

# MODELADO Y MAPEO DE FLUJOS DE LODOS Y DETRITOS EN LA CUENCA DEL RÍO URUCA.

Licitación abreviada No. 2013LA-000015-01



Concepto de obras de mitigación para el control de avalanchas en la cuenca media del río Uruca

Realizado por:

**River-Ing**  
de Costa Rica S.A.

Ing. Julio Masís, PhD  
Geól. Gerardo J. Soto, M.Sc.

---

**INGENIERIA CIVIL  
MECÁNICA FLUVIAL  
ESTUDIOS DE AMENAZA  
HIDROLOGIA E HIDRAULICA  
DISEÑO DE OBRAS DE MITIGACIÓN**

Julio, 2015

## CONTENIDOS

1	Capítulo I: Introducción.....	4
1.1	Introducción .....	4
1.2	Objetivos .....	4
1.3	Metodología .....	4
1.4	Ubicación.....	4
2	Capítulo II: Enfoque Dinámico De La Amenaza Con Las Ecuaciones De Saint Venant's (Shallow Water Equations) .....	6
3	Capítulo III: Marco Geológico .....	7
3.1	Estratigrafía .....	7
3.2	Tectónica Y Sismicidad.....	16
3.3	Deslizamientos .....	18
3.4	Referencias.....	26
4	Capítulo IV: clima, hidrología y cambio climático .....	28
4.1	Información Climática Disponible .....	28
4.1.1	Precipitación .....	29
4.2	Principales Eventos De Precipitación .....	31
4.2.1	Evento Principal: Huracán Tomas .....	32
4.2.2	Análisis De Intensidades Horarias De Los Principales Eventos De Lluvia.....	35
4.2.3	Temperatura .....	37
4.2.4	Humedad Relativa .....	39
4.2.5	Viento .....	40
4.3	Expectativas Sobre El Cambio Climático Y Su Injerencia En Un Aumento En La Ocurrencia De Emergencias Por Eventos Hidrometeorológicos.....	41
4.3.1	Tendencia De Eventos Extremos En Centroamérica.....	42
4.4	Hidrología de la Cuenca .....	43
4.4.1	Características Físicas De La Cuenca .....	43
4.5	Características Físicas .....	45
4.6	Estimación De Caudales Máximos Para Varios Periodos De Retorno .....	48
4.6.1	Información Meteorológica Disponible.....	48
4.7	Estimación De Los Tiempos De Concentración .....	49
4.7.1	Métodos De Kirpich , California Culverts Practice Y Método Scs De Retardo Del Scs <sup>(3)</sup> : .....	51
4.8	Estimación Del Caudal Pico Por Periodo De Retorno En El Sitio Del Proyecto .....	51
4.8.1	Fórmula Racional:.....	51

4.8.2	Generación de hidrogramas de tormenta:.....	52
4.9	Referencias.....	53
5	Capítulo V: análisis y modelado de la amenaza por flujos de lodo y detritos en la cuenca del río Uruca.....	54
5.1	Volumen Disponible Para DESLIZAMIENTOS en la Cuenca Alta .....	54
5.2	Deslizamientos En La Cuenca Con Potencial Real De Generar Flujos De Lodos y Detritos .....	56
5.2.1	Deslizamiento Chitaría.....	56
5.2.2	Deslizamiento Tapezco.....	57
5.3	Caso Especial Del Deslizamiento Tapezco: Planteamiento Del Escenario Dinámico De Formación De Avalanchas Hacia Los Bajantes Tapezco Y Pittier.....	58
5.3.1	Mecanismo De Inestabilidad Y Dinámica Típica De Deslizamientos Compuestos .....	60
5.3.2	Mecanismo De Dosificación Del Deslizamiento Tapezco Y Volúmenes De Descarga A Los Bajantes Pittier Y Tapezco. ....	64
5.4	Escenario Seleccionado Para El Desplazamiento Del Deslizamiento Tapezco Generador De Las Avalanchas Como Escenario Extremo .....	65
5.4.1	Sub-Escenarios: Considerando Variación De La Concentración Volumétrica En El Comportamiento De Las Avalanchas Generadas En Los Bajantes Tapezco Y Pittier .....	70
5.4.2	Resultados De Avalanchas Generadas En Los Bajantes Tapezco Y Pittier .....	70
5.5	Referencias.....	96
6	Capítulo VI: Análisis De Potencial De Colapso De Presa Natural En El Río Uruca .....	97
6.1	Estimación De La Probabilidad De Colapso Por Medio Del Índice Estadístico Dbi (Dam Blockage Index) 97	
6.2	Modelación Del Proceso De Ruptura De Presa Natural Bajo La Ocurrencia De Un Evento De 100 Años De Periodo De Retorno (Huracán Tomás 2010).....	102
6.2.1	Hidrograma De La Crecida De 100 Años De Periodo De Retorno (Huracán Thomas) .....	103
6.2.2	Mapas De Inundación (Profundidad Máxima) Para El Evento De 100 Años De Periodo De Retorno 104	
6.2.3	Mapas De Tiempo De Arribo.....	109
6.2.4	MAPAS DE INTENSIDAD DE AMENAZA Y PELIGROSIDAD (HAZZARD MAP) .....	110
6.2.5	MAPA DE SEDIMENTACIÓN .....	120
6.2.6	MAPAS DE INUNDACIÓN PARA 10, 100 Y 500 AÑOS DE PERIODO DE RETORNO. ....	121
6.3	Referencias.....	125
7	PROPUESTA DE ESQUEMA DE OBRAS DE MITIGACIÓN PARA REDUCIR EL IMPACTO HACIA AGUAS ABAJO.....	126
7.1	Ante Ruptura De Presa Natural Sobre Quebrada Pittier Y Ante Avalanchas De Lodos Y Detritos Formados En La Cuenca Alta Del Río Uruca.....	126
7.2	Otros Sectores Que Requieren Atención (Cuenca Quebrada Canoas) .....	131
8	Conclusiones.....	132

# 1 CAPÍTULO I: INTRODUCCIÓN

---

## 1.1 INTRODUCCIÓN

El tramo de interés se ubica sobre El Rio Uruca entre las coordenadas N211750, E516000 y

## 1.2 OBJETIVOS

### GENERAL:

*Facilitar la gestión de la prevención y mitigación de desastres en el cantón de Santa Ana generando información detallada sobre el potencial comportamiento de la amenaza por medio del modelado y mapeo de flujos de lodos y detritos.*

### ESPECÍFICOS:

*Generar un producto científicamente sólido que sirva como instrumento jurídico para ayudar en la Gestión del Ordenamiento Territorial y en la Gestión del Riesgo en el Cantón de Santa Ana.*

*Contribuir en la comprensión del comportamiento de la amenaza y de esta manera contribuir a mejorar los actuales protocolos de primera respuesta y proponer esquemas de prevención y mitigación tanto por medio de contramedidas suaves como duras.*

## 1.3 METODOLOGÍA

La metodología consiste en la modelización de los eventos de flujos de lodos, detritos y flujos hiperconcentrados por medio de modelos hidrodinámicos bidimensionales basados en las ecuaciones de Saint Venant, en modelos reológicos y de transporte de sedimentos.

Específicamente utilizando el paquete de modelado FLO-2D.

## 1.4 UBICACIÓN

El tramo de interés se ubica sobre El Rio Uruca entre las coordenadas N211750, E516000 y N212300, E517500 según el sistema de geo-referencia Lambert Norte.

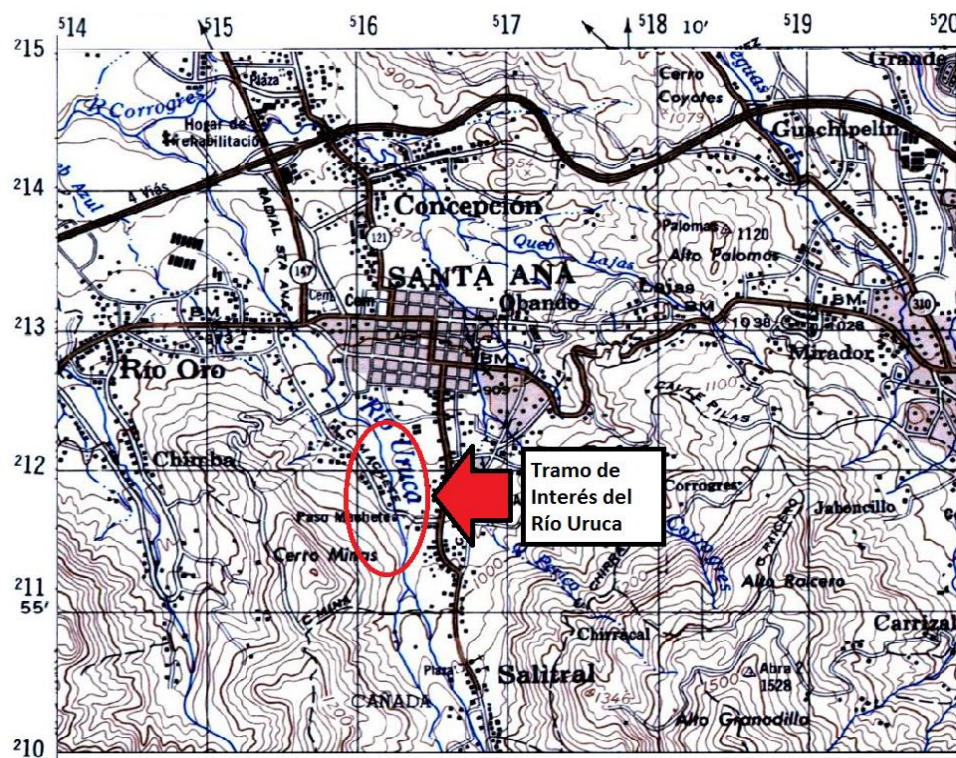
El Mapa 1 muestra la ubicación geográfica del proyecto a nivel nacional. El Mapa 2 muestra la ubicación del puente en coordenadas del sistema Lambert Norte y con respecto a los centros



de población importantes.



MAPA 1. UBICACIÓN DEL PUENTE A NIVEL NACIONAL.



MAPA 2. UBICACIÓN DEL TRAMO DE INTERÉS CON RESPECTO A POBLACIONES CERCANAS RECORTES DE LA HOJA CARTOGRÁFICA ABRA, IGN ESCALA 1:50 000

## 2 CAPÍTULO II: ENFOQUE DINÁMICO DE LA AMENAZA CON LAS ECUACIONES DE SAINT VENANT'S (SHALLOW WATER EQUATIONS)

---

Con el mejoramiento en las velocidades de procesamiento de las computadoras, la disponibilidad de información básica de excelente calidad por medio de sensores remotos y con la comprensión actual de muchos procesos físicos, se está abriendo toda una serie de posibilidades de realizar análisis de amenaza que antes eran simplemente imposibles de hacer.

Uno de los beneficios de esta nueva coyuntura de tecnología y conocimiento es la posibilidad de modelar fenómenos físicos altamente complejos bajo muchos escenarios que le permiten al investigador delimitar el comportamiento de uno o varios procesos físicos sin necesidad de que deba esperar a que el fenómeno se manifieste como ha sido en el pasado.

Actualmente el contar con las leyes físicas que explican el comportamiento de los cuerpos, así como los sofisticados métodos numéricos que permiten resolver dichas ecuaciones, nos permiten aspirar a gestionar el desarrollo humano de forma más segura y con mayor conocimiento.

La aplicación del enfoque dinámico a movimientos en masa es cada vez más común a nivel mundial y debe ser explotada y aprovechada al máximo, en Costa Rica este tipo de análisis ya se usa con cierta regularidad para estudios de inundaciones y análisis de procesos fluviomorfológicos.

Ahora es también posible aplicarlo a estudios de amenaza por avalanchas siempre con algunas limitaciones pero sin duda permitiendo resolver muchas dudas en especial en cuanto a la escala de los eventos y la extensión-propagación del fenómeno durante su desarrollo.

En Costa Rica se han resuelto las ecuaciones de Saint Venant para modelar flujos estrictamente granulares para modelar flujos de ceniza del volcán Turrialba.<sup>1</sup>

En este estudio se utilizó el modelo hidrodinámico FLO-2D para la implementación de los diferentes procesos, se remite al lector al sitio web [www.flo-2d.com](http://www.flo-2d.com) para conocer más detalles sobre el método de cálculo.

---

<sup>1</sup> Sylvain J. Charbonnier, José L. Palma & Sarah Ogburn, Application of 'shallow-water' numerical models for hazard assessment of volcanic flows: the Titan2D model and Turrialba volcano (Costa Rica)p. 107-128.

## 3 CAPÍTULO III: MARCO GEOLÓGICO

---

### 3.1 ESTRATIGRAFÍA

Las unidades estratigráficas que se encuentran dentro del área de interés son las formaciones Pacacua, Peña Negra, Grifo Alto, Intrusivo de Escazú, Cornubianitas de Escazú, Tiribí, y depósitos recientes de aluviones y coluvios. La descripción de unidades es de más vieja a más joven (mapa 1).

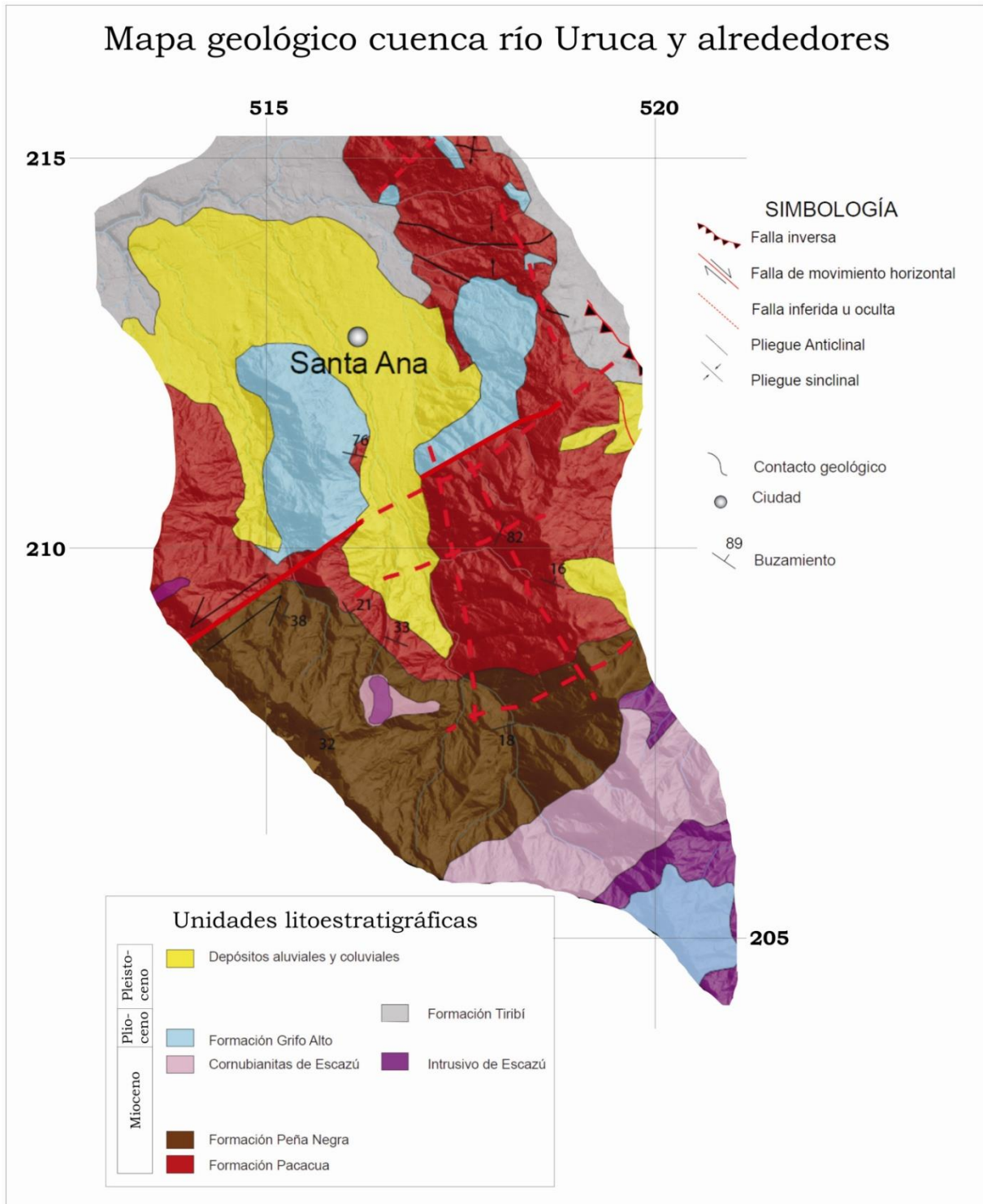
#### **Formación Pacacua**

En el área de estudio, aflora en gran parte de los Cerros de Escazú en la cuenca media del Uruca, los cerros Alto Palomas, Real de Pereira y alrededores. Forman además una paleotopografía previa al relleno volcánico del Valle Central.

Son principalmente areniscas y brechas de diferentes tamaños de granos, siliciclásticas, usualmente de color moráceo, gris y verdoso, y con diferentes grados de meteorización; así como lutitas, de color rojo y café y están, por lo general, muy meteorizadas. La estratificación es desde masiva hasta estratos de espesor centimétrico, con estructuras de acanalamiento y estratificación cruzada abundantes, gradación normal e inversa, secciones con buena y mala granoselección (Figura 2). Rivier (1979) y Alvarado (1982) mencionan diques que cortan a esta formación, así como algunas áreas con alteración hidrotermal que sugieren la cercanía a cuerpos intrusivos hipoabisales someros. Ambas son evidentes, por ejemplo, en el sector aledaño a Pabellón, en los cerros al occidente del río Uruca, donde pequeños cuerpos intrusivos afloran, y en algunos sectores la moderada a fuerte alteración hidrotermal, como en el sector occidental del Cerro Tapezco.

Las rocas de esta formación se meteorizan en fragmentos deleznales centimétricos, y forman arcillas por descomposición de los granos volcanoclásticos. Usualmente los suelos residuales alcanzan espesores de <10 m, 5-7 m como promedio, y en las laderas empinadas usualmente 2-3 m, por lo que son comunes los deslizamientos por reptación y desplazamiento regolítico en las altas pendientes.





MAPA 1. MODELO GEOLÓGICO



**FIGURA 2. ROCAS DE FORMACIÓN PACACUA EN CERRO TAPEZCO, CERCA DE LA DIVISORIA**

Según Alvarado (1982), la secuencia se puede considerar como un escenario paleogeográfico de un ambiente deltaico que avanzaba sobre una plataforma con depósitos prodeltaicos, hacia el sur, área de los Cerros de Escazú. Según esa autora, las rocas del Alto Palomas serían parte de los depósitos del “foreset” del delta, caracterizado por altas pendientes y variación de corrientes, que ocasionaron las estratificaciones cruzadas. Las estructuras acanaladas, lentiformes y similares de paquetes de estratos, son comunes en toda la secuencia.

En la Urbanización Cerro Alto, en el sector oriental del Alto Palomas, afloran algunas areniscas finas blancuzcas, con buena selección, silíceas y limpias, a excepción de algunos *pellets* aplastados y hojuelas de materia orgánica. Hay además canales, aislados lentes y estratos de brechillas (<2 m de espesor), todo en un paquete decamétrico, que se repite hacia el techo, interdigitado con un paquete de brechillas similares a las descritas supra, típicas de la Formación Pacacua. Las facies descritas son raras en Pacacua, y más bien se asemejan a las de la Formación Coris, de un ambiente litoral limpio.

En los cerros Real de Pereira y Palomas, una gran cantidad de afloramientos muestran buzamientos que forman una serie de estructuras sinsedimentarias y tectónicas. En la parte oeste y suroeste del cerro Real de Pereira es visible una serie de pliegues que evidencian estructuras de “slump”, en facies deltaicas. La secuencia que no ha sufrido este proceso forma una serie de pliegues aproximadamente cilíndricos, con ejes que se orientan al oeste-noroeste, en correspondencia con las estructuras regionales de plegamiento visibles hacia el oriente del valle Central Occidental (mostradas estas últimas por Denyer & Arias, 1991). Esto último se evidencia además en los buzamientos que se ven en los cerros a uno y otro lado del río Uruca, que muestran pliegues posiblemente de longitud de onda hectométrica a kilométrica (Figuras 1 y la 11 más adelante). Algunas fallas de menor importancia cortan la secuencia en muchos lugares, con desplazamientos decimétricos a métricos, con excepción de la Falla Pacacua, sinistral, que pone en contacto a Pacacua y Peña Negra.

No se observa el contacto inferior de esta formación en el área estudiada, y el contacto superior es discordante bajo la Formación Peña Negra y disconforme bajo las formaciones Grifo Alto, Tiribí, y los coluvios de Santa Ana y Escazú. Destaca el contacto concordante con Peña Negra cerca de Matinilla, que aunque no es visible, es posible extrapolarlo con base en



los buzamientos de esa área. No es posible determinar el espesor total de Pacacua, aunque los calculados previamente son de 1200 a 2000 m (Denyer & Arias, 1991).

Su edad había sido establecida como Mioceno Medio - Superior por Alvarado (1982). Denyer & Arias (1991), sin embargo, con base en criterios estratigráficos consideraron que se depositó durante el Mioceno Inferior.

### **Formación Peña Negra**

Las rocas que la conforman son areniscas medias a finas y lutitas, pardas y grises hasta negras, en estratos usualmente decimétricos. Las rocas están profusamente meteorizadas a suelos color pardo-rojizo, con espesores de 5 a más de 10 m, y con perfiles de roca meteorizada que pueden alcanzar hasta 25 m. No obstante, en las paredes de alta pendiente los perfiles de meteorización son más delgados, y alcanzan <5 m, por lo que es común los deslizamientos regolíticos. Usualmente meteorizan a rocas deleznales de baja competencia y con arcillificación y oxidación parda (Figura 3).

Están asimismo intruidas por pequeños apófisis aflorantes, del Intrusivo de Escazú y algunas áreas con alteración hidrotermal leve y metamorfismo de contacto a cornubianitas, en la cercanía a cuerpos intrusivos hipoabisales de Escazú, como es el caso en el Cerro Pacacua y en Quebrada Navajas.



**FIGURA 3.** ROCAS DE LA FM. PEÑA NEGRA METEORIZADAS. ARRIBA DESLIZADAS EN JAULARES, CUENCA DE LA QUEBRADA NAVAJAS. ABAJO, EN EL FLANCO SUROESTE DEL CERRO BANDERA, EN LA CUENCA ALTA DEL RÍO URUCA

Los buzamientos muestran estructuras tectónicas como plegamiento (evidente a partir de los buzamientos entre Pabellón, Matinilla y Cerro Bandera) y falla en áreas periféricas. El contacto inferior de esta formación en el área estudiada es concordante sobre la Formación Pacacua en parte, y el contacto superior no es visible, siendo sobreyacida discordantemente por los coluvios y aluviones en la cuenca del río Uruca. Su edad había sido establecida como



Mioceno Medio por Denyer & Arias (1991).

### **Formación Grifo Alto (Grupo Aguacate)**

Denyer & Arias (1991) definieron esta formación para incluir volcanitas post-basculamiento, sobreyacentes a sedimentitas y volcanitas basculadas en el Valle Central. De modo que es un grupo heterogéneo que incluye los Basaltos La Garita, ignimbritas y lavas andesíticas varias, así como las volcanitas y rocas fuertemente mineralizadas del Cerro La Mina.

Aflora en los cerros Real de Pereira, Coyote, Palomas, entre este cerro y Santa Ana, al sureste de Santa Ana (entre San Rafael y Corrogres), en el Pico Blanco, y en Cerro Minas. Alvarado & Gamboa (2008) han incluido las rocas del Cerro Minas como parte de la Formación Pacacua, como cuerpos subvolcánicos, pero como todo el entorno aún no ha sido consistentemente mapeado y redefinido, se incluye este cerro dentro de esta Formación, en tanto los cuerpos subvolcánicos podrían ser no coetáneos, sino posteriores.

Dentro del sector de la cuenca del río Uruca son volcanitas varias: ignimbritas y lavas con claras estructuras de flujo, cristales de plagioclasa, ceolitas y algunos otros minerales oxidados, con una matriz morada, tal cual se ve en el Cerro Real de Pereira y en Cerro Minas (Figura 4). Algunas lavas de aspectos más sanos afloran en la quebrada Lajas (al noreste de Santa Ana) y en la carretera vieja entre Santa Ana y Escazú, o cerca de Corrogres (Figura 4).

El contacto inferior no es visible en afloramientos vistos, pero es disconforme según las posiciones estructurales de Pacacua y la pseudoestratificación (esto es: el lajeamiento) de las rocas visible en la carretera Próspero Fernández, así como lo indicado en los trabajos anteriores citados. El espesor visible es de algunas decenas de metros y se encuentran debajo las ignimbritas de la Formación Tiribí. Es evidente que hubo un periodo de erosión y tectonismo previo a la depositación de las volcanitas del Valle Central.





**FIGURA 4.** ROCAS VOLCÁNICAS DE LA FORMACIÓN GRIFO ALTO. ARRIBA, ALTERADAS HIDROTHERMALMENTE HACIA EL SUR DE CERRO MINAS, Y ABAJO, BRECHAS DE LAVA CERCA DE CORROGRES

Denyer & Arias (1991) propusieron una edad de 0,2 a 4 M.A con base en edades radiométricas publicadas hasta ese momento, más la recopilación reciente de datos por Alvarado & Gans (2012) en rocas atribuibles a Grifo Alto, y en vista de que las rocas son un grupo heterogéneo, las edades están en el ámbito entre 3-9 Ma, y representen las rocas del paleoarco del Plioceno y quizás Pleistoceno Temprano.

### **Intrusivo de Escazú y cornubianitas**

En la cuenca del Uruca aparecen como pequeños apófisis (como en el cerro Pacacua y en la cuenca alta de la quebrada Canoas), además del *stock* principal de Escazú, que cubre parte importante del cerro Pico Blanco, en el núcleo de los Cerros de Escazú (cf. Rivier, 1978; Denyer & Arias, 1990).

Son principalmente monzonitas, granodioritas, monzogabros y sienitas (Obando, 1983) blancuzcas a grises, de grano medio a fino con edades cercanas a los 6 Ma (Mioceno terminal; cf. Denyer & Arias, 1991; Alvarado & Gans, 2012), de modo que el magmatismo ha sido en parte contemporáneo con el de Grifo Alto, y por lo tanto documentan un Arco Mioceno, antecedente al Arco Cuaternario actual en el centro de Costa Rica.



La intrusión del *stock* de Escazú ha causado alteración hidrotermal hasta un metamorfismo de contacto acentuado en las rocas de la Formación Peña Negra y Pacacua, sobre todo, convirtiéndolas en cornubianitas, con una dureza importante debido a la intensa silicificación y recristalización térmica (Figura 5). Se meteorizan a colores blancuzcos a pardos, también con suelos pardos de varios metros.

Tanto los intrusivos como las cornubianitas presentan fracturamientos subverticales a verticales (Figura 5), que en las partes de altas pendientes forman deslizamiento por basculamientos de bloques usualmente métricos y arrastran material más fino con ellos, al caer.



**FIGURA 5.** PARED DE CORNUBIANITAS EN LA CARA NOROESTE DE PICO BLANCO, EN LA PARTE ALTA DE LA CUENCA DEL RÍO URUCA, QUE MUESTRA ALTAS PENDIENTES, REMANENTES VISIBLES DE LA ESTRATIFICACIÓN Y FRACTURAS SUBVERTICALES. DER: BLOQUE MÉTRICO DE CORNUBIANITA CERCA DE SALITRAL, EN LA CUENCA MEDIA DEL RÍO URUCA

### Formación Tiribí

Son ignimbritas que han dejado una topografía plana de bajo ángulo al pie de los volcanes de la Cordillera Central, al menos hasta 75 km al oeste hasta la costa pacífica (cf. Pérez, 2000). Afloran principalmente en cortes de camino y quebradas a lo largo de la cuenca del río Virilla y en sus cañones, así como en varios tajos se han expuesto para la explotación de sus materiales. Aparecen al norte de Santa Ana, y en el cañón del Virilla con columnas de enfriamiento, en muchos sectores de la carretera Próspero Fernández, y en el río Tiribí en su paso entre Escazú y Pavas (Figura 6).

La interpretación de Pérez (2000), es que se originó en el borde sur de la supuesta Caldera de Barva y se desperdigó con un eje SSW.

Sobreyace disconformemente a la Formación Pacacua y se interdigita con los coluvios y aluviones de Santa Ana y Escazú. Su edad, según Pérez et al. (2006) es de 322 mil años.





**FIGURA 6.** DE LA FORMACIÓN TIRIBÍ. IZQ.: COLUMNAS EN EL CAÑÓN DE UN AFLUENTE DEL RÍO TIRIBÍ CONTIGUO A MULTIPLAZA EN ESCAZÚ. DER.: DETALLE DE UN AFLORAMIENTO CERCANO AL COUNTRY CLUB EN ESCAZÚ.

### Coluvios y aluviones

Los abanicos coluvio-aluviales del sector septentrional de los Cerros de Escazú son amplios y de una geometría y anatomía compleja y de amplia evolución. Sobre ellos se encuentran asentadas las poblaciones de Santa Ana, Escazú, Alajuelita, Desamparados y Aserrí. Presentan una morfología angosta, que se interdigitan en parte con los depósitos volcánicos más recientes, en particular las Formaciones Tiribí y Lavina (lahares en el sector de Pavas y hacia el este), cuyas edades son de 322 mil años y cerca de 140-240 mil años, respectivamente. La altitud promedio es de unos 1000 m s.n.m., y en las zonas de mayor altitud (> 1250 m s.n.m.) se van extendiendo al disminuir la pendiente. Los lóbulos más extensos de estos abanicos llegan a medir hasta ~3 km de longitud, y algunos como en el caso de los ubicados en Santa Ana se llegan a juntar con dos o más abanicos (ríos Uruca y Oro). Las pendientes predominantes en esta unidad son de 5-15°.

Han sido mapeados primero, con base en la fotogeología, siguiendo los mapas anteriores (v.gr. Denyer & Arias, 1990) y con la visita a los afloramientos asequeables cerca de Santa Ana.

Estos abanicos en Santa Ana, que como se ha dicho son amplios y de una geometría interna compleja, con seguridad muestran una evolución a lo largo de varias centenas de miles de años, pues el frente de montaña norte de los cerros de Escazú se empezó a desarrollar a fines del Mioceno, hace unos 6 millones de años, con una tectónica compresiva que determinó fallas inversas y transcurrentes, que lo limitaron al norte con el Valle Central.

Parte del volcanismo de la Formación Grifo Alto se instaló en el sector norte, noroeste y oeste de los Cerros de Escazú hasta hace unos 3 millones de años. Luego hubo un cese del magmatismo y este saltó hacia la posición de la actual Cordillera Central, hace aproximadamente un millón de años, cuando se empezaron a formar las rocas de relleno del Valle Central, muchas de las cuales llegaron hasta la barrera morfológica de los Cerros de Escazú y rellenaron en parte los valles de los ríos que bajaban de los cerros.

Los últimos dos eventos importantes de amplio volcanismo hacia este sector se dieron con las lavas fluidas de la Formación Colima Superior (hace unos 330 mil años), que pasaron un poco más al sur del actual Virilla, y luego las ignimbritas de la Formación Tiribí (hace 322 mil años), que sí llegaron más al sur, debido a su forma de emplazamiento como flujos de alta velocidad y alta fluidez. Para ese tiempo, el abanico de Santa Ana, que progradaba hacia el Valle Central descargando la erosión y sedimentación del valle del río Paleo-Uruca debía estar ya desarrollado, aunque probablemente más hacia el norte y más bajo. Al llegar los depósitos volcánicos y sepultar parte del abanico, alteró el ritmo erosivo del río y de sedimentación del abanico, de manera progradante, haciendo la erosión menos intensa. Aunque no hay perforaciones o evidencias geofísicas que muestren la anatomía del abanico en cortes transversales, es posible que este y los depósitos volcánicos formen progradaciones e interdigitaciones.

De tal manera, el desarrollo del abanico actual de Santa Ana, se ha dado a lo largo de los últimos 300 mil años, descansando en parte sobre los depósitos de las ignimbritas, y cuyos límites son visibles en algunos cortes cerca del cruce de la carretera Próspero Fernández en Pozos, y hacia el oeste. Los cambios en el régimen hidráulico del río Uruca, con seguridad determinaron cambios en la sedimentación, que progradó aguas arriba hacia Salitral. Debido a la altitud de los cerros de Escazú, parece improbable que haya habido nieve durante las últimas dos glaciaciones, pero los regímenes de lluvias han de haber sido muy diferentes, y quizás hubo algunas épocas de amplísima pluviosidad y con altos regímenes de sedimentación por grandes avenidas durante los periodos interglaciales, como lo demuestran los levées o diques naturales visibles en el abanico aluvial. Las edades, sin embargo, son desconocidas.

### 3.2 TECTÓNICA Y SISMICIDAD

Varias de las estructuras presentes en esta cuenca han contribuido a la formación de ciertas geoformas (escarpes, sillas de falla, cerros aislados, entre otras). Estudios anteriores se han enfocado en la ubicación, descripción y extensión de estas fallas neotectónicas y su relación con sismicidad histórica y reciente (Montero et al., 1989; Denyer & Arias, 1991; Woodward & Clyde, 1993, Fernández & Montero, 2002; Montero et al., 2005; Montero et al., 2012). En el mapa 1 se proponen algunos nuevos trazos de varias fallas con base en el estudio de fotografías aéreas y la utilización del modelo de elevación digital.

Las estructuras presentes en la zona de estudio son de corta a mediana extensión, en su mayoría con movimiento de rumbo y en algunos casos una componente vertical, preferentemente inversa, aunque no se descarta que existan fallas menores de tipo normal.

#### Falla Pacacua

Esta estructura fue estudiada previamente por Denyer & Arias (1990). Está ubicada en el sector central y oeste del área de investigación, y solamente una pequeña sección de esta falla queda ubicada fuera del área de estudio en detalle.

La Falla Pacacua se trata de una estructura oculta en partes, cuyas expresiones topográficas son difíciles de apreciar, aun con el modelo de elevación digital. Sin embargo se

han observado algunos valles alineados, escarpes y divisorias desplazadas que sugieren su traza. Presenta un rumbo SW-NE con una extensión cercana a los 12 km y una leve curvatura hacia el NNE en la zona del Cerro Las Palomas. Corta los cerros Pacacua, Minas y Las Palomas. Presenta un movimiento horizontal de tipo sinestral.

### **Falla Escazú**

No está dentro de la cuenca propia del río Uruca, pero se muestra en parte en el mapa 1, en el sector noreste. Fue estudiada previamente por Montero et al. (1989), Woodward & Clyde (1993), Fernández & Montero (2002) y Montero et al. (2005). Presenta un rumbo noroeste y se considera parte del sistema de falla predominantemente inverso, con componente de rumbo, que limita los cerros hacia el Valle Central.

Su trazo se divide en dos sectores con extensión de ~2 km cada uno. Uno se ubica al W y SW de Escazú, donde presenta un prominente escarpe de falla con rumbo entre NNW y NW. Localmente, el escarpe es ligeramente curvado hacia el WSW y tienen alturas variables superiores a los 150 m con respecto a la topografía más suave que se localiza al este. El escarpe muestra facetamiento triangular y rectangular con varias generaciones de facetas. En algunos sectores este escarpe se muestra bastante disectado y con entrantes, y podría tener un desplazamiento de rumbo sinestral.

### **Otras fallas asociadas**

La morfología en la cuenca del río Uruca muestra alineamientos conspicuos NNW y NE, que podrían corresponder con fallamientos paleotectónicos acentuados morfológicamente por la erosión, y que se muestran como líneas discontinuas en el mapa 1. No se tiene idea del movimiento o forma de las fallas, pero se infieren subverticales y eventualmente con desplazamiento de rumbo. Estructuras con cierta semejanza han sido mostradas previamente por Rivier (1979) y mencionadas por Molina (1990), sin mayores detalles.

Es posible que estén determinando un control estructural en el área del deslizamiento de Tapezco, al occidente del cerro homónimo.

### **Plegamiento**

En esta zona se encuentran múltiples pliegues, como ha sido mencionado previamente para la Formación Pacacua. Van de longitudes de onda hectométrica a kilométrica, con pliegues aproximadamente cilíndricos, con ejes que se orientan al oeste-noroeste, similar a las estructuras regionales de plegamiento en el oriente del valle Central Occidental (como en Patarrá, mostradas por Denyer & Arias, 1991).

Los pliegues se tornan evidentes con los buzamientos mostrados en los cerros a uno y otro lado del río Uruca, y al norte, en los Cerros Real de Pereira y Palomas. Esta deformación, con generación de fallas inversas y plegamiento, que afecta sobre todo a las formaciones Pacacua y Peña Negra, debe haber sucedido al final del Mioceno (hace 5-6 Ma: Denyer & Alvarado, 2007), y sería la principal responsable del levantamiento de los cerros de Escazú. Algunas fallas continuarían activas, y otras no.



### **Aguas minerales**

Hay una fuente en Salitral de Santa Ana (coordenadas Lambert 516,8 E – 210,2: N: Figura 7), asociada con el sistema de fallas NE, probablemente una paralela a la Pacacua. No es exactamente termal ( $T = 21,4^{\circ}\text{C}$ ;  $\text{pH} = 6,51$ ), sino más bien mineral, con alto contenido de sales y bicarbonato (de ahí el nombre), que le dan un típico sabor, y que fue aprovechada para embotellamiento a principios del siglo XX.



**FIGURA 7. SITIO DE LAS AGUAS MINERALES EN SALITRAL DE SANTA ANA**

### **3.3 DESLIZAMIENTOS**

Los deslizamientos son principalmente del tipo “rock rotational slide” (Hung et al., 2014), que generan luego flujos de detritos, o bien directamente flujos de detritos en suelos residuales desarrollados sobre rocas muy meteorizadas y fracturadas, o bien alteradas hidrotermalmente, principalmente de las formaciones Pacacua y Peña Negra (lutitas y areniscas finas-gruesas). Normalmente se dan en pendientes superiores a  $16^{\circ}$  y sobre todo cuando las pendientes alcanzan  $35-55^{\circ}$ . La Tabla 1 y la Figura 8 muestran los principales deslizamientos en la cuenca. Se considera que sus volúmenes son del orden de  $10^2-10^6 \text{ m}^3$ .

La Tabla 2 y la Figura 9 muestran la ubicación de las principales áreas ubicadas con intensa reptación que sugieren sitios de posibles deslizamientos futuros, sobre todo del tipo rock rotational slide-flujo de detritos.

TABLA 1. DESLIZAMIENTOS UBICADOS EN LA CUENCA DEL RÍO URUCA

Nº	Latitud N	Longitud W	Tipo	Unidad de roca	Nombre
1	9,918583	84,182469	Slide	Coluvio	
2	9,886425	84,186662	Flujo detritos	Peña Negra	
3	9,889080	84,186011	Flujo detritos	Peña Negra	
4	9,887502	84,183630	Flujo detritos	Peña Negra y Pacacua	Chitaria
5	9,885203	84,181953	Slide/rock block topple	Intrusivo Escazú	
6	9,882657	84,166054	Slide	Peña Negra	
7	9,882467	84,160600	Rock rotational slide	Peña Negra	Matinilla
8	9,880944	84,161416	Rock rotational slide	Peña Negra	
9	9,876033	84,175293	Slide, Flujo detritos	Peña Negra	Jaulares
10	9,874568	84,179217	Slide	Peña Negra	
11	9,867814	84,170111	Slide, Flujo detritos	Cornubianitas	
12	9,882490	84,184100	Rock rotational slide	Peña Negra	
13	9,897000	84,164000	Rock rotational slide – rock planar slide en el frente	Pacacua	Tapezco

TABLA 2. SITIOS CON REPTACIÓN INTENSA (“DESLIZABLES”) EN LA CUENCA DEL RÍO URUCA

ID	Latitud N	Longitud W	Tipo	Unidad de roca
A	9,917389	84,18774	Reptación	Grifo Alto
B	9,919706	84,18734	Reptación	Grifo Alto
C	9,91974	84,18365	Reptación	Coluvios
D	9,916533	84,18317	Reptación	Coluvios
E	9,908163	84,18796	Reptación	Grifo Alto
F	9,902404	84,16501	Reptación	Pacacua
G	9,896778	84,16109	Reptación	Pacacua
H	9,891518	84,18658	Reptación	Peña Negra
J	9,892316	84,184212	Reptación	Peña Negra, Pacacua
K	9,890401	84,1798	Reptación	Peña Negra, Pacacua
L	9,886461	84,183	Reptación	Cornubianitas e intrusivos
M	9,878908	84,1831	Reptación	Peña Negra

F y G están en Tapezco



Las áreas identificables como deslizables, debido a intensa reptación evidente, se encuentran principalmente en sitios con mediana pendiente, donde predominan las litologías de las formaciones Peña Negra y Pacacua. El área de Tapezco también sobresale, sobre todo en los territorios con potreros.

### **Deslizamiento de Tapezco**

Se desarrolla en el flanco occidental del Alto Tapezco (Figuras 8, 10 y 11). Es un deslizamiento principalmente rotacional de rocas meteorizadas y alteradas hidrotermalmente, de la Formación Pacacua. En el frente podría comportarse como traslacional, y este movimiento sería el que dispara el movimiento hacia arriba (cf. Molina, 1990 y Laporte & Sáenz, 1992). El área según Molina (1990) en 1989 era de unas 26 ha, y con base en los perfiles geofísicos, con espesores de 20-45 m, y eventualmente hasta 65 m, por lo que el volumen involucrado sería entre  $9-13 \times 10^6 \text{ m}^3$ . Una reinterpretación geológica del área deslizada se presenta en la Figura 11, en donde se considera que lo que se desliza es un perfil de roca alterada (hidrotermalmente y meteorizada), principalmente secuencias de areniscas y lutitas, y algunas tobas interestratificadas (Figuras 12 y 13).

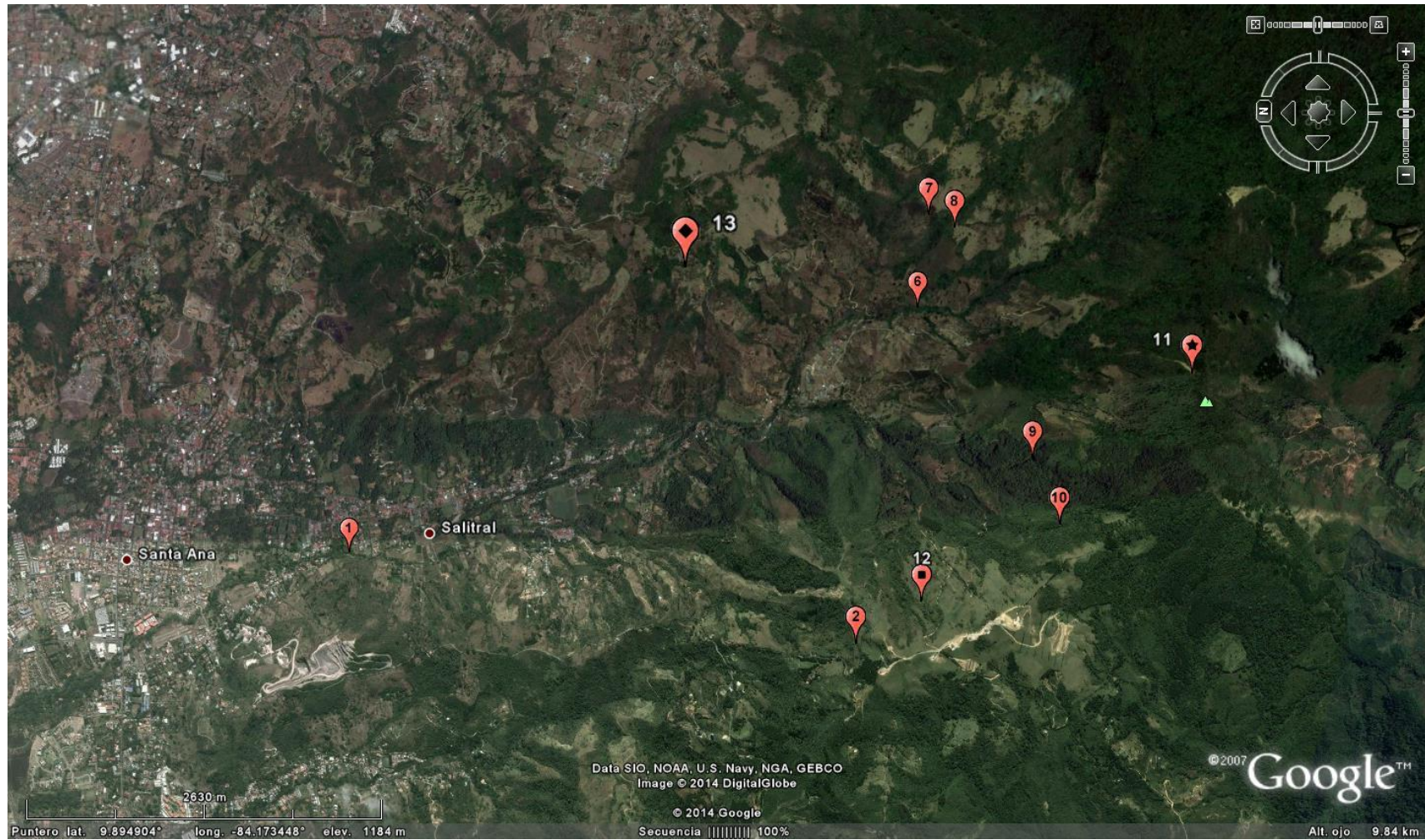


FIGURA 8. PRINCIPALES DESLIZAMIENTOS VISIBLES EN LA CUENCA DEL RÍO URUCA



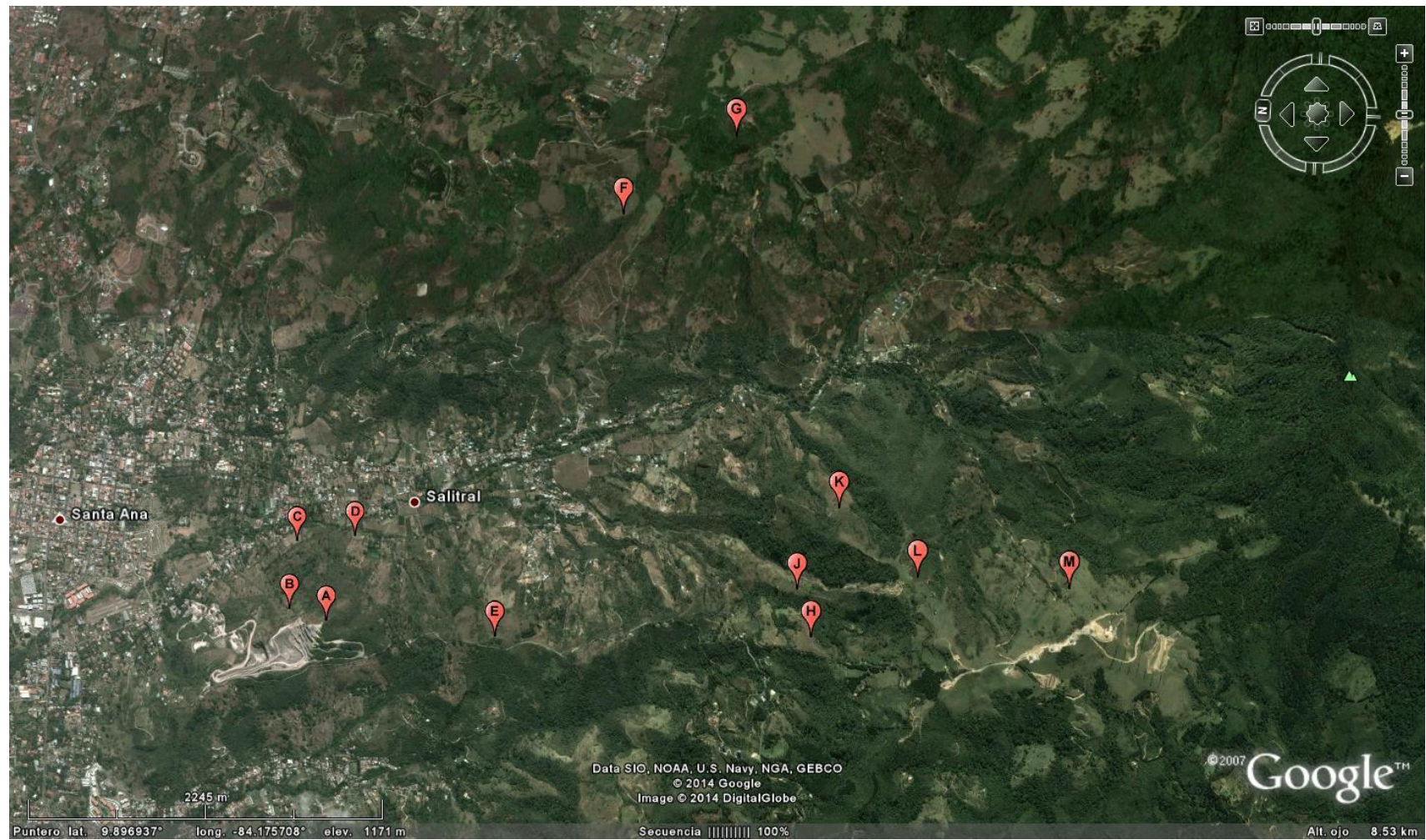


FIGURA 9. ÁREAS IDENTIFICADAS COMO DESLIZABLES, PARTICULARMENTE CON AMPLIA REPTACIÓN. F Y G SE ENCUENTRAN DENTRO DE TAPEZCO





FIGURA 10. SITIO DEL DESLIZAMIENTO DE TAPEZCO, CON PERFIL GEOLÓGICO A-B DE LA FIGURA 11, Y PERFORACIONES 1 A 5 A PARTIR DE MOLINA (1990)

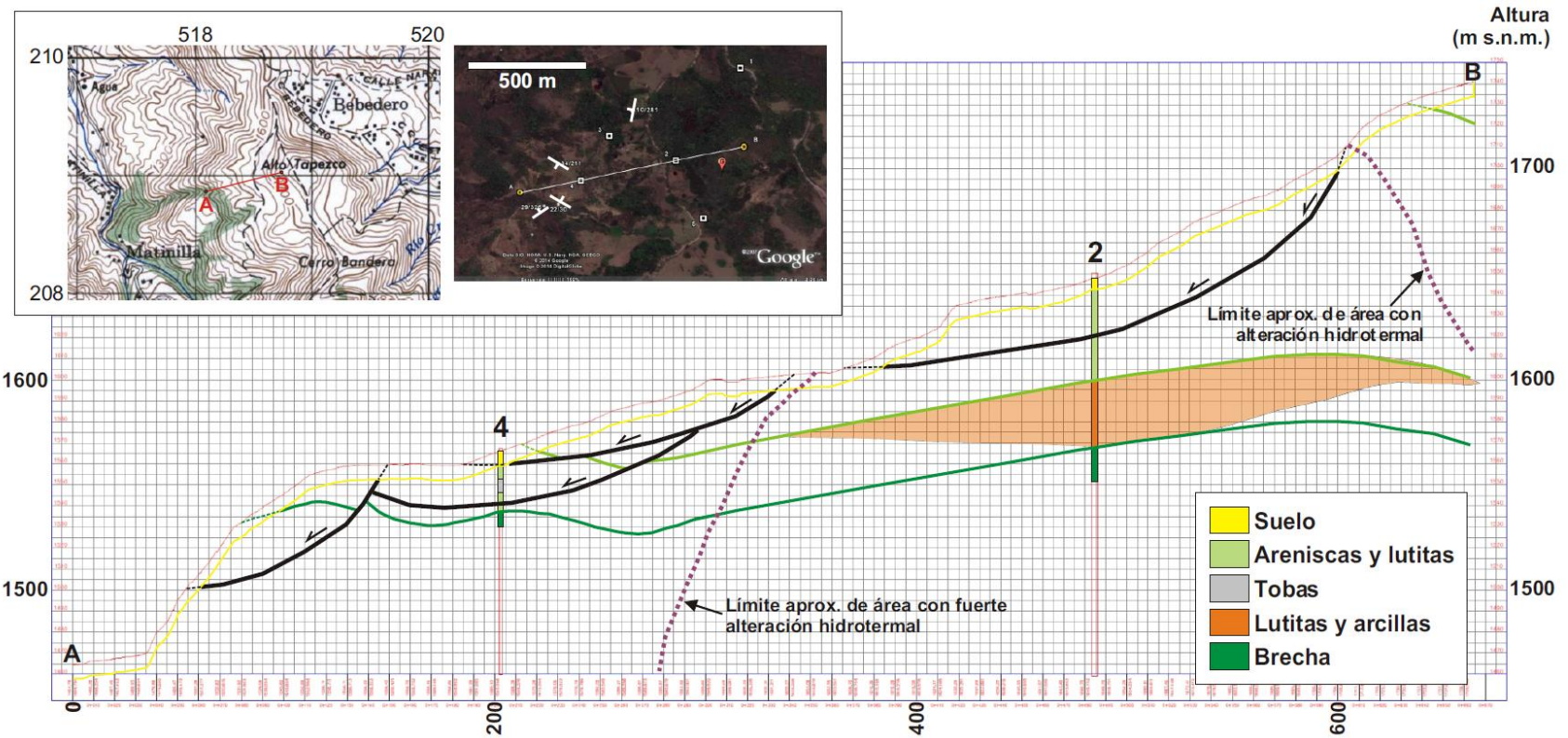


FIGURA 11. PERFIL GEOLÓGICO A-B DE LA FIGURA 10 A TRAVÉS DEL DESLIZAMIENTO DE TAPEZCO. LA REINTERPRETACIÓN GEOLÓGICA ES A PARTIR DE LAS PERFORACIONES Y PERFILES GEOFÍSICOS MOSTRADOS POR MOLINA (1990)





**FIGURA 12.** ROCA ALTERADA DESLIZÁNDOSE EN EL CERRO TAPEZCO, MARGEN DERECHA DE QUEBRADA PETTER (COORDENADAS LAMBERT 518,2 E – 208,9 N)



**FIGURA 13.** ARBUSTOS BASCULADOS EN TAPEZCO (COORDENADAS LAMBERT 518,25 E – 208,95 N)



### 3.4 REFERENCIAS

- Alvarado, G.E. & Gamboa, D.G., 2008: Las lavas del Cerro Minas (Mioceno Inferior): Un ejemplo de cuerpos subvolcánicos coetáneos con la sedimentación de la Fm Pacacua – Memoria: Programa y Resúmenes, IX Congreso Geológico de América Central y VI Congreso Geológico Nacional, San José.
- Alvarado, G.E. & Gans, P.B., 2012: Síntesis geocronológica del magmatismo, metamorfismo y metalogenia de Costa Rica, América Central. – Revista Geológica de América Central, 46: 7-122.
- Alvarado, G.E., Arce, R. & Sánchez, J.M., 2002: La caída de grandes bloques y la generación de debris flows y su peligro implícito en los sectores residenciales de Escazú y Santa Ana. – VIII Seminario Nacional de Geotecnia, III Encuentro Centroamericano de Geotecnistas, Costa Rica 2002, Memoria: págs. 77-82.
- Alvarado, M.E., 1982: Estudios sedimentológicos en la Formación Pacacua (Mioceno, Costa Rica). Tesis de Licenciatura, ECG-UCR, 185 pp.
- Arias, O. & Denyer, P., 1991: Estructura geológica de la región comprendida en las hojas topográficas Abra, Caraires, Candelaria, Río Grande, Costa Rica. Revista Geológica de América Central, 12:61-74.
- Arias, O. & Denyer, P., 1994: Compresión y dilatación norte-sur en el suroeste del Valle Central, Costa Rica. Revista Geológica de América Central, 17:85-94.
- Denyer, P. & Arias, O., 1990: Geología de la hoja Abra. Instituto Geográfico Nacional, 1 hoja escala 1:50 000.
- Denyer, P. & Arias, O., 1991: Estratigrafía de la Región Central de Costa Rica. Revista Geológica de América Central, 12:1-59.
- Denyer, P., Arias, O., Soto, G., Obando, L. & Salazar, G., 1993: Mapa Geológico de la Gran Área Metropolitana. En: Denyer, P. & Kussmaul, S. (comps.), 1994: Atlas Geológico Gran Área Metropolitana. Editorial Tecnológica de Costa Rica: 1 hoja, escala 1:200 000.
- Denyer, P., Montero, W. & Alvarado, G.E., 2009: Atlas tectónico de Costa Rica. – Editorial de la Universidad de Costa Rica, 2ª ed., 55 págs.
- Fernández A., M. & Pacheco, J., 1998: Sismotectónica de la región central de Costa Rica. – Revista Geológica de América Central, 21: 5-23.
- Fernández A., M. & Rojas, W., 2000: Faulting, shallow seismicity and seismic hazard for the Costa Rican Central Valley. – Soil Dynamics and Earthquake Engineering, 20: 59-73.
- Fernández, M. & Montero, W. 2002: Fallamiento y sismicidad del área entre Cartago y San José, Valle Central de Costa Rica. – Revista Geológica de América Central, 26: 25-37.
- Hernández, J. & Vargas, A., 1992: Geología urbana del cantón de Escazú provincia de San José Costa Rica. -173 págs. Universidad de Costa Rica, San José [Inf. Campaña Geol.].
- Hungr, O., Leroueil, S. & Picarelli, L., 2014: The Varnes classification of landslide types, an update. – Landslides, 11:167-194, DOI 10.1007/s10346-013-0436-y.
- Laporte, G. & Sáenz, S., 1992: Deslizamiento Alto Tapezco, Estudio geotécnico. Propuestas para reducción del riesgo y sistemas de control. – 45 págs. + Anexos. Informe para Municipalidad

- de Santa Ana.
- Molina, F., 1990: Deslizamiento del Alto Tapezco, Santa Ana, Provincia de San José, Costa Rica. – 99 págs. + Anexos. Universidad de Costa Rica, San José [Tesis Lic.]
- Montero, W. & Dewey, J., 1982: Shallow-focus seismicity, composite focal mechanism and tectonic of the Valle Central de Costa Rica. – Seis. Soc. Amer. Bull. 72: 1611-1626.
- Montero, W., 1994: Neotectonics and related stress distribution in a subduction-collisional zone: Costa Rica. - Profil, 7:125-141, Stuttgart.
- Montero, W., 2001: Neotectónica de la región central de Costa Rica: frontera oeste de la microplaca de Panamá. - Revista Geológica de América Central, 24:29-56.
- Montero, W., Barahona, M., Rojas, W. & Taylor M., 2005: Los Sistemas de falla Agua Caliente y río Azul y Relevos Compresivos asociados, Valle Central de Costa Rica – Revista Geológica de América Central, 33: 9-27.
- Obando, L.G., 1983: Estratigrafía y petrografía de las rocas aflorantes al sur del Valle Central (Tarbaca). -136 págs. Univ. de Costa Rica, San José [Tesis Lic].
- Pérez, W., 2000: Vulcanología y petroquímica del evento ignimbrítico del Pleistoceno Medio (0,33 M.a.) del Valle Central de Costa Rica. - Tesis de Licenciatura, ECG-UCR, 170 pp. + apéndices.
- Pérez, W., Alvarado, G.E. & Gans, P., 2006: The Tiribí Tuff: stratigraphy, geochronology and mechanisms of deposition of the largest and most recent ignimbrite in Central Valley, Costa Rica. Bull. Volcanol. 69: 25-40, doi: 10.1007/s00445-006-0053-x.
- Rivier, F., 1979: Geología del área norte de los Cerros de Escazú, Cordillera de Talamanca, Costa Rica. - Informe Semestral, IGN enero-junio de 1979: 99-132.
- Woodward-Clyde Consultants, 1993: A preliminary evaluation of earthquake and volcanic hazards significant to the major population centers of the Valle Central, Costa Rica. -Final report prepared for Ret Corporation, 155 pp.



