

ANÁLISIS Y MODELO HIDRÁULICO (2D) DE FLUJOS HIPERCONCENTRADOS EN PIEDEMONTE OCCIDENTAL DE LA SIERRA DE AMBATO, CATAMARCA, ARGENTINA¹

Matias Eder², Osvaldo Barbeito^{3,4}, Silvio Ambrosino⁴, Gerardo Hillman², Gonzalo Moya² y Andrés Rodríguez^{2,3}

Resumen: Los flujos de sedimentos hiperconcentrados se pueden clasificar en inundaciones de barro, flujos de barro y flujo de escombros. Estos flujos se diferencian por la reología de la mezcla agua-sedimento. En los flujos de barro los esfuerzos que domina el fenómeno son el límite elástico y el esfuerzo viscoso. Un modelo reológico cuadrático permite simular adecuadamente condiciones de flujos que van desde aguas claras hasta flujos hiperconcentrados de sedimentos. En este trabajo se analiza un evento hidrológico severo con flujo de barro ocurrido recientemente en Siján, Catamarca, Argentina aplicando el modelo de simulación (FLO-2D) de diferencias finitas.

Palabras clave: flujo de barro, flujos hiperconcentrados de sedimentos, modelo FLO-2D.

ANALYSIS AND HYDRAULIC MODEL (2D) HYPERCONCENTRATED SEDIMENT FLOWS IN WEST OF THE SAWS AMBATO, CATAMARCA, ARGENTINA

Abstract: Hyperconcentrated sediment flows have been classified as mudflows, mudflows and debris flows. Distinct physical processes differentiate this type of mixtures according to the rheology of the water-sediment mixture. Mudflows are governed by yield and viscous stresses. A quadratic rheological model enables appropriate simulation of flooding conditions ranging from clear water to hyperconcentrated sediment flows. This paper presents a severe mudflow event recently occurred in Siján, Catamarca, Argentina. The events were modeled using the finite difference based simulation software FLO-2D.

Keywords: FLO-2D, hyperconcentrated sediment flows, mudflows.

INTRODUCCIÓN

Los procesos de producción y transporte de sedimentos son función de las características geológicas propias del terreno, de sus condicionantes morfológicos y de la ocurrencia de eventos hidrológicos intensos.

Para el caso en estudio, río Siján ubicado en el piedemonte occidental de la Sierra Ambato (

Figura 1), se detectó la acción conjunta de procesos de erosión hídrica, erosión de márgenes y remoción de masa. La acción conjunta de estos procesos ante la ocurrencia de lluvias intensas, sumado a la fuerte energía del relieve ocasiona la generación de flujos densos (hiperconcentrados) que se incorporan a la red de drenaje.

Estos flujos contienen una fracción de materiales finos derivados de la erosión hídrica (limos-arcillas) y otra de material grueso (gravas, cantos, bloques), incorporando a la vez restos de vegetación. La alta densidad de la masa viscosa permite transportar grandes bloques a distancias considerables.

¹ Artículo recibido el 24 de octubre de 2016 y aceptado para publicación el 20 de febrero de 2017.

² Laboratorio de Hidráulica de la Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba, Centro de Estudios y Tecnología del Agua, Av. Filloy s/n, Ciudad Universitaria, CP 5000, Córdoba, Argentina.

³ Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Tecnológicas (CONICET), Argentina.

⁴ Centro de la Región Semiarida del Instituto Nacional del Agua (CIRSA-INA), Argentina.

La localidad de Siján ocupa el piedemonte occidental de la Sierra De Ambato. El piedemonte constituye un ambiente deposicional en forma de una bajada aluvial derivada del aporte detrítico histórico ligado al desgaste del abrupto por efecto de la erosión y los procesos de remoción en masa en forma de caídas, deslizamientos y flujos hiperconcentrados. Los cursos de agua con nacientes en la vertiente de la sierra en su ingreso al piedemonte, han disectado el nivel mediante canales de incisión que dieron lugar a la salida de este, a nuevos conos aluviales activos, en uno de los cuales se emplaza la localidad de Siján.

En este trabajo se analizó el evento ocurrido el 23 de enero de 2014 en la localidad de Siján para calibrar y validar el modelo numérico realizado con el programa FLO-2D. Este trabajo se presenta con mayor detalle en CETA (2016).

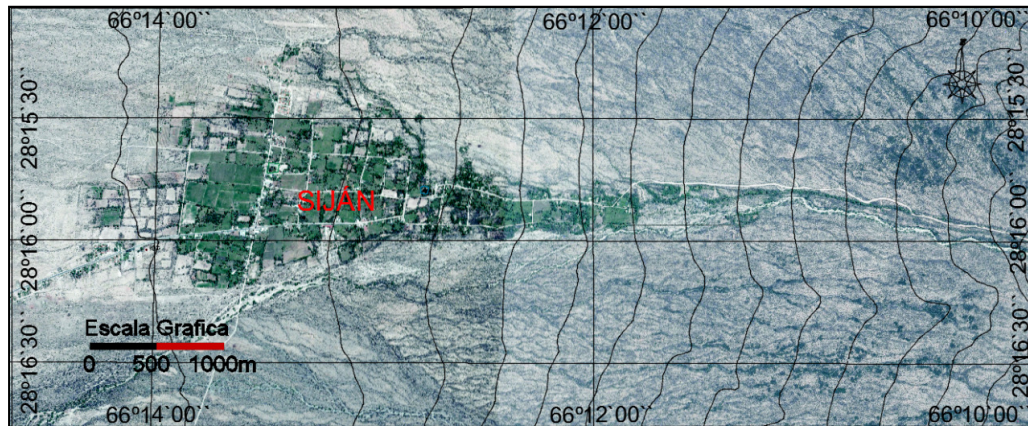


Figura 1: Ubicación de Siján, Provincia de Catamarca, con curvas de nivel equidistantes cada 50 m.

Flujos Hiperconcentrados

Los flujos de sedimentos hiperconcentrados se definen como eventos de crecidas con concentraciones de sedimentos que superan el 20% en volumen.

En la Tabla 1 se presentan cuatro categorías de flujos y sus principales características en función de su concentración de sedimentos, tres de las cuales corresponden a flujos hiperconcentrados. Esta tabla fue desarrollada a partir de los datos de laboratorio utilizando flujos de barro reales de Glenwood Springs, Colorado.

Un “flujo de barro” consiste en una matriz fluida de sedimentos finos que puede transportar rocas de diferentes tamaños. Su comportamiento es una función de las propiedades de la matriz de fluidos, la geometría del canal, la pendiente y la rugosidad. La concentración de sedimento fino (limo, arcilla y arena fina en la matriz de líquido) controla las propiedades del fluido incluyendo la viscosidad, la densidad y la tensión de fluencia. La propiedad dominante de un flujo de barro es la alta viscosidad que se traducirá en velocidades lentas. La alta densidad de la matriz de líquido puede aumentar la flotabilidad de partículas grandes de sedimentos de gravas hasta rocas. La tensión de fluencia afectará tanto el inicio como el fin del flujo. 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%.

Tabla 1: Comportamiento del flujo en función de la concentración de sedimentos (Flo-2D, 2003).

Comportamiento del Flujo en Función de la Concentración de Sedimentos			
	Concentración de Sedimentos		Características del Flujo
	Por Volumen	Por Peso	
Deslizamientos	0.65 – 0.80	0.83 – 0.91	No fluye, falla por deslizamiento en bloque
	0.55 – 0.65	0.76 – 0.83	Deslizamiento en bloque con deformación interna y; reptación previa a la falla.
Flujo de barro	0.48 – 0.55	0.72 – 0.76	Flujo evidente; reptación sostenida de barro; deformación plástica bajo su propio peso; cohesivo; no ocurre esparcimiento sobre una superficie plana
	0.45 – 0.48	0.69 – 0.72	Flujo con esparcimiento sobre superficies planas. Flujo cohesivo; mezcla.
Inundaciones o crecidas de barro	0.40 – 0.45	0.65 – 0.69	Flujo se mezcla fácilmente; deposición de grandes bloques; ocurren ondas pero se disipan rápidamente.
	0.35 – 0.40	0.59 – 0.65	Deposición marcada de gravas y cantos rodados; esparcimiento casi completo en superficies planas; dos fases en superficie con ondas.
	0.30 – 0.35	0.54 – 0.59	Separación del agua en superficie; las ondas viajan fácilmente; arena y grava viaje como carga de fondo
	0.20 – 0.30	0.41 – 0.54	Ondas dominan el movimiento superficial
Inundaciones o crecidas de agua	<0.20	<0.41	Inundación de agua con posibilidad de sedimentos en suspensión o carga de fondo.

Propiedades de los flujos hiperconcentrados

La concentración de sedimentos en volumen se define como:

$$Cv = \text{Vol. de los sed.} / \text{Vol. de aguas y sed.} \quad (1)$$

La relación entre Cv y la concentración de sedimentos por peso es Cw :

$$Cv = Cw \gamma / \{\gamma_s - Cw(\gamma_s - \gamma)\}; \quad \gamma = \text{peso esp. del agua}; \gamma_s = \text{peso esp. del sedimento} \quad (2)$$

$$\text{El peso específico de la mezcla está dado por:} \quad \gamma_m = \gamma + Cv(\gamma_s - \gamma) \quad (3)$$

$$\text{y la densidad de la mezcla dada por:} \quad \rho_m = \rho + Cv(\rho_s - \rho) \quad (4)$$

$$\text{El factor de volumen se define como:} \quad BF = 1/(1 - Cv) \quad (5)$$

La mayoría de los estudios de flujo de barro requieren estimaciones de la concentración de sedimentos en volumen y el factor de aumento de volumen para describir la magnitud del evento.

MODELO NUMÉRICO – FLO-2D

El programa FLO-2D permite predecir el movimiento de flujos hiperconcentrados como un fluido viscoso en función de la concentración de los sedimentos. Utiliza un modelo reológico cuadrático para predecir tensiones viscosas y de corte. El modelo considera a los flujos de barro como un continuo pronosticando el movimiento del fluido viscoso como una función de la concentración de sedimentos.

