

SIMULACIÓN DE FLUJO DE BARROS: CASO DE ESTUDIO DEL RÍO IRUYA

Patricia Rut Jaime, Pablo Daniel Spalletti, José Daniel Brea

Laboratorio de Hidráulica. Instituto Nacional del Agua
Casilla de Correo 21, Ezeiza, Buenos Aires-CP 1804 –TE: 011 44800457
E-mail: pjaime@ina.gov.ar, pspallet@ina.gov.ar, dbrea@ina.gov.ar - Web: <http://www.ina.gov.ar>

RESUMEN

Se presenta la implementación del modelo bidimensional de diferencias finitas FLO-2D (O'Brien et al., 1988) para analizar flujos hiperconcentrados de sedimentos. Este modelo numérico permite simular flujo de fluidos no-newtonianos en topografías complejas y fue aplicado en el río Iruya, cuya cuenca se encuentra emplazada en el ámbito de la Cordillera Oriental y Sierras Subandinas en la Región Noroeste de Argentina. En esta región las lluvias intensas frecuentemente actúan como disparadoras de procesos de masa induciendo la falla de las laderas y los flujos de barros y causando efectos severos. El modelo implementado es capaz de simular el tránsito de este tipo de flujos y permite identificar las áreas potencialmente afectadas y la severidad de estos fenómenos. El análisis de sensibilidad a los parámetros del modelo reológico indicó que los parámetros que vinculan la tensión de corte y la viscosidad de la mezcla a la concentración de sedimentos tienen efectos significativos en los resultados de la simulación y que su ajuste debería tomar en cuenta las propiedades de los barros y lodos y la composición y características del área de depósito. El modelo propuesto constituye una herramienta eficiente para simular numéricamente los procesos hidrodinámicos y sedimentológicos en ríos alimentados por grandes cantidades de sedimentos y puede ser empleado para analizar la respuesta morfológica y los parámetros hidráulicos de un río ante diferentes escenarios que contemplen la variabilidad de la alimentación líquida y sólida.

ABSTRACT

Heavy rains often cause severe effects by inducing slope failure and debris flow in many watersheds in the northwest region of Argentina. In order to identify the potentially affected area and the severity of the phenomena, the capacity to simulate the flow route of debris is desirable. In this research numerical simulation of debris flow deposition processes had been carried out using FLO-2D (O'Brien et al., 1988), adopting Iruya river watershed as the study area. Sensitivity study of parameters used in the numerical model was conducted and it was found that the parameters of yield and viscous stresses have significant effects on the simulation results, and the adjustment of rheological parameters should take into account the properties of debris, debris composition and the relief of the deposit area.

The model results could provide information for further risk assessment and decision making of hazard mitigation.

INTRODUCCIÓN

En la región noroeste argentina (NOA) se producen importantes procesos de movimientos en masa activos como deslizamientos, caídas de rocas, flujos de lodo, así como también erosión de laderas; los que por una parte afectan los terrenos de cultivo y por otra aportan gran cantidad de material detrítico condicionando la ocurrencia de flujos de barro en áreas muy escarpadas y con condiciones geológicas frágiles. Las lluvias intensas frecuentemente actúan como disparadoras de estos procesos induciendo la falla de las laderas y el flujo de detritos y causando efectos severos. Así, los eventos de flujos densos son inducidos por la lluvia pero también gobernados por la disponibilidad de sedimentos y rocas en la zona de acumulación.

Las características de los flujos densos que se desarrollan en el cauce principal del río Colanzulí frente a la ciudad de Iruya se corresponden en general con fenómenos tipificados como flujos de barro o inundaciones de barro, aunque como los episodios de flujos densos en

general, son una combinación de flujos que presentan diferentes características durante el desarrollo del evento (Spalletti, Brea, Spalletti, 2002).

La importancia de la observación y análisis de estas crecidas, radica en conocer las características de los flujos densos generados con este tipo de fenómenos, el área afectada y el espesor de los depósitos producidos, ya que la predicción precisa de la distancia recorrida por estos flujos y de las velocidades y niveles alcanzados puede proporcionar una eficaz ayuda en la delimitación de áreas de riesgo y proporcionar los parámetros para el diseño de medidas de protección y obras de sistematización que deben considerar las solicitaciones generadas por estos flujos, tanto desde el punto de vista del diseño estructural, como del de las erosiones producidas.

En este sentido, el proyecto de una obra sometida a la acción de flujos densos debe incluir consideraciones de diseño sobre los siguientes aspectos, entre otros (VanDine, 1996): frecuencia de ocurrencia, magnitud de diseño o volumen, caudal máximo y profundidad, características granulométricas del material, líneas probables de flujo, distancia de llegada, fuerza de impacto, trepada y sobreelevación y ángulo de incidencia.

A pesar que algunas de estas características pueden ser determinadas a través de métodos rigurosos, la determinación de otras no es una ciencia exacta y frecuentemente involucra estimaciones de campo y reglas del arte. Tradicionalmente, el establecimiento del riesgo potencial de los flujos densos recae entonces, en métodos semicuantitativos que involucran relaciones semiempíricas para estimar los parámetros más importantes del comportamiento de los flujos hiperconcentrados de sedimentos tales como el volumen depositado, la velocidad media del flujo, la descarga máxima y la distancia de traslado.

En numerosos estudios se han propuesto relaciones simples para estimar esos parámetros (Rickermann, D., 1999, Costa, 1984). Sin embargo, la verificación de la validez y los límites de esas relaciones es dificultosa debido a la variedad en la composición de los materiales movilizados que puede restringir su aplicabilidad a un estrecho rango, a que la replicación de los eventos de flujos densos en laboratorio es difícil ya que las leyes de semejanza son más complejas que por ejemplo para flujos de aguas claras en canales abiertos y a que el número de datos de campo es muy limitado. Esta última restricción es aplicable al uso de modelos de simulación numérica cuya calibración exige observaciones de campo que permitan caracterizar la magnitud, densidad y viscosidad de los flujos de barro.

El objetivo de este trabajo es aplicar un modelo de simulación de flujos densos a la cuenca del río Iruya que contribuya en la evaluación del grado de severidad de estos fenómenos, proporcionando información sobre las características que interesan en el diseño de medidas estructurales y/o en la formulación de medidas de mitigación.

Los modelos de simulación de flujo de detritos se basan usualmente en relaciones constitutivas que pueden ser desarrolladas por diferentes procesos, resultados experimentales o consideraciones teóricas de la distribución de la velocidad y la mecánica del continuo como el modelo de Bingham (Bingham and Green, 1919); el modelo Herschel-Bulkley (Herschel and Bulkley, 1926); y el modelo de viscosidad de Coulomb (Johnson, 1970).

En este trabajo se usó el modelo FLO-2D (O'Brien et al., 1988) para analizar el flujo hiperconcentrado de sedimentos en la cuenca del río Iruya. Este modelo bidimensional de

diferencias finitas permite simular flujo de fluidos no-newtonianos (como aludes torrenciales en conos de deyección) en topografías complejas y ha sido extensamente aplicado en una variedad de condiciones tales como los catastróficos flujos de barro y detritos en Vargas, Venezuela (Bello, M. et al., 2000), flujos viscosos en pequeñas cuencas torrenciales en Austria (Hubl J. and Steinwendtner, H., 2001), flujos de barros en el valle de Yosemite en California (Bertolo, P. and Wieczorek, G., 2005), numerosos deslizamientos disparados por lluvias en depósitos del SE de Italia (Aleotti P. and Polloni, G., 2003).

Un modelo de flujos densos tiene que ser sistemáticamente calibrado para ser usado con propósitos predictivos y si es posible debe ser verificado con varios eventos. En ausencia de los datos de base necesarios, como el caso que nos ocupa, la aplicación del modelo de simulación se focaliza en la definición de un rango aceptable de parámetros capaces de cubrir el mayor número de eventos.

CLASIFICACIÓN DE FLUJOS HIPERCONCENTRADOS DE SEDIMENTOS

Los flujos muy viscosos hiperconcentrados de sedimentos son llamados en general flujo de barros o de detritos. Los flujos de barro son no homogéneos, no newtonianos, eventos de crecida cuyas propiedades de fluido cambian significativamente cuando descienden por los canales de la cuenca o a través de los abanicos aluviales. Su comportamiento está definido por las propiedades de la matriz de fluido (consistente de agua y sedimentos finos), la geometría del canal, la pendiente y rugosidad. A concentraciones suficientemente altas los sedimentos finos alteran las propiedades del fluido incluyendo la densidad, viscosidad y tensión de corte.

El rango total de los flujos hiperconcentrados de sedimentos cubre desde las crecidas de agua a crecidas de barros, flujos de barro y deslizamientos, distinguiéndose por los procesos físicos que involucran. Dentro de ellos, los flujos densos pueden clasificarse como inundaciones o crecidas de barro (mud floods), flujos de barro (mudflows) y flujos de detritos (debris flows) (Julien, 2000).

Las inundaciones de barro son típicamente hiperconcentraciones de partículas no cohesivas, que presentan un comportamiento muy fluido para un rango de concentraciones de sedimento en volumen (Cv) de hasta un 40 %. Las inundaciones de barro tienen régimen turbulento, dependiendo la resistencia al flujo de la rugosidad de los bordes, como en los flujos turbulentos en agua clara. Los flujos de barro, por su parte, se caracterizan por una concentración de limos y arcillas ($d < 62.5 \mu$), lo suficientemente alta como para alterar las propiedades de la matriz del fluido, convirtiéndola en muy viscosa y a altas concentraciones, capaz de transportar en superficie piedras de gran tamaño. En base a resultados de laboratorio, se ha encontrado que la Cv de la matriz del fluido en flujos de barro está en un rango entre el 45 y el 55 %. Presentan altas viscosidades y esfuerzos de cedencia, pudiendo viajar grandes distancias en pendientes moderadas a bajas velocidades, para depositarse en forma lobular en los abanicos aluviales. Los flujos de detritos se componen de una mezcla de materiales clásticos, incluyendo grandes piedras, troncos, etc., en los que la colisión lubricada entre las partículas es el mecanismo dominante de disipación de energía.

La Tabla 1, desarrollada a partir de datos de laboratorio usando depósitos provenientes de Glenwood Springs, Colorado, detalla las cuatro diferentes categorías de flujos hiperconcentrados de sedimentos y las características dominantes del flujo (Flo-2D Users Manual, 2003).

