



# Evaluación de susceptibilidad de flujos densos en la cuenca del río Blanquito, provincia de Tucumán, mediante el uso de dron y software libre

**María Constanza HEILBRON<sup>1</sup> y Diego Sebastián FERNÁNDEZ<sup>2,3</sup>**

<sup>1</sup> CONICET - Servicio Geológico Minero Argentino, Delegación Tucumán

<sup>2</sup> Servicio Geológico Minero Argentino, Delegación Tucumán

<sup>3</sup> GIGA-Facultad de Ciencias Naturales e Instituto Miguel Lillo, Universidad Nacional de Tucumán

E-mail: mc.heilbron@conicet.gov.ar

**Editor:** Francisco E. Córdoba

Recibido: 12 de diciembre de 2022

Aceptado: 4 de julio de 2023

## RESUMEN

La cuenca del río Blanquito fue escenario en enero de 1987 de un evento de flujo de detritos que causó severos daños en la localidad de Tafí del Valle. Este evento afectó numerosas casas de la villa turística y destruyó el puente de la ruta provincial 307 cortando el acceso a las localidades de los valles Calchaquíes. A pesar de este antecedente, no hubo una planificación para el desarrollo inmobiliario excepcional que se registró en la zona en los últimos 20 años. Por ello, el objetivo de este trabajo es evaluar la capacidad de generación y propagación de flujos densos en la cuenca del río Blanquito combinando información geomorfométrica, datos de campo, información histórica y modelos hidrológicos. El estudio permitió determinar que los procesos dominantes que se generarían por lluvias excepcionales en la cuenca corresponderían a crecidas de detritos que pueden afectar sectores puntuales del área urbana. La reconstrucción del evento ocurrido en 1987 arrojó como resultado que el fenómeno fue un flujo de detritos que cubrió un área de 614000 m<sup>2</sup> y cuyo caudal pico habría sido de 600 m<sup>3</sup>/s aproximadamente. La magnitud y el tipo de flujo que tuvo lugar en la cuenca del río Blanquito responderían a un evento de características extraordinarias, el cual se habría generado por la rotura de un endicamiento natural durante precipitaciones intensas. La probabilidad de que este tipo de evento ocurra nuevamente es elevada, debido a que fueron identificados depósitos de avalanchas de rocas que se encuentran obstruyendo parcialmente al río en la actualidad.

**Palabras clave:** remoción en masa, inventario de procesos, geomorfometría, modelado.

## ABSTRACT

*Density flows susceptibility assessment in the Blanquito river basin, Tucumán province, using Drone and free software.*

In January 1987 the Blanquito river basin was affected by a debris flow event that caused severe damages in the locality of Tafí del Valle. Several houses were hit by the debris flow and the bridge of 307 provincial route collapsed generating the temporal disablement of the route to the Calchaquíes valleys. In spite of this antecedent, no hazard mitigation measures were made in an area with a huge urban growth during the last 20 years. Therefore, the aim of this work is the assessment of density flows generation and propagation potential in the Blanquito river basin, combining geomorphometric information, field data, historical information, and hydrological models. Dominant processes that would be generated by exceptional rains in the basin would correspond to debris floods that can affect specific sectors of the village. The 1987's event reconstruction showed that the process was a debris flow that affected an area of 614000 m<sup>2</sup> with a peak flow discharge of approximately 600 m<sup>3</sup>/s. The magnitude and type of flow that took place in the Blanquito river basin would respond to an event of extraordinary characteristics generated by the breach of a landslide dam during intense rainfalls. The possibility of a new event occurring again is high because rock avalanche deposits were identified that are currently partially obstructing the river.

**Keywords:** mass wasting, landslide inventory, geomorphometry, modelling.

## INTRODUCCIÓN

Un flujo es el movimiento pendiente abajo de un determinado material geológico originado por una corriente intensa de aguas superficiales, causada a su vez por una fuerte precipitación, el derretimiento rápido de nieve o la ruptura de un dique natural o artificial (Cruden 1991, Highland y Bobrowsky 2008). El material movilizado comprende una mezcla de sólidos (rocas, suelo y/o materia orgánica), agua y aire. El término flujo denso (density flow) se usa para denotar un evento de flujo general impulsado por el exceso de densidad del sedimento que contiene (Talling et al. 2013). Puede comprender varios tipos de flujos diferentes como los flujos hiperconcentrados, las crecidas o inundaciones de detritos y los flujos de detritos (Pierson 2005). A la salida de las quebradas estos eventos de flujo pueden tomar diferentes formas dependiendo de la concentración de sedimentos de la mezcla que fluye. A medida que aumenta esta concentración, la corriente se puede transformar progresivamente en una corriente cargada de sedimentos y bloques denominada creciente de detritos (20 a 47 % de sedimentos en volumen) y finalmente en un flujo de detritos con un umbral de alrededor del 50 % de la concentración de sedimentos en volumen (Bertrand et al. 2013, Church y Jacob 2020). Los flujos se suelen generar en laderas o quebradas de pendientes pronunciadas, pudiendo significar un peligro severo para comunidades asentadas en valles de montaña (De Scally et al. 2010). La determinación de la susceptibilidad por este tipo de fenómeno, definida como la probabilidad espacial de ocurrencia de un flujo, es una herramienta importante para las autoridades gubernamentales a la hora de realizar un ordenamiento de su territorio (Jakob 2005).

El estudio de flujos y la evaluación de su susceptibilidad tuvo un gran auge en las últimas décadas a lo largo de todo el mundo, gracias a los avances en la aplicación de herramientas digitales como los Sistemas de Información Geográfica (SIG), procesamiento de imágenes satelitales y softwares específicos de modelado (Van Westen 2000, Hermanns et al. 2012, Kirschbaum et al. 2015, Miura 2019). En Argentina, la mayoría de los trabajos vinculados a estos movimientos que utilizan estas herramientas se relacionan con la cartografía de susceptibilidad (Moreiras 2006, Wick et al. 2010, Esper Angillieri 2014, Fernández 2017, Fernández y Puchulu 2017, Álvarez et al. 2018, Winocur et al. 2022). En Tucumán, Busnelli (2012) determinó para el sector montañoso un riesgo grave a muy grave de desarrollo de flujos densos encauzados, mientras que Fernández (2009) vincula el origen de estos movimientos en la provincia a las precipitaciones, como factor

desencadenante, y a la pendiente y grado de meteorización de los materiales, como principales factores condicionantes.

El 19 de enero de 1987, en la localidad de Tafi del Valle (Fig.1), tuvo lugar un evento de flujo que se originó en la cuenca del río Blanquito y afectó gran parte de la villa turística. El mismo fue catalogado como un flujo saturado de detritos y bloques (Sesma 1987), y como un alud de barro y piedras (Bravo 2001). Este evento generó importantes daños en la infraestructura de la zona como la destrucción de la toma de agua, daños severos en viviendas y vehículos, la destrucción de la alcantarilla de la Av. Patria (actualmente Av. Juan Calchaquí) sobre el río Blanquito y la obstrucción de los tres principales accesos a la villa turística. Por otro lado, más de 700 personas fueron evacuadas en distintos lugares de la zona sin que se reportaran muertes a causa de este evento. Peña-Monné et al. (2018) realizan una descripción detallada de los daños producidos por este evento y delimitan el área afectada por el mismo en base a fotografías aéreas y control de campo.

El objetivo de este trabajo es evaluar la generación y propagación de flujos densos en la cuenca del río Blanquito, combinando información geomorfométrica, datos de campo, información histórica y modelos determinísticos e hidrológicos. Para la consecución de este objetivo se realiza una caracterización de la cuenca (morfometría y factores de control de los procesos de remoción en masa), una descripción de las áreas de generación de procesos de remoción en masa a partir de un inventario de procesos y el análisis del evento de flujo que tuvo lugar en 1987. Este evento fue el mayor registrado en la zona hasta ahora.

## CARACTERÍSTICAS DEL ÁREA DE ESTUDIO

### Características generales

La cuenca del río Blanquito se ubica hacia el noroeste de la provincia de Tucumán, dentro del departamento Tafi del Valle y hacia el noreste del valle de Tafi (Fig. 1). Este último es un valle intramontano, con una altura promedio de 2000 m s.n.m., limitado por la sierra del Aconquija (5550 m s.n.m.) al oeste, las Cumbres Calchaquíes (4765 m s.n.m.) al este, el cerro Ñuñorco Grande (3273 m s.n.m.) al sur y el abra del Infiernillo (3039 m s.n.m.) al norte; elevándose en el centro el cerro Loma Pelada (2680 m s.n.m.). El área de estudio se desarrolla sobre el extremo sur de la ladera occidental de las Cumbres Calchaquíes, específicamente sobre el cerro Pabellón y parte del pedemonte, donde se emplaza la localidad

de Tafí del Valle. La cuenca del río Blanquito tiene una orientación general NE-SO, presenta una superficie de 21 km<sup>2</sup> y está compuesta por cinco subcuencas de aporte, denominadas Río Blanquito, Arroyo Cuchilla Delegada, Arroyo Los Monteros, Arroyo Zanja Colorada y Arroyo Guanco (Fig. 1).

La más importante por su tamaño y caudal es la subcuenca del río Blanquito. En el extremo noroccidental de la misma nace el río Blanquito, a una cota de 3717 m s.n.m., desde donde discurre con una pendiente promedio de 9.3° hasta su desembocadura en el río Tafí, a una cota de 1948 m s.n.m.