## 4 CAPÍTULO IV: CLIMA, HIDROLOGÍA Y CAMBIO CLIMÁTICO

Este capítulo presenta la caracterización climática de la cuenca del río Uruca haciendo énfasis en las condiciones promedio y en los fenómenos de distintas escalas que l por medio de los vientos transportan humedad hacia la cuenca que se traducen en eventos de precipitación sostenidos y/o muy intensos que pueden generar el disparo de deslizamientos como fue el caso del huracán Thomas en el año 2010.

### 4.1 INFORMACIÓN CLIMÁTICA DISPONIBLE

Se utilizó la información de los mapas climáticos del Instituto Meteorológico Nacional (IMN) del periodo 1980-2010. Además, para el análisis de precipitación se buscaron las estaciones meteorológicas más cercanas a la cuenca,

Tabla 1. Estas estaciones pertenecen a la red del Instituto Costarricense de Electricidad (ICE). La ubicación de estas estaciones se incluye la Figura 1.

**TABLA 1.** INFORMACIÓN UTILIZADA EN EL ESTUDIO CLIMÁTICO DE LA CUENCA DEL RÍO URUCA

Código	Nombre	Elevación m.s.n.m
<b>84095</b>	Subestación La Caja	1000
<b>84120</b>	Cerró Escazú	1500
<b>84034</b>	La Garita Embalse	484
<b>84006</b>	Sabana Norte	1129

Para realizar el análisis de temperatura, humedad relativa, viento, evaporación y evapotranspiración se utilizaron los mapas climáticos de IMN y de las estaciones meteorológicas indicadas se utilizaron las más cercanas a la cuenca del Río Uruca, que son Sabana Norte, ubicada a 8 km al noreste, y la Garita Embalse, que se encuentra a 15 km en línea recta al oeste del cañón del río Uruca. No todas las variables atmosféricas se tienen en ambos formatos de información por lo que en algunas solo aparece el dato del mapa y en otras solo el de las estaciones, como se indica en el apartado de cada variable.

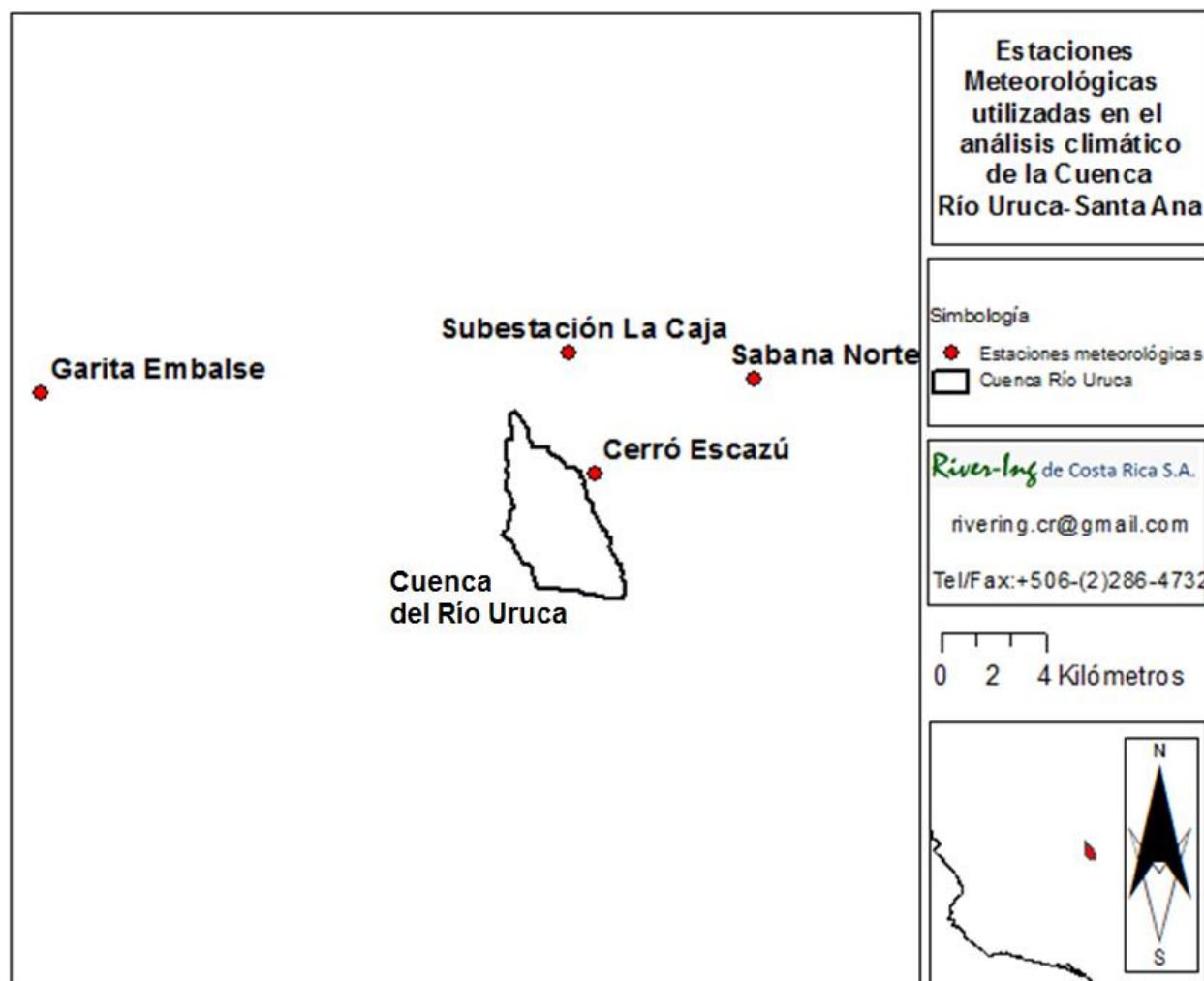


FIGURA 14. ESTACIONES METEOROLÓGICAS UTILIZADA EN EL ANÁLISIS CLIMÁTICO DE LA CUENCA DEL RÍO URUCA

#### 4.1.1 PRECIPITACIÓN

La cuenca del Río Uruca se ubica en el sector suroeste del Valle Central. El tipo de clima predominante es el Régimen del Pacífico, en el que se presenta un patrón bimodal con una época seca y una lluviosa bien marcadas, el primer máximo tiene lugar entre abril y mayo, luego se presenta una disminución relativa entre julio y agosto, y finalmente un segundo máximo se presenta entre setiembre y octubre. La época seca tiene lugar de diciembre a marzo. Usualmente se definen los meses de abril y noviembre como meses de transición entre las épocas seca y lluviosa, y viceversa.

La forma en que se distribuye temporalmente la precipitación se puede observar en los datos de la estación meteorológica Cerró Escazú, aunque no está dentro de la cuenca, la posición geográfica le permite recibir patrones de lluvia en forma muy similar, Gráfico 1. Para mostrar la variación mensual se realizaron los acumulados para cada mes del año, basados en los promedios mensuales de precipitación del periodo 1991-2012 de la estación Cerró Escazú, los mayores acumulados se presentan en el mes de octubre, el mes con menos precipitación es enero. Se observa el patrón estacional, donde la época seca se define de diciembre a marzo, con

una transición en abril hacia la época lluviosa, la que se establece de mayo a noviembre, además se observa una marcada presencia del “veranillo” en julio.

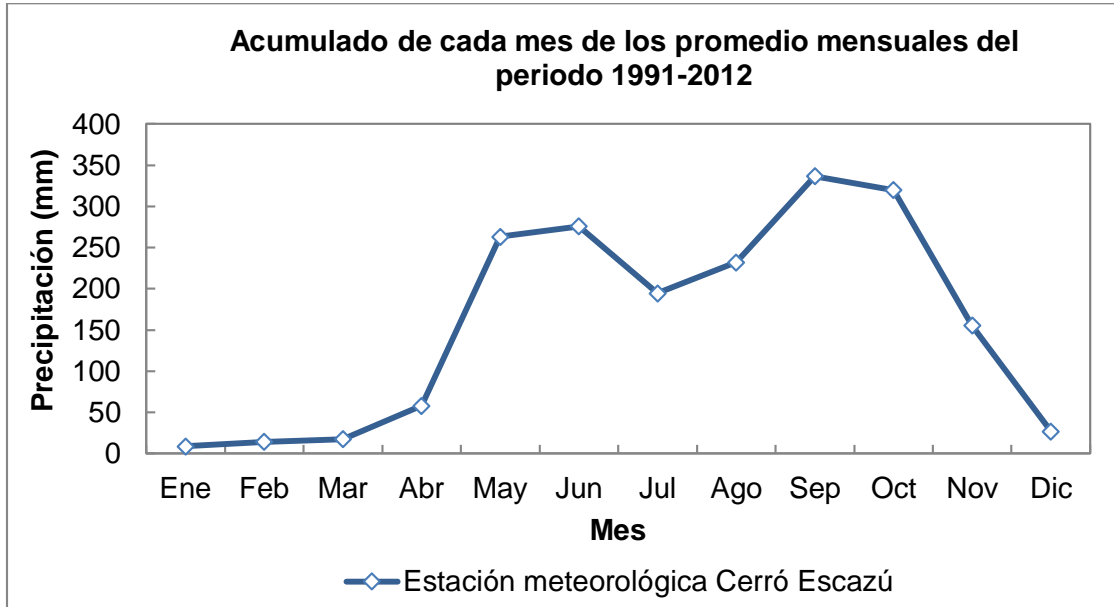


GRÁFICO 1. VARIACIÓN TEMPORAL DE LA PRECIPITACIÓN DE ESTACIÓN CERRÓ ESCAZÚ, CERCANA A LA CUENCA DEL RÍO URUCA

Por otra parte, según el mapa climático del IMN la precipitación media anual de la cuenca es de entre 2000-3000 mm,

Sin embargo los 3000 mm se consideran muy elevados para el sector este de la cuenca, un valor de 1900-2500 mm sería más representativo de lo que se esperaría anualmente en este sector, y es más acorde con lo observado en la estación Cerró Escazú más cercana a la cuenca, donde el acumulado anual del periodo 1991-2012 es de 1904 mm.



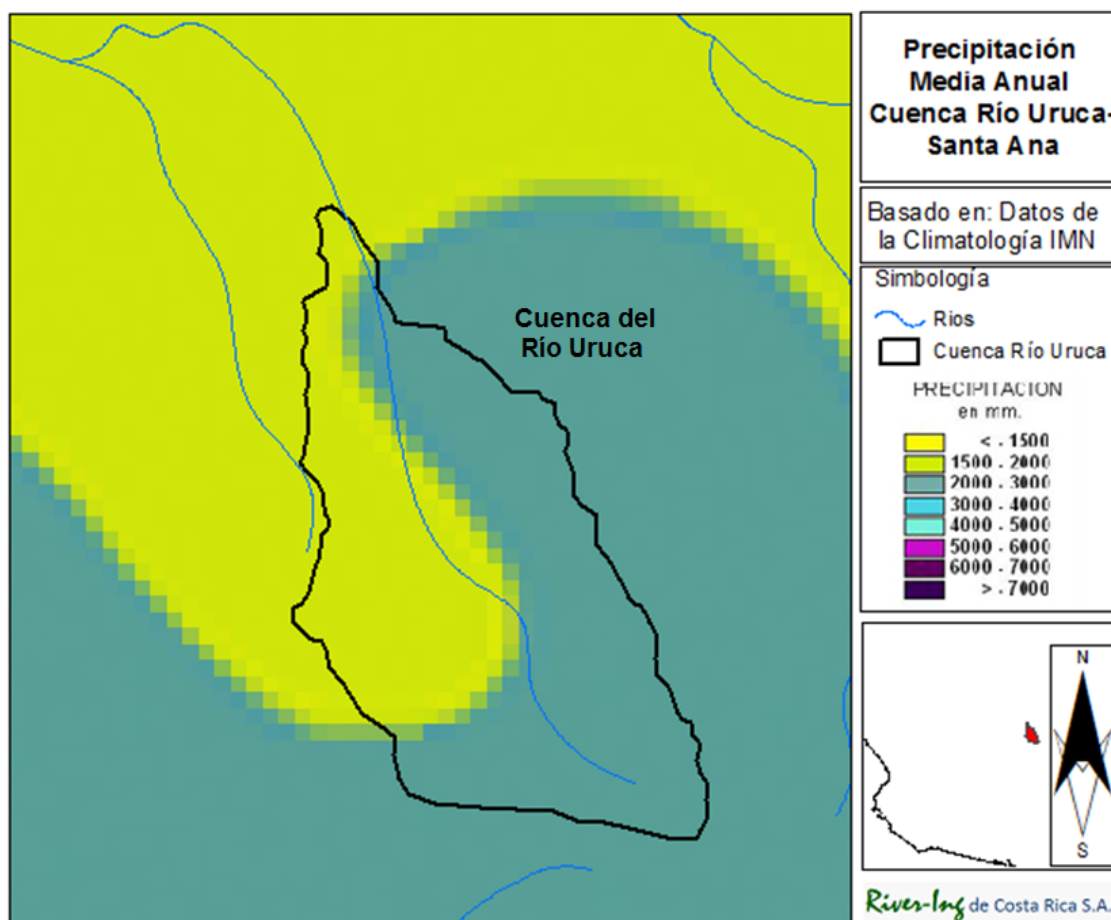


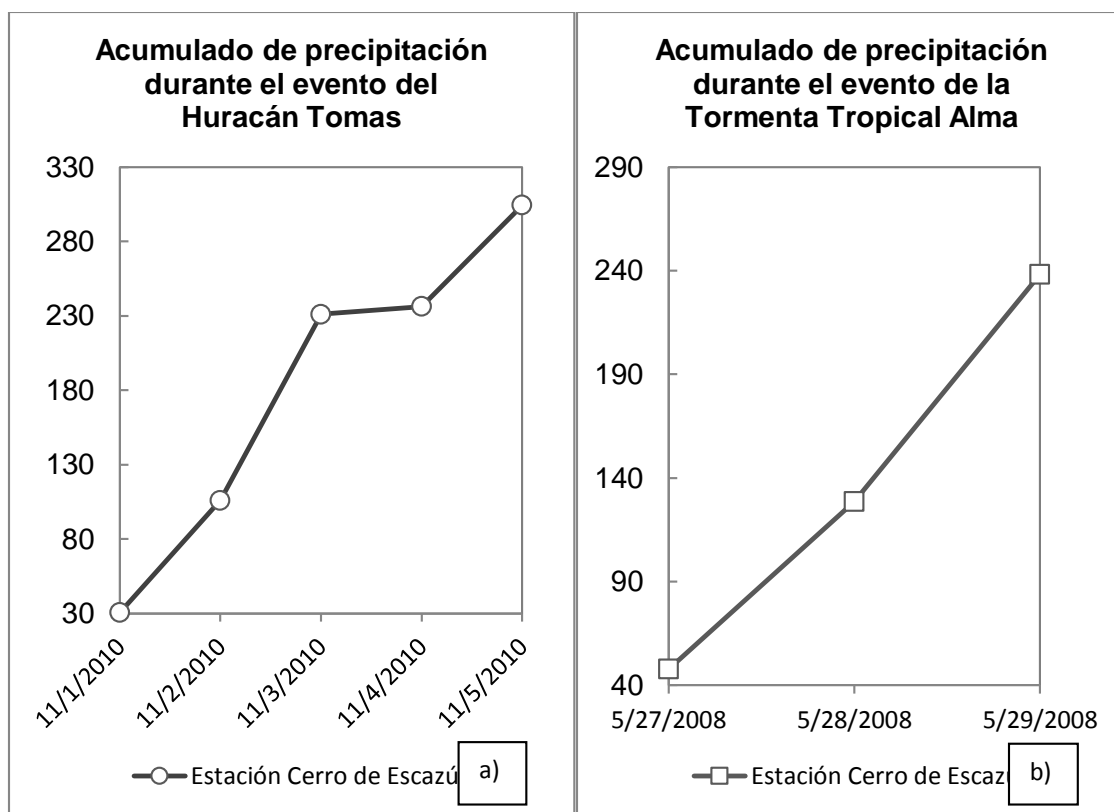
FIGURA 2 PRECIPITACIÓN PROMEDIO ANUAL DE LA CUENCA DEL RÍO URUCA

## 4.2 PRINCIPALES EVENTOS DE PRECIPITACIÓN

Del registro de datos diarios de 01 agosto de 1991 al 19 agosto del 2013, se registraron 121 días de 60 mm, 38 días de 80 mm, 8 días con 100 mm y solo 4 días con 120-125 mm, el resto de los días la lluvia diaria no superó los 60 mm. De ahí que los principales eventos de lluvia son de 120-124 mm diarios, las fechas con estos montos se indican en la Tabla 2. Eventos más extremos podrían presentarse en la cuenca, sin embargo es muy corto el registro con que se cuenta. De los principales eventos de lluvia de la cuenca, que se presentan durante la época lluviosa, se listan en la Tabla 2 además se indica el sistema atmosférico que provocó las precipitaciones.

TABLA 2 PRINCIPALES EVENTOS DE LLUVIA SEGÚN DATOS DIARIOS DE LA ESTACIÓN CERRÓ ESCAZÚ, PERIODO DEL REGISTRO DE 1991-2012.

Periodo de duración del evento de lluvia	Precipitación Acumulada (mm) del evento	Fecha en que se presentó el máximo de lluvia	Precipitación máxima (mm)	Sistema Atmosférico
01/11/1996	108	01/11/1996	108	Vaguada en Panamá-Costa Rica
11/07/2001	103.7	11/07/2001	103.7	Baja presión sobre Panamá
18/05/2008	107.2	18/05/2008	107.2	Onda tropical
27/05/2008-29/05/2008	238.3	29/05/2008	109.7	Tormenta Tropical Alma
01/11/2010 al 05/11/2010	304.3	03/11/2010	125.2	Huracán Tomas



**GRÁFICO 2A Y 2B.** ACUMULADOS DE PRECIPITACIÓN DE LOS DOS EVENTOS PRINCIPALES DE LA CUENCA DEL RÍO URUCA A) HURACÁN TOMAS Y B) TORMENTA TROPICAL ALMA

#### 4.2.1 EVENTO PRINCIPAL: HURACÁN TOMAS

El análisis de la lluvia diaria indicó que el mayor evento de lluvia, del periodo de registro

de la estación más cercana a la cuenca del río Uruca fue el provocado por la influencia hacia el país del Huracán Tomas en noviembre del 2010, este sistema alcanzó la categoría 2 en la escala Saffir-Simpson. Provocó inundaciones y deslizamientos en sectores del Pacífico Norte, Central y Sur y Valle Central del país.

Este sistema se originó por una onda tropical, que al avanzar por el Océano Atlántico se intensificó desde el 27 de octubre. El 28 de octubre, el Centro Nacional de Huracanes (NHC, por sus siglas en inglés), estableció una zona de monitoreo, sobre la onda tropical, a la que durante ese día asignó un bajo potencial (20%) de evolucionar a ciclón tropical en las siguientes 48 horas.

Durante el viernes 29 de octubre, la onda tropical se vuelve más activa y el sistema empieza a tener rotación el NHC declara al sistema como la Tormenta Tropical Tomas, Figura 3, para ese momento se ubicaba a 320 km al sureste de Barbados, y correspondía a la N° 19 de la temporada de huracanes del 2010 en la cuenca del Océano Atlántico y el Mar Caribe.

Los pronósticos del IMN indicaron que el sistema sería extremo y que podría contribuir con actividad lluviosa generalizada e intensa sobre el país al interactuar con la zona de convergencia intertropical, ZCIT.

Durante los días 30 de octubre al 01 de noviembre, Tomas continuó avanzando hacia el oeste, sobre el Mar Caribe, con algunas fluctuaciones en su intensidad. El sábado 30 evolucionó a huracán categoría 1 y el domingo 31, a huracán de categoría 2.

En Costa Rica durante el primero de noviembre, se presentaron fuertes aguaceros generalizados, acompañados de tormentas eléctricas hacia el final de la tarde y primeras horas de la noche. Se presentaba una ZCIT muy activa con intensas bajas presiones cercanas a Costa Rica. En el Pacífico Central y Sur, las lluvias cesaron en la noche, pero en las primeras horas de la madrugada del martes 2, iniciaron nuevamente con intensidades de débiles a moderadas y de forma constante. Este fue el principio del temporal en el país. En la región sur del Mar Caribe, predominaba una amplia zona de baja presión que se extendía desde la tormenta tropical Tomas, ubicada 570 km al sur de Puerto Príncipe, Haití hasta la ZCIT en el Océano Pacífico,

Figura 4. Además, esta zona de baja presión se encontraba acoplada, en los niveles altos de la troposfera, con una dorsal o zona con circulación anticiclónica (a favor de las manecillas del reloj) que favorecía la intensificación de Tomas y de las zonas de baja presión cercanas a Costa Rica. Esto ocasionó que las lluvias se extendieran sobre, prácticamente, todo el país durante la tarde y la noche.

En los cerros del sur del Valle Central, cerca de la Garita, fue donde se registraron las lluvias más fuertes, lo que contribuyó con el desastre ocurrido en el Barrio Lajas de San Antonio de Escazú. Las lluvias más intensas de este temporal, se registraron entre la noche del 3 y la madrugada del 4 de noviembre. En la estación Cerró Escazú el acumulado de los cinco días del evento fue de 304 mm.

La mayor aproximación que tuvo el sistema a Costa Rica fue 890 km al noreste de puerto Limón el 3 de noviembre a las 6 am como Depresión Tropical.

La precipitación acumulada durante estos 5 días excedió hasta en 4 veces el acumulado promedio de noviembre en muchas de las estaciones del país.



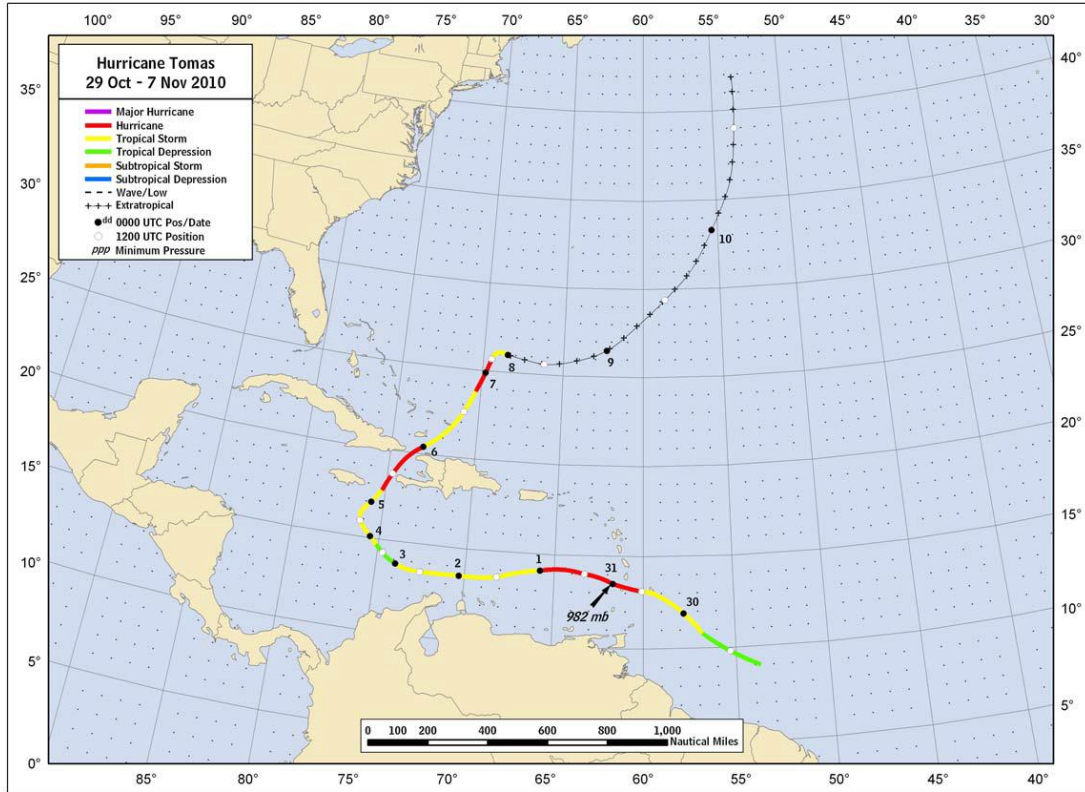
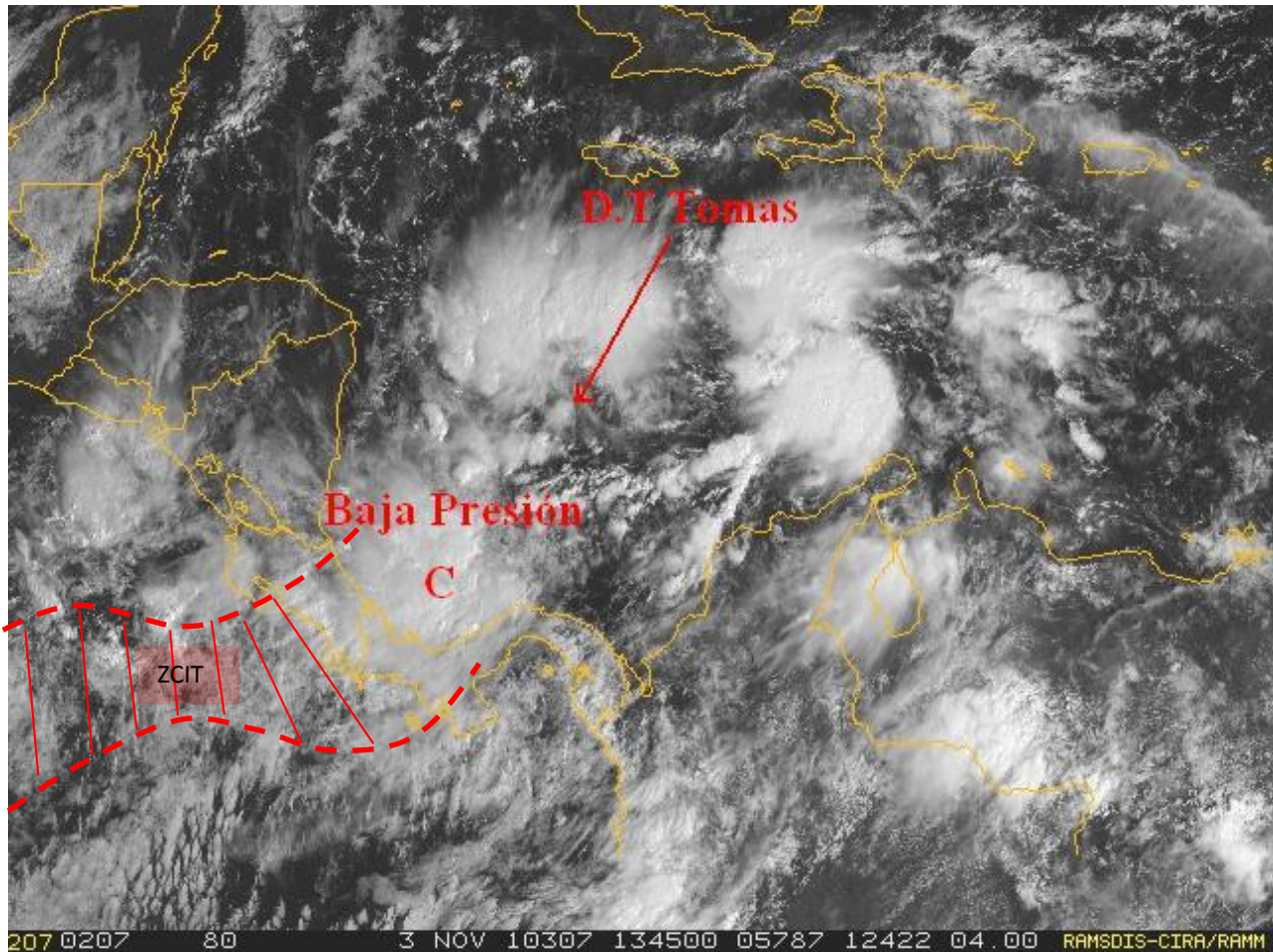


FIGURA 3 TRAYECTORIA DEL HURACÁN TOMAS, NOVIEMBRE 2010.



**FIGURA 4** IMÁGENES DE SATÉLITE DEL GOES CANAL VISIBLE DEL MOMENTO EN QUE TOMAS SE ENCONTRABA MÁS CERCANO A COSTA RICA. FUENTE: RESUMEN METEOROLÓGICO IMN. NOVIEMBRE 2010, WWW. IMN.AC.CR

#### 4.2.2 ANÁLISIS DE INTENSIDADES HORARIAS DE LOS PRINCIPALES EVENTOS DE LLUVIA

De los datos horarios de la estación Cerro Escazú se extrae que los eventos con intensidades mayores de lluvia se presentan en el periodo de la tarde, las mayores intensidades registradas ocurren entre las 2 y 6 pm, se debe considerar la posibilidad de ocurrencia de lluvia intensa en otros periodos del día, como el caso de H. Tomas que presentó su máxima intensidad de lluvia a las 22 horas del día 03 de noviembre del 2010.

En la

Tabla 3 se listan los eventos que presentaron una mayor intensidad de lluvia horaria en la estación meteorológica Cerró Escazú, del registro horario solo 4 eventos superaron los 50 mm/h, además en el registro de 1991 al 2012 se presentaron 15 eventos con intensidades entre 40-45 mm/h, 75 eventos entre 30-35 mm/h, 298 eventos entre 20-25 mm/h y en las restantes horas con datos de lluvia las intensidades son menores a los 15 mm/h.

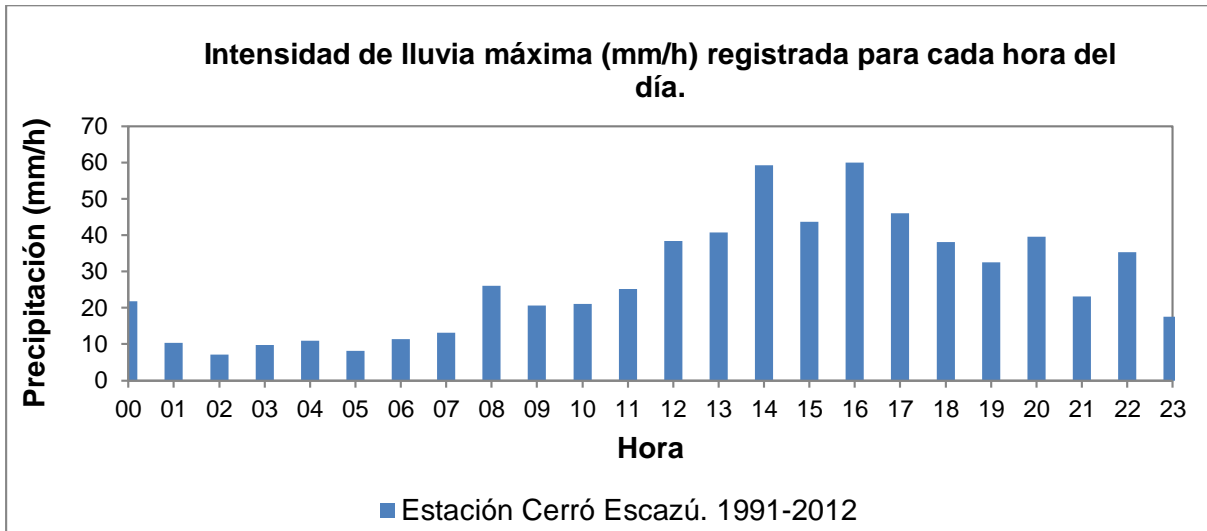


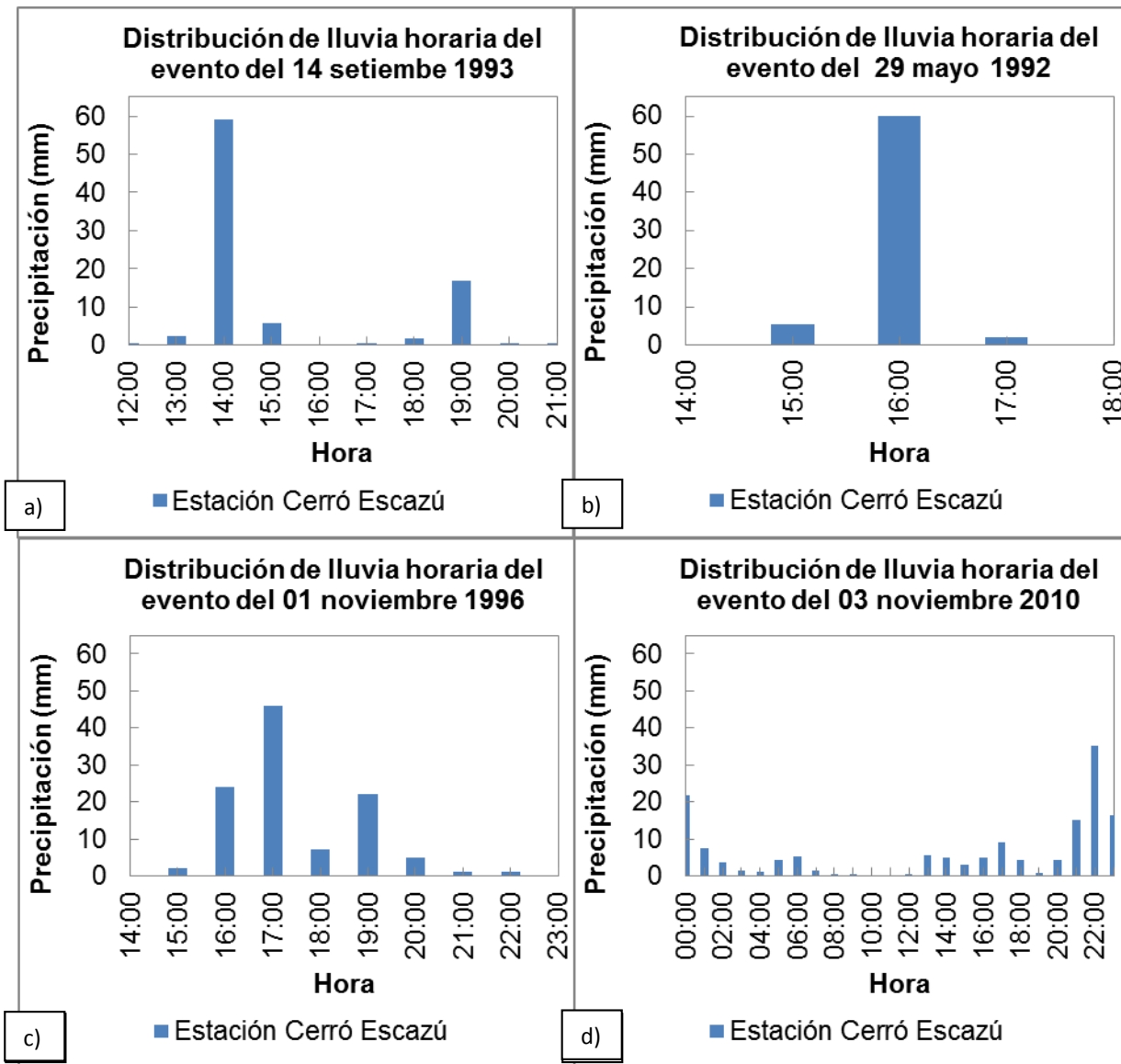
GRÁFICO 3 INTENSIDADES HORARIAS MÁXIMAS POR HORA DEL DÍA, REGISTRO 1991-2012 DE LA ESTACIÓN CERRÓ ESCAZÚ.

TABLA 3 LISTADO DE LOS EVENTOS CON MAYOR INTENSIDAD HORARIA DE LA ESTACIÓN CERRÓ ESCAZÚ, PERIODO DEL REGISTRO DE 1991-2012.

Principales eventos según intensidad de lluvia horaria			
Fecha	Máximo horario (mm/h)	Acumulado del día (mm/día)	Sistema atmosférico que provoco el evento
29/05/1992	59.9	67	Flujo suroeste de la ZCIT sobre Costa Rica
14/08/1993	59.2	87	Baja presión sobre Costa Rica
11/07/2001	51.1	104	Baja presión sobre Panamá
01/11/1996	46.0	108	Vaguada en Panamá-Costa Rica
27/04/1997	43.7	64	Flujo suroeste de la ZCIT sobre Costa Rica
25/04/1999	40.7	42	Baja presión en el Caribe
23/07/2007	39.6	75	Onda Tropical
23/08/1996	38.4	70	ZCIT sobre Costa Rica
23/09/1992	38.0	74	ZCIT sobre Costa Rica y ciclón en Mar Caribe
03/11/2010	35.3	170	H. Tomas + Baja Presión + ZCIT
18/05/2008	32.5	107	Onda Tropical
29/05/2008	20.6	125	TT. Alma

En la Gráfico 4 se muestran las distribuciones de lluvia horaria de cuatro de los eventos: a), b) y c) corresponden a los tres eventos con mayor intensidad horaria de todo el registro y d) al evento asociada el huracán Tomas, este se indica porque además de una importante intensidad horaria, fue el que registro el mayor acumulado diario de lluvia, como se indicó en los apartados anteriores.





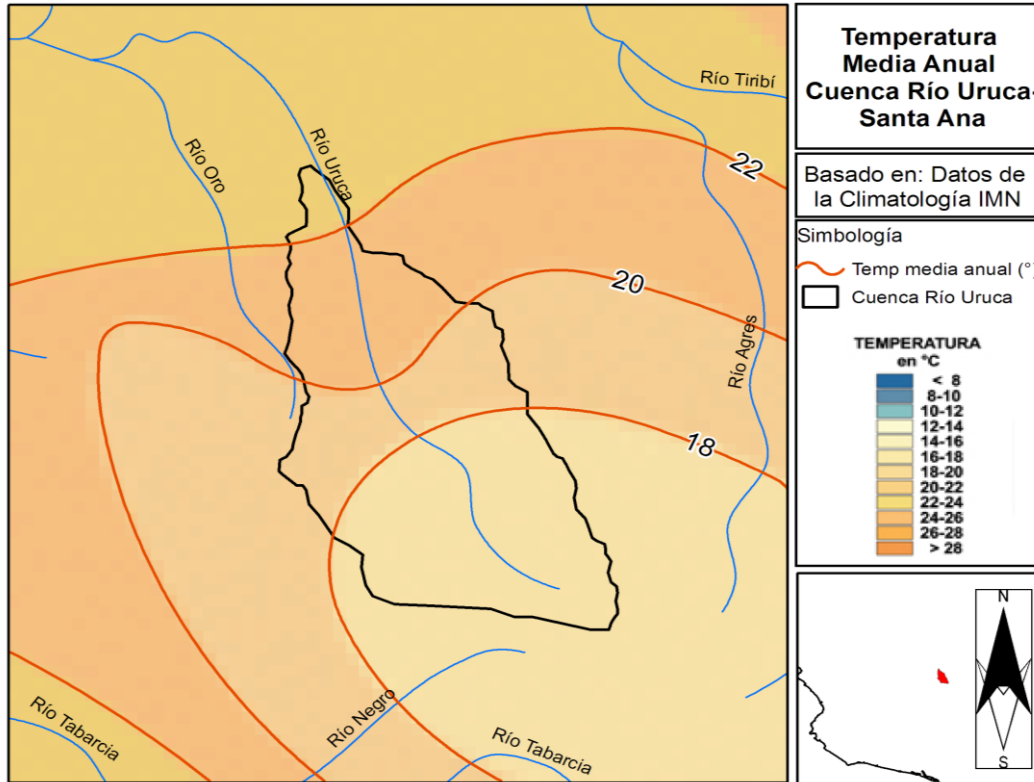
**GRÁFICO 4A-4D.** DISTRIBUCIONES DE LLUVIA HORARIA DE LOS EVENTOS CON MAYOR INTENSIDAD HORARIA DE LLUVIA DE A) BAJA PRESIÓN SOBRE COSTA RICA, B) FLUJO SUROESTE DE LA ZCIT SOBRE COSTA RICA, C) VAGUADA EN PANAMÁ-COSTA RICA Y EL DE MAYOR DURACIÓN D) ASOCIADO A HURACÁN TOMAS

#### 4.2.3 TEMPERATURA

La temperatura promedio anual de la zona está entre los 16-24°C, MAPA 5, donde se identifica que la zona ubicada más al norte, en la parte baja de la cuenca del río Uruca, se presentan temperaturas más cálidas, 22-24°C. En el sector sur de la cuenca, que posee una mayor elevación, se presentan temperaturas menores, de entre 16-18°C.

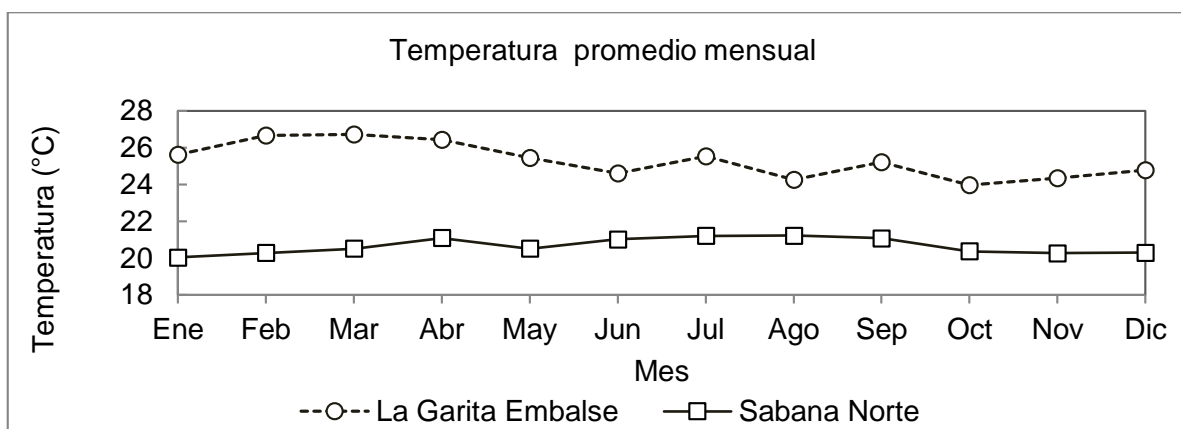
En cuanto a la variación mensual se tienen poca información, las estaciones más cercanas a la cuenca están a 8 y 15 km, de ellas la estación Sabana Norte es la que presenta una elevación similar a las elevaciones en que se ubica la cuenca de interés, la elevación de la estación es muy importante ya que una de las principales variaciones de la temperatura en zonas tropicales se

debe a la elevación sobre el nivel del mar. Se considera que esta estación es representativa del patrón de temperatura, principalmente de la parte media de la cuenca del río Uruca. Los valores promedio mensuales se muestran en el gráfico 6. Por otra parte en sector de menor elevación de la cuenca se tendrían valores un poco más elevados, de cerca de 24°C según el mapa del IMN, como referencia de este patrón se agregó la estación Garita Embalse, aunque se ubica a una elevación mucho menor y por lo tanto presenta temperaturas más elevadas (en al menos 2°) que las que se presentarían en la parte baja de la cuenca de interés.



**MAPA 1.** DISTRIBUCIÓN DE LA TEMPERATURA MEDIA ANUAL (°C) DE LA CUENCA DEL RÍO URUCA. BASADO EN DATOS DE LA CLIMATOLOGÍA DEL IMN.

La variación intermensual de la temperatura indica que marzo y abril son los meses más cálidos, mientras que de octubre a febrero son los más fríos. En octubre, por ser el periodo de máximas lluvias de la época lluviosa, las precipitaciones provocan descensos de temperatura al enfriar las masas de aire a su alrededor. En los meses de diciembre a febrero se presentan temperaturas más bajas, debido a que en estos meses se da la incursión de sistemas invernales como frentes fríos y empujes polares.



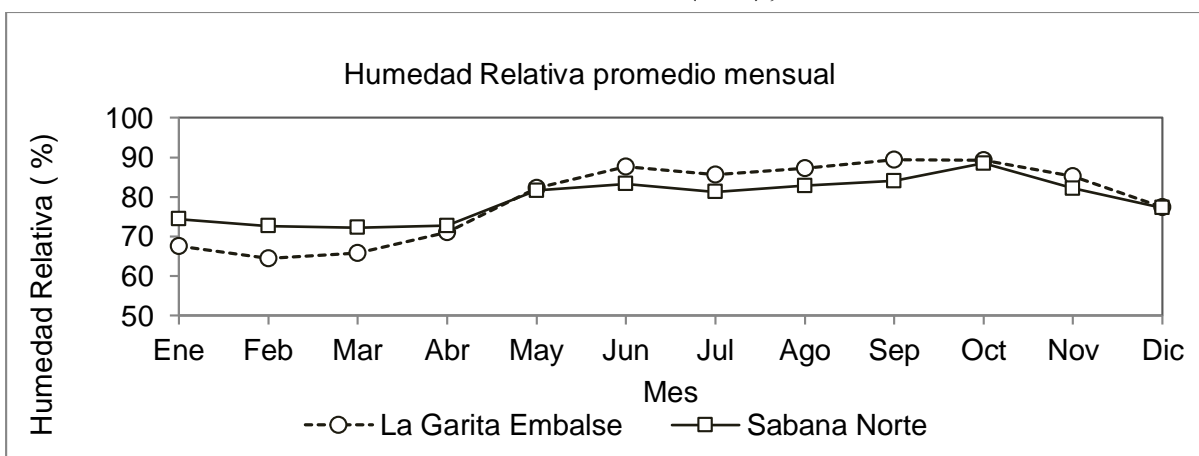
**GRÁFICO 5.** VARIACIÓN DE LA TEMPERATURA PROMEDIO MENSUAL REGISTRADA EN LAS ESTACIONES MÁS CERCANAS A LA CUENCA DEL RÍO URUCA

#### 4.2.4 HUMEDAD RELATIVA

La cuenca del río Uruca recibe el principal aporte de humedad relativa desde el Océano Pacífico, cuando los vientos del oeste y suroeste ingresan al país y trasladan la humedad desde el sector marítimo al territorio nacional. Este insumo de humedad se presenta principalmente durante los meses de época lluviosa (abril a noviembre). En la época seca se presenta un menor ingreso de humedad.