En esta tabla, los flujos hiperconcentrados de sedimento se definen como eventos de crecida con concentraciones de sedimento que exceden del 20% en volumen. Flujos con concentraciones de sedimento menores a ese valor son esencialmente crecidas de agua con elevadas cargas de fondo y suspendida. Con el aumento de la concentración, una crecida de agua se convertirá en una crecida del barro (concentración de sedimentos entre 20% a 40 - 45% en volumen). En los flujos de barro, la característica dominante del flujo es la alta viscosidad que dará lugar a velocidades menores que las de una crecida de agua en la misma pendiente. La alta densidad de la matriz fluida puede aumentar la flotabilidad de las partículas grandes del sedimento (grava o cantos rodados) que son generalmente transportados cerca de la superficie del flujo. Los flujos granulares, llamados flujos dispersivos, son fenómenos únicos que comprenden principalmente partículas no cohesivas de sedimento con un volumen limitado del agua. Sus características de excepcionalidad provienen del requerimiento de movilización de sedimentos no cohesivos en cuestas escarpadas, siendo estas condiciones mutuamente excluyentes. Por último, los derrumbes son movimientos totales del suelo que se caracterizan por bloques que resbalan por fallas.

Tabla 1.- Comportamiento de los flujos de barro como función de la concentración de sedimentos (Fuente: Flo-2D Users Manual, 2003)

	Concentración de sedimentos		Características del flujo
	en volumen	en peso	
Deslizamiento	0,65 - 0,80	0,83 - 0,91	No fluye; falla por deslizamiento de bloques
	0,55 - 0,65	0,76 - 0,83	Falla por deslizamiento de bloques con deformación interna durante el deslizamiento; arrastre lento antes de la falla
Flujo de barro	0,48 - 0,55	0,72 - 0,76	Flujo evidente; flujo de barro sostenido de arrastre lento; deformación plástica bajo su propio peso; cohesivo; no se esparce en superficie llana
	0,45 - 0,48	0,69 - 0,72	Flujo que se esparce en superficie llana; flujo cohesivo; alguna mezcla
Crecida de barro	0,40 - 0,45	0,65 - 0,69	El flujo se mezcla fácilmente; muestra características fluidas en la deformación; se extiende en superficie horizontal pero mantiene una superficie fluida inclinada; asentamiento de partículas grandes (canto rodado); con aparición de ondas que disipan rápidamente
	0,35 - 0,40	0,59 - 0,65	Markado asentamiento de gravas; desparramamiento casi completo en superficie horizontal; aparece la superficie líquida con dos fases fluidas; las ondas viajan en superficie
	0,30 - 0,35	0,54 - 0,59	Separación del agua en superficie; las ondas viajan fácilmente; la mayoría de la arena y de la grava ha asentado y se mueve como carga de fondo
	0,20 - 0,30	0,41 - 0,54	Acción distinta de la onda; superficie fluida; todas las partículas descansan sobre el lecho en condiciones de fluido quieto
Crecida de agua	< 0,20	< 0,41	Crecida de agua con carga de fondo suspendida convencional

Para un evento de flujo de barro, la concentración promedio de sedimentos generalmente varía en el rango de 20% a 35% en volumen con picos de concentración de aproximadamente 50%. Típicamente presentan un patrón distintivo de evolución de flujo caracterizado por concentraciones que varían en su desarrollo: Inicialmente, se produce el flujo de agua clara producido por el escurrimiento de la precipitación en la cuenca que puede ser seguido de una oleada o una onda frontal del barro y de detritos (concentración de 40 a 50% en volumen). Cuando llega el pico, la concentración media de sedimentos disminuye generalmente al rango de 30 a 40% en volumen y en la recesión del hidrograma, pueden producirse oleadas de una concentración más alta de sedimento.

MODELO NUMÉRICO DE FLUJOS DE BARROS

Los flujos hiperconcentrados de sedimentos envuelven la interacción compleja de los procesos de fluido y sedimentos incluyendo la turbulencia, la tensión viscosa, el intercambio de momentum de las partículas-fluido sedimento y la colisión de las partículas. La cohesión de los sedimentos finos controla el comportamiento no Newtoniano de la matriz de fluido y contribuye a la tensión o esfuerzo de cedencia (yield stress) τ_y que debe ser excedida para que se inicie el movimiento.

Para grandes tasas de corte (velocidad de deformación du/dy) como pueden ocurrir en abanicos aluviales (10 s^{-1} a 50 s^{-1}), se pueden generar tensiones turbulentas. En los flujos turbulentos puede producirse la tensión de corte dispersiva, a partir de la colisión de las partículas de sedimento que ocurre cuando partículas de sedimento no cohesivo dominan el flujo y el porcentaje de sedimentos finos cohesivos (limos y arcilla) es pequeño.

Cuando la concentración de sedimentos finos crece, la turbulencia del flujo y el impacto de las partículas cesan y el flujo tenderá a ser laminar. Como resultado de la dramática variación de la concentración en un evento de crecida dado, las tensiones de corte viscosa y turbulenta pueden dominar alternativamente originando flujos pulsantes.

El modelo FLO-2D utilizado rutea los flujos de barro como un continuo pronosticando el movimiento del fluido viscoso como función de la concentración de sedimentos utilizando un modelo cuadrático reológico para predecir las tensiones de corte y viscosas que describe un continuo de regímenes de flujo desde el flujo viscoso al turbulento/dispersivo.

Las ecuaciones gobernantes incluidas en el desarrollo del modelo FLO-2D de acuerdo a O'Brien and Julien (1985) se presentan a continuación:

1. Ecuación de Continuidad

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial[uh]}{\partial x} + \frac{\partial[vh]}{\partial y} = i \quad (1)$$

donde h es la profundidad hidráulica, u y v son las componentes de la velocidad promediada en la vertical en las direcciones x e y , i es la intensidad de lluvia efectiva y t es el tiempo.

2. Ecuaciones de movimiento

$$\begin{aligned} S_{fx} &= S_{ox} - \frac{\partial h}{\partial x} - \frac{u}{g} \frac{\partial u}{\partial x} - \frac{v}{g} \frac{\partial u}{\partial y} - \frac{1}{g} \frac{\partial u}{\partial t} \\ S_{fy} &= S_{oy} - \frac{\partial h}{\partial x} - \frac{v}{g} \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{u}{g} \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{1}{g} \frac{\partial v}{\partial t} \end{aligned} \quad (2)$$

donde S_{ox} , S_{oy} son las componentes de la pendiente de fondo en las direcciones x e y y g es la aceleración de la gravedad. Despreciando los últimos tres términos en las ecuaciones de arriba se obtiene la aproximación de las ecuaciones de la onda difusiva. Mientras que despreciando el término del gradiente de presiones se puede derivar la ecuación de la onda cinemática.

3. Modelo Reológico (O'Brien and Julien, 1985)

Expresa la tensión de corte τ en flujos hiperconcentrados de sedimentos como la suma de cinco componentes: la tensión de corte de cedencia τ_c , tensión de corte de Mohr-Coulomb τ_{mc} , la tensión de corte viscosa τ_v , la tensión de corte turbulenta τ_t y la tensión de corte dispersiva τ_d :

$$\tau = \tau_c + \tau_{mc} + \tau_v + \tau_t + \tau_d \quad (3)$$

Escribiendo la ecuación anterior en términos de la tasa de corte du/dy o gradiente de velocidad con $\tau_y = \tau_c + \tau_{mc}$, se obtiene la ecuación cuadrática reológica:

$$\tau = \tau_y + \eta \left(\frac{\partial u}{\partial y} \right) + C \left(\frac{\partial u}{\partial y} \right)^2 \quad (4)$$

η es la viscosidad dinámica y C denota el coeficiente de corte inercial que depende de la densidad de la mezcla ρ_m , de la longitud de mezcla de Prandtl l , del tamaño del sedimento d_s y de una función de la concentración volumétrica de sedimentos C_v :

$$C = \rho_m l^2 + f(\rho_m, C_v) d_s^2 \quad (5)$$

4. Bagnold (1954) dió la definición de la relación funcional $f(\rho_m, C_v)$ como

$$f(\rho_m, C_v) = a_i \rho_m \left(\left(\frac{C}{C^*} \right)^{1/3} - 1 \right) \quad (6)$$

donde a_i es un coeficiente empírico igual a 0,01 y C^* es la máxima concentración estática en volumen para las partículas de sedimento.

La ecuación (3) puede ser integrada en la profundidad y reescrita en la forma de gradiente adimensional:

$$S_f = S_y + S_v + S_{td} = \frac{\tau_y}{\gamma_m h} - \frac{Knu}{8\gamma_m h^2} + \frac{n^2 u^2}{h^{4/3}} \quad (7)$$

donde S_y es el gradiente de cedencia, S_v es el gradiente viscoso, S_{td} es el gradiente dispersivo turbulento, γ_m es el peso específico de la mezcla de sedimentos, K es el parámetro de resistencia, y n es el valor de rugosidad de Manning equivalente.

La tensión de corte y la viscosidad varían principalmente con la concentración de sedimentos y pueden ser expresados en una ecuación semiempírica como:

$$\begin{aligned} \tau_y &= \alpha_1 e^{\beta_1 C}, \quad \eta = \alpha_2 e^{\beta_2 C} \\ n &= n_t + n_d = n_t + 0,0538 n_t e^{6,0896 C} \end{aligned} \quad (8)$$

donde n_t es el coeficiente de Manning turbulento y n_d es el valor de Manning dispersivo.

En las expresiones de la tensión de corte y viscosidad en la ecuación (8) como funciones de la concentración de sedimentos en volumen (de limos, arcillas y en algunos casos arenas finas), los parámetros α_1 , α_2 , β_1 , y β_2 son coeficientes empíricos determinados en laboratorio.

La viscosidad de la matriz fluida es también una función del porcentaje y del tipo de limos y arcilla y de la temperatura del fluido. Los flujos de barro muy viscosos tienen altas concentraciones del sedimento y en correspondencia, altas tensiones de cedencia y pueden dar lugar a flujo laminar aunque los flujos laminares en naturaleza son extremadamente raros. Los flujos menos viscosos (crecidas de barro) son siempre turbulentos. O'Brien and Julien (1985) resumieron los resultados de investigaciones previas que se presentan en la Tabla 2.

Tabla 2.- Tensión de corte y viscosidad como función de la concentración de sedimentos

Fuente	$\tau_y = \alpha e^{\beta C_v}$ (dinas/cm ²)		$\eta = \alpha e^{\beta C_v}$ (poises)	
	α_1	β_1	α_2	β_2
Datos de Campo				
Aspen Pit 1	0,181	25,7	0,0360	22,1
Aspen Pit 2	2,72	10,4	0,0538	14,5
Aspen Natural Soil	0,152	18,7	0,00136	28,4
Aspen Mine Fill	0,0473	21,1	0,128	12,0
Aspen Watershed	0,0383	19,6	0,000495	27,1
Aspen Mine Source Area	0,291	14,3	0,000201	33,1
Glenwood 1	0,0345	20,1	0,00283	23,0
Glenwood 2	0,0765	16,9	0,0648	6,20
Glenwood 3	0,000707	29,8	0,00632	19,9
Glenwood 4	0,00172	29,5	0,000602	33,1
Relaciones disponibles en la literatura				
Iida (1938)*	-	-	0,0000373	36,6
Dai et al. (1980)	2,60	17,48	0,00750	14,39
Kang and Zhang (1980)	1,75	7,82	0,0405	8,29
Qian et al. (1980)	0,00136	21,2	-	-
	0,050	15,48	-	-
Chien and Ma (1958)	0,0588	19,1-32,7	-	-
Fei (1981)	0,166	25,6	-	-
	0,00470	22,2	-	-

El modelo Flo-2D es un modelo que preserva la continuidad del agua y el sedimento en el traslado una crecida o flujo de barro de entrada sobre un abanico aluvial o una planicie representada por una grilla de elementos cuadrados y permite agregar detalles a la simulación mediante una serie de controles para varios componentes como calles, alcantarillas, transporte de sedimentos y otros.

