

## OLAS PULSANTES EN RÍOS CANALIZADOS DE LA REGIÓN DE LA PAZ

*Jorge Molina\** , *Julia Marangani\**, *Pierre Ribstein\*\**, *Jacques Bourges \*\*\**  
*Jean-Loup Guyot\*\*\*\** , *Carlos Dietze\*\*\*\*\**

### Resumen

Se analiza la formación espontánea de olas pulsantes (*roll waves* en inglés) durante crecidas, en ríos canalizados ubicados dentro del área urbana de la ciudad de La Paz. Las olas, con velocidades de hasta  $10 \text{ m s}^{-1}$ , causan graves daños a las obras hidráulicas y a las zonas urbanas adyacentes al canal, y no se presentan en cauces naturales. Este fenómeno, que se asocia al concepto de inestabilidad del flujo, fue estudiado según el método de Montuori para aguas claras, que sorprendentemente predijo la no formación de olas en los ríos objeto de estudio. Posteriormente se incorporó al análisis el efecto de los sedimentos en suspensión, debido a que en crecidas se han registrado concentraciones superiores a  $190 \text{ g l}^{-1}$ . Se encontró que este efecto es mínimo. La presencia de olas está directamente relacionada a las características hidráulicas de los canales, pero existe algún factor aún no determinado.

**Palabras claves:** *Olas pulsantes, crecida, área urbana, canal, sedimentos, Bolivia.*

### ÉCOULEMENT ONDULATOIRE DANS DES COURS D'EAU AMÉNAGÉS DE LA RÉGION DE LA PAZ

### Résumé

La formation spontanée de trains d'ondes est analysée dans les écoulements de crues de cours d'eau aménagés situés dans la zone urbaine de la ville de La Paz. Les vagues, déferlant à des vitesses pouvant atteindre  $10 \text{ m s}^{-1}$ , provoquent des dégâts importants à la structure même des canaux et aux constructions situées à proximité. Il n'y a pas de vagues dans les tronçons non aménagés des cours d'eau. L'écoulement ondulatoire, lié à l'instabilité du flux, a été étudié en appliquant la théorie de Montuori valable pour des eaux claires. D'une manière surprenante, cette méthode ne prédit pas la formation de vagues pour les cours d'eau étudiés. Lors des crues, des concentrations supérieures à  $190 \text{ g l}^{-1}$  ont été mesurées pour les sédiments en suspension. En incorporant l'influence de ces sédiments dans l'analyse théorique, on note que l'effet est négligeable. On en conclut que l'écoulement ondulatoire est lié aux caractéristiques hydrauliques des canaux mais qu'il reste un facteur non encore déterminé.

**Mots-clés :** *Écoulement ondulatoire, crue, zone urbaine, canal, sédiments, Bolivie.*

\* Instituto de Hidráulica e Hidrología, Casilla 699, La Paz-Bolivia.

\*\* ORSTOM-Bolivia: CP 9214, 00095 La Paz.

\*\*\* ORSTOM-Francia: 213, rue Lafayette, 75480 Paris Cedex 10.

\*\*\*\* ORSTOM-Brasil: SHIS QI 11, CJ 04, Casa 19, 71625-240, Brasilia DF.

\*\*\*\*\* HAM-GTZ: CP 9206 La Paz, Bolivia.

## ROLL WAVES IN CANALISED RIVERS IN THE AREA OF LA PAZ

## Abstract

Spontaneous formation of roll waves is reported during floods in small canalised rivers, located within the urban area of the city of La Paz. The waves, with velocities up to  $10 \text{ m s}^{-1}$ , cause serious damages to canal structures and nearby streets and houses. The phenomenon, which is commonly associated with the concept of flow instability, was analysed using the Montuori method for clear water. Surprisingly, the Montuori method predicted no waves formation in the rivers of interest. As concentrations over  $190 \text{ g l}^{-1}$  had been registered in one of the rivers, the effect of suspended sediments was incorporated to the analysis. It was found that this effect is almost negligible. Roll waves are related with some canal characteristics, but there is some factor still not determined.

**Key words:** *Roll waves, flood, urban area, canal, sediments, Bolivia.*

## INTRODUCCIÓN

Para permitir la extensión de la ciudad de La Paz, la Municipalidad ha emprendido desde tiempo atrás programas de aprovechamiento de los fondos de valle de varios ríos y torrentes, que han sido canalizados para ganar tierras urbanizables. Sin embargo, esto ha modificado el régimen hidráulico en algunos casos, formándose olas (*roll waves* en inglés) en aguas altas. Este fenómeno es abordado en el presente artículo a partir de estudios realizados por ORSTOM a petición de la Municipalidad de La Paz, y de mediciones complementarias hechas por el Instituto de Hidráulica e Hidrología (IHH) de la Universidad Mayor de San Andrés.

## 1. EL MEDIO FÍSICO

Se han estudiado tres ríos: Huayllani, Kellumani y Jillusaya, pertenecientes todos a la cuenca del río Achumani (Fig. 1), un pequeño afluente del río La Paz, que a su vez se une al Amazonas a través de los ríos Beni y Madera.

