

SOCIEDAD CHILENA DE INGENIERÍA HIDRÁULICA
XXIV CONGRESO CHILENO DE INGENIERÍA HIDRÁULICA

**PROCESOS DE AVULSIÓN Y TAPONAMIENTO. CASO DE ESTUDIO QUEBRADA
CRUCESITA, PROVINCIA DE HUASCO, REGIÓN DE ATACAMA.**

ALES GARCÉS C.¹
GERARDO ZEGERS R.²
ALBERT CABRÉ C.³
GERMAN AGUILAR M.⁴
SANTIAGO MONTSERRAT M.⁵

RESUMEN

Las crecidas aluvionales ocurridas en el norte del país durante los años 2015 y 2017 dejaron en evidencia la vulnerabilidad tanto de propiedad pública como privada en la región. La enorme carga de sedimentos que presenta el cauce y sus aportes laterales permite al río un gran dinamismo durante los eventos de crecida. En esta investigación se utiliza FLO 2D y Python para simular la interacción entre la quebrada Crucecita y río El Carmen considerando cambios reológicos durante el evento. Gracias a información de terreno y un modelo hidrológico se encontró que el evento consta de 4 pulsos donde el fenómeno físico dominante a modelar varía en función de la carga y tipo de sedimentos transportado por cada pulso. El resultado final es una rutina de Python que encadena los modelos hidráulicos FLO 2D considerando diferentes reologías y cambios morfológicos que ocurren en cada pulso. Esta rutina es capaz de reproducir: (1) los flujos detríticos con altas concentraciones de sedimento, (2) la evolución morfológica del sector debido a procesos de avulsión (3) el taponamiento del cauce principal y depositación de sedimento aguas arriba de la confluencia. Finalmente, se concluye sobre la importancia de datos de terreno para discriminar cuál es el proceso físico dominante en cada pulso y cómo afecta en la evolución morfológica de la cuenca.

¹Estudiante de Doctorado, Fluidodinámica, Universidad de Chile e Investigador Asociado, Advanced Mining Technology Center (AMTC), Universidad de Chile– alex.garces@amtc.cl

²Estudiante de Doctorado, Geosciences Department, Calgary University e Investigador Asociado, (AMTC), Universidad de Chile– gerardo.zegers@amtc.cl

³Ph.D, Universidad Católica del Norte – acabrec@gmail.com

⁴Investigador Asociado, Advanced Mining Technology Center (AMTC), Universidad de Chile– german.aguilar@amtc.cl

⁵Investigador Asociado, Advanced Mining Technology Center (AMTC), Universidad de Chile– santiago.montserrat@amtc.cl

1. INTRODUCCIÓN

Valle El Carmen, al igual que muchos de los valles en la región de Atacama, se caracterizan por tener cauces con caudales de unos pocos m^3/s . Durante el evento 25M, el caudal en el río El Carmen antes de la confluencia con río El Tránsito, alcanzó un caudal máximo de $63 \text{ m}^3/\text{s}$ (Gómez et. al., 2017). La baja recurrencia de estos eventos provoca que la población olvide cuál es el verdadero ancho del río. Es común ver las planicies de inundación del río ser utilizadas por agricultura e incluso viviendas poniendo en riesgo la vida de sus pobladores. En las quebradas laterales se puede ver también conos aluvionales sin canalizaciones previas al 25M. Estas prácticas inciden directamente en la vulnerabilidad de la infraestructura existente en el valle para el próximo evento.

El valle de río El Carmen, comuna de Alto del Carmen, por ejemplo, presenta importantes cambios geomorfológicos debido a la ocurrencia de estos flujos detríticos. Su caracterización es clave en el análisis territorial ya que una correcta caracterización del río puede ayudar a evitar la edificación de sectores vulnerables a un evento como los ocurridos en 2015 y 2017. En la presente investigación se reproducen, por medio de un modelo numérico, los principales procesos formativos que sucedieron durante el evento de 2015 para la quebrada Crucesita. Los resultados se contrastan con datos de terreno (Cabré, 2019; Fredes, 2016) y se concluye sobre la importancia de contar con datos de terreno sobre los depósitos generados.

2. AREA DE ESTUDIO

La zona de estudio consiste en la confluencia de la quebrada Crucesita con el río El Carmen. Esta quebrada es una cuenca de 13 km^2 , y un cono aluvional de 9 hectáreas. El dominio de modelación comprende un kilómetro hacia aguas arriba de la confluencia donde la pendiente media de la es 18% en el cauce principal y 9% en su cono aluvional. Por otra parte, el tramo de río El Carmen considerado tiene una longitud de 1.4 km. y una pendiente media igual a 1.4%.

La provincia de Huasco se caracteriza por su clima semi-árido donde eventos de precipitación como los ocurridos en 2015 y 2017 son poco comunes. La región de Atacama recibe, en promedio, menos de 1 mm /año de precipitaciones. El evento del 25 de marzo de 2015 (25M), sin embargo, excedió los 40 mm acumulados en un día y una intensidad de 10mm en 1 hora. Sólo unos pocos eventos, la mayoría con resultados catastróficos, han ocurrido en el último siglo (Bozkurt et al, 2016).

