

**UNIVERSIDAD DE ALCALÁ
Y
UNIVERSIDAD REY JUAN CARLOS**



**MÁSTER UNIVERSITARIO EN HIDROLOGÍA Y GESTIÓN DEL
RECURSO HÍDRICO**

PROYECTO DE FIN DE MÁSTER

**PALEOINUNDACIONES EN EL DESIERTO DE ATACAMA.
RECONSTRUCCIÓN Y MODELIZACIÓN DE INUNDACIONES
HOLOCENAS EN LA CUENCA DEL RÍO COPIAPÓ (CHILE)**

**PALEOFLOODS IN THE ATACAMA DESERT. RECONSTRUCTION
AND MODELING OF HOLOCENE FLOODS IN THE COPIAPO
RIVER BASIN (CHILE)**

AUTOR:

D^a. ÁNGELA GIOVANNA GALEANO PACHÓN

DIRECTOR:

DRA. D^a. TATIANA IZQUIERDO LABRACA

CO – TUTOR:

DR. D. FRANCISCO CARREÑO CONDE

Alcalá de Henares, 14 de septiembre de 2021

ÍNDICE

1. RESUMEN	1
2. INTRODUCCIÓN	2
3. OBJETIVOS	4
GENERAL	4
ESPECÍFICOS	4
4. ZONA DE ESTUDIO	5
5. METODOLOGÍA	13
5.1. Identificación de los paleoeventos de inundación	13
5.2 Análisis hidráulico	14
5.3 Modelización hidráulica	15
6. RESULTADOS	22
Evento de inundación marzo 2015	23
Evento de inundación 10	24
Evento de inundación 11	25
Evento de inundación 12	26
Evento de inundación 13	27
Evento de inundación 14	28
7. DISCUSIÓN	32
8. CONCLUSIONES	36
9. BIBLIOGRAFÍA	38

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1. Mapa de localización general de la cuenca Copiapó. El cuadrado azul marca la zona de Angostura en la que se focaliza este trabajo.	6
Figura 2.A) Modelo Digital de Elevación (MDE) de la zona de estudio con resolución espacial 1 m/pixel obtenido a partir del vuelo LIDAR (Laser Imaging Detection and Ranging) realizado por el Servicio Aerofotogramétrico de la Fuerza Aérea de Chile. El punto rojo muestra la ubicación de la columna C3 de Rivera (2019); b) Mapa de pendientes obtenido a partir del MDE.	7
Figura 3.A) Perfil esquemático del río encajado en el sustrato, donde se detalla la distribución de terrazas marina, fluviales, los benches, la llanura de inundación, el humedal y el canal principal en la zona de Angostura, Copiapó (Rivera, 2019); b) Fotografía de la zona de estudio a la salida del cañón de Angostura mirando hacia aguas arriba; c) Fotografía de la sección en la que Rivera (2019) realizó la columna sedimentológica; d) y e) Fotografías de los depósitos identificados como eventos de inundación.	8
Figura 4. Litología de la columna estratigráfica C3 (Rivera, 2019).	10
Figura 5. Clasificación cronológica de los eventos históricos de inundación en Copiapó de acuerdo a Carvajal (2017).	11
Figura 6. Caudales máximos anuales estación fluviométrica de Angostura.	12
Figura 7. Esquema que ilustra la ubicación de los ambientes sedimentarios relacionados con los depósitos de inundaciones. Modificado de Benito y O'Connor (2013).	14
Figura 8. Cauce de Modelización Angostura, Copiapó	17
Figura 9. Perfil longitudinal del cauce de modelización, Angostura, Copiapó	18
Figura 10. Sección transversal en el punto C3	18
Figura 11. Sección transversal 5429 – eventos de inundación marzo 2015 indicando la cota a la que se sitúa la superficie de la lámina de agua (línea azul), el tirante crítico (línea roja) y la línea de energía (línea verde discontinua)	23
Figura 12. Sección transversal 5429 – eventos de inundación 10 indicando la cota a la que se sitúa la superficie de la lámina de agua (línea azul), el tirante crítico (línea roja) y la línea de energía (línea verde discontinua)	24
Figura 13. Sección transversal 5429 – eventos de inundación 11 indicando la cota a la que se sitúa la superficie de la lámina de agua (línea azul), el tirante crítico (línea roja) y la línea de energía (línea verde discontinua)	25