El río Achumani se forma por la confluencia de los ríos Huayllani y Kellumani, con áreas de drenaje de  $20,0$  y  $18,0 \text{ km}^2$ , respectivamente. El río Jillusaya se une al Achumani varios kilómetros aguas abajo de dicha confluencia, y drena una cuenca de  $18,9 \text{ km}^2$ . Toda la cuenca de Achumani tiene una superficie de  $64,8 \text{ km}^2$ , y presenta una altitud máxima de  $4\,975 \text{ msnm}$ .

El relieve es muy escarpado: más del 30% de la cuenca de Achumani presenta una pendiente superior a  $0,35$ . Las pendientes más fuertes se sitúan en la parte intermedia, entre vertientes convexas y poco inclinadas río arriba y una parte inferior que comprende los interfluvios de débil inclinación y valles alargados, en parte rellenados por los materiales desprendidos de las zonas altas.

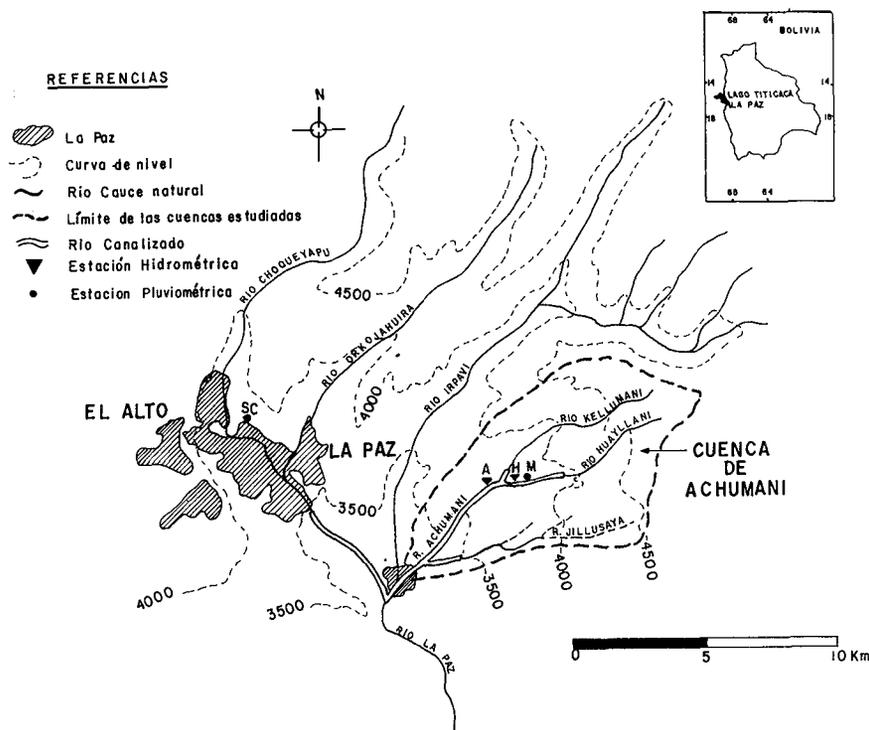
La red de drenaje se extiende sobre formaciones sedimentarias del Pliocuaternario, muy erosionables (Díaz *et al.*, 1990). La vegetación es poco densa, con una manta herbácea esparcida en algunas vertientes convexas río arriba y algunos cultivos en el fondo de los valles. Pendientes muy fuertes cercanas a los exutorios, y suelos erosionables son las principales características que explican el régimen hidrológico de estos ríos y los problemas planteados a los acondicionamientos.

## 2. EL CONTEXTO HIDROLÓGICO

El régimen de las precipitaciones es conocido gracias a los datos de la estación pluviográfica de Millipunku (señalada con la letra M en la Fig. 1), en la cuenca de Huayllani, a una altura de aproximadamente 3 800 m. Las observaciones de esta estación son similares a las de San Calixto, estación en el centro de La Paz, que funciona desde 1921 (señalada como SC en la Fig. 1).

De 1989 a 1994, para el estudio del escurrimiento, fueron monitoreadas dos estaciones hidrométricas, que permitieron la observación de dos cuencas, la del Huayllani y del Achumani superior, que drenan áreas de 17,5 y 38,9 km<sup>2</sup>, respectivamente. Las estaciones (señaladas como A y H en la Fig. 1) se encuentran a 3 580 y a 3 620 msnm. En las dos estaciones se instalaron limnógrafos. El que se instaló en la estación de Huayllani fue reemplazado en 1992 por un limnógrafo electrónico con sensor de presión y toma de medición cada minuto. La medición de los niveles de agua y los aforos se desarrollan en condiciones difíciles a causa de las fuertes velocidades en aguas altas, y de las importantes concentraciones de sedimentos en suspensión y de arrastre de fondo.

La precipitación media anual es del orden de 640 mm, con un 70% que cae entre diciembre y marzo, época de aguas altas en la cuenca del río La Paz. Los coeficientes de escurrimiento anual son importantes, entre 22 y 32%. A pesar de un relieve favorable para la evacuación rápida de los escurrimientos superficiales, al parecer la permeabilidad de algunas zonas altas de la cuenca juega un rol importante: en efecto, con menos de 30 mm de



lluvia en un mes, el escurrimiento mensual es prácticamente nulo, mientras que una vez pasado el límite de 30 mm, el escurrimiento representa en promedio el 60% de la precipitación (Bourges *et al.*, 1992). Esta influencia de las zonas permeables es acentuada por las bajas intensidades de las precipitaciones: en San Calixto, los valores decenales de lluvia son de 40 mm a nivel diario y de 17 mm a nivel horario (Mendoza, 1994).