La baja recurrencia de estos eventos permite, además, la acumulación de sedimento en los cauces, especialmente sedimento fino. El patrón recurrente observado en estos eventos de precipitación fueron ondas de crecida con una alta carga de sedimentos en los primeros pulsos y luego flujos más diluidos con importante carga de sedimento grueso. Como resultado se observan procesos de avulsión del río y su taponamiento por aportes puntuales de sedimento proveniente de las quebradas laterales. Este fue el caso de la cuenca alta del Huasco, Alto del Carmen, donde ocurrieron varios flujos detríticos. La enorme cantidad de sedimento disponible previa al evento de 2015 permitió al río El Carmen un gran dinamismo morfológico. Además, cuando el aporte lateral tiene una carga de sedimentos superior a la capacidad de transporte del cauce principal, este último escurrimiento se represa, inundando hacia aguas arriba y aumentando su capacidad de destrucción hacia aguas abajo.

3. METODOLOGIA

Evento de 25 de Marzo de 2015

Hidrología

Los hidrogramas de crecida, necesarios para la confección del modelo numérico, se obtuvieron de la modelación hidrológica realizada por Gómez et al. (2017) para los valles de El Carmen y El Tránsito. Los autores construyeron un modelo desagregado a escala de quebradas para estimar los hidrogramas de aportes laterales al río utilizando un hidrograma unitario sintético (SCS). La precipitación, necesaria para forzar el modelo hidrológico, se distribuyó espacialmente de acuerdo con las 14 estaciones hidrometeorológicas disponibles que contienen registros diarios. Solo la estación Alto del Carmen, perteneciente a la red AGROMET, midió la precipitación por hora. Por esta razón, la distribución temporal del evento se supuso, para toda la cuenca, equivalente a la distribución registrada por dicha estación. La estación Alto del Carmen se encuentra a 16 kilómetros de la zona de estudio, la quebrada Crucesita.

Este modelo hidrológico logra un valor Nash-Sutcliffe de 0.78 en la validación de caudales de la estación fluviométrica río El Carmen en El Corral, estación ubicada en la parte alta de la cuenca, cuando se consideran condiciones de humedad antecedente de tipo seca CNI. Lamentablemente, las estaciones que existen a menor altitud fueron destruidas durante el evento de 2015 por lo que no se pueden utilizar en la validación. El segundo parámetro de calibración es el embalse Santa Juana el cual no vertió el agua de la crecida. El aumento del volumen embalsado sirve también como comparación entre el volumen total que escurrió durante la crecida de 2015 y el resultado del modelo hidrológico. Si bien esto tiene sentido a nivel global, en su estudio Gómez et al. (2017) mencionan que a nivel de quebrada el ajuste cambia principalmente por fenómenos locales en la distribución de la precipitación. Por esta razón, los hidrogramas de crecida para las quebradas laterales fueron validadas a través de datos sedimentológicos que demuestran la ocurrencia de caudales mayores en las quebradas menores a 35 km². Para dichas quebradas, el coeficiente de curva número fue ajustado para lograr caudales capaces de transportar los volúmenes caracterizados por Fredes (2016). Finalmente, el hidrograma obtenido para la quebrada Crucesita se presenta en la Figura 1.

En la Figura 1 se observa que el hidrograma presenta 4 ondas de crecida, las cuales son denominadas pulsos en este trabajo. Para cada uno de estos pulsos se construye un modelo numérico por separado en función de los rastros caracterizados en el trabajo de terreno de Cabré (2019). Para los pulsos 1 y 2, la duración del pulso fue levemente reducida para que coincidan con los volúmenes depositados observados en terreno. El hidrograma de cada pulso está representado por las líneas segmentadas celeste, roja, verde y negra para los pulsos 1, 2, 3 y 4 respectivamente. Para río el Carmen, el caudal máximo alcanzado en la confluencia con la quebrada Crucesita es de 54 m³/s.