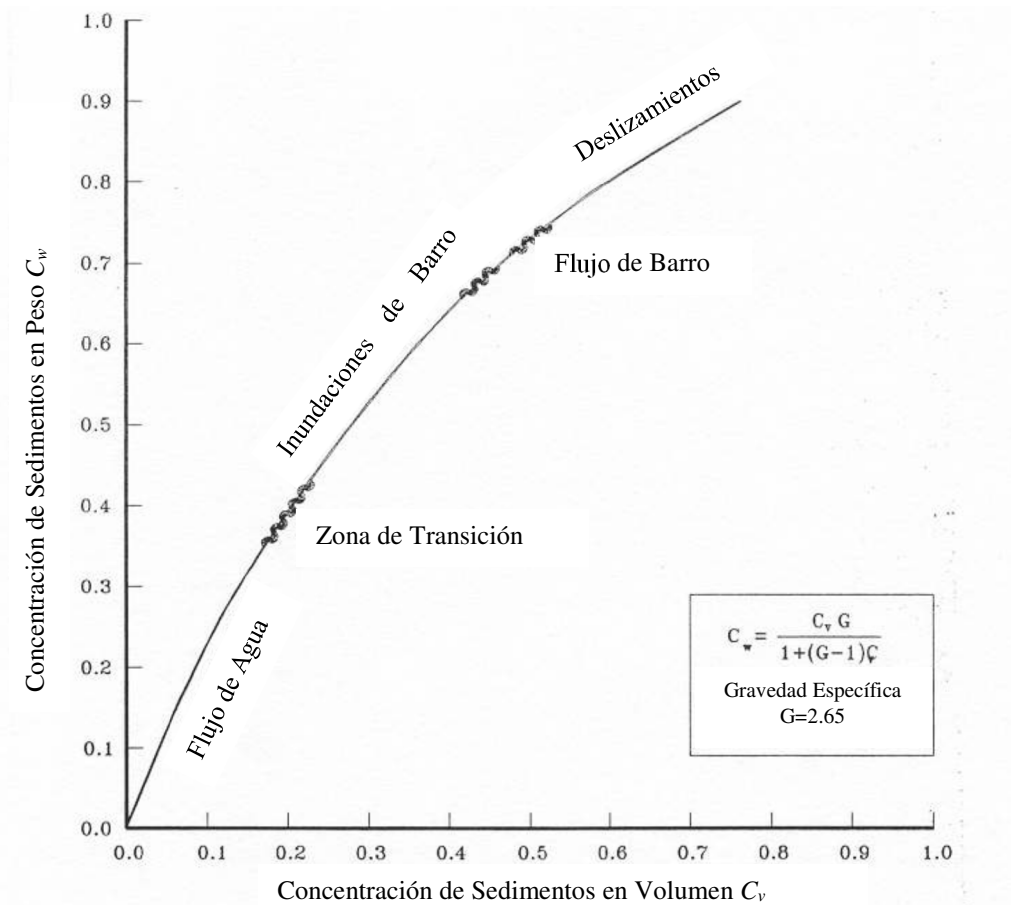


Figura 2: Relación entre flujos hiperconcentrados con C y Cv (Flo-2D, 2003).

El modelo Flo 2D utiliza las siguientes ecuaciones, de acuerdo a O'Brien and Julien (1985):

– Ecuación de Continuidad:

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial[uh]}{\partial x} + \frac{\partial[vh]}{\partial y} = i \tag{6}$$

donde h es la profundidad del agua, u y v son las componentes de velocidad media en las direcciones x e y , i es la intensidad de lluvia efectiva ($i = 0$ si el dato de entrada es el caudal o un hidrograma) y t es el tiempo.

– Ecuación de Movimiento:

$$S_{fx} = S_{0x} - \frac{\partial h}{\partial x} - \frac{u}{g} \frac{\partial u}{\partial x} - \frac{v}{g} \frac{\partial v}{\partial y} - \frac{1}{g} \frac{\partial u}{\partial t} \tag{7}$$

$$S_{fy} = S_{0y} - \frac{\partial h}{\partial y} - \frac{v}{g} \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{u}{g} \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{1}{g} \frac{\partial v}{\partial t} \tag{8}$$

donde S_{0x} , S_{0y} son las componentes de la pendiente de fondo en las direcciones x e y y g es la aceleración de la gravedad.

– Modelo Reológico:

El esfuerzo cortante en los flujos de sedimentos hiperconcentrados, incluyendo los que se describen como los flujos de escombros, flujos de barro y las inundaciones de barro, se puede calcular a partir de la suma de las cinco

componentes de la tensión de corte: 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 :

$$\tau = \tau_c + \tau_{mc} + \tau_v + \tau_t + \tau_d \quad (9)$$

Cuando se escribe en términos de tasas de corte (dv/dy) y con $\tau_y = \tau_c + \tau_{mc}$ se obtiene la siguiente ecuación cuadrática reológica (O'Brien y Julien, 1985):

$$\tau = \tau_y + \eta \left(\frac{dv}{dy} \right) + C \left(\frac{dv}{dy} \right)^2 \quad (10)$$

donde 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 :

$$C = \rho_m \times l^2 + f(\rho_m, C_v) \times d_s^2 \quad (11)$$

Bagnold (1954) dio la función $f(\rho_m, C_v)$ como:

$$f(\rho_m, C_v) = a_i \times \rho_m \left[\left(\frac{C_*}{C_v} \right)^{1/3} - 1 \right] \quad (12)$$

donde α_i (~ 0.01) es un coeficiente empírico y C_* es la concentración estática en volumen para las partículas de sedimentos.

Los dos primeros términos de esfuerzos en el modelo reológico cuadrática se conocen como las tensiones tangenciales Bingham (Figura 3). La suma de la tensión de fluencia y la tensión viscosa define el esfuerzo cortante total de un flujo de barro de cohesión en un régimen de flujo viscoso. El último término es la suma de las tensiones de corte dispersivo y turbulento, y define un régimen de flujo de inercia para una inundación de barro. Este término es una función del cuadrado del gradiente de velocidad. Una discusión de estas tensiones y su papel en los flujos de sedimentos hiperconcentrados se puede encontrar en Julien y O'Brien (1987, 1993).

Para definir todos los términos de esfuerzo de corte para su uso en el modelo FLO -2D, se integran las ecuaciones en la profundidad y se reescriben en la de gradiente adimensional:

$$S_f = S_y + S_v + S_{td} \quad (13)$$

donde la pendiente de fricción total S_f es la suma del gradiente de cedencia S_y , del gradiente viscoso S_v y del gradiente dispersivo turbulento S_{td} .

Los términos de gradiente viscoso y turbulento pueden escribirse en términos de profundidad y velocidad media.

La pendiente viscosa se puede escribir como:

$$S_v = \frac{K \eta}{8 \gamma_m} \frac{V}{h^2} \quad (14)$$

donde γ_m es el peso específico de la mezcla de sedimento, K es el parámetro de resistencia para el flujo laminar su valor es 24 para canales lisos anchos rectangulares pero puede aumentar significativamente (hasta ~ 50.000) con la rugosidad y la geometría sección transversal irregular.

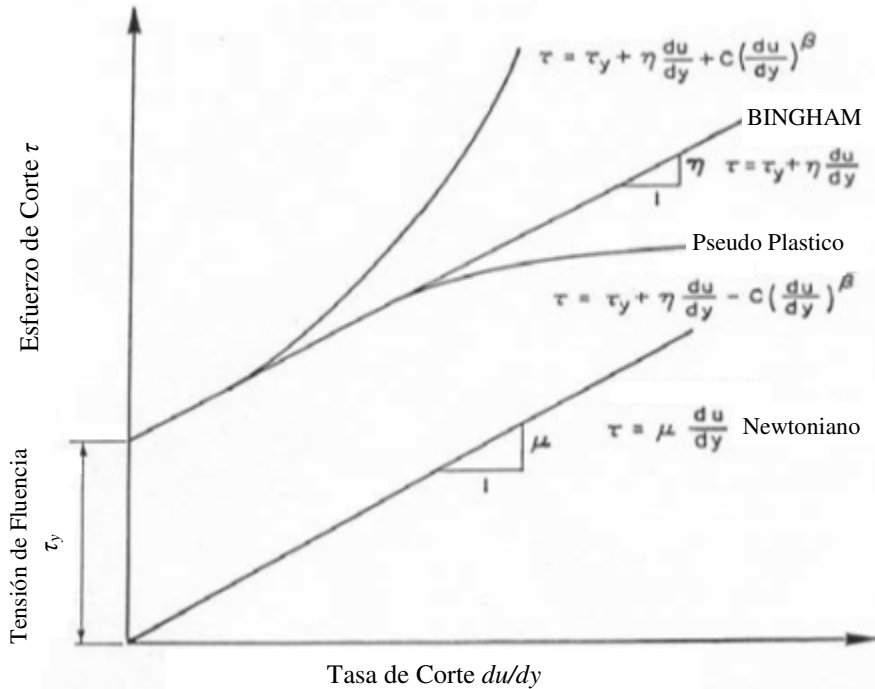


Figura 3: Esfuerzo de corte en función de la tasa de corte o gradiente de velocidad (Flo-2D, 2003).

En el modelo de FLO -2D el valor de K se calcula automáticamente a partir de n , valor de Manning.

La componente de la tensión de cizalladura turbulenta y dispersiva se combina con el valor del coeficiente de Manning equivalente (n_{td}) para el flujo:

$$S_{td} = \frac{n_{td}^2 V^2}{h^{4/3}} \quad (15)$$

Entonces, la ecuación para la pendiente de fricción puede ser reescrita como:

$$S_f = \frac{\tau_y}{\gamma_m h} + \frac{K \eta}{8 \gamma_m h^2} + \frac{n_{td}^2 V^2}{h^{4/3}} \quad (16)$$

La tensión de corte y la viscosidad varían principalmente con la concentración de sedimentos y pueden ser expresados en una ecuación semi-empírica como (Flo-2D, 2003):

$$\tau_y = \alpha_1 e^{\beta_1 C_v} \quad (17)$$

$$\eta = \alpha_2 e^{\beta_2 C_v} \quad (18)$$

$$\eta = \eta_t + \eta_d = \eta_t + 0.0538 \eta_t e^{6.0896 C_v} \quad (19)$$

donde η_t es la viscosidad turbulenta y η_d la viscosidad dispersiva.

Las expresiones de la tensión de corte y viscosa son funciones de la concentración de sedimento en volumen C_v y 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 y Julien (1985) resumieron los resultados de investigaciones previas que se presentan en la Tabla 2.

Tabla 2: Tensión de fluencia y viscosidad como una función de la concentración de sedimentos (Flo-2D, 2003).