En enero de 1993, un período de lluvias abundantes generó fuertes crecidas y olas de gran magnitud (ver siguientes capítulos). En un mes cayeron 262,9 mm en Millipunku, valor mensual que nunca fue alcanzado en 75 años en San Calixto. Del 21 al 27 de enero, en 7 días, Millipunku recibió 131,5 mm, con una lluvia de 46,2 mm el último día (valor diario que tiene un período de retorno de 50 años aproximadamente). Los suelos estaban saturados de agua el 26 de enero y la lluvia del 27 de enero fue especialmente intensa en la cuenca de Achumani, dos condiciones que explican la violencia de los fenómenos de crecida observados.

Los hidrogramas obtenidos sobre estas cuencas siempre son dentados, no permitiendo fácilmente individualizar crecidas (Bourges *et al.*, 1995). Esto se explica por el relieve escarpado y la fuerte heterogeneidad espacial de las lluvias. Los registros de las olas se superponen a estas crecidas en múltiples puntas que terminan en un hidrograma difícil de interpretar (Fig. 2, ejemplo de la crecida del 25 de enero de 1993).

### 3. LAS OBRAS HIDRÁULICAS

Los cursos principales tienen una gran anchura en relación al caudal: el cauce del río Achumani supera los 200 m de ancho, y el del Huayllani se acerca a 100 m. El flujo en condiciones naturales ocupa sólo una pequeña parte de esta anchura. Las obras de canalización consisten principalmente en muros longitudinales combinados con caídas (Fig. 3). El fondo

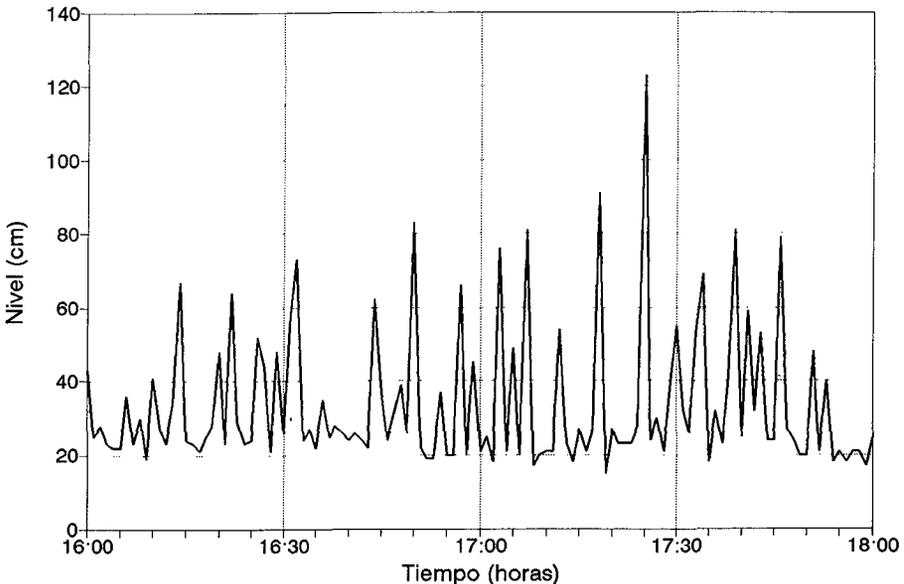


Fig. 2 - Río Huayllani, limnigrama complejo debido a una sucesión de olas durante el 25 de enero de 1993 (16:00 a 18:00).

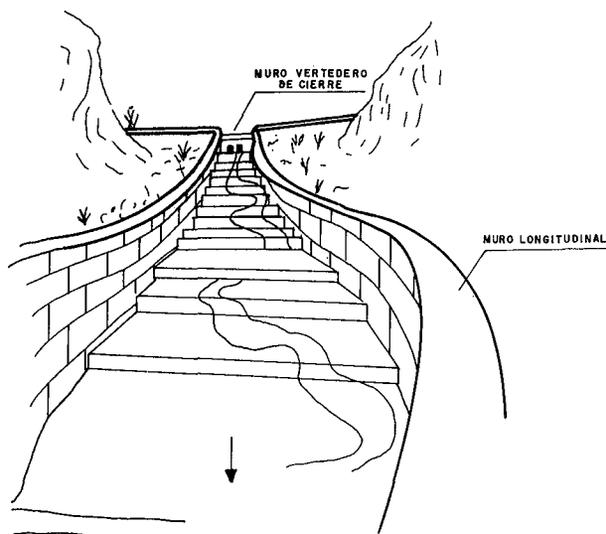


Fig. 3 - Obras de canalización.

del canal no está revestido, y se mantiene fijo solamente en el borde superior de las caídas y en algunas obras transversales.