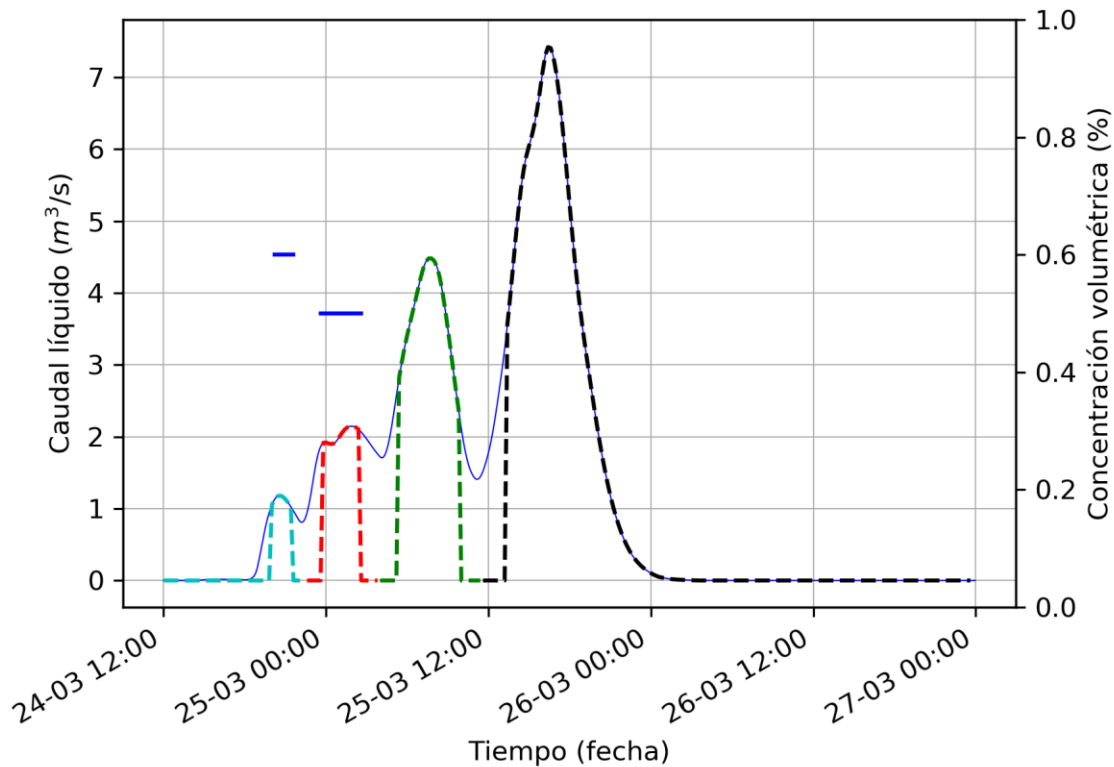


Figura 1. Hidrograma de la quebrada Crucecita en el punto de confluencia con río El Carmen.

Topografía

La topografía disponible se trata de un escaneo LiDAR post-evento 25M, obtenida durante los meses de febrero y marzo de 2017 a solicitud del Ministerio de Obras Públicas del Gobierno de Chile. El modelo de elevación digital, presentado en la Figura 2.b, tiene una resolución de $1 \times 1 \text{m}^2$ por píxel y fue post-procesada para eliminar la vegetación e infraestructura del lugar. Zegers et al. (2017) determinaron la importancia del uso de topografía de detalle y sus efectos en el resultado final de la modelación. En su estudio presentan cómo la topografía de detalle previa al evento es clave en el resultado final. El problema radica en que, por lo general, no se dispone de topografía previa al evento. Los autores proponen vías alternativas para la obtención de dicha topografía. Al igual que estos autores, en el estudio de la quebrada Crucecita se revisaron imágenes satelitales de los años 2013 y 2016 (Figura 2 c y d, respectivamente) donde se observa que la quebrada no poseía canalización. Se decide rellenar las dos incisiones generadas por flujo durante el evento para reconstruir la topografía. Otra diferencia encontrada respecto de la imagen satelital del 2013 es un pequeño depósito en la ribera poniente del río. Este depósito corresponde al sedimento que bloqueó el río y luego fue erosionado por el flujo. Además, el cauce original del río fue restituido manualmente para reestablecer las riberas del río. El remanente de dicho depósito también fue borrado para recuperar la topografía previa al evento. La topografía reconstruida, la cual es la topografía inicial del modelo numérico, se presenta en la Figura 2.a

