

XIV SEMINARIO NACIONAL DE HIDRÁULICA E HIDROLOGÍA

CAPACIDAD DE TRANSPORTE DE SEDIMENTOS EN CUENCAS CON INFORMACIÓN ESCASA.

**Lilian Posada G., Luis Javier Montoya J.
Posgrado en Aprovechamiento de los Recursos Hidráulicos
Universidad Nacional de Colombia, Sede Medellín
A.A 1027 Medellín. Colombia. lposada@perseus.unalmed.edu.co**

RESUMEN

Existe en la literatura un gran número de metodologías para estimar la capacidad de una corriente para transportar sedimentos y se necesitan suficientes registros simultáneos de caudal líquido y sólido para poder seleccionar el método de estimación más apropiado para una corriente determinada. Después de aplicar distintas metodologías a corrientes del departamento de Antioquia, en la zona Andina Colombiana, se desarrolla un nuevo método para el cálculo de la carga en suspensión y de la carga de material del lecho, en función de la velocidad de flujo. El método propuesto, calibrado con base en un conjunto de 311 aforos simultáneos de caudal y concentración de sedimentos, es aplicable a corrientes con información escasa.

ABSTRACT

There exist several methodologies to compute sediment transport in natural rivers. Consistent and sufficient information of flow and sediment variables is required to properly select the most appropriate methodology for a given stream. After testing several traditional equations on streams from the Colombian Andean region, a simple method to compute suspended and total sediment load on mountain streams as a function of flow velocity is presented. The proposed method was calibrated by using a field data set of 311 measurements of discharge and sediment concentration, and could be applied for predicting sediment load on ungauged streams.

1. INTRODUCCION

Estimar la descarga de sedimentos en una corriente determinada ha sido siempre un problema de gran importancia en múltiples aplicaciones de la ingeniería, tales como la predicción de los patrones de agradación y/o degradación del lecho ante eventos futuros de caudal, la estimación de profundidades de socavación, etc. Si se quiere dar adecuada razón de los procesos fluviales no se puede desconocer dicho transporte, especialmente para el diseño apropiado de estructuras hidráulicas en corrientes con información escasa.

Son muchos los investigadores que han ahondado en este tema y han aportado un gran número de metodologías para el cálculo de la carga de sedimentos; solo por mencionar algunos se tienen los métodos propuestos por Van Rijn, Einstein, Toffaletti, Yang, Meyer-Peter y Muller, etc. [4], que son ya clásicos obligados al tratar el tema de la hidráulica fluvial. En dichas metodologías se encuentran diferencias tanto en las hipótesis asumidas, como en el tipo de carga que tratan, en los tipos de procesos que consideran como dominantes, en el tipo de material que se transporta y principalmente en los rangos de aplicación.

Teniendo en cuenta las limitaciones de los métodos existentes, se estudió la aplicabilidad de varios modelos tradicionales para estimar el transporte de sedimentos en corrientes de la zona andina del departamento de Antioquia, donde las pendientes son altas, el lecho está constituido en su gran mayoría por rocas de tamaños considerablemente mayores a las arenas y gravas, las velocidades de flujos son altas y la relación ancho/profundidad es grande (ríos amplios y poco profundos). Debido a la escasa información para evaluar la carga del lecho, se limitó el estudio a los modelos que estiman la carga en suspensión y la carga total (carga de material del lecho) y a partir del análisis de la información hidrométrica disponible (variables del flujo y concentración de sedimentos), se desarrolló un modelo de transporte para la carga en suspensión, el método de Posada - Nordin, que puede ser apropiado para corrientes de características similares con información escasa