Los canales de los ríos Huayllani, Kellumani, Jillusaya y Achumani tienen un ancho de 5,0, 5,0, 3,9 y 8,0 m, respectivamente, y son de forma rectangular. La principal diferencia entre las obras de canalización de estos ríos y las construidas en otros ríos que atraviesan la ciudad, es que en las primeras las caídas son de menor altura y se suceden a intervalos cortos, al menos en el tramo superior. Así por ejemplo la gran mayoría de las caídas del río Huayllani tienen una altura de 0,50 m, a intervalos de 10 m. El cuadro 1 muestra la longitud y pendiente de los tramos canalizados.  $St$  es la pendiente total como si no existiesen en caídas, y  $Sm$  es la pendiente modificada por efecto de las caídas. Los datos se obtuvieron de un levantamiento topográfico efectuado en agosto de 1993 por el Instituto de Hidráulica e Hidrología.

Cuadro 1 - Longitud  $L$  y pendiente  $S$ .

Río	$L(m)$	$St(\%)$	$Sm(\%)$
Jillusaya	411.1	6.72	2.9
Kellumani	438.8	9.17	3.5
Huayllani	1806.0	9.01	3.8

Debido a la deposición de material al pie de las caídas, es probable que el valor original de  $Sm$  sea aún menor que el consignado en el cuadro 1. En el caso del Jillusaya se estudió solamente el tramo superior donde las caídas se suceden a intervalos cortos. Para el Huayllani, el cuadro 1 muestra la longitud de la canalización hasta el último puente vehicular. Más abajo de éste, se ha instalado una estructura que amortigua las olas.

Al comienzo del canal y con el objeto de dirigir las aguas hacia éste, el cauce del río se cierra mediante un muro (Fig. 3). Con frecuencia, las pequeñas quebradas situadas aguas arriba tienen pendientes superiores a 20%, y aportan grandes cantidades de material de arrastre, que puede depositarse en los tramos canalizados donde la pendiente disminuye o hay obstáculos importantes, elevando el nivel del lecho y contribuyendo al riesgo de desbordes e inundaciones.

El cauce de los ríos está formado por materiales gruesos (gravas y piedras), provenientes de las zonas altas, entre los cuales se depositan elementos más finos. Existe una buena concordancia entre el tamaño del material transportado por acarreo y el del cauce (Guyot, 1992). Sin embargo existen variaciones significativas de una época a otra, e incluso entre crecidas. Así por ejemplo, una campaña de muestreo entre agosto y septiembre de 1993, al finalizar la época de estiaje, dio los siguientes diámetros promedio (en mm) del material del cauce de los ríos: Achumani ( $d_{50}=13,0$ ,  $d_{90}=38,0$ ), Kellumani ( $d_{50}=12,3$ ,  $d_{90}=40,0$ ), Huayllani ( $d_{50}=17,0$ ,  $d_{90}=54,7$ ), Jillusaya ( $d_{50}=9,0$ ,  $d_{90}=40,6$ ). En cambio, datos de Guyot (1992) muestran que el tamaño medio de los sedimentos de fondo del río Huayllani en febrero de 1991 (época lluviosa) fue:  $d_{50}=32,0$  mm,  $d_{90}=82,0$  mm. Para el Kellumani, se obtuvieron los siguientes diámetros en época lluviosa:  $d_{50}=28,4$ ,  $d_{90}=69,2$  mm.

#### 4. DESCRIPCIÓN DEL FENÓMENO

Para una cierta profundidad "crítica" en el canal, el flujo cambia de continuo a pulsante. Al alcanzar este estado, se observa que el flujo permanece inalterado en el tramo superior del canal, y que las olas son aparentes sólo a una cierta distancia del inicio. Esto está de acuerdo con referencias previas (Montuori, 1961; Liggett, 1975).

Las olas se presentan como mezclas de agua, aire y sedimentos, acompañadas del sonido de piedras rodando por el fondo. En ocasiones la amplitud de las olas ha superado la altura de los muros del canal, provocando desbordes. El agua desbordada se va acumulando aguas abajo, creando un flujo de agua paralelo al canal. Este flujo puede erosionar las fundaciones de los muros laterales y causar inundaciones en las viviendas próximas. En algunas caídas de mayor altura (2-3 m), los esfuerzos provocados por las olas han llegado a socavar y destruir los muros laterales del canal, provocando que parte del caudal del río se desvíe por los sectores destruidos, lo que a su vez ha causado inundaciones graves.

El fenómeno se presenta en forma de trenes de ondas. El intervalo entre un tren de ondas y el siguiente es variable, así como entre las ondas que forman un mismo tren, aún para caudales casi constantes, por lo que el fenómeno puede considerarse no periódico. Los intervalos medidos entre ondas varían de pocos segundos hasta 2 minutos.

El cuadro 2 muestra algunas mediciones de olas que se presentaron en el río Huayllani.

Cuadro 2 - Mediciones de olas en el río Huayllani.

Fecha	Hora	$y_m$ (m)	$v$ ( $m s^{-1}$ )	$y_{max}$ (m)	$v_{ola}$ ( $m s^{-1}$ )
28/1/93		0.26	2.40	0.45	6.1
25/1/93	16:25	0.30	3.66	0.70	7.9
29/1/93	11:05	0.35	2.77	0.60	-
28/1/93		0.35	3.08	0.70	8.0
28/1/93		0.42	3.60	1.50	9.8

$y_m$  = profundidad media del flujo sin olas,  $v$  = velocidad media del flujo sin olas,  $y_{max}$  = altura máxima media de olas,  $v_{ola}$  = velocidad media de olas. Tanto  $y_m$  como  $y_{max}$  se miden desde el fondo del canal.

