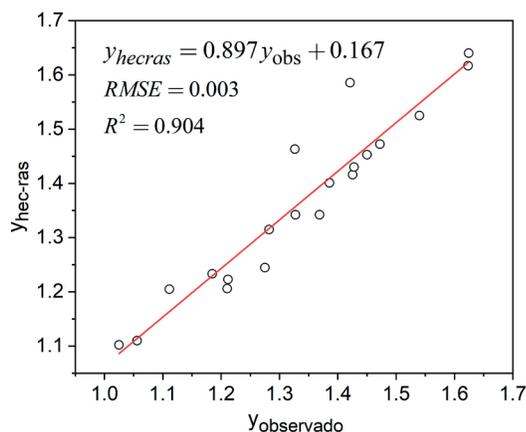


Figure 10 | Calibración para $n=0.025$.

En concordancia con Abbas *et al.* (2020) se ha obtenido pequeña discrepancia de los n de Manning observado y modelado en el HEC-RAS cuando se presentan los máximos caudales para algunas secciones transversales, en este caso en épocas húmedas del 16/02/22. Las posibles causas se deben que a partir de la generación de la inundación el n de Manning disminuye drásticamente debido al aumento de la profundidad del flujo del agua en la sección transversal en contraste con los límites de llanuras aluviales la profundidad es menor, lo que provoca un aumento de la resistencia al flujo. Además, puede deberse a irregularidades locales de las secciones transversales no actualizadas en el trazado de la geometría que podría provocar flujos inestables o hiperconcentrados.

Por otro lado, Boukhanef *et al.* (2020) plantearon que es necesario considerar la variabilidad del n de Manning en la etapa del caudal máximo que generan los eventos de inundaciones para disminuir el grado de incertidumbre del modelo de HEC-RAS.

En el caso de estudio del río Collana, señalar que presentó interferencias del flujo con los estribos de los puentes, maleza arrastrada a causa de zonas inundadas por las máximas avenidas, que, a su vez, generan pequeñas obstrucciones en las obras de paso. Por lo tanto, produce pérdidas de energía que no fueron abordadas en la investigación como coeficientes de expansión y contracción y pérdida de energía asociados por puentes. En conjunto son factores importantes a considerar para la eficaz predicción de la resistencia al flujo (Ardıçlıoğlu y Kuriqi, 2019; Wang y Zhang, 2019). Aunque, se pueden mejorar los resultados a partir de mayor número de datos observados y menor amplitud de rango para el n de Manning a 0.002 en los modelos hidrodinámicos como el HEC-RAS.

En cuanto a las particularidades del caso de estudio, se observó una variabilidad de los percentiles granulométricos clasificado como gravoso-arenoso, irregularidades locales e interferencias del flujo para el cual el modelo HEC-RAS 1D/2D, no presenta herramientas de forma clara a pesar de su eficiente desempeño a través del RasMapper 2D. Factores que podrían repercutir en ligeras imprecisiones del modelo y por consiguiente en el efectivo valor del n de Manning en el caso de estudio. En comparación, con la herramienta Iber bajo la metodología de volúmenes finitos 2D para la simulación del flujo en ríos permite el análisis de las ecuaciones de aguas someras bidimensionales incorporado los efectos de la turbulencia, pendiente del fondo, rozamiento del fondo que permite caracterizar de forma explícita y más detallada la granulometría del cauce y los procesos de transporte de sedimentos.

En particular, el modelo Iber según Bladé *et al.* (2014a), Bladé *et al.* (2014b) distingue entre contornos cerrados y abiertos como una condición de fricción de pared que involucra la altura de rugosidad de la pared en condiciones de flujo turbulento liso, rugoso, y transición entre turbulento liso y rugoso. Además, los autores señalan que el modelo permite generar mallas no estructuradas con celdas triangulares y cuadrangulares. Las celdas triangulares permiten más direcciones del flujo que repercuten en una mayor precisión frente a los modelos que solo utilizan mallas cuadradas como es el caso del HEC-RAS. No obstante, los resultados que arrojó el modelo HEC-RAS en el caso de estudio del río Collana ubicado en zona montañosa, superó la precisión que alcanzaron otros autores como Ardıçlıoğlu y Kuriqi (2019) y Abbas *et al.* (2020) que analizaron ríos de llanuras, así como mejor análisis bidimensional, representatividad y visualización en la gráfica de Taylor.