El flujo en el cauce es unidimensional, con la geometría representada mediante secciones transversales naturales, rectangulares o trapeziales, mientras que el flujo en planicie, cuando la capacidad del cauce es excedida, es bidimensional.

Para cada elemento de la malla y cada paso de tiempo, el modelo calcula el cambio en los volúmenes del agua y de sedimento y el correspondiente cambio en la concentración de sedimentos. Como resultado de la simulación se informan la cantidad de agua y sedimento que abandonan del área del estudio (salida) y los volúmenes de agua y sedimento almacenados en la planicie o en el cauce. Este volumen total calculado de sedimento debe analizarse para determinar si constituye una producción razonable para la cuenca. Asimismo, el modelo calcula la extensión del área inundada por el barro y las profundidades y velocidades de flujo máximas como una función del sedimento disponible.

IMPLEMENTACIÓN EN LA CUENCA DEL RÍO COLANZULÍ-IRUYA

La implementación del modelo matemático requiere como datos de entrada la topografía digital del terreno, la geometría del canal, la estimación de los valores de rugosidad del canal

y de la planicie de inundación, los hidrogramas de entrada (líquidos y sólidos) y las propiedades reológicas de la mezcla agua-sedimento.

En este trabajo, el modelo de simulación Flo-2D fue implementado en el río Iruya, cuya cuenca se encuentra emplazada en el ámbito de la Cordillera Oriental y Sierras Subandinas de la provincia de Salta, y forma parte del sector argentino de la Alta Cuenca del río Bermejo. El río, que nace en las estribaciones del cerro Morado, por arriba de los 5000 m y desemboca en el río Pescado a sólo 450 m, recibe el nombre de Iruya a partir de la confluencia de los ríos Colanzulí y San Isidro. Su recorrido total es de 125 km y el área total de aporte es de 3002 km². La cuenca alta está situada en el ambiente de Prepuna, con precipitación media anual de 300 mm y la cuenca baja se encuentra inmersa en el ambiente de las Yungas con una precipitación media de 1200 mm.

La red de drenaje presenta una morfología muy accidentada con tramos de fuerte pendientes que superan el 10%. Esta característica provoca el transporte de grandes masas de sólidos a través de los torrentes de barro, siendo este tipo de transporte de sedimentos el típico fenómeno de remoción en masa que se observa en la cuenca (desmoronamientos, deslizamientos de masas de rocas y de detritos, caídas de masas de rocas y de detritos y flujos de barro o de tierra). Las características geológicas de la cuenca del Río Iruya están dominadas por su emplazamiento en la Cordillera Oriental y las Sierras Subandinas del macizo andino. Ambas unidades orogeográficas tienen un lineamiento N-E. El fallamiento y sobrecorrimiento se producen en estratos desde posición sub-vertical a sub-horizontal con sistemas de fracturas que las atraviesan de rumbo N-S y SE-NE; generando zonas rocosas fuertemente perturbadas. Presenta diferencias contrastantes de resistencia a la meteorización de las rocas. Las más deleznable son los esquistos-cuarzíticos, las filitas y las pizarras del precámbrico que están meteorizadas hasta gran profundidad y favorecen los fenómenos de deslizamientos de ladera de considerable magnitud constituyéndose en potenciales generadores de material de arrastre que posteriormente es removilizado en forma gravitacional por otros agentes superficiales.

El río Pescado y el Iruya constituyen los cursos de agua más importantes de la región y su red se complementa con numerosos tributarios. Estos afluentes de muy poco caudal durante el invierno, crecen en forma alarmante cuando en el verano se producen fuertes aguaceros.

La subcuenca de los ríos Colanzulí, San Isidro e Iruya hasta la confluencia con el río Nazareno drena una superficie de 352 km². En dicha subcuenca se encuentra el pueblo de Iruya, ubicado 1,9 Km aguas arriba de la confluencia Colanzulí-San Isidro, sobre la margen izquierda del primero. El pueblo esta localizado sobre una terraza producida por el cono de deyección del afluente Milmahuasi como se muestra en la Figura 1 y frecuentemente está afectado por los denominados volcanes o flujos densos generados en las cuencas de los ríos Colanzulí y Milmahuasi que sistemáticamente le quitan terreno al eliminar parte de sus barrancas.

El modelo de simulación implementado se desarrolla sobre el Colanzulí-Iruya, incluyendo el afluente San Isidro en su tramo final. Además son considerados los aportes de agua y sedimento de los afluentes y quebradas principales, que entre las nacientes del Colanzulí y el pueblo de Iruya, son las quebradas Lacho Chico, Caranchi, Pie de Cuesta, Antigal, Toroyoc, Pamahuaico, Campo Redondo, Campo Corrales, Pueblo Nuevo, El Chorro y Milmahuasi o Capilla. Aguas abajo del pueblo de Iruya, sobre margen izquierda, aporta el río San Isidro,

desde donde toma el nombre de río Iruya. A partir de este punto y hasta la confluencia Iruya-Nazareno, se destacan los afluentes Agua Blanca (margen derecha) y San Juan (margen izquierda), siendo de menor importancia los afluentes Chañar, Taco Pampa, Corpusito y Chaupi-Higuera.

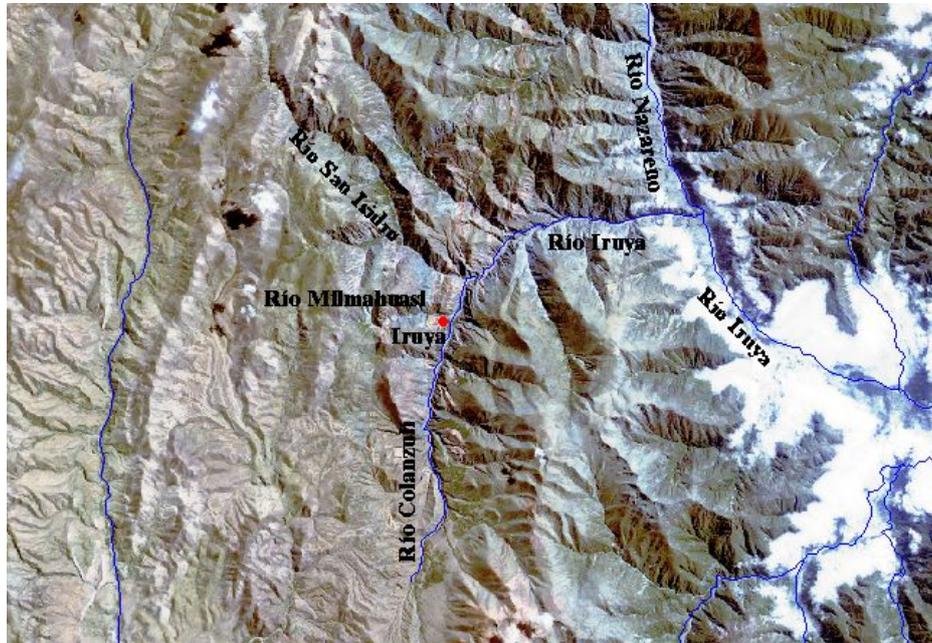


Figura 1.- Área de aplicación del modelo Flo-2d

Para la simulación de flujos de lodo y escombros en este sistema fueron considerados los hidrogramas de diseño asociados a diferentes recurrencias obtenidos por aplicación del modelo hidrológico HEC-HMS en estudios antecedentes (Sistematización del Río Iruya- Estudios Hidráulicos-Morfológicos y Anteproyecto avanzado de Obras, Andes Consultora, 2003). En dicho estudio se presentó la modelación hidrológica de esta subcuenca y se estimaron los hidrogramas de diseño de los afluentes principales del río Colanzulí para recurrencias de 2, 5, 10 y 20 años.

La información topográfica disponible para la caracterización del río corresponde a la relevada en diciembre de 2002 por Andes Consultora S.A. y consiste de 57 perfiles transversales sobre el cauce principal, cuya localización se indica en la Figura 2.

El tramo simulado tiene una longitud aproximada de 24 km hasta la confluencia con el río Nazareno y una pendiente media del orden de 6 %.

Para la simulación se generó una malla de cálculo de 2414 celdas de 50 m x 50 m cada una, siendo 449 las representativas del cauce principal. En todas las simulaciones numéricas el paso de integración temporal se adoptó igual a $dt=0,05$ segundos analizándose un tiempo de simulación de 30 horas que permite la recesión completa de los hidrogramas de entrada. Estas condiciones de entrada corresponden a los hidrogramas de diseño de 10 años de período de retorno, recurrencia seleccionada debido a la relativa frecuencia de ocurrencia de fenómenos de esta naturaleza en el área. Esta elección está en línea con las observaciones de campo que indican que los flujos de barro extremos se asocian a eventos de crecida relativamente

frecuentes (O'Brien, 2003) ya que en general, eventos de grandes crecidas (como la de 100 años de recurrencia) pueden contener demasiada agua para producir un evento de flujo de barro viscoso mientras que eventos de menor recurrencia (10-25 años), pueden tener una gran propensión a crear flujos de barro.