Fuente	$\tau_y = \alpha_1 e^{\beta_1 c_v}$ (dynes/cm ²)		$\eta = \alpha_2 e^{\beta_2 c_v}$ (poises)	
	α	β	α	β
Datos de Campo				
Aspen Pit 1	0.181	25.7	0.036	22.1
Aspen Pit 2	2.72	10.4	0.0538	14.5
Aspen Suelo Natural	0.152	18.7	0.00136	28.4
Aspen Relleno de Mina	0.0473	21.1	0.128	12
Cuenca de Aspen	0.0383	19.6	0.000495	27.1
Del Área de la mina de Aspen	0.291	14.3	0.000201	33.1
Glenwood 1	0.0345	20.1	0.00283	23
Glenwood 2	0.0765	16.9	0.0648	6.2
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)	2.6	17.48	0.0075	14.39
Kang y Zhang (1980)	1.75	7.82	0.0405	8.29
Qian et al. (1980)	0.00136	21.2	-	-
	0.05	15.48	-	-
Chien y Ma (1958)	0.0588	19.1-32.7	-	-
Fei (1981)	0.166	25.6	-	-
	0.0047	22.2	-	-
Ver O'Brien (1986)				

Conversión

Tensión de Corte: 1 Pascal (PA) =10 dynes/cm²

1 Pas = 10 dynes-sec/cm²=10

Viscosidad: poises

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 el área del estudio (salida) y los volúmenes de agua y sedimento almacenados en la planicie o en el cauce. 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 (Jaime P. R. et. all, 2007).

CASO DE ESTUDIO – FLUJO DE BARRO OCURRIDO EN SIJÁN (2014)

Para analizar el comportamiento de flujos hiperconcentrados se utilizó el programa de cálculo FLO-2D aplicado a un caso particular, el río Siján, en el cual recientemente se produjo un evento de precipitación que originó un flujo de barro y del cual se cuenta con información de campo.

El evento ocurrió el 23 de enero de 2014 en el cual se produjo una intensa lluvia en la zona alta de las Sierras Ambato la cual originó una serie de flujos de barro con detritos en los cauces de los ríos Rincón, Saujil y Siján. En este trabajo se analizó particularmente el caso del río Siján el cual desbordó su cauce natural e ingresó a la zona urbana.

En la

Figura 4 se puede observar el punto en el cual se produjo el desborde del cauce y la ubicación de un punto aguas arriba de Siján “Punto A”, donde se observa el afloramiento rocoso. Se consideró que la sección en el “Punto A” no sufrió modificaciones por el paso de la crecida y se utilizó como una sección de control en la etapa de calibración del modelo numérico.

En la Figura 5 se pueden observar dos imágenes aéreas de Siján, una previa al evento (a), otra posterior al mismo (b) y dos fotografías tomadas en la localidad inmediatamente después del evento, una en la escuela “Daniel de Jesús Ovejero” (c) y otra en un Taller mecánico (d).



Figura 4: Imagen satelital de la localidad de Siján.

Descripción del evento

El día del evento, aproximadamente a las 21:00 horas, se formó un frente de tormenta al pie de la Sierra Ambato la cual ascendió a la cima del Cerro Manchao donde se produjo una intensa precipitación (aprox. a las 22:00 horas).

Como consecuencia de esta precipitación se generó un flujo hiperconcentrado que alrededor de las 23:30 horas desbordó el cauce del río Siján e ingresó a la localidad homónima produciendo daños materiales y la muerte de una persona. El evento tuvo una duración de aproximadamente 3 horas y, según testimonios de personas que estuvieron presentes el día del evento, la velocidad de avance del frente del flujo era lenta (“a paso de hombre”).

En la

Figura 6 se puede observar una fotografía del “Punto A” en el cual se observa el afloramiento rocoso y los vestigios de la crecida. Se estimó que el tirante del flujo en este sector, sobre la margen derecha, fue de aproximadamente 3-4 m.

Análisis geomorfológico

Desde la salida de la sierra (Figura 7 (a)), el río Siján corre encajado sobre la parte media del antiguo abanico que forma parte de la bajada aluvial antigua (Figura 7 (b)).

Desde el ápice de este antiguo abanico (Figura 7 (b)) el canal con trazo semirecto de baja sinuosidad, recorre una distancia de 5 km con una amplitud variable entre 30 y 40 m hasta el ápice del abanico más reciente y activo (Figura 7 (c)), en el que se emplaza la población, con una pendiente de 7.5% y con una carga de fondo de alta competencia con inclusión de gravas y bloques de diversos tamaños.

En sus inicios (Figura 7 (b)), el canal tiene un grado de encajamiento del orden de los 10 m con disminución progresiva en dirección oeste, para perder encajamiento y dar lugar a la formación del cono activo (Figura 7 (c)), que desde el ápice hasta la parte distal, tiene una longitud de 4 km y una amplitud máxima de 2 km.

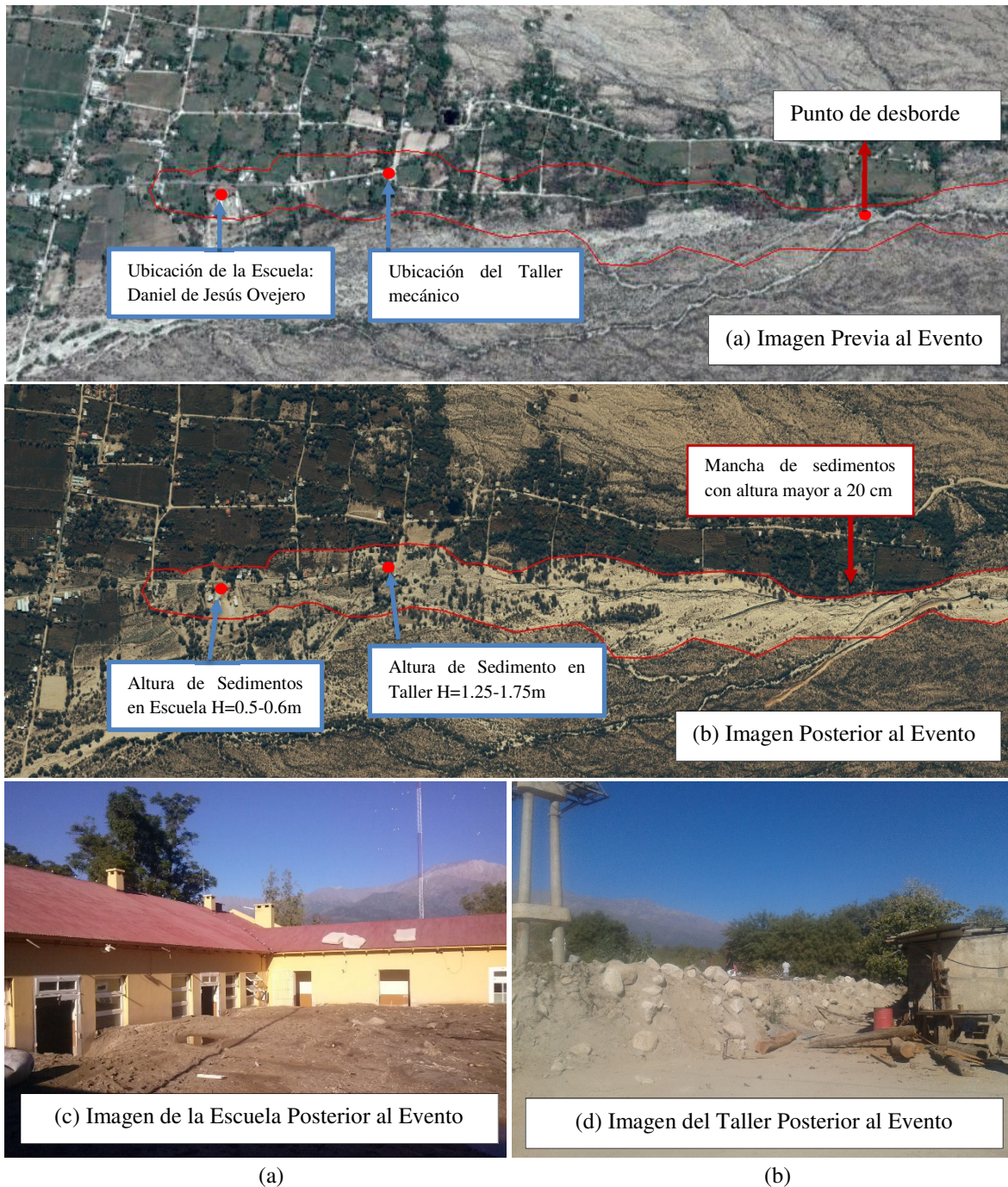


Figura 5: (a) Imagen aérea de Siján previa al evento; (b) Imagen aérea de Siján posterior al evento; (c) Fotografía de la escuela “Daniel de Jesús Ovejero” luego del evento; (d) Fotografía del taller mecánico.

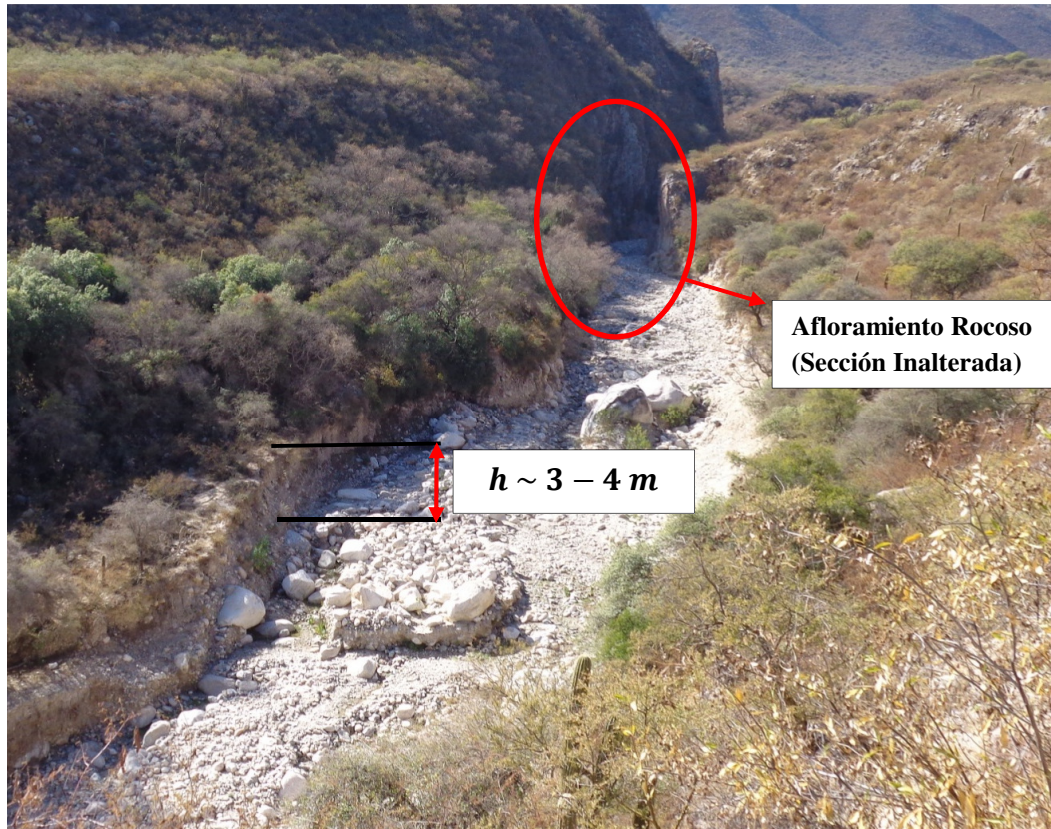


Figura 6: Imagen del “Punto A” tomada desde la margen derecha del cauce.