Pinos y Timbe (2019) en evaluación del desempeño de modelos hidráulicos bidimensionales (HEC-RAS 2D, Iber 2D, Flood Modeller 2D y PCSWMM 2D) revelaron que el Iber 2D tiene el mejor rendimiento en la simulación del nivel del agua y la inundación para el caso de estudio en el río Santa Bárbara en los Andes ecuatorianos a 2330 m s.n.m. Por otro lado, Ruiz *et al.* (2017) modelaron las inundaciones del río Ebro de la Península Ibérica en el HEC-RAS, modelo 2D Iber, la ecuación de Manning y alcanzaron resultados similares, pero es válido destacar que, el río está situado en una amplia llanura aluvial a diferencia para el río en estudio localizado en una región montañosa a 3050 m s.n.m. Por tanto, los resultados de la estimación del n de Manning se consideran confiable para su aplicación práctica, así como, el modelo hidrodinámico del HEC-RAS 2D es una herramienta poderosa para estimar el coeficiente de n de Manning de forma precisa.

Por otra parte, el modelo GEP originó el árbol de expresión no lineal entre el n de Manning y variables de entrenamiento principales (y , B , A , R , S , V , NF , Q) con alta precisión y error relativo bajo. Los conjuntos de entrenamiento fueron con $RSME$ de 0.0169, R^2 de 0.961 y validación $RSME$ de 0.011, R^2 de 0.980. Un R^2 superior a 0.9 se considera una valiosa predicción porque explica más del 90% de la varianza en las variables independientes. Estos resultados prueban que el modelo propuesto mediante la Ecuación (15) puede predecir con elevada precisión el n de Manning. El rango de efectividad es para $0.021\% \leq S \leq 20\%$, $0.0027 \text{ m} \leq R \leq 1.27 \text{ m}$, $0.013 \leq NF \leq 0.97$, $0.021 \leq v \leq 1.61$. A partir de esto, se puede plantear que la Ecuación 18 es aplicable para ríos de montañas con pendientes suaves a fuertes y régimen de flujo subcrítico.

$$n = \frac{S}{\sqrt{\frac{S}{R}(NF+v)(v+4.199)}} \quad (15)$$

donde n coeficiente de rugosidad de Manning, S pendiente en el tramo (m/m), R radio hidráulico (m), v velocidad del flujo (m/s), NF número de Froude.

Se plantearon en la Figura 11 la resistencia al flujo del n de Manning observado frente al estimado por la GEP. Se visualiza una función lineal de mejor ajuste con errores mínimos de $RMSE$ de 0.021 y R^2 de 0.945. Representa una excelente relación del modelo por expresión genética, éste logra explicar el 94.5% de la varianza del n Manning observado. Aunque, los algoritmos

genéticos son una técnica de resolución de problemas de búsqueda y optimización que tienen características de la búsqueda aleatoria y proporcionan un esquema general para la resolución de problemas. Se observa que el modelo GEP del n de Manning tiene una tendencia leve de subestimar los valores para el caso en estudio. Para mejorar el modelo de predicción del GEP será necesario incrementar la base de datos en condiciones hidráulicas observacionales del río en estudio.

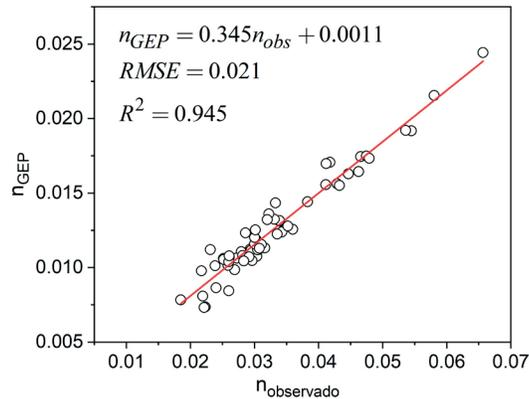


Figure 11| Calibración del modelo GEP.