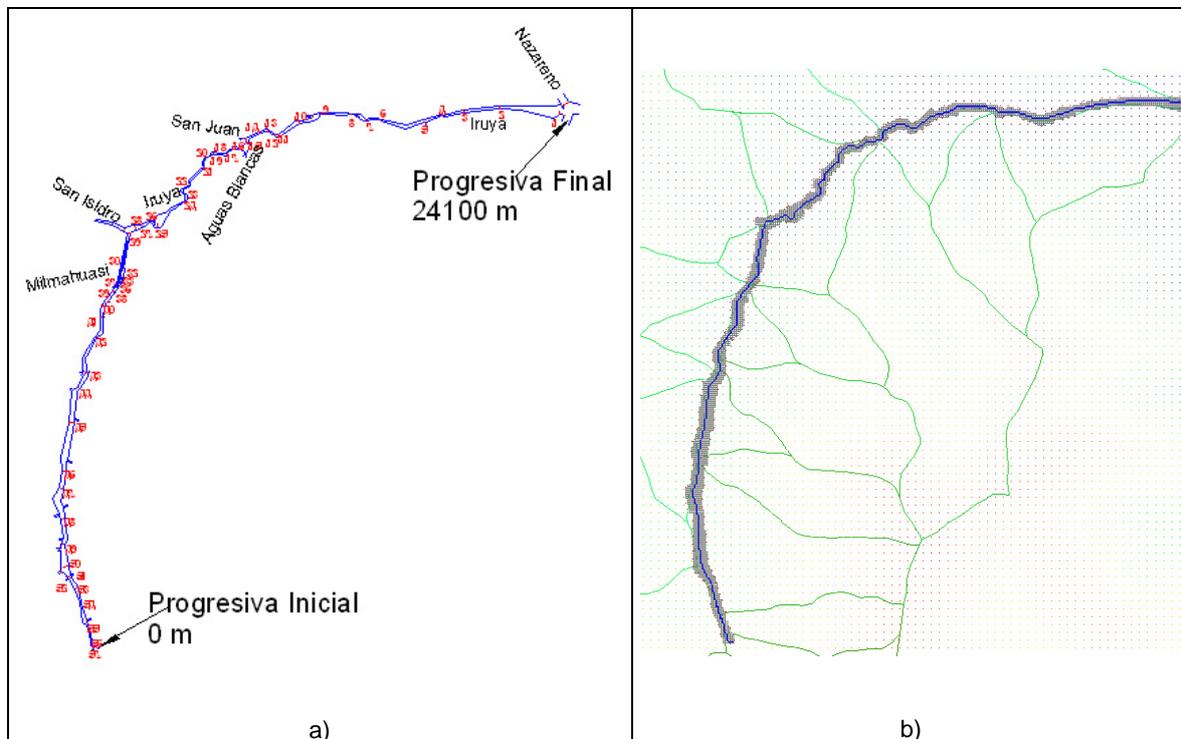


Figura 2.- a) Localización de los perfiles de relevamiento, b) malla de cálculo para el modelo Flo-2D

En cada abanico aluvial, área o región de flujo de barro las características geológicas y condiciones del suelo generan características reológicas únicas y siempre que se disponga de los recursos se recomienda la recolección de muestras de barro que, secadas y tamizadas para extraer la matriz fluida, permiten en laboratorio el análisis de la tensión de corte y la viscosidad como función de la concentración. En ausencia de los datos "in-situ" (análisis reológico del material deposicional), como en el caso de los episodios de flujos densos en el río Colanzulí-Iruya, deben hacerse hipótesis razonables para estimar las características reológicas en función de la concentración de sedimentos.

Como fue descripto, la tensión de cedencia y la viscosidad siguen una relación exponencial con la concentración de sedimento en volumen. Los datos provenientes de investigaciones antecedentes, tienen una banda de variación relativamente estrecha que depende especialmente del tipo y de la cantidad de arcilla en la muestra. Según O' Brien (1985) la experiencia muestra que cuando se realizan las investigaciones reológicas de laboratorio para el sitio específico de un proyecto, los datos se encuentran dentro del rango de los datos recogidos por todo el mundo y compilados en la Tabla 2.

La práctica recomienda que ante la imposibilidad de efectuar el análisis de muestras de barro del sitio que se analiza, la asignación de las características de la mezcla se realice en base al juicio cualitativo a partir de las observaciones de campo. Si las mismas indican que el flujo es muy viscoso con una tensión de cedencia moderada, se recomienda seleccionar los

parámetros correspondientes a los suelos naturales de Aspen que corresponde a un tipo típico de material del flujo que se comporta como el cemento mojado. Si se asume que el flujo se asemeja a una crecida de barro con limitada tensión de cedencia y viscosidad, se propone seleccionar los parámetros que corresponden a la región Glenwood 4.

Las características de los flujos densos que se desarrollan en el cauce principal del río Colanzulí frente a la ciudad de Iruya se corresponden en general con flujos de barro o crecidas de barro. Así, por ejemplo el registro filmico del evento de febrero de 1999, generado por la mayor precipitación diaria registrada en la estación Iruya en un periodo de treinta años (del orden de 42 mm el 28/01/99) de acuerdo a los datos disponibles, permite afirmar que las características de la crecida del río Colanzulí frente a la ciudad de Iruya fueron las de un flujo denso ubicado entre una crecida de barro y un flujo de barro (Brea J. D. et al., 2005). Luego de registrarse ese valor máximo de precipitación diaria, que afectó las zonas más susceptibles de sufrir procesos de remoción en masa y desmoronamientos, ya sea desencadenando dichos procesos o saturando los suelos, se sucedieron lluvias de menor magnitud hasta los días previos al paso de la crecida frente a Iruya que siguieron generando importantes aportes de sedimentos al sistema.

Spalletti, L., Brea, J. D., Spalletti, P.; (2002) a partir del registro filmico de este episodio expresaron que el flujo denso registrado el día 5 de febrero tuvo claramente las características de los flujos de barro, mientras que el del 7 de febrero se asemejó más a una crecida de barro, y señalaron que en un mismo evento pueden darse diferentes tipos de flujo denso, dependiendo, entre otros factores, de las características de los materiales de las cuencas de aporte y de la concentración de sedimentos de la mezcla en el colector principal. En la Figura 3 se reproducen fotografías extraídas de aquel video de 1999 que muestran la secuencia del paso de un pulso de crecida impactando sobre unas defensas rígidas ubicadas aguas arriba del pueblo de Iruya.

Las simulaciones efectuadas con el modelo matemático Flo-2D se han dirigido a analizar dos aspectos del transporte de los flujos hiperconcentrados de sedimentos. En primer lugar se pretende comprender y evaluar la influencia de los parámetros del modelo reológico en los valores de profundidad hidráulica y velocidad de flujo, habida cuenta que los valores reales que caracterizan la viscosidad y la tensión de cedencia de los barros son datos de los que no se dispone y la necesidad de caracterizar este tipo de escurrimiento exige la asignación de los mismos.

En segundo lugar se pretende ponderar los efectos en las variables hidrodinámicas de la incertidumbre en el verdadero valor de la concentración de sedimentos y a partir de esta cuantificación extrapolar conclusiones que interesen en el diseño de medidas de control y o mitigación.

En línea con estos dos aspectos se seleccionó para el análisis un tramo de aproximadamente 600 m localizado en frente al pueblo de Iruya y en el que se han proyectado obras de control (Filippi Gilli, 2002, Andes Consultora, 2003).



Figura 3.- Secuencia del paso de un pulso de crecida aguas arriba de la localidad de Iruya (Febrero de 1999)

SENSIBILIDAD A LOS PARÁMETROS DEL MODELO REOLÓGICO

Para ponderar los efectos de la variación en los resultados del modelo de simulación del valor de los coeficientes que vinculan la tensión de cedencia y la viscosidad con la concentración de sedimento en volumen, se efectuaron ensayos utilizando los parámetros correspondientes a todas las relaciones establecidas en campo y las expresiones teóricas de Dai et al (1980) y Kang and Zhang (1980) que fueron seleccionadas ya que estos autores proponen relaciones para la evaluación de ambas variables (tensión de corte y viscosidad).

Todas las simulaciones se realizaron considerando una concentración en volumen promedio durante el evento de 35%. Las Figuras 4 y 5 presentan para el tramo seleccionado, la evolución de la máxima profundidad hidráulica y la máxima velocidad de flujo calculada para diferentes valores de los parámetros del modelo reológico y evidencian que, en valores promedio, el rango de variación del tirante hidráulico es del orden de 78 cm que representa una variación del 70% respecto del valor mínimo del tirante que pronosticado por el modelo cuando se utilizan los datos de campo de la región Glenwood 2. Asimismo, se advierte que la variación en los valores pronosticados de velocidad máxima en el tramo es en promedio de 189% (2,57 m/s) cuando se calcula respecto del mínimo valor estimado por el modelo para los parámetros reológicos correspondientes a Aspen Pit 1.

Si se consideran los valores de los valores α y β propuestos se advierte que en forma general, los valores crecientes de la profundidad hidráulica máxima se asocian a valores crecientes del coeficiente β_2 , es decir a viscosidades crecientes, e inversamente, se obtiene una disminución

de la velocidad máxima con el aumento de ese coeficiente. Existe también una relación directa con los parámetros que definen la tensión de cedencia de forma que se pronostican mayores profundidades asociadas a mayores valores del parámetro β_1 que determinan descensos en los valores de la velocidad máxima simulada. El efecto del aumento de la viscosidad y la tensión de cedencia se manifiesta también en que los mayores tirantes se producen con cierto retraso (del orden de 2 horas) mientras que la disminución de los parámetros induce un adelanto de las velocidades máximas.

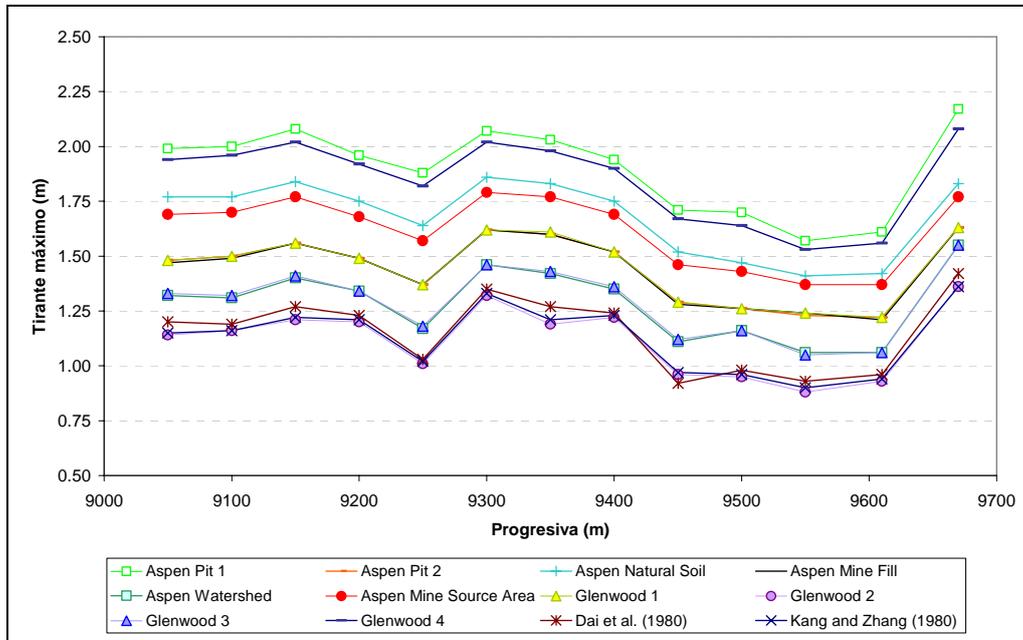


Figura 4.- Evolución de la profundidad hidráulica máxima frente a la localidad de Iruya ($C_v=0,35$)