El Gráfico 6 corresponde a las estaciones más cercanas a la cuenca y que cuentan con este tipo de medición, el mapa climático del IMN no posee esta variable. En la estación meteorológica Sabana Norte los porcentajes de humedad relativa más altos se presentan de mayo a noviembre, y setiembre es el mes más húmedo con 88%. En los meses de época seca (diciembre a marzo) y en el mes de transición (abril) la humedad relativa presenta valores 74-72%, marzo es el mes más seco (72%).

Por otra parte, en la estación la Garita Embalse los porcentajes de humedad relativa más altos se presentan de mayo a noviembre, en este periodo, setiembre es el mes más húmedo con 89%. En los meses de época seca (diciembre a marzo) y en transición (abril) la humedad relativa presenta valores 77-64%, febrero es el mes más seco (64%).



**GRÁFICO 6.** VARIACIÓN DE HUMEDAD RELATIVA PROMEDIO MENSUAL REGISTRADA EN LAS ESTACIONES MÁS CERCANAS A LA CUENCA DEL RÍO URUCA



#### 4.2.5 VIENTO

La variación del viento del país está regida por el comportamiento de los vientos alisios (dirección noreste), los que deben su intensidad al comportamiento del Anticiclón del Atlántico Norte llamado frecuentemente como Anticiclón de los Azores. En los primeros meses de época seca (diciembre a febrero) el anticiclón se fortalece provocando vientos alisios más intensos hacia Costa Rica y por lo tanto provocan una condición ventosa para el país, las mayores intensidades se encuentran en las partes altas de las cordilleras del país, donde pueden alcanzar los 50-60 km/h, si este efecto se suma al paso de un frente frío o una alta presión de origen polar los vientos pueden pasar los 100 km/h.

A partir de marzo los vientos alisios se debilitan, en abril son muy débiles y permiten el ascenso de la Zona de Convergencia Intertropical, responsable del principal transporte de humedad al país, y por lo tanto esta es la que da paso a la llegada de la época lluviosa. Durante los meses de abril a noviembre se presentan vientos alisios (dirección noreste) durante las mañanas y vientos con dirección oeste en las tardes, los valores de la velocidad del viento apenas llegan a los 4-10 km/h. La intensidad del viento en la época lluviosa solamente puede ser más alta cuando se presentan nubes cumulonimbos, cuyas corrientes descendentes poseen vientos que pueden estar entre los 90-110 km/h.

Una excepción son los meses de julio y agosto, ya que en estos se puede presentar un aceleramiento de los vientos alisios debido a un fortalecimiento del jet de bajo nivel del oeste del caribe, este jet acelera el viento del este y noreste y es el responsable de una disminución de las lluvias en la cuenca.

En la Gráfico 7 se muestra la variación promedio mensual de la velocidad del viento, en m/s, de la estación Sabana Norte, en esta se puede apreciar que los meses más ventosos son de noviembre a febrero, el mes menos ventoso es octubre. Del periodo que se tienen datos, no se observó un patrón de disminución en julio, que es usual cuando se presenta “veranillo”, el registro es corto (2009-2013) lo que podría afectar el que no se aprecie el fenómeno, ya que la lluvia y la humedad si indicaron que se presenta el “veranillo” en la zona.

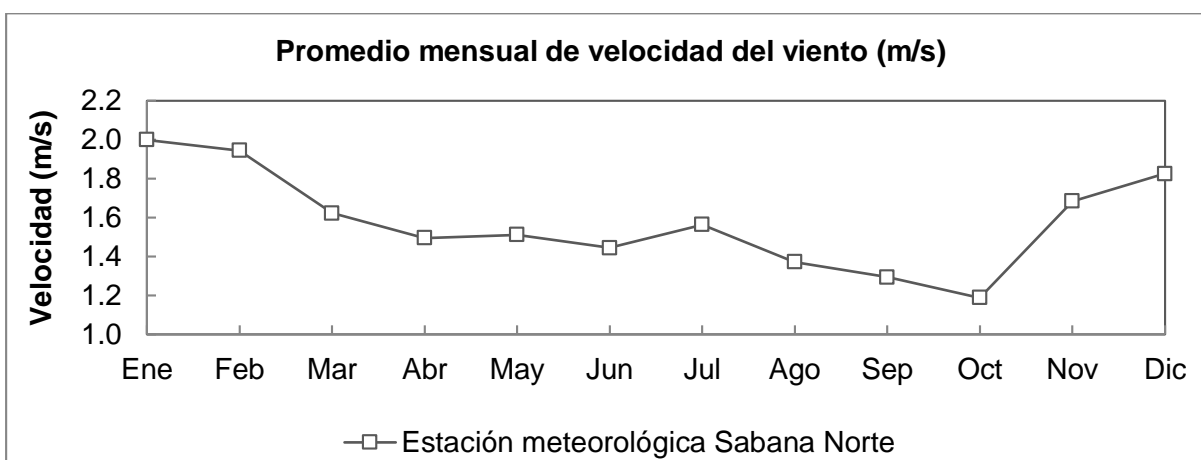


GRÁFICO 7. VARIACIÓN DE LA VELOCIDAD EL VIENTO PROMEDIO MENSUAL EN LA ESTACIÓN MÁS CERCANA A LA CUENCA DEL RÍO URUCA

### 4.3 EXPECTATIVAS SOBRE EL CAMBIO CLIMÁTICO Y SU INJERENCIA EN UN AUMENTO EN LA OCURRENCIA DE EMERGENCIAS POR EVENTOS HIDROMETEOROLÓGICOS.

El cambio del clima y la variabilidad climática pueden observarse históricamente sobre la base de estudios geológicos. Una edad de hielo sucedió hace aproximadamente 80000 años. Entonces las temperaturas medias globales llegaron a estar por debajo, en  $-5\text{ }^{\circ}\text{C}$ , de los valores medios presente (WMO, 1994).

Los centros de estudios del clima cuentan con buenos registros de datos climáticos para la mayoría de las regiones de la Tierra, disponibles aproximadamente a partir del año 1850, momento en el cual se comenzó a medir de forma sistemática las variables atmosféricas. Tomando en consideración esos valores observados, actualmente se detecta un calentamiento en las temperaturas globales. Hubo un enfriamiento relativo entre 1940 y 1970 en el hemisferio norte que no se observó en el sur. Pero desde 1976, la temperatura se ha ido incrementando rápidamente. Esos registros -desde 1850 hasta los años noventa- registran una tendencia ascendente de la temperatura media global en por lo menos  $+0.5\text{ }^{\circ}\text{C}$  en los más elevadas (IPCC a, 2001).

La actividad últimos 100 años (WMO, 1994). La década del 90 fue la más caliente. El año 1998 registró la temperatura industrial y la quema de combustibles fósiles para la obtención de energía desde la revolución industrial en adelante fue creciendo. Pero en las últimas décadas la emisión y concentración de los gases de efecto invernadero (GEI) -metano, óxidos de nitrógeno, dióxido de carbono, CFC, etc. - en la atmósfera se hizo más aguda. Asimismo son de importancia algunos procesos industriales, la extracción de hidrocarburos, los cambios en el uso del suelo (la quema de pastizales por ejemplo), el cultivo de arroz, el uso de fertilización nitrogenada, la cría de ganado, la deforestación. La atención se centra fundamentalmente en el dióxido de carbono ( $\text{CO}_2$ ) por tener este un peso aparente mayor en todo este proceso. La concentración de este gas se incrementó (IPCC a, 2001) de 280 ppm del período 1000 - 1750 a 368 ppm para el año 2000 (31 % de incremento).

Con esta modificación química de la atmósfera por acción mayormente antrópica y con el observado aumento de la temperatura comenzó a definirse el Calentamiento Global (CG). El CG se lo asocia a la concentración de los GEI por el efecto invernadero. La temperatura del planeta tendería a aumentar y esto dispararía un Cambio Climático (cambios en las temperaturas, en la distribución de lluvias, de eventos extremos - tormentas, sequías, inundaciones, olas de calor, entre otros) poniéndose en riesgo actividades humanas con una potencial repercusión en términos principalmente ecológicos y socioeconómicos.

Modificaciones en el clima tendrán efectos positivos y negativos, como sucede actualmente con el fenómeno de El Niño. El continente tiene una gran variedad de climas, desde climas húmedos tropicales a climas muy desérticos. En el continente existe el 27% de selvas (sobre el total global), estos ecosistemas se verán afectados por el proyectado Cambio Climático. La frecuencia de los eventos extremos es posible que se incremente.

#### 4.3.1 TENDENCIA DE EVENTOS EXTREMOS EN CENTROAMÉRICA

En Aguilar et al., 2005 se recoge gran parte de la información para Centroamérica que muestra algunas tendencias en eventos extremos como resultado de analizar los datos registrados por estaciones meteorológicas de la región y concluyen que las precipitaciones y temperaturas máximas extremas diarias han venido aumentando. Lo que indica un aumento de la temperatura ambiente y un reflejo de esta en la intensidad de los aguaceros. Además, la modelación climática prevé un incremento de la temperatura para las próximas décadas, mostrado por el análisis de sitios como San José en las investigaciones de Hidalgo et al. (2013), *de esta forma el incremento en la temperatura del aire en los valores medios y en la máximas es un indicativo de un posible incremento en la cantidad de eventos severos de lluvia es decir a mayor temperatura atmosférica mayor es la facilidad para que una atmósfera húmeda pueda desarrollar nubosidad convectiva que desencadene en lluvias severas*. Un antecedente de esto es lo que ya bien se ha observado en la región con la presencia del fenómeno del ENOS en su fase cálida (El Niño) en el que las temperaturas ambiente aumentan y los patrones de precipitación se tornan aislados con una irregular distribución temporal y espacial de las lluvias, que sin embargo suelen ser las que incluso son muy intensas, lluvias que se concentran en espacios reducidos pero que pueden tener una severidad considerable. Si bien para la región central del país, las lluvias con El Niño disminuyen en cantidad y los balances hídricos de la región pueden ser más bien negativos, esto no la exime de la posibilidad de eventos de lluvias fuertes.

A nivel global, ante el aumento de la temperatura del planeta lo que se espera es un incremento en la cantidad e intensidad de eventos extremos sean inundaciones o sequías. Se espera que mientras continúe el incremento de las temperaturas a nivel global, las condiciones de la dinámica de la atmósfera que influencia al país de paso a patrones de lluvias severas seguidos de patrones secos severos.

Además uno de los factores más preocupantes es la posibilidad de mayor cantidad de eventos severos asociados al fenómeno de la Niña, la relación entre los eventos de ENOS y los ciclones tropicales ha indicado que el número de ciclones aumenta bajo condiciones del ENOS frío o La Niña, en los últimos años se ha observado un leve incremento en la cantidad de ciclones tropicales que afectan a Costa Rica cuando es escenario es de un evento de La Niña (IMN, 2008).

Los patrones de lluvias severas estarán asociados a mayor intensidad de ciclones tropicales y ondas tropicales con mayor energía para provocar mayores precipitaciones en su paso por Centroamérica (Alvarado y Zarate, 2005). Una Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT) más activa por la mayor energía disponible en la atmósfera para sistemas convectivos sería favorable en las próximas décadas sin embargo también está la incertidumbre asociada a la posición que tendrá esta, con La Niña estará más cercana al país y favorecerá las lluvias y lo opuesto con El Niño, afectada también por los vientos alisos y su intensidad vinculada al dipolo que se forma entre el Pacífico y Atlántico por las diferencias de temperaturas de estos océanos.

Pasado el periodo de 40-50 años los modelos climáticos como los analizados en Hidalgo et. Al, (2014) basados en escenarios de la IPCC indican la estructura atmosférica estaría más asociada a un patrón de sequías, vinculado a la posición más al sur de la ZCIT.

Los análisis de los píxeles del modelo PRECIS que abarcan sectores del país indicaron correlaciones de 70-79% de la región central del país con la climatología del país basada en datos de estaciones meteorológicas (datos 1961-1999). En este caso el área de interés se ubica en esta



región, para la que el IMN indicó, en su segunda comunicación nacional (2008), que se podrían observar disminuciones en la precipitación anual de entre 16-23% hacia finales de siglo. Las temperaturas mínimas y máximas tienden a aumentar, la máxima se espera aumente entre 4-5°C y la mínima entre 2-4°C.

Los análisis de cambio climático realizados en el país se centran en su mayoría en los años 2040-2100, periodos para los que esperan un grado importante de disminución de lluvias para el centro y pacífico del país, con algunos sectores del caribe que más bien tendrían un incremento en las lluvias anuales.

Sin embargo, mientras tanto para los años 2015-2039 el calentamiento se continuara manifestando, se podría esperar un incremento en la actividad lluviosa severa, por las condiciones de mayor temperatura del aire y disposición de humedad en la atmósfera.

*Los eventos lluviosos extremos corresponden normalmente con eventos de rápida evolución temporal (horas o días), acentuados o favorecidos por los forzantes de mayor escala (temperaturas oceánicas, sistemas de presión atmosférica de gran escala), la acción de la variabilidad climática puede generar varios extremos lluviosos seguidos a lo largo de un año, dando paso a un periodo lluvioso prolongado (MINAET-IMN, 2011). Tal es el caso de los sistemas de baja presión, ondas tropicales o efecto indirecto de ciclones tropicales que se presentan entre abril y noviembre y que pueden provocar en la cuenca de interés lluvias severas en cortos periodos de tiempo, con un carácter explosivo, violento y erosivo (MINAET et al., 2009).*

*De esta forma, a los efectos del cambio climático vinculados al calentamiento global se le suma la variabilidad climática natural intrínseca en la que se pueden presentar periodos muy activos de lluvias (o periodo secos), esto favorece la posibilidad de que el área de la cuenca del Río Uruca pueda recibir en cualquier momento un patrón lluvioso severo que de paso a deslizamientos de terreno importantes.*

El posible aumento en los fenómenos de variabilidad que puedan provocar eventos extremos en Costa Rica coincide con el reporte de IPCC (2007) como un eventual escenario de cambio climático (IMN, 2008). Hidrología de la Cuenca

Esta sección incluye la estimación de los eventos máximos en dos sitios: uno al pie del cerro Tapezco en la confluencia de la quebrada Pittier y el segundo al inicio de la zona urbana de Santa Ana.

#### 4.3.2 CARACTERÍSTICAS FÍSICAS DE LA CUENCA

##### **Morfología, Suelos y Cobertura**

La cuenca tiene una elevación media de 1500 msnm, elevación máxima de 2345 msnm y mínima de 920 msnm al final del tramo. El área de la cuenca es 18.16 km<sup>2</sup> de forma ovalada y alargada en sentido SE-NO.

La longitud del cauce principal es de 8.87 Km, con una pendiente media de 23.4% aproximadamente.

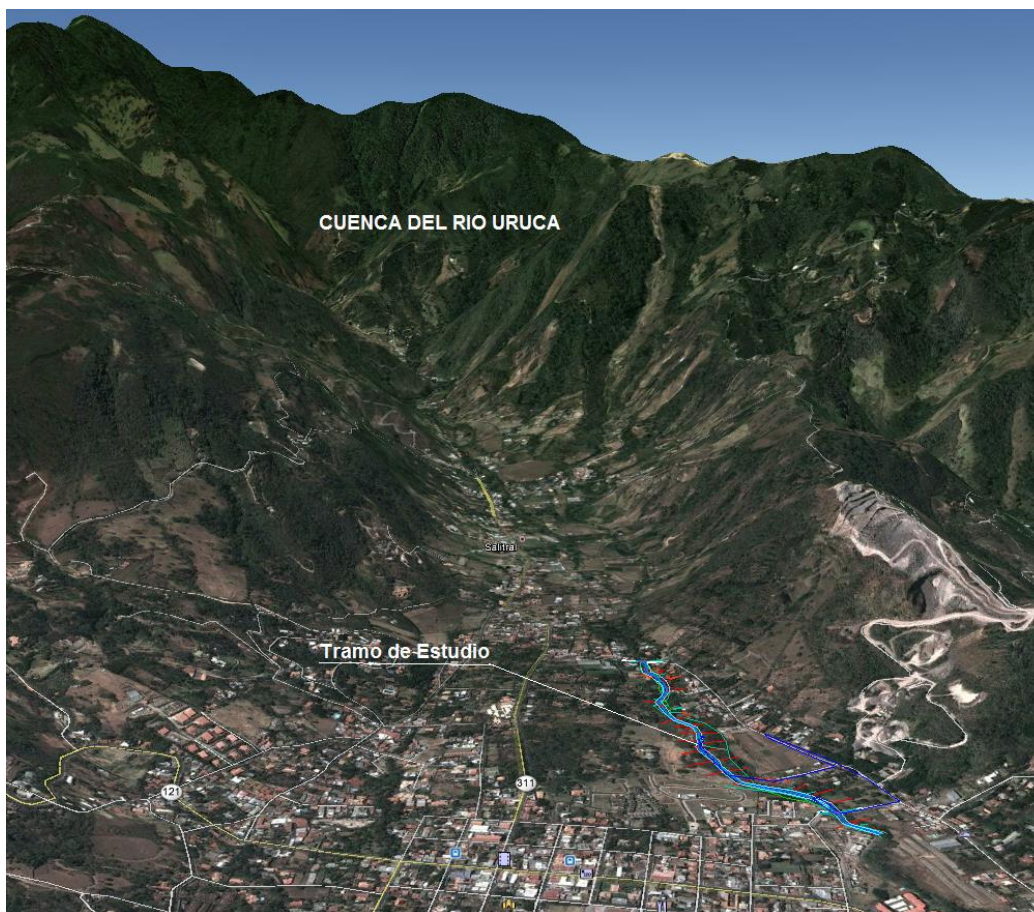


FIGURA 6. VISTA AÉREA DE LA CUENCA SOBRE LA QUEBRADA DANTA.

De acuerdo al Manual de Capacidad de Uso de la Tierra (2), escala 1:200000 del Ministerio de Agricultura y Ganadería, el sector de Escazú corresponde a suelos Ustic Dystrondept, que se caracterizan por ser de relieve ondulado, profundos, texturas medias a moderadamente finas, colores pardo oscuro a pardo, bien drenados, permeables, de fertilidad baja.

TABLA 4. TIPOS DE COBERTURA Y USO EN LA CUENCA

Uso del suelo	AREA (Km <sup>2</sup> )	Porcentaje	Coefficiente Escorrentía	No. Curva
<b>Bosque</b>	6.41	34.5%	0.36	73
<b>Cultivos</b>	0.95	5.1%	0.36	83
<b>Nubes y sombras</b>	4.42	23.8%	0.35	74.89
<b>Pastos y árboles dispersos</b>	6.21	33.4%	0.30	74
<b>Suelo desnudo</b>	0.09	0.5%	0.37	79
<b>Tajo</b>	0.02	0.1%	0.30	74
<b>Uso urbano</b>	0.50	2.7%	0.81	94
<b>Área Total</b>	18.60	Ponderado:	0.35	74.89

#### 4.4 CARACTERÍSTICAS FÍSICAS

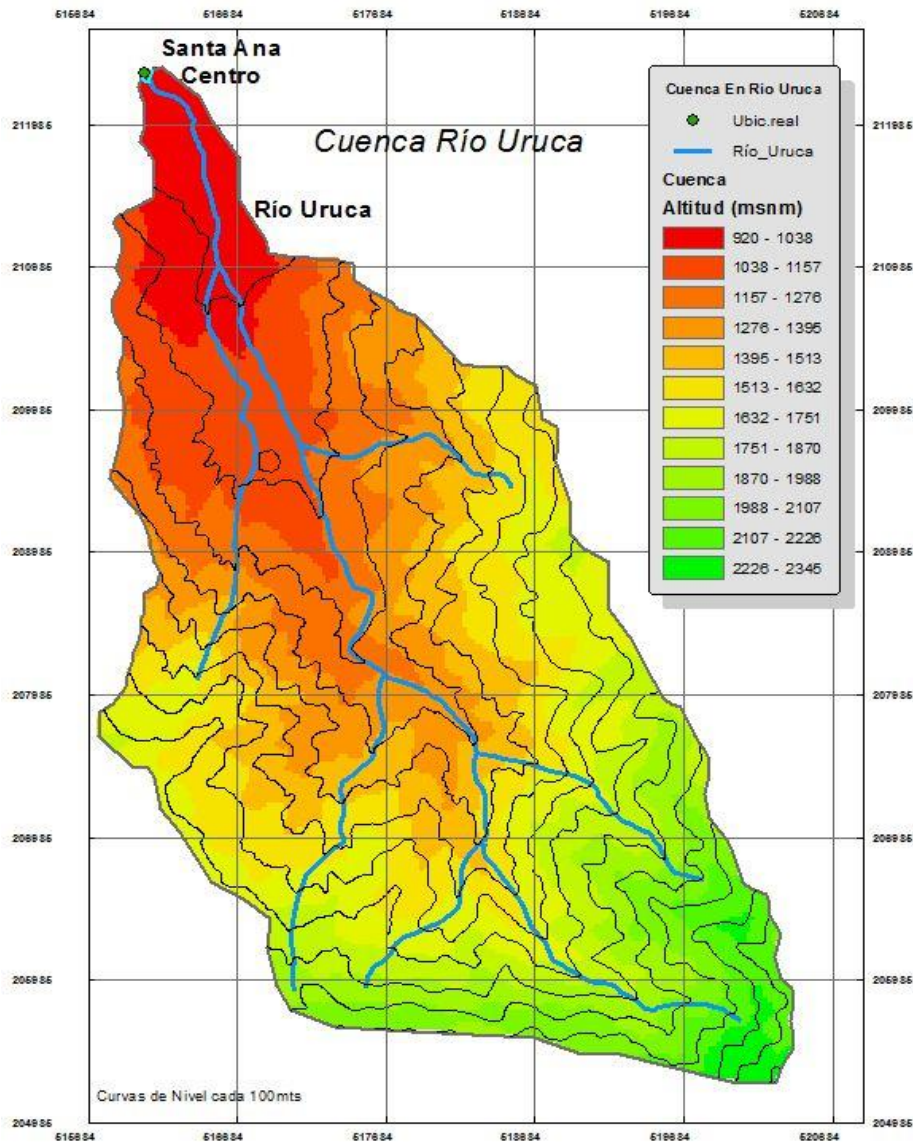
La Tabla 5 resume las características principales de la cuenca, como lo son su área tributaria al punto de interés, perímetro, elevaciones extremas y media, longitud del cauce principal, etc.

**TABLA 5. CARACTERÍSTICAS FÍSICAS DE LA CUENCA.**

<b>CUENCA ID</b>	<b>VALOR</b>
<b>Área (Km<sup>2</sup>)</b>	18.6
<b>Perímetro (Km)</b>	20
<b>Zmin (msnm)</b>	920
<b>Zmed (msnm)</b>	1500
<b>Zmax (msnm)</b>	2345
<b>Long cauce principal (Lc) (Km)</b>	8.87
<b>Índice de Compacidad (IG)</b>	1.80
<b>Factor de Forma (Kf)</b>	0.133

El mapa 2 muestra el modelo de elevación digital de la cuenca del Río Uruca hasta el sitio de interés.

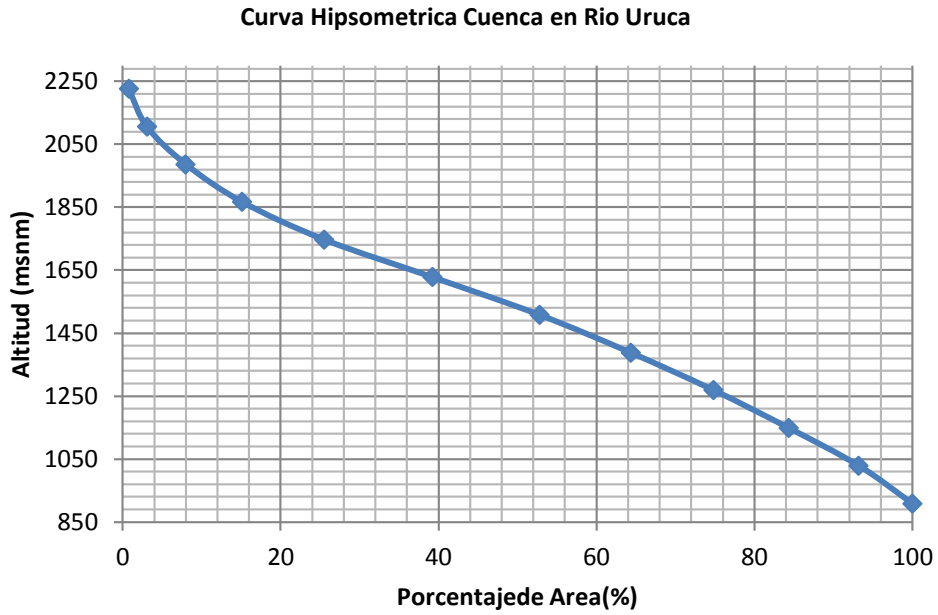




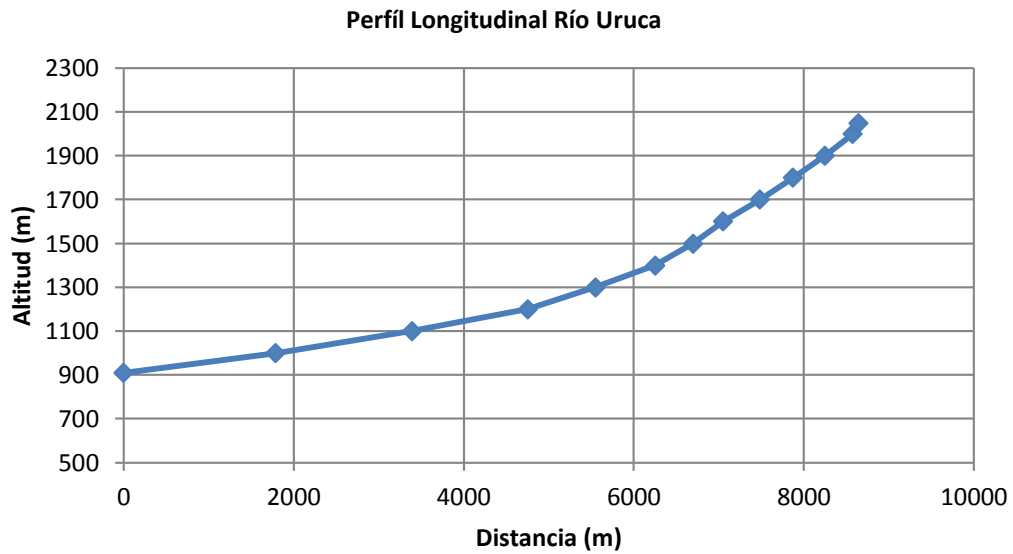
MAPA 2. MODELO DE ELEVACIÓN DIGITAL DE LA CUENCA DEL RÍO URUCA HASTA EL SITIO DEL PUENTE.

En lo relativo a la cobertura vegetal, como lo muestra la Tabla 5 y el mapa 2, el 67% de toda la cuenca corresponden a pastos y bosque secundario, y el resto consiste en cultivos y una pequeña parte es para uso urbano. La Tabla 1 también presenta el coeficiente de escorrentía ponderado para esta pequeña cuenca, y que se estima en 0.35, un valor coherente entre otros aspectos con su pendiente, el tipo de suelos y la cobertura predominante.

La curva hipsométrica de la cuenca y el perfil longitudinal del cauce principal de la quebrada Danta se muestran en los gráficos 8 y 9, respectivamente. De tal información se hace evidente que el 100% de la cuenca está en un rango de elevaciones con potencial a recibir fuertes precipitaciones.



**GRÁFICO 8. CURVA HIPSOMÉTRICA CUENCA QUEBRADA RIO URUCA**



**GRÁFICO 9. PERFIL LONGITUDINAL CAUCE PRINCIPAL CUENCA RÍO URUCA**

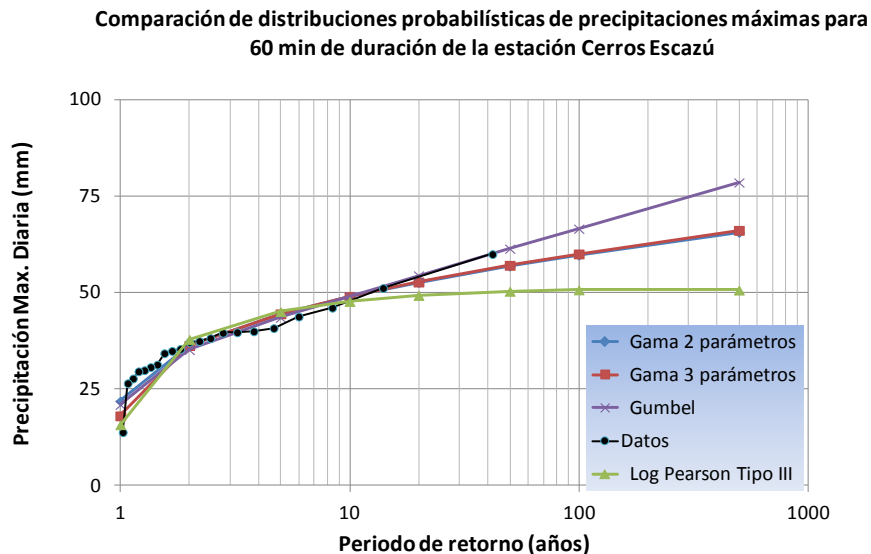
## 4.5 ESTIMACIÓN DE CAUDALES MÁXIMOS PARA VARIOS PERIODOS DE RETORNO

### 4.5.1 INFORMACIÓN METEOROLÓGICA DISPONIBLE

Para la estimación de las precipitaciones máximas de 2, 5, 10, 20 50 y 100 años, se utilizó la serie anual de precipitación máxima para 60 minutos en la estación Cerros Escazú del ICE, que se encuentra a 2.5 Km del centroide de la cuenca. La Tabla 6 muestra los resultados de los análisis de frecuencia aplicados. En el Gráfico 11 se muestra este resultado de manera gráfica, indicando que la distribución Gumbel es la que describe mejor el comportamiento.

**TABLA 6.** ESTIMACIÓN DE LA PRECIPITACIÓN ACUMULADA DE 60 MIN PARA DIFERENTES PERIODOS DE RETORNO, SEGÚN DISTINTAS DISTRIBUCIONES PROBABILÍSTICAS ESTACIÓN CERROS ESCAZÚ, IMN.

<i>Distribuciones para eventos máximos (mm)</i>				
Periodo de Retorno	Gama 2 parámetros	Gama 3 parámetros	Log Pearson Tipo III	Gumbel
1	22	18	16	21
2	36	36	38	35
5	44	44	45	43
10	49	49	48	49
20	53	53	49	54
50	57	57	50	61
100	60	60	51	66
500	66	66	51	78





## 4.6 ESTIMACIÓN DE LOS TIEMPOS DE CONCENTRACIÓN

Para que el tiempo de concentración a estimar tenga significancia, se debe considerar las condiciones topográficas, de textura y cobertura vegetal del suelo y de acuerdo a dichas características se debe determinar los tiempos de viaje de cada uno de los modos de transporte de la escorrentía. Dependiendo del modo de transporte y de las otras características del terreno, se debe aplicar las ecuaciones que mejor representan cada proceso y de esta forma tener un recuento realista de cada uno de los componentes que forman el tiempo de concentración.

Para estimar el tiempo de concentración ( $T_c$ ) al punto de interés, es necesario tomar en cuenta los tres modos de viaje (7) que ocurren desde la parte más lejana de la cuenca: el primero es como flujo laminar no concentrado (FLNC) que ocurre en los primeros 100 m desde la divisoria de aguas, posteriormente el flujo se convierte en flujo laminar concentrado (FLC) en los siguientes 500 m aproximadamente, hasta llegar a un sub-colector, colector o incluso el cauce principal. A partir del sub-colector y subsiguientes, el flujo tiene el carácter de flujo concentrado (FC) hasta el punto de interés (7).

El tiempo de viaje para FLNC está dado por la fórmula (7):

$$T_{\text{osf}} = \frac{0.93(L^{0.6}n^{0.6})}{(i^{0.4}S^{0.3})} \quad (1)$$

Tosf: Tiempo de concentración como FLNC.

L: Longitud de viaje como FLNC (en pies).

n: Coeficiente de Manning

i: Intensidad de lluvia (pulg/h)

S: Pendiente promedio (ft/ft)

Para el FLC y FC, el tiempo de viaje está dado por:

$$T_{\text{scf}} = \frac{L}{60V} \quad (2)$$

Tscf: Tiempo de concentración como FLC.

L: Longitud de viaje como FLC (en pies).

v: Velocidad del agua como FLC (ft/s) dado por el gráfico 1 del anexo A.

La ecuación (2) también aplica para el FC.

Para el FC, la velocidad del flujo se puede calcular utilizando la fórmula de Manning, o las fórmulas de Kirpich o California Culverts Practice pero considerando las características del cauce principal solamente (5,7,9).

La ecuación de Manning clásica para canales trapezoidales abiertos:

$$V = \frac{1.49}{n} R^{2/3} S^{1/2} \quad (3)$$

Donde R es el radio hidráulico, S la pendiente media del canal, n el coeficiente de resistencia de Manning, y V es la velocidad del agua.

El tiempo de concentración final es la suma del Tosf, Tscf y Tfc, siendo un proceso iterativo por cuanto Tosf es dependiente de la intensidad de la lluvia.

Para el flujo laminar no concentrado, la distancia L se asume como 100 m (328 pies), “n” 0.4 y “S” tiene un valor de 37%. Como una primera iteración, se asume la intensidad máxima de la lluvia para un tiempo de concentración de 60 minutos y un periodo de retorno de 10 años (65 mm/h) (según curvas IDF genéricas para San José de Villón<sup>12</sup>).

Para el flujo laminar concentrado, L se estima en promedio en 400 m hasta llegar al colector más cercano con pendiente promedio del 43%, con estos valores y utilizando la figura 1 del anexo B, se obtiene para cobertura de bosque o pastos densos (lo que predomina en la parte alta de la cuenca) una velocidad de 1.5 ft/s (0.46 m/s).

Para estimar el tiempo de viaje como flujo concentrado en el cauce principal, se aplica la ecuación de Manning al cauce principal subdividido en tramos prismáticos, desde la parte más alta de la cuenca hasta la más baja. De manera que a lo largo de los tramos, la “n” de Manning se hace variar desde 0.065 hasta 0.038 de acuerdo a las condiciones del cauce, la profundidad del agua desde 0.3 m hasta 1.75 m, y el ancho del cauce principal desde 1.0 m hasta 4.0 m.

Se asume una sección trapezoidal con taludes 0.25H:1V, y con la pendiente media para cada tramo según el perfil longitudinal del gráfico 11. La Tabla 7 resume los cálculos del tiempo de viaje como FC.

**TABLA 7. TIEMPO DE VIAJE COMO FLUJO CONCENTRADO A LO LARGO DEL CAUCE PRINCIPAL.**

Tramo	Longitud	Manning	Prof. "h"	Pendiente	Ancho	Talud	Espejo	Perim. Moj	Área Moj.	Radio Hid.	Caudal	Veloc.	T. Viaje	T. Viaj. Acc.
#	(m)	"n"	(m)	(m/m)	b (m)	z (mv/mh)	T (m)	P (m)	A (m2)	Rh (m)	Q (m3/s)	V (m/s)	(min)	
1	1790.6	0.044	1.45	0.050	3.4	0.25	4.1	6.4	5.4	0.9	25.1	4.6	6.5	6.5
2	1605.2	0.049	1.18	0.062	2.8	1.25	5.8	6.6	5.1	0.8	21.8	4.3	6.2	12.7
3	1362.7	0.053	0.95	0.073	2.3	2.25	6.6	7.0	4.3	0.6	15.7	3.7	6.2	18.9
4	792.0	0.055	0.82	0.126	2.1	3.25	7.4	7.6	3.9	0.5	15.8	4.1	3.2	22.1
5	703.8	0.058	0.70	0.142	1.8	4.25	7.8	7.9	3.4	0.4	12.4	3.7	3.2	25.3
6	443.6	0.059	0.63	0.225	1.7	5.25	8.2	8.4	3.1	0.4	12.9	4.2	1.8	27.0
7	354.0	0.060	0.57	0.283	1.6	6.25	8.6	8.7	2.9	0.3	12.2	4.2	1.4	28.4
8	435.2	0.061	0.49	0.230	1.4	7.25	8.6	8.6	2.5	0.3	8.3	3.4	2.1	30.6
9	387.8	0.063	0.43	0.258	1.3	8.25	8.3	8.4	2.1	0.2	6.5	3.2	2.0	32.6
10	374.3	0.064	0.37	0.267	1.1	9.25	7.9	7.9	1.7	0.2	4.7	2.8	2.2	34.8
11	328.7	0.065	0.31	0.304	1.0	10.25	7.4	7.4	1.3	0.2	3.5	2.7	2.0	36.8
12	63.9	0.065	0.30	0.782	1.0	11.25	7.8	7.8	1.3	0.2	5.5	4.2	0.3	<b>37.1</b>

Con tales parámetros se determina que Tosf es 15.6 min, Tscf es 14.6 min y Tfc es 37.1 min, para un tiempo de concentración de 67.7 minutos aproximadamente.

4.6.1 MÉTODOS DE KIRPICH , CALIFORNIA CULVERTS PRACTICE Y MÉTODO SCS DE RETARDO DEL SCS<sup>(3)</sup>:

La Tabla 8 resume el cálculo de tiempo de concentración usando métodos que no discriminan el tiempo de viaje en función del tipo de flujo.

TABLA 8. ESTIMACIÓN DEL TIEMPO DE CONCENTRACIÓN POR VARIOS MÉTODOS.

Método	Tiempo de viaje concentrado	flujo
	Tfc (min)	
Kirpich	43.1	$T_c=0.0078L^{**}0.775^{**}-0.385$
California	43.5	$T_c=60(11.9*L^{**}3/H)^{**}0.385$
Ecuación de Retardo SCS	82.13	$T_c=Lag/0.6; Lag=L^{0.8}(Scn+1)^{0.7}/1900Y^{0.5*}$

\*S:H/L;Scn=1000/CN-10, CN: Número de Curva (74.9); Y:Pendiente media de la Cuenca (16.1%)

**Se asume conservadoramente que el tiempo de concentración de la cuenca es de 60 minutos ó 1.0 horas.**

4.7 ESTIMACIÓN DEL CAUDAL PICO POR PERIODO DE RETORNO EN EL SITIO DEL PROYECTO

4.7.1 FÓRMULA RACIONAL:

Debido a que el área tributaria corresponde a una microcuenca, el método racional es el más recomendado. Los cálculos del caudal pico se realiza usando la formula:

$$Q = CiA$$

Donde Q: caudal pico en m<sup>3</sup>/s  
 C: Coeficiente de escorrentía del área tributaria A  
 i: Intensidad máxima de lluvia en m/s  
 A: Área de la cuenca en m<sup>2</sup>,

El parámetro C es el coeficiente de escorrentía que se define como la razón del volumen de escorrentía dividido por el volumen de lluvia; I es la intensidad de lluvia máxima sostenida durante una duración igual al tiempo de concentración de la cuenca bajo estudio. En este caso usamos el valor ponderado de la Tabla 4 de 0.35, y ajustándolo según el periodo de retorno considerado. (Ver Ref. 4)

La Tabla 9 resume los caudales obtenidos por este método simplificado.



**TABLA 9.** ESTIMACIÓN DE CAUDALES MÁXIMOS USANDO LA FÓRMULA RACIONAL PARA VARIOS PERIODOS DE RETORNO HASTA EL SITIO DEL PROYECTO.

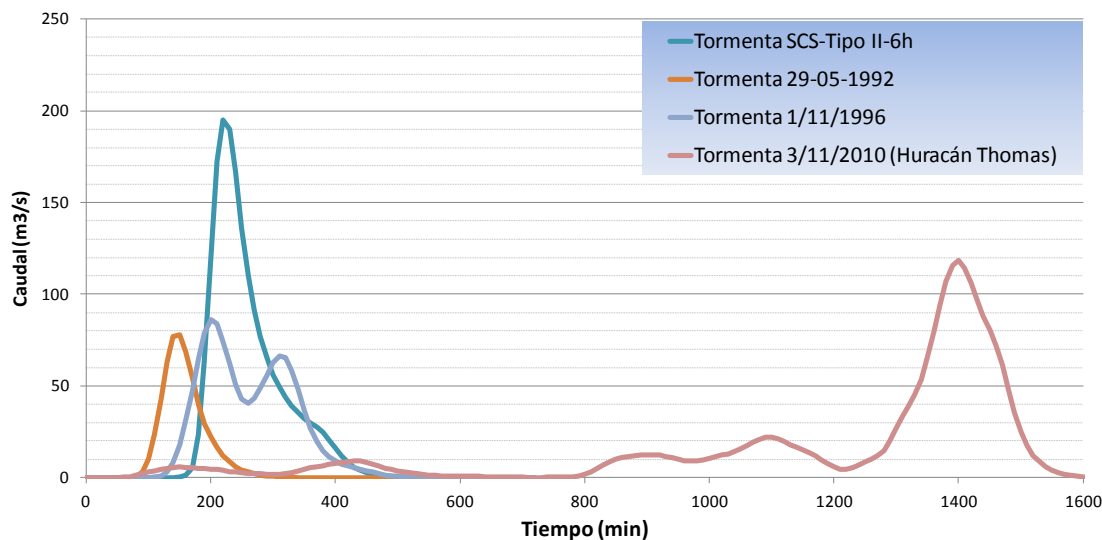
Duración Per. Retorno (años)	Intens. D=60 min (mm/h)*	Coefficiente Escorrentía	Área Cuenca (Km <sup>2</sup> )	Caudal Máx. (m <sup>3</sup> /s)
2	35	0.35	18.6	63.3
5	43	0.35	18.6	78.5
10	49	0.35	18.6	88.6
20	54	0.38	18.6	105.9
50	61	0.43	18.6	136.4
100	66	0.43	18.6	147.9

\*Según registros de la estación Cerros Escazú del ICE.

#### 4.7.2 GENERACIÓN DE HIDROGRAMAS DE TORMENTA:

Utilizando el modelo precipitación-escorrentía HEC-HMS, e introduciendo los parámetros que caracterizan la cuenca así como los hietogramas de los eventos extremos más severos recientes (Gráficos 5<sup>a</sup>-5d), se estiman los hidrogramas resultantes de la respuesta de la cuenca.

**Hidrogramas generados a partir de Tormentas extremas observadas y de una tormenta sintética SCS Tipo II con duración de 6h.**



**GRÁFICO 13.** HIDROGRAMAS ESTIMADOS A PARTIR DE TORMENTAS EXTREMAS OBSERVADAS Y SINTÉTICAS

## 4.8 REFERENCIAS

Manual Descriptivo de la leyenda del Mapa de Capacidad de Uso de la Tierra de Costa Rica, Escala 1:200.000

INSUMA SA. Anteproyecto Proyecto Río Danta, Heredia.

Chow, V.T., y otros. "Hidrología Aplicada". 1994. Ed. Mc Graw-Hill

Vahrson, W.G.; Romero, M.; Arauz, I. & Sánchez, S. Las intensidades de lluvias extremas en las diferentes zonas climatológicas de Costa Rica. Presentación en el I Congreso Nacional de Desastres Naturales y Medicina de Desastres, 1988.

Hydraulics Manual, Oregon Department of Transportation, Highway Division, 2005.

Vahrson, W., Alfaro, M. y Araúz, I. Curvas de Intensidad, Duración y Frecuencia para los Centros Urbanos Más Importantes de Costa Rica. IV Congreso Nacional de Recursos Hidráulicos. 1992

Hydraulics Manual, Oregon Department of Transportation, Highway Division, 2005. Mays, L., Storm Water Collection Systems Design Handbook., 2001 Ed. Mc Graw-Hill.

Aguilar E., Pertersen T., Ramírez P., y Mayorga R. (2005). Changes in precipitation and temperature extremes in Central America, 1961-2003. Journal of Geophysical Research. Vol. 110: D23107.

Alvarado L. y Zarate E. (2005). Posibles relaciones del cambio climático centroamericano y el caribe suroccidental entre patrones lluviosos actuales y futuros. Proyecto PNUMAS-TWAS "Assessment of Impact and Adaptation Measures for Water Resources Sector due to Extreme Events under Climate Change Conditions in Central America". CRRH, UCR, SICA, CIGEFI. San José. Costa Rica.

Hidalgo H., Amador J.A., Alfaro E.J. y Quesada B. (2013). Hydrological climate change projections for Central America. Journal of Hydrology, 495 (2013) 94-112.

IMN. (2008). Segunda Comunicación Nacional: "Clima, variabilidad y cambio climático en Costa Rica". San José. Costa Rica.

MINAET, IMN, GEF y PNUD. (2009). Segunda Comunicación Nacional a la Convención Marco de las Naciones Unidas sobre Cambio Climático. San José. Costa Rica.

MINAET-IMN. (2011). Análisis de Riesgo Actual del sector Hídrico de Costa Rica ante el Cambio Climático. San José. Costa Rica.

## 5 CAPÍTULO V: ANÁLISIS Y MODELADO DE LA AMENAZA POR FLUJOS DE LODO Y DETRITOS EN LA CUENCA DEL RÍO URUCA

---

### 5.1 VOLUMEN DISPONIBLE PARA DESLIZAMIENTOS EN LA CUENCA ALTA

La cuenca del río Uruca se considera que ha alcanzado una madurez en términos del trabajo morfológico. Con esto se quiere decir que en la cuenca actualmente hay una baja disponibilidad de grandes espesores de suelo inestables como para generar eventos o paleo-eventos de avalanchas como los que formaron el cono aluvial-coluvial donde actualmente se encuentran las poblaciones de Salitral, Santa Ana, Pozón y Lindora, esto hace millones de años.

En la actualidad, la gran mayoría de los deslizamientos que se han mapeado (ver figura 1) en esta cuenca corresponden a deslizamientos muy superficiales con espesores de suelo y/o regolita de 0.5 a 3 m a lo sumo, y por ende no son capaces de generar grandes movilizaciones de material aunque eso sí, ya en los cauces pueden formar cabezas de agua con lodo, troncos y piedras con la característica de viajar a alta velocidad con el consiguiente peligro para las personas en infraestructura cercanas a los diferentes afluentes.

En términos generales, luego de eventos de precipitación importantes, estos deslizamientos han ido removiendo las capas de suelos superficiales que al ser más permeables que las capas que las subyacen, son susceptibles de saturación, aumentando su peso e iniciando su inestabilidad. Una vez que se han movilizado, dejan expuestos los materiales más impermeables con superficies planares de muy alta pendiente y con relativa buena calidad mecánica y por ende de mayor estabilidad.<sup>2</sup>

La figura 1 evidencia lo comentado anteriormente: a excepción de las laderas al norte del cerro Tapezco y de los alrededores de los cerros Chitaría y Tapezco, en superficie no se observan topografías suaves u onduladas que se puedan asociar a la presencia de espesores de suelo importantes. Por el contrario, la textura del terreno evidencia el rastro dejado por infinidad de deslizamientos, predominando superficies planares con bordes angulosos muy acentuados. En la misma figura también se observan grandes incisiones dejadas por movimientos en masa de gran espesor (mayor a los 15 m) y extensión probablemente asociados a planos de debilidad según la geología estructural de la zona.

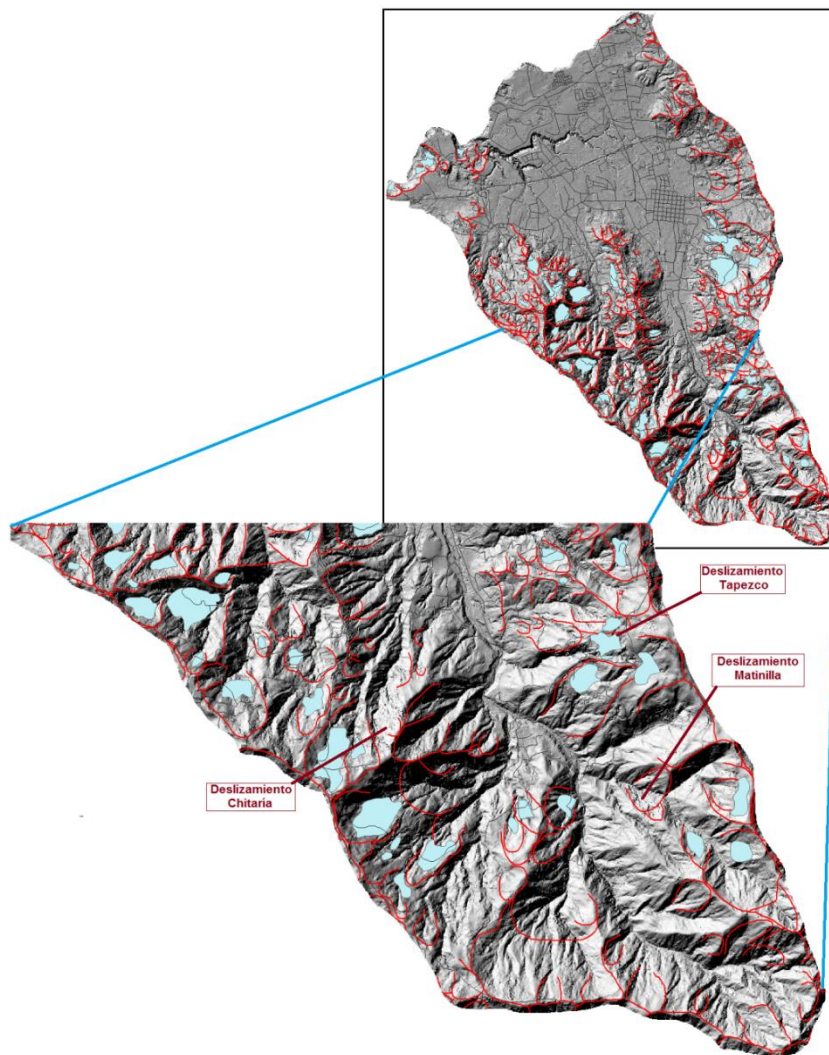
En general, estos procesos de “desgaste” de las laderas vía deslizamientos de grandes proporciones y por deslizamientos relativamente superficiales en la mayoría de la cuenca, significan una reducción en la probabilidad de la movilización de grandes cantidades de tierra como los que han ocurrido más de 300000 años atrás (Ver marco geológico) cuyos vestigios se identifican fácilmente en el sector de Santa Ana (lóbulos de avalanchas remanentes cerca del sector de calle machete, y cerca de la ruta 27).

---

<sup>2</sup> Renwick, W.; Brumbaugh, R. and Loehner, L (1982). "Landslide Morphology and Processes on Santa Cruz Island California". *Geografiska Annaler. Series B, Physical Geography* 64 (3/4): 149–159. doi:10.2307/520642. JSTOR 520642.



Sin embargo, aún en el caso de la ocurrencia de eventos de escala más pequeña como la del evento de **avalancha**<sup>3</sup> que ocurrió en el cerro Chitaria en el 2010 con el huracán Tomás o lo que se podría esperar del deslizamiento en el cerro Tapezco, su impacto puede ser catastrófico no sólo por la alta presencia de asentamientos humanos en las cercanías de la quebrada Canoas y del río Uruca (aumento de la vulnerabilidad en las últimas décadas) sino por el contexto de cono aluvial-coluvial que implica que eventuales flujos hiperconcentrados pueden provocar la sedimentación del cauce principal y con ello la creación de nuevos brazos distribuyéndose en otras direcciones dentro del cono, que es la mecánica usual en tal contexto morfológico.