Se ha observado que, a partir del caso de estudio el método GEP ofrece las menores incertidumbres en relación a las ecuaciones semiempíricas y el modelo HEC-RAS. A cerca de los modelos semiempíricos, quedó demostrado la elevada incertidumbre al ser aplicados en ríos que difieren de su intervalo de trabajo. Con respecto a, los modelos hidráulicos son sensibles a la calidad de DEM que repercute en la malla de la geometría en 2D y la representación exacta de las estructuras hidráulicas. Sin tener en consideración, que existen cambios dinámicos en la morfología del lecho del río antes o después de la inundación debido a la erosión y sedimentación. En cambio, los nuevos procedimientos de la inteligencia artificial, red neuronal artificial, neuro-difusas y programación genética son cada día más utilizados para describir los problemas complejos de las diversas ramas de la ciencia. Bahramifar *et al.* (2013) en su análisis de la predicción el n de Manning por ecuaciones semiempíricas y el modelo ANFIS, destacó que los resultados del ANFIS fueron los más exactos a pesar de utilizar escasa base de datos de ríos aluviales de llanuras. De igual modo, Ahmad y Patel (2024) en ríos aluviales aplicaron aprendizaje automático y destacaron la aplicación por sus relaciones sólidas y alta precisión para predecir el n de Manning. En consecuencia, la ecuación obtenida por la técnica GEP es válida para ríos montañosos y con los límites de trabajo establecido por los parámetros que la integran.

Una ilustración gráfica del desempeño de los modelos desarrollados es mediante el diagrama de Taylor en términos de correlación (r), $RMSE$ y desviación estándar (σ), como se muestra en la Figura 12. Se observa que el modelo de GEP posee el mejor desempeño por el grado de correspondencia entre los valores observados y modelados. El modelo GEP tiene un r de 0.975, la σ es inferior a 0.005 y $RMSE$ próximo a cero. Por el contrario, Bruschin (1985), Limerinos (1970), Bray (1979), Griffiths (1981) y modelo HEC-RAS poseen desempeño inferior en una misma sección del diagrama de Taylor con r de 0.50; la σ se encuentra alrededor de 0.005 y $RMSE$ inferior a 0.01. El resto de los modelos no reflejados en el diagrama de Taylor no garantizan una predicción del n de Manning. En comparación al estudio de Sihag *et al.* (2022) para el modelo de Jarret (1984) se alcanzan semejantes resultados. Un hallazgo relevante, en el GEP es que el valor de la σ fue menor a 0.005 en comparación con los valores observados con σ igual a 0.010, demostrando así, ser una función matemática con una mínima dispersión de valores.

En general las metodologías empujadas en relación a las particularidades del caso de estudio de río de alta montaña por encima de los 3000 m s.n.m. necesitan ser más investigados en el ámbito de la estimación y calibración compleja del n de Manning. Resaltar que, los ríos de montaña presentan un lecho de grava con alta movilidad del material a causa de las fuertes pendientes y frecuencia de fuertes lluvias que propicia una disponibilidad de sedimentos frescos y no estructurados transportados y depositados en el cauce. En efecto, son mínimos los resultados científicos sobre el tema (Pinos y Timbe, 2019), en su mayoría son direccionados a ríos en llanuras aluviales. En ese mismo contexto, se resalta la necesidad de estimar con exactitud los caudales de descarga de los ríos de montaña para predecir las inundaciones repentinas en las zonas elevadas que, por lo general, la información es limitada o faltan datos medidos, todo ello debido a la compleja naturaleza de la región.

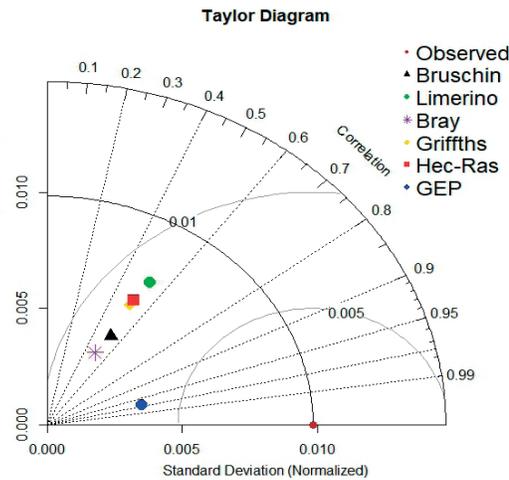


Figure 12| Diagrama de Taylor.