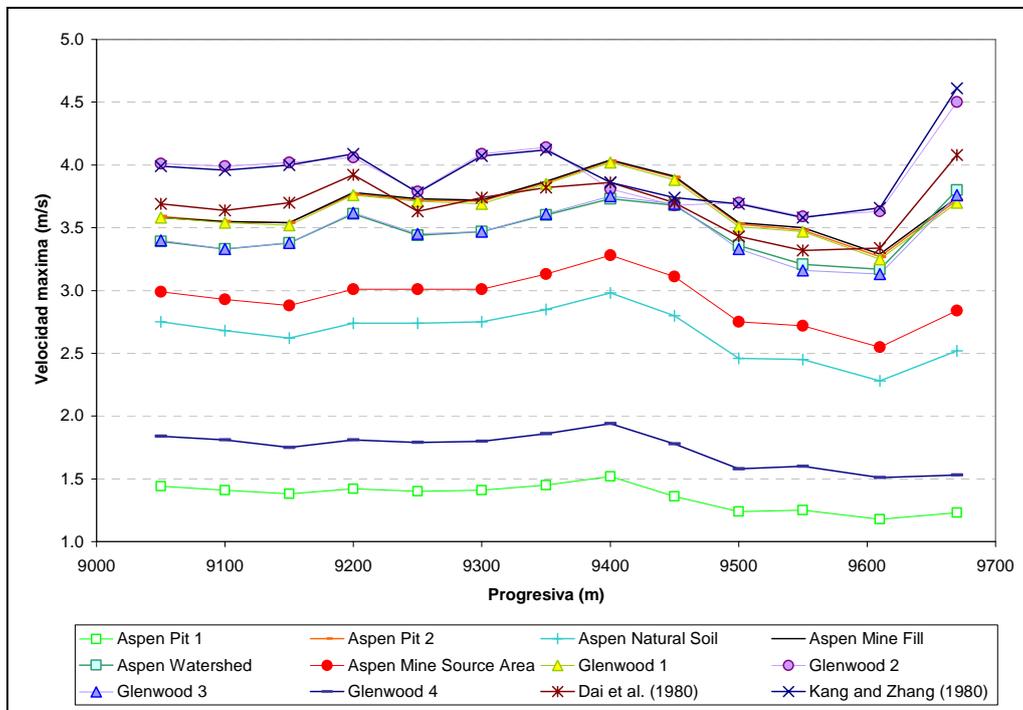


Figura 5.- Evolución de la velocidad máxima frente a la localidad de Iruya ($C_v=0,35$)

Una comparación de los volúmenes depositados en todo el curso obtenidos por simulación ante la variación de los parámetros del modelo reológico se presenta en la Figura 6 e indica que el volumen de sedimentos depositado en el curso varía en el rango de $2 \cdot 10^4 \text{ m}^3$ hasta $1 \cdot 10^6 \text{ m}^3$, valor máximo pronosticado con los valores de los coeficientes conforme a la expresión teórica de Dai et al.

Para las condiciones simuladas, el cálculo de la tensión de cedencia y de la viscosidad de la mezcla mediante las diversas expresiones permite inferir que el volumen de deposición decrece con el incremento de los parámetros α_1 y β_1 , especialmente con β_1 . Mientras que incrementos de los parámetros α_2 y β_2 (mezclas más viscosas) tienden a aumentar el volumen del depósito.

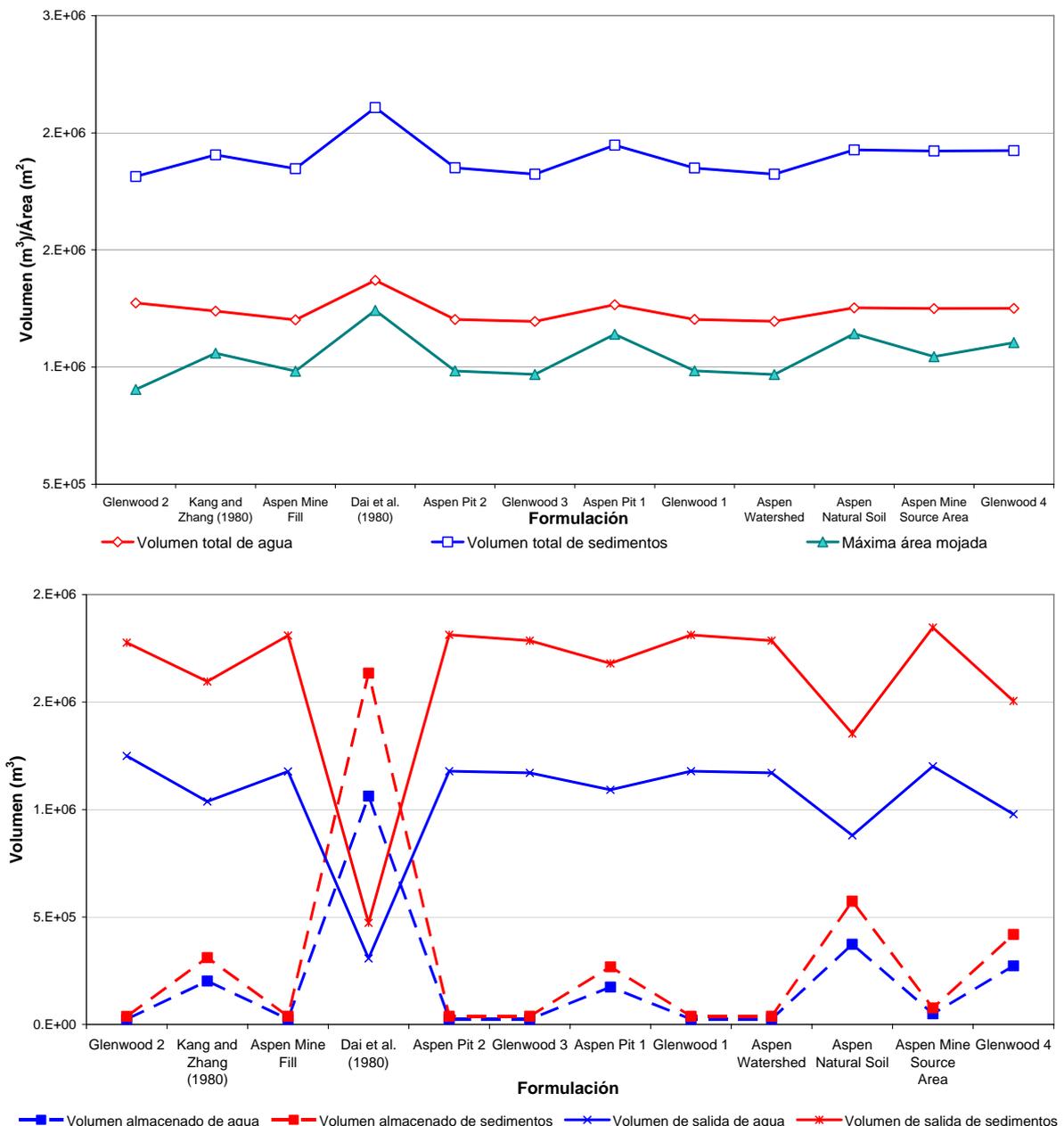


Figura 6.- Balance de masa en el río Colanzulí-Iruya para distintos parámetros del modelo reológico ($C_v=0,35$)

Simulaciones efectuadas considerando una concentración de sedimentos constante de 50% ilustraron la misma influencia del aumento de la viscosidad y la cohesión sobre las características del escurrimiento. Sin embargo, los porcentajes de variación respecto a los valores mínimos calculados exceden en mucho los obtenidos para una concentración de 35% alcanzando diferencias de 184% y de 6000% para el tirante máximo y la velocidad máxima, respectivamente.

Los resultados de los ensayos efectuados permiten mostrar la gran preponderancia que en la determinación de las variables hidrodinámicas posee una asignación razonable y ajustada a la realidad de los valores que caracterizan las propiedades de la mezcla agua-sedimento y definen su comportamiento. A la luz de la amplitud del rango de variación de las variables calculadas, y mas allá que la asignación de los parámetros del modelo reológico sea efectuada dentro del rango propuesto por los autores del modelo, se deduce la ineludibilidad del ajuste que debería tener en cuenta las propiedades de los barros, su composición y las características de los depósitos resultantes de estos eventos.

SENSIBILIDAD A LA VARIACIÓN DE LA CONCENTRACIÓN DE SEDIMENTOS

Para evaluar la influencia de la concentración de sedimentos sobre las variables hidrodinámicas se efectuaron ensayos manteniendo los parámetros del modelo reológico y aumentando la concentración de sedimentos con incrementos de 5% a partir de una concentración de base de 25% y hasta una concentración máxima de 50%.

Para efectuar estos ensayos, y en acuerdo con las recomendaciones del uso del modelo se seleccionaron los parámetros del modelo reológico correspondientes a barros menos y más viscosos, adoptándose los valores de los coeficientes α y β ajustados para las muestras de suelo natural de Aspen (tensión de cedencia moderada y alta viscosidad) y de la región de Glenwood 4 (limitada tensión de cedencia y viscosidad).

Los resultados obtenidos para la primera serie de ensayos (suelos naturales de Aspen) indican para todo el curso que el aumento de la concentración de sedimentos determina incrementos en el volumen de sedimentos que ingresa en el sistema y el que es almacenado dentro del mismo. Los resultados parecen indicar que existiría una concentración de sedimentos “crítica” (entre 0,35 y 0,40) para la cual se maximiza el volumen de sedimentos que escapa del dominio de simulación. La Figura 7 resume los resultados en términos del balance de masa para agua y sedimentos en el curso y en la Figura 8 se muestran los incrementos porcentuales del flujo total respecto de los valores obtenidos para la concentración mínima simulada (25%).