Figura 14. Sección transversal 5429 – eventos de inundación 12 indicando la cota a la que se sitúa la superficie de la lámina de agua (línea azul), el tirante crítico (línea roja) y la línea de energía (línea verde discontinua)	26
Figura 15. Sección transversal 5429 – eventos de inundación 13 indicando la cota a la que se sitúa la superficie de la lámina de agua (línea azul), el tirante crítico (línea roja) y la línea de energía (línea verde discontinua)	27
Figura 16. Sección transversal 5429 – eventos de inundación 14 indicando la cota a la que se sitúa la superficie de la lámina de agua (línea azul), el tirante crítico (línea roja) y la línea de energía (línea verde discontinua)	28
Figura 17. Perfil hidráulico del cauce Angostura, Copiapó el cual incluye la cota a la que se sitúa la rasante de la sección (línea gris), la superficie de la lámina de agua (línea azul), el tirante crítico (línea roja) y la línea de energía (línea discontinua azul oscuro)	29
Figura 18. Desarrollo de velocidades de flujo entre las secciones 7154 y 2254 del modelo hidráulico del evento de 2015 (ver figura 8 para la localización de cada sección).....	31
Figura 19. Alturas de la lámina de agua en la zona de la columna estratigráfica C3 para los eventos de inundación 10 - 14.....	32

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1. Resumen de los eventos de inundación identificados en la columna sedimentológica C3 (Rivera, 2019) indicando la cota del techo de cada depósito, así como su espesor.	14
Tabla 2. Eventos de inundación identificados en el registro junto con el caudal calculado en este trabajo.	33
<i>Tabla 3. Caudal de crecida estimado para periodos de retorno entre 10 y 500 años</i>	35

ABREVIATURAS

DOH: Dirección de Obras Hidráulicas.

DGA: Dirección General de Aguas de Chile.

OSL: Optically Stimulated Luminescence.

C-14: Método de datación por Radiocarbono.

UNDRR: United Nations Office for Disaster Risk Reduction

1. RESUMEN

La paleohidrología permite reconstruir la magnitud y la frecuencia de las inundaciones recientes y pasadas haciendo uso de evidencias geológicas. Con el objetivo de reconstruir los eventos de inundación presentados durante el Holoceno reciente en la cuenca del río Copiapó (Chile) se busca determinar la magnitud de los caudales de 5 de los 14 eventos de inundación identificados en el registro geológico en la zona baja del valle por Rivera (2019). La modelización mediante el software HEC RAS permitió obtener un $Q = 118 \text{ m}^3/\text{s}$ para el evento 10, un $Q = 126.5 \text{ m}^3/\text{s}$ para el evento 11, un $Q = 152.2 \text{ m}^3/\text{s}$ para el evento 12, un $Q = 201.5 \text{ m}^3/\text{s}$ para el evento 13 y finalmente, un $Q = 250 \text{ m}^3/\text{s}$ para el evento 14. Este evento asociado a la inundación histórica de 1655 tuvo por tanto un caudal similar al del 2015 obteniendo un periodo de retorno para eventos catastróficos de 360 años. La incorporación al análisis de frecuencia de inundaciones de la zona de estos nuevos datos permitirá mejorar el conocimiento sobre el comportamiento del río Copiapó y llevar a cabo las acciones preventivas y de mitigación en pro de la seguridad integral de la población del valle de Copiapó.

2. INTRODUCCIÓN

La paleohidrología o hidrología de las paleoinundaciones asocia ciencias multidisciplinarias como la estratigrafía, la sedimentología, la geomorfología y la hidráulica y tiene como fin el estudio de la magnitud y frecuencia de las inundaciones recientes y pasadas haciendo uso de evidencias geológicas como los sedimentos o las marcas de erosión dejados por el flujo del agua durante eventos extraordinarios (Benito *et al.*, 2020).