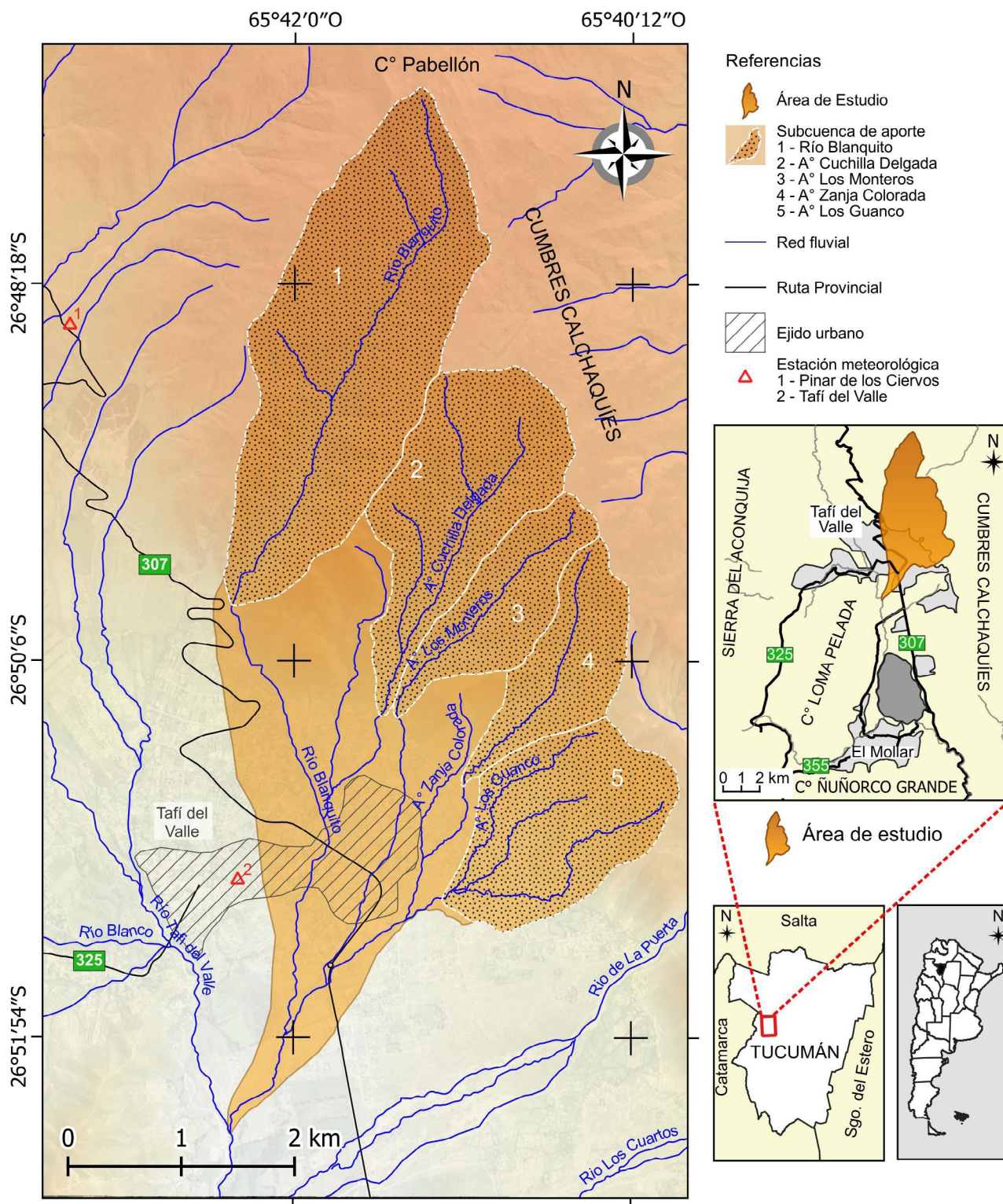


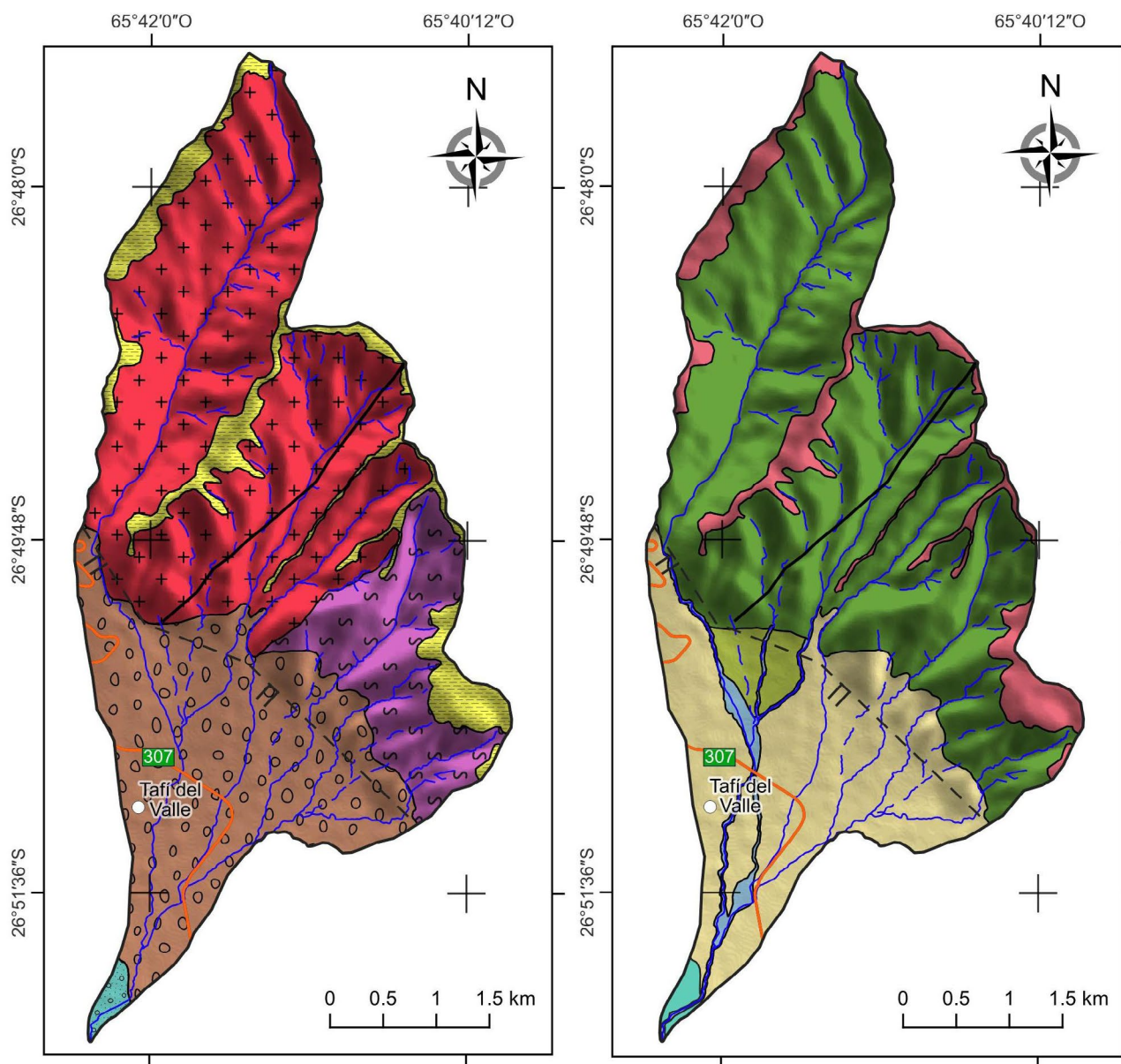
Figura 1. Mapa de ubicación del área de estudio.

De acuerdo al censo del año 2022 (INDEC 2023) la población departamental alcanza los 20091 habitantes. Del total mencionado, 4572 habitantes pertenecen al municipio de Tafí del Valle. Este último junto con la localidad de El Mollar concentra casi el 70 % de la población del departamento. El turismo tiene un fuerte impacto a nivel socioeconómico, au-

mentando el número de personas del municipio durante los períodos vacacionales a 30000 personas (Tucumán Turismo 2022).

### Geología

La geología del área de estudio se encuentra caracteri-



#### Referencias

##### Referencias cartográficas

- Ruta Provincial
- Cursos de agua principales
- Cursos de agua secundarios
- Falla con indicación de bloque hundido
- Lineamiento estructural

##### Unidades litológicas

- Depósitos de terrazas fluviales
- Depósitos del piedemonte de Cumbres Calchaquíes
- Fm. Tafí del Valle
- Basamento ígneo (Granito El Pabellón)
- Basamento metamórfico

- Holoceno
- Pleistoceno superior
- Ordovícico?
- Neoproteroz.-Cámbrico Inf.

##### Unidades geomorfológicas

- Superficie cumbreal
- Ladera denudacional
- Abanico aluvial
- Glacis cubierto
- Llanura de inundación
- Terraza Fluvial

Figura 2. a) Mapa geológico de la cuenca del río Blanco; b) Mapa geomorfológico de la cuenca del río Blanco.

zada por un basamento metamórfico de grado medio representado por esquistos bandeados con fenoblastos de biotita, granate y estaurólita (Llomparte Frenzel 2016), correspondiente a la Formación Puncoviscana (Turner 1960) de edad neoproterozoica – cámbrica temprana. El cuerpo ígneo El Pabellón (Ordovícico?), de composición monzogranítica, intruye al basamento metamórfico (Fig. 2a). Ambas unidades presentan una fuerte deformación con desarrollo de numerosas fracturas. Sobre estas rocas se apoya en discordancia la Formación Tafí del Valle (Collantes et al. 1993) de edad pleistocena tardía, compuesta principalmente por loess con intercalaciones de paleosuelos y niveles cineríticos. Por encima de la misma se encuentra una cubierta sedimentaria de edad pleistocena tardía – holocena temprana compuesta predominantemente por niveles cenoglomerádicos de bloques y guijarros angulosos a subangulosos y matriz limo – arenosa, que intercalan con capas arenosas y paleosuelos. La columna estratigráfica finaliza con depósitos de terrazas fluviales de edad holocena, representados por limos, arenas y gravas.

## Geomorfología

El valle de Tafí es un valle intramontano, que se encuentra limitado por la Sierra del Aconquija (5550 m s.n.m.) al oeste, las Cumbres Calchaquíes (4765 m s.n.m.) al este, el cerro Ñuñorco Grande (3273 m s.n.m.) al sur y el Abra del Infiernillo (3039 m s.n.m.) al norte. Es de origen estructural asociado a la actividad tectónica terciaria y cuaternaria, la cual ha influido en la evolución del relieve actual (Collantes y Busnelli 2014). Su paisaje se encuentra dominado por geoformas desarrolladas durante el Pleistoceno tardío y el Holoceno (Collantes 2001), las cuáles fueron agrupadas de acuerdo a su génesis en tres unidades por Heilbron (2019) (Fig. 2b):

**Unidades de origen denudativo:** En el área de estudio, al pie de la ladera occidental de las Cumbres Calchaquíes, se encuentra presente un tipo de forma pedemontana de origen denudativo conocida como glacis cubierto. Éste presenta una superficie plana a ligeramente ondulada, que se caracteriza por una cubierta clástica de aproximadamente 15 m de espesor dispuesta sobre los sedimentos loésicos de la Formación Tafí del Valle. El glacis cubierto se desarrolló prácticamente a partir de la coalescencia de conos cuyos materiales, según sus características geomorfológicas, sedimentológicas y estratigráficas, fueron transportados pendiente abajo por flujos de detritos, provenientes de las partes más altas de la ladera.

**Unidades de origen estructural-denudativo:** Se encuentran representadas por dos geoformas principales que son las superficies cumbrales degradadas y la ladera denudacional occidental de las Cumbres Calchaquíes. Las superficies cum-

brales degradadas presentan un relieve plano a suavemente ondulado, conservado en el sitio topográfico de las divisorias de aguas del drenaje actual de las Cumbres Calchaquíes. Se presenta como una forma relictica de la antigua planicie que comprendía gran parte del área ocupada por las Sierras Pampeanas antes de que tuviese lugar su orogenia (Sayago et al. 1998). Esta unidad se desarrolla sobre las rocas del basamento ígneo-metamórfico y en la actualidad presenta una cobertura de materiales limosos de carácter loésico, de color pardo amarillento, friables y carentes de estructura. La presencia de esta cubierta loésica posibilita el desarrollo de procesos erosivos, tales como erosión laminar y en cárcavas que contribuyen a su disección. La ladera denudacional occidental de las Cumbres Calchaquíes se caracteriza por un relieve abrupto con pendientes mayores a los 20°, presencia de escarpas estructurales y la existencia de grandes cicatrices de procesos de remoción en masa inactivos.

**Unidades de origen fluvial y aluvial:** Son aquellas geoformas cuyo origen y evolución están relacionados con procesos de erosión-sedimentación vinculados a pequeños cursos de agua que descienden de la ladera de las Cumbres Calchaquíes. Las geoformas se haya representadas por pequeñas planicies de inundación y abanicos aluviales. Hacia el sector más bajo del área de estudio cobra relevancia parte de la terraza fluvial del río Tafí que es el principal colector del valle.

## Clima

Según la clasificación climática de Köppen (1948), Tafí del Valle pertenece al tipo BSkwb, que es un clima semiárido o de estepa (BS), con lluvias en el verano y seco en el invierno (w). Además, la temperatura promedio anual es inferior a 18° C (k) y en el mes más caluroso de verano es inferior a los 22° C (b). El promedio anual de lluvias es de 494 mm para el área de la cuenca del río Blanquito, concentradas en el período estival-otoñal y caracterizadas por presentar un régimen torrencial causante de crecientes. En contraste, durante los meses de invierno y primavera, las precipitaciones son mínimas, y los cauces se encuentran temporalmente secos. Sin embargo, son comunes las precipitaciones nivales entre los 2000 y 3000 m s.n.m. durante el período invernal, las cuales contribuyen a mantener la humedad de los suelos. La distribución de las lluvias es controlada por la orografía. En tal sentido, las Cumbres Calchaquíes y la Sierra del Aconquija, ambas de orientación aproximada N-S, generan un corredor por donde circulan predominantemente los vientos húmedos y fríos del sureste. Éstos favorecen la precipitación y acumulación de humedad en laderas orientadas al sur, mientras que, aquellas orientadas al norte, reciben menores precipitaciones y

se encuentran más secas (Puchulu y Fernández 2014). Los registros meteorológicos mensuales que se encuentran disponibles en el área de estudio son de la localidad de Tafí del Valle. En la figura 3a se observa las variaciones en las precipitaciones medias mensuales para los meses de diciembre, enero y febrero medidas en la estación meteorológica Tafí del Valle (Fig. 1) durante el período 1936-1993. Se puede apreciar que los mayores valores mensuales suelen darse durante el mes de enero.

## EL EVENTO DE ENERO DE 1987

El 19 de enero de 1987, en horas de la tarde, tuvo lugar a lo largo del río Blanquito un fenómeno catalogado como alud de barro y piedras por Bravo (2001) y como flujo saturado de detritos y bloques por Sesma (1987). De acuerdo a informaciones periodísticas de la época (diario La Gaceta de Tucumán), el desborde del río Blanquito acarrió material de distinto origen y tamaño (lodo, bloques y troncos) y se habría producido por lluvias torrenciales que tuvieron lugar ese día y en los días previos. A partir de esta documentación se rescataron algunas de las características que tuvo el flujo de detritos, así como zonas afectadas y perjuicios ocasionados, datos que ayudaron a la reconstrucción del evento. Entre las consecuencias del evento se encuentran: destrucción de una toma de agua en el sector de La Quebradita con un consecuente corte del suministro de agua potable de la villa, profundización del cauce del orden de los 10 metros a la salida de la quebrada y destrucción, aguas abajo, de los estribos del puente sobre la ruta provincial 307 y de la alcantarilla ubicada sobre la Av. Patria cuyo nombre cambió por Av. Calchaquí. Además, se produjeron daños a viviendas, vehículos y la evacuación de 700 personas.

Bravo (2001) realiza un análisis de las características hidrológicas del río Blanquito concluyendo que las precipitaciones por sí solas no justifican el nivel de agua alcanzado por la creciente; sino que el flujo de detritos, denominado por el autor como "alud", fue producto de la rotura de un taponamiento del cauce principal generado, a su vez, por un deslizamiento de ladera. Dicha rotura habría tenido lugar durante un evento extraordinario de lluvias intensas, lo cual sumando a la elevada pendiente longitudinal del cauce habría provocado que el fenómeno se proyectara violentamente hacia aguas abajo. En cambio, Peña-Monné et al. (2018) sostienen que el evento se habría originado por lluvias intensas extraordinarias que generaron un caudal de descarga pico estimado de por lo menos 1000 m<sup>3</sup>/s. Esta estimación fue realizada sobre la base de las dimensiones de los perfiles transversales realizados en el

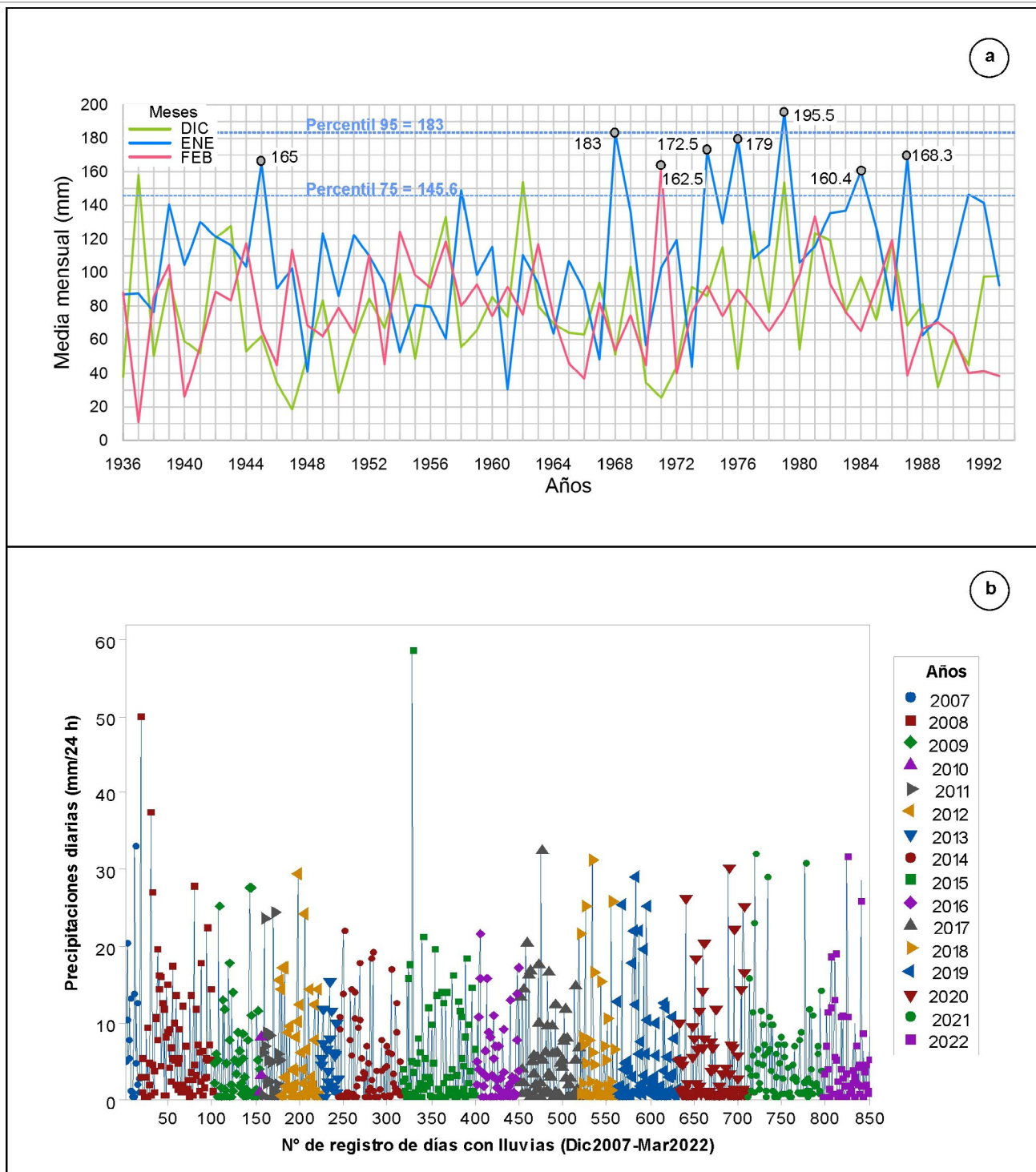
río y a testimonios recogidos de lugareños sobre el evento de inundación.