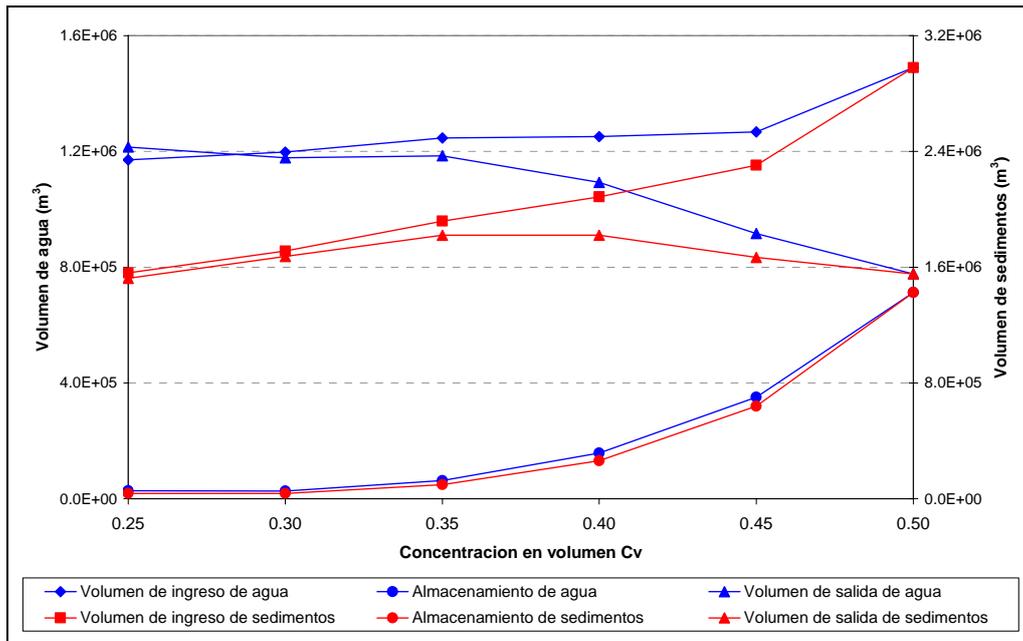


Figura 7.- Balance de masa en el río Colanzuli-Iruya para distintas concentraciones de sedimentos (Parámetros del modelo reológico según O'Brien and Julien, 1985, para suelos naturales de Aspen)

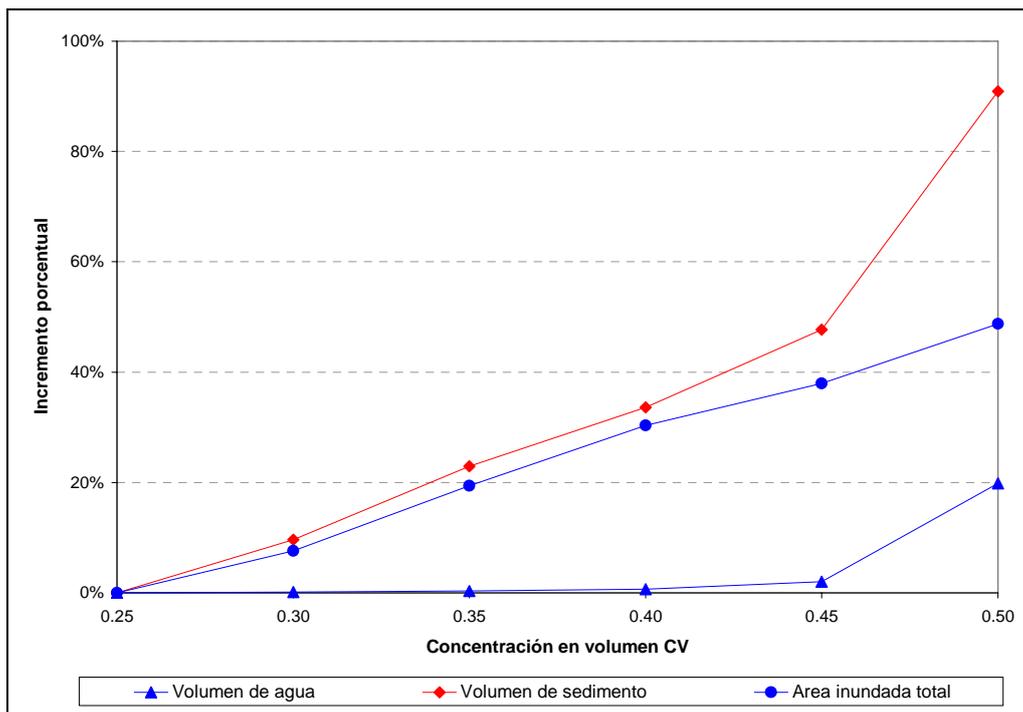


Figura 8.- Porcentaje de cambio de flujo para distintas concentraciones de sedimentos (Parámetros del modelo reológico según O'Brien and Julien, 1985, para suelos naturales de Aspen)

Para el tramo de 600 m localizado frente a la localidad de Iruya, en las Figuras 9 y 10 se presentan los resultados obtenidos para concentraciones variables. En las mismas se incluyen, con propósitos comparativos, los valores simulados cuando se considera un flujo de agua clara.

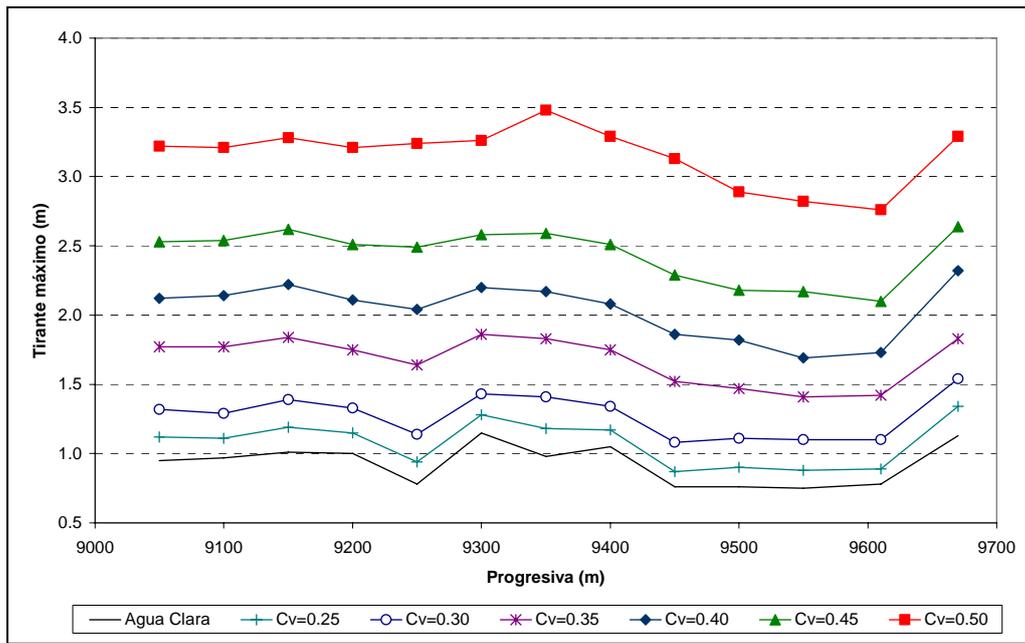


Figura 9.- Evolución de la profundidad hidráulica máxima frente a la localidad de Iruya (Parámetros del modelo reológico según O'Brien and Julien, 1985, para suelos naturales de Aspen)

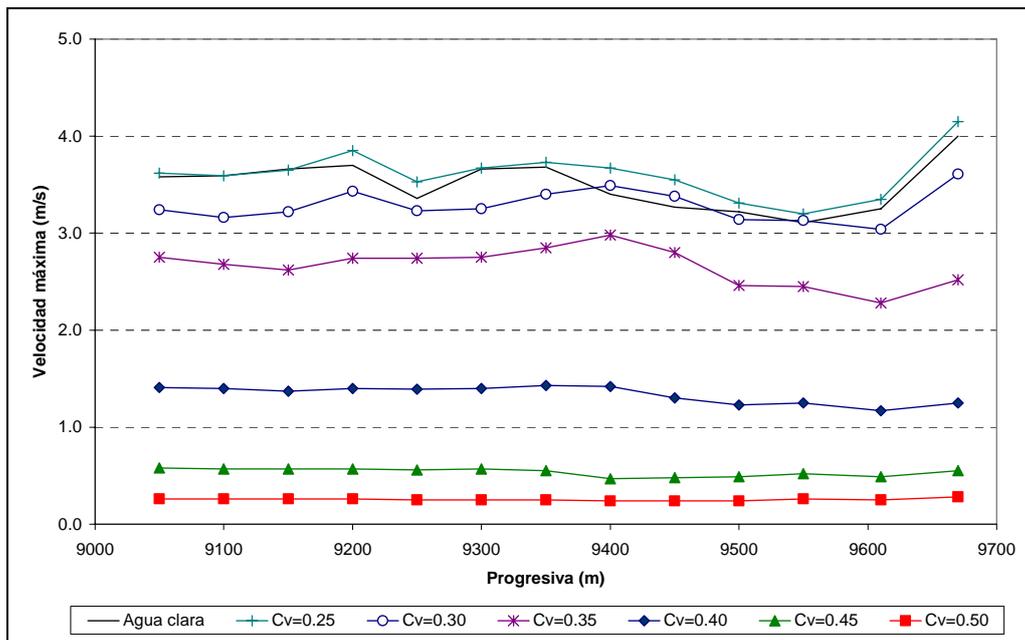


Figura 10.- Evolución de la velocidad máxima frente a la localidad de Iruya (Parámetros del modelo reológico según O'Brien and Julien, 1985, para suelos naturales de Aspen)

Las figuras señalan el amplio espectro de variación de los valores de tirante y velocidad de flujo máximos en el tramo para las condiciones simuladas. El modelo predice tirantes siempre crecientes que acompañan el aumento de la concentración de sedimentos, desde valores del orden de 1m para $C_v=0,25$ hasta valores superiores a 3 m para $C_v=0,50$. Por su parte, la disminución de las velocidades máximas de flujo se desarrolla a partir de valores de aproximadamente 3,5 m/s hasta 0,25 m/s cuando la concentración de sedimentos crece en un

25%. Obsérvese que las velocidades simuladas para la mínima concentración de sedimentos son del orden de la velocidad obtenida para flujo de agua clara.

Para cuantificar los cambios obtenidos en tirante y velocidad ante el aumento de la concentración, en la Tabla 3 se calculan los incrementos porcentuales de los valores promedio en el tramo respecto de los obtenidos para flujo sin sedimentos y para una concentración volumétrica de 0,25.

Tabla 3.- Diferencias porcentuales en valores de tirante y velocidad para diferentes concentraciones de sedimentos (Parámetros del modelo reológico según O'Brien and Julien, 1985, para suelos naturales de Aspen)

Cv	Incrementos respecto de los valores de agua clara		Incrementos respecto de los valores para Cv=0,25	
	Tirante máximo	Velocidad máxima	Tirante máximo	Velocidad máxima
0,25	16%	3%	-	-
0,30	38%	-6%	19%	-9%
0,35	83%	-24%	57%	-26%
0,40	122%	-62%	91%	-63%
0,45	167%	-85%	129%	-85%
0,50	246%	-93%	197%	-93%

La importancia de estos resultados radica no sólo en cuantificar las variaciones inherentes a la evolución temporal de la concentración volumétrica de sedimentos durante un mismo evento sino también señala el valor que una ponderación acertada del volumen de sedimentos transportado presenta en la cuantificación de variables necesarias para el diseño conceptual de estructuras de control de flujo de barro como la descarga y profundidad máxima.

Los ensayos realizados utilizando las características reológicas de los barro de la región Glenwood 4 indican volúmenes de sedimento de ingreso y almacenado en el curso crecientes con la concentración volumétrica. Existe también un valor máximo relativo del volumen de sedimentos que fluye fuera del área de análisis para una concentración de 35%. Los incrementos porcentuales del flujo total respecto de los valores obtenidos para la concentración mínima (25%) evidencian una tasa de crecimiento más rápida a partir de valores de concentración superiores a 0,40. Los valores de profundidad y velocidad de flujo obtenidos para concentraciones variables en el tramo seleccionado mostraron discrepancias que alcanzan tenores del orden de 3 m y 3 m/s en promedio, respectivamente.