**FIGURA 1.** CUENCA ALTA DEL RÍO URUCA, MOSTRANDO LA AVANZADA MADUREZ DE LA CUENCA DESDE EL PUNTO DE VISTA DEL TRABAJO GEOMORFOLÓGICO REALIZADO POR EL AGUA A TRAVÉS DE LOS AÑOS. ZONAS CELESTES INDICAN ZONAS CORRESPONDIENTES A ZONAS SUSCEPTIBLES DE DESLIZARSE O A ANTIGUOS MOVIMIENTOS DE MASA QUE ESTÁN EN QUASI-EQUILIBRIO PERO SUJETAS A EROSIONARSE Y LAS LÍNEAS ROJAS CORRESPONDEN A CORONAS ANTIGUAS DE DESLIZAMIENTO DE ESCALAS VARIADAS. FUENTE: INVESTIGADOR UCR, PH.D. GEÓG. RAFAEL ARCE.

---

<sup>3</sup> El término **avalancha** se usa en este documento en un sentido amplio para referirse a masas de tierra que se han desprendido y sufren aceleración independientemente de si se trata bloques rígidos, masas de lodo, con presencia de detritos o no, etc.

## 5.2 DESLIZAMIENTOS EN LA CUENCA CON POTENCIAL REAL DE GENERAR FLUJOS DE LODOS Y DETRITOS

En concordancia con la descripción anterior, y con referencia al inventario de deslizamientos mencionados en el capítulo III, los deslizamientos identificables más importantes son **Tapezco, Chitaría, Jaulares y Matinilla**, estos dos últimos prácticamente ya evacuaron la gran mayoría de los espesores de suelo, y el material expuesto remanente es relativamente poco y susceptible sólo a la erosión laminar causada por la escorrentía durante tormentas.

### 5.2.1 DESLIZAMIENTO CHITARÍA

Este deslizamiento generó avalanchas significativas con el huracán Tomás en el 2010, aunque desde el 2008 ya se había documentado sus etapas tempranas de deformación del terreno (Sjobohm, 2008)<sup>4</sup> como consecuencia de la saturación del espesor del suelo ayudado por la actividad ganadera en la divisoria de agua. Ese sector deslizado es de los pocos en la cuenca alta de la quebrada Canoas donde se observaba una topografía ondulada evidenciando la presencia de espesores de suelo importantes en sectores de muy alta pendiente susceptibles de saturarse por la presencia de nacientes cercanas.

Hay sectores al Oeste, adyacentes al sector deslizado (Ver figura 1) que presentan características topográficas similares igualmente importantes y que están siendo erosionados por escorrentías de nacientes cercanas y algunas grietas de tensión, presentando las mismas condiciones previas al evento del 2010 y que por la tendencia general que se observa en la cuenca, **se anticipa un nuevo desprendimiento de este sector que en apariencia tendría el potencial de generar volúmenes de avalancha mayores a lo sucedido en el 2010.**

El evento del 2010, provocó daños en Barrio Montoya pero afortunadamente no hubo fatalidades. Lo grave en este caso es que el sitio de desprendimiento se haya a poca distancia de la población y la pendiente del cauce es tan fuerte que prácticamente no hay posibilidad de respuesta ante un nuevo desprendimiento.

En estos casos es necesario recurrir a estructuras de retardo y almacenamiento temporal de avalanchas para alargar el tiempo de viaje por un lado, y por el otro, implantar un sistema de alerta temprana **activada específicamente por el paso avalanchas** que permita una reacción rápida de evacuación con lo que se mitigaría efectivamente el impacto por un desastre de este tipo.

A parte de la descriptiva de Sjobohm, no hay información de perforaciones, estudios geofísicos o una caracterización de los estratos en este deslizamiento.

---

<sup>4</sup> Sjobohm, L. Ficha Técnica del deslizamiento en Microcuenca Pabellón. Municipalidad de Santa Ana, 2008.

5.2.2 DESLIZAMIENTO TAPEZCO

Este deslizamiento es el que más preocupación ha generado en las poblaciones de Santa Ana y Salitral así como en las autoridades responsables de la atención de emergencias debido a que el volumen de masa inestable oscila entre 9 y 13 millones de metros cúbicos dependiendo del valor que se le asigne al espesor medio de la masa inestable. El deslizamiento se encuentra en la ladera oeste del cerro Tapezco y su corona coincide con la divisoria de aguas. Su punto más bajo se encuentra a 350 m sobre el lecho del río Uruca. Ver Tabla 1 sobre particularidades de este deslizamiento.

TABLA 1. CARACTERÍSTICAS PRINCIPALES DEL DESLIZAMIENTO TAPEZCO

CARACTERÍSTICA	DESCRIPCIÓN		
<b>Elevaciones</b>	Base del deslizamiento	msnm	1500
	Máxima de la corona	msnm	1760
<b>Área</b>	Total de zona inestable	Ha	23.9
<b>Espesor</b>	Varía entre 20 y 65 m, espesor promedio	m	25
<b>Altura</b>	Sobre el río Uruca	m	350
<b>Volumen</b>	Total de material inestable	m	9 a 13 Millones
<b>Distancias</b>	Eje mayor	m	849
	Eje menor	m	401
<b>Pendiente</b>	Media del plano de falla	°	22
<b>Dirección</b>	Desplazamiento del bloque principal	----	WSW
<b>Otros</b>	Deslizamiento de tipo compuesto: rotacional en la parte superior y traslacional en la parte inferior		
	Los materiales que dejan el área del deslizamiento al ser empujados por este sobre la ladera natural o las quebradas Pittier y Tapezco, dan origen a avalanchas de piedras, bloques secos de suelo, lodo y detritos.		
	Los materiales liberados del deslizamiento son por lo general de grano fino (<0.1 mm), consistiendo básicamente de arcillas y limos.		

En otras palabras es una gran masa que presenta inestabilidad que se encuentra a una altura considerable en una zona de alta pendiente y existen asentamientos humanos justo abajo de este por donde se anticipa pasarían posibles avalanchas si el deslizamiento sufre un desplazamiento súbito. La preocupación también se basa en eventos ocurridos de décadas atrás en esta misma cuenca.

Adicionalmente dado el contexto morfológico de cono aluvial-coluvial sobre el que se ubican las poblaciones de Santa Ana, Salitral, etc., y que efectivamente fue formado en parte por la movilización de grandes masas de tierra y rocas originado en la parte alta de esta cuenca, es que entre la comunidad de ingenieros, geólogos, geógrafos, entre otros, existe el temor de que el deslizamiento del Cerro Tapezco genere un evento similar, lo que significaría un desastre.

Por ese motivo este es el único deslizamiento que tiene algunos estudios por su importancia. Actualmente se conocen las características básicas de su estructura, los diferentes estratos que lo componen, el mecanismo de desestabilización y los posibles disparadores de movimiento. Este es el único deslizamiento que tiene el potencial de causar un impacto importante en sus alrededores y hacia aguas abajo en el río Uruca. En particular preocupa la posibilidad de que el deslizamiento pueda causar por medio de las avalanchas, una obstrucción natural en el río Uruca, un eventual embalse natural que provoque el colapso de la obstrucción



y se genere una avalancha de lodos, agua y detritos con grandes consecuencias a las comunidades aguas abajo en el cono aluvial-coluvial.

En los apartados siguientes se analiza en profundidad el mecanismo de formación de avalanchas en el cerro Tapezco apoyados en la información LIDAR disponible, la información técnica del deslizamiento y la literatura más relevante.

### 5.3 CASO ESPECIAL DEL DESLIZAMIENTO TAPEZCO: PLANTEAMIENTO DEL ESCENARIO DINÁMICO DE FORMACIÓN DE AVALANCHAS HACIA LOS BAJANTES TAPEZCO Y PITTIER

La amenaza relacionada con el deslizamiento de Tapezco involucra dos procesos físicos distintos entre sí:

- 1) ***El deslizamiento en sí, entendido como el desplazamiento de un espesor de terreno sobre una superficie de contacto inclinada en promedio 22° con respecto a la horizontal dentro de los confines del deslizamiento;*** cuyo movimiento está controlado por variaciones en los niveles freáticos, aumentos en la presión de poro cerca de su extremo inferior, de la fricción existente entre los diferentes bloques y la superficie(s) de falla(s), etc.
- 2) ***El proceso de aceleración y tránsito ladera abajo del material de desborde o derrame desde la base del deslizamiento, ya sea hacia la ladera oeste del cerro Tapezco o hacia las quebradas Tapezco y Pittier, o como se les denominará de ahora en adelante los bajantes Tapezco y Pittier.***

El primero se estimula por una serie de factores comunes a todos los deslizamientos: Deterioro de la roca (intemperismo, hidrotermalismo), variaciones en los niveles freáticos, precipitaciones sostenidas durante largo tiempo, o de muy alta intensidad y/o actividad sísmica. El cómo estos distintos factores afectan el deslizamiento, están documentados por Molina (1990) y Laporte & Sáenz (1992).

El segundo por su parte, y que es el objeto principal de este análisis, es un proceso físico muy diferente en donde otras variables son las que toman la relevancia: la concentración volumétrica de sólidos, el momentum (inercia), la granulometría de los materiales que forman la avalancha, su comportamiento reológico, los cambios de pendiente y la topografía en general del bajante, el hidrograma de la avalancha, entre otros.

El primer proceso en si no representa amenaza directa a pesar de su gran masividad, el segundo sin embargo es el medio físico por el cual se genera la amenaza a las poblaciones que se ubican cerca del deslizamiento e inclusive a las que se encuentran en las cercanías del río Uruca hacia aguas abajo, por ejemplo en el caso de que las avalanchas sean capaces de obstruir temporalmente al río.

***Por estas razones, la modelación dinámica de los flujos de lodos y detritos (avalanchas en términos genéricos) es fundamental para determinar cómo las personas, las propiedades e infraestructura pueden ser impactadas por la amenaza, pero también con qué intensidad, y según su manifestación, si se pueden generar otros escenarios o formas de amenaza en tiempos posteriores.***

Evidentemente existe una dependencia del segundo proceso en el primero, a mayor movilidad del deslizamiento, mayor volumen el que cruzaría el límite inferior de este, estando disponible para formar avalanchas; de igual forma a mayor contenido de agua en el deslizamiento diferentes comportamientos se esperan en las avalanchas.

***Esto es importante si se piensa en el riesgo de obstrucción del río Uruca, para que eso sea posible debe haber una relativa alta movilidad del deslizamiento para que las avalanchas generadas puedan arribar al río con el suficiente volumen y en un intervalo de tiempo corto tal que el río Uruca no tenga posibilidad de lavar los materiales depositados y el bloqueo pueda ocurrir.***

En otras palabras no se debe confundir el deslizamiento con las avalanchas ni viceversa, son dos procesos distintos porque tienen dinámicas, tiempos de respuesta, niveles y modos de amenaza distintos.

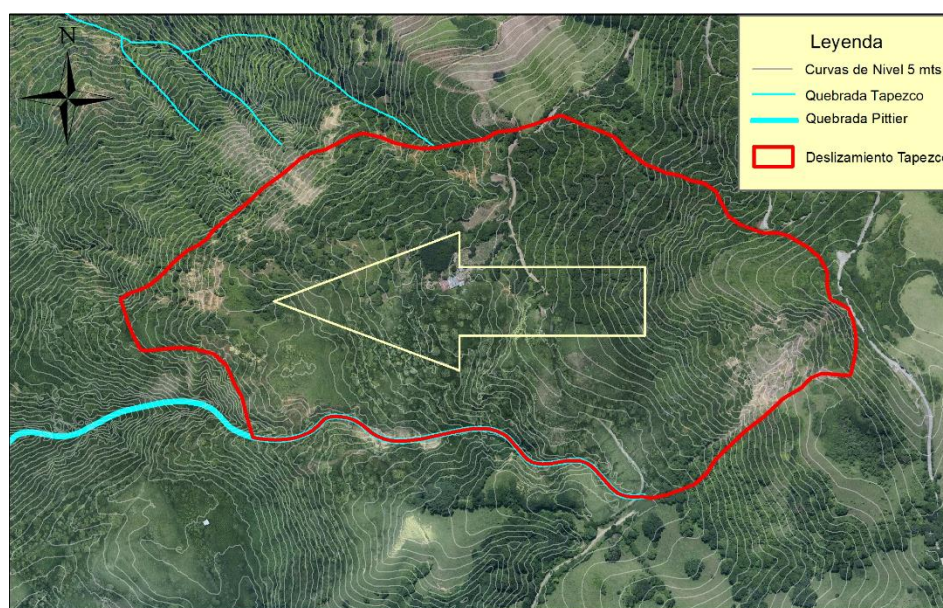


FIGURA 2. DELIMITACIÓN DEL DESLIZAMIENTO TAPEZCO, QUEBRADAS PITTIER Y TAPEZCO.



FIGURA 3. PERFIL CONCEPTUAL DEL DESLIZAMIENTO TAPEZCO. SEGÚN LAPORTE & SÁENZ (1992).

### 5.3.1 MECANISMO DE INESTABILIDAD Y DINÁMICA TÍPICA DE DESLIZAMIENTOS COMPUESTOS

Molina (1990) ha documentado la respuesta del deslizamiento de Tapezco a los agentes exógenos como lo son los eventos hidrometeorológicos (que se reflejan en un aumento en el nivel freático interno) y sísmicos (rompimiento de equilibrio entre fuerzas gravitacionales y las de fricción opuestas al movimiento).

Aunque en ocasiones ha mostrado un patrón de deformación constante (deslizamiento dúctil) con tasas de desplazamiento medio de 3.2 m/año, Molina ha documentado deformaciones de hasta 1.8 m en ciertos sectores en sólo una semana luego de un enjambre de temblores de tres días de duración. También ha documentado en ocasiones que en ausencia de estos agentes exógenos, no se detectaron movimientos o deformaciones del terreno según los controles de campo (época seca).

Molina (1990) y posteriormente Sáenz y Laporte (1992), han planteado que el deslizamiento de Tapezco es de tipo compuesto, rotacional en su parte superior y traslacional aproximadamente en el tercio inferior. En la literatura, este tipo de deslizamientos presentan desplazamientos intermitentes que pueden ser desde lentos (4-50 mm/día) a rápidos (mayores a 600 mm/d)

El primer autor indica que el origen de la inestabilidad ocurre en la parte superior específicamente por la saturación de las capas de suelo residual (saprolitas) reflejado en el aumento de niveles freáticos, que como resultado produce un empuje inestabilizante a los materiales ubicados en la parte inferior.

Los segundos autores por su parte y basados en la observación directa de manantiales y bloques de lutitas en el extremo inferior del deslizamiento, plantean que más bien el sitio de origen de la inestabilidad se encuentra en ese último sector, ya que consideran que la presencia de bloques formados por las lutitas en la parte inferior limitan el libre drenaje de aguas subterráneas a través de las areniscas, formando un cuello de botella en los pasajes de flujo, que resulta en un aumento en la presión de poro en la base del deslizamiento con lo cual el coeficiente de fricción entre las lutitas-areniscas y las brechas del basamento se reduce hasta iniciar o acelerar el movimiento.

La principal diferencia entre los dos mecanismos planteados es que durante el movimiento del deslizamiento, en el caso de la propuesta de Molina existirían esfuerzos de compresión entre los bloques, mientras que en el caso de Sáenz y Laporte lo que existiría es descompresión.

En el caso del segundo tipo de mecanismo, hay una mayor sensibilidad del deslizamiento a los eventos hidrometeorológicos por la facilidad del agua de lluvia y en general de la escorrentía de penetrar eficientemente en el suelo residual a través del fracturamiento que presenta el terreno en superficie dentro del deslizamiento. De allí que grandes cantidades de agua pueden crear una carga hidrostática importante sobre la zona de contacto retroalimentando positivamente el fenómeno de aumento de la presión de poros en la base del deslizamiento.

En forma similar, debido a que el efecto inestabilizador de los movimientos telúricos está directamente relacionado con el grado de saturación de los materiales que lo conforman, el segundo tipo de mecanismo también tiende a aumentar la sensibilidad del deslizamiento a los

eventos sísmicos en comparación al primer tipo.

Los autores se inclinan a considerar que el mecanismo que predominantemente da origen a la inestabilidad inicial es el correspondiente a los bloques en descompresión de Sáenz y Laporte (1992), sin embargo es razonable pensar que a nivel local ambos mecanismos pueden coexistir (o sea bloques de arriba empujando a los de abajo, como bloques de abajo moviéndose y desestabilizando a los de arriba) originada por las irregularidades de la superficie de falla por un lado, así como por la presencia localizada de presiones de poro significativas (niveles freáticos colgados) que resultan en una reducción de la capacidad de drenaje en las areniscas ya sea por obstrucción de bloques o por una reducción en la porosidad-permeabilidad global de la intercalación de areniscas-lutitas.

Esto explicaría la identificación de varios bloques que presentan movimientos en ocasiones independientes y que se asocian más con el carácter traslacional del deslizamiento. El bloque principal que se considera representativo de la dirección promedio del deslizamiento y de gran espesor, se ubica en la parte más alta asociado con falla rotacional, como se muestra en la figura 11 del capítulo 3 de geología.

Muchas de las características mencionadas del comportamiento del deslizamiento Tapezco coinciden plenamente con el comportamiento típico de los deslizamientos compuestos (componente de rotación y componente de traslación) según la literatura. Básicamente se caracterizan por un comportamiento ya sea dúctil con velocidades en el orden de pocos metros al año clasificando como un deslizamiento LENTO (ver Tabla 2), o con movimientos relativamente rápidos pero de forma episódica cuando un umbral local o global de nivel freático es alcanzado por ejemplo luego de tormentas de gran intensidad.

**TABLA 2.** CLASIFICACIÓN DE LOS DESLIZAMIENTOS EN FUNCIÓN DE LA VELOCIDAD MEDIA DE DESPLAZAMIENTO

RATE	Varnes (1978)	WP/WLI	WP/WLI
Description	Rate/period	millimeters/second	Rate/period-local
<b>Extremely rapid</b>	> 3 meters/second	> 5x10 <sup>3</sup>	> 5 meters/second
<b>Very Rapid</b>	> 0.3 meters/minute	> 50	> 5 meters/minute
<b>Rapid</b>	> 62.5 milimeters/hour	> 0.5	> 1.8 meters/hour
<b>Moderate</b>	> 50 milimeters/day	> 5x10 <sup>-3</sup>	> 430 milimeters/day
<b>Slow</b>	> 4.1 milimeters/day	> 5x10 <sup>-5</sup>	> 43 milimeters/day
<b>Very Slow</b>	> 0.164 milimeters/day	> 0.5x10 <sup>-6</sup>	> 0.043 milimeters/day
<b>Extremely Slow</b>	<0.164 milimeters/day	< 0.5x10 <sup>-6</sup>	<0.043 milimeters/day

***Sobre la formación de avalanchas repentinas a diferentes escalas:***

***En este tipo de deslizamientos en general, es la excepción que ocurran fallas repentinas a gran escala asociadas a grandes desplazamientos que produzcan volúmenes descargados (volumen de avalanchas) representando un porcentaje alto del total del deslizamiento.*** La razón se debe a la relativa baja pendiente del plano de falla en la parte traslacional, lo que implica que la fuerza normal a la superficie de falla tiene una magnitud significativa, y por ende la fuerza de fricción resultante impide que el deslizamiento se acelere súbitamente.



Sin embargo, en algunos casos de deslizamientos compuestos que presentan excesiva deformación acumulada, la fuerza de fricción se debilita cuando ocurre un “ablandamiento” de las arcillas presentes en el plano de falla, reduciendo el coeficiente de fricción y permitiendo la movilización libre del deslizamiento.

Por ejemplo en Fletcher <sup>5</sup>, se contrastan dos deslizamientos en la Columbia Británica muy similares de tipo compuesto: el Attachie sobre el Peace River y el Slesse Park landslide sobre el Chilliwack River, ambos compuestos por materiales muy consolidados y como en el caso del deslizamiento Tapezco ambos tienen su nivel inferior sobre un escarpe que se halla a varias decenas o cientos de metros sobre el cauce de un río. Ambos deslizamientos tienen superficies de ruptura compuestas sobre un plano de pendiente moderada en donde el principal movimiento ocurre de forma traslacional. Como consecuencia, materiales deslizados son vertidos o “derramados” sobre el escarpe hacia el río.

Fletcher<sup>6</sup> resalta que las avalanchas (o procesos de derrame) que se asocian típicamente a deslizamientos con falla dúctil (lenta) o episódica, son eventos muy rápidos debido a la pendiente del escarpe por donde transitan pero de un volumen limitado/pequeño con respecto al volumen total del deslizamiento que las originan. Estos procesos se manifiestan de tres formas básicamente:

- a) El primer tipo es la caída en forma de bloques o como colapsos localizados (micro-deslizamientos) a lo largo del frente del deslizamiento o borde de vertido que ocurren periódicamente a lo largo del año y que pueden responder al movimiento del deslizamiento o por procesos de erosión causados por aguas subterráneas viajando cercano al plano de falla como las areniscas en el caso del Tapezco. Ver figura 5.3
- b) El segundo tipo es cuando por un movimiento apreciable del deslizamiento, se han acumulado materiales directamente en el frente del deslizamiento lo que provoca un taponamiento temporal de las aguas subterráneas que eventualmente producen una falla rápida por aumento de la presión de poro local que puede potencialmente mover un volumen de material mucho mayor al tipo anterior.
- c) El tercer tipo de movimiento secundario es un flujo de lodo o similar rápido (3.0 m/min) que se desarrolla sobre la superficie del deslizamiento que puede viajar desde la parte más alta del deslizamiento (sector de la falla rotacional) hasta la parte inferior del deslizamiento. Este movimiento no se asocia con grandes volúmenes según lo reportado en la literatura.
- d)

Tanto el Slesse Park como el Attachie venían comportándose de la forma típica (movimientos episódicos y de forma dúctil del deslizamiento generando los modos de avalancha explicados anteriormente), *pero el Attachie después de acumular varias decenas de metros de desplazamiento, **movilizó y descargó 6.4 millones de metros cúbicos en pocos minutos al río.*** Este evento ocurrió el 26 de mayo de 1973 cerca del 50% del volumen total bajó por el escarpe que se hallaba a 50 m sobre el lecho del río Peace River viajando un kilómetro hasta la margen

---

<sup>5</sup> Fletcher, L. Hungr, O. Evans S. **Contrasting failure behaviour of two large landslides in clay and silt.** Canadian Geotechnical Journal. Vol. 39, 2002

<sup>6</sup> Fletcher, L. Hungr, O. Thomson, B. **"Failure mechanism and behavior of a large landslide in glacio-lacustrine silt and clay, Chilliwack River Valley, B.C."** Vancouver Geotechnical Society. 13<sup>th</sup> Symposium: Slope Stability and Landslides. 1999.

opuesta y bloqueándolo por 10 horas (Evans et al. 1996).

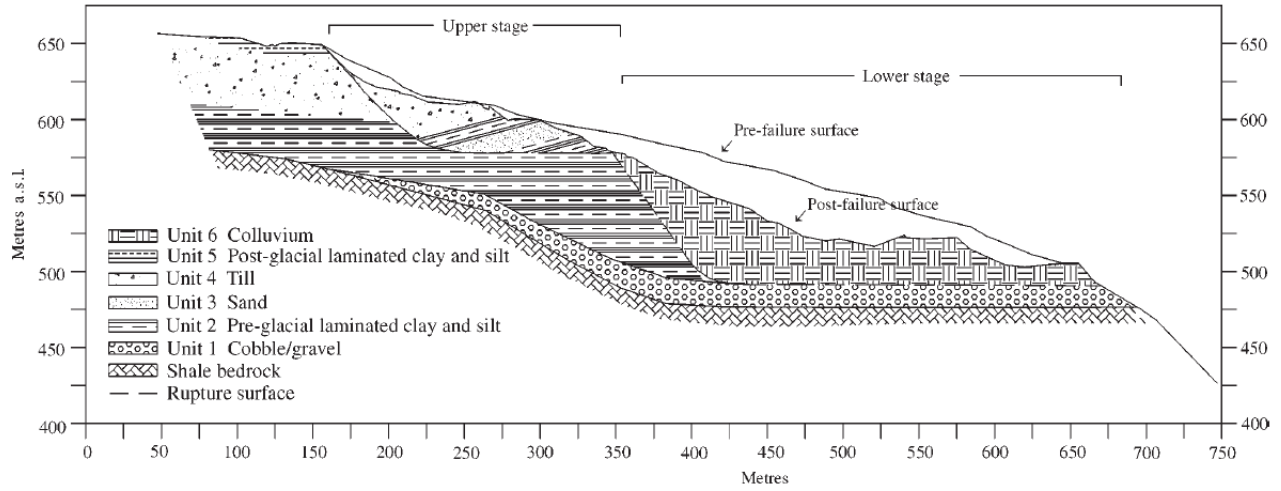


FIGURA 4. DESLIZAMIENTO ATTACHIE SOBRE EL PEACE RIVER. FLETCHER (1992).

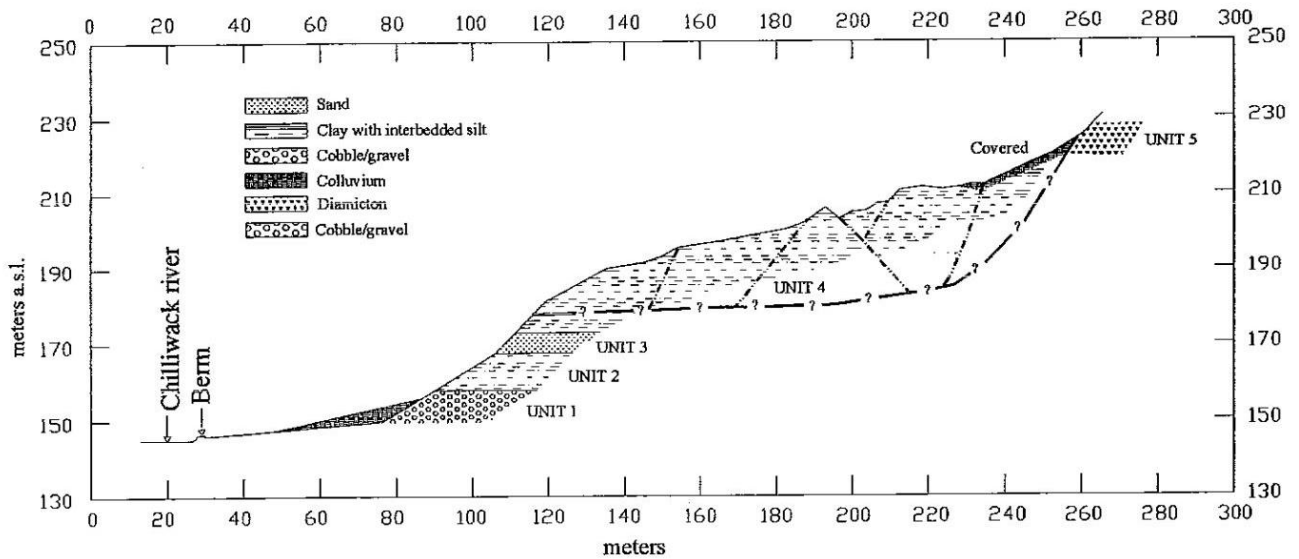


FIGURA 5. DESLIZAMIENTO SLEESE PARK SOBRE EL CHILLIWACK RIVER. FLETCHER (1992).

### 5.3.2 MECANISMO DE DOSIFICACIÓN DEL DESLIZAMIENTO TAPEZCO Y VOLUMENES DE DESCARGA A LOS BAJANTES PITTIER Y TAPEZCO.

La figura 6 presenta el deslizamiento que ocurrió en la noche del 21 de agosto del 2014 en el sector de Cinchona que bloqueó completamente al río Sarapiquí. Este tipo de deslizamiento se caracteriza por que su superficie de falla tiene una pendiente muy alta superior a los 60 grados con respecto a la horizontal de manera que la componente del peso paralela al plano de falla es muy alta y por este motivo la masa saturada se acelera y en cuestión de segundos llega al fondo del río y lo obstruye. En casos como este es muy difícil anticipar la ocurrencia del evento, su comportamiento en términos de si es capaz de bloquear o no el río, y si esta obstrucción va a fallar súbitamente o se va a ir lavando gradualmente.



**FIGURA 6.** DESLIZAMIENTO Y BLOQUEO DEL RÍO SARAPIQUÍ EL 21 DE AGOSTO DEL 2014.

El deslizamiento del cerro Tapezco al presentar un plano de falla de 22 grados en promedio con respecto a la horizontal, no tiene ninguna similitud al caso del río Sarapiquí, *y por ende una falla instantánea que implique la descarga de miles de metros cúbicos en segundos (aceleraciones en el orden 1.0 a 5.0 m/s<sup>2</sup>) es físicamente imposible por las fuerzas de fricción que se deben vencer y de allí que se le asocie con fallas de tipo dúctil.*



FIGURA 7. ESQUEMA DEL DESLIZAMIENTO TAPEZCO.

Con respecto a la figura 7, un evento de avalancha de escala moderada (algunos miles de metros cúbicos) puede ocurrir si primero ocurre un movimiento finito/acumulado en el deslizamiento (al que se asocian velocidades máximas de hasta 0.4 m/min hasta 0.1 m/s) que posteriormente generarían los derrames en forma de avalanchas ladera abajo. Este proceso puede ocurrir en términos de horas, días o semanas desde que se da el movimiento principal del deslizamiento.

A pesar de que el comportamiento anterior es lo esperable para el caso del Cerro Tapezco, no se puede descartar completamente la posibilidad de que ocurra debilitamiento de los materiales en el plano de falla y que ocurra un evento con características como las del deslizamiento Attachie en la Columbia Británica que hizo una descarga excepcional de gran escala al río Peace en cuestión de 10 a 15 minutos.

#### 5.4 ESCENARIO SELECCIONADO PARA EL DESPLAZAMIENTO DEL DESLIZAMIENTO TAPEZCO GENERADOR DE LAS AVALANCHAS COMO ESCENARIO EXTREMO

Como el objetivo es modelar un escenario extremo de amenaza potencial y considerando que a la fecha no es posible descartar el escenario de falla súbita como en el deslizamiento Attachie, se va a asumir que el deslizamiento va a presentar una actividad atípica de falla súbita como escenario extremo pero que sea congruente con la mecánica y dinámica del deslizamiento en cuanto a su velocidad de desplazamiento que es el que define la tasa de aporte de materiales hacia los dos bajantes de manera que se encuentre dentro de los parámetros de comparación con otros eventos similares en otros lugares del mundo.

Adicionalmente, aunque se haya seleccionado un escenario específico, se hace un análisis de sensibilidad a nivel cualitativo de que se podría esperarse en términos de la intensidad de la amenaza si la magnitud del evento fuera mayor o menor a este escenario.

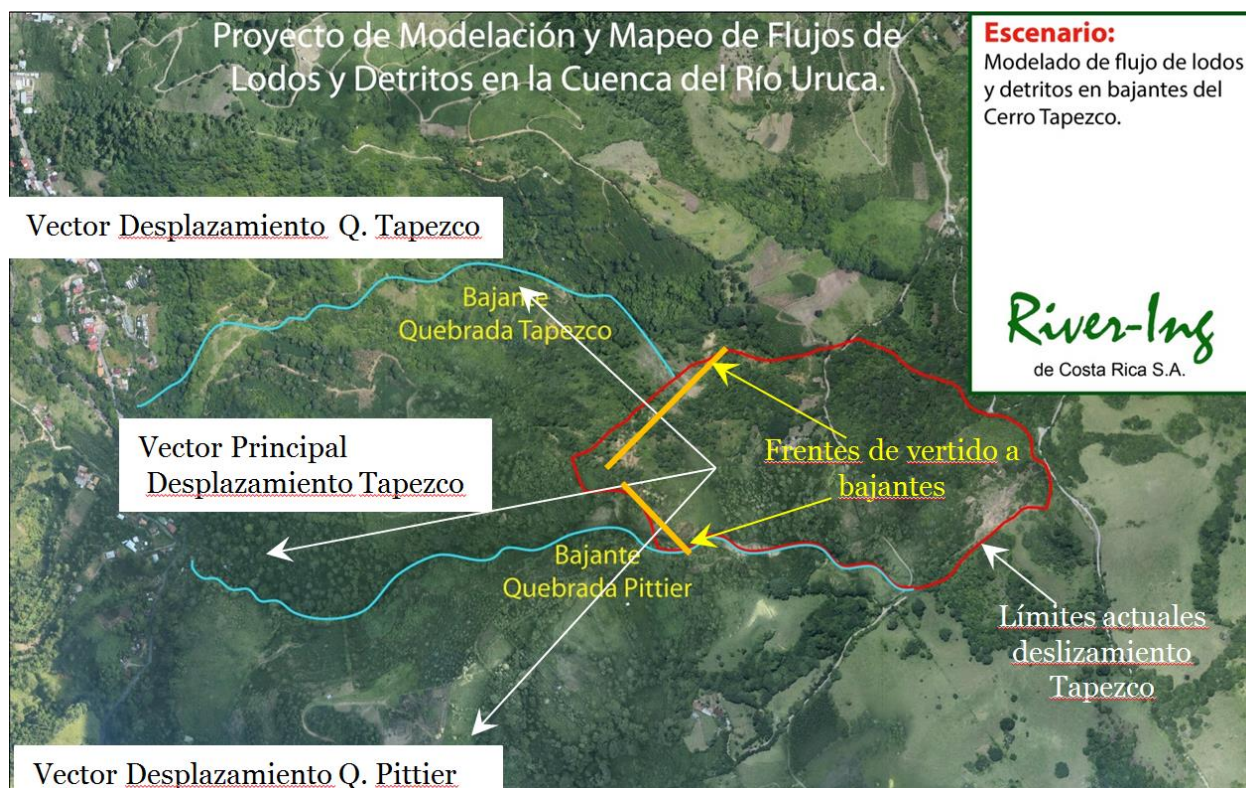
Desde el punto de vista dinámico el comportamiento de falla dúctil del deslizamiento del Cerro Tapezco presentan similitudes a otros conocidos en Costa Rica, como el deslizamiento de San Blas en Cartago, o el que ocurrió en la mina Bellavista en el 2007, de tipo compuesto sobre un plano de falla con 12° con respecto a la horizontal, con una extensión de 60 hectáreas, presentando desplazamientos de hasta 40 m en un plazo de un mes y su frente ubicado a 20 m sobre el nivel del río Ciruelas.



Los mecanismos de inestabilidad inicial pueden variar, pero una vez iniciado el desequilibrio hay similitudes en sus características de movilidad ya sea de carácter episódico y/o dúctiles en el caso de movimientos sostenidos.

**Modelo dinámico de vertido sobre bajantes Tapezco y Pittier**

El modelo de generación de avalanchas asume que el deslizamiento se presenta como un bloque rígido que se desliza sobre la superficie de falla en dirección OSO (azimuth 256°) como lo muestra la figura 5.2. Se asume que los extremos noroeste y suroeste del deslizamiento coinciden con los frentes de vertido hacia los bajantes Tapezco y Pittier, respectivamente. La figura 5.8 muestra los diferentes componentes de este modelo de formación de avalanchas a partir del desplazamiento del deslizamiento. Para estimar la descarga sobre cada uno de los bajantes, se descompone el vector desplazamiento en sus componentes perpendiculares al correspondiente frente de vertido. Ver figura 9.



**FIGURA 8.** DESLIZAMIENTO TAPEZCO, UBICACIÓN DE LOS FRENTES DE VERTIDO, DESCOMPOSICIÓN DEL VECTOR PRINCIPAL DE DESPLAZAMIENTO EN SUS COMPONENTES PERPENDICULARES A CADA FRETE.

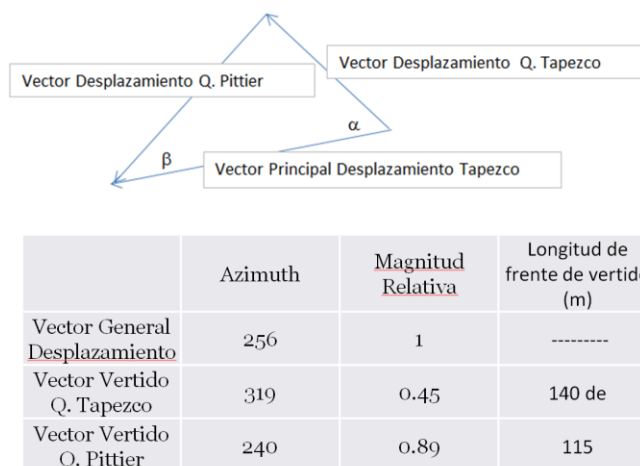


FIGURA 9. DESCOMPOSICIÓN DEL VECTOR DE DESPLAZAMIENTO DEL BLOQUE PRINCIPAL EN SUS COMPONENTES PERPENDICULARES A CADA FRENTE DE VERTIDO

Los frentes de vertido para los bajantes Tapezco y Pittier tienen longitudes de de 352 m y 154 m, respectivamente, sin embargo se asume que sólo un 40% del primero y un 75% del segundo son los anchos efectivos de vertido. Estos porcentajes se asumen considerando como poco improbable que el 100% de los frentes de vertido contribuyan de forma uniforme en la descarga.

Los gráficos 1 y 2 muestran los hidrogramas de las descargas a cada uno de los bajantes finalmente obtenidos a partir del modelo dinámico anterior. En el tiempo cero el deslizamiento está en reposo, y luego se acelera hasta un valor máximo de **0.1 m/s** (10 cm/s, Hungr <sup>7</sup>) que es la velocidad más alta reportada en la literatura para deslizamientos compuestos con flujos de suelo (Earth flow). Una vez alcanzado ese límite se asume que el deslizamiento se mantiene desplazándose durante treinta minutos a la mencionada velocidad para luego detenerse súbitamente. Ver Tabla 5.3 con los cálculos respectivos.

En total las etapas de aceleración y de máxima velocidad de desplazamiento hasta el cese del movimiento tienen una duración de 2.0 horas, posterior a las cuales el vertido ha finalizado. El volumen descargado bajo este escenario es de 800.000 m<sup>3</sup>, 500.000 m<sup>3</sup> por el bajante Pittier, y 300.000 m<sup>3</sup> por el bajante Tapezco.

En otras palabras este evento representaría una descarga de aproximadamente un 7% del total del deslizamiento, lo cual se puede considerar como un escenario extremo considerando que el deslizamiento tiene “poco ancho” hacia el cañón del río Uruca (En el caso del deslizamiento Attachie, este era muy ancho frente al cañón del río Peace) y de allí que el evento de 1973 representara un gran porcentaje del volumen total del deslizamiento.

La otra razón para considerar la falla súbita es para evaluar si es posible que ocurra un

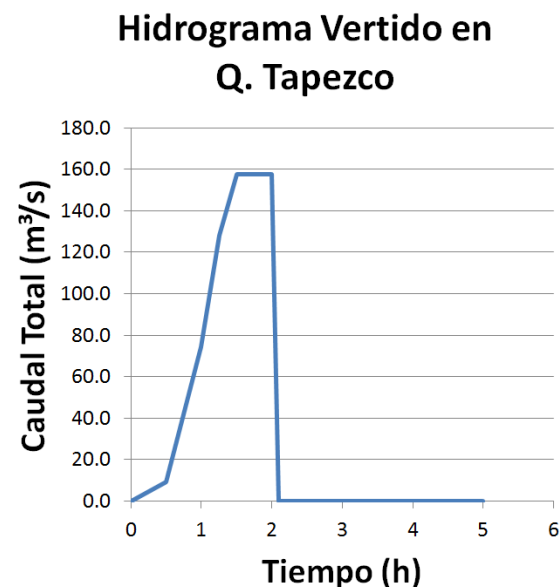
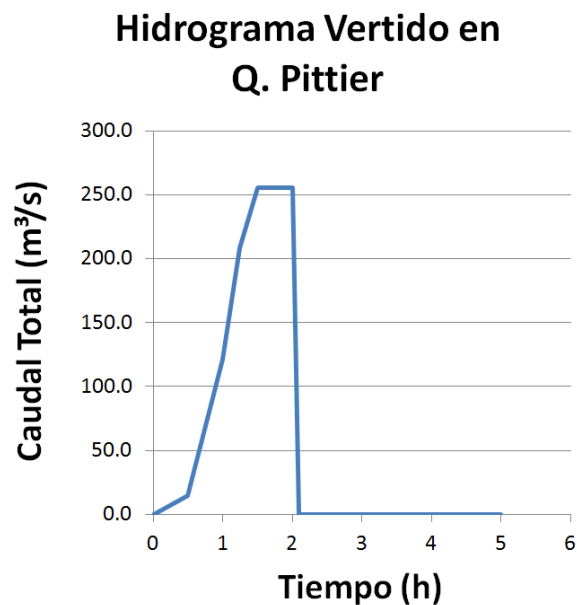
<sup>7</sup> Hungr O., Corominas J. & Eberhardt E. (2005) - State of the Art Paper #4, Estimating landslide motion mechanism, travel distance and velocity. In: Hungr O., Fell R., Couture R. & Eberhardt E. (eds.). Landslide risk management. Proceedings, Vancouver Conference. Taylor and Francis Group, London

bloqueo del río Uruca. Si la avalancha es muy lenta daría oportunidad al río de ir lavando los materiales y nunca ocurriría la obstrucción.

Por estas distintas razones se considera que el fenómeno de vertido indicado por los gráficos 1 y 2 permiten evaluar los escenarios de amenaza más críticos que servirían para comprender como se podrían comportar y de acuerdo a esto identificar las zonas de impactos más críticas.

**TABLA 3.** VELOCIDADES DE DESPLAZAMIENTO DEL DESLIZAMIENTO TAPEZCO E HIDROGRAMAS DE VERTIDO SOBRE BAJANTES PITTIER Y TAPEZCO.

Tiempo (h)	Velocidad (mm/h)	Velocidad (mm/h)	Velocidad (m/d)	Velocidad (m/s)	Desplazamiento Acumulado Desl. Tapezco (m)	Desplazamiento Acumulado Frente Pittier (m)	Desplazamiento Acumulado Frente Tapezco (m)	Vol Vertido en Q. Pittier (m <sup>3</sup> )	Vol Vertido en Q. Tapezco (m <sup>3</sup> )	Caudal Instantáneo en Pittier (m <sup>3</sup> /s)	Caudal Instantáneo en Tapezco (m <sup>3</sup> /s)
0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0.5	9600	0.4	0	0	0.2	0.18	0.09	511.75	315	0	0
1	50400	2.1	0	0	1.25	1.1	0.6	3,198	1,969	0	0
1.25	499200	20.8	4320	0.05	6.45	5.7	2.9	16,504	10,159	127.9	78.75
1.5	4089600	170.4	8640	0.1	49.05	43.6	22.1	125,507	77,254	255.8	157.5
2	7032000	293	8640	0.1	195.55	174.0	88.0	500,364	307,991	255.8	157.5
2.01	0	0	0	0	195.55	174.0	88.0	500,364	307,991	0	0
5	0	0	0	0	195.55	174.0	88.0	500,364	307,991	0	0



**GRÁFICOS 1 Y 2.** HIDROGRAMAS DE VERTIDO SOBRE LOS BAJANTES PITTIER Y TAPEZCO PARA EL ESCENARIO DE FALLA SÚBITA CONSIDERANDO LA MÁS VELOCIDAD DE DESPLAZAMIENTO SEGÚN HUNGR() DE 0.1 M/S PARA DESLIZAMIENTOS COMPUESTOS.



#### 5.4.1 SUB-ESCENARIOS: CONSIDERANDO VARIACIÓN DE LA CONCENTRACIÓN VOLUMÉTRICA EN EL COMPORTAMIENTO DE LAS AVALANCHAS GENERADAS EN LOS BAJANTES TAPEZCO Y PITTIER

Dependiendo del grado de saturación de los materiales deslizados, de la entrada de agua de escorrentía por medio de las múltiples grietas superficiales y planos de falla de las secuencias de cuñas que están dentro de la masa deslizada, la inyección de agua a nivel subterráneo cuando aumentan los niveles freáticos ya sea por infiltración del agua o por medio de las intercalaciones areniscas-lutitas, el comportamiento hidrodinámico de las avalanchas resultantes varía significativamente.

La cantidad de agua presente en el material vertido puede producir manifestaciones de la amenaza completamente diferentes y por ese motivo se considera una variable adicional: La concentración volumétrica de Sólidos ( $C_v$ ) para valores desde 0.75 que representa avalanchas muy secas que equivaldrían a vertidos en forma de bloques sólidos con poca capacidad de deformación hasta valores de 0.55 que equivalen a avalanchas de lodos muy fluidificados que asemejan a la condición de una mezcla de concreto recién hecha. Evidentemente en el segundo caso, la capacidad de deformación permite a la avalancha extenderse a sectores más lejanos y con velocidades altas.

#### 5.4.2 RESULTADOS DE AVALANCHAS GENERADAS EN LOS BAJANTES TAPEZCO Y PITTIER

Los mapas del 1 al 24 presentan los resultados de la modelación de las avalanchas de flujos de lodos y detritos con contenidos de agua decrecientes desde una condición de flujos de lodos (earth flows) como los que ocurrieron a nivel superficial el año pasado, hasta una condición de bloques de suelo rígidos con limitada capacidad para fluir. Este espectro de condiciones se evaluaron para valores de  $C_v$  de 0.55, 0.65, 0.68, 0.70 y 0.75.

##### **Caso $C_v=0.55$**

Es el que presenta más fluidez, logra llegar al cauce fácilmente y a su paso genera espesores de avalancha en el orden de 3 a 5 m de espesor. El material presenta suficiente fluidez como para descargar completamente en el río y continuar hacia aguas abajo sin potencial de bloquear el río a pesar de la ocurrencia de espesores ya en el cauce en el orden de los 7 m de espesor. Presenta un gran riesgo para la zona poblada en la microcuenca de la Quebrada Tapezco.

##### **Caso $C_v=0.65$**

Presenta menor fluidez por lo que a pesar de la fuerte pendiente en los dos bajantes, su avance es mucho más lento que el caso anterior. Los espesores son bastante importantes entre 10 y 15 m, en particular en donde la pendiente longitudinal se reduce en el bajante Tapezco lo que causa que una porción del material no logre bajar el escarpe al final de dicho bajante. Al igual que en caso anterior, es evidente el impacto que tendría este tipo de avalancha en la zona poblada de la microcuenca de la quebrada Tapezco.

Es evidente que el frente de avalancha avanza mucho más rápido el bajante Pittier debido a su mayor pendiente y a un mejor confinamiento de ese cañón y prácticamente todo el volumen llega al río Uruca a través de este bajante. Aunque según el resultado se haría una obstrucción del cauce principal con una presa de lodos de más de 20 m de altura sobre el lecho del río Uruca, este material todavía presenta la suficiente fluidez como para moverse con el agua del río y lo que podría generar es un flujo hiperconcentrado que se iría diluyendo conforme viaja hacia aguas abajo.

### **Caso $C_v=0.68$**

Este caso es prácticamente idéntico al anterior, pero representaría la condición crítica de fluidez que permite el bloqueo del río Uruca como se puede observar en la figura 5.20. Para esta condición el material no logra arribar a la zona poblada de la microcuenca de la quebrada Tapezco, ya que el material se quedaría “pegado” en la parte plana antes del escarpe.

### **Casos $C_v=0.70$ y $0.75$**

Estos casos representan la condición de materiales vertidos con poca capacidad de fluidez. Se caracterizan por un vertido de bloques rígidos de suelo cuando el deslizamiento ha tenido un desplazamiento importante.

En términos generales en caso de que ocurriera un evento de falla súbita de gran escala, se requeriría una cantidad de agua muy grande presente en las avalanchas para que ocurran los escenarios de  $C_v$  0.55 y 0.65, siendo lo más probable la ocurrencia de los casos 0.75 y 0.70.

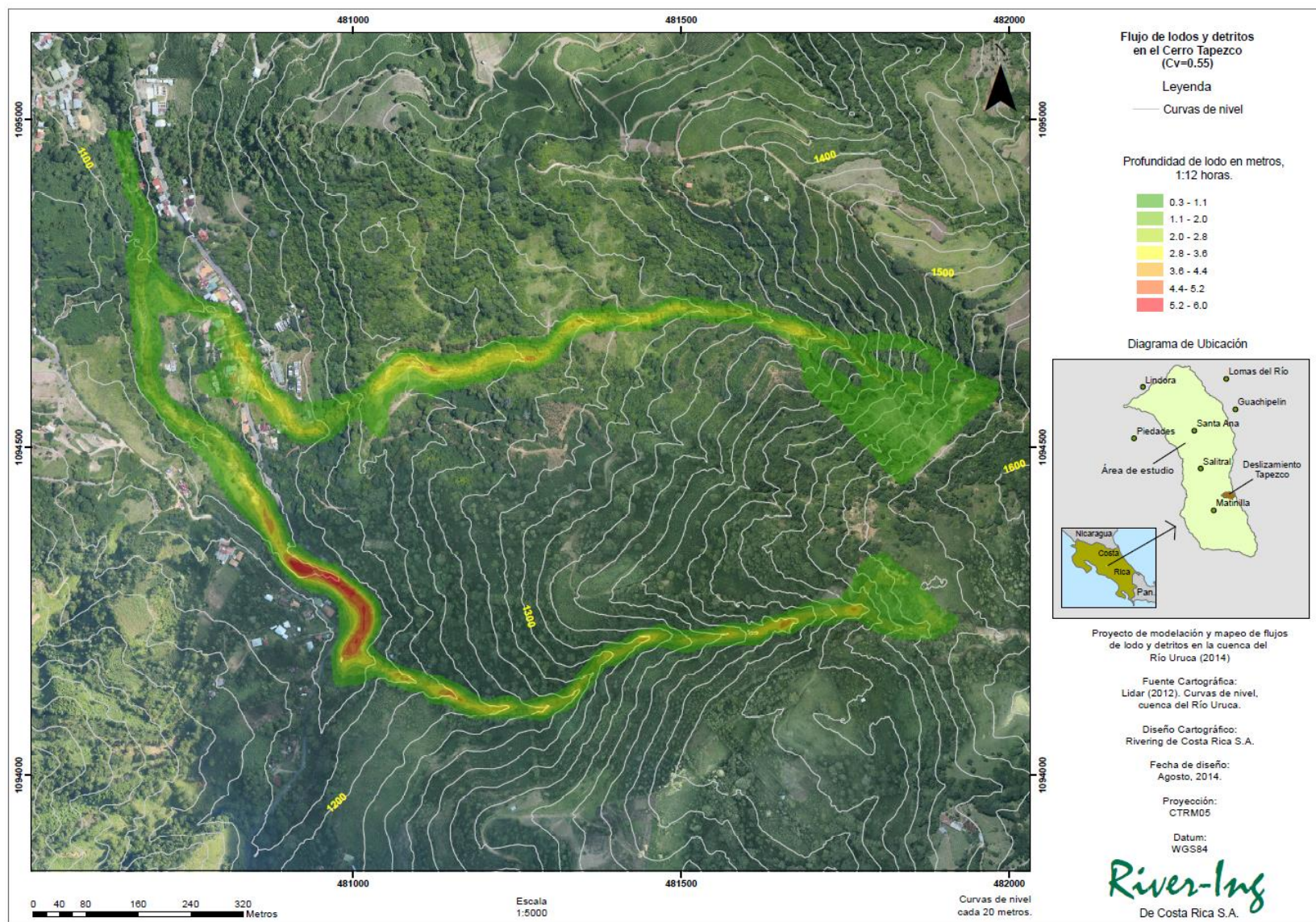
Sin embargo, un caso como  $C_v=0.55$  o 0.65 puede ocurrir por ejemplo si fallara una laguna que se formara detrás del material dejado a media ladera por un evento  $C_v=0.70$  ó 0.75 en el bajante Tapezco. Por este motivo, no se puede descartar ninguno de los resultados mostrados ya que en la realidad la amenaza tiene múltiples formas de manifestarse incluyendo combinaciones de comportamientos que se deben anticipar.

### **Mapa de afectación por avalanchas de lodos y detritos en bajantes Pittier y Tapezco**

El mapa 20 presenta el mapa de afectación potencial por flujos de lodos y detritos en ambos bajantes. A partir de este análisis se verifica el riesgo al que están expuestos los pobladores que se encuentran cerca de estos dos bajantes.