CONCLUSIONES

Se determinó la magnitud aceptable del n de Manning observado que osciló entre 0.013 y 0.066 mientras que, el modelado de 0.012 a 0.110 que permitió un equilibrio equitativo entre los caudales.

El modelo por las ecuaciones semiempíricas fueron menos precisas para la predicción del n de Manning. Aunque, las ecuaciones por la sumergencia relativa potencial por Brownlie (1983), Jarrett (1984) y Bruschin (1985) mostraron un acercamiento a los valores obtenidos por la Ecuación de Manning (3). Se concluyó que, su grado de efectividad fue restringido para una sumergencia relativa reducida de 0.68 a 2.36. En general, deben usarse con extrema precaución porque presentan una sobreestimación de los valores del n de Manning en los ríos de montaña.

Se determinó por el algoritmo de Levenberg-Marquardt y el método de Gauss-Newton que cuatro modelos exponenciales presentaron el mejor ajuste con una precisión aceptable para estimar el n de Manning. Las ecuaciones fueron en función del caudal de circulación de la Figura 2 por Jarrett (1984), Limerinos (1970), Bray (1979) y Griffiths (1981) con $R^2 > 0.75$. Pero, presentan limitaciones que solo son aplicables para ríos de montañas con caudales entre 0.21 m^3/s a 8.97 m^3/s .

El modelo numérico HEC-RAS y la GEP son las herramientas más poderosas para estimar y calibrar el n de Manning. Aunque, el planteamiento de diagrama de Taylor mostró que el modelo GEP de la Ecuación (15) es más eficiente, sus valores estimados son cercanos a los datos observados con menor error al 5% del n de Manning. En efecto, tiene mejor adaptabilidad para ríos de llanuras y ríos de montaña por su amplia base datos integrada en ambas características. Sin embargo, la Ecuación (15) presenta restricciones de 3 genes que puede generar características de óptimos locales e incluye 4 parámetros de relieve e hidráulicos (S , R , v , NF). Por tanto, para próximas investigaciones se recomienda incrementar la base de datos para mejorar la predicción del modelo de GEP.

Para el modelo HE-CRAS 6.2 se generó un hallazgo significativo que el n de Manning se ajusta con más precisión en 2D, mientras que, existe una ligera disminución de 15% en comparación a 1D, factor que tiene similitud a los obtenidos por Friend y McBroom (2018). Asimismo, es el método con menor restricciones tecnológicas y tiempo. No obstante, para futuras investigaciones se recomienda la estimación y calibración del n de Manning por medio de las técnicas de inteligencia artificial en ríos de montañas.

El análisis de este estudio permitirá orientar a los especialistas del agua y modeladores hidráulicos para la toma de decisiones del método más preciso para estimar el n de Manning en condiciones de ríos de montaña y, en consecuencia, obtener mapas de vulnerabilidad, inundaciones y obras hidráulicas más eficientes.

AGRADECIMIENTOS

A la Universidad Católica Sedes Sapientiae quien brindó equipos y materiales del laboratorio de ingeniería y la colaboración del personal de la Autoridad Nacional del Agua en la provincia de Tarma, Región Junin, Perú.