Los datos de alturas y profundidades del cuadro 2 son aproximados debido a las lógicas dificultades al realizar las mediciones. La primera línea y las dos últimas del cuadro 2 corresponden en cada caso a valores promedio del tren de ondas. Un aspecto a destacar es la gran magnitud de las velocidades y alturas de olas. Por ejemplo la velocidad de una pequeña onda gravitatoria (Ljatkher, 1968) estará dada por:  $v_{ola} = v + (g \cdot y_m)^{0.5}$ . Para las mediciones consignadas en las dos últimas líneas del cuadro 2, se obtendrían velocidades de 4,9 y 5,6  $m\ s^{-1}$ , muy inferiores a los valores medidos de 8,0 y 9,8  $m\ s^{-1}$ , respectivamente.

Las olas pulsantes se han observado solamente en tramos canalizados, con diferentes magnitudes y frecuencia según el caso. En el río Jillusaya son de menor altura y sólo se han observado en enero de 1993. En el río Kellumani, en el tramo superior del Achumani, y en particular en el Huayllani, las observaciones son mucho más frecuentes, y las olas alcanzan cierta espectacularidad por su magnitud (Bourges *et al.*, 1995).

Por contraste, jamás se han observado olas pulsantes en los tramos de cauce natural de los ríos objeto de análisis. Las velocidades de flujo en crecida son menores en cauces naturales (del orden de 2  $m\ s^{-1}$ ), así como las profundidades.

## 5. OLAS PULSANTES E INESTABILIDAD DEL FLUJO

Este tipo de fenómeno fue reportado ya a principios de siglo, y algunos años después fue relacionado con el concepto de inestabilidad del flujo, desarrollado teóricamente por varios autores. Según esta teoría, cuando la velocidad de flujo supera un valor límite, cualquier perturbación, por pequeña que ésta sea, tiende a acentuarse y no a atenuarse como sería la situación normal. Fue Vedernikov (1946) el primer investigador que desarrolló una expresión general que se puede aplicar a canales de cualquier forma de sección en flujo turbulento. Usando las ecuaciones de Saint-Venant con el término de fricción expresado en la forma monomía:  $J = v^p / (K^2 R^{2m})$ , ( $v$  = velocidad media del flujo,  $R$  = radio hidráulico,  $K$  = coeficiente de rugosidad,  $p, m$  = exponentes), el autor halló que el flujo será inestable si el llamado número de Vedernikov  $Ve$  supera el valor de 1.  $Ve$  está dado por la expresión:

$$Ve = \frac{2m}{p} M Fo \quad (1)$$

$M$  = Coeficiente de forma dado por:  $M = 1 - R \, dP / dA$ . ( $P$  = perímetro,  $A$  = Área mojada).

$Fo$  = Número de Froude del flujo no perturbado:  $Fo = v^*(gy)^{-0.5}$  ( $v$  = velocidad media,  $g$  = gravedad,  $y$  = profundidad media).

Los exponentes  $p$  y  $m$  dependen de la ecuación usada para el término de fricción. Así para la ecuación de Chezy  $p=2, m=1/2$ , y para la de Manning  $p=2, m=2/3$ . Por otro lado, en el caso de canales rectangulares  $M = b / (b + 2y)$ . ( $b$  = ancho del canal). Usando estas relaciones y la ecuación de Manning, la ecuación (1) se puede escribir de la siguiente manera para canales rectangulares:

$$Ve = \frac{2}{3} \frac{b}{b+2y} Fo \quad (2)$$

Tomando en cuenta que el valor de  $Ve=1$  representa el límite entre flujo estable e inestable, existe una forma alternativa de la ecuación 1. Definiendo:

$$F^* = \frac{P}{2m M} \quad (3)$$

El flujo será inestable cuando  $Fo$  supere el valor límite  $F^*$ . Para un canal de ancho infinito ( $M=1$ ), los valores de  $F^*$  son, respectivamente:

$$F^* = 2 \quad (\text{Chezy})$$

$$F^* = 3/2 \quad (\text{Manning})$$

El hecho de que el valor de  $F^*$  dependa de la ecuación usada para el término de fricción, muestra las limitaciones de la teoría. Para canales rectangulares, con la ecuación de Manning, la ecuación (3) puede escribirse así:

$$F^* = 3/2 (1+2y/b) \quad (4)$$

Las ecuaciones (3) y (4) ponen en evidencia que la inestabilidad se produce más fácilmente en canales anchos ( $F^*$  es menor en estos casos), y que el flujo debe ser supercrítico.