2. CARACTERÍSTICAS DE LA INFORMACIÓN DISPONIBLE

Se seleccionaron 15 corrientes de la zona andina del departamento de Antioquia que cuentan estaciones de registro hidrométrico, operadas por las Empresas Públicas de Medellín, EEPPM. La base de datos suministrada por EEPPM contiene 311 conjuntos de aforos líquidos y concentraciones simultáneas de sedimentos. Las corrientes estudiadas son ríos de montaña donde las pendientes son altas, el lecho es constituido en gran medida por rocas grandes con tamaños superiores a las gravas y en algunos casos, con tamaños superiores a la profundidad del flujo, ríos amplios y poco profundos, con velocidades de flujo grandes. Los canales considerados son de tipo aluvial aunque algunos están controlados, en ciertos tramos, por lechos rocosos

En la Tabla 1 se presentan las corrientes utilizadas, el número de registros disponible, el rango de caudales (mínimos y máximos registrados, en m^3/s), el rango de concentraciones (mg/l) y la relación ancho/profundidad media en los aforos.

Tabla 1. Características de la información utilizada.

Código	NOMBRE	No datos	Caudal (m ³ /s)	Concentración (mg/l)	B/H Media	Velocidad (m/s)
BP-2	Río Piedras, Bocatoma	4	4.7 - 8.6	0.019 - 0.223	19.2	0.47 - 1.18
BP-5	Río Buey, La Mayoría	7	4.5 - 20	0.033 - 0.6	8.3	0.25 - 0.67
PP-1	Río Porce, Bodega Vieja	37	3.5 - 35.8	0.004 - 0.717	11.0	0.51 - 2.1
PP-2	Río Porce, El Mango	70	40.5 - 433	0.352 - 3.246	13.4	0.9 - 2.45
PP-3	Río Porce, Playa Dura	17	47.4 - 223	0.129 - 1.276	20.4	1.09 - 2.36
PP-7	Río Porce, Ermitaño	2	332.8 - 381.4	0.355 - 0.56	16.4	2.05 - 2.08
PRN-2	Río Nechi, Búfalo	10	0.4 - 0.7	0.007 - 0.377	20.9	0.42 - 0.5
RG-6	Río Grande, Puente Belmira	14	9.4 - 23.7	0.025 - 0.191	7.6	0.74 - 1.1
RG-13	Río Grande, Oro Bajo	26	0.4 - 3.4	0.004 - 1.019	17.7	0.32 - 0.96
RG-14	Río Grande, San Francisco	4	0.3 - 0.5	0.129 - 3.35	24.1	0.57 - 0.78
RMS-15	Río Medellín, Puente Gabino	49	29.3 - 186.1	0.215 - 3.637	6.7	0.62 - 1.82
RN-4A	Río Negro, Nare	2	35.1 - 72.5	0.101 - 0.385	11.1	0.81 - 1.19
RN-9A	Río Guatapé	14	15.7 - 109.2	0.017 - 0.852	17.5	0.46 - 1.38
RN-31	Río Bizcocho	11	1.7 - 6.7	0.009 - 0.132	16.4	0.16 - 0.56
RN-32	Río Churimo	44	1.7 - 4.6	0.002 - 0.102	10.8	0.31 - 0.55

3. METODOLOGÍA

Se hizo el análisis de confiabilidad de los registros disponibles utilizando el concepto de geometría hidráulica propuesto por Leopold y Maddock [3], para lo cual se construyeron, para cada estación de registro, las respectivas curvas de variación de los parámetros del flujo (velocidad, ancho, profundidad y descarga media de sedimentos en suspensión) con el caudal. La Figura 1 muestra las curvas típicas para la estación Puente Gabino (RMS-15).

La carga medida a partir de los aforos disponibles fue evaluada con el procedimiento modificado de Einstein [4]. El programa de computador se calibró con datos del río Apure, afluente del río Orinoco, el cual cuenta con información hidrométrica completa [7]; esto es, registros simultáneos de caudal líquido, concentración de sedimentos en suspensión y granulometría del material de lecho.