REFERENCIAS

- Abbas, S.A., Aboodi, A., Ali, H., Husham, T.I. 2020. Identification of Manning's Coefficient Using HEC-RAS Model: Upstream Al-Amarah Barrage. *J. Eng.*, 2314-4904. <https://doi.org/10.1155/2020/6450825>
- Ajaz Ahmad, M.A., Patel, M. 2024. Machine learning approaches for adequate prediction of flow resistance in alluvial channels with bedforms, *Water Sci. Technol.*, 89(2), 290-318. <https://doi.org/10.2166/wst.2023.396>
- Ardıçlıoğlu M., Kuriqi, A. 2019. Calibration of channel roughness in intermittent rivers using HEC-RAS model: case of Sarımsaklı creek, Turkey. *SN Applied Sciences*, 1(1080). <https://doi.org/10.1007/s42452-019-1141-9>
- Arpan, P., Kishanjit, K. 2017. Gene-Expression Programming to Predict Manning's in Meandering Flows, *Can. J. Civ. Eng.*, 45(4), 241-327. <https://doi.org/10.1139/cjce-2016-0569>
- Azamathulla, H.M., Ahmad, Z., Ghani, A.A. 2012. An expert system for predicting Manning's roughness coefficient in open channels by using gene expression programming, *Neural Comput & Applic.*, 23, 1343-1349. <https://doi.org/10.1007/s00521-012-1078-z>.
- Bahramifar, A., Shirkanib, R., Mohammadic, M. 2013. An ANFIS-based Approach for Predicting the Manning Roughness Coefficient in Alluvial Channels at the Bank-full Stage, *International Journal of Engineering*, 26(2, Transactions B: Applications), 177-186. <https://sid.ir/paper/586830/en>.
- Basile, P.A. 2018. *Transporte de sedimentos y morfodinámica de ríos aluviales*, 1ª Ed. Rosario: UNR Editora. Editorial de la Universidad Nacional de Rosario. <http://hdl.handle.net/2133/10738>.
- Bathurst, J.C. 1985. Flow Resistance Estimation in Mountain Rivers. *J. Hydraul. Eng.*, 111(4), 625-643. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)0733-9429\(1985\)111:4\(625\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)0733-9429(1985)111:4(625))
- Bathurst, J.C., Li, R.M., Simons, D.B. 1981. Resistance Equation for Large-Scale Roughness. *J. Hydraul. Div.*, 107(12), 1593-1613. <https://doi.org/10.1061/JYCEAJ.0005780>
- Bladé, E., Cea, L., Corestein, G. 2014b. Modelización numérica de inundaciones fluviales. *Ingeniería del Agua*, 18(1), 71-82. <https://doi.org/10.4995/ia.2014.3144>
- Bladé, E., Cea, L., Corestein, G., Escolano, E., Puertas, J., Vázquez-Cendón, E., Dolz, J., Coll, A. 2014a. Iber: herramienta de simulación numérica del flujo en ríos. *Revista Internacional de Métodos Numéricos para Cálculo y Diseño en Ingeniería*, 30(1), 1-10. <https://doi.org/10.1016/j.rimni.2012.07.004>
- Boukhanef, I., Khadzhi, A., Poddubsky, A., Novikov, A., Kastali, A., Zeroual A., Gurina, R., Sinenko, V., Khomenets, N., Kucher, D., Norezzine, A., Rebouh, N.Y. 2020. Calibration of Manning's Roughness coefficient during Floods using HEC-RAS model Case study: Allala River, *IJAST*, 29(11), 2184-2197. <https://doi.org/10.5373/JARDCS/V12SP6/SP20201044>
- Boulomytis, V.T.G., Zuffo A. C, Dalfré, J. G, Imteaz, M.A. 2017. Estimation and calibration of Manning's roughness coefficients for ungauged watersheds on coastal floodplains. *Int J River Basin Manag.*, 15(2), 199-206. <https://doi.org/10.1080/15715124.2017.1298605>
- Bray, D.I. 1979. Estimating average velocity in gravel-bed rivers. *J. Hydraul. Div.*, 105(9), 1103-1122.
- Brownlie, W.R. 1983. Flow depth in sand-bed channels. *J. Hydraul. Eng.*, 109(7), 959-990. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)0733-9429\(1983\)109:7\(959\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)0733-9429(1983)109:7(959))