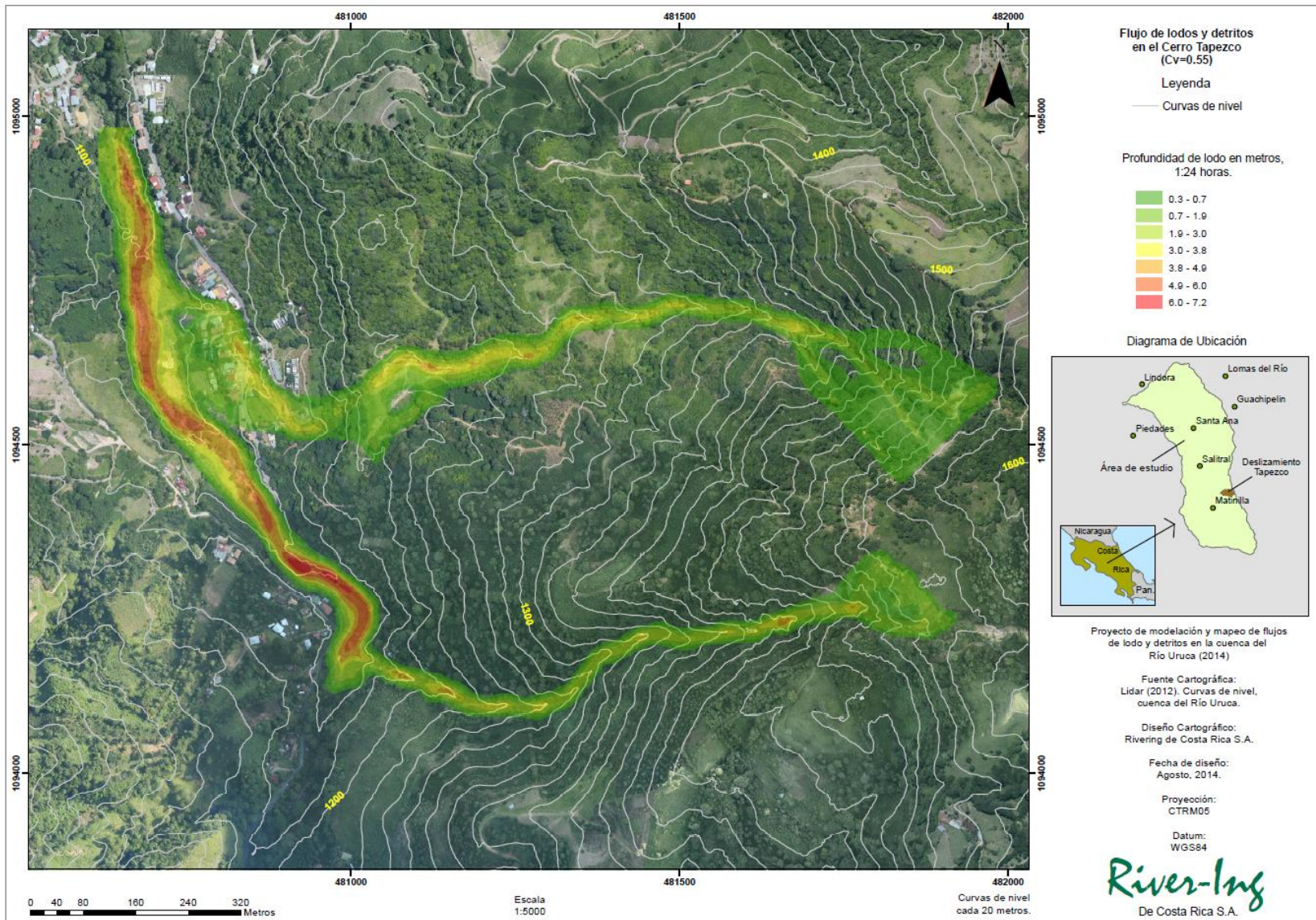
### **Tiempos de arribo de la avalancha para una profundidad de 0.6 m**

Los mapas del 21 al 24 presentan los mapas de tiempo de arribo de la avalancha para el cual la profundidad de lodos es 0.6 m o mayor.



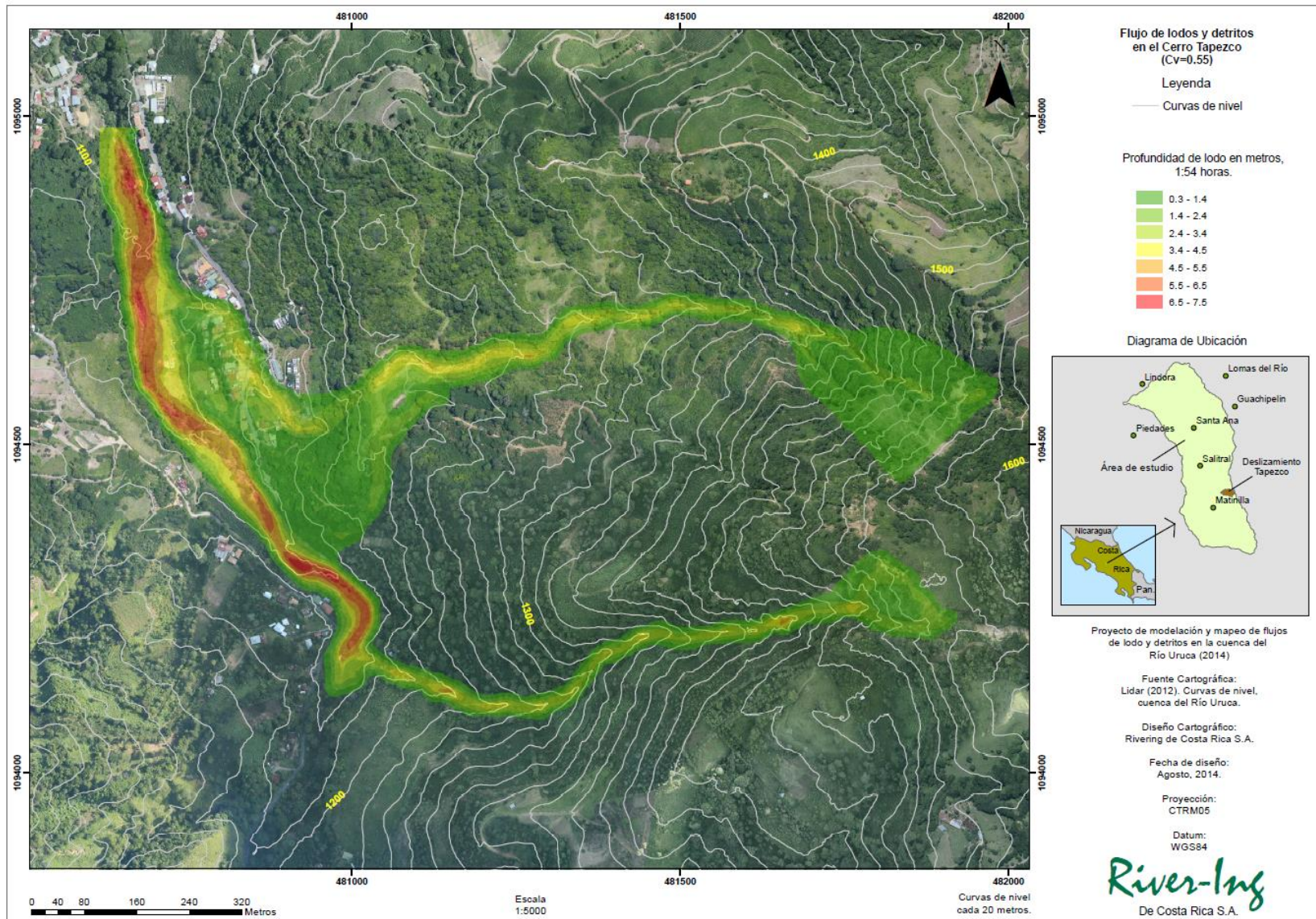
**MAPA 1. RESULTADO DE MODELACIÓN DE FLUJOS DE LODOS Y DETRITOS SOBRE LOS BAJANTES PITTIER Y TAPEZCO.**





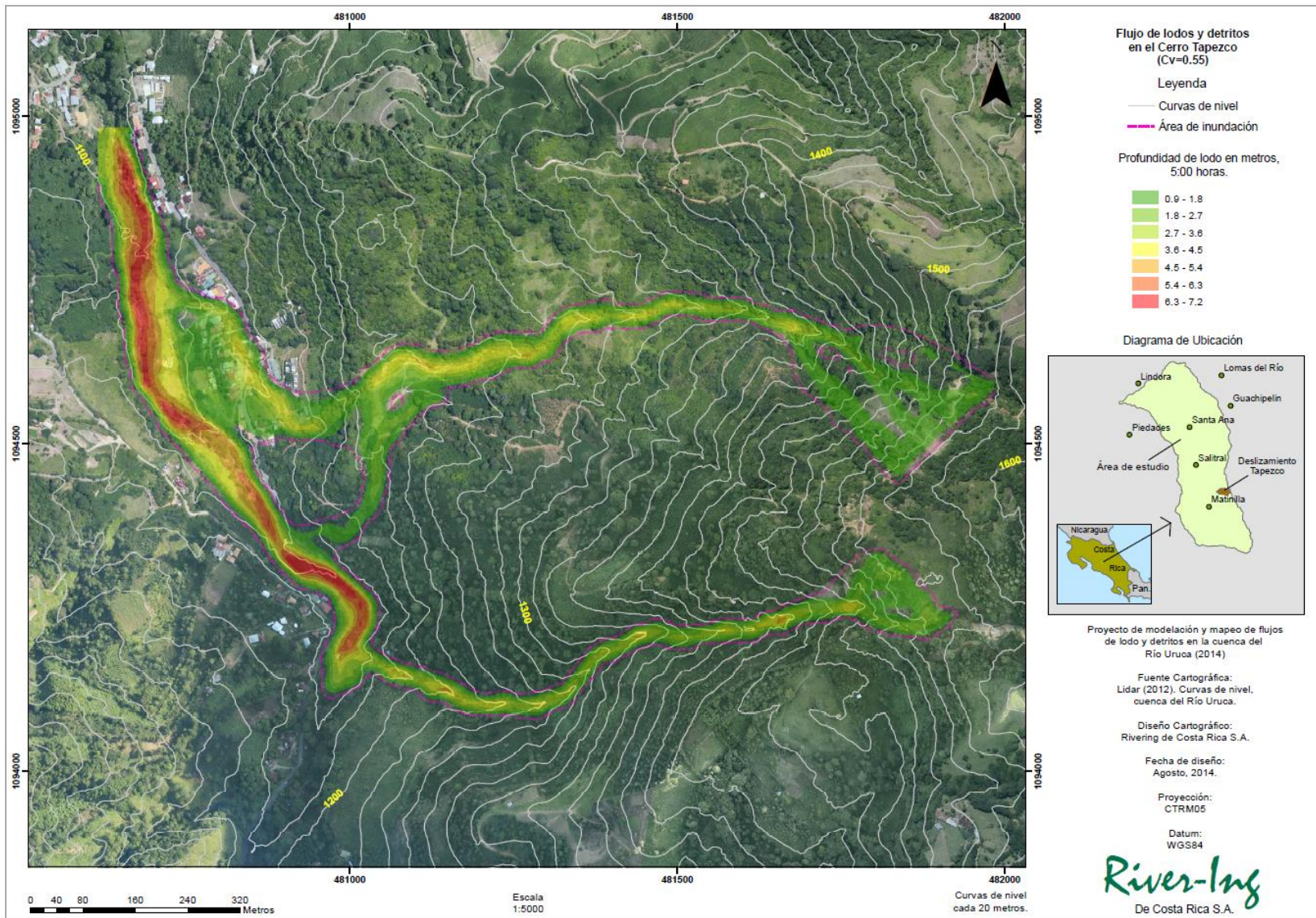
MAPA 2. RESULTADO DE MODELACIÓN DE FLUJOS DE LODOS Y DETRITOS SOBRE LOS BAJANTES PITTIER Y TAPEZCO.





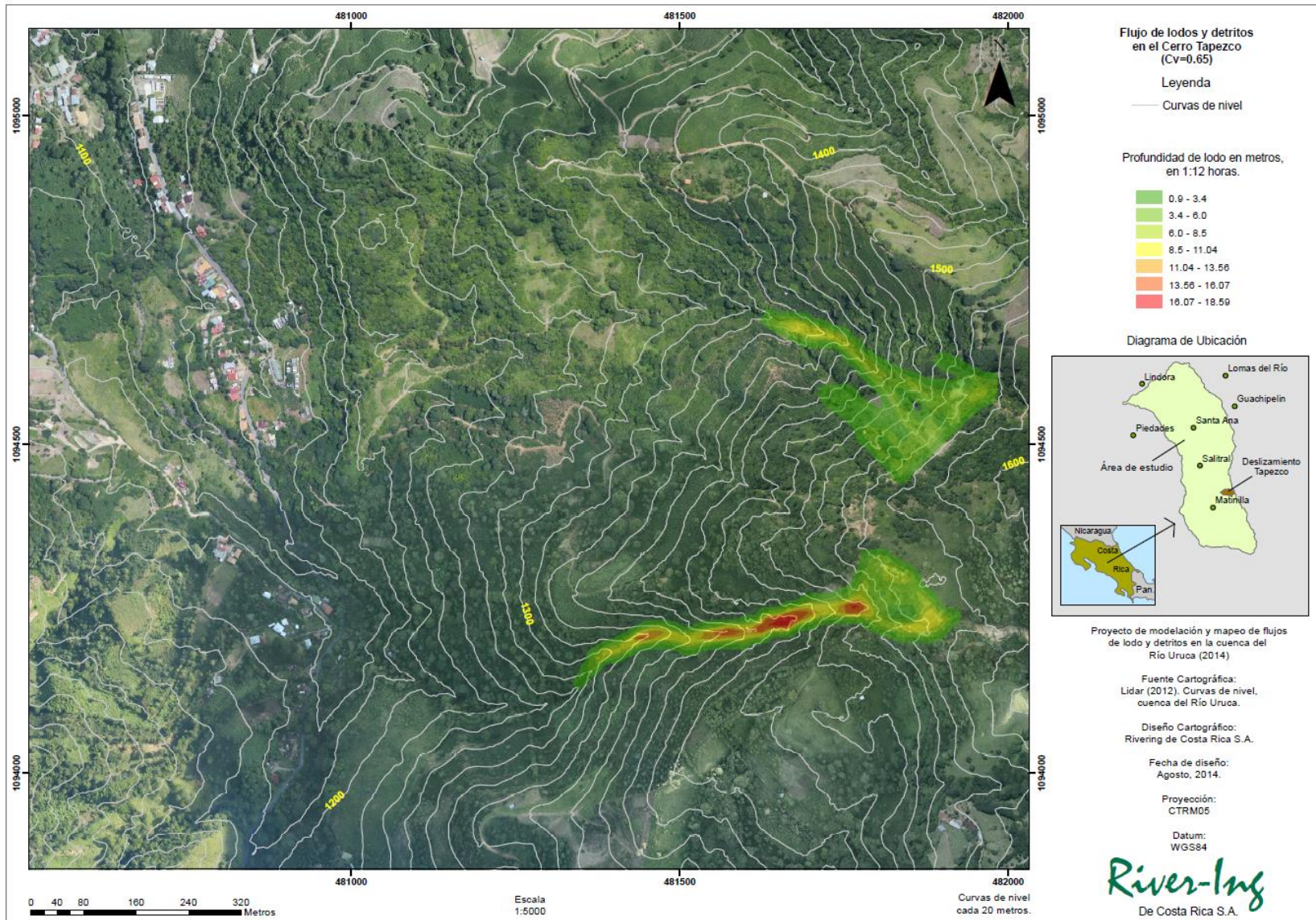
MAPA 3. RESULTADO DE MODELACIÓN DE FLUJOS DE LODOS Y DETRITOS SOBRE LOS BAJANTES PITTIER Y TAPEZCO.





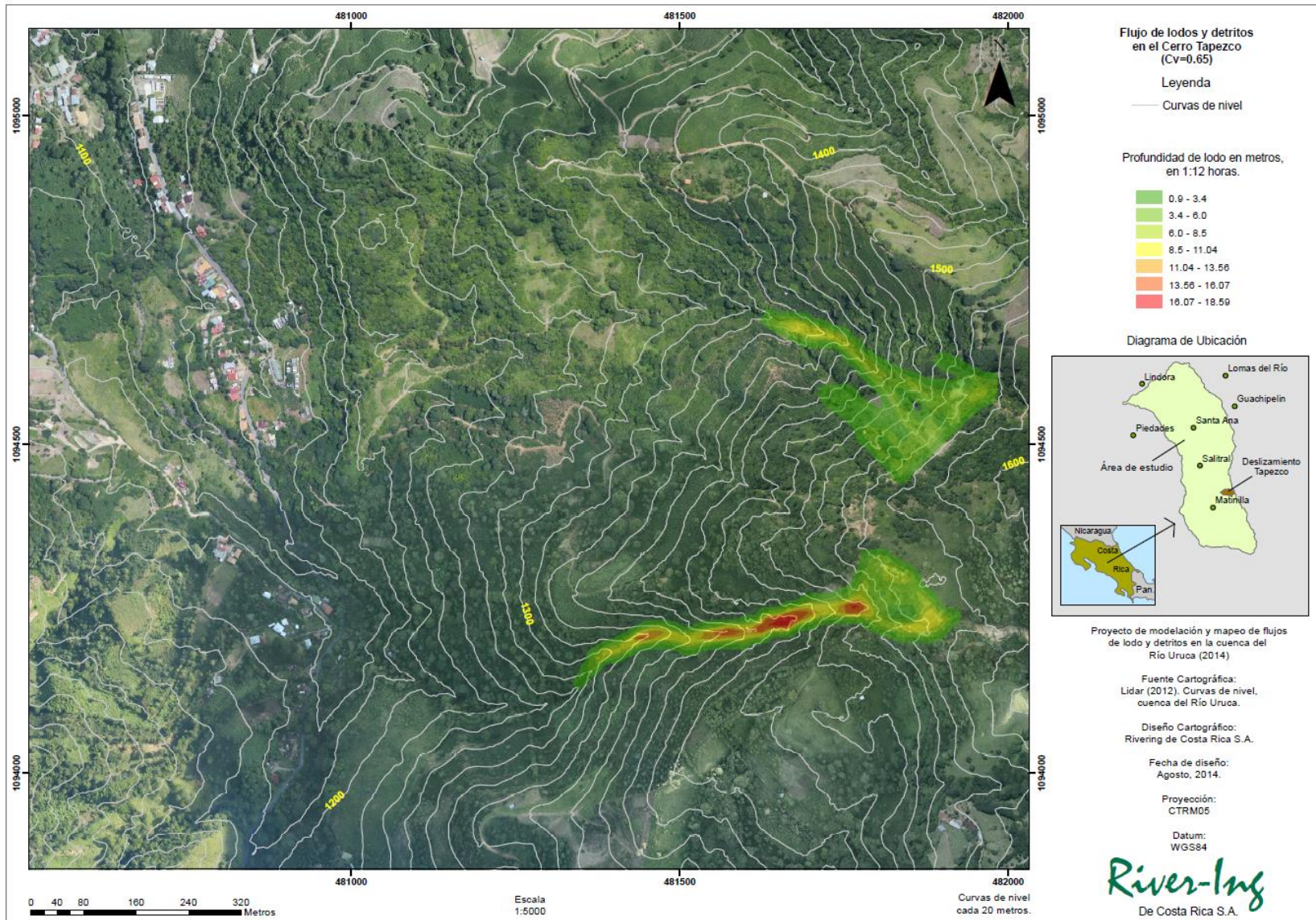
MAPA 4. RESULTADO DE MODELACIÓN DE FLUJOS DE LODOS Y DETRITOS SOBRE LOS BAJANTES PITTIER Y TAPEZCO.





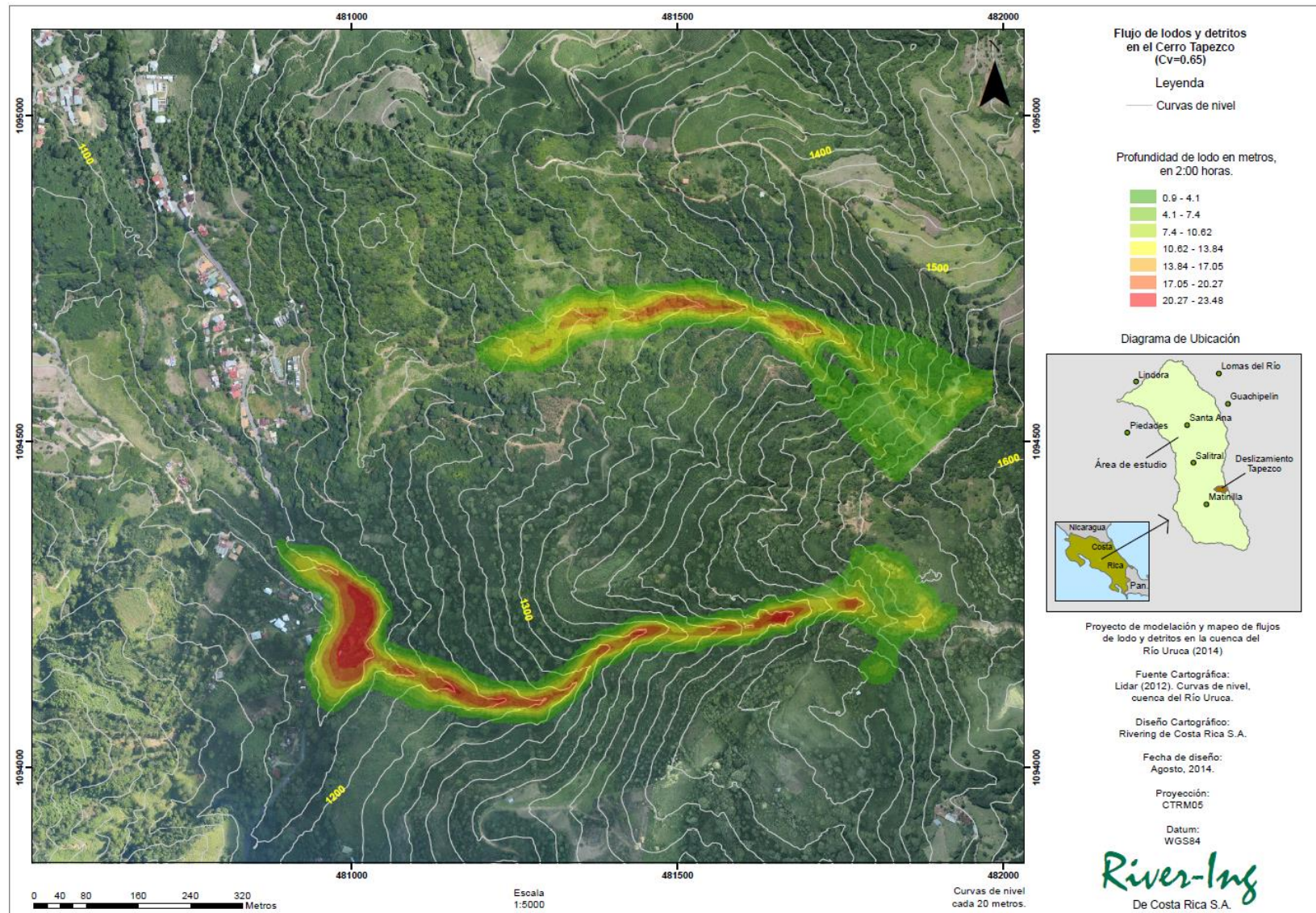
MAPA 5. RESULTADO DE MODELACIÓN DE FLUJOS DE LODOS Y DETRITOS SOBRE LOS BAJANTES PITTIER Y TAPEZCO.





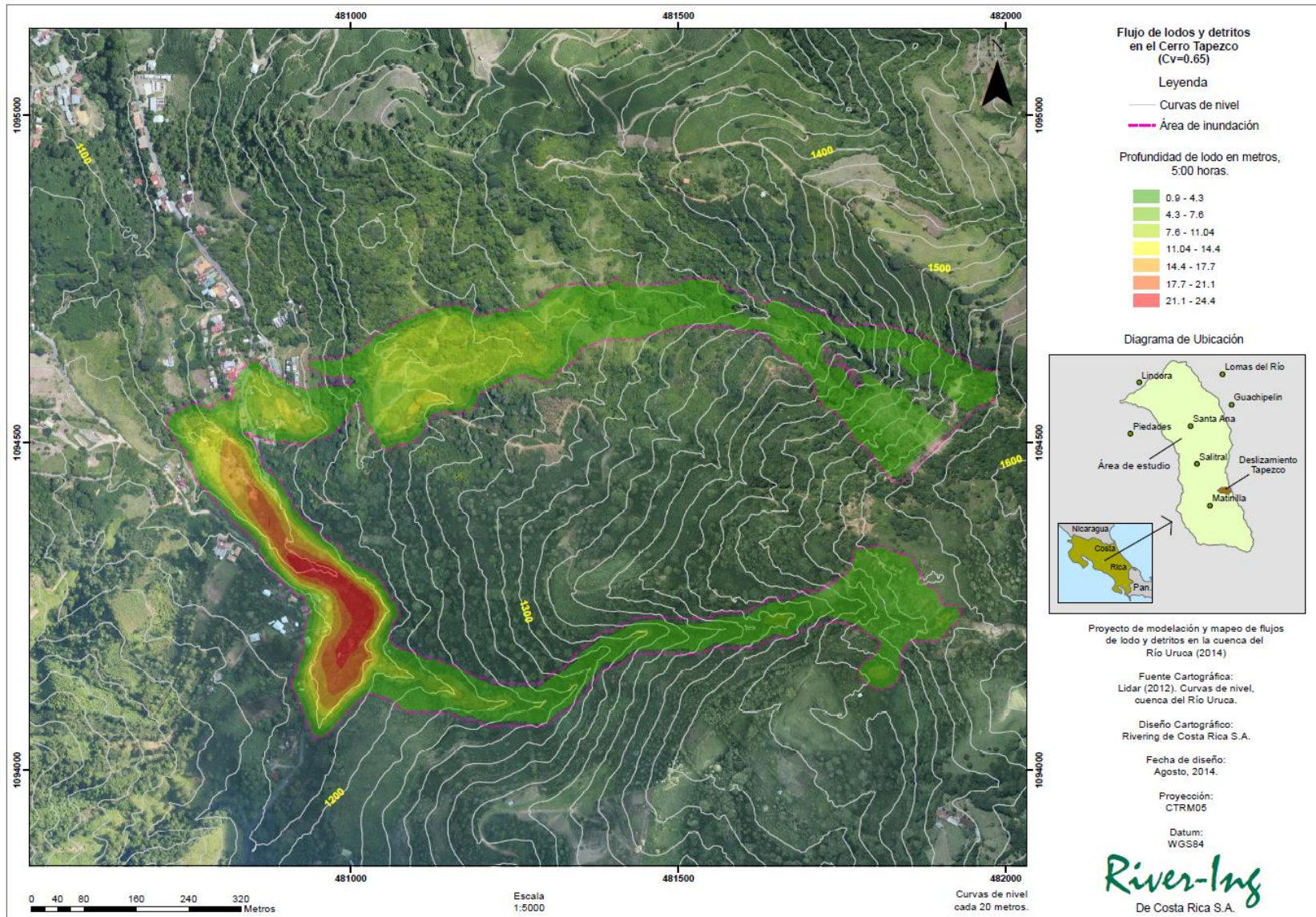
MAPA 6. RESULTADO DE MODELACIÓN DE FLUJOS DE LODOS Y DETRITOS SOBRE LOS BAJANTES PITTIER Y TAPEZCO.





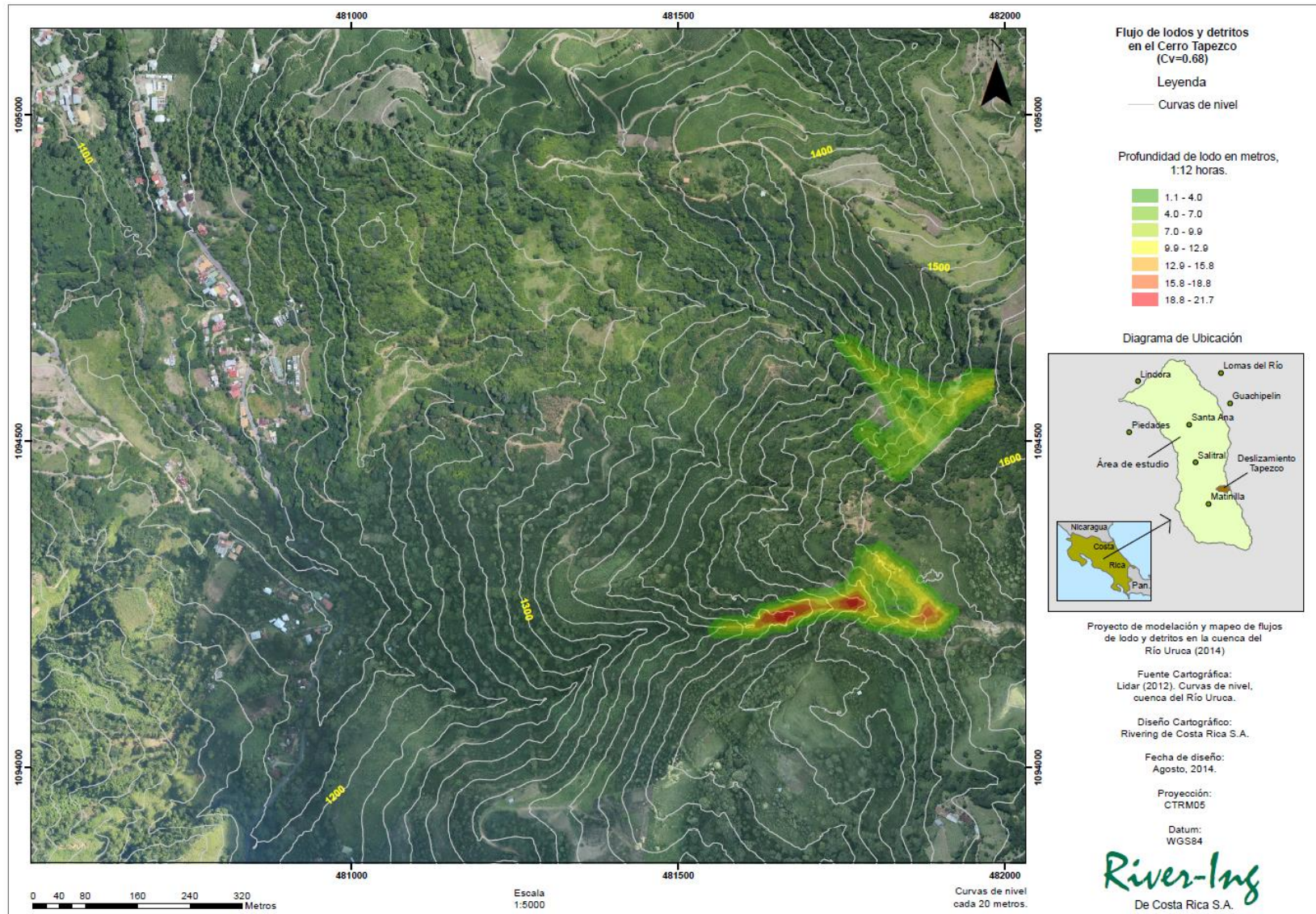
MAPA 7. RESULTADO DE MODELACIÓN DE FLUJOS DE LODOS Y DETRITOS SOBRE LOS BAJANTES PITTIER Y TAPEZCO.





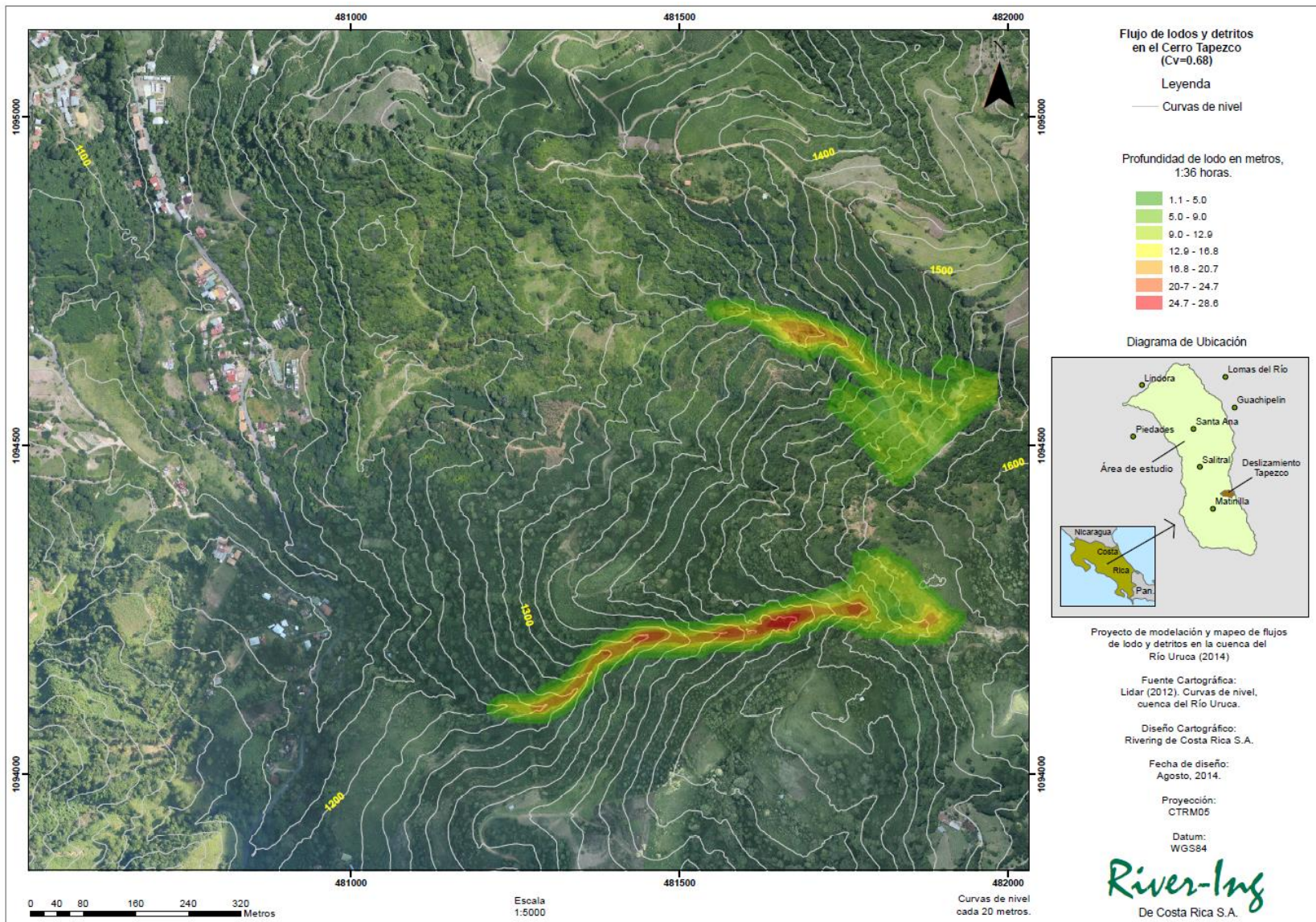
MAPA 8. RESULTADO DE MODELACIÓN DE FLUJOS DE LODOS Y DETRITOS SOBRE LOS BAJANTES PITTIER Y TAPEZCO.





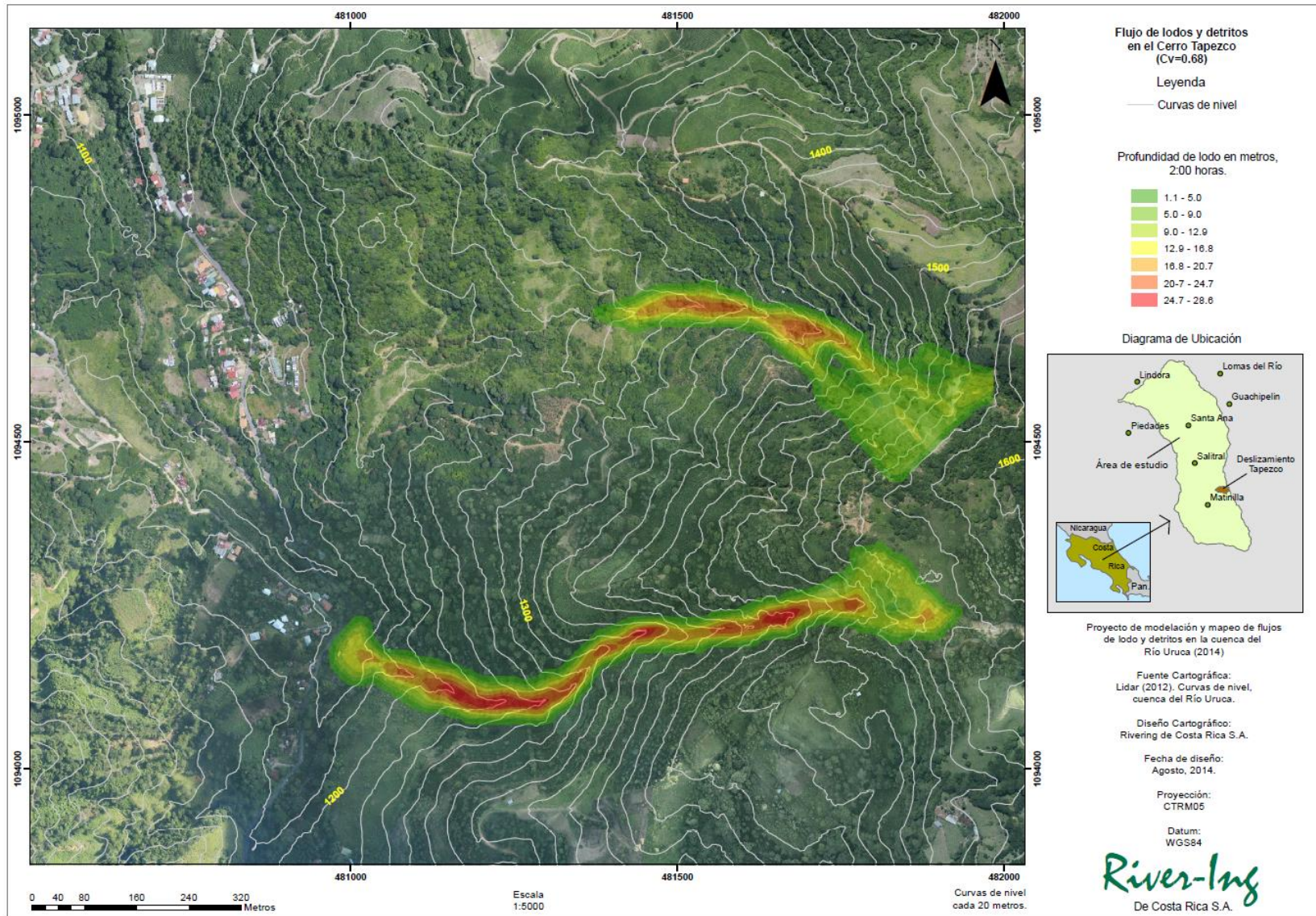
MAPA 9. RESULTADO DE MODELACIÓN DE FLUJOS DE LODOS Y DETRITOS SOBRE LOS BAJANTES PITTIER Y TAPEZCO.





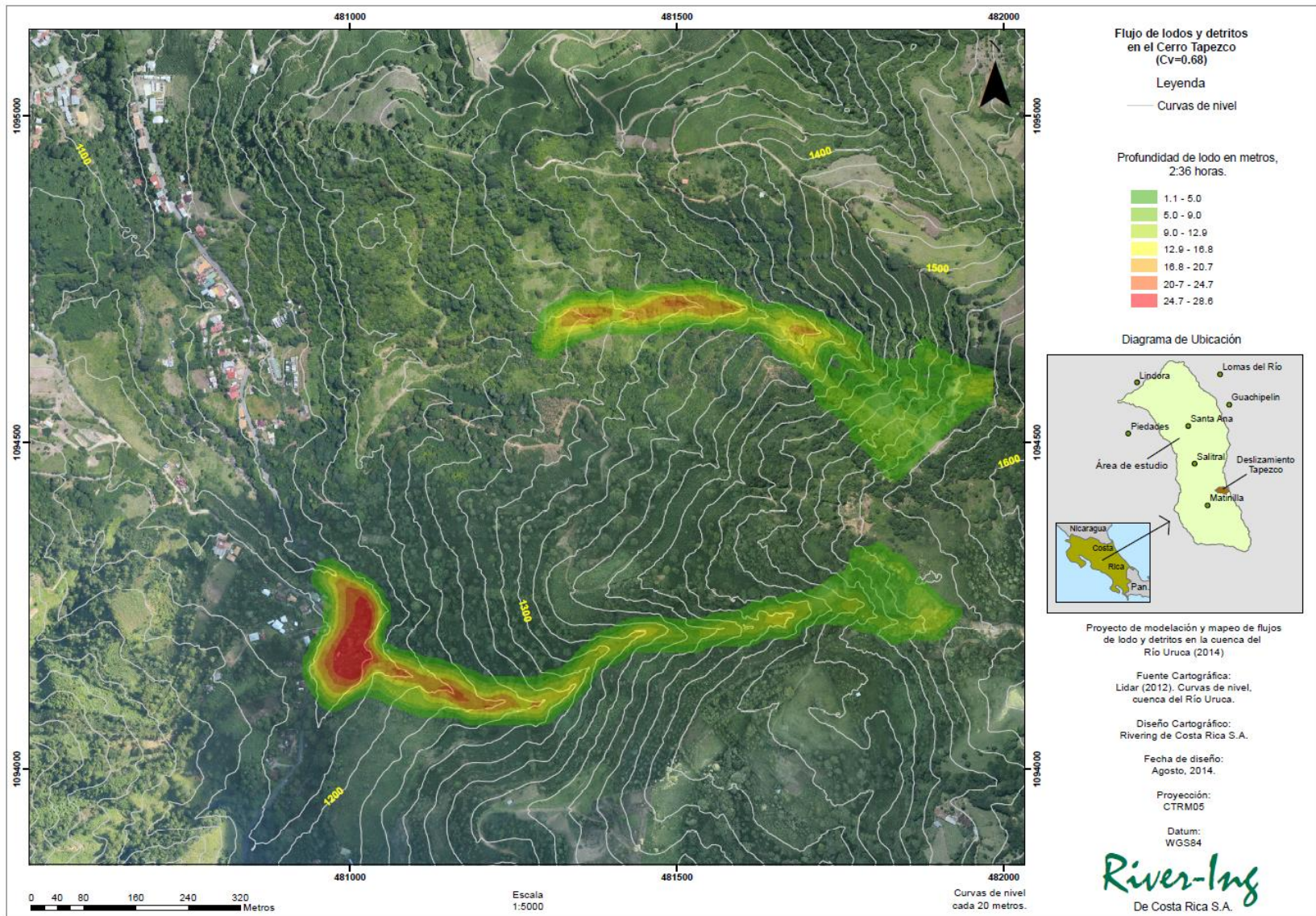
MAPA 10. RESULTADO DE MODELACIÓN DE FLUJOS DE LODOS Y DETRITOS SOBRE LOS BAJANTES PITTIER Y TAPEZCO.





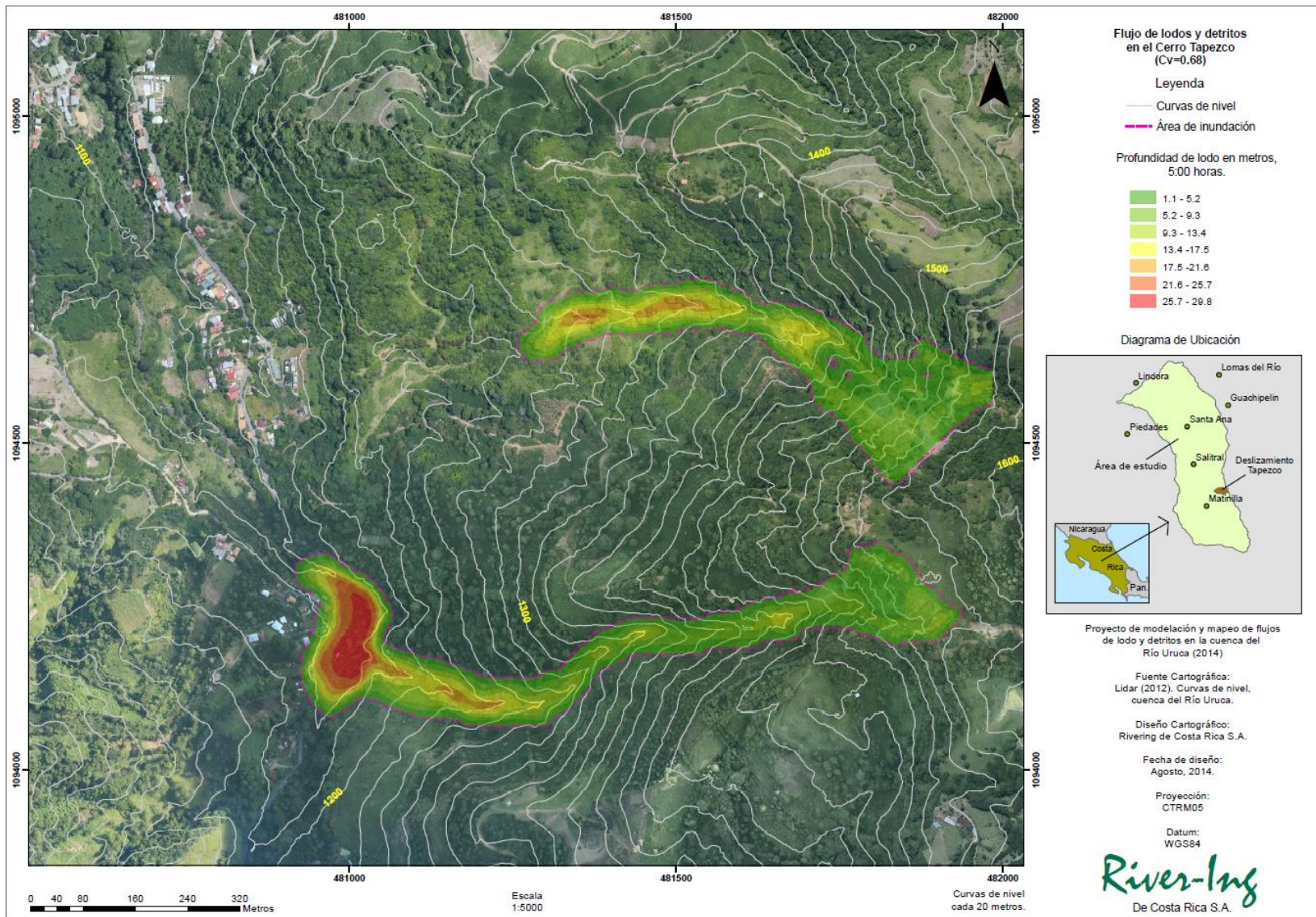
MAPA 11. RESULTADO DE MODELACIÓN DE FLUJOS DE LODOS Y DETRITOS SOBRE LOS BAJANTES PITTIER Y TAPEZCO.





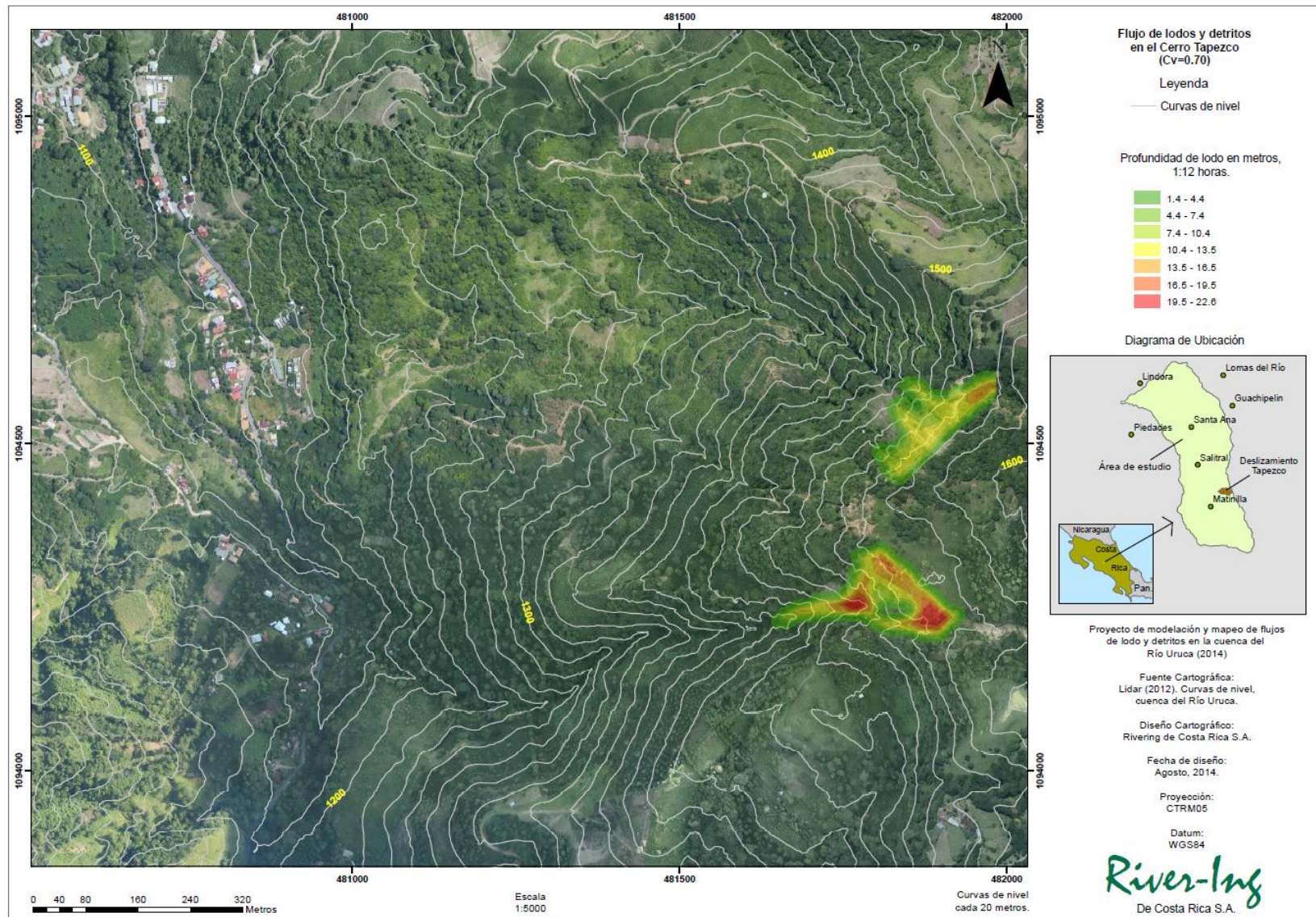
MAPA 12. RESULTADO DE MODELACIÓN DE FLUJOS DE LODOS Y DETRITOS SOBRE LOS BAJANTES PITTIER Y TAPEZCO.