Las diferencias porcentuales calculadas respecto de los valores simulados para una concentración de sedimentos de 25%, que se muestran en la Tabla 4, evidencian aumentos superiores al 200% del tirante y una disminución mayor al 90% de la velocidad ante un incremento del 25% de la concentración.

Los resultados obtenidos señalan el comportamiento físico de los flujos densos como el de un flujo heterogéneo, no permanente y de comportamiento reológico complejo cuya comprensión es de fundamental importancia en la evaluación del grado de peligrosidad de estos eventos y en los proyectos de obras de sistematización que deben tener en cuenta las solicitaciones generadas por estos flujos, tanto desde el punto de vista del diseño estructural, como del de las erosiones producidas.

Tabla 4.- Diferencias porcentuales en valores de tirante y velocidad para diferentes concentraciones de sedimentos (Parámetros del modelo reológico según O'Brien and Julien, 1985, para suelos de la región Glenwood 4)

Cv	Incrementos respecto de los valores de agua clara		Incrementos respecto de los valores para Cv=0,25	
	Tirante máximo	Velocidad máxima	Tirante máximo	Velocidad máxima
0,25	18%	0%	-	-
0,30	61%	-7%	37%	-7%
0,35	101%	-50%	71%	-50%
0,40	149%	-82%	111%	-82%
0,45	230%	-93%	180%	-93%
0,50	285%	-98%	227%	-98%

Fenómenos que movilizan grandes volúmenes de material deslizándose con profundidades de varios metros de altura a velocidades altas conllevan un grado de riesgo elevado que se asocia a su gran cantidad de movimiento, generadora de fuerzas devastadoras capaces de destruir todas las infraestructuras que se encuentren a su paso. Estos esfuerzos pueden evaluarse mediante la expresión:

$$F = \rho \cdot A \cdot V^2 \cdot \text{sen} \theta \quad (9)$$

donde ρ : densidad del flujo; A: Área transversal del flujo; V: velocidad y θ : ángulo entre la dirección del flujo y la cara de la estructura.

Nótese que al calcularse los parámetros del flujo mediante expresiones que tienen en cuenta las altas concentraciones de sedimentos, los valores de las fuerzas de impacto sobre las estructuras varían drásticamente respecto de considerar un escurrimiento de agua sin sedimentos.

Para cuantificar las variaciones del empuje dinámico ejercido por el flujo asociadas al incremento de la concentración y que se ligan a los incrementos de las variables hidrodinámicas (mostrados en la Figura 11), en la Tabla 5 se presenta el cálculo de la fuerza de impacto por unidad de ancho en el tramo de interés cuando se asume que el flujo impacta en forma normal a la estructura.

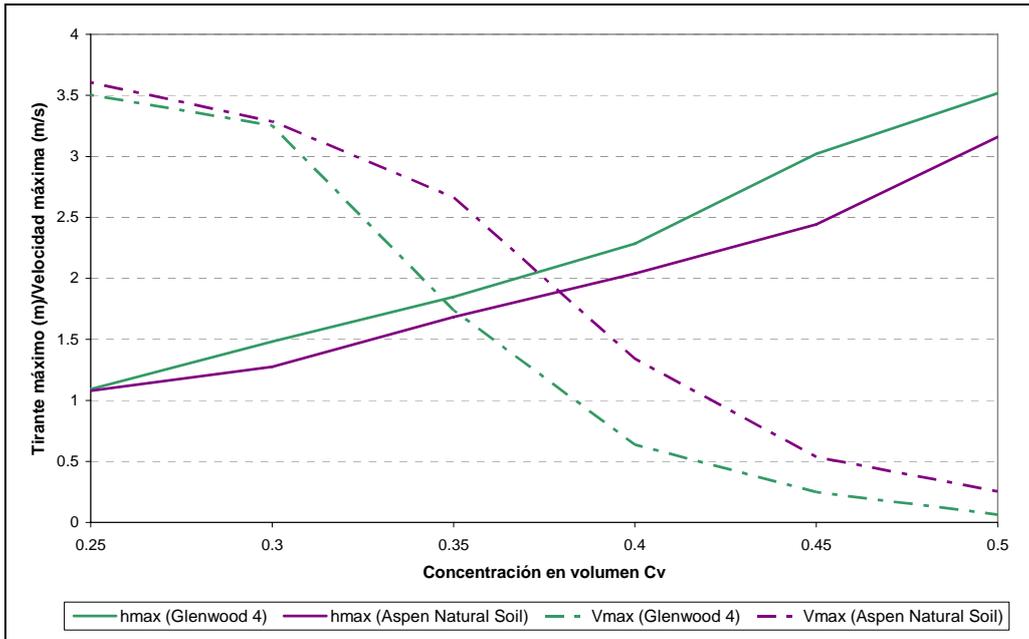


Figura 11.-a) Valores de tirante y velocidad máximos en función de la concentración de sedimentos

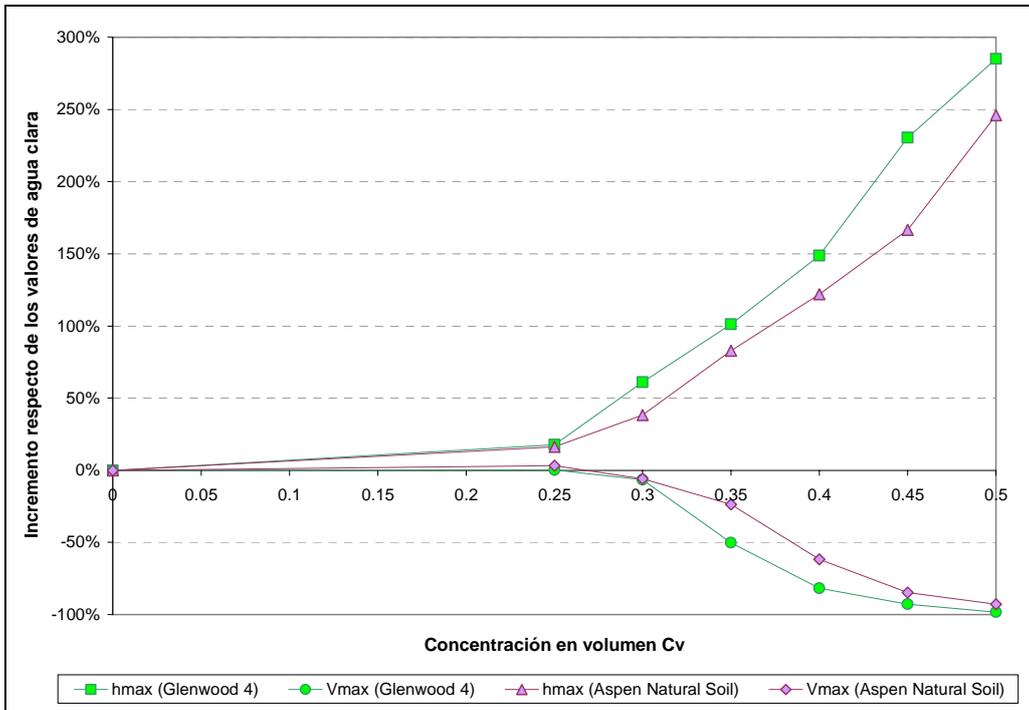


Figura 11.-b) Diferencias porcentuales en valores de tirante y velocidad respecto de los obtenidos para flujo de aguas clara

Tabla 5.- Cálculo del empuje dinámico ejercido por el flujo en el tramo frente a la localidad de Iruya
a) Parámetros del modelo reológico según O'Brien and Julien, 1985, para suelos de la región Glenwood 4)

Cv	$\gamma_m = \gamma + Cv(\gamma_s - \gamma)$	$\rho_m = \rho + Cv(\rho_s - \rho)$	h_{max} (m)	V_{max} (m)	F/B (kg/s ²)
0	1000,00	1000,00	0,93	3,50	11392,50
0,25	1412,50	1439,86	1,09	3,50	19330,85
0,30	1495,00	1523,96	1,48	3,25	23881,87
0,35	1577,50	1608,05	1,85	1,74	8987,14
0,40	1660,00	1692,15	2,28	0,64	1563,45
0,45	1742,50	1776,25	3,02	0,25	333,29
0,50	1825,00	1860,35	3,52	0,06	26,04

b) Parámetros del modelo reológico según O'Brien and Julien, 1985, para suelos de Aspen)

Cv	$\gamma_m = \gamma + Cv(\gamma_s - \gamma)$	$\rho_m = \rho + Cv(\rho_s - \rho)$	h_{max} (m)	V_{max} (m)	F/B (kg/s ²)
0	1000,00	1000,00	0,93	3,50	11392,50
0,25	1412,50	1439,86	1,08	3,61	20184,93
0,30	1495,00	1523,96	1,28	3,29	20988,87
0,35	1577,50	1608,05	1,68	2,66	19176,73
0,40	1660,00	1692,15	2,04	1,34	6193,71
0,45	1742,50	1776,25	2,44	0,54	1247,05
0,50	1825,00	1860,35	3,16	0,25	378,81

Como lo evidencia la Tabla 5, el incremento de concentración induce el aumento de la fuerza de impacto a medida que aumenta la concentración de sedimentos y hasta que ésta alcanza un valor de aproximadamente 30%. A partir de este valor de concentración, la variación simultánea de los valores de tirante y de velocidad determina un descenso del valor del empuje que se hace mínimo para los máximos valores de concentración ensayados. La diferencia entre el empuje máximo obtenido y aquel derivado de suponer flujo de agua sin sedimentos alcanza un valor de entre 80 y 100% para las características reológicas asumidas.

Por otro lado, referencias que tratan sobre afectaciones de infraestructura debidas a flujos hiperconcentrados (Rickermann et al., 1993), indican que además de los efectos destructivos debidos a las fuerzas de impacto de los frentes de onda de los sucesivos pulsos que suelen conformar un evento de este tipo, los desbordes con gran cantidad de sedimentos y la obstrucción de secciones transversales en puentes y otras estructuras similares, pueden ser aún más devastadores. Para estas situaciones los incrementos en los niveles observados en las simulaciones llevadas a cabo ante aumentos en las concentraciones y la viscosidad del fluido, así como las eventuales trepadas del flujo debido a efectos inerciales, ponen de manifiesto los riesgos de desborde de las estructuras asociados al tránsito de flujos hiperconcentrados.

El análisis de riesgo o peligro de inundación en una localización específica, que incluye la afectación de las obras estructurales, es una función de la intensidad y de la probabilidad del evento. La intensidad de la crecida está definida por la profundidad y la velocidad de flujo y su probabilidad de ocurrencia se relaciona inversamente a la magnitud del evento. El riesgo de la crecida se define entonces, como una función combinada discreta de la intensidad del evento (severidad del acontecimiento) y de su período de retorno (frecuencia) y en general se acepta la categorización presentada en la Tabla 6.