Analizando las limitaciones de diferentes modelos existentes en la literatura, se hizo una selección de modelos para luego aplicarlos a la región en estudio. Para estimar la carga del lecho, se seleccionaron los modelos de Meyer-Peter y Muller (1948), Einstein (1942, 1950), Van Rijn (1984) y Parker (1990). Debido a la no disponibilidad de granulometrías de material del lecho en las corrientes de la zona de estudio, no se pudo juzgar la bondad de los métodos anteriores al aplicarlos a corrientes tropicales de montaña; sin embargo, el programa puede ser alimentado con los datos respectivos en la medida que se vaya recolectando la información. El análisis se concentró en los modelos de estimación de la carga de sedimentos en suspensión y carga total. Para los primeros, se utilizaron los modelos de Toffaleti [4], Van Rijn [10] y Posada [7]. Para la carga total se utilizaron los modelos de Yang [4], Ackers y White [2], Shen y Hung [2], Colby modificado por Posada y Nordin [8], Engelund y Hansen modificado por Posada y Nordin [7]

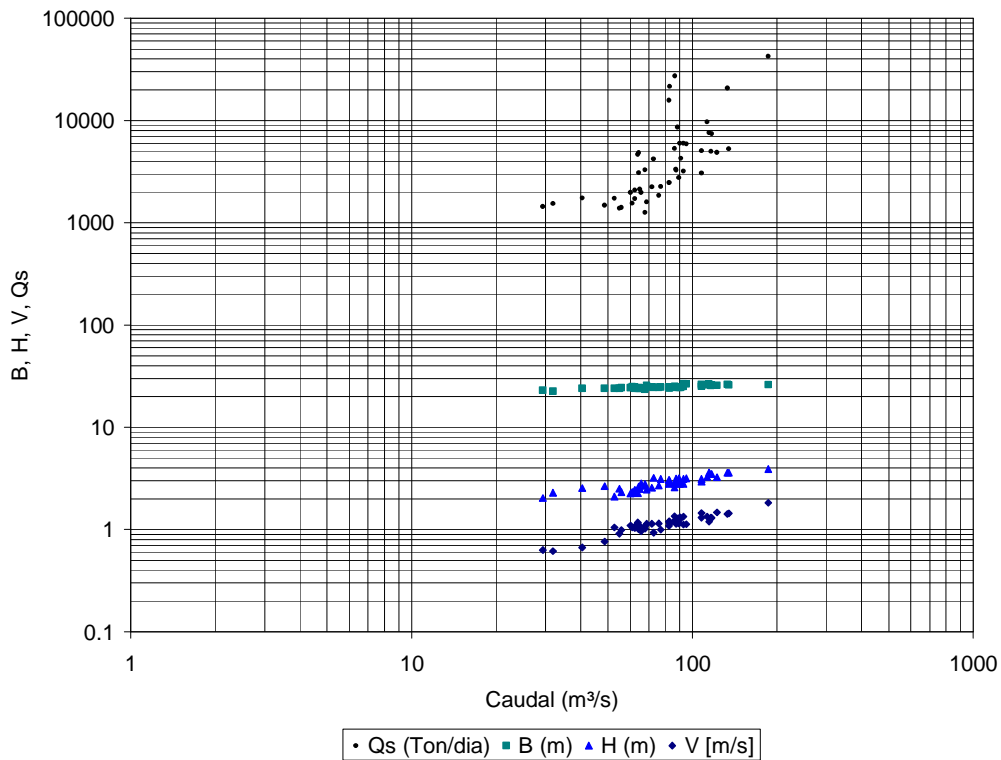


Figura 1. Geometría hidráulica, Estación Puente Gabino (RMS-15).

Los métodos tradicionales están suficientemente bien compendiados en [2] y [4] y [6]. Se describen a continuación los modelos mas recientes y el método propuesto.