## METODOLOGÍA

La metodología de trabajo se dividió en tres etapas. En la primera etapa se realizó un inventario de procesos de remoción en masa que tienen lugar en la cuenca, se analizaron los factores de control de los mismos y se estudiaron las características morfométricas de la cuenca con respecto a su capacidad de generar flujos de detritos. El inventario de procesos de remoción en masa se realizó mediante interpretación y mapeo de fotografías aéreas a escala 1:50000 del año 1969 e imágenes satelitales multitemporales (2/2002, 4/2016, 2/2019), control de campo del mapeo y relevamiento de depósitos observados a lo largo del cauce del río Blanquito. Estos últimos se clasificaron según el tipo de movimiento, volumen del material deslizado, estado de actividad y orientación de la pendiente sobre la cual se encuentran. El estado de actividad de los procesos inventariados sobre el cauce se determinó siguiendo el glosario del Grupo de Trabajo para el Inventario Mundial de Deslizamientos de la UNESCO (WPWLI 1993). Con el propósito de caracterizar a las precipitaciones como un factor de control de los procesos de remoción en masa en el área de estudio, se realizó el análisis de la variabilidad de las mismas a escala anual empleando series mensuales recopiladas de la estación meteorológica Tafí del Valle (período 1936-1993), y series diarias registradas en la estación meteorológica Pinar de los Ciervos (período 2007-2022) (Fig. 3). Ambas estaciones pertenecen a la Estación Experimental Agroindustrial Obispo Colombres (EEAOC) y están ubicadas a 0.5 (Tafí del Valle) y 2.5 km (Pinar de los Ciervos) de la cuenca del río Blanquito (Fig. 1).

Para el estudio morfométrico se utilizaron las imágenes satelitales y un Modelo Digital del Terreno (MDT) de 10 m de tamaño de celda elaborado mediante el procesamiento con el software SAGA GIS versión 8.5 (Conrad et al. 2015) de un Modelo Digital de Elevación (MDE) ALOS PALSAR 2011 de 12.5 m de resolución espacial del Centro Satelital de la Universidad de Alaska Fairbanks (ASF DAAC 2015).

En la segunda etapa, se llevaron a cabo las distintas simulaciones de propagación de flujos en la subcuenca del río Blanquito, mediante el empleo de dos modelos, uno cualitativo y empírico aplicando el software Flow-R (Horton et al. 2013), con el cual también se corroboraron los resultados obtenidos a partir del análisis morfométrico de la subcuenca del río Blanquito, y otro de carácter cuantitativo utilizando el software Hec-RAS 6.3.1 (USACE 2022) para modelado hi-



**Figura 3.** a) Variación de la precipitación media mensual para los meses de diciembre, enero y febrero en la localidad de Tafí del Valle durante el período 1936-1993. Con puntos grises se indican los valores más elevados (>160 mm) que se registraron durante ese período; b) Registros de precipitaciones diarias para el período diciembre de 2007-marzo de 2022 en la estación meteorológica Pinar de los Ciervos.

dráulico. El primero consiste en un modelo de generación y propagación de flujos de detritos realizado a partir de un DEM ALOS de 12.5 m de tamaño de celda. La determinación de las áreas de generación de procesos se realizó considerando criterios geomorfológicos e hidrológicos, para lo cual se ingresaron en el software las siguientes capas de información:

elevación, pendiente, acumulación de flujo o área contribuyente y curvatura plana por ser los más utilizados en estudios de susceptibilidad de flujos de detritos (Wieczorek et al. 1997, Delmonaco et al. 2003, Horton et al. 2013); además de los valores característicos para la generación de flujos de detritos de cada uno de los parámetros. Los valores ingresados

fueron: pendiente  $>15^\circ$ , área de contribución  $> 1$  hectárea y curvatura plana  $< -2/100 \text{ m}^{-1}$ . Estos valores fueron seleccionados teniendo en cuenta estudios de diferentes autores (Takahashi 1981, Rickenmann y Zimmermann 1993, Horton et al. 2009). El modelo Flow-R combina algoritmos probabilísticos y energéticos para evaluar, por un lado, la trayectoria y el esparcimiento de los flujos y, por otro, las distancias máximas de propagación de los mismos. Se utilizó el algoritmo de Holmgren (1994) modificado por Horton et al. (2008) para suavizar la rugosidad del DEM y generar un esparcimiento más consistente:

$$f_{si} = \frac{(\tan B_i)^x}{\sum_{j=1}^8 (\tan B_j)^x} \quad (\text{Ecuación 1})$$

donde  $i$  y  $j$  son las direcciones de flujo (1 a 8),  $f_{si}$  es la proporción del flujo en dirección  $i$ ,  $\tan B_i$  es el gradiente de pendiente entre la celda central y las otras celdas en dirección  $i$ , y  $x$  es una variable exponencial cuyo valor óptimo para los flujos de detritos varía entre 4 y 6. Los algoritmos para la estimación de la distancia de recorrido son cálculos basados en la energía considerando un ángulo de pendiente promedio del canal aguas arriba ( $10.6^\circ$ ) y un límite de energía cinética dado por la velocidad máxima que alcanzan los flujos de detritos (15 m/s). Las áreas susceptibles definidas mediante este modelo constituyen zonas que representan áreas fuente o sectores de trayectoria de los flujos ya que se cumplen las condiciones morfológicas necesarias. La susceptibilidad se ha clasificado en cuatro categorías (muy baja, baja, moderada y alta) de acuerdo a los valores obtenidos.

En el caso del modelo hidráulico, el estudio se realizó solamente en el tramo de la subcuenca que abarca desde la salida de la quebrada hasta la desembocadura en el río Tafí, localizado en la parte baja de la cuenca. Para las simulaciones se trabajó con datos de precipitaciones diarias obtenidas a partir de la estación meteorológica Pinar de los Ciervos y se elaboró un MDT de 20 cm de tamaño de celda mediante el uso de un dron dji Phantom 4 Pro.

Se calcularon las precipitaciones diarias máximas para períodos de retorno de 10, 100 y 500 años mediante el método Gumbel (1958) utilizando los 25 registros de mayor intensidad para el período diciembre de 2007-marzo de 2022 de la estación meteorológica Pinar de Los Ciervos. Con estos valores de precipitaciones se calculó el caudal líquido máximo de salida de la quebrada de la subcuenca del río Blanquito utilizando el modelo TR-55 (USDA 1986). Éste es un método de tipo número de curva en donde el escurrimiento se calcula a partir de la siguiente ecuación:  $Q = (P - 0.2S)^2 / (P + 0.8S)$ , donde  $Q$  es la escorrentía superficial (mm),  $P$  la precipitación

(mm) y  $S$  es el parámetro de retención (mm). El parámetro  $S$  se relaciona con el tipo hidrológico de los suelos y con la cobertura vegetal del área estudiada a partir de las curvas número (CN). Las CN pueden variar de 0 a 100 y se vinculan con la retención a partir de la ecuación:  $S = 1000/CN - 10$ .

Los valores de escurrimientos obtenidos fueron utilizados para el cálculo del caudal pico que el mismo modelo permite realizar. A tales caudales se les aplicaron los factores de incremento volumétricos correspondientes al volumen de sólidos que puede ser arrastrado dentro de la subcuenca del río Blanquito en los períodos de retorno de 10, 100 y 500 años, con el objetivo de determinar los caudales totales (líquidos + sólidos) de salida de la subcuenca. El cálculo del incremento volumétrico se realizó mediante la fórmula  $IV = 1 / (1 - C_v)$ , donde  $IV$  es el incremento volumétrico y  $C_v$  es la concentración de sólidos por volumen. El cálculo de  $C_v$  se realiza a partir de:  $C_v = \text{Vol. De sedimentos} / (\text{Vol. De sedimentos} + \text{Vol. de agua})$ .

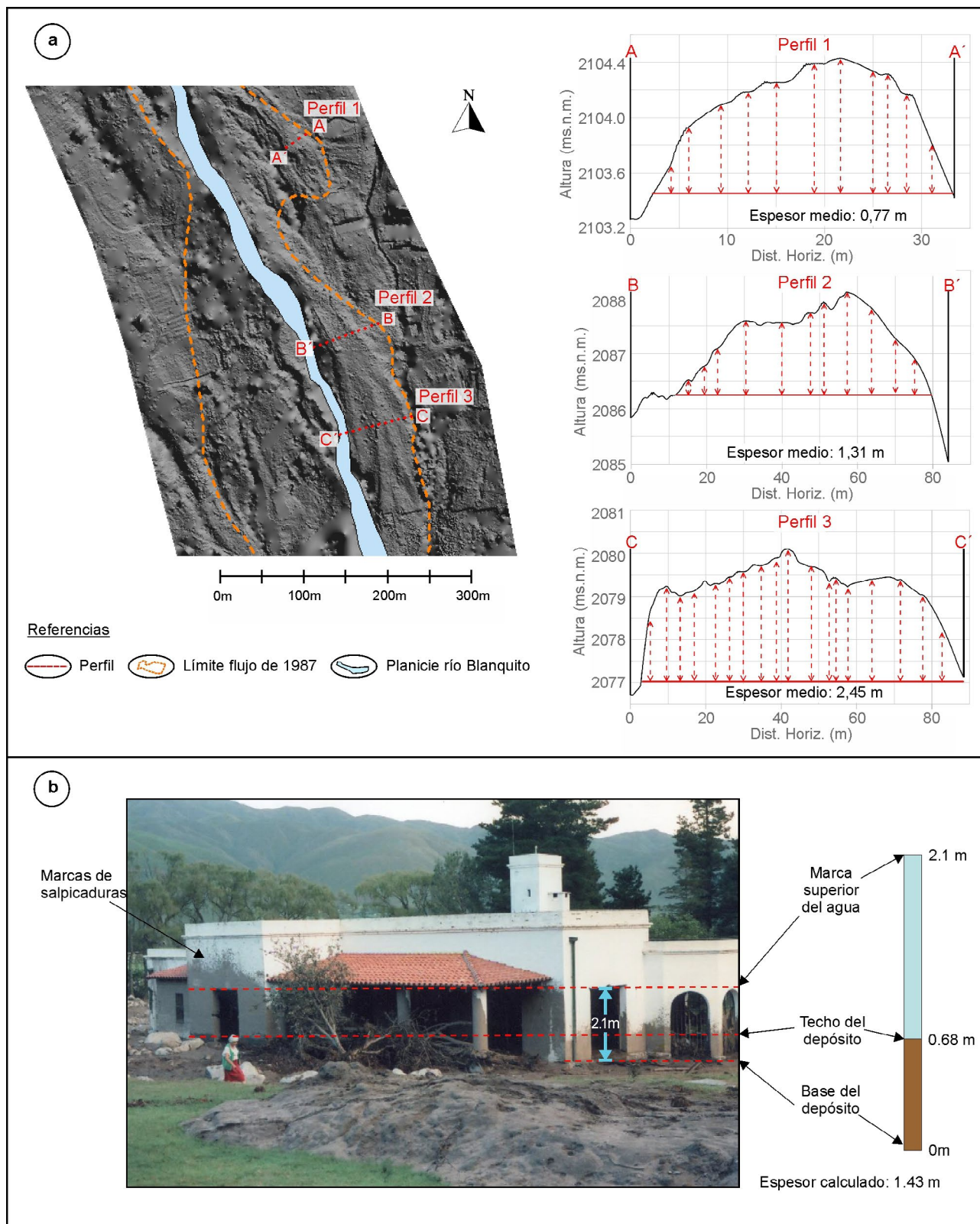
Los datos utilizados para determinar el caudal total para distintos tiempos de retorno fueron los siguientes:

- Volumen de sólidos correspondiente al 40% del volumen líquido asociado a la precipitación máxima diaria de 10 años de recurrencia. Este porcentaje de sólidos es característico de los flujos densos (Pierson y Costa 1987).
- Volumen de sólidos correspondiente al material disponible en el cauce y sus inmediaciones, que se considera podría ser movilizado por los caudales asociados a precipitaciones máximas diarias de los períodos de retorno de 100 y 500 años. Se utilizaron las mediciones de volumen de detritos realizadas en el campo.

A partir de los caudales totales obtenidos se desarrollaron tres modelos de flujo en la subcuenca del río Blanquito mediante Hec-RAS para períodos de retorno de 10, 100 y 500 años. Se utilizó como base topográfica el MDT con tamaño de celda de 0.2 m. Sobre este modelo se trazaron secciones transversales al cauce del río con una separación espacial de 200 metros.

Finalmente se caracterizó y se reconstruyó el evento de flujo ocurrido sobre el cauce del río Blanquito en el año 1987. Para la caracterización se investigaron antecedentes científicos, técnicos y periodísticos, y se delimitó la zona afectada por este fenómeno a partir de una imagen satelital Landsat 5 TM de marzo de 1987 con combinación de bandas 4-3-2 (infrarrojo cercano-rojo-verde). Por otro lado, se analizaron las características del flujo de detritos de 1987 con el fin de poder estimar el caudal pico que habría tenido el flujo y que sirviese para la reconstrucción de un evento de características similares. Utilizando el MDT de 0.2 m de tamaño de celda, se identificaron áreas en donde quedaron evidencias de depósitos





**Figura 4.** Estimación del espesor que tuvo el flujo del año 1987 en distintos sectores del área afectada: a) Cálculo del espesor medio realizado en depósitos dejados por el flujo en la sección superior; b) Estimación del espesor del flujo que golpeó una casa ubicada en la sección media. Imagen modificada de Bravo (2001).

del flujo pasado superponiendo el límite del mismo definido a partir de la interpretación de la imagen satelital Landsat de marzo de 1987. Se seleccionaron cuatro lugares en donde

se conservaron parte de esos depósitos, tres en la sección superior y uno en la sección inferior, y se trazaron perfiles transversales para ver la variación de su espesor. A partir del

uso de herramientas SIG se midieron espesores a lo largo de los perfiles tratando de que sean representativos de las variaciones que se observaban y se obtuvo un espesor medio para cada uno de los perfiles (Fig. 4a).