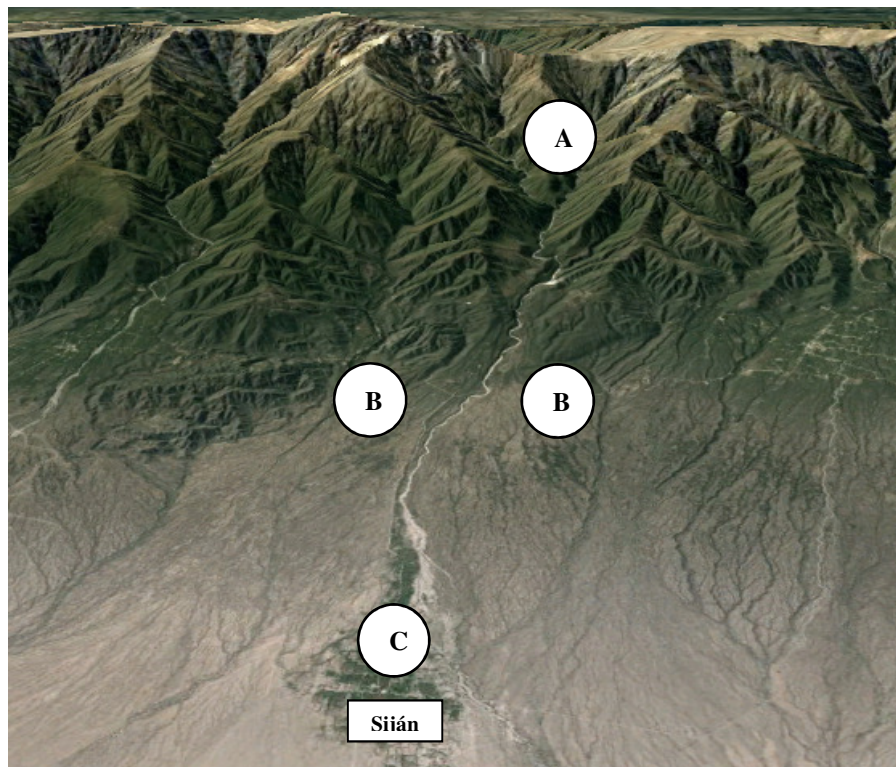


Figura 7: (a) Frente de montaña (abrupto de falla Sa. de Ambato); (b) Bajada aluvial antigua sin conexión hidrológica con la montaña (conos aluviales inactivos); (c) Conos aluviales activos con conexión hidrológica.

En la situación evolutiva actual el “lóbulo deposicional activo”, zona activa del cono aluvial, se recuesta sobre el límite sur del cono activo y se prolonga más allá de la ruta provincial (Figura 8).

En respuesta a la tendencia evolutiva actual del cono aluvial las zonas bajo amenaza se localizan en la parte media y sur del cono aluvial (

Figura 9).



Figura 8: Lóbulo deposicional activo del río Siján.

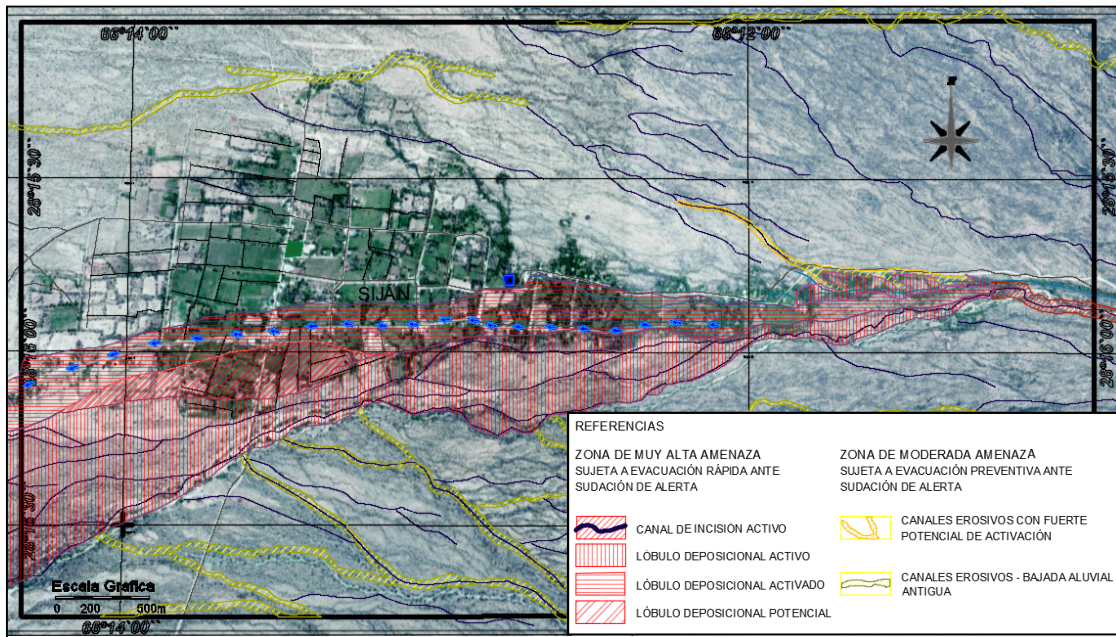


Figura 9: Carta de amenaza por crecidas repentinas, (FCEFYn – UNC, 2016).

MODELACIÓN NUMÉRICA – FLO 2D

El uso de modelos determinísticos para reproducir procesos físicos que ocurren en la naturaleza y cuya mecánica presenta errores de diferentes orígenes e incertidumbres en la estimación de parámetros, como es el caso que nos ocupa en este trabajo, requieren de un proceso de calibración y validación de los resultados.

El programa FLO-2D requiere por un lado información topografía y de rugosidad (“ n ”), para cada una de las celdas de la malla de modelación, y por otro lado, información de caudales y concentración de sedimentos, es decir el hidrograma líquido y el valor de la concentración de sedimento C_v para cada instante.

Para asignar valores de niveles a cada una de las celdas de la malla se realizaron campañas topográficas de medición en las cuales se relevó con GPS diferencial (precisión vertical centimétrica) la zona de estudio. Este relevamiento fue realizado posterior al evento en estudio y en épocas de estiaje donde el cauce superficial se seca por completo (

- Figura 10). A partir de este relevamiento se confeccionó un modelo digital del terreno (MDT) el cual se utilizó para modelar los “escenarios hipotéticos” futuros.
- Los valores de rugosidad “ n ” de las celdas son el principal parámetro de ajuste del modelo y sus valores se definieron en la etapa de “calibración y validación”.
- El valor del hidrograma líquido y el sedimentograma (C_v) puede ser definido arbitrariamente como escenarios hipotéticos o ser ajustado con información disponible de un evento observado.



Figura 10: Imagen del cauce del río Siján durante la campaña topográfica.

El presente trabajo se dividió en dos etapas:

Primera etapa: “*calibración y validación*” en esta etapa se ajustaron los valores de rugosidad (“*n*”) y se estimó la máxima concentración de sedimentos esperables (C_v). Se realizaron dos modelos, el primero del “Punto A” aguas arriba de la localidad y el segundo sobre la zona urbana en la cual se desarrolló el alud. Ambos modelos se utilizaron en forma comparativa y complementaria aplicando un proceso iterativo para calibrar los parámetros con el fin de reproducir el evento observado en enero de 2014 y así validar el modelo.

Segunda etapa: “*escenarios hipotéticos*” se realizaron modelaciones de eventos extremos, con los parámetros del modelo calibrado y validado en la primera etapa, y se obtuvo como resultado las manchas de inundación producidas. Finalmente se comparan las zonas afectadas con la carta de amenaza por crecidas repentinas realizada en el análisis geomorfológico.

ETAPA I: CALIBRACIÓN Y VALIDACIÓN

Con el modelo del “Punto A” aguas arriba de Siján se estimó el caudal pico del evento, utilizando como parámetros de ajuste el caudal líquido y el valor de la concentración “ $C_{vmáximo}$ ”. Por otro lado, con el modelo de la traza urbana se ajustaron los valores de rugosidad “*n*” tomando como parámetro de comparación la mancha de sedimentos producida y la velocidad de avance del frente del flujo del evento ocurrido el 23 de enero de 2014.

Debido a que el relevamiento topográfico en la zona de estudio fue ejecutado después del evento, para hacer las modelaciones de calibración y validación se realizó una corrección del modelo digital del terreno, para lo cual se restó al MDT las alturas de los sedimentos depositados por el alud.

Para estimar las alturas de los sedimentos se relevó en campo la altura alcanzada por el flujo en diferentes puntos de la zona de estudio y a partir de estos se trazaron curvas de nivel de los sedimentos interpolando entre estos (

Figura 11).

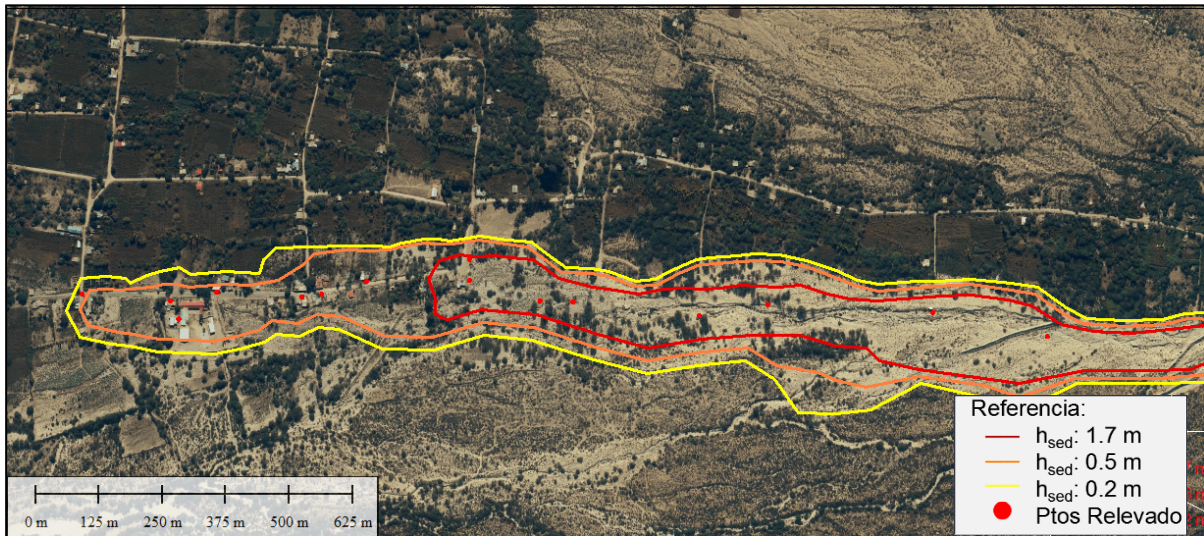


Figura 11: Curvas de nivel de la altura de los sedimentos.