3.1 Método modificado de Colby [8]

La primera modificación hecha por Posada y Nordin [8] al método de Colby es el reemplazo de las relaciones gráficas de Colby, q_t vs V , por funciones de la diferencia entre la velocidad y la velocidad crítica, incluyendo así el efecto del tamaño medio del sedimento (D_{50}) y de la profundidad del flujo (h), eliminando el uso del coeficiente k_2 ó coeficiente de ajuste por la concentración de sedimentos. El método modificado de Colby estima la carga total mediante la expresión siguiente:

$$q_t = a (V - V_c)^b [1 + (k_1 - 1)k_3] \quad (1)$$

donde q_t esta dado en Kg/s/m; V y V_c están dados en m/s; k_3 en porcentaje; V_c es la velocidad crítica para una partícula de diámetro D_{50} y se obtiene a partir de la siguiente ecuación (con h y D_{50} en m):

$$V_c = 5.25 (h)^{\frac{1}{10}} (D_{50})^{\frac{1}{3}} \quad (2)$$

el coeficiente a en (1) es función de h y D_{50} , y se obtiene a partir de la Tabla 2.

Tabla 2. Estimación del coeficiente a en el método modificado de Colby [8].

D ₅₀ (mm)	0.1	0.2	0.3	0.4	0.6	0.8
Coeficiente a	3.00h ^{0.61}	2.35h ^{0.48}	2.00h ^{0.30}	1.80h ^{0.30}	1.65h ^{0.30}	1.57h ^{0.30}

El exponente b en (1) esta dado por las siguientes expresiones (con D₅₀ en metros):

$$b = 2.5 \quad \text{cuando } (V - V_c) \leq 1 \text{ m/s}$$

$$b = 0.56 (D_{50})^{-0.138} \quad \text{cuando } (V - V_c) > 1 \text{ m/s}$$

Debido a que el método de Colby tiene como limitante fundamental la profundidad del flujo, Posada y Nordin [8] aplicaron el método a 35 conjuntos de datos del sistema Amazonas, 79 conjuntos de datos del sistema Orinoco y 85 conjuntos de datos del sistema Mississippi (Tabla 3) y encontraron que el coeficiente "a" en el método de Colby debe modificarse por "a/2" para cubrir un rango de profundidades mayor que el usado por Colby originalmente [7].

Tabla 3. Rango de valores de las variables para los sistemas Amazonas, Orinoco, Mississippi [7].

VARIABLE	UNIDAD	RANGO DE VALORES
Profundidad de flujo, h	m	0.93 - 68.0
Velocidad promedio, V	m/s	0.18 - 2.42
Ancho del canal, B	m	22.5 - 3130.0
Gradiente de energía, S		0.000027- 0.000177
Tamaño medio del material del lecho, D ₅₀	mm	0.024 - 1.13
Caudal líquido, Q	m ³ /s	8.6 - 235000
Concentración de sedimentos en suspensión, C	mg/l	5 - 1670

3.2 Método de Engelund y Hansen modificado [6].

El método original de Engelund y Hansen (1967) se basa en consideraciones de similitud dinámica que relacionan una función adimensional de transporte, ϕ , con la potencia 2.5 del esfuerzo adimensional de fricción, θ . El método presenta una limitante en la predicción de las formas del lecho y, por ende, en la predicción de la carga de sedimentos en ríos de gran profundidad [8] ya que q_T expresa la carga total sobre un lecho de dunas. A partir de la información de campo (Tabla 3) de los ríos Amazonas, Orinoco y Mississippi, Tabla 3, Posada y Nordin [7] encontraron que la fórmula de Engelund y Hansen sobrestima la descarga total de arenas y, utilizando el diámetro efectivo del sedimento [5], modificaron el coeficiente de la ecuación original de 0.1 a 0.06, quedando la siguiente expresión:

$$f \Phi_t = 0.06 (\theta)^{5/2} \quad (3)$$

$$\text{donde } \Phi_t = \frac{q_T}{\sqrt{(s-1)gD^3}}; \quad \theta = \frac{\tau_c}{\sqrt{(\gamma_s - \gamma)D}}; \quad f = \frac{2ghS}{V^2}$$

3.3 Método de Posada [7]

En vista de la dificultad de obtener un espectro completo de valores de las variables principales del flujo y del sedimento que intervienen en las distintas metodologías tradicionales para estimar la capacidad de transporte de material sólido (especialmente para la carga de contacto) en una corriente y contando con una base de datos suficientemente amplia (Tabla 3), Posada [7] desarrolló la expresión (4), válida para ríos de gran profundidad:

$$q_t = 30 V^5 \quad (4)$$

En la expresión anterior, q_t esta dado en Mg/m/día (toneladas métricas por día y por metro de ancho) y V en m/s.