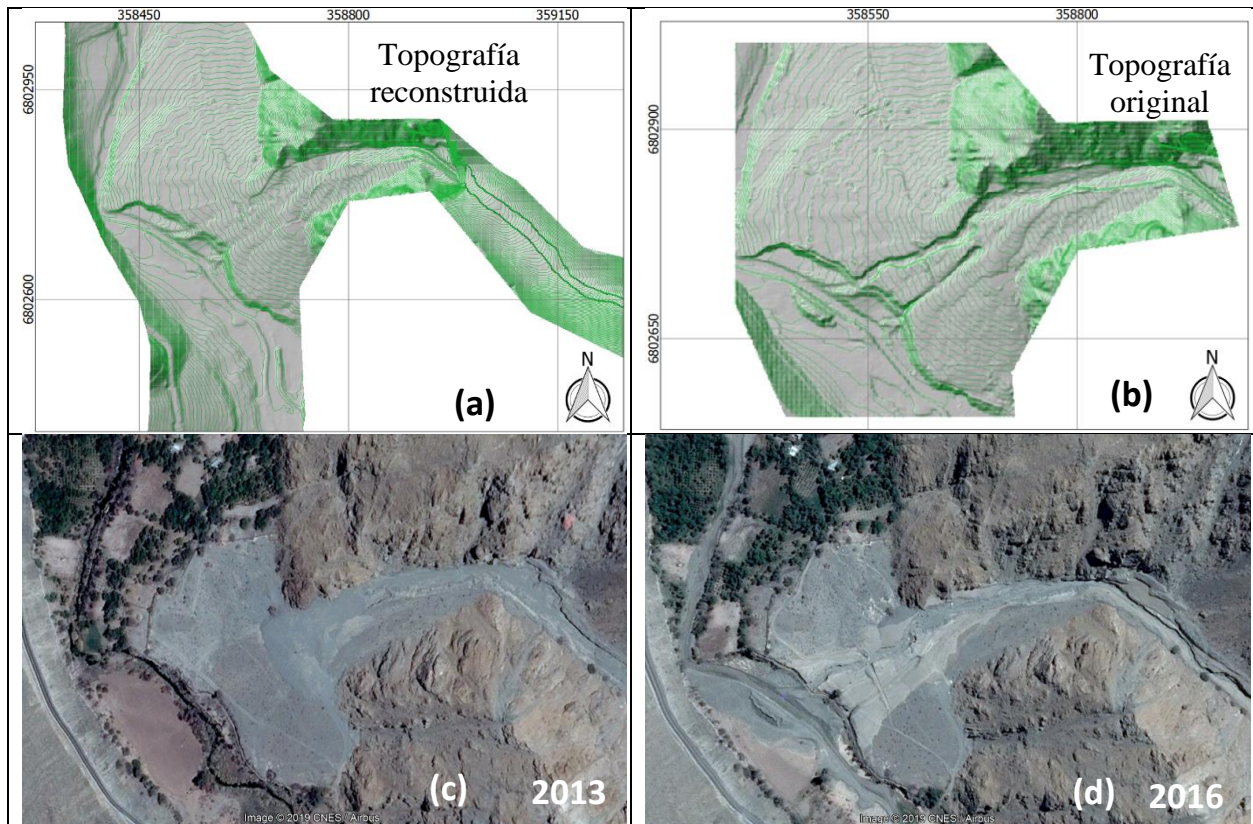


Figura 2. Topografía de detalle (LiDAR) disponible. (a) Topografía reconstruida a partir de la topografía obtenida por (b) el escaneo LiDAR post evento. (c) Imagen satelital de Google Earth en el año 2013. (d) Imagen satelital de Google Earth en el año 2016. A partir de estas imágenes se infirió que, para el evento de 2015, la quebrada Crucesita no presenta canalización.

Depósitos de sedimento

Cabré (2019) realizó una caracterización de los depósitos generados por el evento 25M para la quebrada Crucesita. En su trabajo define 6 depósitos con composiciones granulométricas distintas y generó polígonos que caracterizan su distribución espacial y temporal. Las denominadas facies F1 a F6 siguen un orden cronológico de ocurrencia. Las primeras dos facies, F1 y F2 corresponden a flujos aluvionales altamente viscosos. El primero y más viscoso de todos, corresponde al de mayor concentración de sedimento fino lo cual le permite al flujo generar un esfuerzo de fluencia. Este depósito tiene 1 metro de profundidad, mientras que el depósito F2, también con importante presencia de sedimento fino, tiene 0.3 m de profundidad. En la Figura 3 se presenta el mapa resultante donde el polígono amarillo corresponde a F1 y el polígono café a F2.

Los flujos posteriores, que generaron las facies F3 a F6, corresponden a flujos donde el sedimento transportado es predominantemente sedimento grueso. Estos flujos más diluidos aumentan la capacidad erosiva del flujo generando incisiones en el cono aluvional. La principal canalización se observa entorno a las Facies F3 y F4, destacadas en la Figura 3 por un polígono verde claro. Además, se observa una segunda incisión del cono aluvional al sur de la canalización principal. Esta corresponde a una erosión de tipo remontante. Las erosiones remontantes ocurren típicamente

cuando el nivel base del cauce principal se encuentra por debajo del nivel base del cono aluvial. Como consecuencia, existe un importante desnivel en el punto de confluencia acelerando el flujo y aumentando aún más la capacidad erosiva.

Si bien el modelo hidrológico muestra 4 ondas de crecida, los datos de terreno exponen 5 facies generadas por flujos provenientes de la quebrada. Esto se debe a una limitación del modelo hidrológico. Lamentablemente se dispone del registro horario de precipitaciones en una única estación, la estación meteorológica Alto del Carmen. La distribución temporal de la tormenta se supuso igual a la distribución temporal de dicha estación para toda la cuenca. Por esta razón, en el modelo numérico se supone que las facies F4 y F5 ocurren dentro de la misma onda de crecida.

La facie F6, destacada en la Figura 3 por un polígono verde oscuro, corresponde a un depósito generado el taponamiento del río El Carmen. La capacidad de transporte del río El Carmen se vio superada por el aporte puntual de sedimentos proveniente de la quebrada. En consecuencia, se produjo represamiento del agua aguas arriba de la confluencia y consecuentemente un embanque del sedimento producto de la reducción en la velocidad media de río El Carmen.

Gracias a la caracterización de estos depósitos generada por Cabré (2019), se observa la importancia de definir correctamente el proceso físico dominante de cada pulso por separado y la necesidad de reproducir estos fenómenos en el modelo numérico para reconstruir correctamente el evento de 2015. En resumen, la quebrada crucecita consta de dos primeros pulsos de flujos aluviales con características alta mente viscosas, 3 pulsos de flujos donde predomina el transporte de sedimento grueso y la formación de un depósito de sedimento proveniente de río El Carmen debido a su bloqueo.

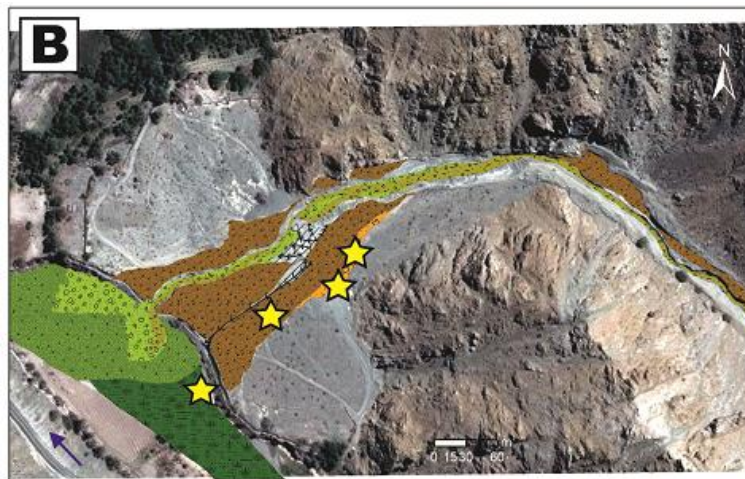


Figura 3. Facies caracterizadas por Cabré (2019) en la quebrada Crucesita.