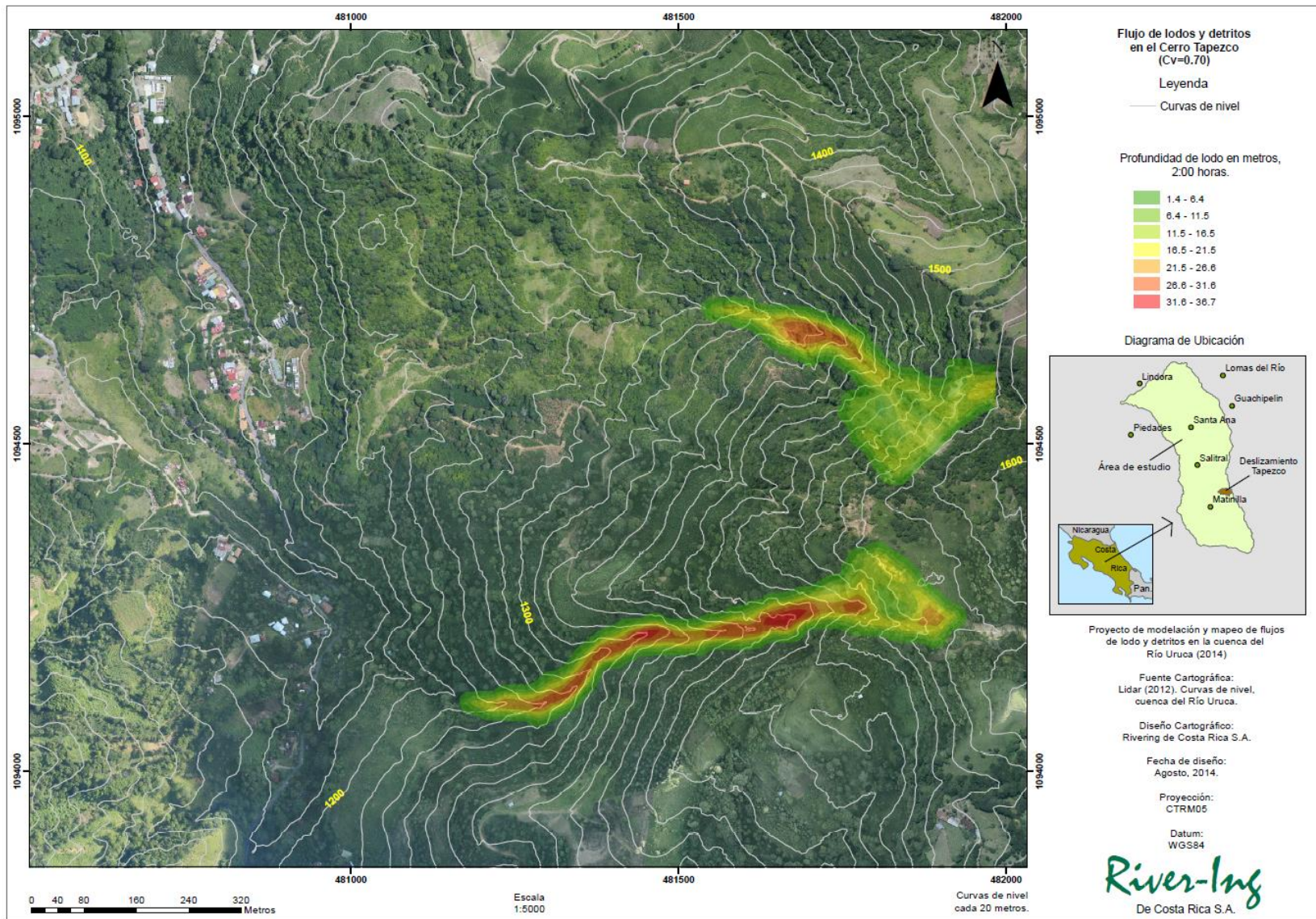
MAPA 13. RESULTADO DE MODELACIÓN DE FLUJOS DE LODOS Y DETRITOS SOBRE LOS BAJANTES PITTIER Y TAPEZCO.





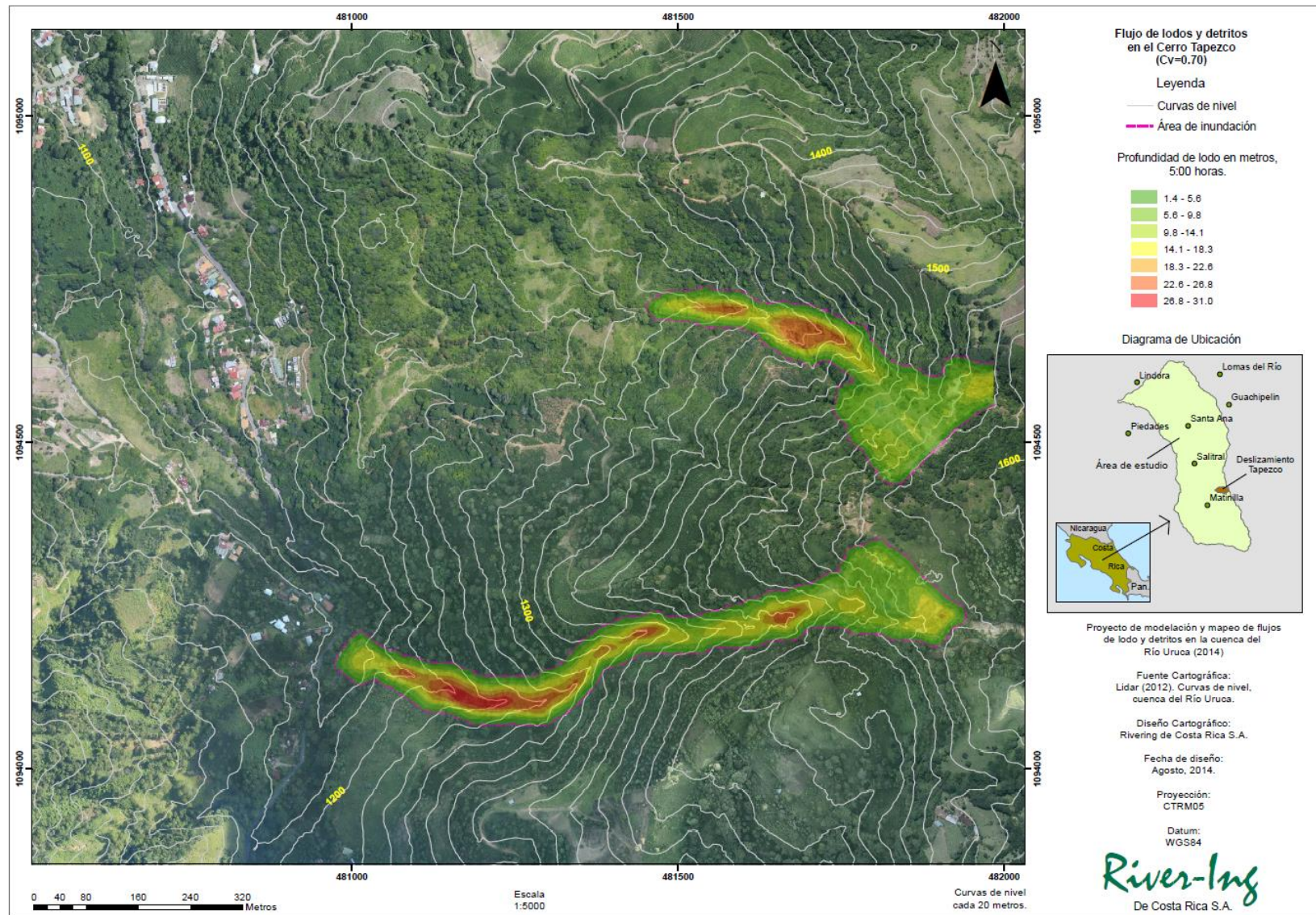
MAPA 14. RESULTADO DE MODELACIÓN DE FLUJOS DE LODOS Y DETRITOS SOBRE LOS BAJANTES PITTIER Y TAPEZCO.





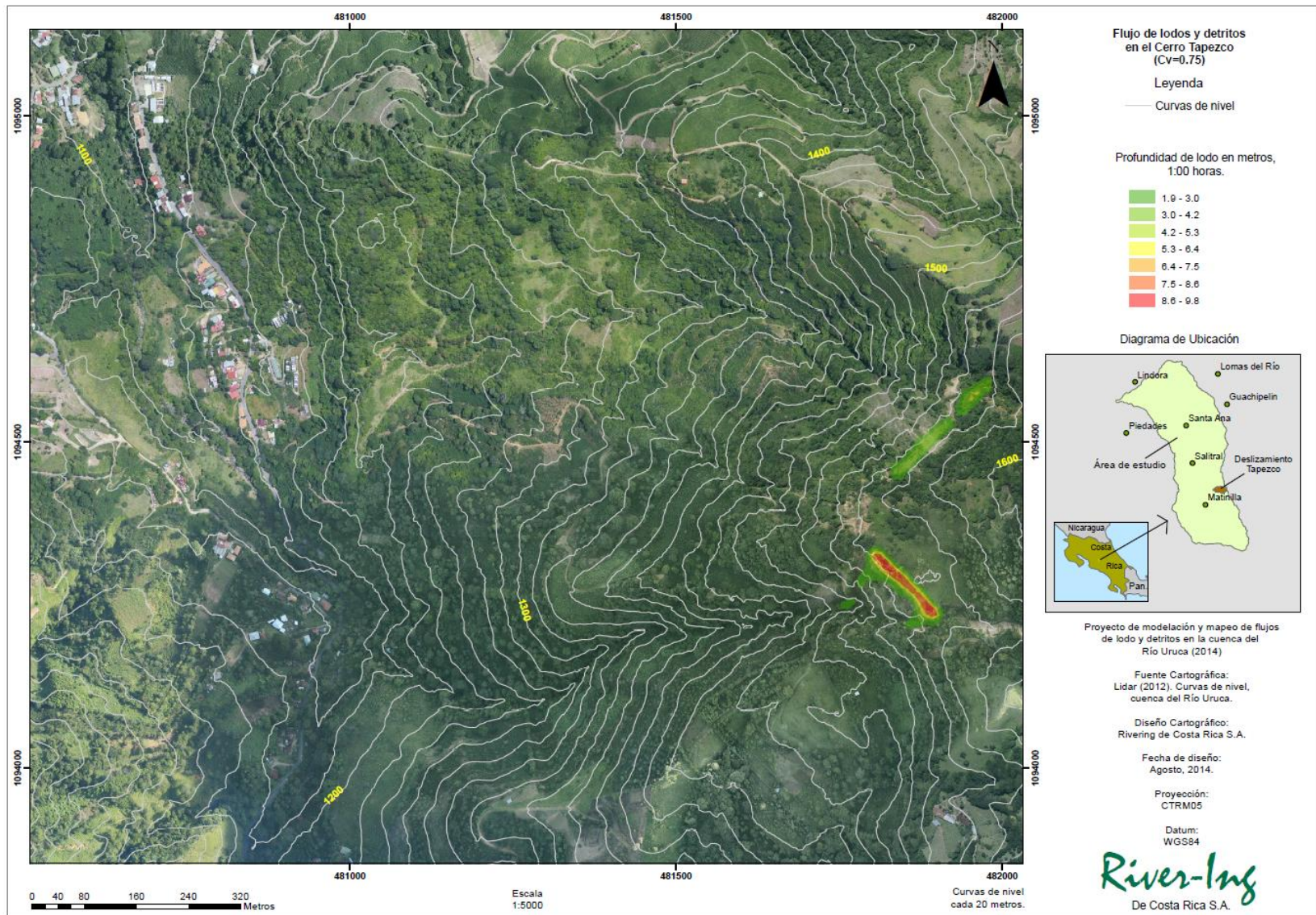
MAPA 15. RESULTADO DE MODELACIÓN DE FLUJOS DE LODOS Y DETRITOS SOBRE LOS BAJANTES PITTIER Y TAPEZCO.





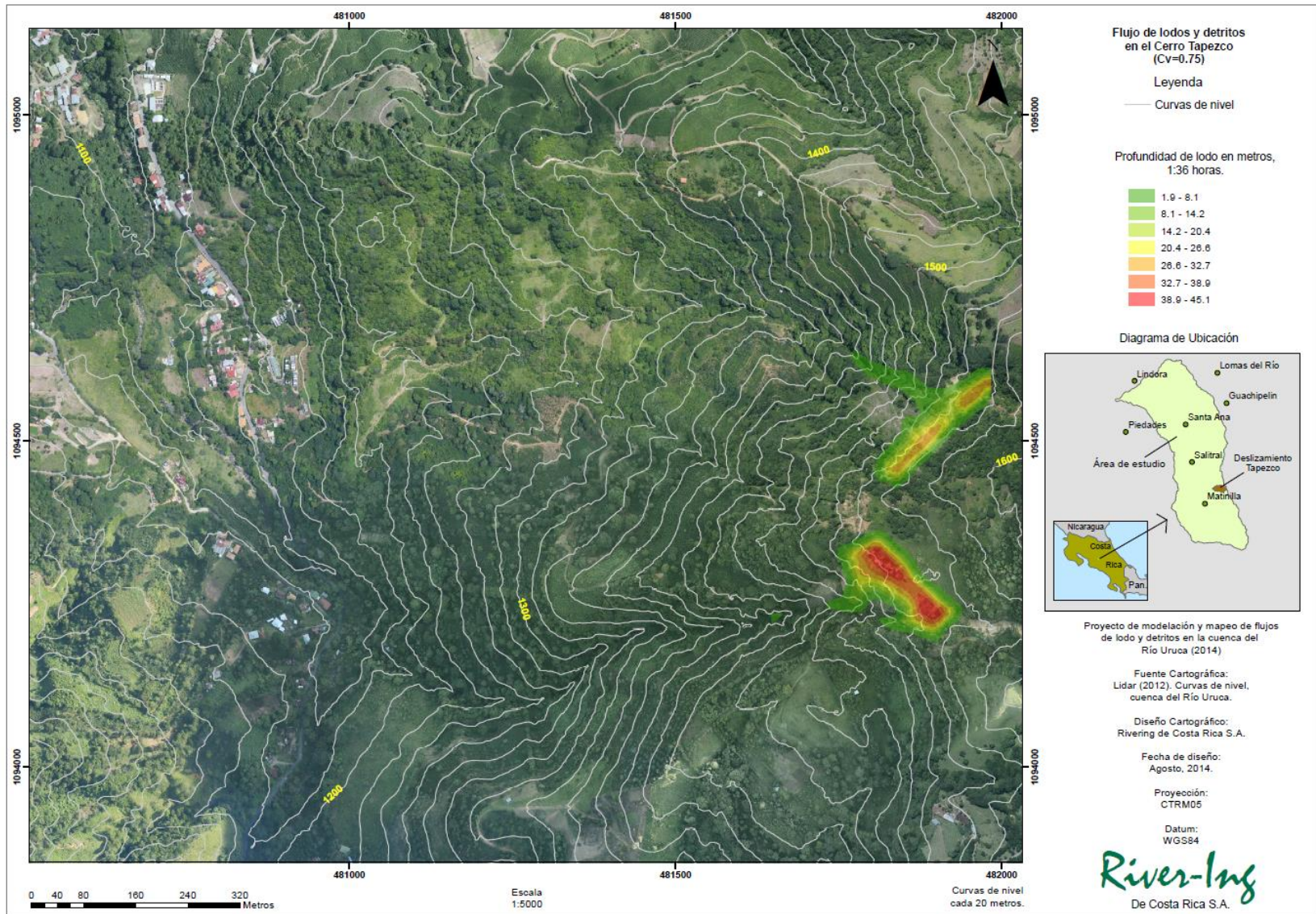
MAPA 16. RESULTADO DE MODELACIÓN DE FLUJOS DE LODOS Y DETRITOS SOBRE LOS BAJANTES PITTIER Y TAPEZCO.





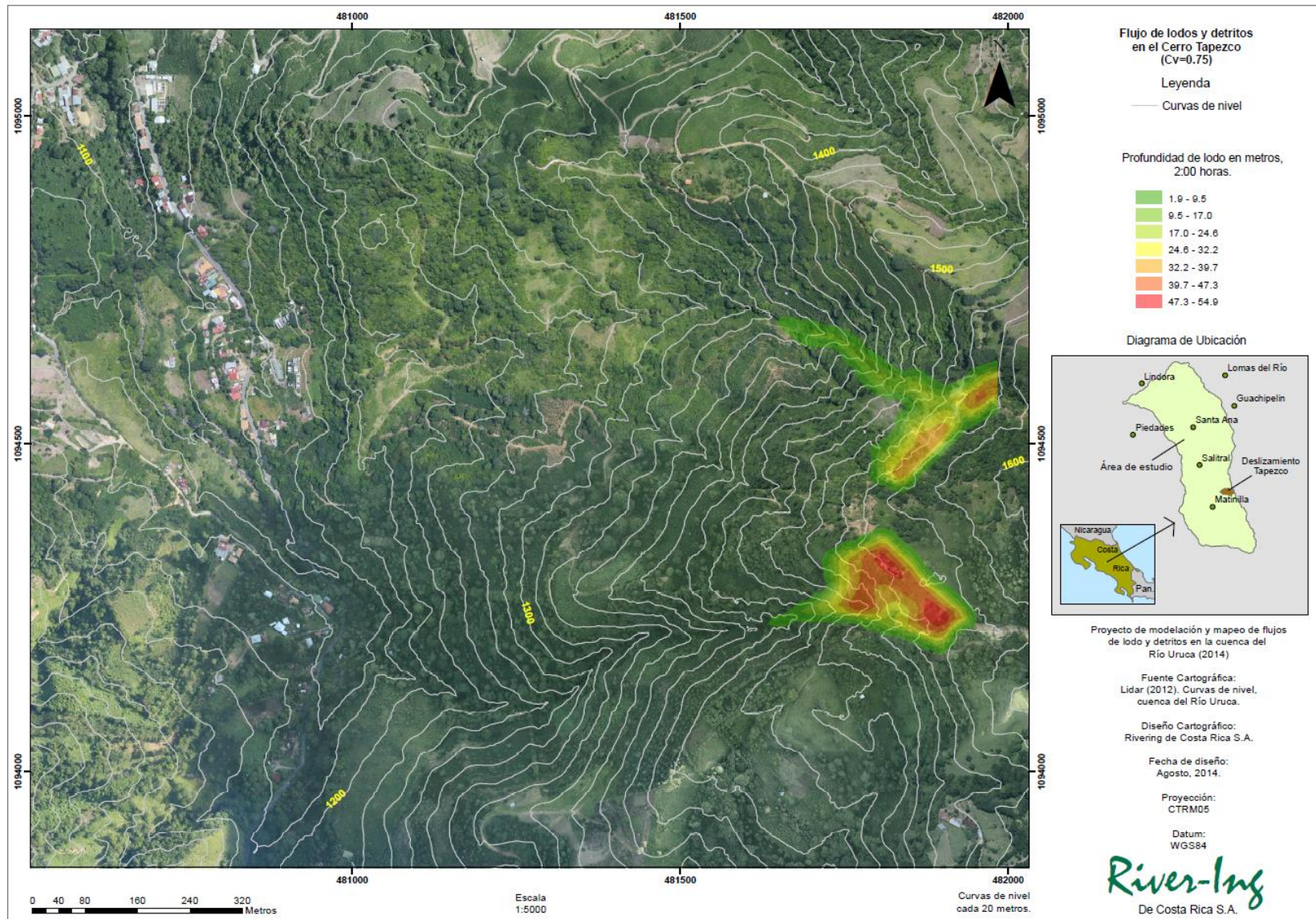
MAPA 17. RESULTADO DE MODELACIÓN DE FLUJOS DE LODOS Y DETRITOS SOBRE LOS BAJANTES PITTIER Y TAPEZCO.





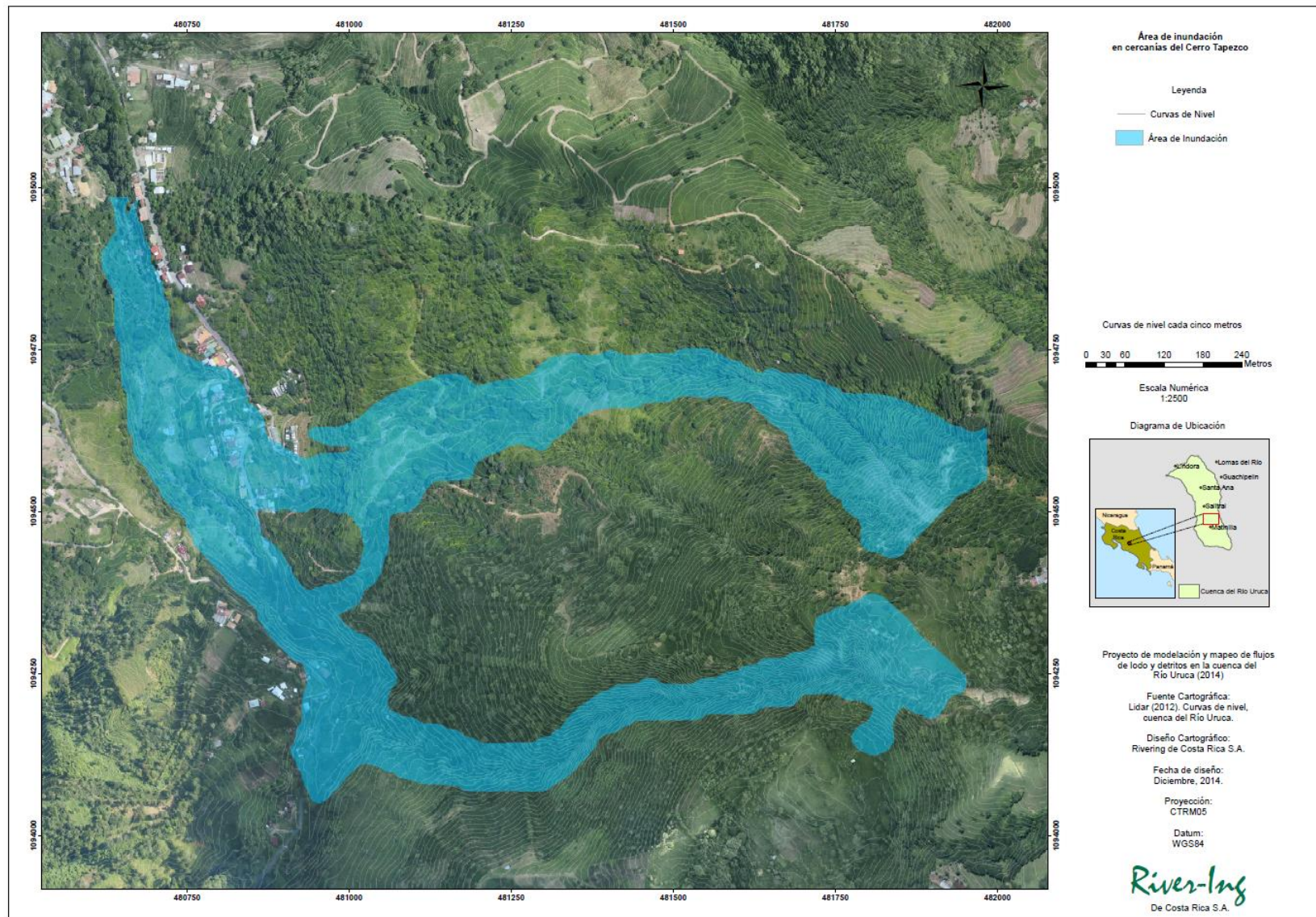
MAPA 18. RESULTADO DE MODELACIÓN DE FLUJOS DE LODOS Y DETRITOS SOBRE LOS BAJANTES PITTIER Y TAPEZCO.





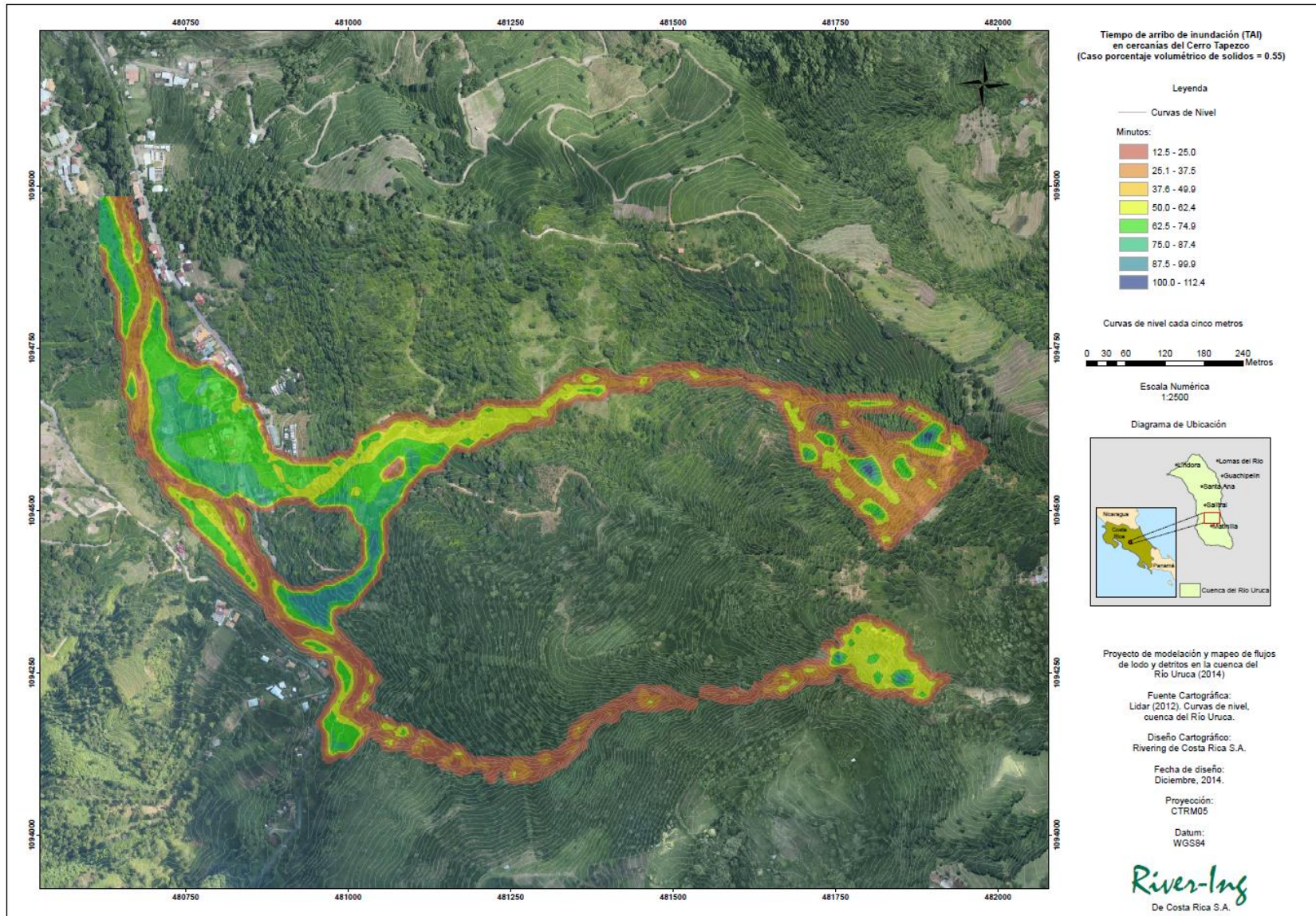
MAPA 19. RESULTADO DE MODELACIÓN DE FLUJOS DE LODOS Y DETRITOS SOBRE LOS BAJANTES PITTIER Y TAPEZCO.





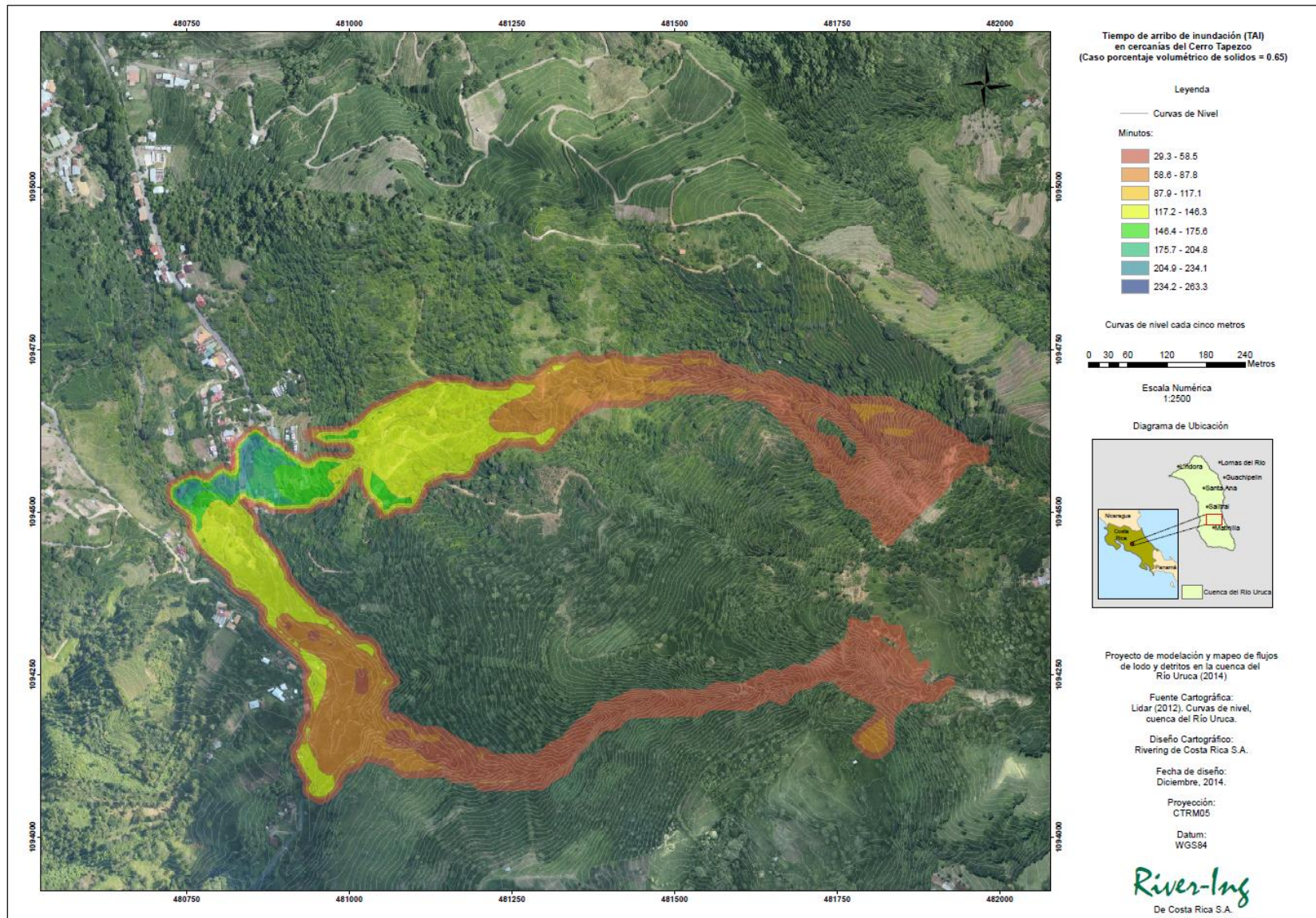
**MAPA 20.** MODELO FINAL DE ÁREA DE AFECTACIÓN POR FLUJOS DE LODOS Y DETRITOS SOBRE LOS BAJANTES PITTIER Y TAPEZCO COMO INTERSECCIÓN DE LOS MAPAS DE INUNDACIÓN PARA LOS DIFERENTES CASOS ESTUDIADOS.





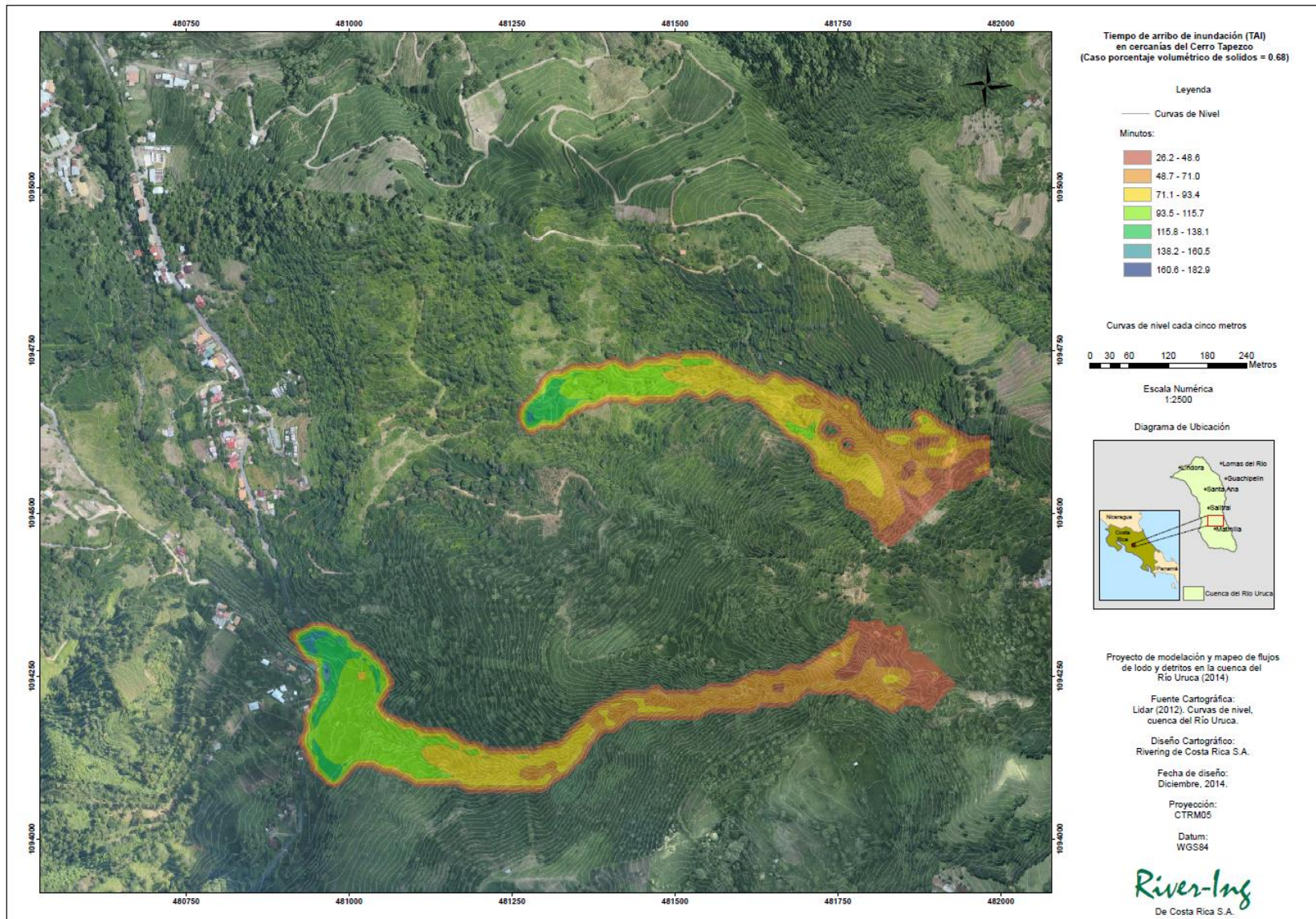
MAPA 21. TIEMPOS DE ARRIBO DE AVALANCHA PARA CUANDO EL ESPESOR DE LODOS ES 0.6 M O MAYOR.





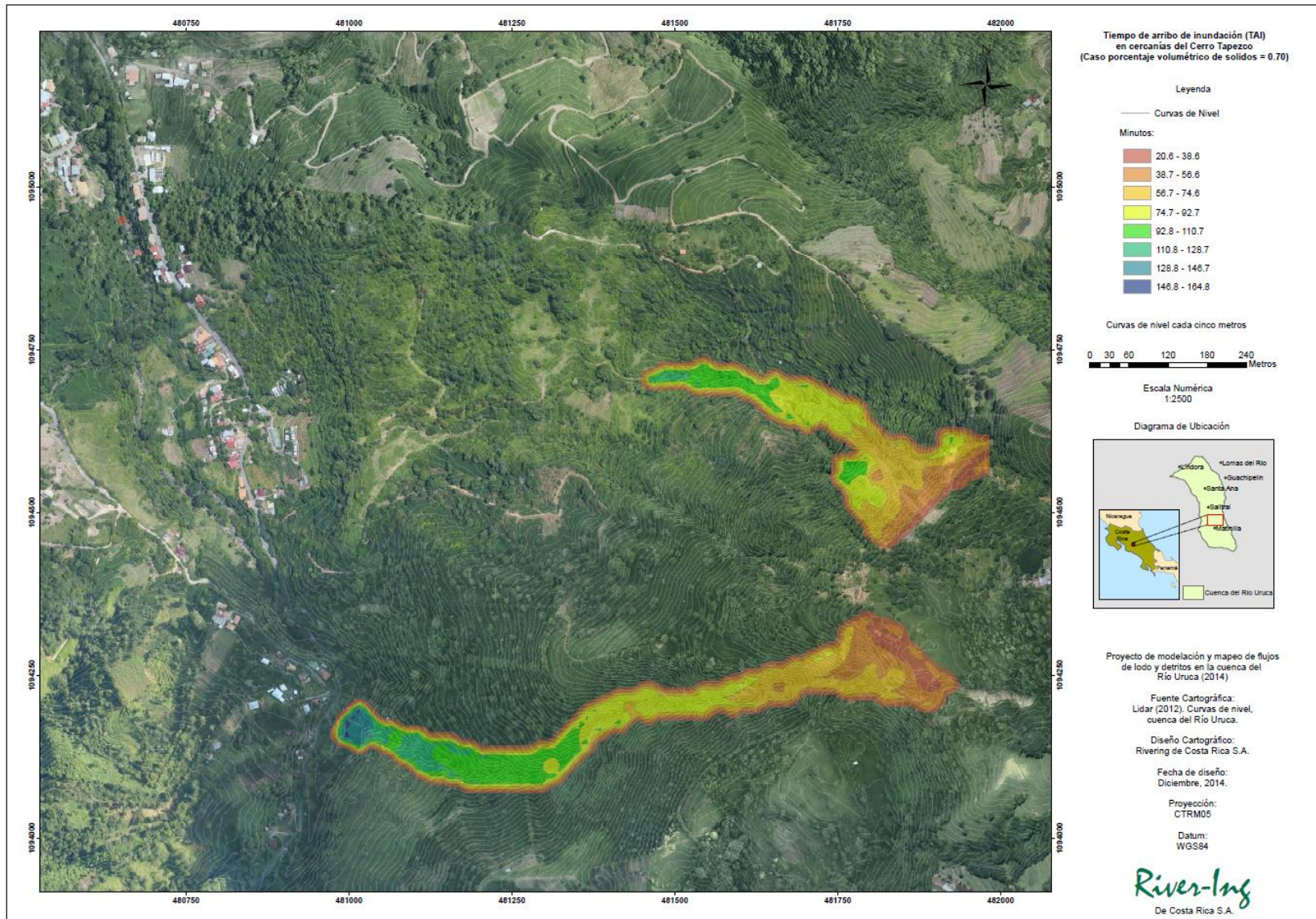
MAPA 22. TIEMPOS DE ARRIBO DE AVALANCHA PARA CUANDO EL ESPESOR DE LODOS ES 0.6 M O MAYOR.





MAPA 23. TIEMPOS DE ARRIBO DE AVALANCHA PARA CUANDO EL ESPESOR DE LODOS ES 0.6 M O MAYOR.





MAPA 24. TIEMPOS DE ARRIBO DE AVALANCHA PARA CUANDO EL ESPESOR DE LODOS ES 0.6 M O MAYOR.

## 5.5 REFERENCIAS

Fletcher, L. Hungr, O. Evans S. **Contrasting failure behaviour of two large landslides in clay and silt.** Canadian Geotechnical Journal. Vol. 39, 2002

Fletcher, L. Hungr, O. Thomson, B. "**Failure mechanism and behavior or a large landslide in glacio-lacustrine silt and clay, Chilliwack River Valley, B.C.**" Vancouver Geotechnical Society. 13<sup>th</sup> Symposium: Slope Stability and Landslides. 1999.

Hungr O., Corominas J. & Eberhardt E. (2005) - State of the Art Paper #4, Estimating landslide motion mechanism, travel distance and velocity. In: Hungr O., Fell R., Couture R. & Eberhardt E. (eds.). Landslide risk management. Proceedings, Vancouver Conference. Taylor and Francis Group, London



## 6 CAPÍTULO VI: ANÁLISIS DE POTENCIAL DE COLAPSO DE PRESA NATURAL EN EL RÍO URUCA

En el capítulo anterior se ilustró como para el caso  $Cv=0.68$  se puede dar una obstrucción del cauce en el río Uruca en su confluencia con la quebrada Pittier. En este capítulo se analiza la amenaza potencial por el colapso del bloqueo hacia las poblaciones e infraestructura ubicados a lo largo del río Uruca.

La figura 1 presenta un corte del frente de avalancha para el caso  $Cv=0.68$  (sección A-A1 en la figura) en donde se aprecia la obstrucción del río Uruca en una altura cercana a los 20 m sobre el lecho original del río.

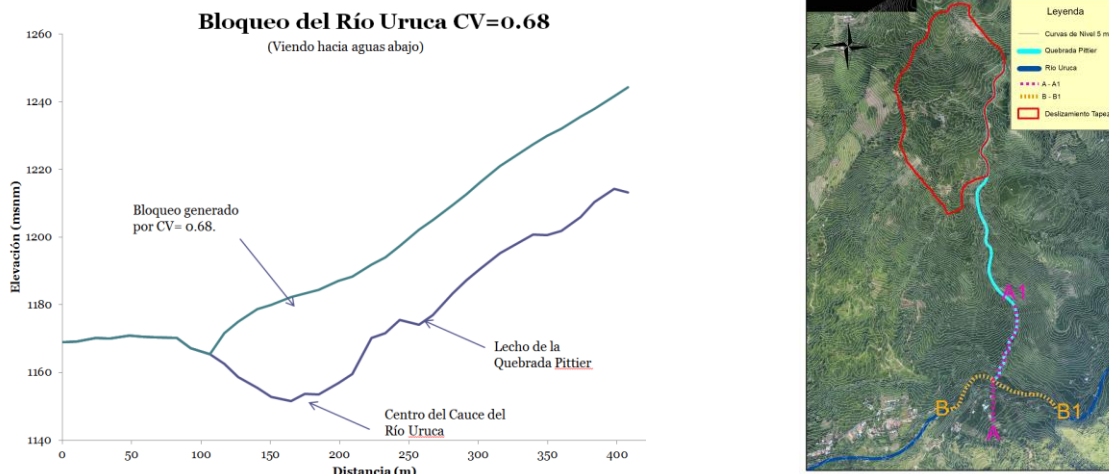


FIGURA 1. SECCIÓN LONGITUDINAL DE LA QUEBRADA PITTIER EN SU CONFLUENCIA CON EL RÍO URUCA.

Debido a lo angosto del cañón del río Uruca en el sitio de la confluencia, el material de avalancha forma un cono coluvial en el que el material queda descansando dentro del cañón de la quebrada Pittier y apoyado en la pared izquierda del río Uruca. A continuación se analiza desde el punto de vista estadístico la posibilidad de que colapse la presa obtenida durante la simulación de las avalanchas desde el cerro Tapezco.

### 6.1 ESTIMACIÓN DE LA PROBABILIDAD DE COLAPSO POR MEDIO DEL ÍNDICE ESTADÍSTICO DBI (DAM BLOCKAGE INDEX)

El Índice de bloqueo de presas formadas por deslizamientos sobre ríos (DBI)<sup>8</sup> es un análisis preliminar que indica si un determinado bloqueo tiene riesgo de colapso súbito pudiendo provocar una cabeza de agua peligrosa. Si el valor del DBI es igual o menor a 2.75, la presa es muy probable que permanezca estable, si es mayor a 3.08 por el contrario, es eventual que esta colapse. Para valores entre 2.75 y 3.08, no hay certeza.

La figura 2 ilustra la forma en que se deben estimar los parámetros para el cálculo del DBI: Altura de presa (Hd), volumen de presa (Vd) y área tributaria (Ab).

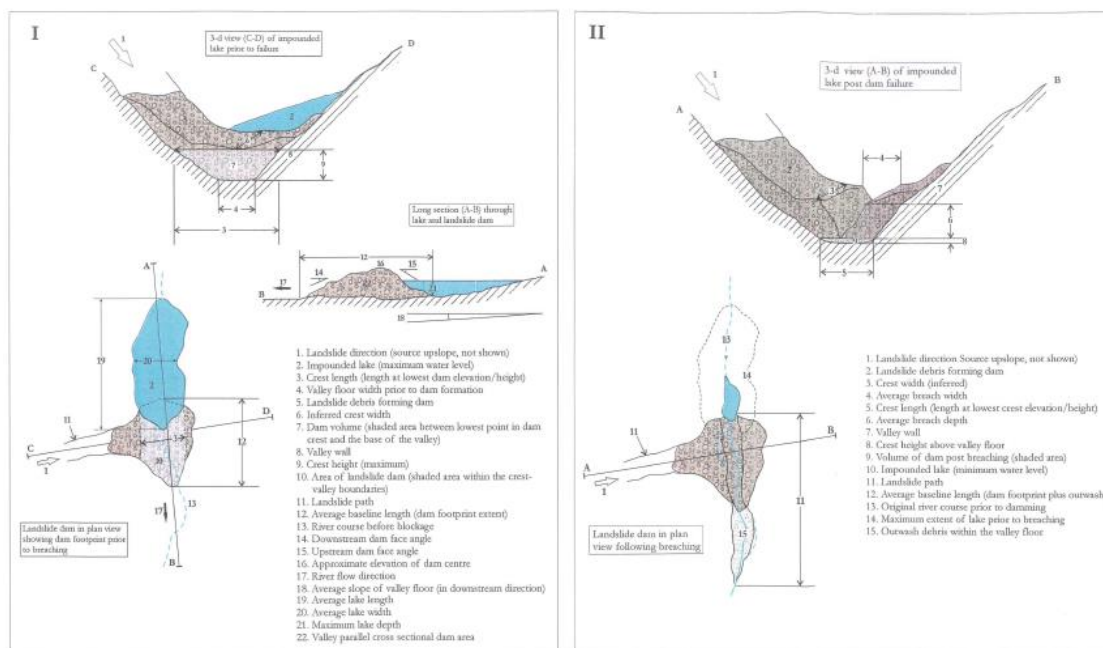


FIGURA 2 Criterio para determinación de parámetros usados en la determinación del DBI.

Además del caso  $C_v=0.68$ , se analizaron otros tres escenarios de bloqueo con volúmenes de obstrucción menores y mayores al considerado en el escenario dinámico del deslizamiento Tapezco ( $C_v=0.68$ ). El gráfico 1 ilustra los otros tres casos de bloqueos considerados.

En la Tabla 1 se muestran los valores del coeficiente adimensional de bloqueo DBI, para estos tres casos. Los datos muestran que los bloqueos 1 y 2, son de tipo inestable pues su valor es mayor a 3.08, en el caso del bloqueo 3 de mayor envergadura, el valor de DBI queda en la zona indeterminada, ya que su valor está en el rango  $2.75 < DBI < 3.08$ . Como se puede ver el escenario de Bloqueo 3

<sup>8</sup> Nash, T. Engineering Geological Assessment of Selected Landslide Dams Formed from The 1929 Murchinson and 1968 Inangahua Earthquakes. M.Sc. Thesis 2003



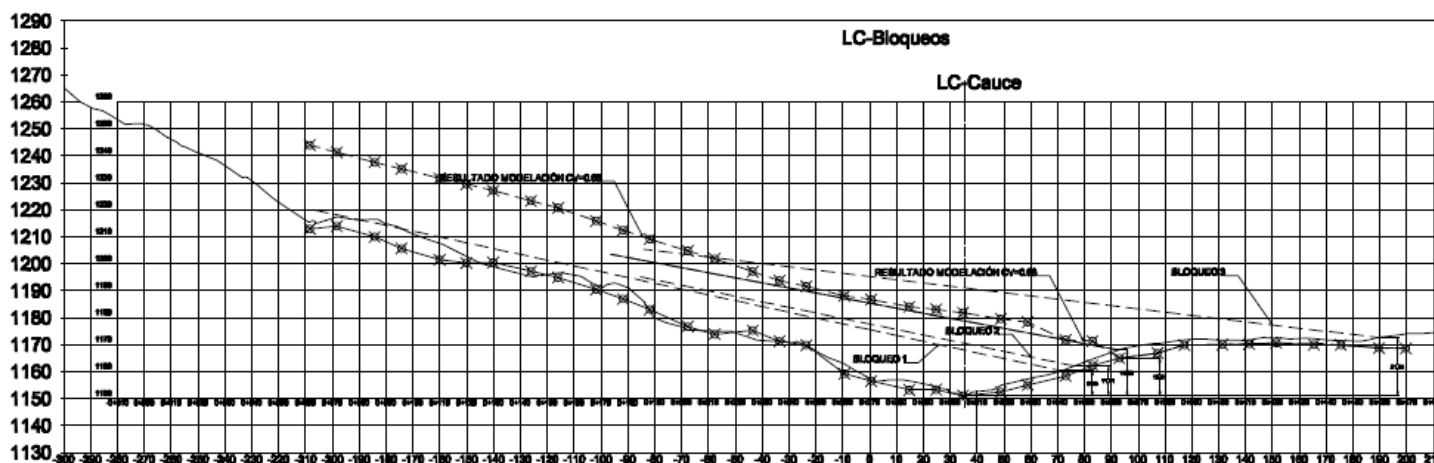


GRÁFICO 1. COMPARACIÓN DE PERFILES DEL CASO DE BLOQUEO CV=0.68 Y TRES ESCENARIOS DE BLOQUEO ADICIONALES CON VOLÚMENES Y ALTURA DE BLOQUEOS DIFERENTES.

TABLA 1. DATOS DEL COEFICIENTE DBI

Caso	Ab (m <sup>2</sup> )	Elevación fondo (msnm)	Elevación Bloqueo (msnm)	Hd (m)	Vd (m <sup>3</sup> )	DBI
Bloqueo 1	12113698,36	1151,047	1160,21	9,163	19265	3,761
Bloqueo 2	12113698,36	1151,047	1162,056	11,009	34693	3,585
Bloqueo 3	12113698,36	1151,047	1172,582	21,535	22954	3,056

En el gráfico 2 se presenta los valores la altura de presa respecto a volumen de la misma, para los tres casos mencionados. Se generó la curva de mejor ajuste, con el fin de poner generar un cuarto caso y estudiar el comportamiento del DBI cuando se varían las condiciones del bloqueo.

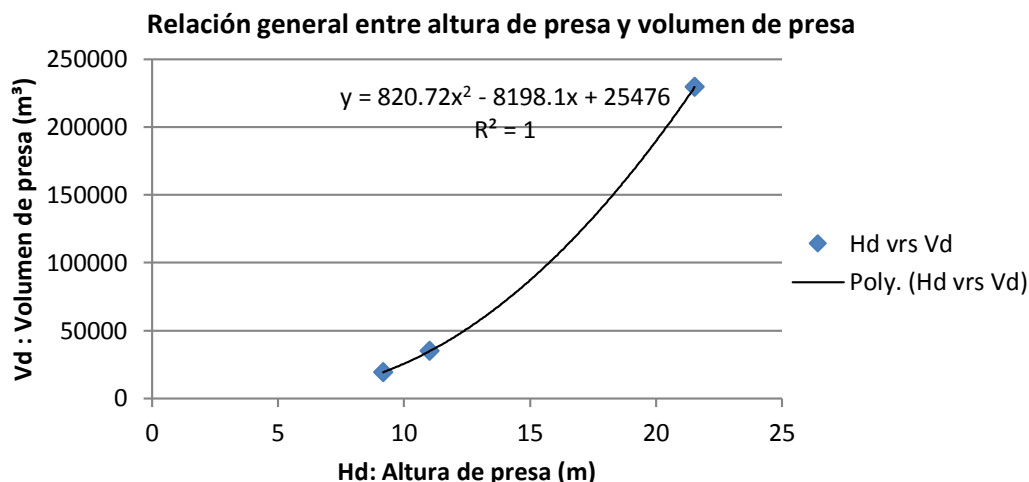


GRÁFICO 2. RELACIÓN ENTRE ALTURA DE PRESA Y VOLUMEN DE PRESA.

Con los datos generados del gráfico anterior, se planteó un cuarto caso (Ver figura 1), buscando que el deslizamiento generado bloquee por completo el cañón del río Uruca, pero sin sobrepasarlo por completo, como sucede con el bloqueo 3. Con estas condiciones los datos del bloqueo 4 son los mostrados en el cuadro 2.

TABLA 3. DATOS DEL BLOQUEO 4

Caso	Hd (m)	Vd (m <sup>3</sup> )	DBI
<b>Bloqueo 4</b>	16,95	122285,64	3,225

Para ver el comportamiento del DBI, se variaron las condiciones del bloqueo tomando como base el bloqueo 4. Asumiendo que se mantiene constante el volumen de presa que bloquea el cauce, pero variado la altura del mismo se obtiene los datos en el cuadro 3.

TABLA.4. VARIACIÓN DE DBI MANTENIENDO EL VOLUMEN DE PRESA CONSTANTE

Caso	Hd (m)	Vd (m <sup>3</sup> )	DBI
<b>Bloqueo 4</b> <b>Vd</b> <b>Constante</b>	8,47	122285,64	2,92
	12,71	122285,64	3,10
	16,95	122285,64	3,23
	21,19	122285,64	3,32
	25,42	122285,64	3,40

Realizando variaciones de altura de presa de ±50% de la altura original, se observa que conforme mayor sea la altura presa, mayor será la inestabilidad de la misma. Disminuyendo en un 50% la altura original propuesta para el caso 4, es el único caso donde se logra caer en el rango indeterminado, sin llegar a ser estable.