3.4 Método propuesto por Posada y Nordin.

Del análisis de los métodos descritos en los párrafos anteriores y a partir de la información disponible en los 311 registros disponibles para la región andina del departamento de Antioquia (Tabla 1) se ajustó una ecuación (5) para predecir la carga en suspensión a partir de medidas de la velocidad, la cual se considera la principal variable para cuantificar dicho transporte, dada su facilidad de medición (ver Figura 2), donde q_s esta dado en ton/m/día y V , en m/s.

$$q_s = 12V^5 \quad (5)$$

Las dos líneas que encierran la línea de tendencia dada por (5) corresponden a los límites superior e inferior del 50% para q_s .

La descarga de sedimentos está relacionada con una función potencial simple del caudal líquido y es comúnmente llamada curva de calibración del sedimento o curva de transporte sólido. Cuando dicha curva muestra una tendencia lineal única, indica que la mayoría del sedimento es transportado durante períodos de caudales altos, los cuales normalmente ocurren pocos días del año; cuando la tendencia es en forma de anillo (loop), dicha curva caracteriza los efectos de removilización de sedimentos finos almacenados en la sección transversal del canal o en las bancas durante caudales bajos y después de una creciente son resuspendidos y aparecen en el canal antes de que la hidrógrafa de la creciente adquiera su máximo valor. Este fenómeno, conocido como histéresis en la concentración de sedimentos puede explicar la disgregación de los datos con respecto a la línea de tendencia mostrada en la Figura 2; una razón más fuerte para explicar la disgregación de los datos por fuera de las bandas del 50% es la procedencia de los datos, pues todas las

observaciones corresponden a medidas reales en campo. El fenómeno de histéresis debe ser removido de los datos antes de cualquier ajuste teórico.