Modelo Numérico. FLO 2D

FLO 2D es un modelo de conservación de volúmenes finitos capaz de resolver la propagación de ondas de crecida tanto para agua como para flujos detríticos en topografías complejas (O'Brien y García, 2009). El modelo resuelve las ecuaciones de continuidad y momentum promediadas en la vertical, es decir, se trata de un modelo bidimensional.

Modelo de flujos de detritos

Para la caracterización de la ley de resistencia, se estima la pendiente de fricción, parámetro S_f . Para escurrimientos de agua, S_f se calcula según la ecuación de Manning, mientras que para flujos detríticos utiliza un modelo cuadrático de reología según la (1). Esta ecuación considera los esfuerzos de fluencia, viscosos, dispersivos (colisiones) y turbulentos (O'Brien et al., 1993; O'Brien y García., 2009; Naef et al., 2006).

$$S_f = \frac{\tau_y}{\gamma_m h} + \frac{K\eta V}{8\gamma_m h^2} + \frac{n_t^2 V^2}{h^{\frac{4}{3}}} \quad (1)$$

donde, τ_y es el esfuerzo de fluencia, γ_m representa el peso específico de la mezcla agua-sedimentos, h es la altura del flujo, K un parámetro de resistencia laminar, η la viscosidad dinámica de la fase fluida, V la velocidad del flujo y n_t es el coeficiente de Manning convencional.

El parámetro que define la reología de la mezcla es la concentración volumétrica de sedimentos C_V . Sin embargo, este parámetro no hace diferencia entre el sedimento fino y el sedimento grueso. Esta diferencia es crucial en la determinación de la reología debido a que el sedimento fino y el sedimento grueso interactúan con el agua de manera diferente. Por un lado, la mezcla de agua y sedimento fino generan una mezcla equivalente con reología distinta a la newtoniana impactando directamente en los esfuerzos viscosos de la mezcla. Por otra parte, el sedimento grueso disipa energía principalmente a través de colisiones (esfuerzos dispersivos). El modelo cuadrático utilizado en el modelo debe ser calibrado para tomar en cuenta este fenómeno. O'Brien y García (2009) proponen las siguientes relaciones empíricas para calcular la viscosidad y esfuerzo de fluencia en función de la concentración volumétrica de sedimentos (C_V):

$$\eta = \alpha_1 e^{\beta_1 C_V} \quad \text{Ecuación 2}$$

$$\tau_y = \alpha_2 e^{\beta_2 C_V} \quad \text{Ecuación 3}$$

Donde $\alpha_{1,2}$ y $\beta_{1,2}$ son parámetros que deben ser calibrados. (O'Brien et al., 1993; O'Brien y García, 2009). Los valores utilizados para estos 4 coeficientes fueron obtenidos de un evento real ocurrido en Italia (D'Agostino y Tecca, 2006) debido a que uno de ellos resulta semejante en cuanto a la granulometría, particularmente en la cantidad de finos presentes en la mezcla. La validación de este modelo puede ser revisado en Zegers et al. (2017). Los valores utilizados para este estudio son $\alpha_1 = 0.0075$, $\beta_1 = 14.39$, $\alpha_2 = 0.152$, $\beta_2 = 18.7$.

Modelo de transporte de sedimentos

La modelación de flujos aluvionales supone que el sedimento grueso se mueve junto con la mezcla agua - sedimento fino. Esto permite modelar un aluvión como una mezcla equivalente monofásica. Sin embargo, cuando la concentración de sedimentos decrece, von Boetticher et al (2016) explica que el arrastre viscoso decae exponencialmente y este supuesto ya no es válido. Cuando el flujo de agua transporta principalmente sedimento grueso, las partículas son transportadas como arrastre de fondo. Para un flujo de agua y sedimento grueso, pueden ocurrir potenciales fenómenos como incisiones del terreno, avulsión, taponamiento del río, falla de pretiles, depósitos de sedimento (O'Brien y García, 2009). FLO 2D posee un componente que compara la capacidad de transporte de sedimento con la cantidad de sedimento que ingresa a cada elemento del modelo para estimar el exceso/déficit de sedimento. Debido a la granulometría de la quebrada, se elige la ecuación de Parker et al. (1984). Esta ecuación es adecuada para lechos areno-gravosos y es capaz de simular la carga de sedimentos desde transporte de fondo puro hasta flujos mixtos con material en suspensión. Además, dicha ecuación es capaz de resolver tasas de transporte para fracciones de sedimento individuales para los parámetros de flujo promediados en la vertical.

Rutina Python desarrollada

Los resultados utilizando sólo el modelo de flujos detríticos representaron de buena manera los alcances que tuvo el evento en cuanto a la zona afectada. No obstante, este modelo simplificado no es capaz de reproducir la cadena de eventos ocurridos en la quebrada, especialmente sus cambios morfológicos. La dificultad radica en que, dadas las ecuaciones, el modelo de flujos detríticos no simula los cambios morfológicos asociados con procesos de erosión y depositación de sedimento. Por esta razón, la simulación numérica implementada en este estudio combina los modelos previamente descritos encadenándolos en función de los datos de terreno disponibles y el hidrograma de crecida.