La otra condición que se evaluó fue mantener constante la altura de presa propuesta para el bloqueo 4, variando el volumen de la misma. Los resultados se muestran en la tabla 4.



**TABLA 4.** VARIACIÓN DE DBI MANTENIENDO LA ALTURA DE PRESA CONSTANTE

Caso	Hd (m)	Vd (m <sup>3</sup> )	DBI
<b>Bloqueo 4 Hd Constante</b>	16,95	61142,82	3,526
	16,95	91714,23	3,350
	16,95	122285,64	3,225
	16,95	152857,05	3,128
	16,95	183428,46	3,049

Se realizaron variaciones de un rango de  $\pm 50\%$  del volumen de presa. Bajo estas condiciones sólo unos de los casos cae en el límite indeterminado, en general todos los casos son inestables como se muestra en la tabla 5.

Después de los análisis antes mencionados, se representaron los datos obtenidos, en la gráfica original que generó el análisis del DBI (Richard Nash, 2003).

**TABLA .5.** AB VRS VD/HD

Caso	Ab (m <sup>2</sup> )+E6	Vd/Hd (m <sup>2</sup> ) +E6	DBI
<b>Bloqueo 1</b>	12,11E+06	002102,48E+06	3,761
<b>Bloqueo 2</b>	12,11E+06	003151,33E+06	3,585
<b>Bloqueo 3</b>	12,11E+06	010659,16E+06	3,056
<b>Bloqueo 4 Vd Constante</b>	12,11E+06	014430,18E+06	2,924
	12,11E+06	009620,12E+06	3,100
	12,11E+06	007215,09E+06	3,225
	12,11E+06	005772,07E+06	3,322
	12,11E+06	004810,06E+06	3,401
<b>Bloqueo 4 Hd Constante</b>	12,11E+06	003607,54E+06	3,526
	12,11E+06	005411,32E+06	3,350
	12,11E+06	007215,09E+06	3,225
	12,11E+06	009018,86E+06	3,128
	12,11E+06	010822,63E+06	3,049

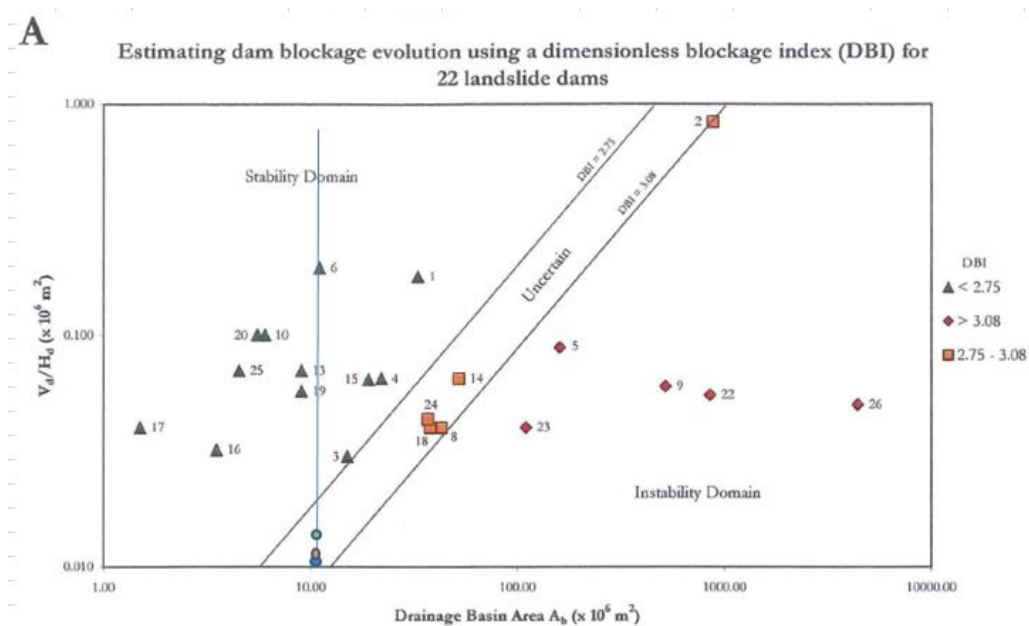


GRÁFICO 3. GRAFICACIÓN DE LOS DATOS OBTENIDOS EN EL ANÁLISIS, SOBRE LA GRÁFICA GENERADA PARA EL ESTUDIO DE 22 PRESAS. (NASH, 2003).

## 6.2 MODELACIÓN DEL PROCESO DE RUPTURA DE PRESA NATURAL BAJO LA OCURRENCIA DE UN EVENTO DE 100 AÑOS DE PERIODO DE RETORNO (HURACÁN TOMÁS 2010)

Para la modelación de este proceso se sigue el método de Fread (1988) que está incorporado en el modelo FLO-2D, que requiere entre otras cosas una caracterización de los materiales no consolidados que forman el represamiento, así como algunos parámetros necesarios que regulan el proceso de falla por tubificación y posteriormente el proceso de ensanchamiento y profundización del canal autoformado. La Tabla 6 resume los parámetros asignados al material resultante de la avalancha.

TABLA 6 VALORES GEOTÉCNICOS ASIGNADOS AL MATERIAL DE LA PRESA NATURAL

Característica	Valor	Unidades
peso Unitario suelto	1.4 a 1.6	ton/m <sup>3</sup>
Ángulo fricción interna	20	Grados
Cohesion	0.1	kg/cm <sup>2</sup>

Las fotografías 1 y 2 muestran el proceso de falla de una presa formada en el río Sarapiquí a causa del embalse natural formado en su extremo aguas arriba.





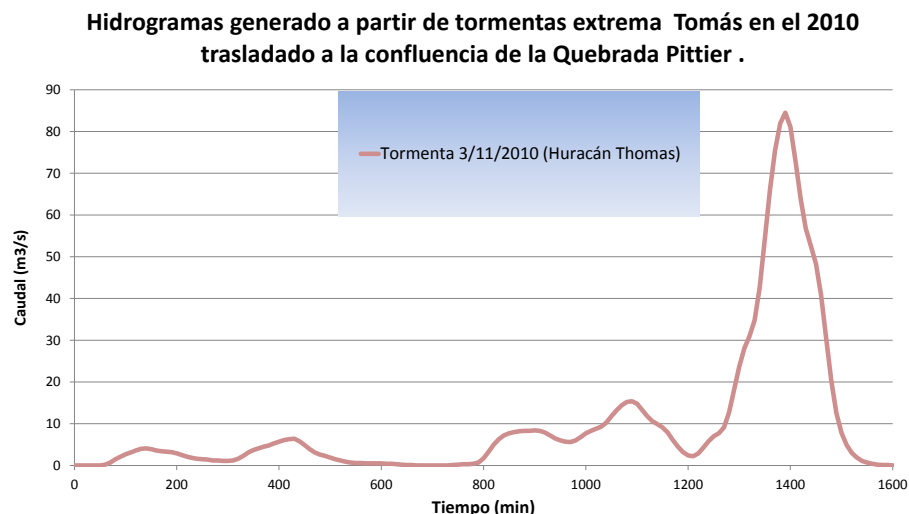
**FOTOGRAFÍAS 6.1 Y 6.2.** IZQUIERDA PROCESO DE COLAPSO POR TUBIFICACIÓN EN LA PRESA NATURAL. DERECHA: APERTURA DEL CANAL DE EROSIÓN POSTERIOR A LA FALLA POR TUBIFICACIÓN.

En el proceso de erosión del cuerpo de la presa, se especificó que la máxima concentración volumétrica de los sedimentos ( $C_v$ ) era de 0.4, en otras palabras durante el fallo de la represa no se considera que ocurra un flujo de lodos sino más bien un flujo hiperconcentrado que se comporta como si fuera agua solamente.

Esta suposición se debe principalmente a que el volumen de la presa natural que falla y es transportado con la corriente hacia aguas abajo representa muy poco volumen con respecto al volumen de la crecida, como se explica en el siguiente apartado.

### 6.2.1 HIDROGRAMA DE LA CRECIDA DE 100 AÑOS DE PERIODO DE RETORNO (HURACÁN THOMAS)

A partir del modelo hidrológico HEC-HMS, se recalculó usando el evento extremo registrado para el huracán Tomás en la estación Cerros Escazú al sitio de confluencia de la quebrada Pittier con el río Uruca. Ver gráfico 3



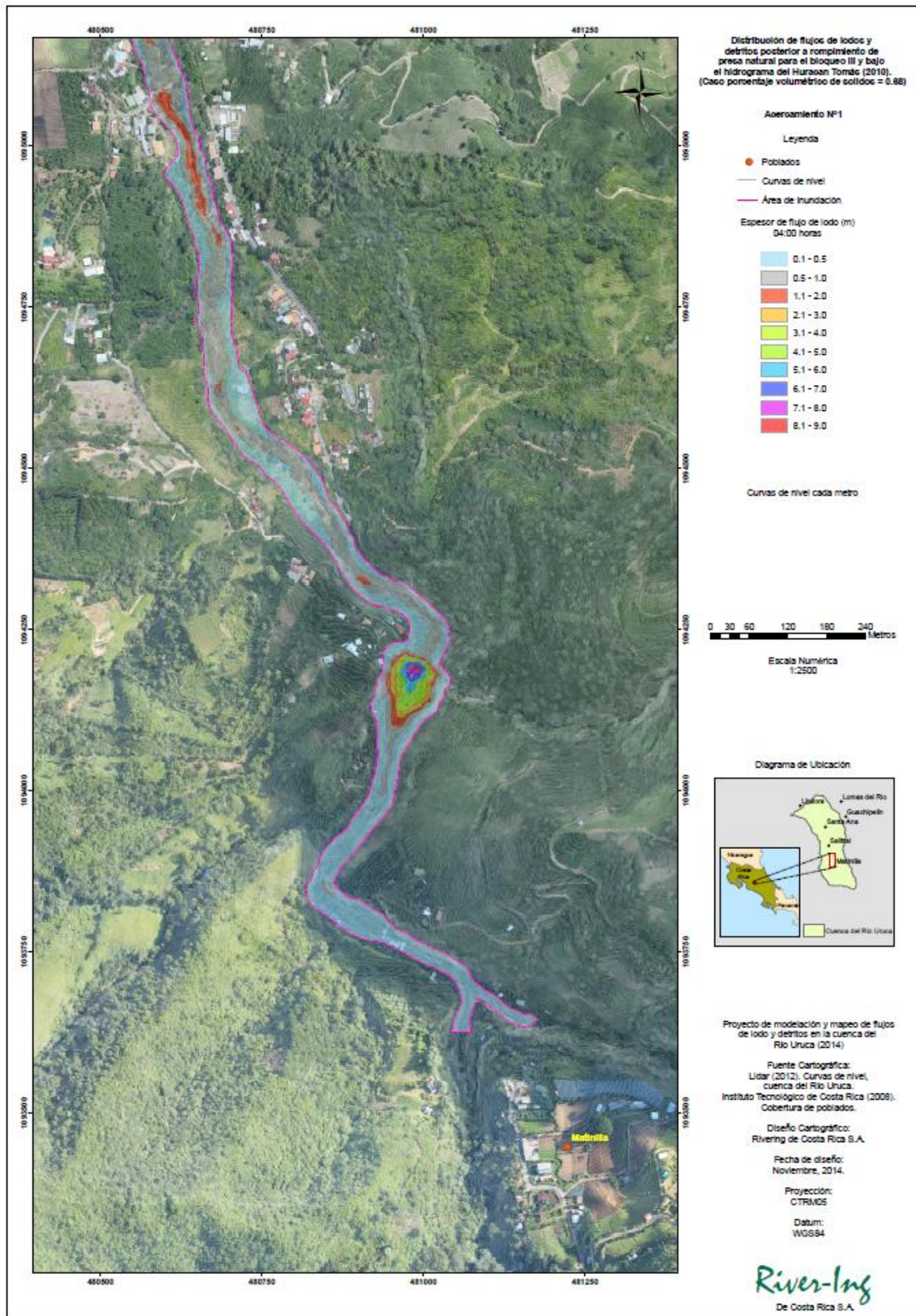
**GRÁFICO 3:** HIDROGRAMAS DE EVENTOS EXTREMOS TRASLADADOS AL SITIO DE FORMACIÓN DE LA PRESA NATURAL.

Este evento de acuerdo al análisis estadístico de valores extremos coincide aproximadamente con el evento de 100 años de periodo de retorno.

### 6.2.2 MAPAS DE INUNDACIÓN (PROFUNDIDAD MÁXIMA) PARA EL EVENTO DE 100 AÑOS DE PERIODO DE RETORNO

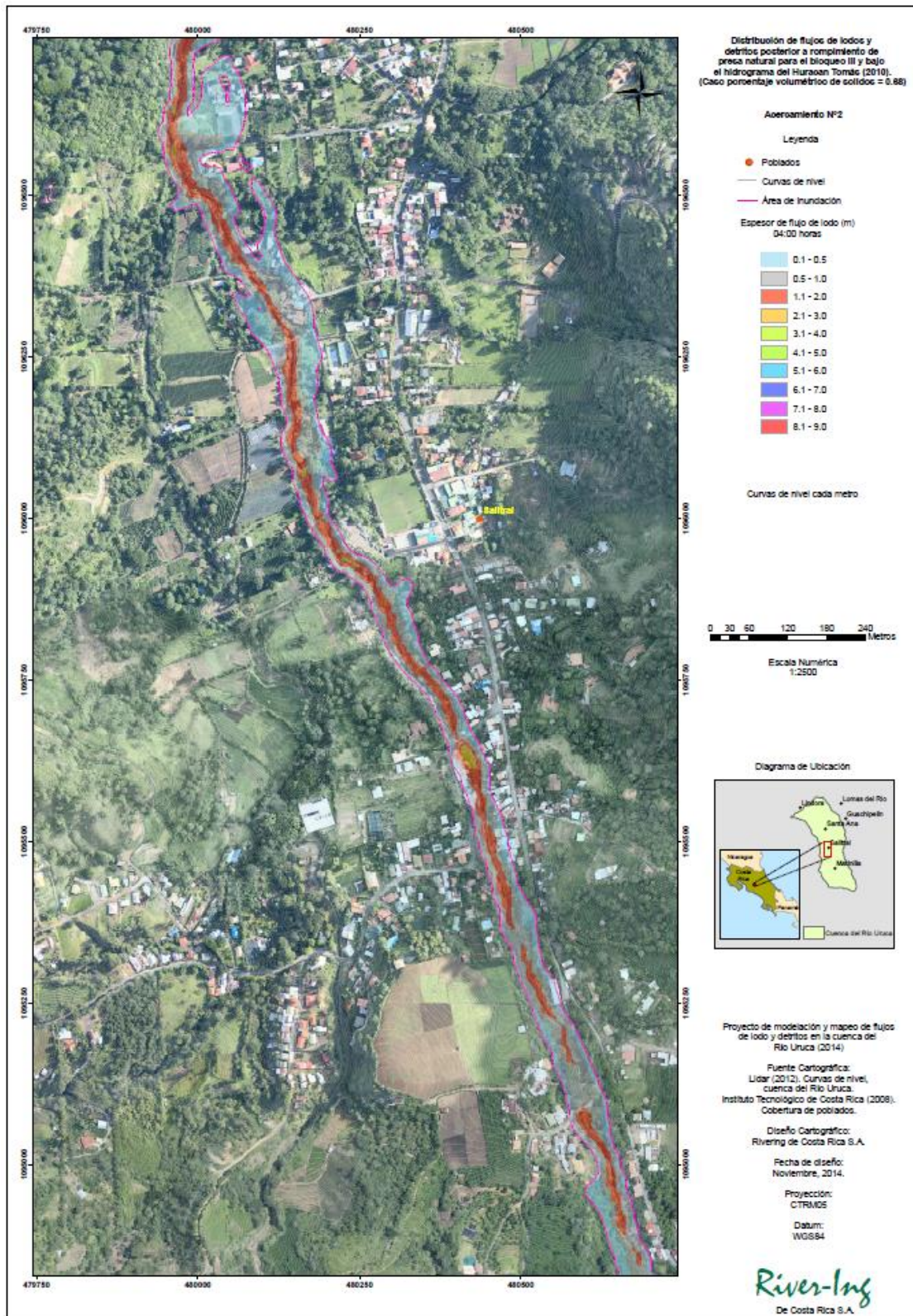
Loa mapas del 1 al 4 presentan los mapas de mayor profundidad del agua como consecuencia del fallo de presa en simultánea con la crecida de 100 años. La secuencia de mapas es de aguas arriba donde se ubica la presa natural hacia aguas abajo.





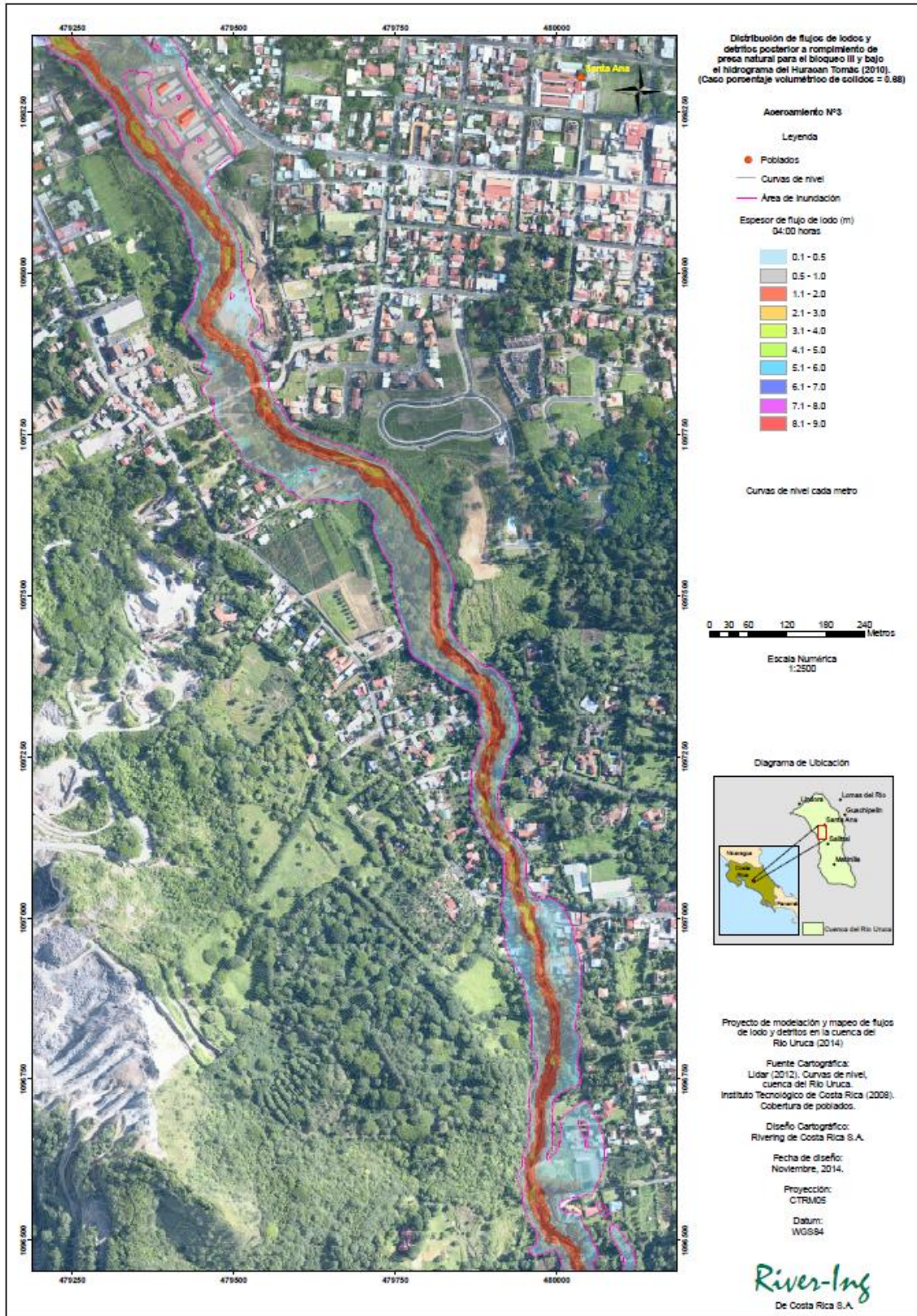
MAPA.1. PROFUNDIDAD MÁXIMA ESCENARIO ROMPIMIENTO DE PRESA, EVENTO DE 100 AÑOS.





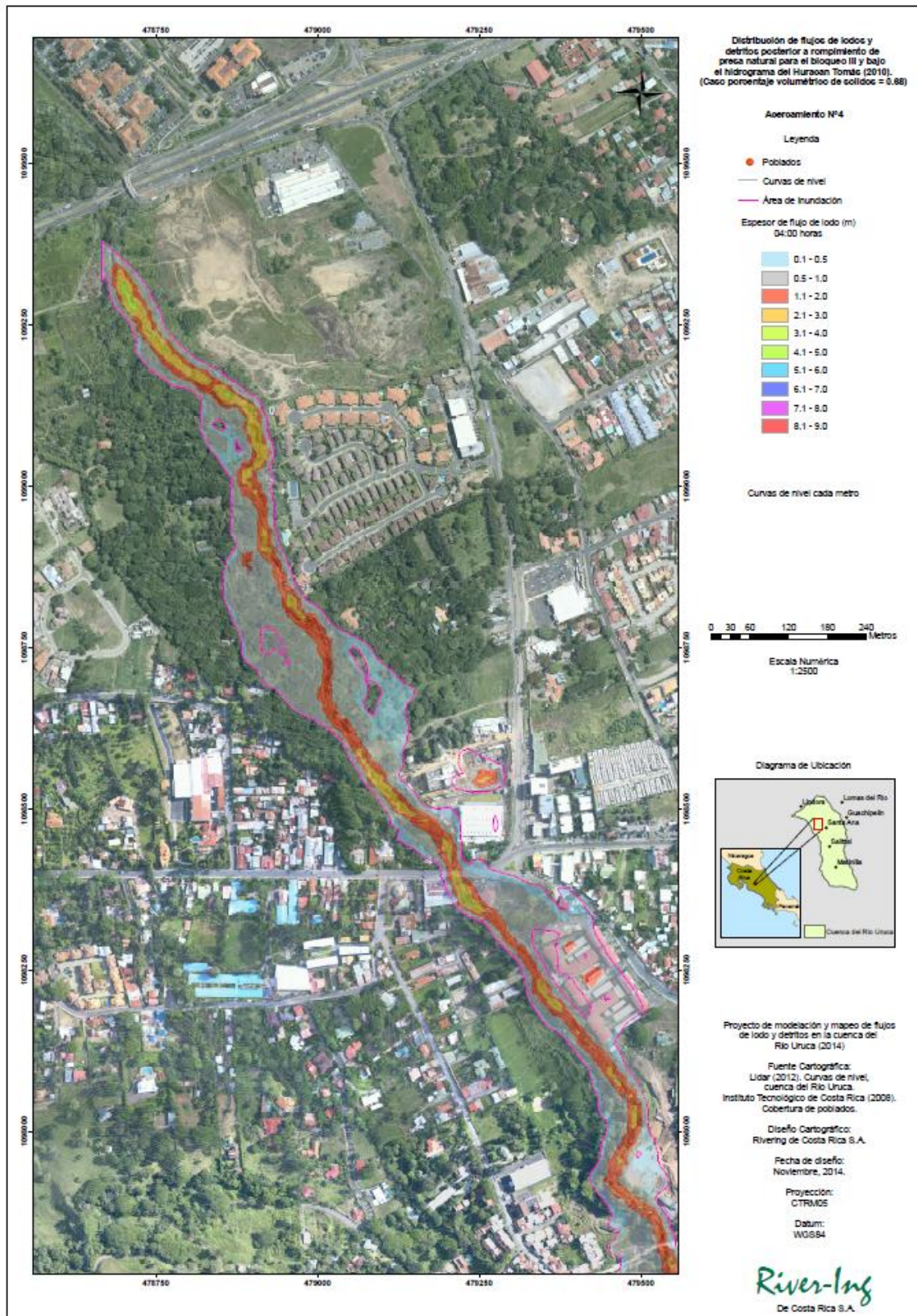
MAPA.2. PROFUNDIDAD MÁXIMA ESCENARIO ROMPIMIENTO DE PRESA, EVENTO DE 100 AÑOS.





MAPA.3. PROFUNDIDAD MÁXIMA ESCENARIO ROMPIMIENTO DE PRESA, EVENTO DE 100 AÑOS.



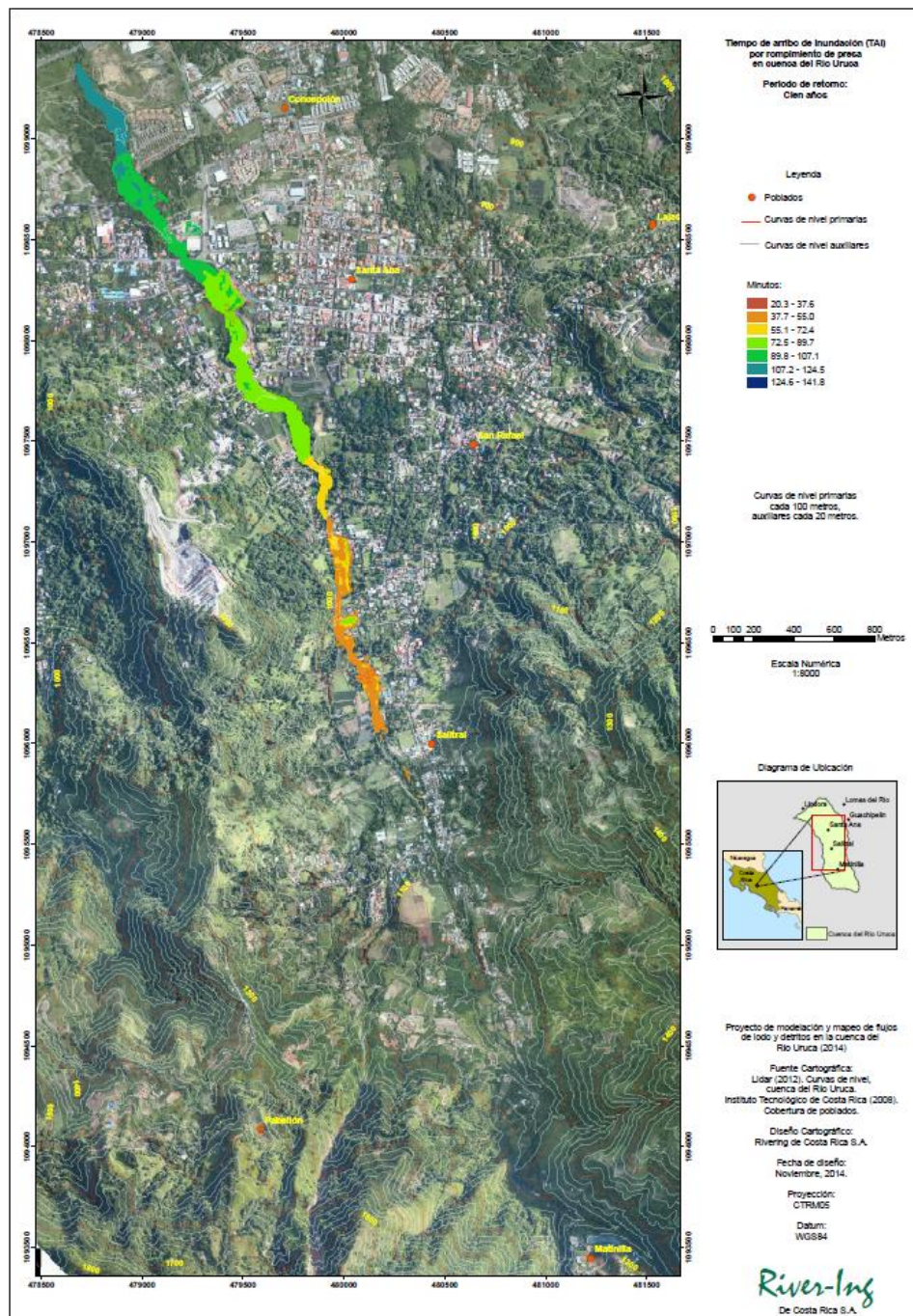


MAPA.4. PROFUNDIDAD MÁXIMA ESCENARIO ROMPIMIENTO DE PRESA, EVENTO DE 100 AÑOS.



6.2.3 MAPAS DE TIEMPO DE ARRIBO

El mapa 5 presenta el mapa de tiempo de arribo a lo largo del río Uruca para la condición de que la profundidad del agua es igual o mayor a 0.6 m, esto para el fallo de presa en simultánea con la crecida de 100 años de periodo de retorno.



MAPA.5. TIEMPO DE ARRIBO DE INUNDACIÓN CON PROFUNDIDAD MAYOR A 0.6 M, ESCENARIO ROMPIMIENTO DE PRESA, EVENTO DE 100 AÑOS.

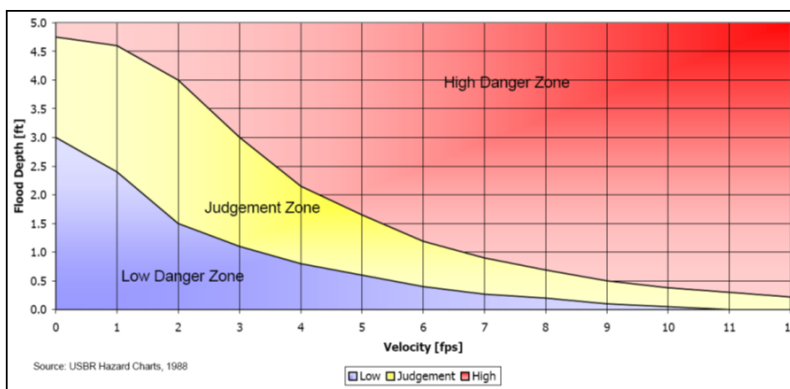
6.2.4 MAPAS DE INTENSIDAD DE AMENAZA Y PELIGROSIDAD (HAZZARD MAP)

**Intensidad de la amenaza**

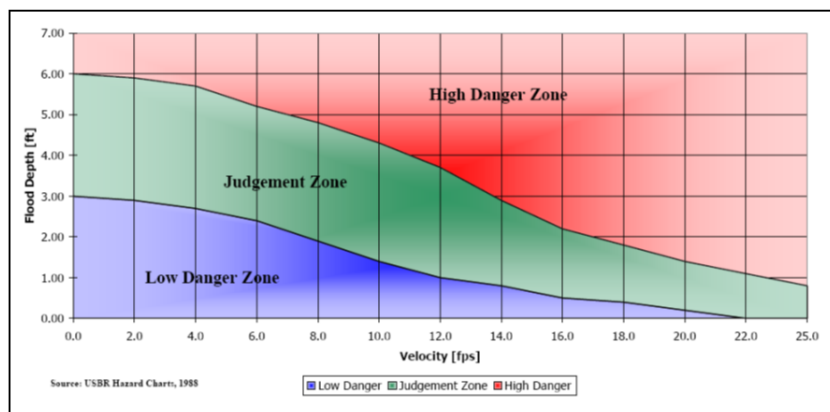
Para generar los mapas de intensidad de la amenaza, se utilizan criterios que relacionan la magnitud de las variables hidráulicas (profundidad del agua y velocidad o su combinación) con un categoría o nivel de intensidad.

Por ejemplo las figuras 8 y 9 son criterios para relacionar las magnitudes de las variables hidráulicas con esos niveles de intensidad.

### Hazard in the U.S.A.



Flood Hazard for Adults  
U.S. Bureau of Reclamation (USBR 1988).



Flood Hazard for Houses  
U.S. Bureau of Reclamation (USBR 1988).

**FIGURA 8.** NIVELES DE INTENSIDAD DE LA AMENAZA POR INUNDACIÓN SEGÚN EL U.S. BUERAU OF RECLAMATION PARA ADULTOS Y PARA VIVIENDAS.



**TABLA 7. CRITERIOS PARA DEFINIR NIVELES DE INTENSIDAD DE LA AMENAZA PARA INUNDACIONES Y PARA AVALANCHAS DE LODOS.**

Event intensities for water flooding.			
Water flood event intensity	Maximum depth $h$ (m)		Product of maximum depth $h$ times maximum velocity $v$ ( $m^2/s$ )
High	$h > 1.5$ m	OR	$v h > 1.5$ $m^2/s$
Medium	$0.5$ m $< h < 1.5$ m	OR	$0.5$ $m^2/s < v h < 1.5$ $m^2/s$
Low	$0.1$ m $< h < 0.5$ m	AND	$0.1$ $m^2/s < v h < 0.5$ $m^2/s$

Event intensities for mud and debris flow.			
Mud or debris-flow event intensity	Maximum depth $h$ (m)		Product of maximum depth $h$ times maximum velocity $v$ ( $m^2/s$ )
High	$h > 1.0$ m	OR	$v h > 1.0$ $m^2/s$
Medium	$0.2$ m $< h < 1.0$ m	AND	$0.2 < v h < 1.0$ $m^2/s$
Low	$0.2$ m $< h < 1.0$ m	AND	$v h < 0.2$ $m^2/s$

***Niveles de Peligrosidad (Hazard levels)***

Los niveles de peligrosidad quedan definidos por el nivel de intensidad de la amenaza y por su frecuencia de ocurrencia. De manera que para definir el nivel de peligrosidad de un sitio específico, se le debe ponderar el nivel de intensidad de los eventos con distintos periodos de retorno (10, 100 y 500 años).

La figura 9 presenta la matriz de ponderación por nivel de intensidad de amenaza y por periodo de recurrencia asociado para determinar el nivel de peligrosidad. La tabla 6.8 explica el significado práctico de los niveles de peligrosidad.

Los mapas del 6 al 12 muestran los mapas de intensidad de amenaza para los eventos de 10, 100 y 500 años.

Las figuras 13 a 16 presentan los mapas de peligrosidad finalmente obtenidos para el tramo de estudio del río Uruca.

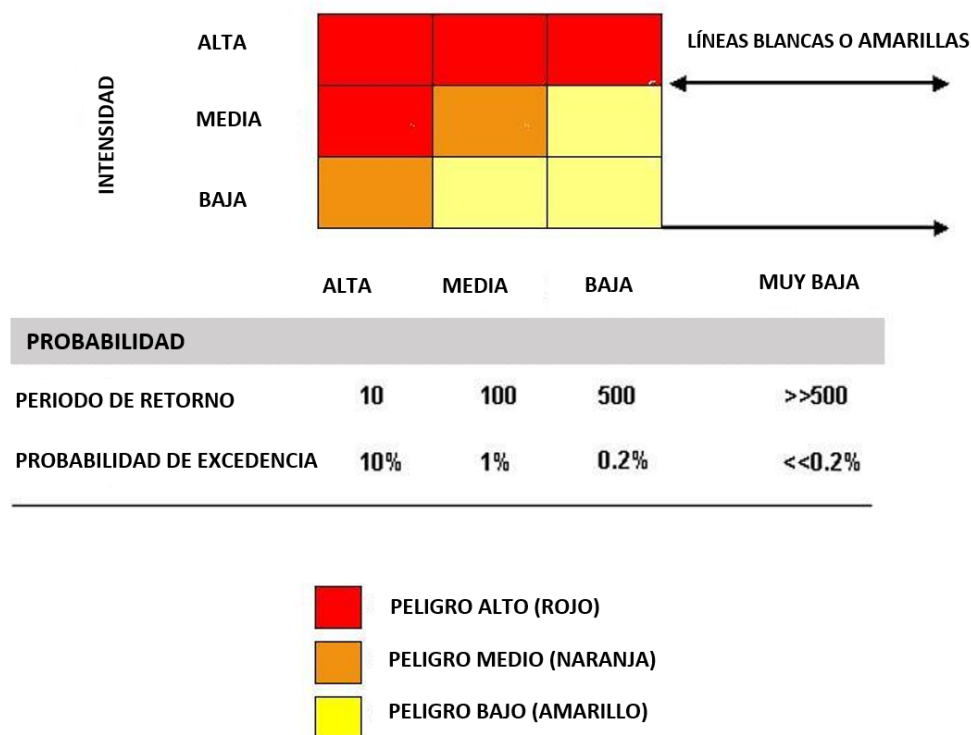
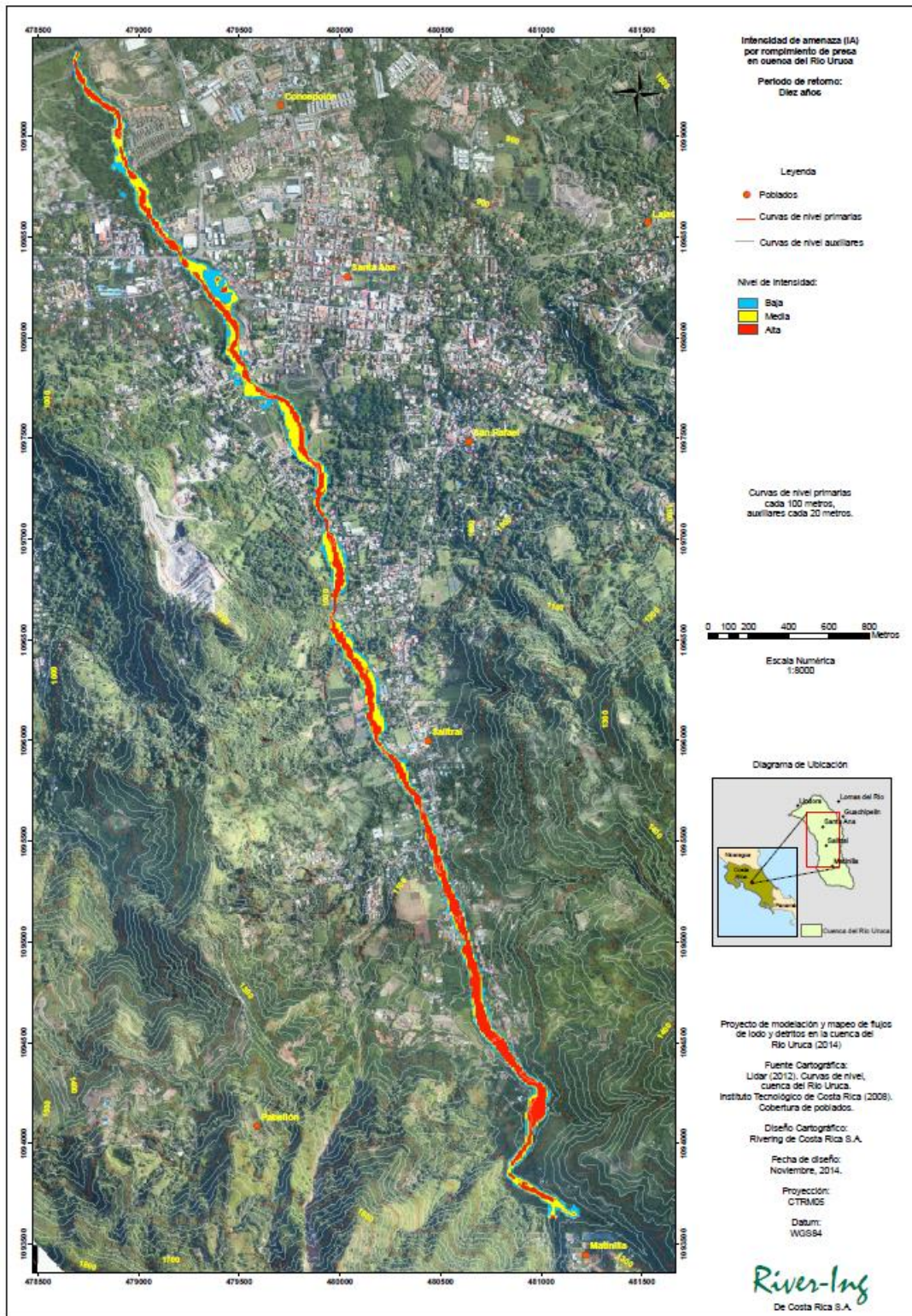


FIGURA 9. CRITERIOS PARA DEFINIR NIVELES DE INTENSIDAD DE LA AMENAZA PARA INUNDACIONES Y PARA AVALANCHAS DE LODOS.

TABLA 8. DEFINICIÓN DE LOS NIVELES DE PELIGROSIDAD.

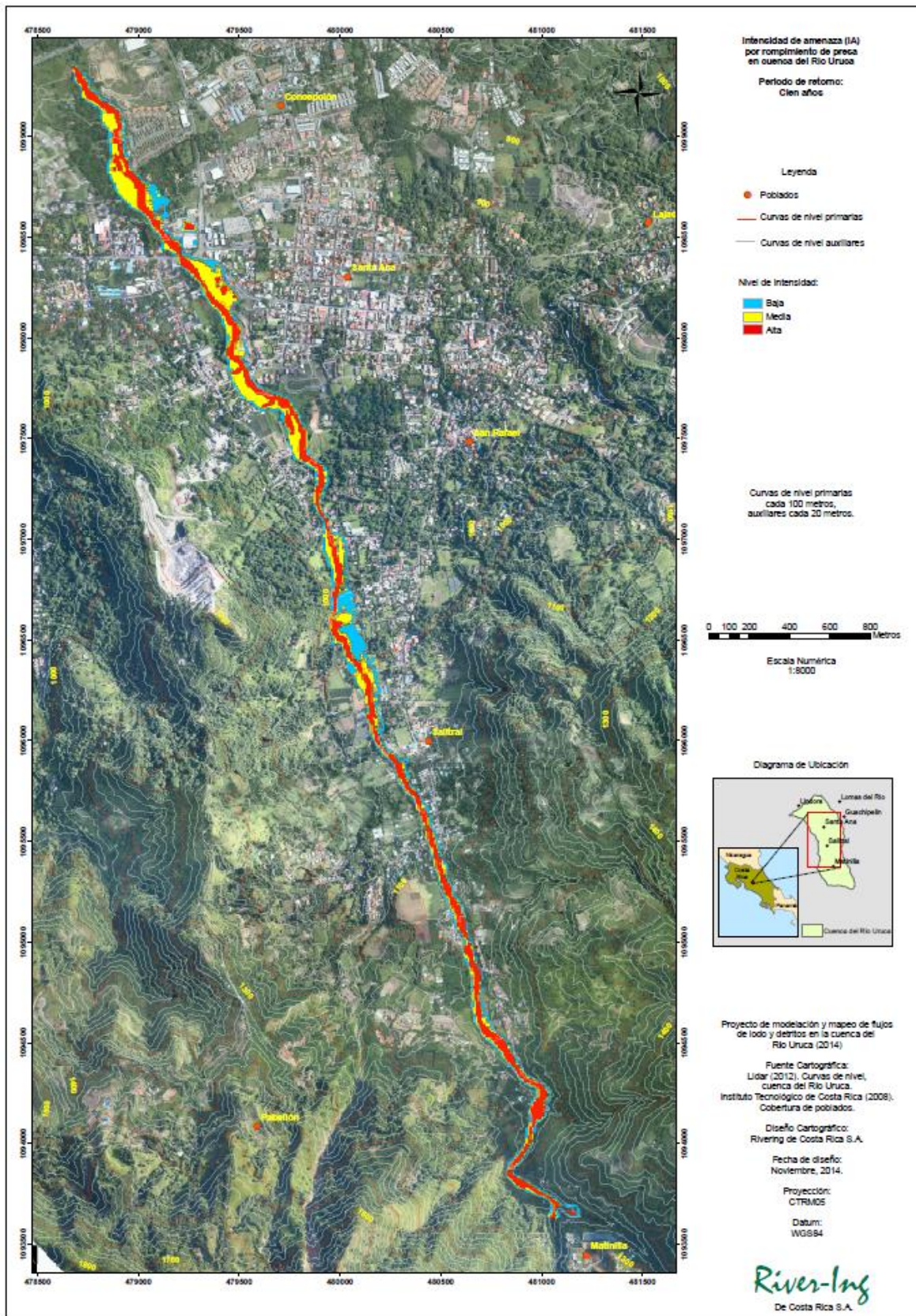
NIVEL DE PELIGRO	COLOR EN EL MAPA	LEYENDA
Alto	<b>Rojo</b>	Las personas están en peligro dentro y fuera de las estructuras. Los edificios están en peligro de ser destruidos
Medio	<b>Naranja</b>	Las personas están en peligro fuera de las estructuras. Los edificios pueden sufrir daños o posible destrucción, dependiendo de los materiales utilizados.
Bajo	<b>Amarillo</b>	El peligro para las personas es bajo. Los edificios puede sufrir daños limitados, pero flujos o sedimentos pueden afectar las estructuras





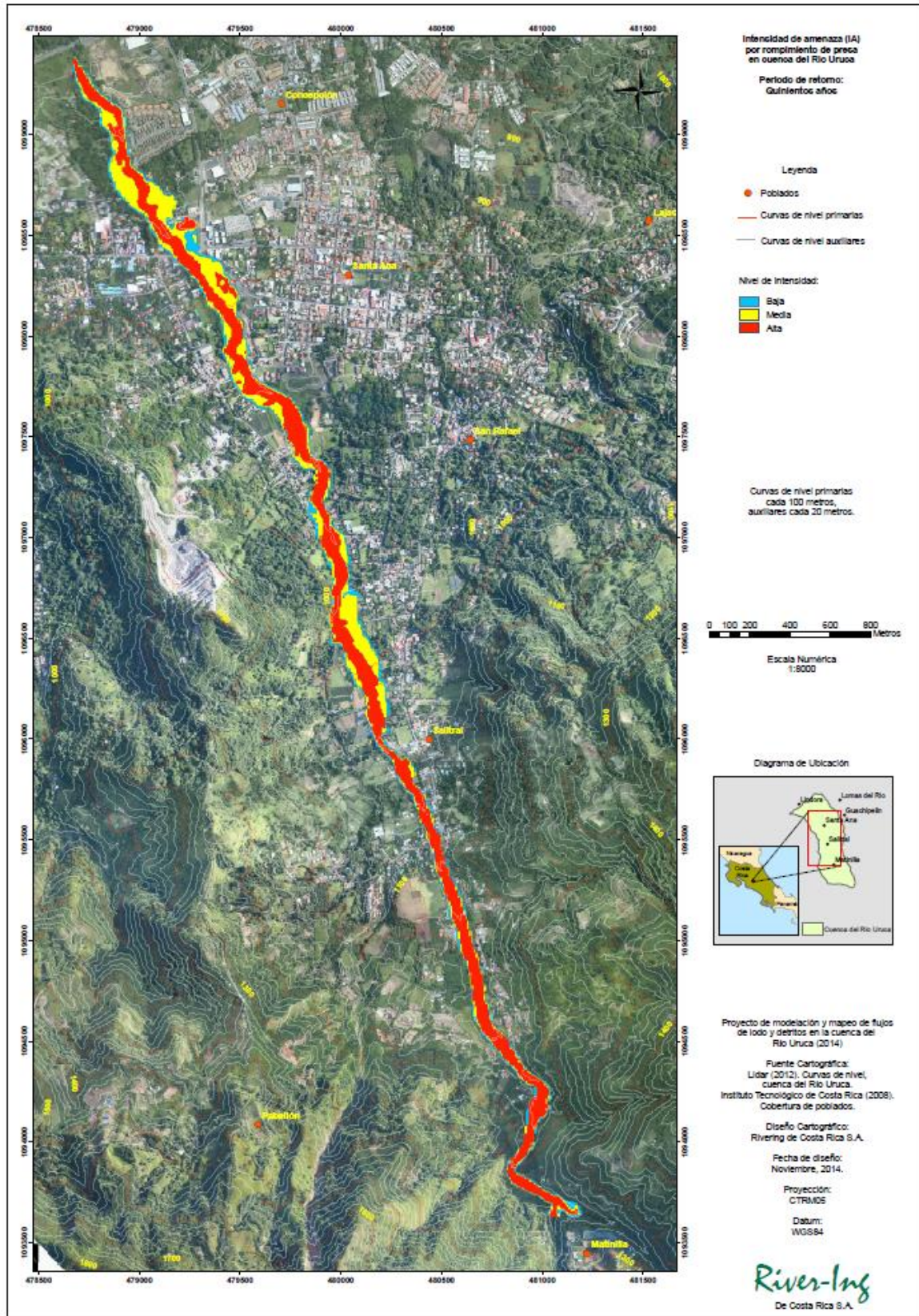
MAPA 6. INTENSIDAD DE AMENAZA EVENTO DE 10 AÑOS DE PERIODO DE RETORNO.