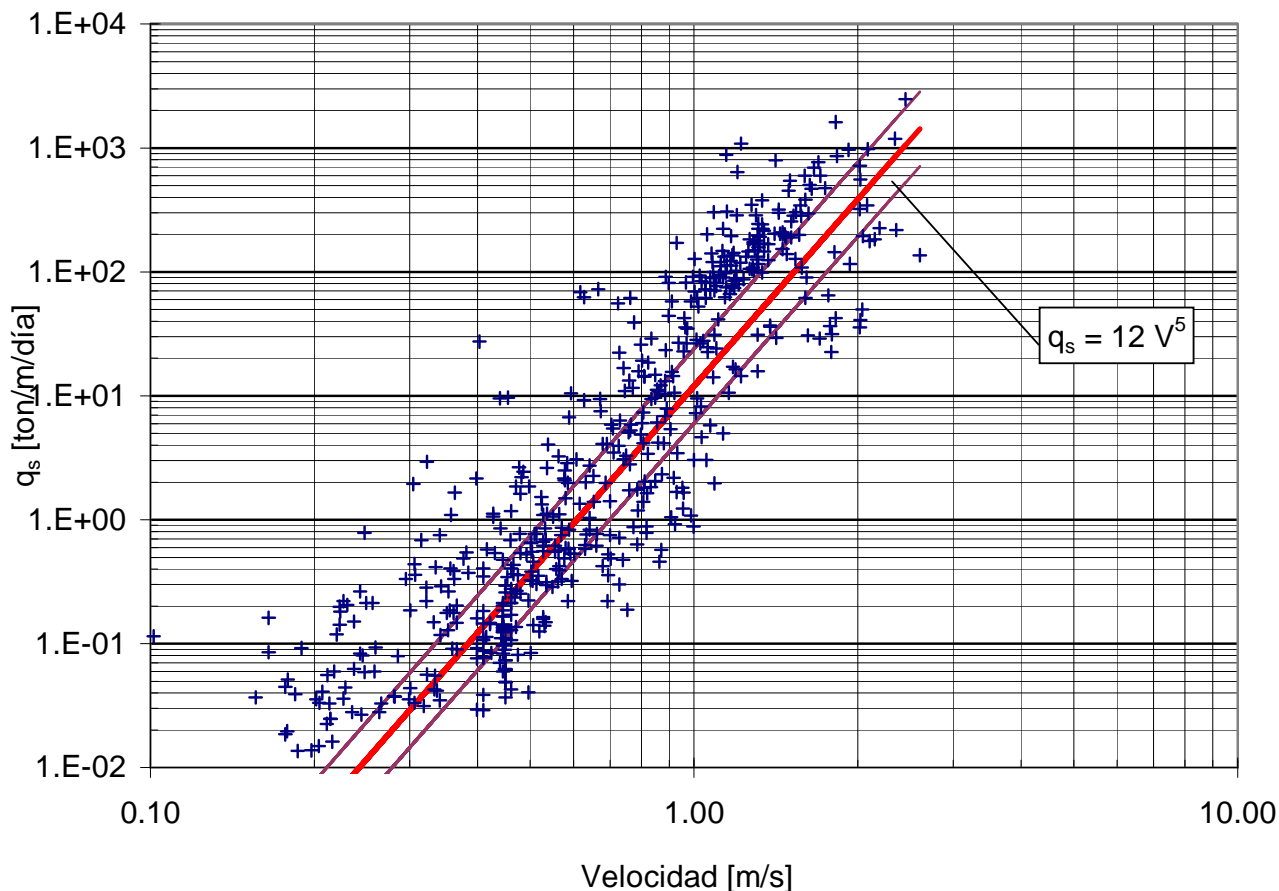


Figura 2. Variación de la carga de sedimentos en suspensión con la velocidad de flujo.

La Figura 3 muestra la variación de la carga en suspensión observada (en kg/s) con respecto al caudal (m³/s) para la región estudiada (curva de calibración). Esta curva exhibe una tendencia general que corresponde a la concentración media (en kg/m³) de las estaciones incluidas en el análisis :

$$Q_{sm} = 0.0162 (Q)^{1.7014} \tag{6}$$

Esta curva debería prepararse y calibrarse para cada corriente, si se tuviese un gran número de observaciones; los datos disponibles son bastante completos para algunas estaciones (por ejemplo PP-2), mientras otras tienen muy pocos registros completos (por ejemplo PP-7). Considerando la zona de estudio como una región homogénea (corrientes de montaña, zona andina del departamento de Antioquia), la curva se convierte en una curva de regionalización que puede ser utilizada en cuencas con información escasa y con características similares a las de la región en estudio. La dispersión de los datos alrededor de la tendencia general puede ser explicada por el fenómeno de histéresis o por la presencia de corrientes reguladas por embalses o controladas por ellos, como son varias estaciones de la base de datos.