Para encadenar correctamente cada pulso es necesario actualizar la topografía resultante y preparar el modelo para el siguiente pulso. Se generó una rutina de actualización automática en Python, la cual automatiza el proceso descrito a continuación. A partir de la información del hidrograma, la rutina separa el hidrograma en pulsos y genera los archivos necesarios para la construcción del modelo. Luego se calcula la propagación de la primera onda de crecida con el módulo de flujos detríticos. La rutina Python extrae la altura final de escurrimiento resultante del primer modelo y se calcula la altura del depósito considerando la concentración volumétrica C_v , y la porosidad igual $p = 0.5$. Este depósito es sumado a la topografía inicial del modelo y se ingresa una topografía actualizada al segundo modelo el cual resuelve la propagación de la segunda onda de flujo de detritos. Una vez obtenida la topografía con la misma metodología que en el pulso 1, se cambia al módulo de transporte de sedimentos y se corre el modelo nuevamente. A diferencia de los dos primeros pulsos, el módulo de transporte de sedimentos entrega la información de depositación y erosión. En vista de lo anterior, la metodología para la actualización de la topografía varía. Para los pulsos 3 y 4, la topografía resultante se obtiene de sumar la depositación/erosión directamente a la topografía previa.

4. RESULTADOS

Tal como se anticipó en secciones previas, el principal resultado de esta investigación es la importancia de la correcta identificación del fenómeno físico predominante en cada pulso incluso dentro de un mismo evento. En la Figura 4 se presentan las alturas máximas de escurrimiento alcanzadas por los 4 pulsos caracterizados por el modelo hidrológico. Al comienzo del evento de precipitación se generó un importante arrastre de sedimento fino. Esto genera mezclas sólido líquido donde el esfuerzo de fluencia y viscoso predominan. Las profundidades de 1 y 0.3 m de las facies F1 y F2 demuestran que se trataba de escurrimientos con esfuerzo de fluencia, por otro lado, los depósitos tienen rastros que dejan en evidencia un movimiento laminar.

En la Figura 4.a se presenta el resultado del primer pulso y el polígono caracterizado F1. Si bien el resultado no se ajusta correctamente a lo observado en terreno, se tiene que el flujo posee el mismo volumen de depósito y se detiene en el mismo sector del cono aluvional (misma pendiente). La diferencia se debe probablemente a discrepancias entre la topografía reconstruida y la verdadera topografía existente previa al evento. En la Figura 4.b se presenta el pulso 2 y su correspondiente facie F2. Para este pulso sí se logra reproducir el área afectada y la altura del depósito generado. La Figura 4.c deja en evidencia el proceso de avulsión del río donde un nuevo cauce se genera. El sedimento proveniente de la quebrada lateral sedimenta en el cauce principal del río El Carmen y obliga al escurrimiento a encontrar un nuevo camino. Los rastros caracterizados por F3 representan flujos telescópicos los cuales se describen como una zona de transporte (zona donde ocurre la incisión en el cono aluvional) y una zona de depositación (en el cauce principal de río El Carmen.). Las incisiones observadas alcanzaron los 3 metros de profundidad Cabré et al. (2019). El cambio de pendiente del río respecto de la quebrada genera una disminución en la capacidad de transporte de sedimento por lo que el río El Carmen no es capaz de transportar el sedimento que recibe y este se bloquea. En la Figura 4.d se evidencian dos fenómenos importantes. (1) La avulsión del río ya es completa, es decir, el cauce original del río es completamente tapado y el nuevo escurrimiento principal se encuentra estrangulado contra la ladera opuesta del valle. (2) Debido al bloqueo temporal del río, se observa que el eje hidráulico es peraltado hacia aguas arriba de la confluencia considerablemente respecto de los pulsos anteriores.

Estimar la génesis del evento ayuda a entender por qué los flujos aluvionales ocurrieron primero y fueron seguidos de flujos más diluidos. Los eventos importantes ocurridos en la zona son los eventos de 1997, 2015 y 2017. Entre los dos primeros eventos existe tiempo suficiente para la acumulación de sedimento fino en los cauces y en las laderas aportantes. Contrario a lo ocurrido en 2015, el evento de 2017 es un evento que ocurre solo 2 años después de un evento importante. En particular para la quebrada crucecita, la quebrada transportó predominantemente sedimento grueso. Esto se tradujo en el ensanchamiento de la canalización formada en el cono aluvional. Esto demuestra que la existencia de una canalización previa al evento es crucial para el manejo de las crecidas aluvionales. Para el evento de 2017 no se observan depósitos de sedimento fino fuera de la canalización.