En la sección media del flujo, donde no se encontraron depósitos preservados debido a la urbanización, se trabajó con una fotografía tomada al día siguiente de la ocurrencia del flujo utilizando como escala de referencia una casa y la altura del dintel de la puerta que se encuentra a 2.1 m de altura. En ésta se observan el depósito de material grueso dejado por el evento (restos de árboles, bloques y barro) y las marcas que el agua alcanzó (Fig. 4b). A partir de esta fotografía se estimó el espesor medio que el flujo habría tenido multiplicando la altura que dejó el agua por la altura que alcanzó el depósito en las inmediaciones de la casa, siguiendo la metodología propuesta por Sheridan et al. (2007). Finalmente, a partir de todas las medidas calculadas, se obtuvo un espesor medio que habría tenido el flujo fuera del río igual a 1.34 m.

Al multiplicar el espesor medio por el área del flujo calculada a partir de la imagen satelital se obtuvo el volumen de material depositado. Luego para poder calcular el caudal pico instantáneo que habría tenido el flujo se trabajó con la fórmula de Costa (1988) planteada para flujos que se generan por la ruptura de diques:  $Q_p = 0.293 Mw^{0.56}$ , donde  $Q_p$  es el caudal pico del flujo y  $Mw$  el volumen del flujo. Con este valor de caudal pico se trabajó en la reconstrucción del evento mediante Hec-RAS.

## RESULTADOS

### Características morfométricas de la cuenca del río blanquito

La cuenca del río Blanquito presenta un área de aproximadamente 21 km<sup>2</sup> con una red de drenaje de una longitud total de 54.9 km, compuesta por cauces intermitentes, exceptuando el río Blanquito que es de carácter permanente, los cuales en conjunto desarrollan un patrón paralelo a subdendrítico. Se determinó, siguiendo el criterio de Strahler (1964) para la jerarquización de una red hidrográfica, que la cuenca del río Blanquito es de orden cuatro. Los principales parámetros morfométricos calculados para la cuenca, clasificados en parámetros de relieve, forma y de intensidad fluvial, se pueden observar en el cuadro 1.

Las alturas están comprendidas entre los 3717 m s.n.m. en el extremo norte de la cuenca en cercanías de la naciente del río Blanquito y los 1948 m s.n.m., correspondientes a la cota de desembocadura del río Blanquito en el río Tafí. La diferencia entre las alturas mínima y máxima definen un relieve

de 1769 m y contribuye a la determinación de una pendiente media de la cuenca de 9.3°. Por otra parte, el conjunto de parámetros de intensidad fluvial (Cuadro 1) indica que la cuenca del río Blanquito tiene características torrenciales. Esto se ve reflejado principalmente por la relación de longitud, el coeficiente de torrencialidad, la frecuencia de drenaje y la densidad de drenaje. Un coeficiente de torrencialidad igual a 1.52 indica una elevada susceptibilidad a la erosión y moderada a alta torrencialidad (Romero Díaz y López Bermúdez 1987). De acuerdo a la clasificación de Delgadillo y Páez (2008) los valores de densidad de drenaje (2.6 km/km<sup>2</sup>) y frecuencia de drenaje (1.99 cauces/km<sup>2</sup>) son relativamente elevados y característicos de cuencas torrenciales.

La forma de la cuenca, evidenciada de manera gráfica por el trazo del perímetro de la misma, es alargada en dirección N-S con un ancho variable; los parámetros de forma soportan lo observado anteriormente, con una relación de elongación < 1 indicando una tendencia moderadamente alargada, un índice de circularidad de 0.47 manifestando una forma lobulada y un factor de forma muy bajo caracterizando a la cuenca como muy alargada (Henao Sarmiento 1988). Tales características en la forma de la cuenca indican que la probabilidad a experimentar crecientes frecuentes es baja y que los tiempos de concentración serían mayores comparados con los de otra cuenca de igual área, pero de forma más circular.

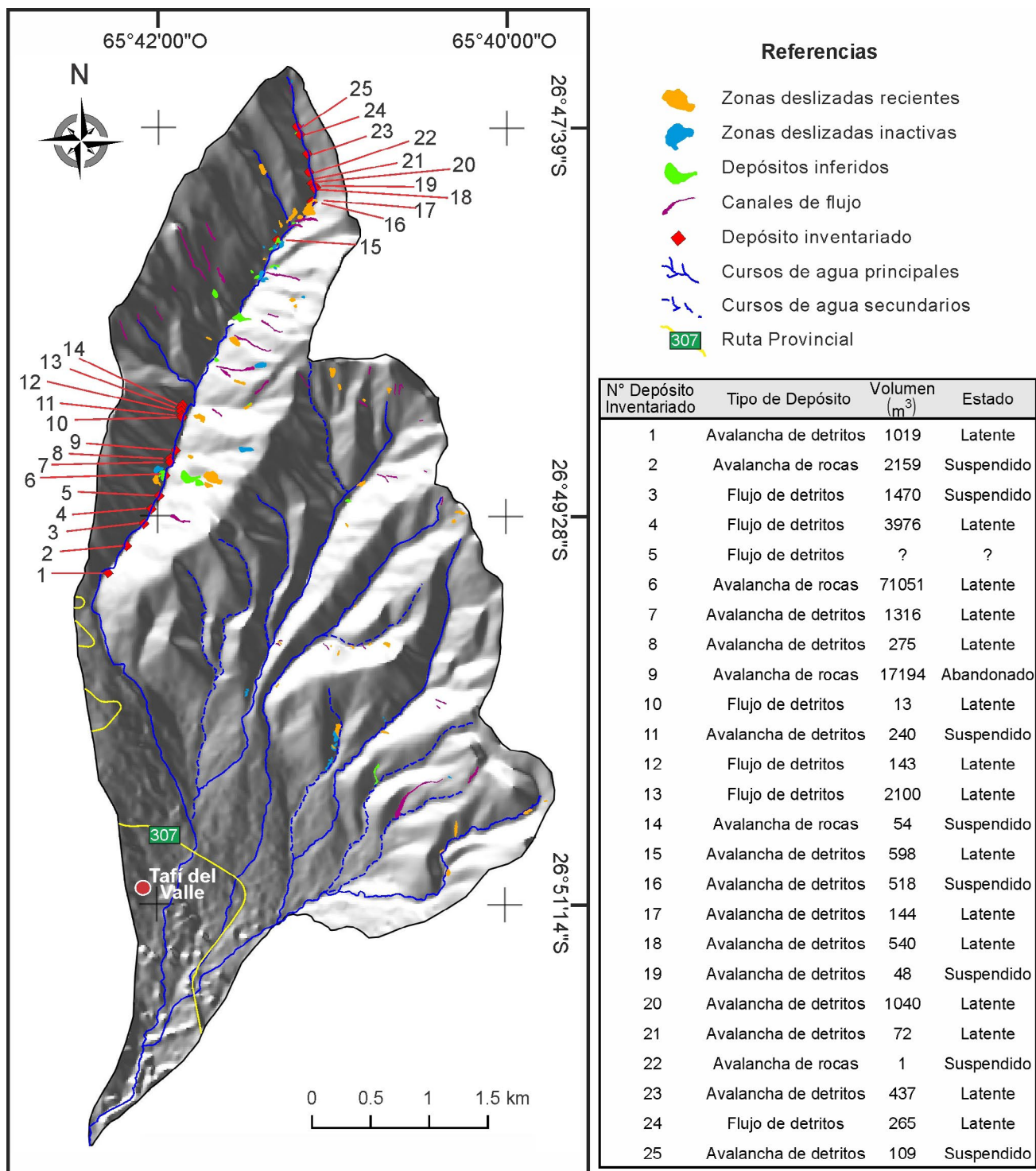
El tiempo de concentración para la cuenca del río Blanquito según Kirpich (1940) es de 50 minutos, mientras que el método de Carter (1961) arroja un valor de 42 minutos, obteniendo un tiempo de concentración promedio de 46 minutos.

### Evaluación de la situación actual de la cuenca

**Inventario de procesos de remoción en masa:** Se identificaron 66 zonas deslizadas en los sectores de laderas de la cuenca del río Blanquito, de las cuales 24 se encuentran activas y 42 inactivas. La mayoría de los procesos de remo-

**Cuadro 1.** Parámetros geomorfométricos de la cuenca del río Blanquito.

Parámetros Geomorfométricos	Cuenca del Río Blanquito
Relieve y Forma	
Área	21.08 km <sup>2</sup>
Perímetro	23.72 km
Relieve	1.769 m
Pendiente	16.38% - 9.3°
Longitud de la cuenca	10.8 km
Relación de elongación	0.48
Índice de Circularidad	0.47
Intensidad Fluvial	
Longitud total de ríos	54.9 km
Coefficiente de torrencialidad	1.52
Densidad de drenaje	2.6 km/km <sup>2</sup>
Frecuencia de drenaje	1.99 cauces/km <sup>2</sup>

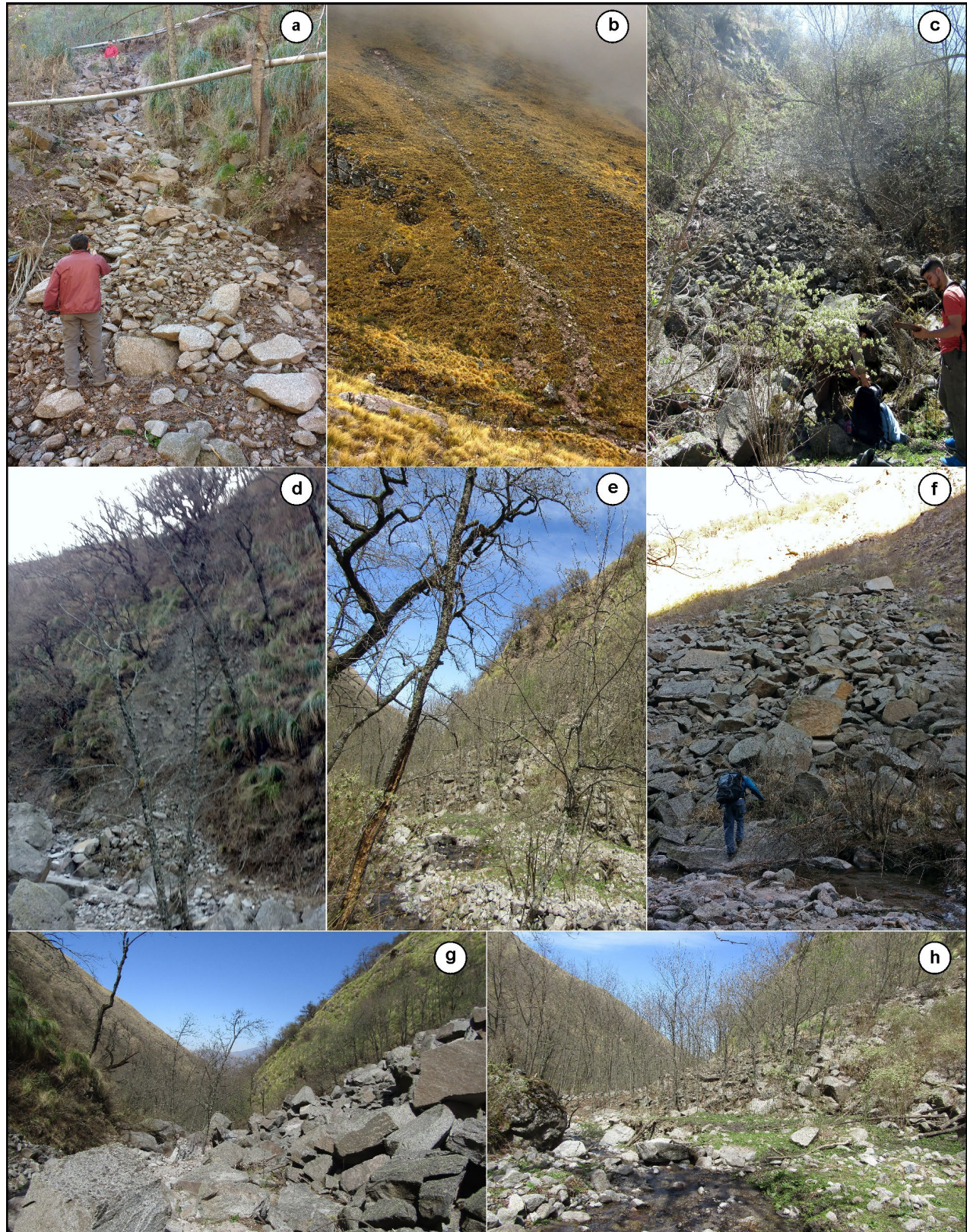


**Figura 5.** Inventario de deslizamientos realizado en la cuenca del río Blanco con indicación de volumen de depósitos medidos y estado de actividad según WPWLI (1993).

ción en masa inventariados en la cuenca del río Blanco se concentran en la subcuenca homónima. En esta subcuenca se registraron 25 depósitos de procesos de remoción en masa sobre el cauce del río, que se generaron a partir de flujos de detritos, avalancha de detritos y avalancha de rocas. En el mapa de inventario de procesos de remoción en masa (Fig. 5) se presentan las zonas deslizadas, los canales de

flujo, los depósitos inferidos en las laderas y los depósitos ubicados sobre el cauce del río Blanco. Además, se identificaron otros depósitos sobre el cauce del río Blanco, correspondientes a microdeslizamientos, desplomes de detritos y caídas de roca, los cuales no fueron mapeados debido a su reducido tamaño.