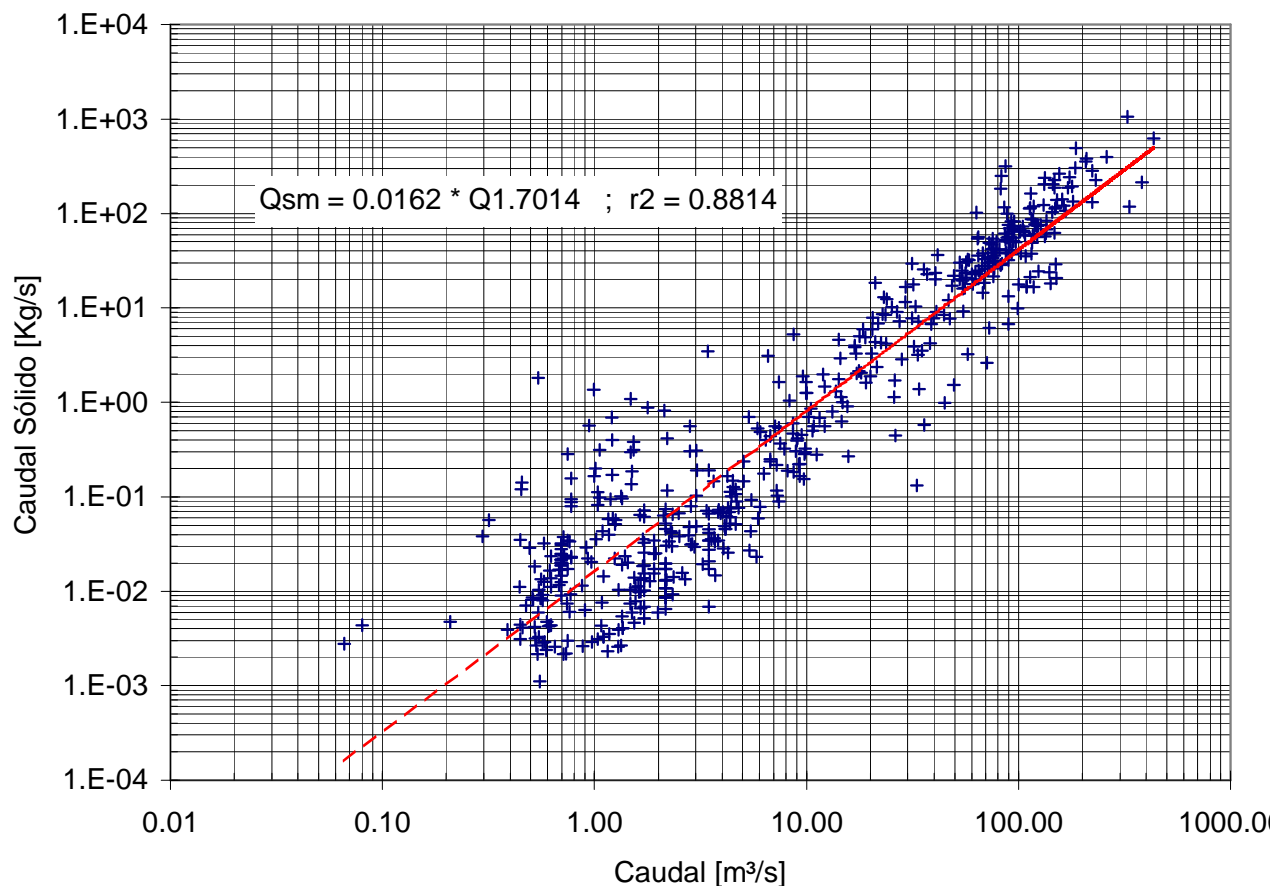


Figura 3. Variación del caudal sólido en suspensión con el caudal líquido.

4. ANÁLISIS DE RESULTADOS Y CONCLUSIONES.

El transporte de sedimentos en canales naturales es altamente variable en el tiempo y en el espacio; por ello, la confiabilidad de los modelos de predicción depende del número de muestras que se tengan para calibrar los coeficientes empíricos o semi-empíricos presentes en los modelos. La dispersión presente en las muestras de campo, propia de las características de este tipo de corrientes de montaña, también influirá en los coeficientes ajustados.

Es comúnmente aceptado que la carga de contacto es un porcentaje bajo de la carga en suspensión y generalmente se encuentra en la literatura un rango entre el 5 y el 25% [9] para la relación q_b/q_s . Esta relación puede tomar valores pequeños en corrientes con pendiente suave de las zonas planas donde las velocidades son bajas y la relación ancho profundidad es pequeña; sin embargo, en corrientes de montaña la relación q_b/q_s aumenta [1]. Tomando el 20% para las corrientes de la zona andina antioqueña y expresando q_s a partir de (5) se puede estimar la carga total, así:

$$q_T = 12V^5 + 0.2 q_s$$

$$q_T = 14.4 V^5 \quad (7)$$

El método propuesto (5) puede considerarse una herramienta de predicción en corrientes de montaña, donde se tiene información escasa, especialmente en las observaciones o medidas del material del lecho. Se ha recomendado incluir, en las campañas de aforos, la toma de muestras de material de fondo (Wolman Pebble Count) donde la corriente sea vadeable, para calibrar los modelos de carga de fondo y estimar mejor la carga del material del lecho. Dado que se asumió un valor del 20% para la relación entre la carga de fondo y la carga en suspensión, las medidas recomendadas permitirán establecer mejor dicho porcentaje y mejorar la relación expresada por (7).