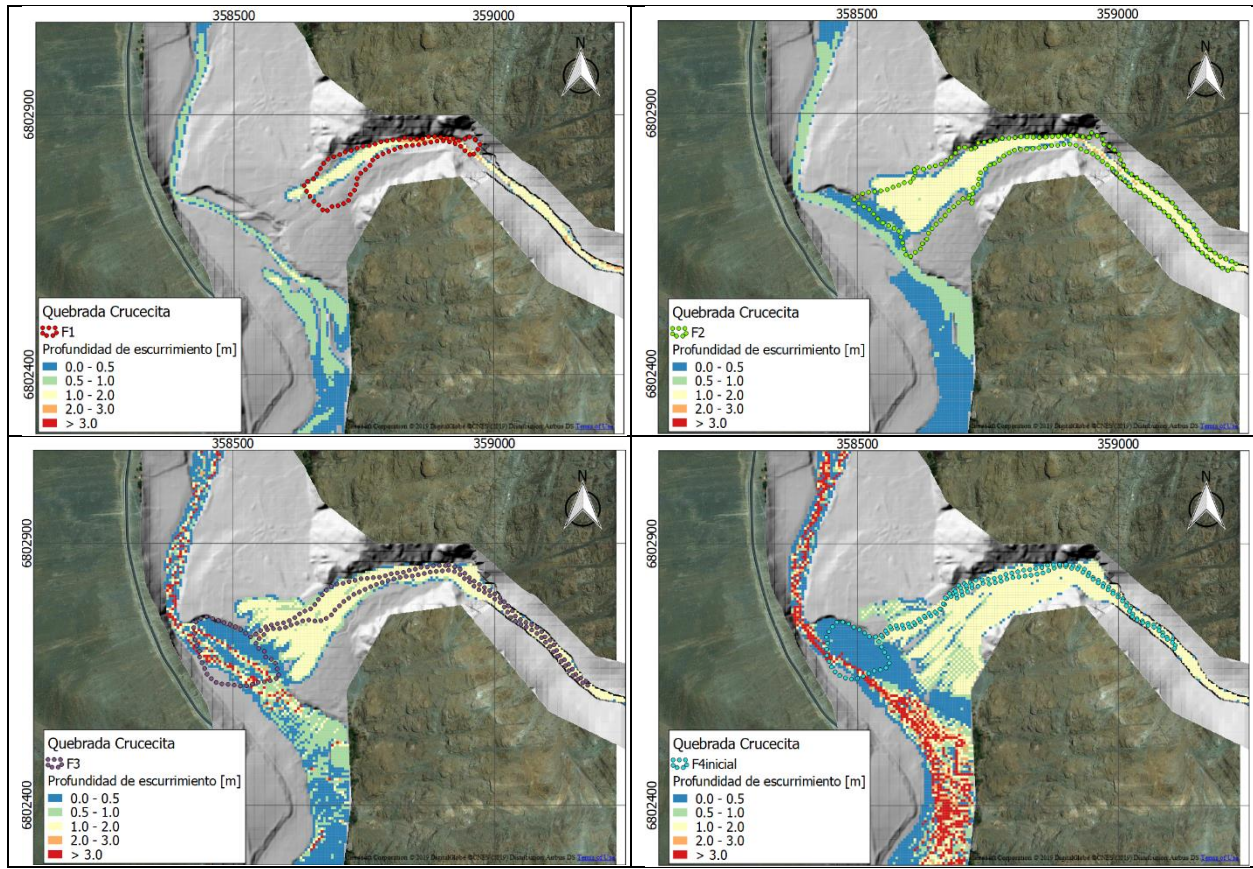


Figura 4. Profundidad máxima de escurrimiento en cada pulso

En la Figura 5 se presentan los mapas de erosión/depositación de la zona de estudio. Estos mapas caracterizan de mejor manera la evolución geomorfológica de la confluencia. Aquí los tonos azules y verdes representan erosión mientras que los tonos anaranjados simbolizan depositación. Con esta figura se observa que la zona de incisión del lecho es correctamente identificada coincidiendo con las Facies F3 y F4 caracterizadas en terreno. El modelo de transporte de sedimentos reproduce además el déficit en la capacidad de transporte de río El Carmen generando un depósito donde originalmente escurría el cauce principal. Otra fortaleza del modelo es que durante el pulso 4 se observa que la erosión remontante en el cono aluvial al sur de las incisiones F3 y F4 es reproducida correctamente por el modelo.

El depósito F5 no pudo ser reproducido debido a limitaciones en la distribución temporal del modelo hidrológico, donde se obtuvo un hidrograma de 4 pulsos. Finalmente, la facie F6 sí se reproduce en el modelo. Este último depósito se debe al bloqueo del río El Carmen lo cual permite la sedimentación del gasto sólido transportado por el río el Carmen. La inundación producida finalmente en el río aguas arriba de la confluencia presenta una buena coherencia con los rastros dejados después del evento (polígono verde oscuro de la Figura 3).

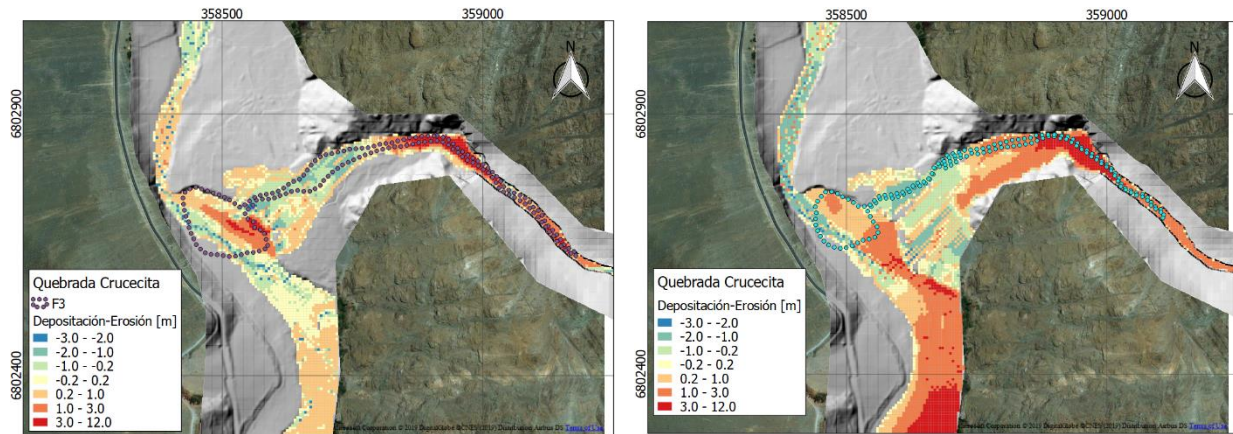


Figura 5. Evolución morfológica de la confluencia quebrada-río. En la figura se expone la diferencia de elevación en el terreno después de los pulsos 3 y 4 producto de los procesos de deposición y erosión. Los tonos azul-verdosos representan zonas de erosión, mientras que los tonos anaranjados representan deposición.