Los depósitos de flujos de detritos observados presentan



**Figura 6.** Depósitos de remoción en masa identificados en la subcuenca del río Blanquito: a) Depósito de flujo de detritos (D3) en estado suspendido. b. Flujo de detritos D24, localizado en las nacientes del río Blanquito, en donde se aprecia la zona de despegue, el canal de flujo y el depósito. c. Avalancha de detritos (D1) en la parte baja de la quebrada; d) Avalancha de detritos (D8) de pequeña magnitud; e) Depósitos de la avalancha de rocas (D9) en estado abandonado; f) Vista lateral de los depósitos de avalancha de rocas (D6) en estado latente; g) Vista aguas abajo de los depósitos de avalancha de rocas (D6) cubriendo el valle del río generando una obstrucción casi total del mismo; h) Vista aguas abajo de los depósitos de avalancha de rocas (D9) que cubrieron parcialmente la margen derecha del río obligando su desvío.

forma lobulada, están constituidos por bloques angulosos a subangulosos de tamaños variables, cuya mayor dimensión varía entre 10 y 80 cm y están distribuidos de forma aleatoria en una matriz de sedimentos de granulometría más fina compuesta principalmente por arena (Fig. 6a). Estos depósitos están asociados a canales de flujo que los conectan con sus respectivas zonas de aporte (Fig. 6b). Se identificaron siete de estos depósitos, los cuales presentan un volumen mínimo de 12.8 m<sup>3</sup>, un máximo de 3976 m<sup>3</sup> y un promedio de 1324 m<sup>3</sup>. Por su parte, los depósitos de avalanchas de detritos son los más abundantes, habiendo sido inventariados 13 depósitos. Éstos son de tamaño variado con volúmenes entre 48 m<sup>3</sup> y 1300 m<sup>3</sup> y con un promedio de 523 m<sup>3</sup>. Estos depósitos presentan forma aproximadamente cónica, se componen principalmente de bloques subangulosos a angulosos de composición granodiorítica y cuyos tamaños varían entre 10 y 70 cm en su longitud máxima y se caracterizan por ser clastoportantes (Figs. 6c y d). Por último, se identificaron cinco depósitos de avalanchas de roca, siendo éstos los menos abundantes. Tienen tamaño muy variado, desde pequeños con volúmenes de 54 m<sup>3</sup>, pasando por uno intermedio de 17194 m<sup>3</sup> (Fig. 6e), hasta uno de gran tamaño con 71000 m<sup>3</sup> (Fig. 6f). Están compuestos por bloques angulosos y poco meteorizados, con una dimensión mayor que varía entre 0.30 y 0.60 m en las avalanchas más pequeñas y entre 0.5 y 2.0 m en las más grandes, predominando en estas últimas los individuos de aproximadamente un metro. Debido a los volúmenes de los depósitos de avalancha de rocas y a su localización transversal al cauce del río, éstos pueden generar la obstrucción total o parcial del río Blanquito, lo que constituye una probabilidad elevada de generación de flujos de gran magnitud por rotura del endicamiento natural (Figs. 6g y h).

**Factores de control de los procesos de remoción en masa:** Las series mensuales de precipitaciones para la zona de estudio muestran que las mismas presentan una marcada estacionalidad de las lluvias, concentrándose en los meses de diciembre, enero y febrero. Estas precipitaciones constituyen el factor desencadenante principal de los procesos de remoción en masa en la cuenca. En tal sentido, se pueden considerar dos parámetros como los más importantes, uno de ellos la acumulación progresiva de agua en el sustrato a causa de precipitaciones pluviales persistentes durante varios días, y el otro las precipitaciones intensas de corta duración.

En el caso del año 1987, cuando se produjo el evento, la precipitación media mensual de enero fue de 168.3 mm siendo una de las más elevadas para el período de registro. Sin embargo, existieron otros años como en 1968, 1974, 1976 y 1979 con valores medios mensuales superiores al registrado en 1987 (Fig. 3a) en donde no tuvieron lugar eventos de creci-

da e inundación en la villa turística. En base a los registros de precipitación de la estación Tafi del Valle se calculó el tiempo de retorno correspondiente al valor de la media mensual de enero de 1987 mediante el método Gumbel (1958), obteniendo un período de retorno de 11.8 años. Es decir, que si bien fue un mes muy lluvioso no fue estadísticamente excepcional. Existe una probabilidad superior al 8 % de que se produzcan precipitaciones mensuales similares durante el mes de enero para la zona de estudio en cualquier año.

La intensidad constituye el parámetro de las precipitaciones que más influye en la generación de procesos de remoción en masa. El análisis de las precipitaciones diarias del período diciembre de 2007-marzo de 2022 muestra que las intensidades varían entre 19 mm/24hs y 58 mm/24hs (Fig. 3b). Los valores de precipitación diaria más elevadas tuvieron lugar en enero de 2008 con 49.76 mm/24hs y enero de 2015 con 58.8 mm/24hs. Estas precipitaciones se deberían considerar como extremas para el área ya que en general las máximas diarias varían entre 20 y 30 mm/24hs. El valor medio de las precipitaciones diarias para el período de estudio fue de 5.3 mm y el percentil 99 calculado fue de 26 mm. De todas formas, a pesar de que las precipitaciones registradas en enero de 2008 y enero de 2015 pueden ser consideradas como anómalas, al menos para la serie estudiada, no generaron crecidas de magnitud en la cuenca del río Blanquito.

Por otra parte, los principales factores condicionantes de los movimientos en masa de la zona son el tipo de roca, su grado de meteorización y fracturamiento, la pendiente del terreno y la cobertura vegetal.

El análisis entre la litología y las zonas deslizadas, tanto recientes como inactivas, mostró que el 71 % de estas últimas tuvieron lugar en monzogranitos (densidad: 4.8/km<sup>2</sup>), el 17 % en metamorfitas (densidad: 0.9/km<sup>2</sup>) y el 12 % en cenoglomerados (densidad: 1.43/km<sup>2</sup>).

Por otra parte, se observó una fuerte meteorización de los materiales, reconociéndose dos procesos principales: la crioclastia asociada a los amplios cambios de temperatura diurnos y estacionales, comunes en la zona de estudio, y el intemperismo químico favorecido por el proceso antes mencionado y por la presencia de numerosas diaclasas, principalmente en las rocas ígneas. Esto se confirma por la gran cantidad de material detrítico disponible en la zona para ser removido. Con respecto a la pendiente, ésta varía desde 3° en sectores pedemontanos hasta más de 40° en laderas. Los procesos estudiados se produjeron a partir de los 12° y hasta los 49°, concentrándose la mayoría de ellos entre los 21° y 39°. En relación a la cobertura vegetal, los procesos de remoción en masa observados ocurren en sectores con vegetación de pastizal de altura (Cabrera 1976), compuestos por grami-

**Cuadro 2.** Indicadores geomorfométricos calculados para la subcuenca del río Blanquito.

Parámetro	Descripción	Unidades	Subcuenca Río Blanquito
Área (A)	Área de la cuenca definida topográficamente	km <sup>2</sup>	5.72
Longitud de la cuenca (LC)	Longitud planimétrica de la línea recta que une el ápice del abanico con el punto más distante de la divisoria de cuenca	km	5.24
Relieve (R)	Diferencia de altura entre los puntos más alto y más bajo de la cuenca	km	1.41
Pendiente de la cuenca (P)	Pendiente media de la cuenca	°	26.08
Pendiente del canal aguas arriba (PC)	Pendiente media del canal principal medida aguas arriba del abanico	°	10.60
Pendiente del abanico aluvial (PA)	Pendiente media del abanico	°	6.39
Índice de rugosidad de Melton (IRM) <sup>1</sup>	Cociente entre el relieve de la cuenca y la raíz cuadrada del área de la cuenca		0.60
Índice de relieve (IR) <sup>2</sup>	Cociente entre el relieve de la cuenca y el área de la cuenca		0.22

<sup>1</sup>Melton (1957); <sup>2</sup>Schumm (1956)

neas y arbustos dispersos, así como sobre afloramientos de roca sin cobertura vegetal, especialmente en las laderas de la subcuenca del río Blanquito.

**La subcuenca del río Blanquito como generadora de flujos densos:** La existencia de un antecedente de flujo de detritos de gran magnitud generado en la subcuenca del río Blanquito amerita el estudio de algunos parámetros geomorfométricos con el fin de determinar si ésta es propensa a generar nuevos eventos de carácter similar. Estos parámetros resultan de gran ayuda como una primera aproximación a la hora de discriminar entre distintos tipos de flujos densos que pueden tener lugar en una cuenca (Giano et al. 2021). Entre los parámetros más utilizados se encuentran el área de la cuenca (A), longitud de la cuenca (LC), relieve de la cuenca (R), índice de rugosidad de Melton (IRM), pendiente del canal aguas arriba (PC), pendiente del abanico (PA) y el índice de relieve (IR). Los parámetros calculados para la cuenca se resumen en el cuadro 2.

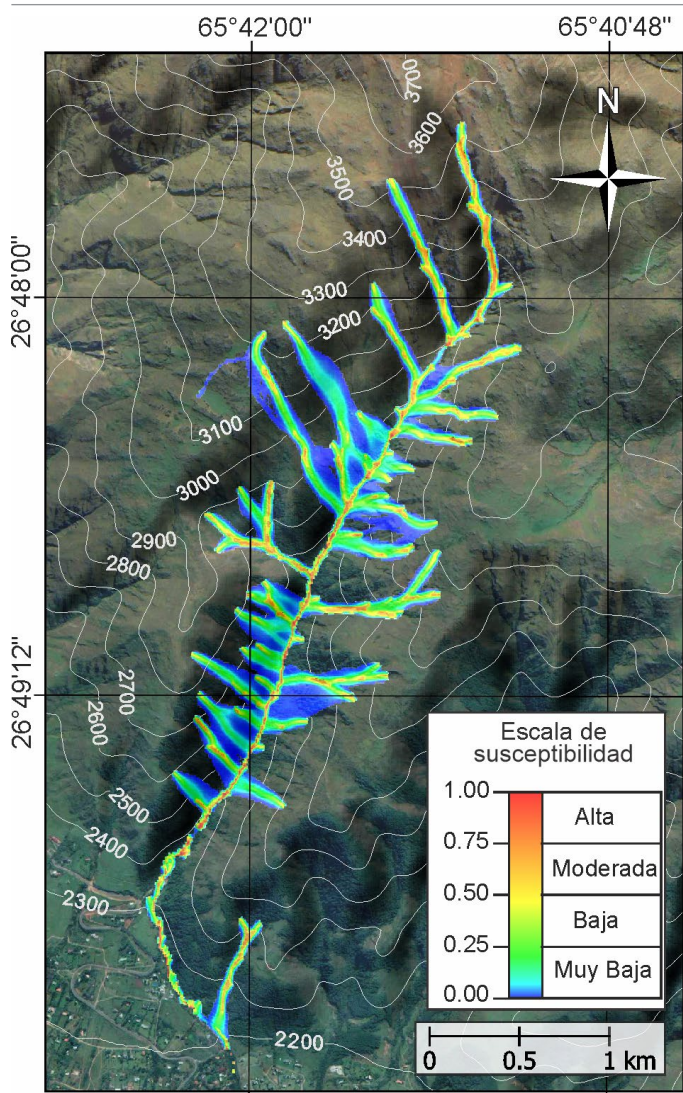
La subcuenca del río Blanquito constituye una cuenca de aporte pequeña y alargada con un área de 5.72 km<sup>2</sup>, una lon-

gitud de 5.24 km y un relieve local de 1.410 m. Presenta una pendiente media de 26°, siendo la pendiente de su abanico de 6.39°. El índice de rugosidad de Melton es de 0.60. Estos parámetros geomorfométricos indican que la cuenca tendría un comportamiento hidrológico más compatible con procesos de crecida o inundación de detritos que con procesos de flujos de detritos sobre la base de clasificaciones geomorfológicas propuestas por diferentes autores (Wilford et al. 2004, De Scally y Owens 2004, Ilinca 2021) (Cuadro 3).

A partir del modelo cualitativo empírico resultante del uso de Flow-R, se definieron las zonas de susceptibilidad moderada (0.50 – 0.75) a alta (0.75 – 1.00) las cuales ocupan principalmente los fondos de quebrada y en menor medida sectores de laderas. Las zonas de alta a moderada susceptibilidad identificadas en las laderas, podrían corresponderse con áreas fuente de flujos de detritos (Fig. 7). En tal sentido, se corroboró que un 60 % de las áreas deslizadas inventariadas se corresponden con las superficies que este modelo determina como susceptibles de sufrir procesos de flujos de detritos. Las áreas con susceptibilidades moderadas a altas

**Cuadro 3.** Principales clasificaciones utilizadas para la identificación del tipo de flujo predominante en una cuenca a partir de parámetros geomorfométricos.

Fuente	Parámetros Geomorfométricos					Tipo de flujo predominante
	IRM	LC (km)	PA (°)	A (km <sup>2</sup> )	IR	
Wilford et al. (2004)	<0.3	0-20				Inundación
	0.3-0.6	0-20				Crecida de detritos
	>0.6	<2.7				Flujo de detritos
De Scally y Owens (2004)	<0.75		<7.5			Inundación
	>0.75		>7.5			Flujo de detritos
Ilinca (2021)	<0.3	0-20		0-122	0-0.2	Inundación
	>0.3	0-20		>8.2	0.2-0.8	Inundación
	0.3-0.55	0-5.2		0-8.2	0.2-0.4	Crecida de detritos
	>0.55	1.7-5.2		1.1-8.2	0.4-0.8	Crecida de detritos
	>0.55	<1.7		<1.1	0.4-0.8	Flujo de detritos



**Figura 7.** Resultado del modelado de áreas de generación y propagación de flujos de detritos realizado mediante el software Flow-R para la subcuenca del río Blanquillo.

localizadas en los fondos de quebradas corresponderían a zonas de propagación de flujos de detritos (Fig. 7). Estas zonas de propagación alcanzarían a llegar hasta la salida de la quebrada principal pero la probabilidad de propagación desciende drásticamente hacia la zona de pedemonte, alcanzando valores entre 0 y 0.25, es decir, muy baja.

### Simulación de flujos densos por eventos de lluvias extremos

El resultado de la aplicación de los tres modelos de flujo para la subcuenca del río Blanquillo empleando los caudales totales se puede observar en la figura 8.

Los tirantes del modelo de flujo de detritos para 10 años de recurrencia no superan en ningún caso la altura de las barrancas del río Blanquillo. Mientras que los modelos generados para períodos de retorno de 100 y 500 años muestran zonas de desbordes del cauce en los sectores agua arriba

del cruce del río Blanquillo con la ruta provincial 307 (Fig. 8a), en el sector ubicado inmediatamente aguas abajo del puente de la Av. Gobernador Critto (Fig. 8b) y en sectores de la parte baja de la cuenca (Fig. 8c). El desborde del segundo sector sería el más complicado ya que implicaría la afectación de una de las principales vías de acceso a la villa turística, así como daños a casas y otros edificios.