Una relación como la (6) fue propuesta por Leopold y Maddock [3], para ríos de pendiente suave, con un rango de valores entre 2 y 3 para el exponente. Ya que la relación entre la carga de contacto y la carga total (q_b/q_T) aumenta para ríos de montaña [1], es de esperarse que la carga en suspensión disminuya y por ende el exponente disminuya, como se observa en la ecuación (6).

En el momento de predecir la capacidad de transporte de material sólido en una corriente determinada, se debe tener presente que todos los modelos para estimar el transporte de fondo consideran condiciones de equilibrio dadas unas condiciones hidráulicas y de sedimentación, por ello, se analiza la estabilidad de las secciones para evitar resultados erróneos, resultantes de la posible inestabilidad (agradación o degradación) de la sección en un tiempo determinado.

El carácter empírico de algunas de las anteriores ecuaciones no debe ser pasado por alto y por lo tanto su aplicación debe hacerse con cautela. No hay formulas que definan mejor que otras el complicado proceso físico que es el transporte de sedimentos, ellas simplemente se comportan mejor que otras, en unas condiciones dadas. Hay que resaltar que algunas de las fórmulas presentadas involucran coeficientes empíricos, con frecuencia obtenidos en laboratorios. Estos valores empíricos deben ser adaptados siempre que sea posible, para que se ajusten a las condiciones locales en vez de ser aceptados sin ningún tipo de análisis.

AGRADECIMIENTOS. Los autores agradecen a las Empresas Públicas de Medellín el uso de la información disponible y el apoyo durante las visitas de campo.

5 REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- [1] Graf, W., 1971. *Hydraulics of Sediment Transport*. McGraw Hill Series in Water Resources and Environmental Engineering, 513 p.
- [2] Julien P.Y., 1995. *Erosion and Sedimentation*, Cambridge University Press, Cambridge, 280 p.
- [3] Leopold, L.B. y Maddock, T., 1953. *The Hydraulic Geometry of Stream Channels and Some Physiographic Implications*. U.S. Geol. Survey, Prof. Paper 282-A, Denver.

- [4] Mahmood K., 1980. *Verification of Sediment Transport Functions-Missouri River*, U.S. Army Engineer District, Omaha, Corps of Engineers, Omaha, Nebraska, MRD Sediment Series, No. 19, 166 p.
- [5] Nordin, C.F., Jr. y McLean, D.G. 1989. Application of Engelund - Hansen Sediment Transport Equation in Mathematical Models. Proceedings of the Fourth International Symposium on River Sedimentation, Beijing, China, Ocean Press, vol 1. pp. 611-616.
- [6] Posada, L., 1994. *Transporte de Sedimentos*. Universidad Nacional de Colombia, Medellin. Serie de publicaciones del Posgrado en Recursos Hidráulicos, No. 7, 265 p.
- [7] Posada, L., 1995. *Transport of Sand in Deep Rivers*, Tesis Doctoral, Colorado State University. 158 p.
- [8] Posada L. y Nordin C. F. 1993, "*Sediment Transport loads in Large Tropical rivers*". Proceedings of the ASCE Conference en Sediment Transport, San Francisco, California.
- [9] Simons, D. B. y Senturk, F., 1977. *Sediment Transport Technology*, Water Resources Publications, Fort Collins, Colorado.
- [10] Van Rijn L.,1989. *Sediment Transport by Currents and Waves*, Delft Hydraulics, Netherland