5. CONCLUSIONES

Para la reconstrucción del evento de marzo de 2015, es necesario discriminar entre las distintas ondas de crecida ocurridas dentro del mismo acontecimiento debido a que las características reológicas de cada pulso varían notoriamente. Para esto, la caracterización de depósitos generada por Cabré (2019) fue clave. Su importancia radica en que permite discriminar correctamente el proceso físico dominante de cada pulso por separado. Lo anterior permite al modelador definir las componentes relevantes en el modelo numérico y así reconstruir la evolución morfológica del sector. El estudio de los depósitos generados permite además reconocer las limitaciones del modelo hidrológico. Si bien los rastros del evento indican que existen 5 pulsos provenientes de la quebrada, el modelo hidrológico fue capaz de caracterizar solo 4 pulsos. A pesar de esto, la distribución temporal de la lluvia de la estación Alto del Carmen, situada a 16 kilómetros de la zona de estudio, parece ser una buena aproximación de la distribución temporal de las precipitaciones ocurridas en la cuenca de la quebrada Crucesita. Los volúmenes de las facies F1 y F2, al igual que las áreas inundadas por F3, F4 y F5 logran muy buena coherencia. Lamentablemente, para el estudio de escenarios futuros, la distribución temporal de las precipitaciones es una forzante con enorme incertidumbre e impacta directamente en la predicción de la fenomenología evento.

Estimar la génesis del evento ayuda a prever cómo ocurrirá el evento. A diferencia del evento de 2015, el evento de 2017 se caracterizó por tener, en general, flujos más diluidos con mayor capacidad erosiva. Los aluviones observados en la comuna de Alto del Carmen se caracterizan por ser producto de la descarga de los cauces principales en las quebradas laterales. Es decir, a medida que el agua escurre por las quebradas va incorporando sedimentos, los cuales son entregados al río principal.

La rutina Python creada se considera una buena herramienta de automatización para encadenar ondas de crecida cuyo fenómeno físico dominante varía a lo largo del evento. La modificación de los datos de entrada a FLO 2D resultó sencilla gracias a que trabaja con archivos de texto simples.

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen al centro investigación para la minería, AMTC, al centro de investigación, desarrollo e innovación de estructuras y materiales, IDIEM y a la dirección de obras hidráulicas (DOH) del ministerio de obras públicas (MOP). El primer autor agradece además la beca de Doctorado en Chile. CONICYT-PCHA/DoctoradoNacional/2019 - 21191593.

REFERENCIAS

Bozkurt, D., R. Rondanelli, R. Garreaud y A. Arriagada. 2016. Impact of warmer eastern tropical Pacific SST on the March 2015 Atacama floods. *Monthly Weather Review*, 144(11), 4441-4460.

D'Agostino, V. y P.R. Tecca. 2006. Some considerations on the application of the FLO-2D model for debris flow hazard assessment. *WIT Transactions on Ecology and the Environment*, 90.

Cabré, A. 2019. The geomorphological and sedimentological signature of extreme storm events in the southernmost Atacama Desert. The example of the March 2015 storm event. Ph.D. Thesis, Universidad Católica del Norte, 196p.

Fredes, V. 2016. Evaluación estadística de factores generadores de flujos de detritos durante el evento del 25M en la cuenca del valle Huasco, Memoria para optar al título de geólogo, Universidad de Chile.

Gomez, T.; J. Cepeda, M. Lagos y S. Montserrat. 2017. Modelación hidrológica de la tormenta 25M en la cuenca del río Huasco: Validación de caudales usando datos sedimentológicos. SOCHID 2017.

Montserrat, S. 2005. Estudio experimental de obras de protección contra aluviones. Tesis para optar al Grado de Magister en Ciencias de la Ingeniería, Departamento de Ingeniería Civil, Universidad de Chile.

Naef, D., D. Rickenmann, P. Rutschmann, y B.W. Mcardell. 2006. Comparison of flow resistance relations for debris flows using a one-dimensional finite element simulation model. *Natural Hazards and Earth System Science*, 6(1), 155-165.

O'Brien, J. S. y R. García. 2009. FLO-2D Reference manual. Available from: www.flo-2d.com.

O'Brien, J.S., P.Y. Julien y W.T. Fullerton. 1993. Two-dimensional water flood and mudflow simulation. *Journal of hydraulic engineering*, 119(2) 244-261.

O'Brien, J.S. y P.Y. Julien, 1988. Laboratory analysis of mudflow properties. *Journal of hydraulic engineering*, 114(8) 877-887.

von Boetticher, A., J.M. Turowski,, B.W. McArdell, D. Rickenmann, J.W: Kirchner. 2016. DebrisInterMixing-2.3:256a finite volume solver for three-dimensional debris-flow simulations with two calibration parameters - Part I: Model description. *Geosciences Model Development*. 2006, 9, 2909–2923.

Zegers, G., A. Garcés y S. Montserrat. 2017. Modelación 2D de flujos aluvionales. Aplicación a la quebrada La Mesilla, Provincia de Huasco. SOCHID 2017