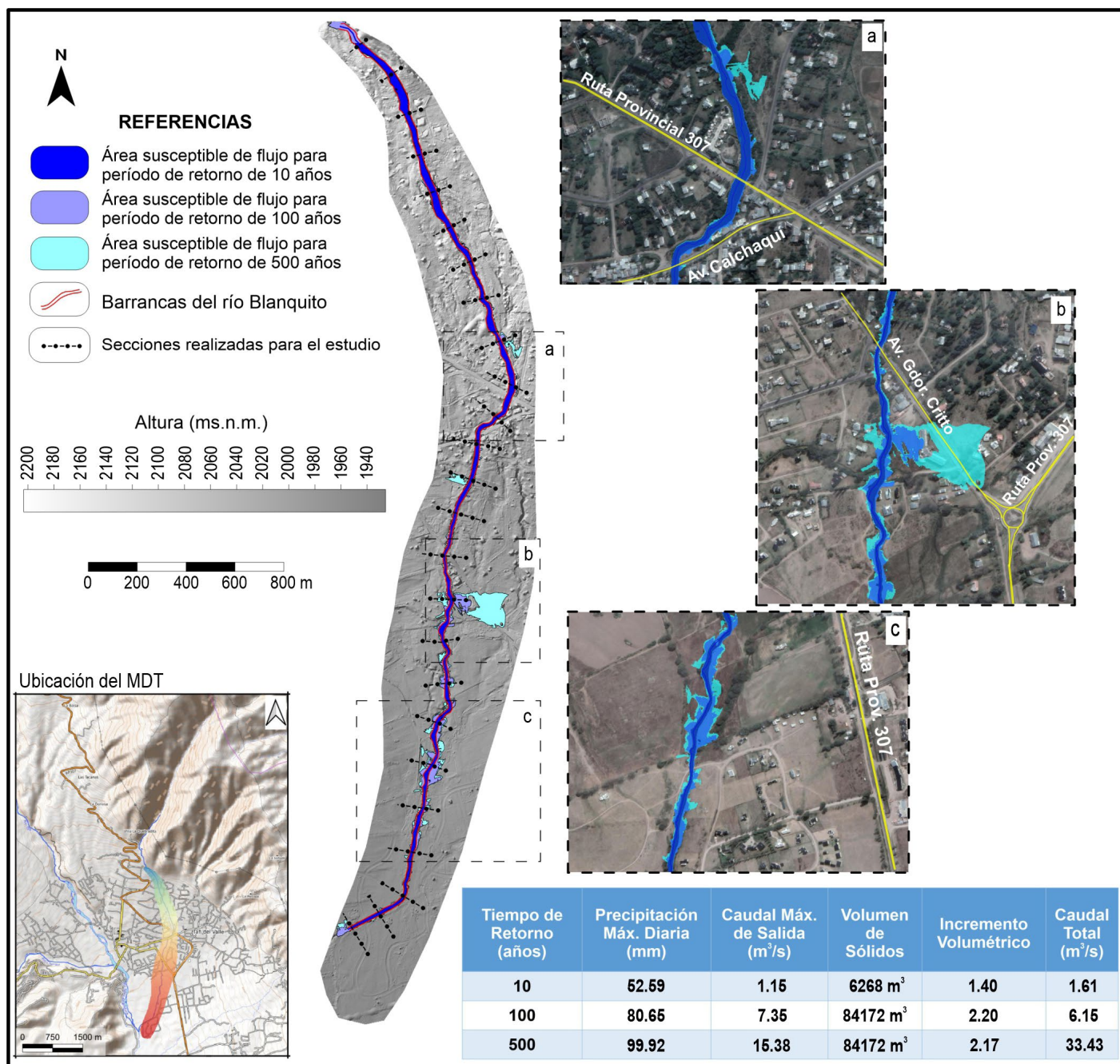
Los resultados obtenidos por los modelos para los diferentes períodos de recurrencia demuestran que el evento del año 1987 no se podría haber generado sólo a partir de lluvias intensas.

### Reconstrucción del evento de flujo del año 1987

A partir de una escena satelital del sensor Landsat 5 TM con combinación de bandas 4-3-2 de marzo de 1987 se identificó y delimitó el depósito de sedimentos asociado al flujo ocurrido en el mes de enero de 1987 (Fig. 9a).

En esta imagen se pudo establecer que los depósitos del flujo tuvieron una longitud aproximada de 5 km comenzando en la boca de la quebrada del río Blanquillo. En este primer tramo, el flujo se habría presentado relativamente encausado, sin mostrar grandes desbordes y con un ancho variable entre 25 y 35 m. A 1.5 km aguas abajo desde la salida de la quebrada del río Blanquillo, se distingue que el depósito aumenta progresivamente su ancho hasta alcanzar un máximo de 250 m impactando al puente de la ruta 307 sobrepasando la altura de su tablero y destruyendo los estribos del mismo (Fig. 9b). Pocos metros antes de intersectar a la Av. Juan Calchaquí, el cauce del río Blanquillo describe una curva hacia el oeste. Allí el flujo desbordó formando un nuevo brazo que se propagó de forma paralela al brazo principal. Al intersectar la avenida provocó la destrucción de la alcantarilla cortando el acceso por esa vía a la villa turística (Fig. 9c). El brazo principal del flujo avanzó por el curso natural del río y posteriormente, parte del flujo se canalizó por la Av. Gobernador Critto generando un tercer brazo que, metros más adelante tomó una dirección paralela a las otras ramas del flujo. Por último, aproximadamente 600 m aguas abajo, las tres ramas convergen retomando el cauce del río Blanquillo hasta su desembocadura en el río Tafí. El área afectada por el flujo de detritos fue de 614000 m<sup>2</sup>, con un ancho variable a lo largo de su recorrido de 22 a 250 m (Fig. 9a).

El material depositado por el evento de 1987 fue de 823000 m<sup>3</sup> aproximadamente. A partir de la ecuación de Costa (1988), se obtuvo un valor de caudal pico del flujo de 602 m<sup>3</sup>/seg. La reconstrucción del evento obtenida mediante Hec-RAS se presenta en la figura 10. Allí se observa la extensión que tendría un flujo con ese caudal pico en la cuenca



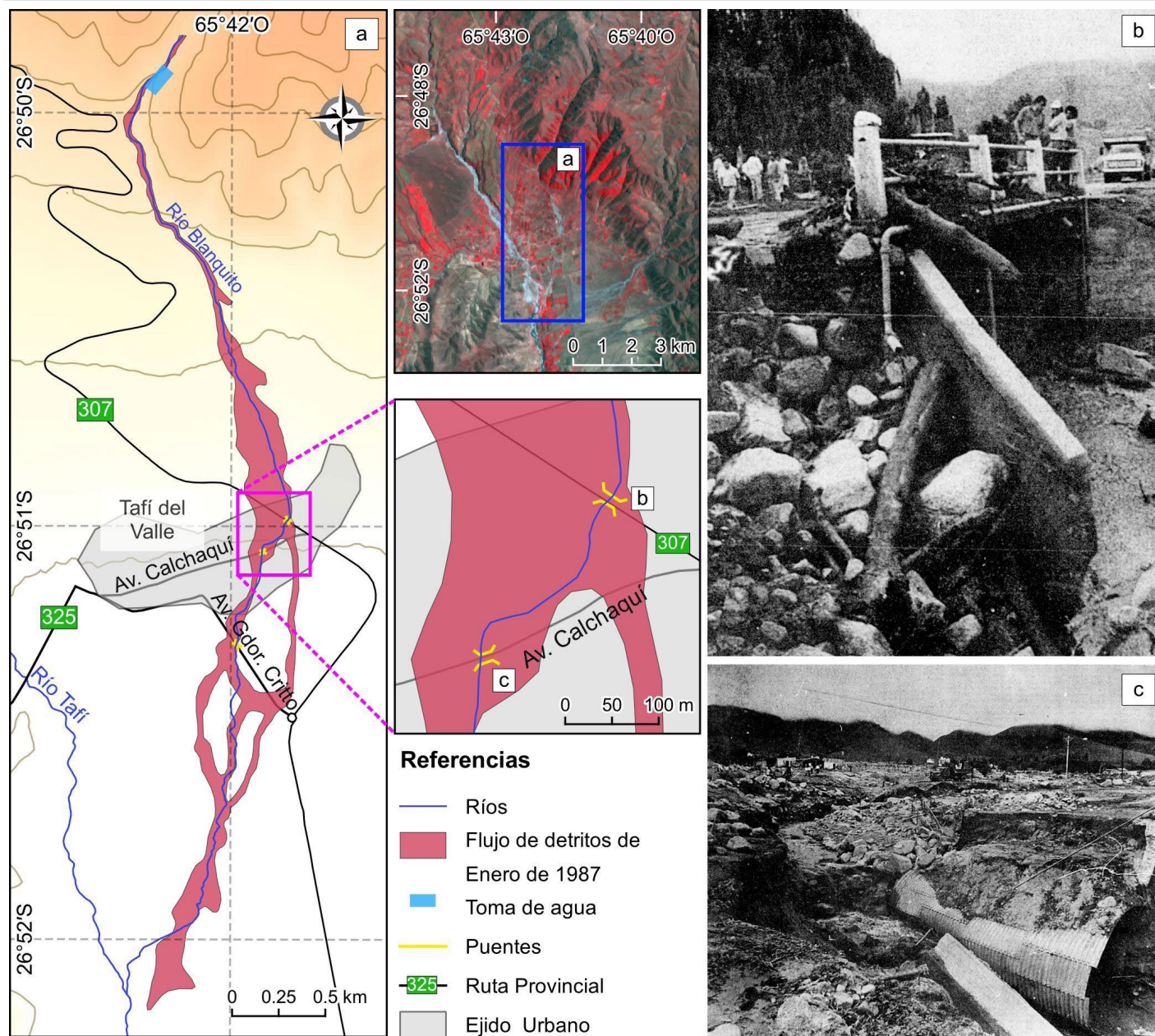
**Figura 8.** Vista en planta del MDT y de los parámetros de entrada utilizados para el modelado con las zonas susceptibles a ser afectadas por flujos. En vista ampliada se pueden observar las 3 principales zonas que pueden ser afectadas: a) Aguas arriba del cruce del río con la ruta provincial 307; b) Aguas abajo del cruce del río con la Av. Gdor. Critto; c) En el sector bajo de la cuenca antes de su canalización hacia el río Tafí.

del río Blanquito de acuerdo al modelo desarrollado. Al superponer la capa del flujo que ocurrió en enero del año 1987 se aprecia que su distribución es similar a la del flujo modelado, aunque este último muestra mayor superficie de zonas afectables. En este último caso se debe tener en cuenta que la escena con que se trabajó es de marzo de 1987, es decir dos meses después de ocurrido el evento.

## DISCUSIÓN

El inventario de procesos realizado en la cuenca del río Blanquito permitió identificar 66 zonas deslizadas en las laderas que representan un 0.5% del área de la misma, siendo la densidad de movimientos aproximadamente de 3 eventos/km<sup>2</sup>. De estas zonas deslizadas, 32 se concentran en la subcuenca del río Blanquito y se relacionan con 25 depósitos



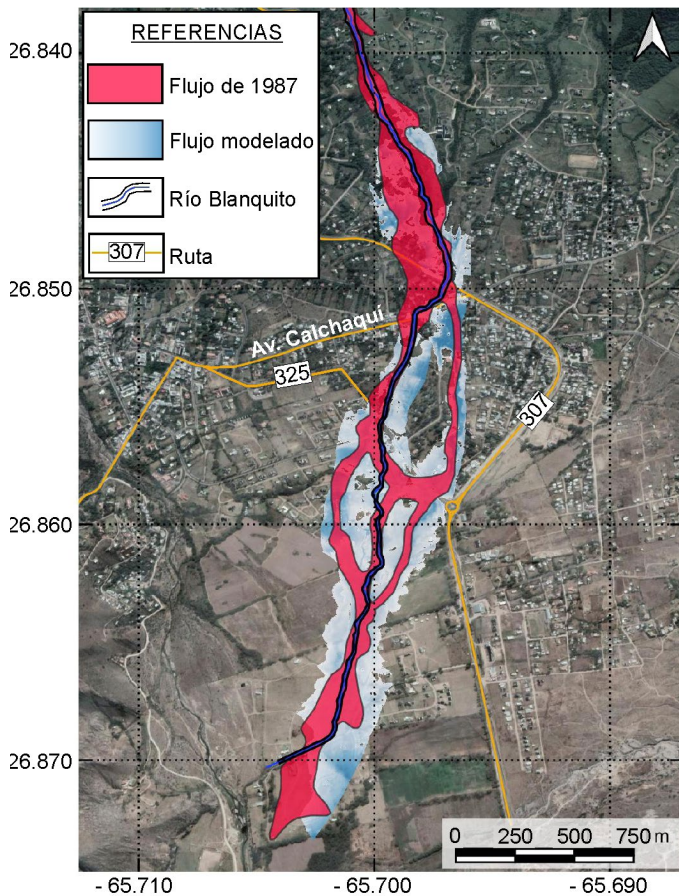


**Figura 9.** a) Área afectada por el evento de remoción en masa de enero de 1987 en Tafí del Valle; b) Puente de la ruta 307 sobre el río Blanco, vista aguas arriba (diario La Gaceta, 21/01/1987). Se observan troncos de árboles y bloques sobre el tablero del puente y sus estribos, evidenciando el sobrepaso del flujo; c) Alcantarilla de la ex Av. Patria (actual Av. Calchaquí) destruida por el flujo de detritos del río Blanco (diario La Gaceta, 24/01/1987).

de remoción en masa que fueron descriptos y medidos en el cauce del río homónimo. Un total de 24 zonas deslizadas se hallan activas y la mitad de los depósitos inventariados se encuentran en estado latente o suspendido. Todo esto permite interpretar que la subcuenca presenta una dinámica activa importante y que los procesos de remoción en masa constituyen los principales modeladores de sus laderas proveyendo de material sólido al cauce principal. Los depósitos de flujos de detritos, avalanchas de detritos y avalanchas de roca inventariados en conjunto con los depósitos de desplomes de detritos que se observaron en las márgenes del río, represen-

tan una fuente de aporte de material de fácil acarreo y, por lo tanto, disponible para ser transportado durante eventos de lluvias de gran magnitud.

A partir del análisis de la distribución de zonas deslizadas y considerando los factores condicionantes de los procesos de remoción en masa, se observa que los mismos ocurren predominantemente sobre monzogranitos debido su alto grado de fractura y diaclasamiento y a la meteorización facilitada por las condiciones estructurales. Las laderas monzograníticas presentan pendientes mayores a 30° principalmente, evidenciándose una clara relación entre las fuertes pendientes



**Figura 10.** Comparación entre el área que podría ser afectada por un flujo con un caudal pico de  $600 \text{ m}^3/\text{s}$  obtenida a partir del modelo hidráulico con respecto al área afectada durante el evento de 1987.

y la generación de procesos de remoción en masa. Por otra parte, se determinó que las precipitaciones son el factor desencadenante principal de los procesos de remoción en masa observados. La actuación en conjunto de la acumulación progresiva de agua en el sustrato debido a precipitaciones persistentes y la intensidad de las lluvias de verano provocan el incremento de las presiones intersticiales, el aumento del peso de la masa del suelo y el flujo de agua a través del terreno, ocasionando de esta manera una disminución en la resistencia al corte de los materiales y propiciando las condiciones para el desarrollo de procesos de remoción en masa.