- Brunner, G. 2016. *HEC-RAS River Analysis System Hydraulic Reference Manual Version 5.0*. Hydrologic Engineering Center Davis, CA.
- Bruschin, J. 1985. Discussion on Brownlie Flow Depth in Sand-bed Channels. *J. Hydraul. Eng.*, 111, 736-739.
- Cassan, L., Roux, H., Garambois, P.A. 2017. A Semi-Analytical Model for the Hydraulic Resistance Due to Macro-Roughnesses of Varying Shapes and Densities. *Water*, 9(9) 637. <https://doi.org/10.3390/w9090637>
- Cedillo, S., Sánchez, E.C., Timbe, L.E. 2021. Samaniego, and A. Alvarado, Resistance Analysis of Morphologies in Headwater Mountain Streams. *Water*, 13(16), 2207.
- Chow, V.T. 1959. *Open Channel Hydraulics*. McGraw-Hill Book Company, New York.
- Comiti, F., Mao, L., Wilcox, A., Wohl, E., Lenzi, M. 2007. Field-derived relationships for flow velocity and resistance in high-gradient streams. *Journal of Hydrology*, 340(1), 48-62. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2007.03.021>
- Costabile, P., Costanzo, C., Ferraro, D., Barca, P. 2021. Is HEC-RAS 2D accurate enough for storm-event hazard assessment? Lessons learnt from a benchmarking study based on rain-on-grid modelling. *Journal of Hydrology*, 603. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2021.126962>
- David, G.C.L., Wohl, E., Yochum, S.E., Bledsoe, B.P. 2010. Controls on spatial variations in flow resistance along steep mountain streams. *Water Res.*, 46. <https://doi.org/10.1029/2009WR008134>
- Ding, Y., Jia, Y., Wang, S.S.Y. 2004. Identification of Manning's roughness coefficients in shallow water flows. *Journal of Hydraulic Engineering*, 130(6), 501-510.
- Ferro, V., Porto, P. 2018. Applying hypothesis of self-similarity for flow-resistance law in Calabrian gravel-bed rivers. *J. Hydraul. Eng.*, 144(2). [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)HY.1943-7900.0001385](https://doi.org/10.1061/(ASCE)HY.1943-7900.0001385)
- Friend, A., McBroom, M. 2018. Not Your Father's Manning's n: Adjusting Manning's n values for 2D Modeling. *ASFPM Conference*, June 17-21, Phoenix 2018, United States of America.
- Garrote, J., González-Jiménez, M., Guardiola-Albert, C., Díez-Herrero, A. 2021. The Manning's Roughness Coefficient Calibration Method to Improve Flood Hazard Analysis in the Absence of River Bathymetric Data: Application to the Urban Historical Zamora City Centre in Spain. *Appl. Sci.*, 11. <https://doi.org/10.3390/app11199267>
- Gomes, F.P. 2000. *Curso de estadística experimental*, 13 ed. São Paulo: Nobel.
- Griffiths, G.A. 1981. Flow resistance in coarse gravel bed rivers, in Proceedings of the American Society of Civil Engineers. *J. Hydraul. Div*, 899-918. <https://doi.org/10.1061/JYCEAJ.0005699>
- Horritt, M.S., Bates, P.D. 2002. Evaluation of 1D and 2D numerical models for predicting river flood inundation. *Journal of Hydrology*, 268(1-4), 87-99. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(02\)00121-X](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(02)00121-X)
- Huang, H.Q. 2010. Reformulation of the Bed Load Equation of Meyer-Peter and Müller in Light of The Linearity Theory for Alluvial Channel Flow, *Water Resour. Res.*, 46(9), 161-170, <https://doi.org/10.1029/2009WR008974>
- Jarrett, R.D. 1984. Hydraulics of high-gradient streams. *J. Hydraul. Eng.*, 110(11), 1519-1539. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)0733-9429\(1984\)110:11\(1519\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)0733-9429(1984)110:11(1519)).
- Ji, K., Chan, S., Won, K., Yong, K. 2010. Roughness coefficient and its uncertainty in a gravel-bed river. *Water Sci. Eng.*, 3(2), 217-232. <https://doi.org/10.3882/j.issn.1674-2370.2010.02.010>
- Katoch, S., Chauhan, SS y Kumar, V. 2021. Una revisión del algoritmo genético: pasado, presente y futuro. *Multimedia tools and applications*, 80, 8091-8126. <https://doi.org/10.1007/s11042-020-10139-6>
- Kidson, R.L., Richards, K.S., Carling, P.A. 2006. Hydraulic model calibration for extreme floods in bedrock-confined channels: Case study from northern Thailand, *Hydrol. Processes*, 20, 329-344.