En base a un proceso teórico-experimental muy interesante, Montuori (1961) llega a introducir el concepto de distancia de formación de onda pulsante. Si bien varios autores habían observado que las ondas pulsantes se hacían perceptibles sólo a una cierta distancia del principio del canal, es este autor quien por primera vez analiza teóricamente el problema. Las ecuaciones y gráficas resultantes permiten determinar la posibilidad de formación de ondas en base al número de Vedernikov y la variable adimensional  $Mo$  definida por el autor, que incluye la longitud  $L$  del canal:

$$Mo = \frac{gS}{v^2} L \quad (5)$$

donde:  $S$  = Pendiente del canal (se recomienda usar la pendiente de fricción  $S_f$ )

$v$  = Velocidad del flujo no perturbado (sin ondas)

Montuori se vio forzado a determinar una constante empírica para resolver sus ecuaciones. Una solución más general y completa de estas ecuaciones se puede encontrar en el trabajo de Liggett (1975). Sus resultados son estrictamente aplicables sólo al caso en que el flujo no perturbado sea uniforme. Ljatkher (1968) proporcionó una interesante hipótesis sobre la formación de ondas pulsantes, atribuida por el autor a la resonancia de las oscilaciones de la superficie con los vórtices turbulentos del fondo.

Todo lo anterior se aplica a flujo turbulento y aguas claras. Más recientemente Berlamont y Vanderstappen (1981), Julien & Hartley (1986) y otros autores han ampliado la teoría de inestabilidad a flujo laminar, mostrando que en este tipo de flujo la inestabilidad y las ondas pulsantes se pueden formar para números de Froude tan bajos como 0,5, es decir en velocidades subcríticas. El flujo laminar puede presentarse en casos de escurrimiento poco profundo. Engelund y Wan (1984) reportaron por primera vez la presencia de oscilaciones superficiales en torrentes naturales en China, con concentraciones altísimas de sedimentos en suspensión (superiores a 50% en volumen). Trowbridge (1987) asoció esas oscilaciones a la teoría de inestabilidad, ampliándola para incluir comportamientos plásticos, mostrando que en éste último caso la inestabilidad se presenta hasta  $Fo=0,25$ .

## 6. ANÁLISIS Y RESULTADOS

La figura 4 muestra la variación de los números de Froude y Vedernikov (usando la ecuación de Manning) con la profundidad, para el tramo del río Huayllani donde se encuentra la estación. Las velocidades se calcularon en base a una curva de calibración obtenida en base tanto a aforos con molinete (hasta una profundidad de 0,19 m) como a aforos superficiales con flotador. Se usó una relación  $v_s/v$  igual a 1 ( $v_s$ =velocidad superficial,  $v$ =velocidad media en la sección). Se puede observar que el número de Vedernikov  $Ve$  supera ligeramente el valor de 1 sólo para profundidades superiores a 0,35 m. Se obtuvieron gráficas similares para los otros ríos.

Las figuras 5 y 6 muestran los resultados obtenidos con la ecuación de Montuori, aplicada a lo largo de los canales del Kellumani y el Huayllani (éste último en un tramo de 1695 m de longitud) para caudales que corresponden aproximadamente a una profundidad de 0,30 m, para la que sí se observaron olas. Para el cálculo de  $S_f$  se usó la curva de calibración. De acuerdo a Montuori, la inestabilidad se presenta si los puntos caen por encima de la curva. Como se puede observar, el método no predice la formación de olas en ningún caso, lo que está en contradicción con las observaciones.

Como las ecuaciones de Montuori se desarrollaron para flujo turbulento en canales de lecho fijo y transportando aguas claras, y en el río Huayllani se han registrado concentraciones de sedimentos en suspensión de hasta  $190 \text{ g l}^{-1}$  (Bourges *et al.*, 1995), se decidió incluir este efecto en el análisis. Para ello se usaron las ecuaciones citadas por Trowbridge (1987) para el cálculo de la densidad, la viscosidad y el número de Reynolds  $Re=vR/u$  ( $v$ =velocidad media del flujo,  $R$ =radio hidráulico,  $u$ =viscosidad cinemática) de la mezcla.

Para una concentración  $C_s$  de  $200 \text{ g l}^{-1}$  y una temperatura del agua de  $15^\circ\text{C}$ , el peso específico  $\gamma$  aumenta en 12,5% respecto al agua clara y la viscosidad dinámica  $\mu$  en un 24%. La viscosidad cinemática  $u=\mu/r$  aumenta en sólo un 10% y en esa misma proporción disminuye el número de Reynolds. El flujo permanece completamente turbulento, con  $Re>500\ 000$  para profundidades de 0,30 m.

Con la ecuación de Trowbridge, empleando la ecuación de Colebrook-White para evaluar las derivadas parciales, se muestra que  $F^*$  varía en menos de 0,5% para  $C_s=200 \text{ g l}^{-1}$ , por lo que el efecto de los sedimentos en suspensión es despreciable.

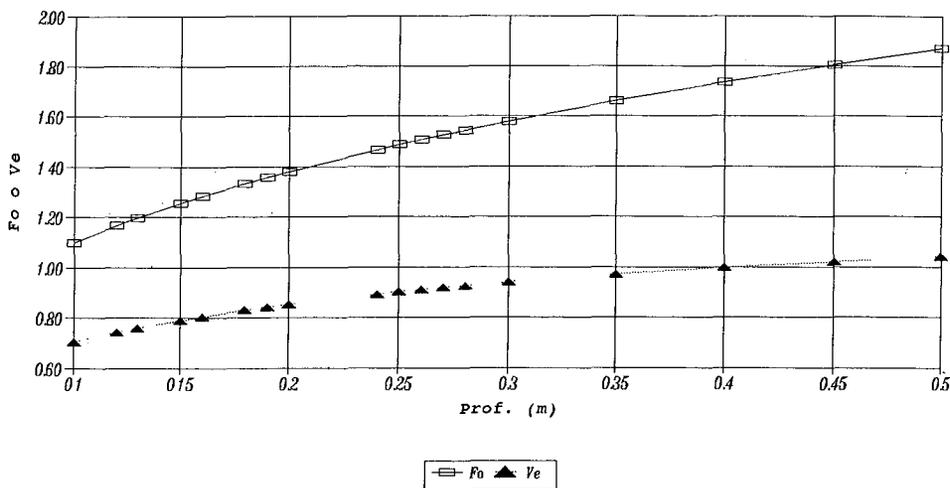


Fig. 4 - Fo y Ve según profundidad - Canal Huayllani.