Metodología

- I. Se realizó el modelo del “Punto A”, sector en donde se conoce el nivel aproximado al cual llegó el flujo (~4 m) sobre la margen derecha del cauce. Conociendo el valor del tirante del flujo y el rango de valores de $C_{vmáximo}$ para flujos de barro (0.45 – 0.55), se realizaron modelaciones con $C_{vmáximo} = 0.5$ y se fue modificando el caudal líquido hasta que el tirante observado en el modelo fue próximo al estimado en campo. De este modo se estimó el caudal líquido del evento y posteriormente se realizaron modelaciones con este caudal y $C_{vmáximo}$ igual 0.45 y 0.55.

Para ajustar los valores de rugosidad “n” sobre la traza urbana se definieron zonas homogéneas (

- II. Figura 12) y mediante un proceso iterativo, que consistió en la modelación numérica y posterior comparación de la mancha de sedimentos con la observada en campo, se ajustaron los valores de “n” el caudal líquido utilizado para estas modelaciones fue el estimado en I y los valores $C_{vmáximo}$ utilizados fueron 0.45 y 0.55. Finalmente se verificó la velocidad de avance del frente del flujo.

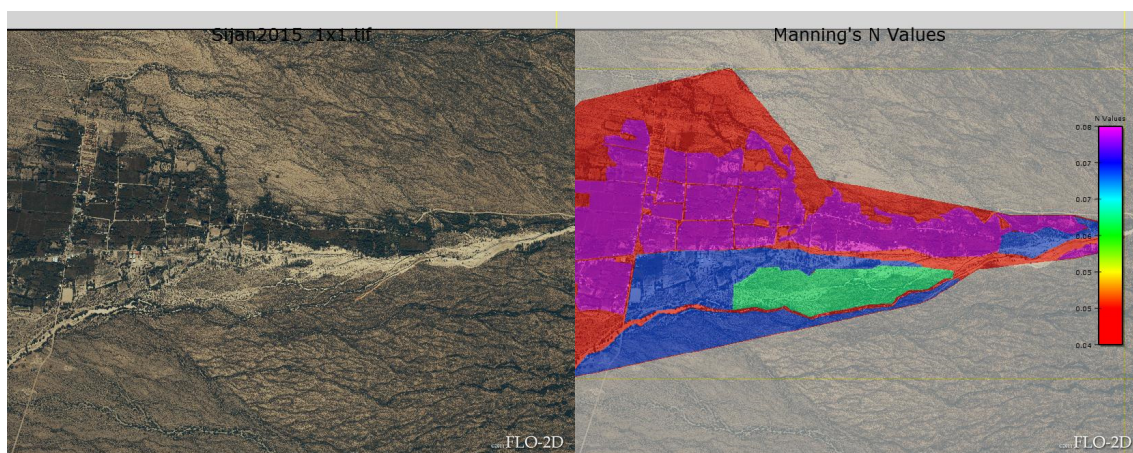


Figura 12: Zonas homogéneas – Valor de la rugosidad “n” de Manning.

Resultados

Etapa I: En la Figura 13 (a) se presenta una imagen aérea del “Punto A”, en la Figura 13 (b) una fotografía tomada desde la margen izquierda con el valor aproximado del tirante del flujo sobre la margen derecha y en las Figura 13 (c) y (d) los resultados obtenidos del modelo numérico considerando un caudal líquido de $100 \text{ m}^3/\text{s}$ con concentraciones en volumen máxima ($C_{vm\acute{a}ximo}$) de 0.45 y 0.55, respectivamente. Entre las imágenes (c) y (d) no se observaron diferencias significativas, con lo cual a priori cualquier valor de $C_{vm\acute{a}ximo}$ en el rango de flujos de barro podría considerarse válido.

Posteriormente se realizaron las modelaciones en el área urbana considerando los siguientes escenarios:

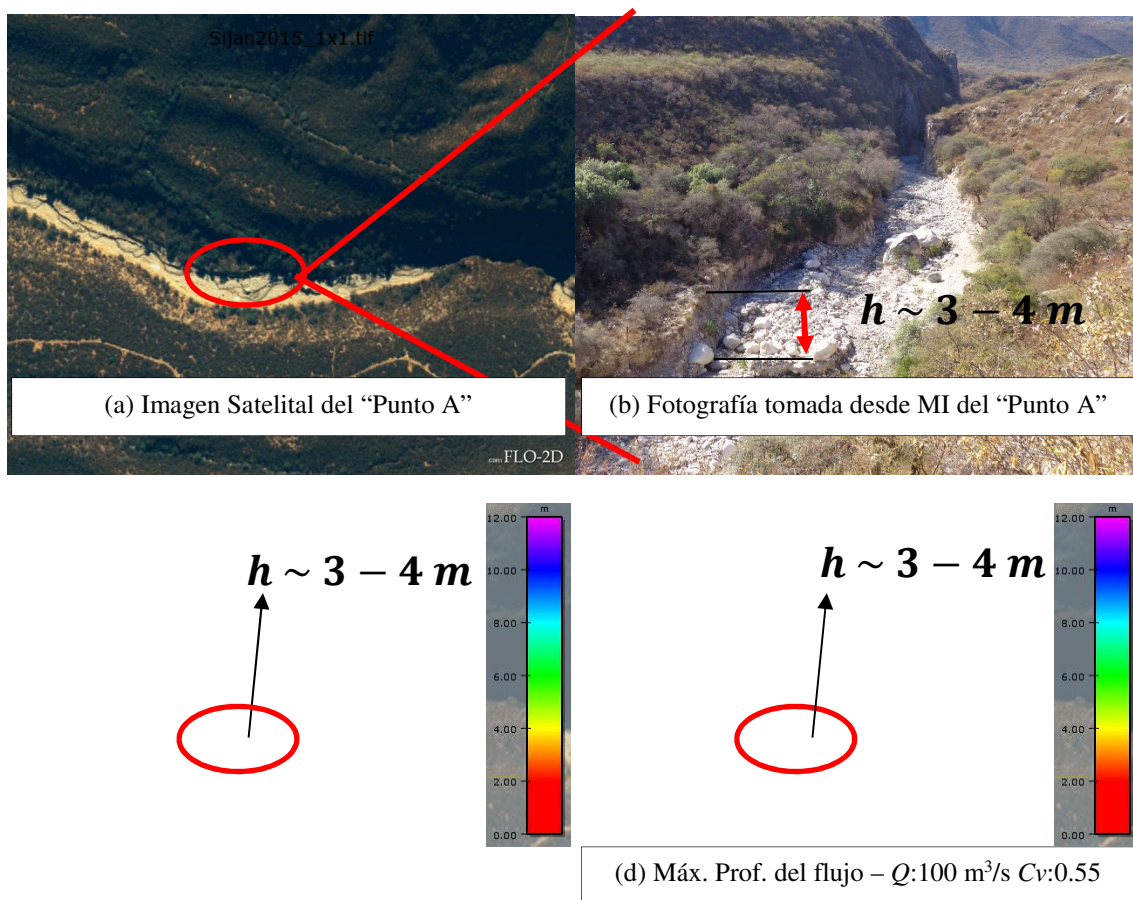
- Escenario 1: $Q = 100 \text{ m}^3/\text{s}$ y $C_v = 0.45$
- Escenario 2: $Q = 100 \text{ m}^3/\text{s}$ y $C_v = 0.55$

En la Figura 14 (a) se presenta una imagen satelital posterior al evento en la cual se muestra la mancha de sedimentos con $h_{\text{sedimentos}}$ mayor a 20 cm, en la Figura 14 (b) se presenta la mancha de sedimentos obtenida en la modelación numérica para el Escenario 1 y en la Figura 14 (c) para el Escenario 2. Se observa que las alturas de los sedimentos correspondientes al Escenario 2 son similares a las observadas en campo. Entonces, se consideró que este escenario, con $Q = 100 \text{ m}^3/\text{s}$ y $C_v = 0.55$, es el que mejor reproduce la mancha de sedimentos del evento de 2014.

Finalmente se analizaron las velocidades de avance del flujo. En la Figura 15 (a) se puede observar que la velocidad de avance para el Escenario 1 fue de aproximadamente 7.2 km/h y en la

Figura 15 (b) que la velocidad para el Escenario 2 fue de 5.4 km/h. Este último escenario mostró velocidades similares a las observadas el día del evento.

Se concluye que el Escenario 2 correspondiente a un caudal líquido de $100 \text{ m}^3/\text{s}$ y $C_{vm\acute{a}ximo} = 0.55$ reproduce aproximadamente el evento observado.