- Lane, E.W., Carlson, E.S. 1953. Some factors affecting the stability of canals constructed in coarse granular materials, in *Proceedings, Minnesota International Hydraulic Convention IAHR/ASCE*, 37-88.
- Limerinos, J.T. 1970. Determination of the Manning Coefficient from Measured Bed Roughness in Natural Channels, United States. *Geological Survey Water-Supply Paper*, 47(1898-B). <https://doi.org/10.3133/wsp1898B>
- López, A.R., Barragán, F.J., Colomer, C., A. 2006. Evaluación de ecuaciones de resistencia al flujo sobre escollera. *Ingeniería del Agua*, 13(2), 99–111. <https://doi.org/10.4995/ia.2006.2889>
- López, A.R., Barragán, F.J., Colomer, C., A. 2008. Predicción de la velocidad media del flujo en ríos de montaña. *Ingeniería del Agua*, 15(2), 81-93. <https://doi.org/10.4995/ia.2008.2928>
- López, R y Barragán, J. 2004. Desarrollo de ecuaciones de flujo uniforme para ríos de montaña. *Revista Montes*, (75), 26-33.
- Marcus, W.A., Roberts, K., Harvey, L., Tackman, G. 1992. An Evaluation of Methods for Estimating Manning's n in Small Mountain Streams. *Mountain Research and Development*, 12(3), 227-239. <https://doi.org/10.2307/3673667>
- Mejía, M.J. 2017. *Transporte de sedimentos en ríos aluviales*. Primera Edición. Universidad Nacional Agraria La Molina. Perú.
- Mendicino, G., Colosimo, F. 2019. Analysis of flow resistance equations in gravel-bed rivers with intermittent regimes: Calabrian flume data set. *Water Resour.Res*, 55, 7294-7319. <https://doi.org/10.1029/2019WR024819>
- Meyer-Peter, E., Muller, R. 1948. Formulas for bed-load transport, in *Proceedings of the second meeting of International Association for Hydraulic Research*, 3, Stockholm, 39-64.
- Nadhun, H.Z., Hussien, A.N. 2023. Estimation of Manning coefficient for the section between Al-Hindiya barrage and Al-Kufa barrage utilizing HEC-RAS, *Materials Today: Proceedings*, 80(3), 2595-2601, <https://doi.org/10.1016/j.matpr.2021.06.417>
- Pappenberger, F., Beven, K., Horritt, M., Blazkova, S. 2005. Uncertainty in the calibration of effective roughness parameters in HEC-RAS using inundation and downstream level observations. *Journal of Hydrology*, 302(1-4), 46-69. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2004.06.036>
- Peng, H., Huang, H.Q., Yu, G., Zhang, H. 2022. Applicability of Flow Resistance Formulae for Sand-Bed Channels: An Assessment Using a Very Large Data Set. *Front. Environ. Sci.*, 10. <https://doi.org/10.3389/fenvs.2022.840653>
- Philippus, D., Wolfand, J.M., Abdi, R., Hogue, T.S. Raspy-Cal. 2021. A Genetic Algorithm-Based Automatic Calibration Tool for HEC-RAS Hydraulic Models. *Water*, 13, 3061. <https://doi.org/10.3390/w13213061>
- Pinos, J., Timbe, L. 2019. Performance assessment of two-dimensional hydraulic models for generation of flood inundation maps in mountain river basins. *Water Science and Engineering*, 12(1), 11-18. <https://doi.org/10.1016/j.wse.2019.03.001>
- Rangari, V.A., Umamahesh, N.V., Patel, A.K, 2021. Flood-hazard risk classification and mapping for urban catchment under different climate change scenarios: A case study of Hyderabad city. *Urban Climate*, 36, art. no. 100793.
- Rickenmann, D., Recking, A. 2011. Evaluation of flow resistance in gravel-bed rivers through a large field data set. *Water Resour. Res.*, 47. <https://doi.org/10.1029/2010WR009793>
- Rosgen, D. 1996. *Applied River Morphology*. Wildland Hydrology, Pagosa Springs, Colorado, USA.
- Roushangar, K., Shahnazi, S. 2021. Insights into the prediction capability of roughness coefficient in current ripple bedforms under varied hydraulic conditions. *J. Hydroinformatics*, 23(6), 1182-1196. <https://doi.org/10.2166/hydro.2021.161>
- Ruiz, B. J, Castellort, X., Balasch, C., Tuset, J. 2017. Uncertainty of the peak flow reconstruction of the 1907 flood in the Ebro River in Xerta (NE Iberian Peninsula). *Journal of Hydrology*, 545, 339-354. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2016.12.041>
- Serrano, N.V., Watson, F.H., Guzmán, I.A., Chavarría, L.P., Quesada, F.A. 2022. Correction of Empirical Equations Known as Strickler-Type for the Calculation of the Manning's Roughness Coefficient for Costa Rica's Northern Pacific Conditions. *Hydrology*, 9(5), 2-12.