Fernández (2009) relaciona distintos procesos de remoción en masa que ocurrieron en la provincia de Tucumán con la lluvia caída el día en que tuvieron lugar y la lluvia acumulada en los días previos, encontrando que, en la zona del Infernillo, cuyas características son muy similares a las del área de estudio del presente trabajo (clima semiárido, vegetación rala, material rocoso susceptible a las lluvias por haber sido sometido a condiciones periglaciares en el pasado), la intensidad de la precipitación desencadenante fue de  $24 \text{ mm}/24\text{hs}$ . El análisis de los registros de precipitaciones diarias para la

estación Pinar de Los Ciervos para el período diciembre de 2007-marzo de 2022 permitió determinar que los registros de lluvias de más de  $25 \text{ mm}/24\text{hs}$  son relativamente comunes en el sector y que tienen lugar principalmente entre los meses de diciembre a febrero. A partir de la selección de estos registros las intensidades de lluvias fueron calculadas para períodos de retorno de 10, 100 y 500 años, arrojando valores de  $53 \text{ mm}/24\text{hs}$ ,  $81 \text{ mm}/24\text{hs}$  y  $100 \text{ mm}/24\text{hs}$ , respectivamente. Estos datos fueron utilizados en el modelado de flujos para los distintos períodos de retorno y se observa que sólo se producirían desbordes puntuales para los períodos de retorno de 100 y 500 años con picos de caudal de  $16$  y  $33 \text{ m}^3/\text{s}$ , respectivamente. Estos desbordes podrían llegar a afectar a algunas casas y caminos en determinadas áreas. Sin embargo, la magnitud de estos flujos no llega a alcanzar a la del evento que se produjo en 1987 que afectó gran parte de la villa. Por lo tanto, la generación de este último no se puede relacionar únicamente con precipitaciones intensas. El flujo de 1987 abarcó un área total de  $614000 \text{ m}^2$  con un espesor promedio que podría haber alcanzado  $1.34 \text{ m}$ . A partir de estos datos se obtuvo un volumen de  $823000 \text{ m}^3$  aproximadamente con un caudal pico de  $602 \text{ m}^3/\text{s}$ .

Con respecto a la génesis de este flujo, resulta indudable que las fuertes precipitaciones acaecidas en los días y momentos previos a la ocurrencia del mismo fueron un factor de importancia, pero no serían capaces de generar un evento de esa magnitud. A partir del modelo de susceptibilidad que se generó con el software Flow-R y del inventario de procesos, queda claro que en las laderas de la subcuenca del río Blanquito se producen una variedad de procesos entre los cuales se encuentran los flujos de detritos. Sin embargo, debido a las características geomorfológicas de la subcuenca, la propagación de este tipo de proceso se vería restringida quebrada arriba. Es factible que durante eventos de lluvias intensas se originen flujos de detritos quebrada arriba y que evolucionen aguas abajo a un proceso con menor concentración en volumen de sólidos como ser crecidas o inundaciones de detritos. La comprensión del comportamiento morfodinámico e hidrológico de una cuenca es útil para conocer la respuesta que ésta tendrá ante diferentes escenarios hidrológicos (Patton 1988). A partir de los indicadores geomorfológicos calculados se pudo establecer que en la subcuenca del río Blanquito el tipo de proceso predominante sería el de crecida o inundación de detritos. Las crecidas de detritos pueden ocurrir en ríos de cualquier tamaño, pero son más comunes en ríos de montaña con abundante suministro de sedimentos gruesos y canales empinados, y es más probable que se originen por eventos de precipitación intensos (Brenna et al. 2020).

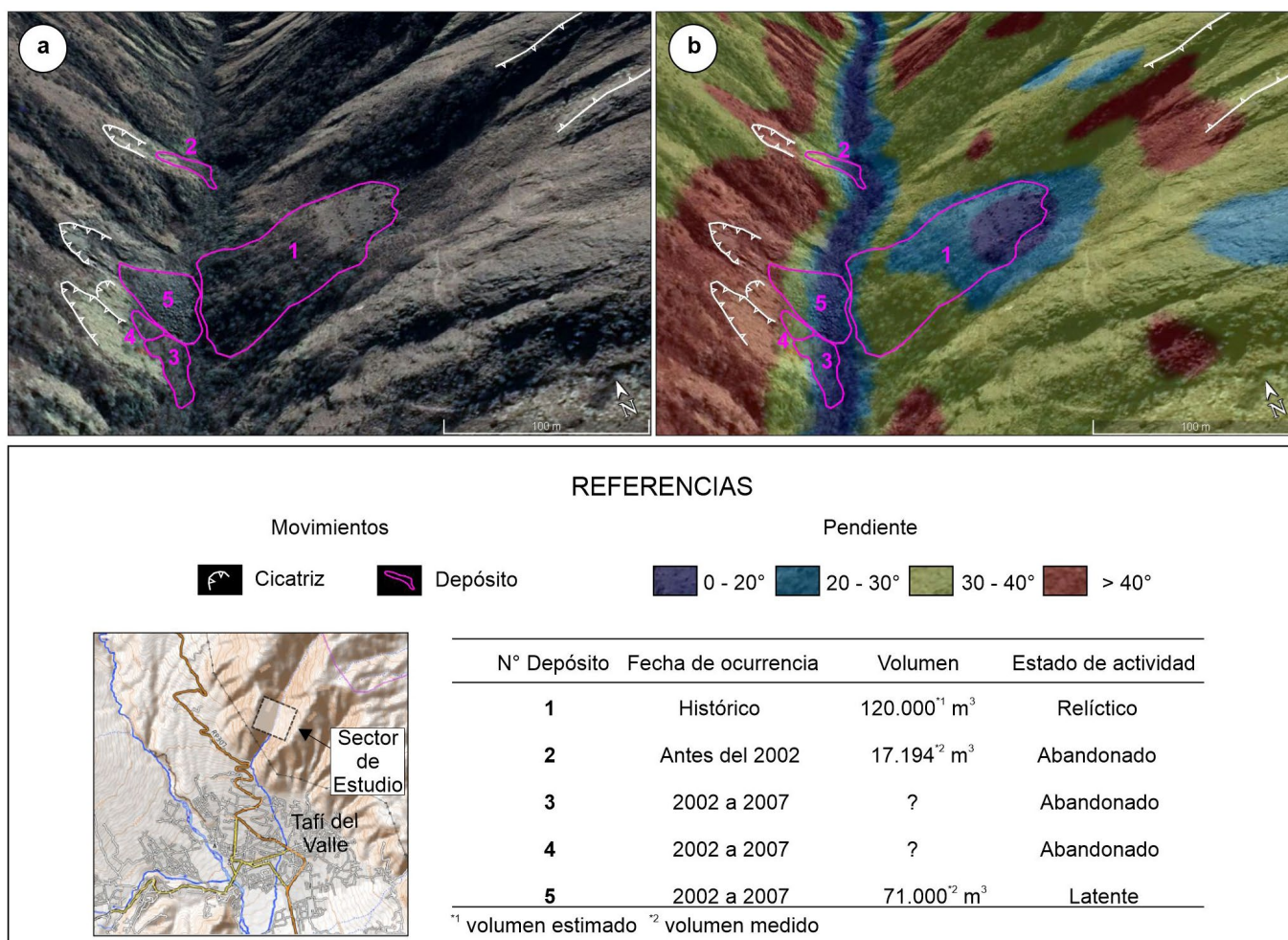
El resultado del modelo hidrológico realizado a partir del

caudal pico estimado para el evento de 1987 muestra una distribución espacial similar a la del flujo mapeado a partir de la imagen satelital de ese año. Las diferencias pueden responder a que el caudal pico del flujo del año 1987 podría haber sido algo menor, a que hubo cambios en la topografía local de la zona de estudio a partir del gran crecimiento urbano desde esa fecha hasta ahora y/o a que las evidencias de los depósitos que se mapearon sobre la imagen Landsat corresponden a los sectores del terreno que fueron afectados con mayor intensidad.

La magnitud y el tipo de flujo que tuvo lugar en 1987 en la cuenca del río Blanquito responderían a un evento de carácter extraordinario para las condiciones geomorfológicas y climáticas de la misma. Este evento habría sido la ruptura de un dique natural generado previamente por depósitos de procesos de remoción en masa como consecuencia de las precipitaciones intensas que tuvieron lugar el 19 de enero de 1987 en consonancia con lo planteado por Bravo (2001). Las inundaciones generadas por ruptura de endicamientos naturales pueden ocasionar flujos de mayor magnitud que

las inundaciones generadas por eventos meteorológicos (O'Connor y Beebe 2009). Este tipo de fenómenos tienen lugar en cuencas con valles fluviales angostos en forma de "V", de laderas pronunciadas y en donde se producen movimientos gravitacionales que provocan el bloqueo de los ríos. En la subcuenca del río Blanquito, en un tramo de 500 metros se inventariaron cinco depósitos correspondientes a avalanchas de rocas y detritos, ocurridas en su mayoría en los últimos 40 años, los cuales generan el bloqueo parcial del río (Fig. 11). Estos movimientos se originaron en laderas cuya inclinación es superior a los 40° y en donde el valle fluvial del río Blanquito presenta un ancho entre 20 a 25 m.

Con respecto a las avalanchas de roca resulta imprescindible resaltar la existencia de un depósito de grandes dimensiones cuyo volumen alcanza los 71000 m<sup>3</sup>. Según la disposición de este depósito sobre el cauce del río Blanquito, se produce la obstrucción casi total del mismo que, en la actualidad, permite el paso del agua entre sus bloques, pero que podría convertirse en un dique en el caso que se siga aportando material, ya sea por procesos de remoción en las laderas o



**Figura 11.** Sector de la subcuenca del río Blanquito en donde se observan depósitos de avalanchas de rocas y detritos que bloquean parcialmente el curso del río.

por la dinámica fluvial en sí misma. Bajo estas condiciones sería posible la acumulación de agua y sedimentos que, en caso de producirse la ruptura de dicho dique, provocaría el escurrimiento de un gran caudal con importante carga sólida y competencia, representando, por lo tanto, un elemento de cuidado que debe ser controlado.

## CONCLUSIONES

El área de estudio presenta una dinámica activa con respecto al modelado de laderas debido a los procesos de remoción en masa que tienen lugar en la misma, generando, a su vez, un aporte continuo de material detrítico a los cauces que es susceptible de ser removilizado. Se identificaron 66 zonas deslizadas en la cuenca del río Blanquito concentradas principalmente en la subcuenca homónima, además de 25 depósitos de remoción en masa a lo largo de ésta última. La mayoría de los depósitos corresponden a avalanchas de detritos, siguiendo los flujos de detritos y por último las avalanchas de rocas. A partir de distintos indicadores geomorfológicos calculados para la subcuenca del río Blanquito, se pudo establecer que el proceso predominante en el sector del abanico aluvial sería el de crecida o inundación de detritos. El modelo cualitativo de susceptibilidad de flujos de detritos de la subcuenca del río Blanquito muestra la existencia de áreas fuente de tales fenómenos en las distintas laderas de la misma y de zonas de propagación que se extienden a lo largo del curso de agua principal y llegan hasta la zona pedemontana proximal, aunque con una probabilidad baja a muy baja.

Los resultados obtenidos a partir de la aplicación de modelos hidrológicos en la subcuenca del río Blanquito permitieron determinar cuáles serían las áreas afectadas por flujos densos. En caso de que se generen flujos por precipitaciones intensas éstos corresponderían a crecidas de detritos y solo habría desbordes de importancia en sectores puntuales y para lluvias con períodos de retorno de 100 y 500 años.

La reconstrucción del evento ocurrido en 1987 arrojó como resultado que el fenómeno cubrió un área de 614000 m<sup>2</sup> y que habría depositado aproximadamente 823000 m<sup>3</sup> de material de granulometría variada, incluyendo grandes bloques de roca. El cálculo empírico del caudal pico que podría haber tenido este evento fue de 602 m<sup>3</sup>/s, es decir, un orden de magnitud mayor que si se hubiesen generado solamente por lluvias intensas extraordinarias. Estos resultados permiten establecer que el evento de 1987 constituyó un flujo de detritos que se habría generado a partir de la ruptura de un endicamiento natural como consecuencia de precipitaciones intensas y persistentes. Esta conclusión se ve reforzada a

partir de la identificación en un tramo del río donde tuvieron lugar avalanchas de detritos y rocas cuyos depósitos se encuentran actualmente obstruyendo parcialmente al río.

Las autoridades de recursos hídricos de la provincia deberían llevar a cabo una serie de acciones inmediatas en la subcuenca del río Blanquito con el objetivo de minimizar la posibilidad de que se genere un nuevo flujo de proporciones semejantes al evento de 1987. Entre las acciones se recomienda la dispersión de los bloques del depósito de avalancha de rocas que se encuentra obstruyendo parcialmente el cauce, la reparación y reconstrucción de los diques de contención de detritos y el establecimiento de un programa de monitoreo sistemático de la subcuenca a fin de detectar nuevos depósitos que puedan generar nuevos endicamientos.

## AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen al Centro Regional Tucumán del Servicio Geológico Minero Argentino (SEGEMAR) por su apoyo logístico durante la realización del presente trabajo.

## REFERENCIAS

- Álvarez, M.A., Mastrantonio, L. y Moreiras, S.M. 2018. Análisis de susceptibilidad de flujos de detritos en el Parque Provincial Aconcagua, Mendoza, Argentina. *Revista de la Facultad de Ciencias Agrarias de la Universidad Nacional de Cuyo* 51(2): 177-191.
- ASF-DAAC (Alaska Satellite Facility - Distributed Active Archive Center) 2015. <https://asf.alaska.edu>.
- Bertrand, M., Liébault, F. y Piégay, H. 2013. Debris-flow susceptibility of upland catchments. *Natural Hazards* 67: 497-511.
- Bravo, C. 2001. Documento de Trabajo N° 2. Los recursos hídricos y la situación del riego. PROSAP. SAGPYA. EPDA Tucumán. Documento principal del Programa de Riego y Transformación Productiva (P RTP) de la Provincia de Tucumán. PRESTAMO BIRF N° 4150-AR.
- Brenna, A., Surian, N., Ghinassi, M. y Marchi, L. 2020. Sediment-water flows in mountain streams: Recognition and classification based on field evidence. *Geomorphology* 371: 107413.
- Busnelli, J. 2012. Mapa de amenaza de remoción en masa de la provincia de Tucumán según diferentes escenarios de cambio climático. *Acta Geológica Lilloana* 24(1-2): 4-33.
- Cabrera, A. L. 1976. Regiones fitogeográficas argentinas. En: Kugler, W.F. (ed.), *Enciclopedia Argentina de Agricultura y Jardinería*. Tomo 2. 2da edición. Acme: 1-57, Buenos Aires.
- Carter, R.W. 1961. Magnitude and frequency of floods in suburban areas. U.S. Geological Survey Professional Paper 424-B: 9-11.
- Church, M. y Jakob, M. 2020. What is a debris flood? *Water Resources Research* 56: e2020WR027144.