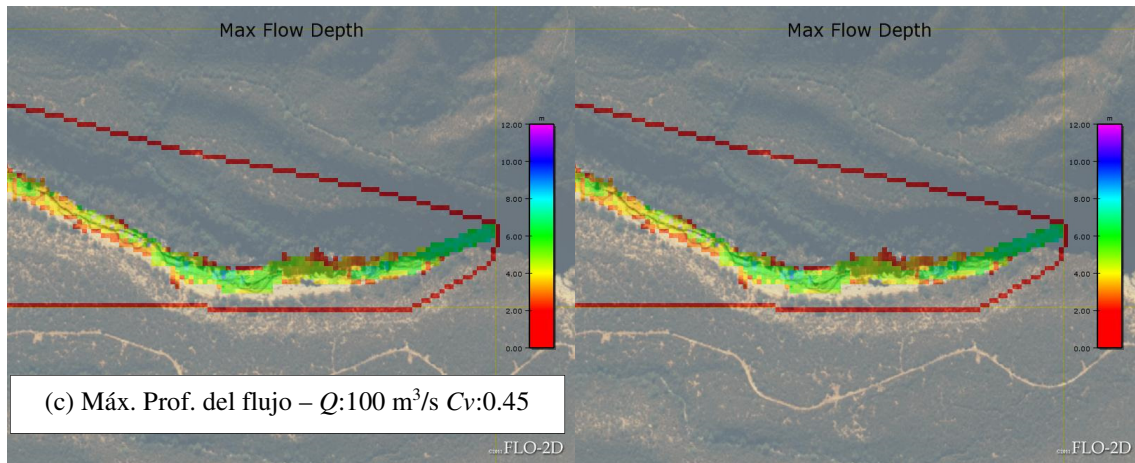
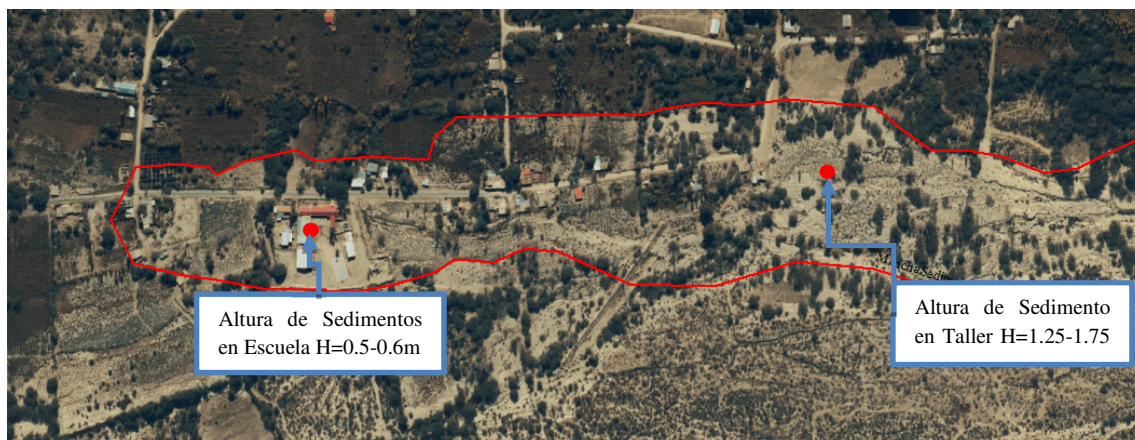
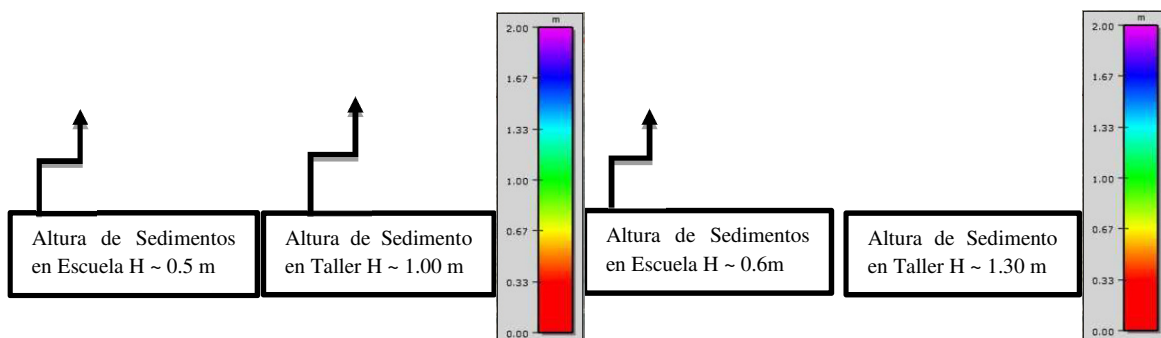


Figura 13: (a) Imagen aérea del “Punto A”; (b) Fotografía del “Punto A” tomada desde la margen izquierda; (c) Tirante del flujo para el Escenario 1; (d) Escenario 2 en el “Punto A”.



(a) Imagen Aérea de Siján posterior al evento – Mancha de sedimento



80 Re (b) Mancha de sedimento obtenida del modelo con $Q:100\text{m}^3/\text{s}$ y $Cv:0.45$

(c) Mancha de sedimento obtenida del modelo con $Q:100\text{m}^3/\text{s}$ y $Cv:0.55$

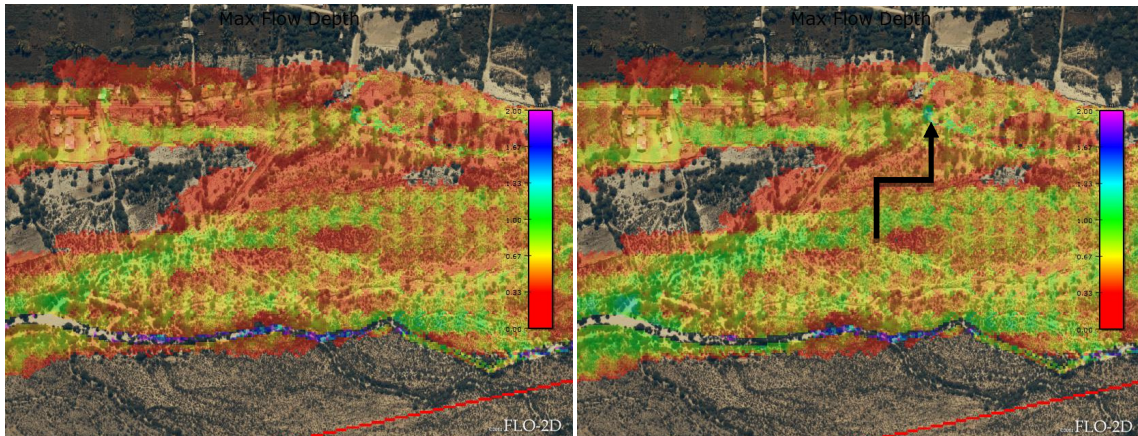


Figura 14: (a) Altura de la mancha de sedimentos observadas en campo; alturas de sedimentos correspondientes al Escenario 1 (b) y al Escenario 2 (c).

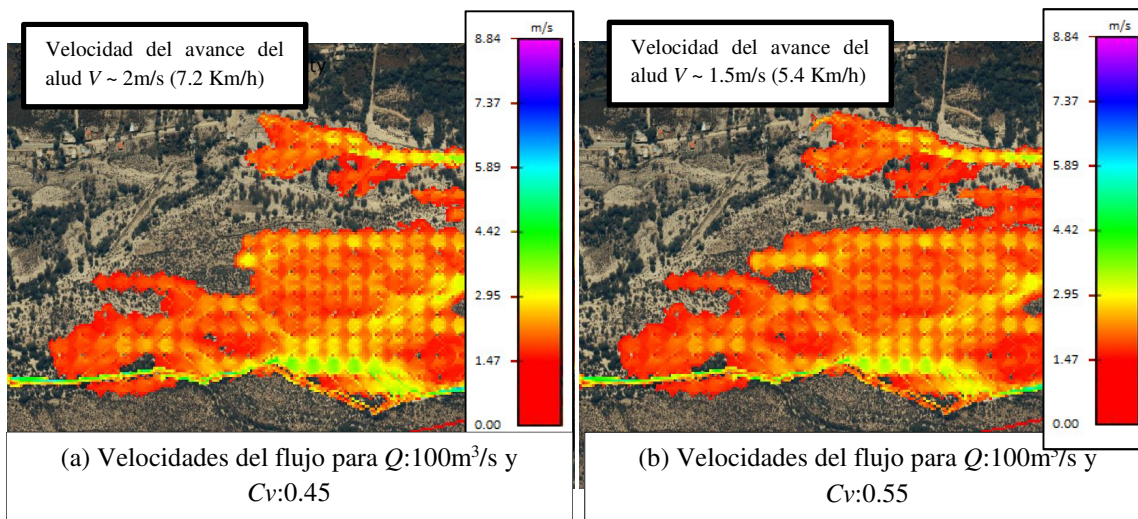


Figura 15: Velocidad de avance del frente del flujo.

ETAPA II: ESCENARIOS HIPOTÉTICOS

En esta etapa del trabajo se buscó modelar y delimitar las zonas afectadas por eventos extremos definidos como “Escenarios Hipotéticos”.

Escenarios hipotéticos

Para la definición de los escenarios correspondiente a las simulaciones de flujo de barro, se consideró que estos flujos se asocian a eventos de crecida relativamente frecuentes (O'Brien, 2003). En general, eventos de crecidas con grandes caudales líquidos, como la correspondiente a 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 mayor propensión a generar flujos de barro.

Esta afirmación coincide con el evento analizado en la etapa de calibración y validación, en la cual se produjo un flujo de barro con un caudal líquido de 100 m³/s que tiene una recurrencia (*Tr*) poco menor a 10 años.

A partir de estas consideraciones se definieron los siguientes escenarios de modelación:

Escenario 1: Caudal líquido de 120 m³/s (*Tr* aprox. 10 años) y aguas claras (*Cv* = 0),

Escenario 2: Caudal líquido de 120 m³/s (*Tr* aprox. 10 años) y *Cv*_{máximo} = 0.55,

Escenario 3: Caudal líquido de 170 m³/s (*Tr* aprox. 25 años) y aguas claras (*Cv* = 0),

Escenario 4: Caudal líquido de 170 m³/s (*Tr* aprox. 25 años) y *Cv*_{máximo} = 0.55.

Resultados

A continuación se presentan los resultados de las modelaciones realizadas en Siján para los cuatro “Escenarios Hipotéticos” propuestos y posteriormente se muestra una comparación de la mancha de inundación producida por el Escenario 4 (escenario crítico) con las zonas de riesgo definidas en la carta de riesgo presentada en el análisis geomorfológico (véanse las

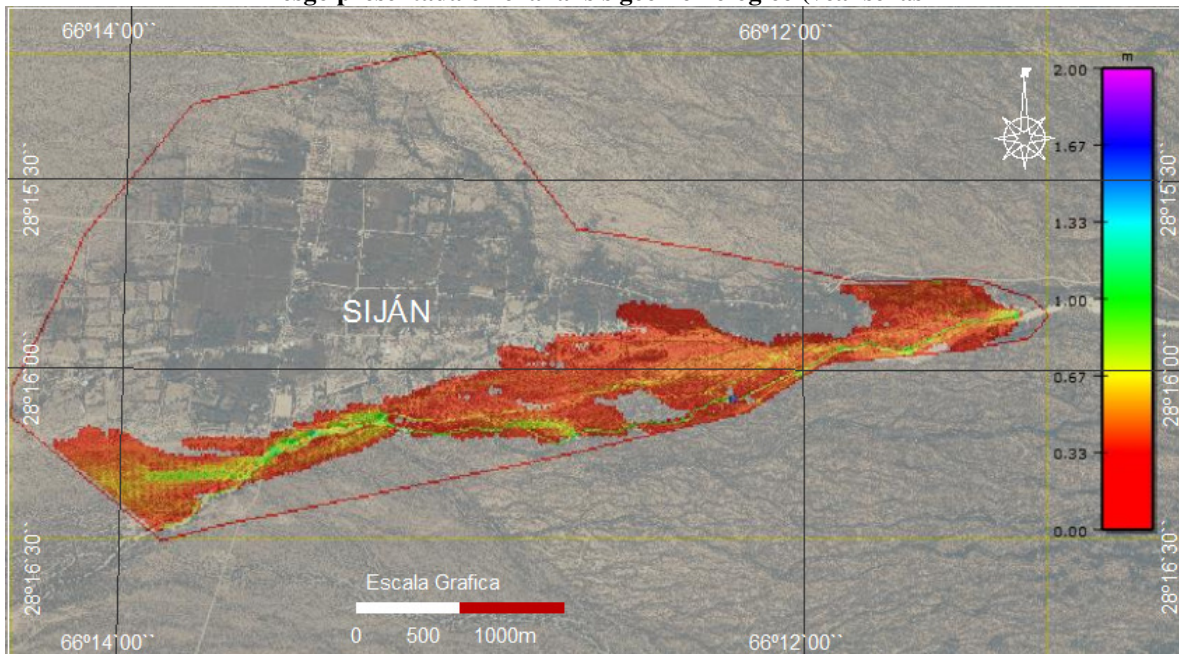


Figura 16 a

Figura 19).