- Sihag, P., Balraj, S., Azlin, B., Said, H. 2022. Azamathulla; Prediction of Manning's coefficient of roughness for high-gradient streams using M5P. *Water Supply*, 22(3), 2707-2720. <https://doi.org/10.2166/ws.2021.440>
- Strickler, A. 1923 Beitrage zur frage der geschwindigkeitsformel und der rauhigkeitszahlen fuer stroeme kanaele und gesc hlossene leitungen. Switzerland, Mitteilungen des eidgenossischen Amtes fuer Wasserwirtschaft 16, Bern.
- Taylor, K.E. 2001. Summarizing multiple aspects of model performance in a single diagram. *J. Geophys. Res.*, 106(7), 7183-7192. <https://doi.org/10.1029/2000JD900719>
- United States Army Corps of Engineers (USACE). 1935. Studies of River Bed Materials and Their Movement with Special Reference to the Lower Mississippi River, Waterways Experiment Station. Vicksburg, MS USA, Paper 17, 170.
- Van Der Meulen, B., Bomers, A., Cohen, K.M. 2021. Middelkoop Late Holocene flood magnitudes in the Lower Rhine river valley and upper delta resolved by a two-dimensional hydraulic modelling approach. *Earth Surf. Proc. Land.*, 46(4), 853-868.
- Wang, J., Zhang, Z. 2019. Evaluating Riparian vegetation roughness computation methods integrated within HEC-RAS. *J. Hydraul. Eng.*, 145(6). [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)HY.1943-7900.0001597](https://doi.org/10.1061/(ASCE)HY.1943-7900.0001597)
- Yochum, S.E., Bledsoe, B.P., David, G.C.L., Wohl, E. 2012. Velocity prediction in high-gradient channels. *J. Hydrol.*, 424-425(3), 84-98. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2011.12.031>
- Yochum, S.E., Comiti, F., Wohl, E., David, C.L.G., Mao, L. 2014. Photographic Guidance for Selecting Flow Resistance Coefficients in High-Gradient Channels, Gen. Tech. Rep. RMRS-GTR-323. Fort Collins, CO: U.S. Department of Agriculture, Forest Service, Rocky Mountain Research Station, 1-97.
- Zaborowski, S., Kałuża, T., Rybacki M., Radecki, P.A. 2023. Influence of river channel deflector hydraulic structures on lowland river roughness coefficient values: the Flinta river, Wielkopolska Province, Poland. *Ecohydrology & Hydrobiology*, 23(1), 79-97. <https://doi.org/10.1016/j.ecohyd.2022.10.002>
- Zeiger, S.J., Hubbard, J.A. 2021. Measuring and modeling event-based environmental flows: An assessment of HEC-RAS 2D rain-on-grid simulations. *Journal of Environmental Management*, 285. <https://doi.org/10.1016/j.jenvman.2021.112125>
- Zhang, H., Zhang, L., Peng, H., Cai, R., Zhang, L. 2020. Research on Cognition and Calculation Method of Alluvial River Roughness. *J. Hydraul. Eng.*, 51(7), 774-787.