- Collantes, M.M. 2001. Paleogeomorfología y Geología del Cuaternario de la cuenca del río Tafí, Departamento Tafí del Valle, Provincia de Tucumán, Argentina. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de Salta (inédita), 220 p., Salta.
- Collantes, M.M., Powell, J. y Sayago, J.M. 1993. Formación Tafí del Valle (Cuaternario Superior), Provincia de Tucumán (Argentina): Litología, Paleontología y Paleoambientes. 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos 2: 200-206, Mendoza.
- Collantes, M. y Busnelli, J. 2014. Geomorfología de la provincia de Tucumán. En: Moyano, S., Puchulu, M.E., Fernández, D.S., Vides, M.E., Nieva, S. y Aceñolaza, G. (eds.), Geología de Tucumán. Colegio de Graduados en Ciencias Geológicas de Tucumán: 228-239, Tucumán.
- Conrad, O., Bechtel, B., Bock, M., Dietrich, H., Fischer, E., Gerlitz, L., Wehberg, J., Wichmann, V., and Böhner, J. 2015. System for Automated Geoscientific Analyses (SAGA) v. 2.1.4, Geoscientific Model Development 8: 1991-2007.
- Costa, J.E. 1988. Floods from dam failures. En: Baker, V.R., Kochel, R.C. y Patton, P.C. (Eds.), Flood geomorphology: 439-463.
- Cruden, D.M. 1991. A simple definition of a landslide. Bulletin of the International Association of Engineering Geology 43: 27-28.
- De Scally, F.A. y Owens, I.F. 2004. Morphometric controls and geomorphic responses on fans in the southern Alps, New Zealand. Earth Surface Processes and Landforms 29: 311-322.
- De Scally, F.A., Owens, I.F. y Louis, J. 2010. Controls on fan depositional processes in the schist ranges of the Southern Alps, New Zealand, and implications for debris-flow hazard assessment. Geomorphology 122: 99-116.
- Delgadoillo, A. y Páez, G. 2008. Aspectos hidrológicos, subcuencas susceptibles a crecidas, escenarios de riesgo. En: Ferrer, C. y Duarte, M. (eds.), Plan de desarrollo urbano del Municipio Antonio Pinto Salinas, bajo el enfoque de gestión del riesgo. Caracterización del riesgo de la cuenca del valle Mocoties (Inédito), 73 p., Mérida.
- Delmonaco, G., Leoni, G., Margottini, C., Puglisi, C., Spizzichino, D. 2003. Large scale debris-flow hazard assessment: a geotechnical approach and GIS modeling. Natural Hazards Earth System Science 3: 443-455.
- Esper Angillieri, M.Y. 2014. Susceptibilidad a la ocurrencia de flujos de detritos, mediante SIG, en una porción del departamento Iglesia, San Juan. Revista de la Asociación Geológica Argentina 71: 267-274.
- Fernández, D.S. 2009. Eventos de remoción en masa en la provincia de Tucumán: tipos, características y distribución. Revista de la Asociación Geológica Argentina 65(4): 748-759.
- Fernández, D.S. 2017. Análisis de susceptibilidad de flujos de detritos a escala regional en la Puna argentina. Serie de Correlación Geológica 33(1-2): 15-26.
- Fernández, D.S. y Puchulu, M.E. 2017. Uncertainty and Sensitivity Analysis of GIS-Based Landslide Susceptibility Models in Northwestern Argentina. Implications for Future Hazard Assessment at the Basin Scale. En: Rabassa, J. (eds.), Advances in Geomorphology and Quaternary Studies in Argentina. Springer Earth System Sciences, Springer: 119-140, Cham.
- Giano, S.I., Pescatore, E. y Siervo, V. 2021. Morphometry and Debris-Flow Susceptibility Map in Mountain Drainage Basins of the Vallo di Diano, Southern Italy. Remote Sensing 13: 3254.
- Gumbel, E.J. 1958. Statistics of Extremes. Columbia University Press, 396 p., New York.
- Heilbron, M.C. 2019. Delimitación y modelado de áreas potencialmente afectables por flujos de detritos en la cuenca del Río Blanquito, localidad de Tafí del Valle, provincia de Tucumán. Tesis de licenciatura, Universidad Nacional de Tucumán (inédita), 118 p., Tucumán.
- Henao Sarmiento, J.E. 1988. Introducción al manejo de cuencas hidrográficas. Universidad Santo Tomás, Centro de enseñanza desescolarizada, 396 p., Bogotá.
- Hermanns, R.L., Hansen, L., Sletten, K., Böhme, M., Bunkholt, H.S.S., Dehls, J.F., Eilertsen, R.S., Fischer, L., L'Heureux, J.S., Høgaas, F., Nordahl, B., Oppikofer, T., Rubensdotter, L., Solberg, I.L., Stalsberg, K. y Yugsi Molina, F.X. 2012. Systematic geological mapping for landslide understanding in the Norwegian context. En: Eberhardt, E., Froese, C., Turner, K. y Leroueil, S. (eds.), Landslides and Engineered Slopes: Protecting Society through Improved Understanding. Taylor & Francis Group, 265-271, London.
- Highland, L.M. y Bobrowsky, P. 2008. The Landslide Handbook—A Guide to Understanding Landslides. U.S. Geological Survey (USGS) National Landslide Information Center (NLIC), 130 p., Reston.
- Holmgren, P. 1994. Multiple flow direction algorithms for runoff modelling in grid based elevation models: An empirical evaluation. Hydrological Processes 8: 327-334.
- Horton, P., Jaboyedoff, M. y Bardou, E. 2008. Debris flow susceptibility mapping at a regional scale. En: Locat, J., Perret, D., Turmel, D., Demers, D. y Leroueil, S. (eds.), Proceedings of the 4th Canadian Conference on Geohazards: 339-406, Québec.
- Horton, P., Loye, A. y Jaboyedoff, M. 2009. Debris Flows and Avalanches Susceptibility Hazard Mapping for Pakistan – Modelling of the two pilot districts Muzaffarabad and Manshera. Technical report, Faculty of Geosciences and Environment, Institute of Geomatics and Risk Analysis, University of Lausanne, 22 p., Switzerland.
- Horton, P., Jaboyedoff, M., Rudaz, B. y Zimmermann, M. 2013. Flow-R, a model for susceptibility mapping of debris flows and other gravitational hazards at a regional scale. Natural Hazards and Earth System Sciences 13: 869-885.
- Ilinca, V. 2021. Using morphometrics to distinguish between debris flow, debris flood and flood (Southern Carpathians, Romania). Catena 197: 104982.
- INDEC. 2023. Censo nacional de población, hogares y viviendas 2022: resultados provisionales. 1a ed. Instituto Nacional de Estadística y Censos, 82 p., Ciudad Autónoma de Buenos Aires.
- Jakob, M. 2005. Debris-flow hazard analysis. En: Jakob, M. y Hungr, O.

- (eds.), Debris-flow hazards and related phenomena. Springer-Praxis: 411-443, Berlín.
- Kirpich, Z.P. 1940. Time of concentration of small agricultural watersheds. *Journal of Civil Engineering* 10(6): 362.
- Kirschbaum, D., Stanley, T. y Yatheendradas, S. 2015. Modeling landslide susceptibility over large regions with fuzzy overlay. *Landslides* 13: 485-496.
- Köppen, W. 1948. *Climatología: Con un estudio de los climas de la tierra*. Fondo de Cultura Económica, 479 p., México.
- Llomparte Frenzel, G. 2016. *Geología y Petrología de la región del Cerro El Pabellón, Cumbres Calchaquíes, Departamento Tafí del Valle, Provincia de Tucumán*. Trabajo de Seminario de Grado, Facultad de Ciencias Naturales e IML, Universidad Nacional de Tucumán (inédito), 112 p., Tucumán.
- Melton, M. 1957. *An Analysis of the Relations Among Elements of Climate, Surface Properties and Geomorphology*. Department of Geology, Columbia University, Technical Report 11, Nueva York.
- Miura, H. 2019. Fusion Analysis of Optical Satellite Images and Digital Elevation Model for Quantifying Volume in Debris Flow Disaster. *Remote Sensing* 11: 1096.
- Moreiras, S.M. 2006. Frequency of debris flows and rockfall along the Mendoza river valley (Central Andes), Argentina: Associated risk and future scenario. *Quaternary International* 158: 110-121.
- O'Connor, J. y Beebee, R. 2009. Floods from natural rock-material dams. En: Burr, D., Carling, P. y Baker, V. (eds.), *Megaflooding on Earth and Mars*, Cambridge University Press: 128-171, Cambridge.
- Peña-Monné, J.L., Sampietro-Vattuone, M.M., Sánchez Fabre, M. y Bertini-Sampietro, M.S. 2018. Geomorphological dynamics and flood hazards of the Blanquito River (Tafí del Valle, NW Argentina). *Journal of South American Earth Sciences* 86: 231-243.
- Patton, P.C. 1988. Drainage Basin Morphometry and Floods. En: Baker, V., Kochel, R. and Patton, P. (eds.), *Flood Geomorphology*. Wiley: 51-65, New York.
- Pierson, T.C. y Costa, J.E. 1987. A rheologic classification of subaerial sediment-water flows. *Geological Society of America Reviews in Engineering Geology* 7: 1-12.
- Pierson, T.C. 2005. Hyperconcentrated flow—transitional process between water flow and debris flow. En: Jakob, M., Hungr, O. (eds.), *Debris flows hazards and related phenomena*, Springer-Praxis: 159-196, Berlín.
- Puchulu, M.E. y Fernández, D.S. 2014. Características y distribución espacial de los suelos de la provincia de Tucumán. En: Moyano, S., Puchulu, M. E., Fernández, D. S., Vides, M. E., Nieva, S. y Aceñolaza, G. (eds.), *Geología de Tucumán*. Colegio de Graduados en Ciencias Geológicas de Tucumán: 240-256, Tucumán.
- Rickenmann, D. y Zimmermann, M. 1993. The 1987 debris flows in Switzerland: documentation and analysis. *Geomorphology* 8: 175-189.
- Romero Díaz, A. y López Bermúdez, F. 1987. Morfometría de redes fluviales: Revisión crítica de los parámetros más utilizados y aplicación al alto Guadalquivir. *Papeles de geografía (física)* 12: 47-62.
- Sayago, J.M., Collantes, M.M. y Toledo, M.A. 1998. Geomorfología. En: Gianfrancisco, M., Puchulu, M.E., Durango de Cabrera, J. y Aceñolaza, G.F. *Geología de Tucumán*. Colegio de Graduados en Ciencias Geológicas de Tucumán: 241-258, Tucumán.
- Schumm, A.S. 1956. Evolution of drainage systems and slopes in badlands at Perth Ambos, New Jersey. *Geological Society of America Bulletin* 67: 597-646.
- Sesma, P.J. 1987. *Geología del Cuaternario y Geomorfología aplicada en el Valle de Tafí*. Seminario de grado, Facultad de Ciencias Naturales e IML, Universidad Nacional de Tucumán (inédito). Tucumán.
- Sheridan, M., Connor, C., Connor, L., Stinton, A., Galacia, O. y Barrios, G. 2007. October 2005 Debris Flows at Panabaj, Guatemala: Hazard Assessment. Spring Meeting of the American Geophysical Union - Joint Assembly. *Eos Transactions American Geophysical Union* 88(23), Joint Assembly Supplement, abstract id. V33A-07, Acapulco.
- Strahler, A.N. 1964. Quantitative geomorphology of drainage basins and channel networks. En: Te Chow, V. (ed.), *Hand Book of Applied Hydrology*. McGraw Hill Book Company: 439-476, New York.
- Takahashi, T. 1981. Estimation of potential debris flows and their hazardous zones: Soft countermeasures for a disaster. *Journal of Natural Disaster Science* 3: 57-89.
- Talling, P.J., Paull, C.K. y Piper, D.J. 2013. How are subaqueous sediment density flows triggered, what is their internal structure and how does it evolve? Direct observations from monitoring of active flows. *Earth-Science Reviews* 125: 244-287.
- Tucumán Turismo 2022. <https://www.tucumanturismo.gov.ar>
- Turner, J.C. 1960. Estratigrafía de la Sierra de Santa Victoria y adyacencias. *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias de Córdoba* 41 (2): 163-196.
- USACE (U.S. Army Corps of Engineers). 2022. *River Analysis System (HEC-RAS)*. Version 6.3.1, California.
- USDA (United States Department of Agriculture) 1986. *Urban hydrology for small watersheds*. Technical Release 55, 164 p., Washington.
- Van Westen, C.J. 2000. The modelling of landslide hazards using GIS. *Surveys in Geophysics* 21: 241-255.
- Wick, E., Baumann, V., Favre-Bulle, G., Jaboyedoff, M., Loye, A., Marenco, H., Rosas, M. 2010. Flujos de detritos recientes en la Cordillera Frontal de Mendoza: Un ejemplo de riesgo natural en la ruta 7. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 66(4): 460-465.
- Wieczorek, G.F., Mandrone, G., DeCola, L. 1997. The influence of hillslope shape on debris flow initiation. En: Chen, C.L. (ed.), *Debris-flow Hazards Mitigation: Mechanics, Prediction, and Assessment*. Proceedings of the First International Conference. American Society of Civil Engineers: 21-31, Reston.
- Wilford, D.J., Sakals, M.E., Innes, J.L., Sidle, R.C. y Bergerud, W.A. 2004. Recognition of debris flow, debris flood and flood hazard through watershed morphometrics. *Landslides* 1: 61-66.
- Winocur, D., Clavero, L., Benitez, A., Barbero, I. 2022. Análisis preliminar

de susceptibilidad a procesos geológicos activos en inmediaciones de Las Loicas. Implicancias en la construcción del Embalse Portezuelo del Viento, Mendoza. Actas del 21° Congreso Geológico Argentino, Sesión Técnica 16: 745-746, Chubut.

WPWLI (Working Party for World Landslide Inventory) 1993. A suggested Method for describing the Activity of a Landslide. Bulletin of the International Association of Engineering Geology 47: 53-57.