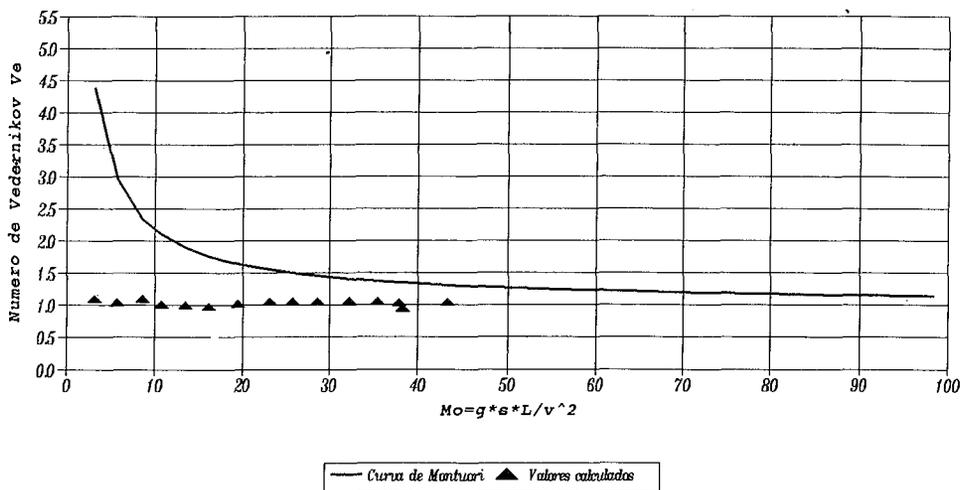


Fig. 5 - Estabilidad según Montuori - Canal Kellumani.  
Prof.  $y_m = 0.30$  m

### 7. CONCLUSIONES

El método de Montuori no predijo la formación de olas en ninguno de los tres torrentes. Al mismo tiempo se encontró que la influencia de los sedimentos en suspensión es mínima.

Queda como hipótesis la posibilidad de que las caídas no funcionen adecuadamente para disipar la energía en exceso, y que el canal trabaje como si la pendiente estuviese