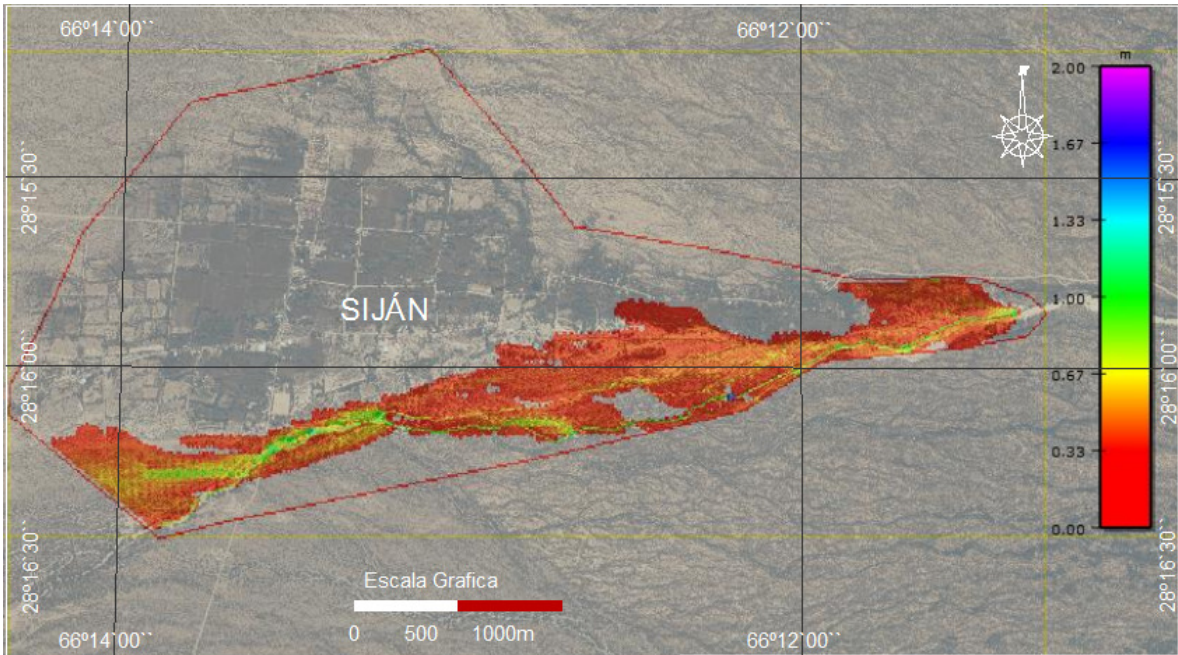


Figura 16: Tirante máximo del flujo para el Escenario 1 (Caudal líquido correspondiente a $Tr = 10$ años y aguas claras, $Cv_{máximo} : 0.00$)

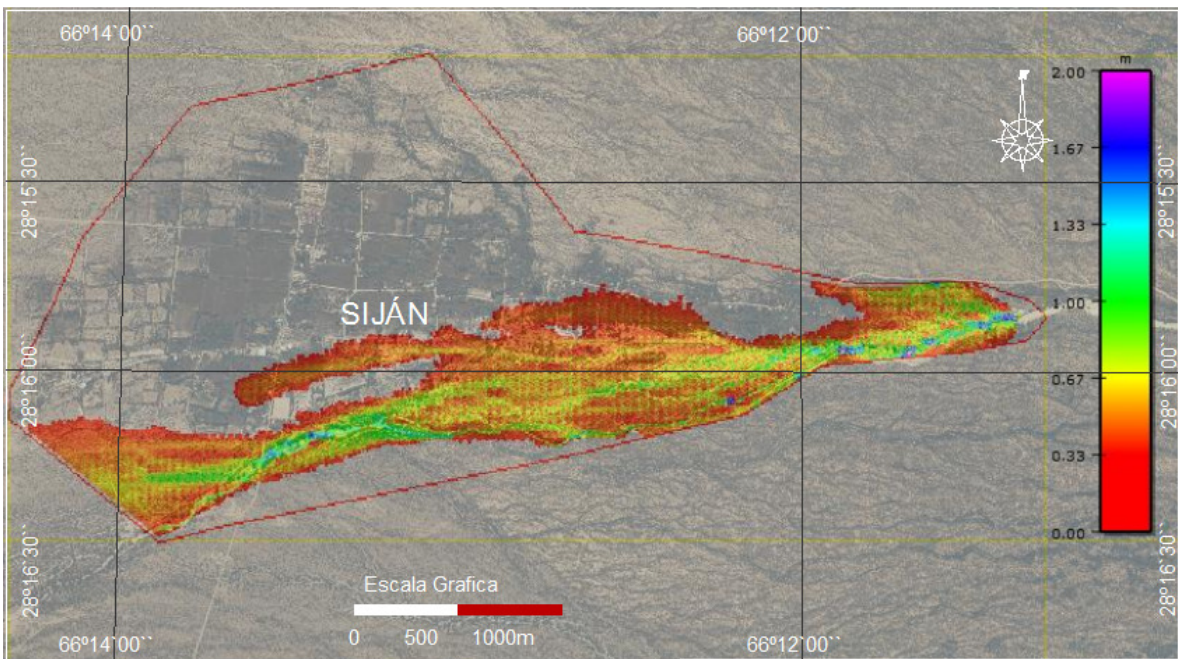


Figura 17: Tirante máximo del flujo para el Escenario 2 (Caudal líquido correspondiente a $Tr = 10$ años y $Cv_{máximo} : 0.55$)

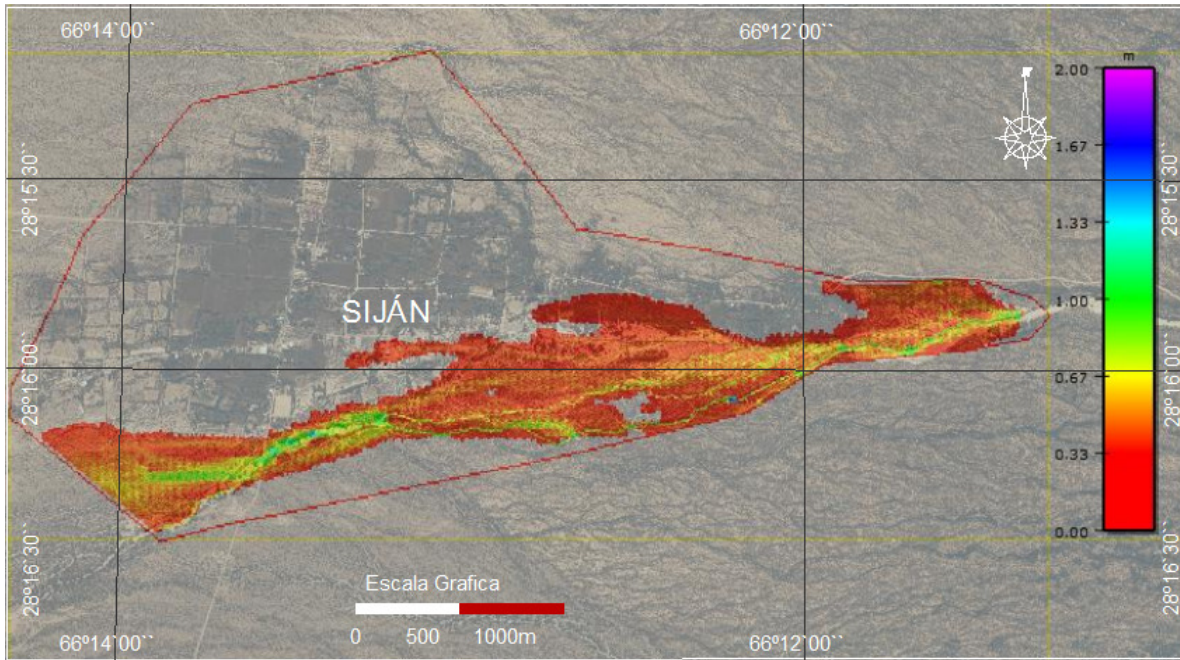


Figura 18: Tirante máximo del flujo para el Escenario 3 (Caudal líquido correspondiente a Tr 25 años y aguas claras, $Cv_{máximo}$: 0.00)