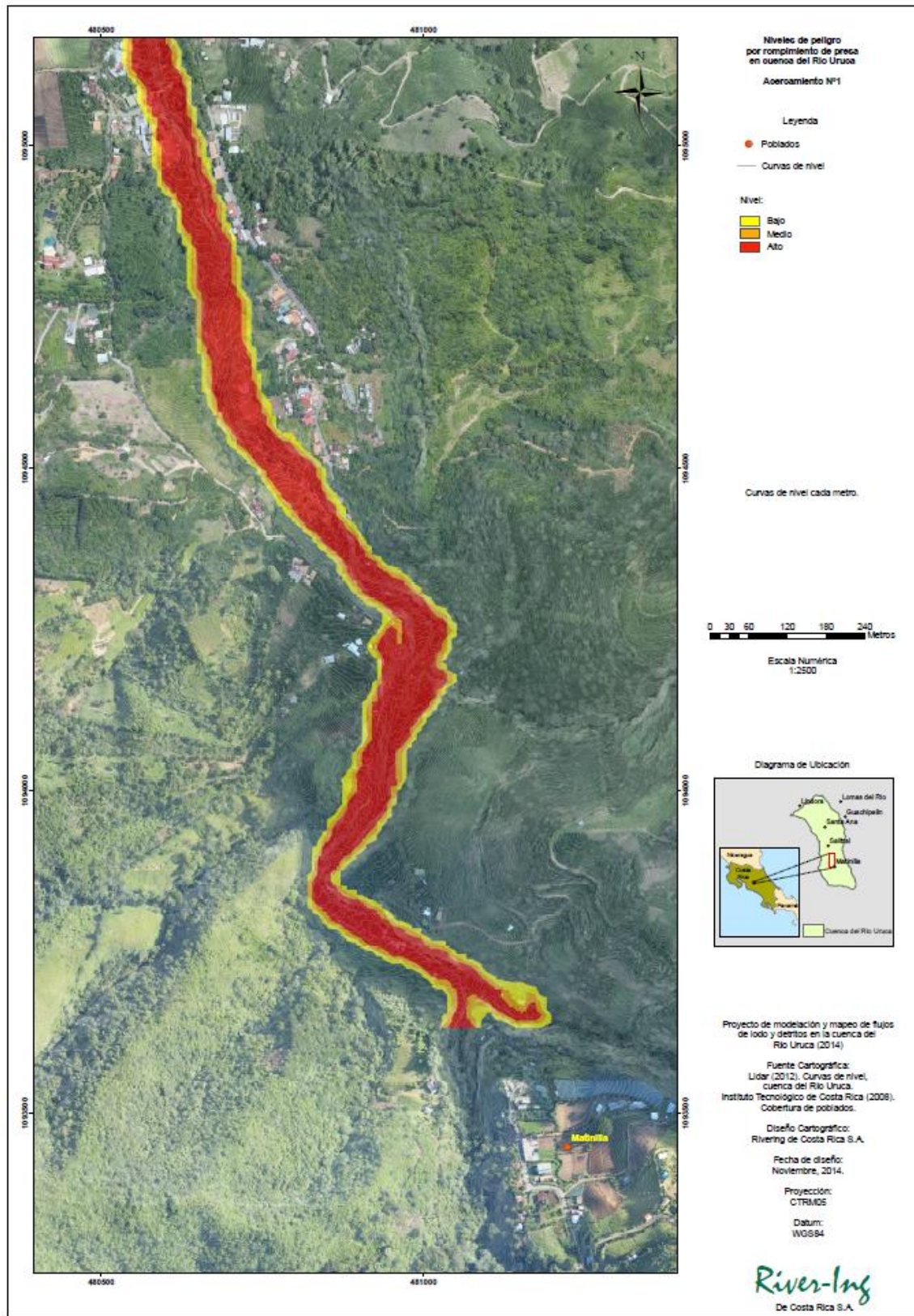
MAPA 7. INTENSIDAD DE AMENAZA EVENTO DE 10 AÑOS DE PERIODO DE RETORNO





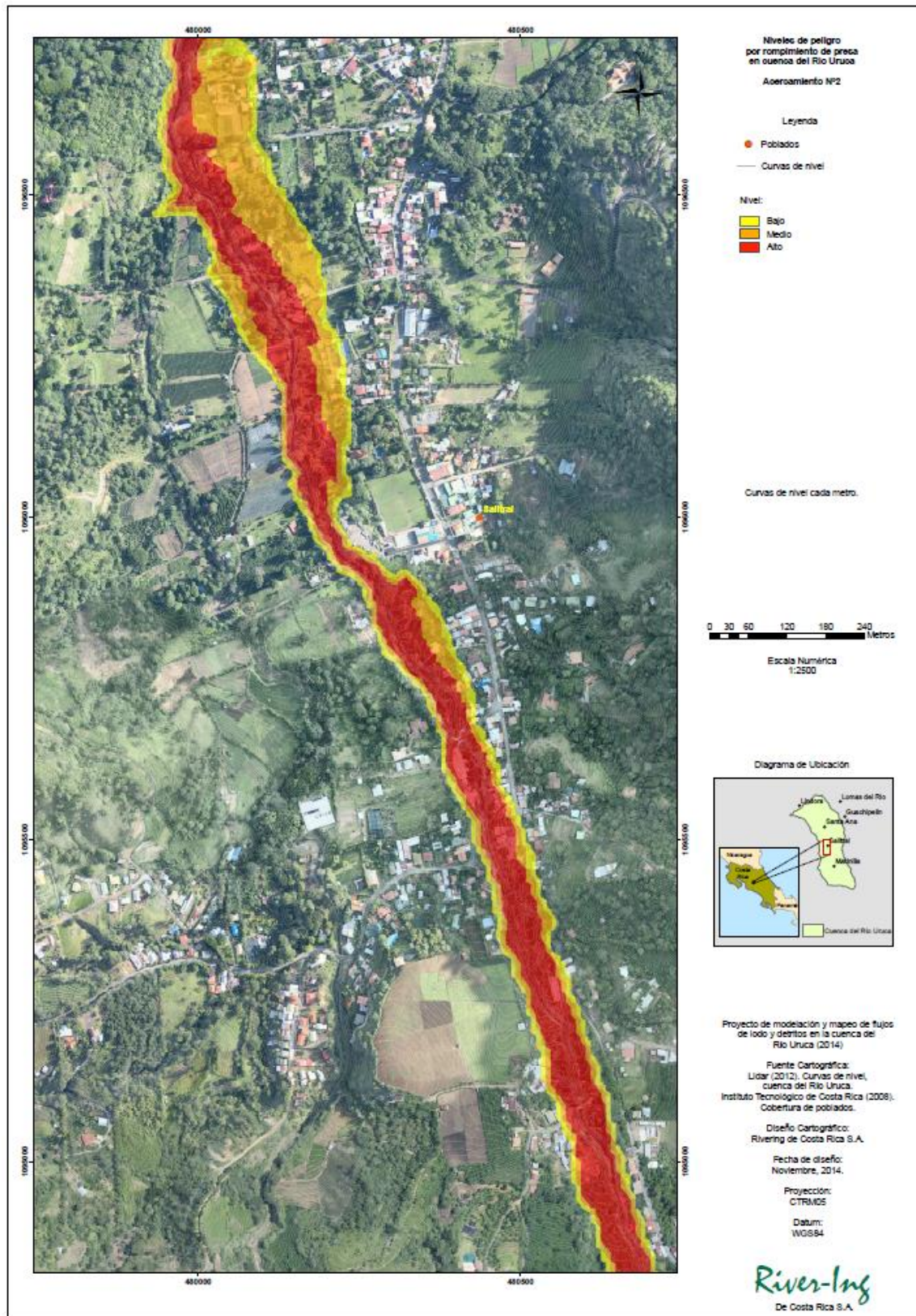
MAPA 8. INTENSIDAD DE AMENAZA EVENTO DE 500 AÑOS DE PERIODO DE RETORNO





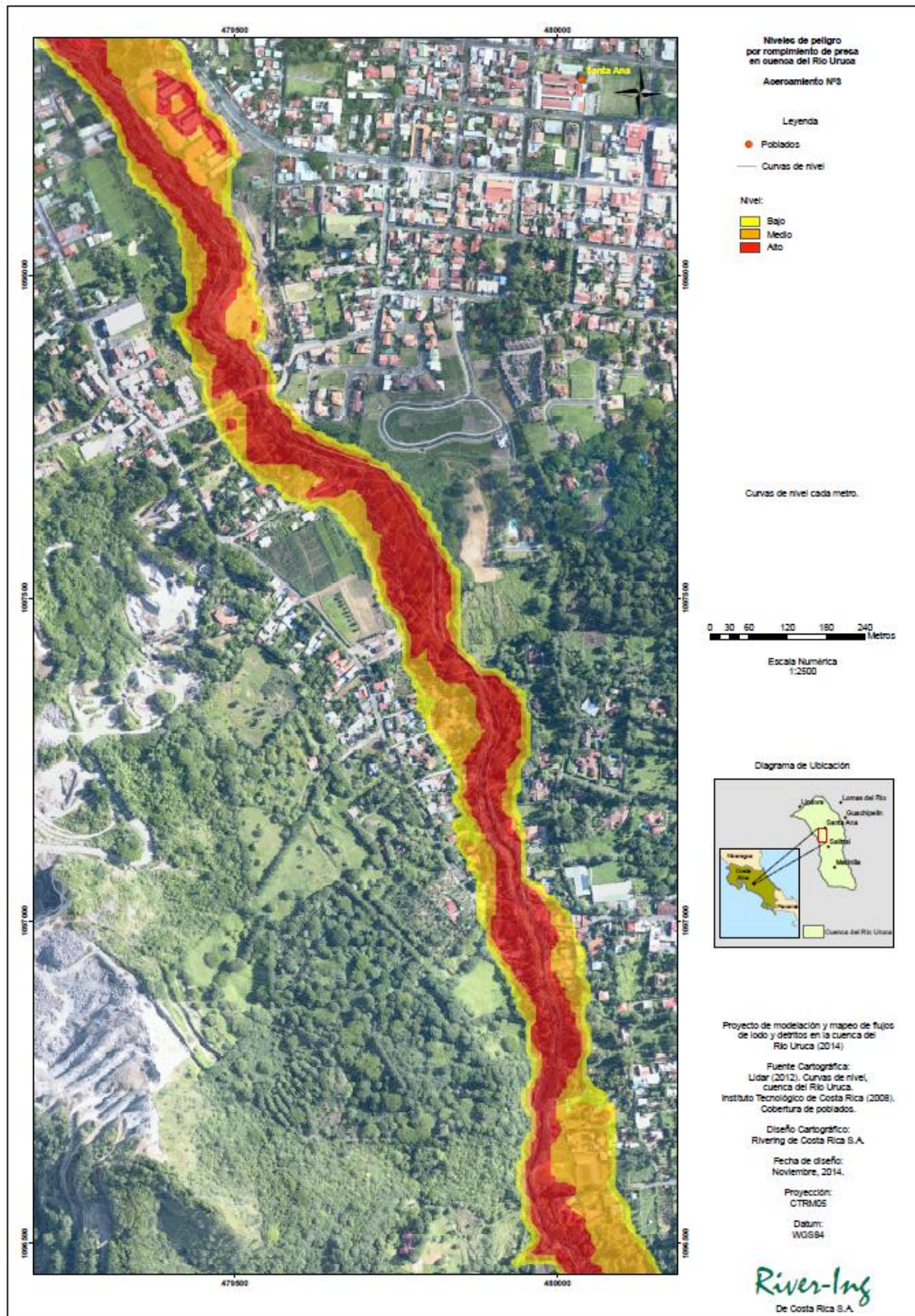
MAPA 9. PELIGROSIDAD DEL RÍO URUCA, ACERCAMIENTO 1.





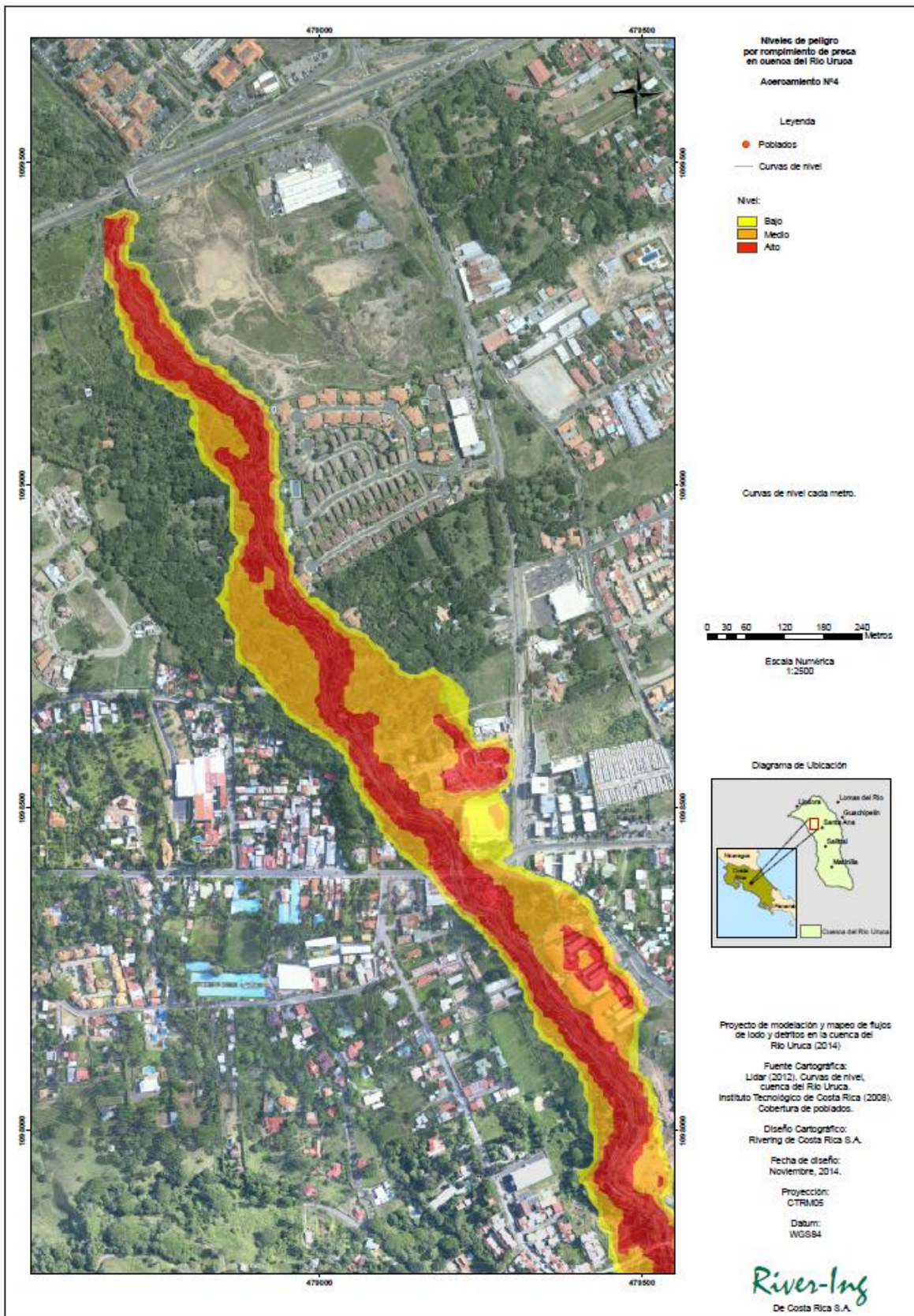
MAPA 10. PELIGROSIDAD DEL RÍO URUCA, ACERCAMIENTO 2.





MAPA 11. PELIGROSIDAD DEL RÍO URUCA, ACERCAMIENTO 3.



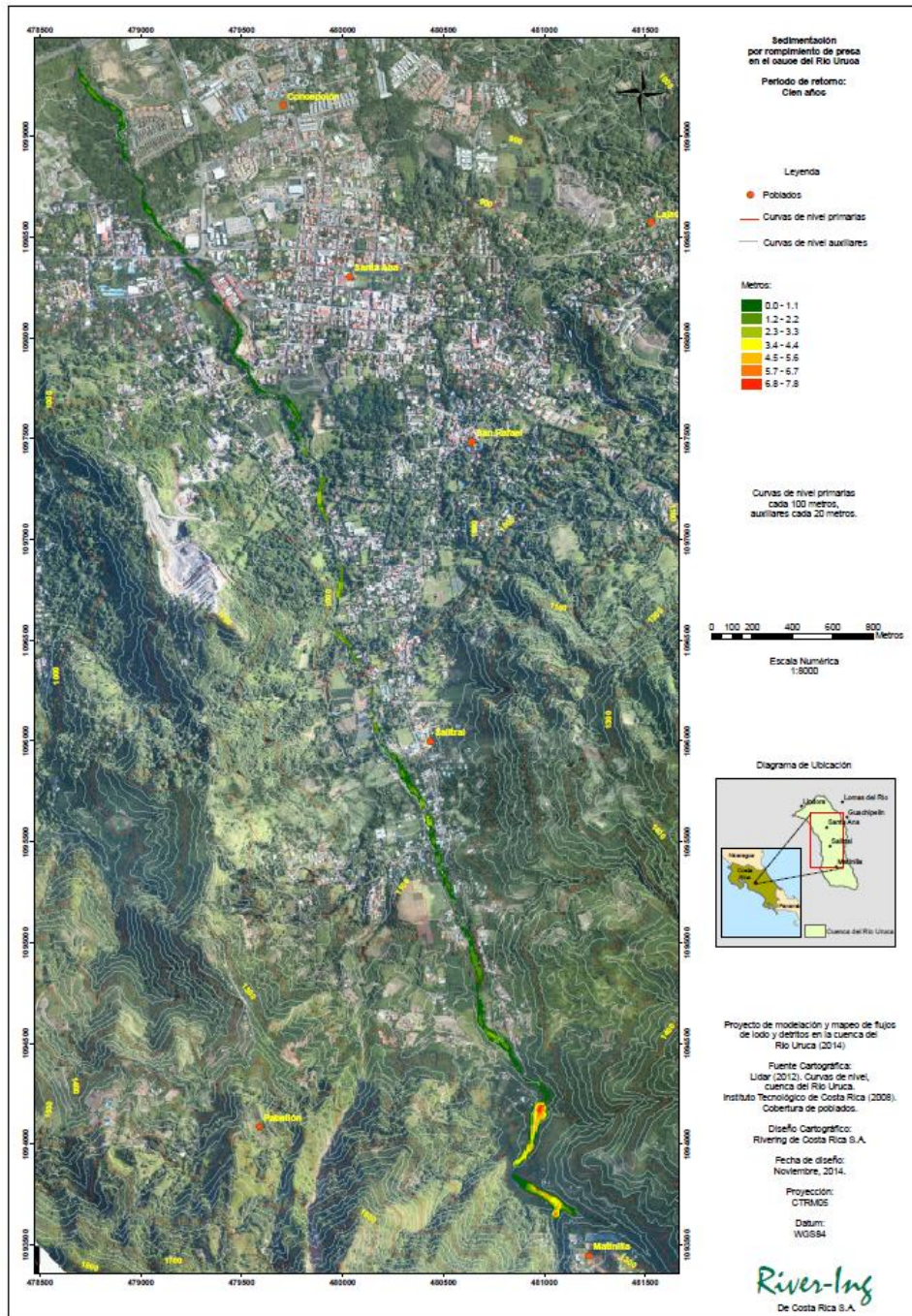


MAPA 12. PELIGROSIDAD DEL RÍO URUCA, ACERCAMIENTO 4.



6.2.5 MAPA DE SEDIMENTACIÓN

El mapa 13 presenta los procesos de sedimentación que ocurren en el cauce posterior al fallo de la presa natural para el evento de 100 años. En general el resultado coincide con las áreas que tradicionalmente han necesitado de dragados para mantener la capacidad hidráulica del cauce.

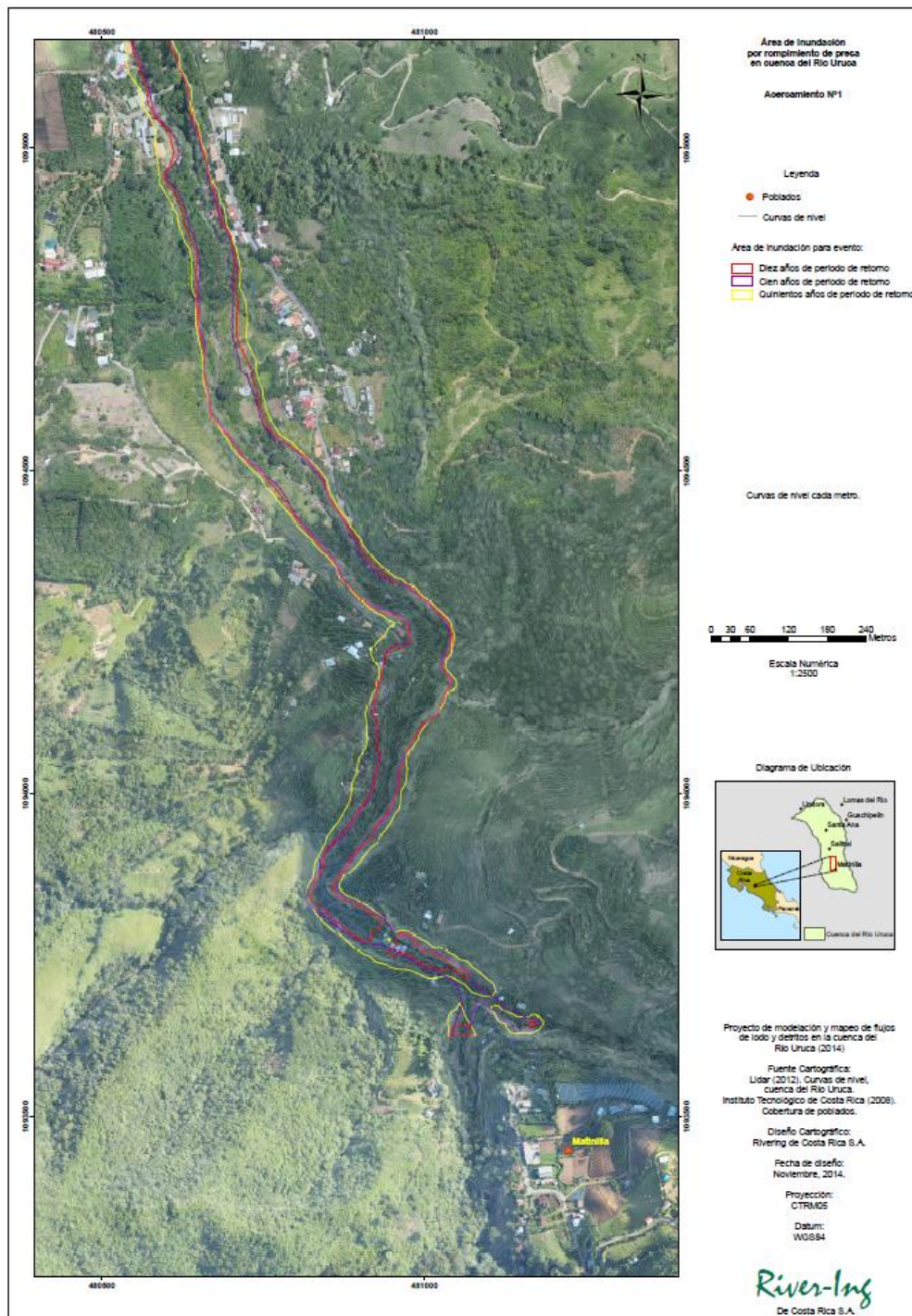


MAPA 13. SEDIMENTACIÓN EVENTO 100 AÑOS DEL RÍO URUCA.



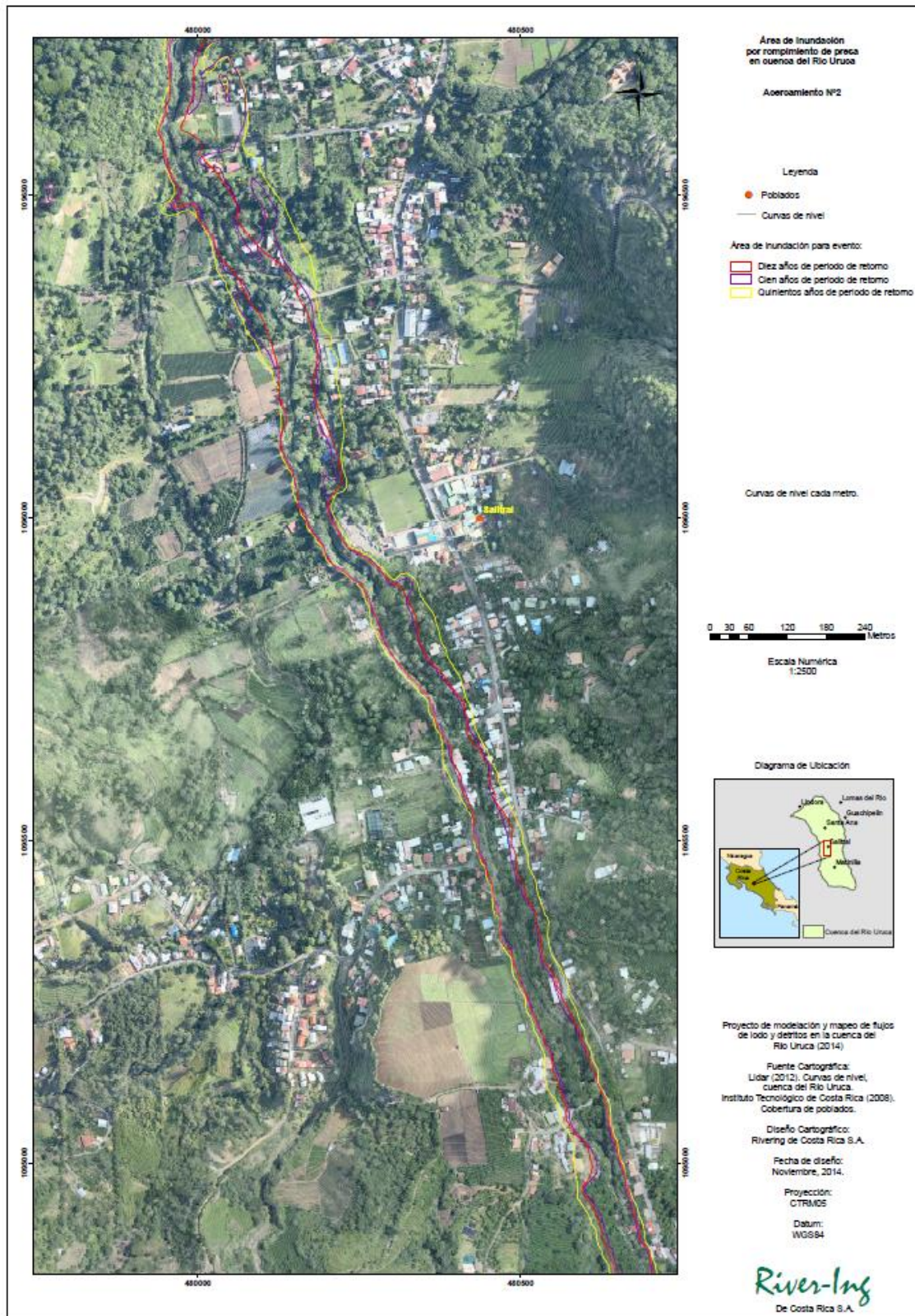
6.2.6 MAPAS DE INUNDACIÓN PARA 10, 100 Y 500 AÑOS DE PERIODO DE RETORNO.

Finalmente los mapas del 14 al 17 presentan los límites de inundación para estos tres periodos de retorno a lo largo del área de estudio.



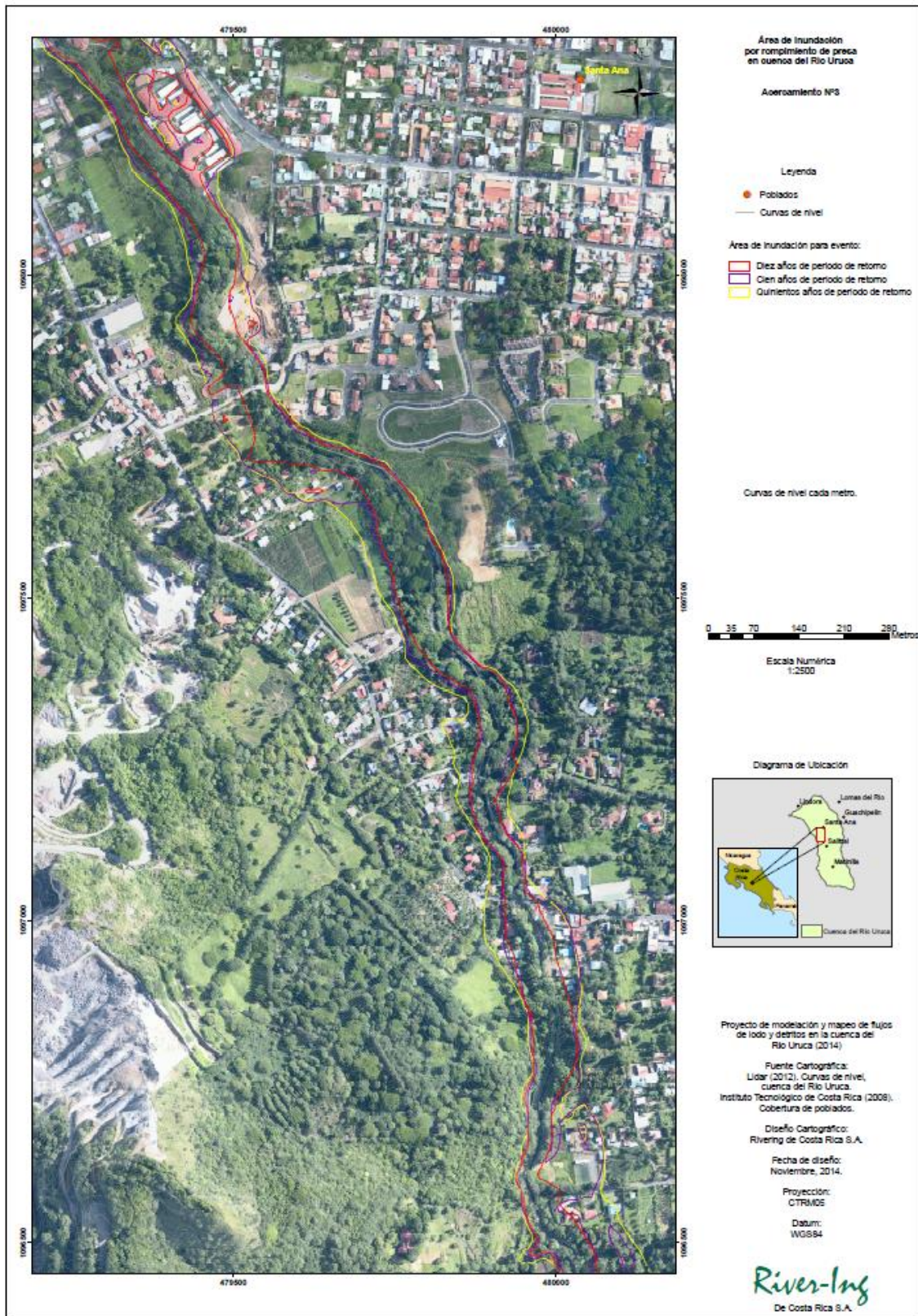
MAPA 14. DELIMITACIÓN DE ZONAS DE INUNDACIÓN EN EL RÍO URUCA.





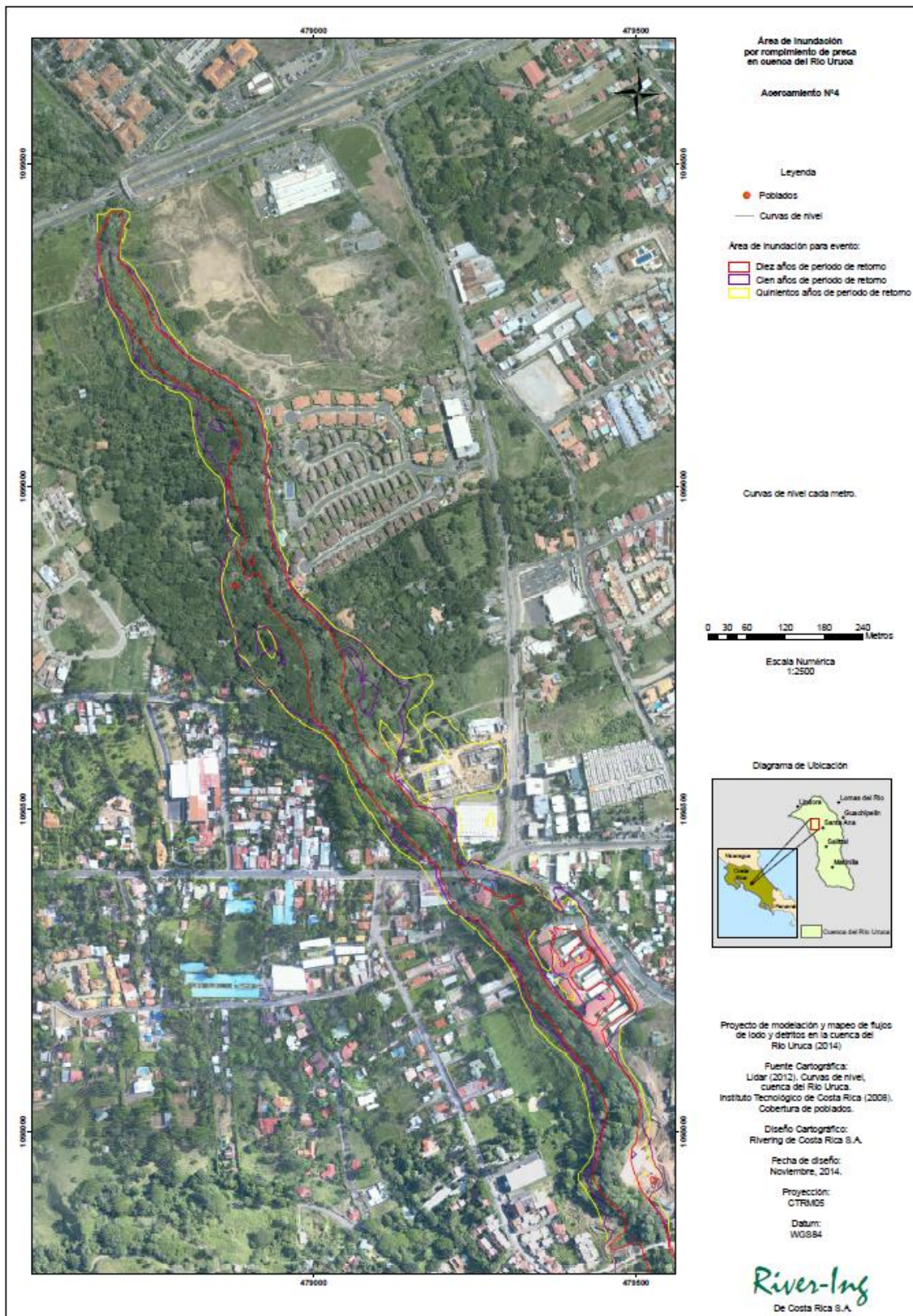
MAPA 15. DELIMITACIÓN DE ZONAS DE INUNDACIÓN EN EL RÍO URUCA.





MAPA 16. DELIMITACIÓN DE ZONAS DE INUNDACIÓN EN EL RÍO URUCA.





MAPA 17. DELIMITACIÓN DE ZONAS DE INUNDACIÓN EN EL RÍO URUCA.



### 6.3 REFERENCIAS

Nash, T. Engineering Geological Assessment of Selected Landslide Dams Formed from The 1929 Murchinson and 1968 Inangahua Earthquakes. M.Sc. Thesis 2003

## 7 PROPUESTA DE ESQUEMA DE OBRAS DE MITIGACIÓN PARA REDUCIR EL IMPACTO HACIA AGUAS ABAJO

---

### 7.1 ANTE RUPTURA DE PRESA NATURAL SOBRE QUEBRADA PITTIER Y ANTE AVALANCHAS DE LODOS Y DETRITOS FORMADOS EN LA CUENCA ALTA DEL RÍO URUCA

Se ha explicado en detalle en el capítulo 5 que en general la cuenca media-alta del río Uruca ha alcanzado una madurez desde el punto de vista morfológico. También se ha indicado que prácticamente la zona de Tapezco y alrededores son los únicos sitios con potencial de aportar cantidades significativas (entiéndase sectores donde espesores de suelo de varias decenas de metros podrían movilizarse) como movimientos en masa.

Por otro lado, también se indicó que las características del deslizamiento Tapezco típicamente se asocian con desplazamientos episódicos y/o dúctiles que se asocian con volúmenes de vertido relativamente pequeños.

A pesar de lo anterior no se puede descartar un suavamiento de los materiales en el plano de falla que induzca un movimiento repentino (atípico) con un gran desplazamiento del cuerpo principal que produzca vertidos a gran escala con consecuencias trágicas tanto para las poblaciones en Salitral como en Santa Ana.

En estas condiciones, es razonable pensar en la implementación de contramedidas duras que permitan mitigar el escenario trágico pero poco probable. La solución puede aprovechar las características de los posibles escenarios de avalanchas considerados en este estudio de manera que con obras relativamente baratas se puede reducir significativamente el impacto de ese evento en comparación al escenario de mantener las circunstancias como en la actualidad, sin ningún tipo de protección y en condición vulnerable.

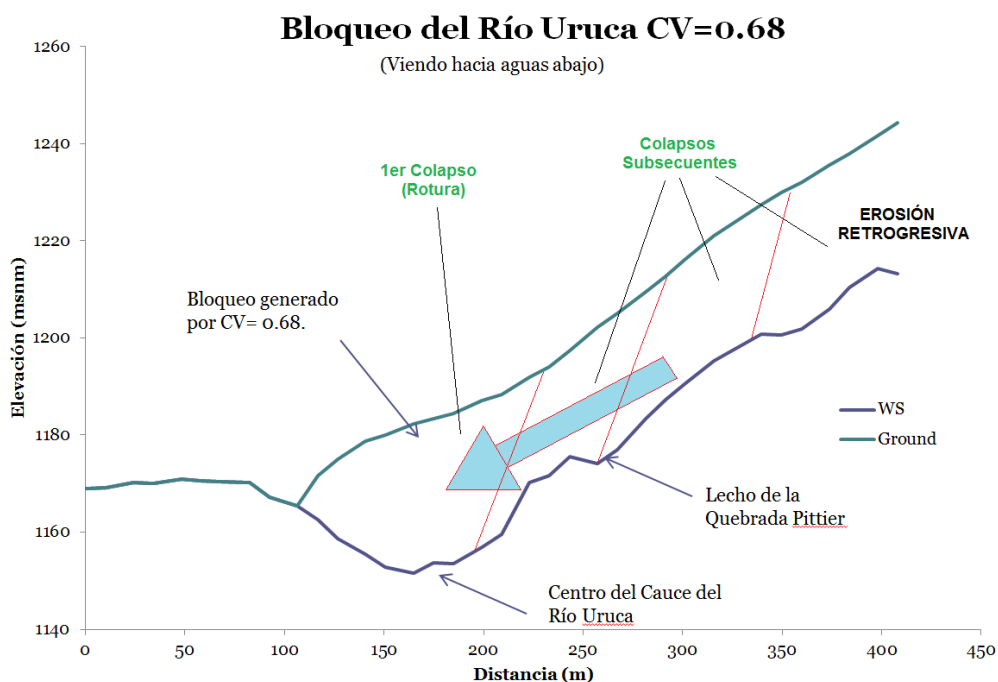
Del estudio se hace evidente que en la parte inferior de la quebrada Tapezco es una zona de altísimo riesgo y es más conveniente desde el punto de vista económico que esas personas se muden a otro sitio que pretender construir obras de protección para estas pocas familias.

También en el estudio se hace evidente que el bloqueo del río Uruca sólo puede ocurrir desde el bajante Pittier, lo cual es una ventaja a efectos de proponer contramedidas duras (obras civiles) por cuanto en la confluencia de la Quebrada Pittier y el río Uruca, este último presenta un cañón muy angosto lo que permitiría introducir una presa de control tipo Sabo que evitaría un colapso total de presa en caso de una avalancha de grandes dimensiones como la considerada en este estudio.

Con referencia a la figura 1, el análisis realizado en este estudio para el escenario de rotura de presa considera sólo el volumen de material y el embalse formado por la porción que está



activamente bloqueando el cañón del río, pero una vez que ha sucedido el colapso, los bloques que estaban apoyados en el bloque inferior caen en el cauce y ese proceso de carácter retrogresivo moviliza un volumen muy grande de sedimentos en el río con otra serie de consecuencias en las partes más bajas como un aumento en los niveles de inundación por la sedimentación del cauce principal.



**FIGURA 1.** PROCESO RETROGRESIVO DE APORTE DE SEDIMENTOS AL RÍO URUCA POSTERIOR AL COLAPSO DE LA PRESA.

De manera que para mitigar los efectos de un vertido de gran escala como el analizado en este estudio, se debería contar con una presa tipo sabo o Check dam de 15 m de altura aproximadamente ubicada aguas abajo de la confluencia de la quebrada Pittier que limite el colapso violento de la presa natural formada a la salida de la Quebrada Pittier.

Con respecto al volumen proveniente del proceso retrogresivo en la avalancha post-colapso e inclusive por aportes a través de la Quebrada Tapezco, lo que se recomienda es una obra que tendría la función de almacenar una cantidad significativa de sedimentos de forma temporal; esto siguiendo a grandes rasgos la recomendación de los Ingenieros Laporte y Sáenz (1992), con la diferencia de que la estructura cerraría el cauce completamente, y contaría con una estructura de vertedor de emergencia, así como una estructura anti-obstrucción (pozo-filtro) con un desfogue de fondo a través del cuerpo de la presa que no permite su obstrucción garantizando el flujo continuo de la fase líquida. Los sedimentos acumulados podrán ser lavados y continuar hacia aguas abajo de una forma dosificada. Ver figura 7.2 del concepto de ambas obras.

La presa tipo Sabo en el cañón angosto del río Uruca prevendría contra descargas

violentas provenientes ya sea desde el bajante Pittier, o desde la cuenca alta. Ver figuras 7.2 y 7.3.

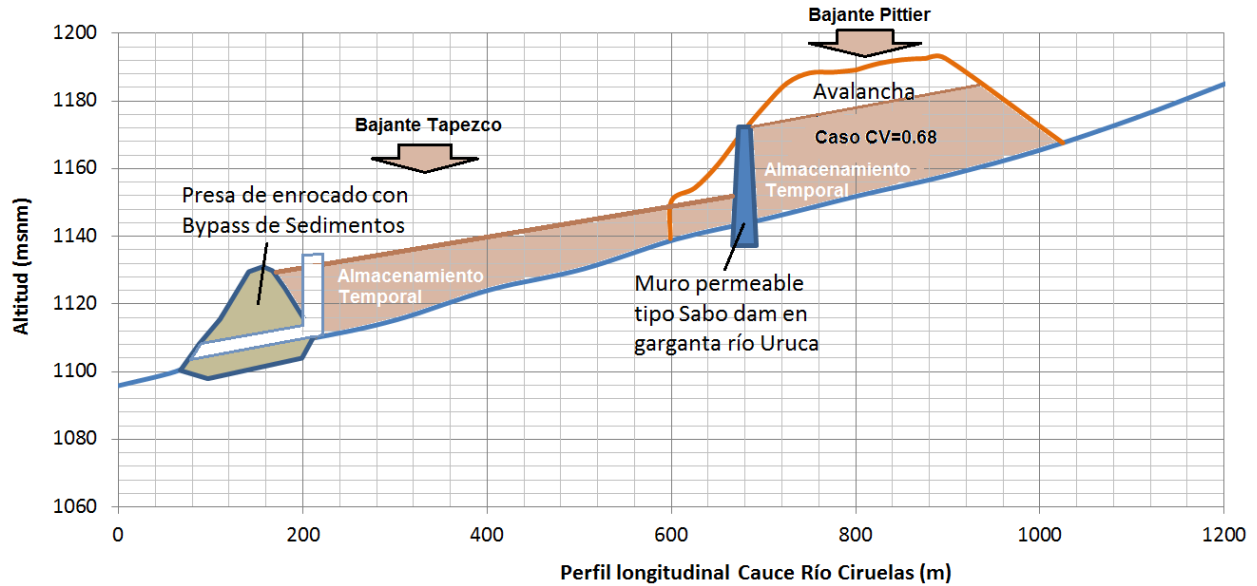


FIGURA 2. PROCESO RETROGRESIVO DE APORTE DE SEDIMENTOS AL RÍO URUCA POSTERIOR AL COLAPSO DE LA PRESA.

|Las figuras 3 a la 7 ilustraN los conceptos y esquema de obras recomendados.

## DETALLE DE REPRESA SABO

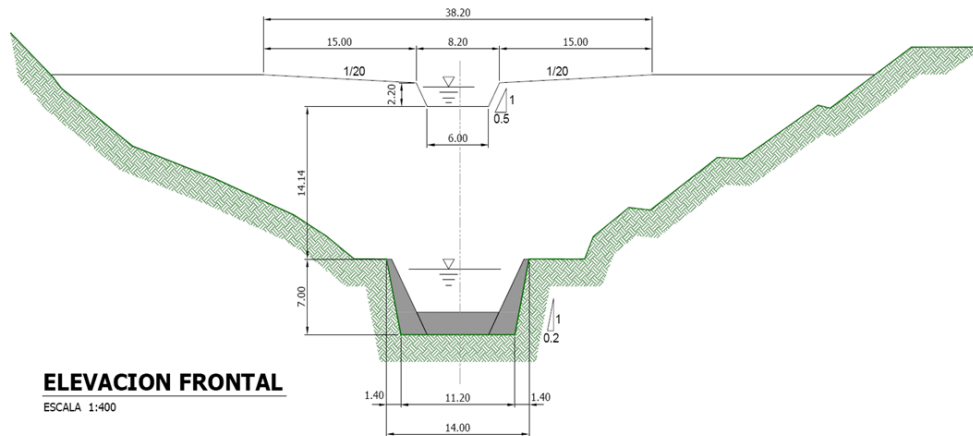


FIGURA 3. DISEÑO TÍPICO PRESA TIPO SABO DAM.



PERFIL DE LA PRESA CON ESTRUCTURA ANTI-OBSTRUCCIÓN

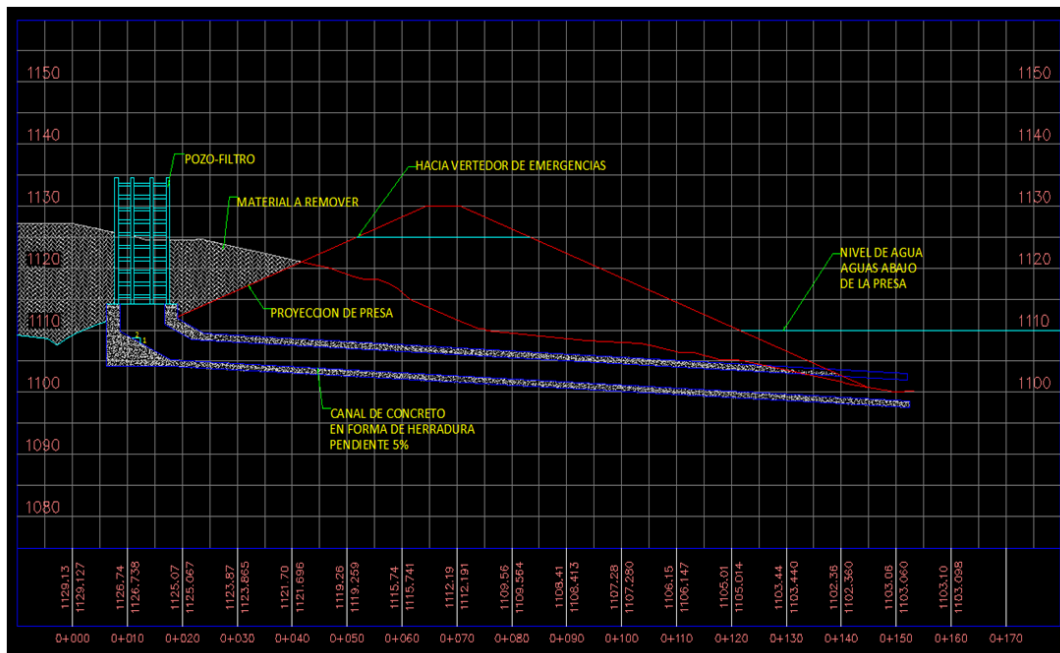


FIGURA 4. SECCIÓN TÍPICA DE ESTRUCTURA ALMACENAMIENTO TEMPORAL

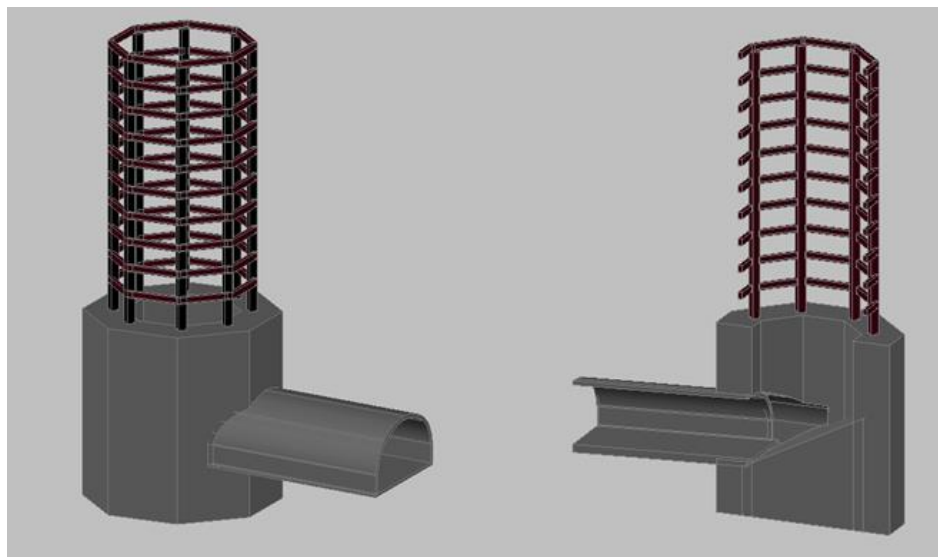


FIGURA 5. ESTRUCTURA DE TOMA ANTI-BLOQUEO CON DESFOGUE CON DESCARGA DE FONDO

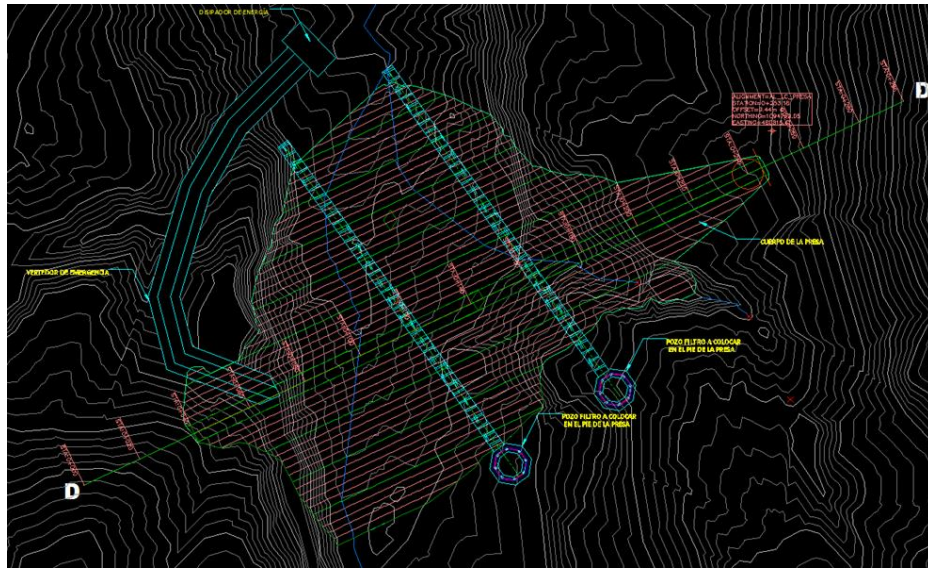


FIGURA 6. VISTA EN PLANTA ESTRUCTURA ALMACENAMIENTO TEMPORAL.



FIGURA 7. VISTA CONCEPTUAL EN 3D DEL ESCENARIO DE OBRAS.



## 7.2 OTROS SECTORES QUE REQUIEREN ATENCIÓN (CUENCA QUEBRADA CANOAS)

Como se indicó en el apartado 5.2, este sector requiere atención urgente en donde hay sectores al Oeste del deslizamiento de Chitaría que presentan características topográficas similares igualmente importantes y que están siendo erosionados por escorrentías de nacientes cercanas y algunas grietas de tensión, presentando las mismas condiciones previas al evento del 2010 y que por la tendencia general que se observa en la cuenca, **se anticipa un nuevo desprendimiento de este sector que en apariencia tendría el potencial de generar volúmenes de avalancha mayores a lo sucedido en el 2010.**

El evento del 2010, provocó daños en Barrio Montoya pero afortunadamente no hubo fatalidades. Lo grave en este caso es que el sitio de desprendimiento se haya a poca distancia de la población y la pendiente del cauce es tan fuerte que prácticamente no hay posibilidad de respuesta ante un nuevo desprendimiento.

En estos casos es necesario recurrir a estructuras de retardo y almacenamiento temporal de avalanchas para alargar el tiempo de viaje por un lado, y por el otro, implantar un sistema de alerta temprana **activada específicamente por el paso avalanchas** que permita una reacción rápida de evacuación con lo que se mitigaría efectivamente el impacto por un desastre de este tipo.

A parte de la descriptiva de Sjobohm, no hay información de perforaciones, estudios geofísicos o una caracterización de los estratos en este deslizamiento.

Se considera importante analizar este caso en particular con el objetivo específico de realizar los estudios de ingeniería para la ubicación y el diseño de obras retardadoras de las avalanchas. Para que ese propósito sea efectivo se anticipa la necesidad de múltiples estructura dada la alta pendiente del terreno lo que limita la capacidad de almacenamiento.

## 8 CONCLUSIONES

Este estudio permitió concluir lo siguiente:

- 1- El deslizamiento Tapezco por sus características se asocia con fallas dúctiles o episódicas según la evidencia documentada por Molina (1990) y Sáenz y Laporte (1992), y por lo indicado en la literatura por lo tanto se concluye que la ocurrencia de un deslizamiento de grandes proporciones no puede ocurrir de forma instantánea. y a lo sumo podría ocurrir en en unidades de tiempos menores
- 2- Se ha confirmado la condición de alto riesgo de la personas que habitan en las inmediaciones de la quebrada Tapezco para todos los escenarios de avalancha considerados en el bajante Tapezco.
- 3- El bajante Pittier es el único con potencial para obstruir el río Uruca debido a que es más eficiente para el transporte de los materiales.
- 4- El bajante Tapezco por el contrario, al tener un valle más abierto, y una reducción de su pendiente longitudinal justo antes de llegar a un escarpe, tiende a depositar los materiales vertidos o en su defecto los distribuye sobre el frente del escarpe disminuyendo el potencial de obstrucción del río Uruca. Adicionalmente, para que los materiales que bajan por la cuenca Tapezco lleguen en cantidades significativas al río Uruca, la masa debe tener mucha fluidez y por ende es susceptible de ser diluida o erosionada por el río Uruca antes de que se pueda producir un bloqueo.
- 5- La modelación indica que para avalanchas en la quebrada Pittier cuya Concentración volumétrica oscile 0.68, existe la fuerte posibilidad de que se produzca obstrucción completa del río Uruca.
- 6- El análisis del potencial de la rotura de presa utilizando el Dam Blockage Index (DBI) indica que cualquier presa natural que se forme a la salida del bajante Pittier es susceptible de colapso, por lo tanto se considera necesario la construcción de al menos la obra de Sabo hacia aguas abajo de la quebrada Pittier para ayudar a mitigar un eventual colapso de una presa formada en ese lugar.

Debido a la incapacidad actual de poder determinarse con certeza si el deslizamiento Tapezco es susceptible de movimientos súbitos con volúmenes de vertidos a gran escala, es que debería analizarse formalmente la factibilidad técnica de implementarse obras que permitan almacenar temporalmente eventuales grandes volúmenes de sedimentos que bajarían por los bajantes Tapezco y Pittier.