Para definir la intensidad del evento de crecida, algunos métodos utilizan una combinación de la profundidad y de la velocidad de flujo. Por ejemplo el método austríaco (Fiebiger et al. 1997) utiliza la energía total definida por $h + v^2/2g$.

El método suizo (OFEE et al. 1997) define la intensidad en términos de una combinación de la profundidad de flujo h y del producto de h y de v y permite asignar una intensidad alta a las grandes profundidades de flujo independientemente de las velocidades del flujo.

Si bien las condiciones específicas en una región pueden hacer necesario cambiar los umbrales de los niveles de peligro, frecuentemente se acepta la definición de intensidades de las crecidas de agua y de barro que se muestran en las Tablas 7 y 8. Los flujos de barros y detritos son aún más destructivos que las crecidas de agua, por lo que el criterio de intensidad para estos flujos es más conservativo.

Tabla 6.- Definición de riesgo de inundación

NIVEL DE RIESGO	DESCRIPCIÓN
Alto	Peligro para las personas tanto en el interior como en el exterior de sus viviendas. Las estructuras están en peligro de ser destruidas
Medio	Las personas están en peligro fuera de sus casas. Los edificios pueden sufrir daños y es posible la destrucción de estructuras dependiendo de las características de la construcción
Bajo	El peligro para las personas es bajo o no existe. Los edificios pueden sufrir pequeños daños, pero la inundación o la sedimentación puede afectar interiores de las estructuras.

Tabla 7.- Definición de intensidad de crecidas de aguas

INTENSIDAD	MÁXIMA PROFUNDIDAD H (M)		PRODUCTO DE MÁXIMA PROFUNDIDAD POR VELOCIDAD MÁXIMA(M ² /S)
Alta	$h > 1,5$ m	o	$v h > 1,5$ m ² /s
Media	$0,5$ m $< h < 1,5$ m	o	$0,5$ m ² /s $< v h < 1,5$ m ² /s
Baja	$h < 0,5$ m	y	$v h < 0,5$ m ² /s

Tabla 8.- Definición de intensidad de flujos o crecidas de barro

INTENSIDAD	MÁXIMA PROFUNDIDAD H (M)		PRODUCTO DE MÁXIMA PROFUNDIDAD POR VELOCIDAD MÁXIMA(M ² /S)
Alta	$h > 1,0$ m	o	$v h > 1,0$ m ² /s
Media	$h < 1,0$ m	y	$v h < 1,0$ m ² /s
Baja	No definida		No definido

La aplicación de los criterios mencionados a los resultados de las simulaciones efectuadas evidencia que frente al pueblo de Iruya eventos como el simulado (con 10 años de período de retorno) pueden clasificarse como de intensidad alta en la mayoría de los casos, a excepción de aquellos con las mayores concentraciones en volumen de sedimentos.

Los valores calculados del producto $v \cdot h$ para concentraciones crecientes se presentan en la Tabla 9.

Tabla 9.- Intensidad de crecidas de barro en el río Colanzulí-Iruya

Cv	Parámetros modelo reológico de Glenwood 4	Parámetros modelo reológico de Aspen Natural Soil	Intensidad
0	3,3	3,3	Alta
0,25	3,8	3,9	Alta
0,3	4,8	4,2	Alta
0,35	3,2	4,5	Alta
0,4	1,5	2,7	Alta
0,45	0,8	1,3	Alta/Media
0,5	0,2	0,8	Media

CONCLUSIONES

El modelo propuesto constituye una herramienta robusta y eficiente para simular numéricamente los procesos hidrodinámicos y sedimentológicos en ríos que son alimentados por grandes cantidades de sedimentos bajo forma de deslizamientos y flujos de detritos. Asimismo, puede ser empleado para analizar la respuesta morfológica y los parámetros hidráulicos de un río ante diferentes escenarios que contemplen la variabilidad de la alimentación líquida y sólida.

A pesar de no contarse con valores calibrados de los parámetros reológicos en la cuenca del río Iruya, el modelo implementado permite simular el orden de magnitud de los eventos y puede ser útil para predecir el impacto de eventos futuros en el área.

En base a la discusión de los resultados obtenidos se estableció que los parámetros de la tensión de cedencia y viscosidad tienen significativos efectos en los resultados de la simulación y que el ajuste de los parámetros reológicos debería tomar en cuenta las propiedades de los barros y lodos, su composición y las características del área de depósito, por ejemplo mediante la realización de análisis geomórficos que permitan estudiar las condiciones de erosión y deposición causadas por los flujos densos.

El análisis de sensibilidad a los valores de los parámetros indicó que la profundidad hidráulica se incrementa con valores crecientes del parámetro β_2 y las máximas velocidades en el cauce aumentan mostrando correspondencia al descenso de los valores del coeficiente β_1 .

Los resultados obtenidos para concentraciones de sedimentos crecientes indicaron la tendencia sostenida de aumento de la profundidad hidráulica y la velocidad máxima así como de la magnitud del volumen de material depositado.

LISTA DE SÍMBOLOS

- A: Área transversal del flujo
 a_i : coeficiente empírico igual a 0,01 en la relación de Bagnold (1954)
 h : profundidad hidráulica
 u, v : componentes de la velocidad promediada en la vertical en las direcciones x e y
 i : intensidad de lluvia efectiva
 t : tiempo
 S_{ox}, S_{oy} : componentes de la pendiente de fondo en las direcciones x e y

g :	aceleración de la gravedad
τ :	tensión de corte
τ_c :	tensión de corte de cedencia
τ_{mc} :	tensión de corte de Mohr-Coulomb
τ_v :	tensión de corte viscosa
τ_t :	la tensión de corte turbulenta
τ_d :	la tensión de corte dispersiva
du/dy :	tasa de corte o gradiente de velocidad
η :	viscosidad dinámica
C :	coeficiente de corte inercial
ρ_m :	densidad de la mezcla
l :	longitud de mezcla de Prandtl
d_s :	tamaño del sedimento
C_v :	concentración volumétrica de sedimentos
C^* :	máxima concentración estática en volumen para las partículas de sedimento
S_y :	gradiente de cedencia
S_v :	gradiente viscoso
S_{td} :	gradiente dispersivo turbulento
γ_m :	peso específico de la mezcla de sedimentos
K :	parámetro de resistencia,
n :	valor de rugosidad de Manning equivalente
n_t :	coeficiente de Manning turbulento
α_i, β_i :	coeficientes empíricos
V :	Velocidad media en la sección
θ :	ángulo entre la dirección del flujo y la cara de la estructura

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Aleotti, P., Polloni, G. (2003): Two-dimensional model of the 1998 Sarno debris flows (Italy): preliminary results, *Debris Flows Hazard Mitigation: Mechanics, Prediction and Assessment*. Ed. Rickermann D. and Chen, C., Millpress, Rotterdam, 553-563.

Andes Consultora, (2003): Sistematización del Río Iruya- Estudios Hidráulicos-Morfológicos y Anteproyecto avanzado de Obras.

Bagnold, R.A. (1954). "Experiments on a gravity-free dispersion of large solid spheres in a Newtonian fluid under shear," *Proc. of the Royal Society of London, Series A*, V. 249, 235-297.

Bello, M., O'Brien, J., García Martínez, R. and López, J (2000).: Simulation of flooding and debris Flows en the Cerro Grande River, Seminario Internacional "Los aludes torrenciales de diciembre de 1999 en Venezuela", Instituto de Mecánica de Fluidos, Caracas, Venezuela.

Bertolo P. and Wiczorek, G. (2005): Calibration of numerical models for small debris flows in Yosemite Valley, California, USA, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 5, 993-1001.

Bingham, E. C. and Green, H. (1919): Paint, A plastic material and not a viscous liquid; the measurement of its mobility and yield value, *Proceeding of American Society of Testing Material*, Part II, 19, 640–664.

Brea J. D., Spalletti L., Hopwood H. y Spalletti P., (2005): Conceptos y Aplicaciones sobre Flujos densos en la hidráulica de ríos, *Ingeniería del Agua*, vol. 12, N° 3.

Costa, J. E.: (1984) Physical Geomorphology of Debris Flows, in: *Development and Applications of Geomorphology*, Ed Costa, J. E. and Fleisher, P. J., Springer-Verlag, New York, 268-317.

Fiebiger, G., (1997). “Hazard Mapping in Austria.” *Journal of Torrent, Avalanche, Landslide and Rockfall Engineering*, No.134, Vol.61.

Filippi Gilli, Ervino; (2002): Propuesta de Sistematización. Cuenca del Río Iruya. OEA. GEF-FMAM. UNEP-PNUMA.

Flo-2D (2003): Users manual, Version 2003.06, Nutrioso, Arizona, USA

Herschel, W. H. and Bulkley, R.(1926): Measurement of consistency as applied to rubber-benzene solutions, *Proceeding of American Society of Testing Material*, Part II, 26, 621–633, 1926.

Hubl J. and Steinwendtner, H. (2001): *Two dimensional simulation of two viscous debris flows in Austria*, Phys. Chem, Part C, 26, 9, 639-644.

Johnson, A.M. (1970): *Physical processes in Geology*, Freeman, Cooper & Company, 431–459, 1970.

Johnson, A. M. & Rodine, J. R. (1984). Debris Flow. In: *Slope Instability* (Eds: Brunsten, D. & Prior, D. B.). John Wiley & Sons Ltd., Chichester, UK. 257-361.

Julien, P., León, C. (2000). “Mud floods, mudflows and debris flows. Classification, rheology and structural design”. Jornadas de Investigación JIFI 2000: The debris flow disaster of december 1999 in Venezuela.

O'Brien J.S. and Julien, P (1985): “Physical properties and mechanics of hyperconcentrated sediment flows”. *Proc. of the ASCE Specialty Conf. on the Delineation of Landslides, Floods, and Debris Flow Hazards in Utah*, Utah Water Research Laboratory, Series UWRL/g-85/03, 260-279.

O'Brien, J. Julien, P. (1988): “Laboratory Analysis of Mudflow properties”. *Journal of Hydraulic Engineering*. ASCE 114, 8, 877-887.

OFEE, OFAT, ODEFP Ed. (1997). “Prise en compte des dangers dus aux crues dans le cadre des activités de l'aménagement du territoire,” Office fédéral de l'économie des aux (OFEE), Office fédéral de l'aménagement du territoire (OFAT), Office fédéral de l'environnement, des forêts et du paysage (OFEFP), Bienne, Switzerland.

Rickermann, D. (1999) "Empirical relationships for Debris flows", Natural hazards 19: 47-77.

Spalletti L., Brea J., Spalletti P. (2002): Contribución al ordenamiento conceptual geológico-hidráulico de flujos densos. Seminario sobre flujos densos en áreas de montaña, San Salvador de Jujuy.

VanDine, D.F. (1996). Debris flow control structures for forest engineering. Res.Br. British Columbia, work pap 08