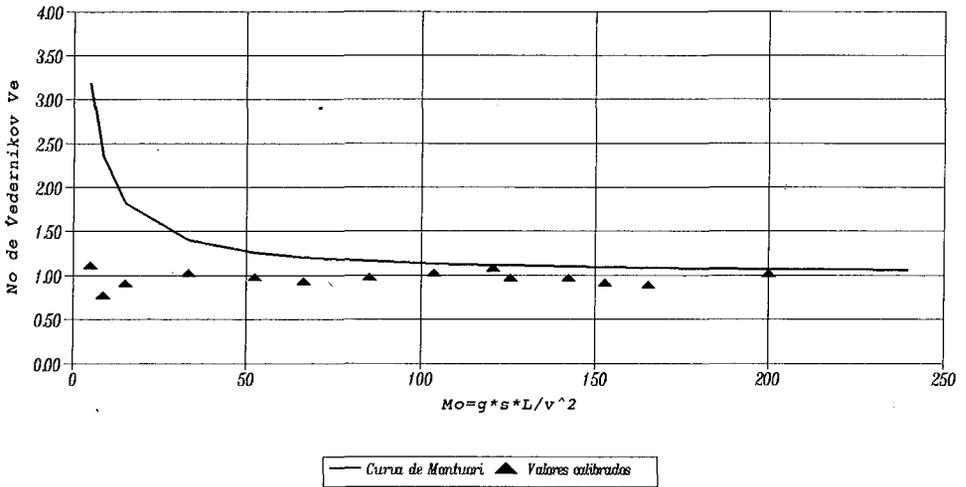


Fig. 6 - Estabilidad según Montuori - Canal Huayllani.  
Prof.  $y_m=0.30$  m

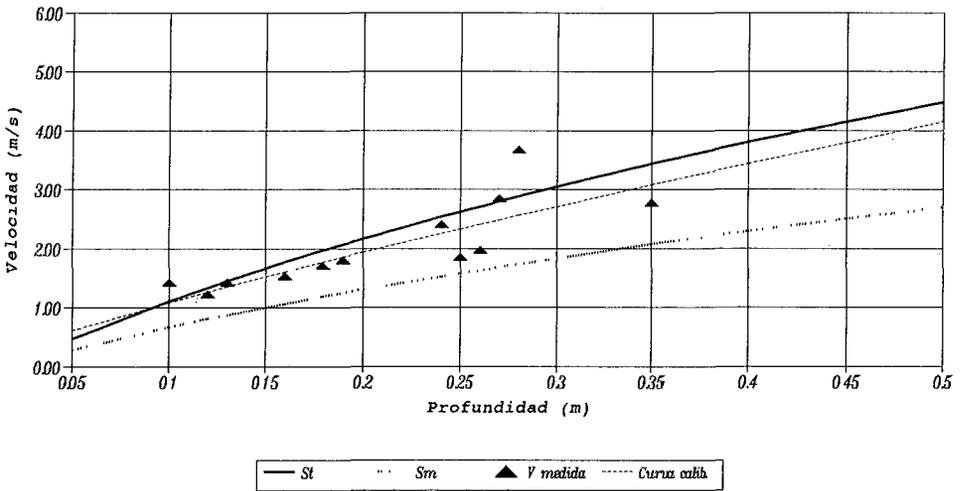


Fig. 7 - Velocidades calculadas y medidas, Canal Huayllani.

próxima a la pendiente total  $St$ . En apoyo de esta hipótesis la figura 7 muestra las velocidades medias en la sección, calculadas para el canal Huayllani con la ecuación de Aguirre *et al.* (1990) de flujo macrorugoso, para los dos casos de pendiente  $St$  y  $Sm$ , así como la curva de calibración y algunos valores registrados. Se observa que la curva de calibración se aproxima a la calculada para  $St$  con la ecuación de Aguirre.

Sin embargo, la hipótesis anterior es insuficiente para explicar completamente el fenómeno, tal como lo demuestran las figuras 5 y 6. Existen algunos factores aún no determinados, que podrían ser:

- Que el efecto de resonancia entre los vórtices turbulentos del fondo y las oscilaciones superficiales, mencionado por Ljatkher (1968), sea amplificado por las obras transversales (caídas y obras de fondo) que se presentan a distancias regulares en los ríos estudiados .

- Que ese mismo efecto de resonancia sea influenciado por el transporte de sedimentos gruesos por el fondo de los canales.

Aparte del interés científico del fenómeno, su análisis es de importancia para la planificación y diseño urbano. Esto es aún más relevante debido a que es de esperar que las olas pulsantes se presenten en todas aquellas obras de canalización que se construyan con características similares a las obras estudiadas.

## Referencias citadas

- AGUIRRE, J., FUENTES, R. & OLIVERO, M.L., 1990 - Fricción y Movimiento incipiente en ríos de Montaña. *in: Memorias del XIV Congreso Latinoamericano de Hidráulica*: 1549-60; Montevideo
- BERLAMONT, J.E. & VANDERSTAPPEN, N., 1981. - Unstable Turbulent Flow in Open Channels. *Journal of Hydraulics Division, ASCE*, 107: 427-449.
- BOURGES, J., RIBSTEIN, P., DIETZE, C., GUYOT, J.L. & HOORELBECKE R., 1995 - Flux et crues singulières d'un petit cours d'eau andin, ou les effets pervers de l'urbanization *Revue de Géographie Alpine*, 1: 111-126.
- BOURGES, J., RIBSTEIN, P., HOORELBECKE, R., DIETZE, C. & CORTEZ, J., 1992 - Precipitaciones y escurrimiento de una pequeña cuenca en zona de montaña: El río Achumani (La Paz, Bolivia). *in: Los recursos hídricos en Bolivia y su dimensión Ambiental* (Ricaldi, V., Flores, C. y Anaya, L. eds.): 303-312, AGID Geoscience, 20, Cochabamba.
- DIAZ, A., MAZO, F., PASTEN, V. & STACHE, R., 1990 - Estudio geológico - geomorfológico de las cuencas Irapavi-Achumani, La Paz. *Revista Técnica de YPF*, 2-3: 243-258, La Paz.
- ENGELUND, F. & WAN, Z., 1984 - Instability of hyperconcentrated flow. *Journal of Hydraulic Engineering, ASCE*, 110: 219-233.
- GUYOT, J.L., 1992 - Hydrogéochimie des fleuves de l'Amazonie bolivienne. Thèse de doctorat, Géologie-Géochimie, Université de Bordeaux I, 362 p.
- JULIEN, P.Y. & HARTLEY, D.M., 1986 - Formation of roll waves in laminar sheet flow. *Journal of Hydraulic Research*, 24(1): 5-17.
- LIGGETT, J.A., 1975 - Stability, Chapter 6 *in: Unsteady Flow in Open Channels* (Mahmood, K. & Yevjevich, V., ed.): 259-282, Fort Collins.
- LJATKHER, B.M., 1968 - Sobre las condiciones del flujo turbulento a superficie libre, Reporte HIDROPROJEKT, N° 16. Moscú.
- MENDOZA, J., 1994 - Estudio del régimen pluviométrico en la cuenca del río La Paz, Tesis UMSA, La Paz, 146p.
- MONTUORI, C., 1961 - La formazione spontanea dei treni d'onde su canali a pendenza molto forte. *L'Energia Elettrica*, 2: 127-141.
- TROWBRIDGE, J. H., 1987 - Instability of concentrated free surface flows. *Journal of Geophysical Research*, 92(9): 9523-9530.
- VEDERNIKOV, V V., 1946 - Characteristic features of a liquid flow in a open channel, *USSR Academy of Sciences*, 52: 623-628.