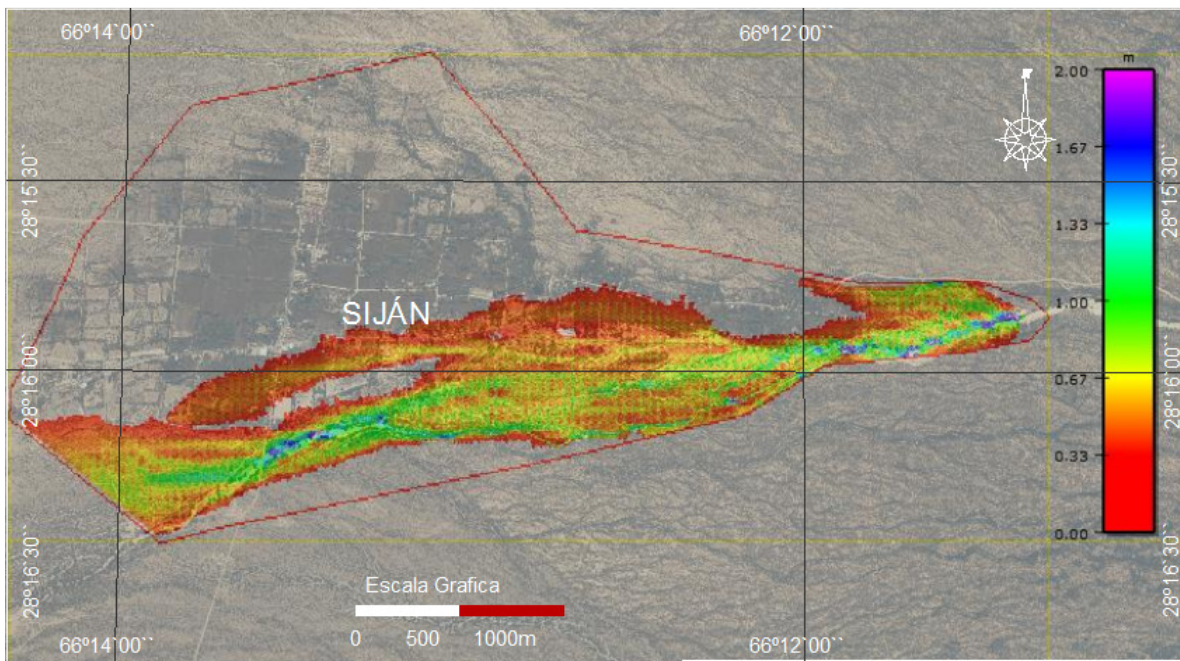


Figura 19: Tirante máximo del flujo para el Escenario 4 (Caudal líquido correspondiente a Tr = 25 años y $Cv_{máximo}$: 0.55)

Comparación con análisis geomorfológico

En la Figura 20 se muestra la mancha de inundación correspondiente al Escenario 4 con la carta de riesgo presentada en el análisis geomorfológico.

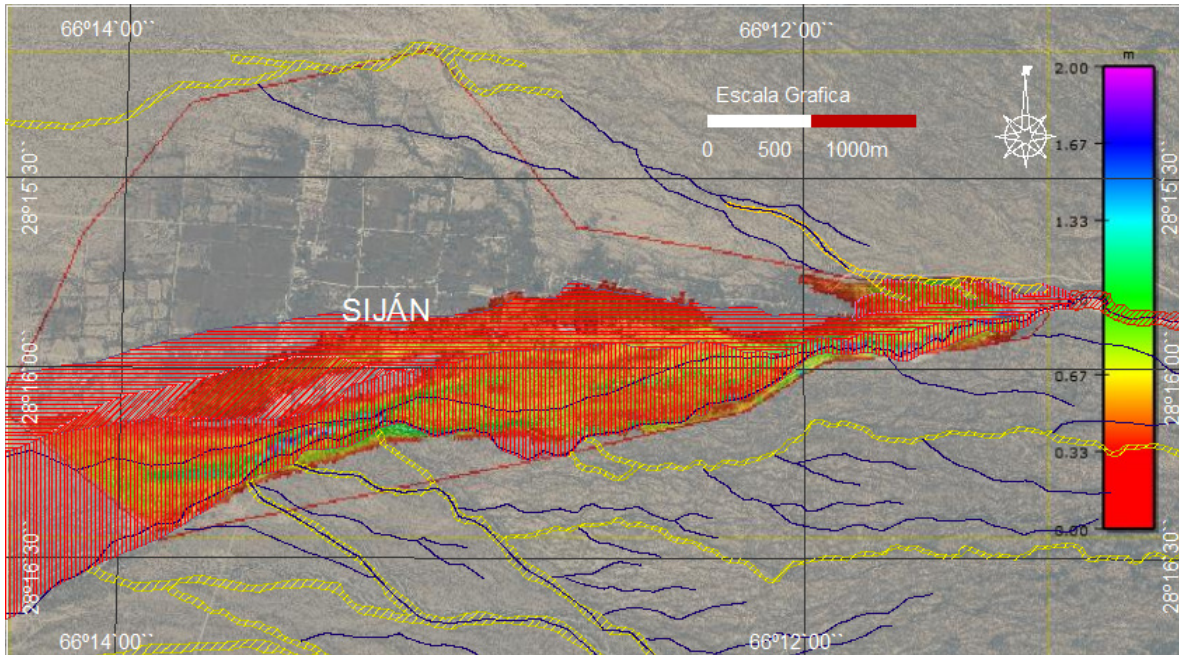


Figura 20: Comparación entre el tirante del flujo correspondiente al Escenario 4 y la carta de riesgo geomorfológica.

LIMITACIONES DEL ESTUDIO

El presente estudio, consistió en una aplicación práctica de la hidráulica de flujos hiperconcentrados. En este tipo de fenómenos la descripción de la reología de estas mezclas es parte arte y parte ciencia. Los resultados obtenidos del modelo son aceptables; sin embargo, la calibración fue limitada a pocos datos obtenidos en el campo. A continuación se presentan las principales limitaciones que se presentaron en términos de datos de campo y ajuste de los parámetros para la calibración del modelo.

Datos de campo

El relevamiento de los datos de campo fue uno de los puntos más importantes del estudio y el más laborioso. El mismo requirió de campañas topográficas de medición y de visitas a campo en las cuales se realizaron estimaciones de alturas alcanzadas por el flujo en diferentes puntos a partir de marcas observadas en edificaciones y de fotografías tomadas el día del evento. Asimismo, a base de relatos de vecinos se pudo describir cualitativamente las características del evento, como ser la velocidad de avance del alud y la composición de la mezcla. Todos estos datos fueron muy valiosos a la hora de analizar los resultados obtenidos del modelo numérico. Sin embargo, los mismos presentan incertidumbres difíciles de cuantificar.

Ajustes de los parámetros para la calibración

En cuanto a la modelación numérica, la etapa substancial fue la de “calibración y validación”. En la misma se presentaron dificultades a la hora de definir el MDT ya que el relevamiento topográfico fue realizado después del evento, y por este motivo para poder corregir el modelo de elevación se debió estimar las alturas de los sedimentos a partir de escasos datos de campo. La determinación de los parámetros del modelo, rugosidad equivalente de Manning “ n ” y máxima concentración volumétrica “ $C_{vmáximo}$ ” del evento también presentaron dificultades y se resolvieron mediante un proceso iterativo de numerosas modelaciones entre el modelo del “Punto A” y el modelo de la zona urbana, para lograr aproximar los resultados de los modelo a las observaciones de campo, tanto de velocidades del flujo como de niveles alcanzados por el mismo en puntos análogos.

CONCLUSIONES

Etapa de calibración

Sobre la base de observaciones de campo y a las modelaciones numéricas realizadas se considera que el evento ocurrido en Siján en enero de 2014 tuvo las características de un flujo de barro y que la concentración adimensional de sedimentos máxima en volumen fue de aproximadamente 0.55. Asimismo, se observa que el caudal líquido de este evento tiene una recurrencia poco menor a 10 años, lo cual coincide con lo expresado por O'Brien (2003).

Escenarios hipotéticos

Se observaron diferencias significativas entre el Escenario 1 con aguas claras y el Escenario 2 con altas concentraciones de sedimentos ($C_{vmáximo} = 0.55$), ambos con un $Q_{líquido}$ correspondiente a $Tr = 10$ años y entre el Escenario 3 y 4 correspondiente a un $Q_{líquido}$ de $Tr = 25$ años con aguas claras y con sedimentos ($C_{vmáximo} = 0.55$) respectivamente. Esto muestra que la carga de sedimento tiene una influencia significativa en la magnitud de los eventos.

La generación de estos flujos no depende únicamente del caudal líquido, sino que deben cumplirse ciertas características: la precipitación debe ser de gran intensidad y localizarse en zonas con suficiente disponibilidad de material y fuertes pendientes. Por lo tanto, la probabilidad de eventos de flujos hiperconcentrados depende de la probabilidad de ocurrencia conjunta de una serie de condiciones las cuales son difíciles de cuantificar en años de recurrencia.

Ante estas circunstancias se recomienda, ya sea para el diseño de medidas estructurales o no estructurales, proponer escenarios extremos con $Q_{líquido}$ entre $Tr = 10$ y 25 años y adoptar valores de $C_{vmáximo}$ propuestos por la bibliografía especializada. En este contexto es preciso aclarar que la probabilidad del caudal líquido es diferente (menor) a la del evento de flujo hiperconcentrado.

Finalmente, se observó que la zona de depósito de sedimentos reproducida por los "Escenarios Hipotéticos" es similar a la zona delimitada en el mapa de riesgo presentada en el análisis geomorfológico.

REFERENCIAS

- Centro de Estudio de Tecnología del Agua, FCEFyN – UNC (2016) "Estudio Integral para Establecer Acciones de Planificación, Prevención y Corrección Contra las Amenazas por Inundaciones en las Localidades del Rodeo Departamento Ambato, Saujil y Siján Departamento Pomán, Cuarta Etapa: Estudio Hidráulico", Informe Técnico, Catamarca, Argentina.
- Bagnold, R.A. (1954). "Experiments on a gravity-free dispersion of large solid spheres in a Newtonian fluid under shear", *Proceedings of the Royal Society of London, Series A*, Vol. 249, pp. 235-297.
- Flo-2D (2003). "Users Manual", Version 2003.06, Flo-2D Software, Inc., Nutrioso, Arizona, USA.
- O'Brien, J.S. and Julien, P.Y. (1985). "Physical processes of hyperconcentrated sediment flows", *Proceedings of the ASCE Specialty Conference on the Delineation of Landslides, Floods, and Debris Flow Hazards in Utah*, Utah Water Research Laboratory, Series UWRL/g-85/03, pp. 260-279.
- O'Brien, J.S. (2003). "Hazard mapping for debris flow events in the alluvial fans of northern Venezuela", *Third International Conference on Debris-Flow Hazards Mitigation: Mechanics, Prediction and Assessment*, Davos, Switzerland, September 10-12.
- Jaime, P.R., Spalletti, P. y Brea, J. D (2007). "Simulación de flujo de barro: Caso de estudio del río Iruya", *Tercer Simposio Regional sobre Hidráulica de Ríos*, Córdoba, Argentina.

O'Brien, J.S. and Julien, P.Y. (1987). "Discussion on 'Mountain torrent erosion'", in *Sediment Transport in Gravel-Bed Rivers*, Thorne, C.R., Bathurst, J.C., and Hey, R.D. (Editors), John Wiley & Sons, pp. 537-539.

O'Brien, J.S., Julien, P.Y. and Fullerton, W.T. (1993). "Two-dimensional water flood and mudflow simulation", *Journal of Hydraulic Engineering*, Vol. 119, No. 2, pp. 244-261.