La reconstrucción de un evento de inundación muchas veces se encuentra limitada por la falta de información sobre los caudales instantáneos representativos de las crecidas, por lo que acudir a los registros (pre)históricos resulta ser la herramienta clave, bien sea a través de información obtenida mediante documentos o a partir de registros sedimentarios depositados por las inundaciones; lo anterior, considerando que los ríos almacenan evidencias morfo-sedimentarias y elementos geomorfológicos que registran inundaciones ocurridas (Wilhelm *et al.*, 2018).

El estudio de paleoinundaciones tiene como fin evidenciar y analizar los paleoindicadores y propiedades hidráulicas de la zona en estudio, bien sea para la determinación de información cuantitativa de eventos específicos (periodo, caudal punta y etapas de inundación) o para la investigación espacial y temporal más general de los modelos de inundación relacionados con el clima, el uso del suelo, la frecuencia y magnitud y la respuesta geomorfológica (Benito & O'Connor, 2013). Cabe resaltar que este tipo de estudios adquirieron relevancia a finales de los años 1970 e inicios de 1980 en el suroeste de Estados Unidos (Kochel *et al.*, 1982); (Ely & Baker, 1985); (Jarrett, 1990), expandiéndose luego a otros países como Australia (Pickup *et al.*, 1988), India (Kale *et al.*, 1994), Sudáfrica (Smith, 1992); (Zawada, 2000), Israel (Greenbaum *et al.*, 2000), Perú (Wells, 1990), España (Thorndycraft *et al.*, 2005); (Thorndycraft & Benito, 2006), Francia (Sheffer *et al.*, 2003); (Sheffer *et al.*, 2008) y Tailandia (Kidson *et al.*, 2005).

Después de los dos últimos eventos hidrometeorológicos extremos que causaron grandes inundaciones en el sur del Desierto de Atacama (marzo de 2015 y mayo de 2017), el conocimiento de la dinámica fluvial durante el Holoceno tardío se ha convertido en una de las prioridades para comprender el riesgo de desastres y fortalecer la gobernanza del riesgo, dos de las prioridades del Marco de Sendai

para la Reducción del Riesgo de Desastres (UNISDR, 2017). El presente trabajo, enmarcado dentro del proyecto FONDECYT 11160405 *Urban risk assessment using flood and paleoflood records in the arid Copiapó basin (Atacama Desert, Chile)*, se centra en el análisis paleohidrológico cuantitativo de la zona de Angostura en el valle del río Copiapó (Chile). El objetivo es, por tanto, mediante la modelización para determinar la magnitud de los paleocaudales para los eventos de inundación identificados previamente en el registro geológico. Esto permitirá mejorar el análisis de frecuencia de inundaciones y por tanto los escenarios de inundación futuros incrementando la resiliencia de las poblaciones del valle del Copiapó en el contexto actual de cambio climático como sugieren algunos autores recientemente (Sofia *et al.*, 2020). Este valle, altamente antropizado para el desarrollo de actividades agrícolas y mineras, se encuentra localizado en una zona de transición climática altamente sensible a las variaciones climáticas. Actualmente esta relación entre las actividades humanas y los sistemas fluviales es uno de los problemas más importantes a abordar con un enfoque sostenible, ya que aproximadamente la mitad de todos los desastres a nivel global están relacionados con el agua (sequías e inundaciones; (UNISDR, 2018) especialmente en regiones áridas con economías dependientes del agua como el sector meridional del Desierto de Atacama. En este contexto, la paleohidrología puede, como lo sugiere (Baker, 2008) ayudar a mejorar la resiliencia de las comunidades al anticipar los peligros de inundaciones en diferentes escenarios climáticos. Por lo tanto, una caracterización precisa de estos escenarios durante el Holoceno tardío, últimos 500 años, nos permitirá anticipar y comprender las adaptaciones de estos sistemas fluviales a los cambios climáticos futuros.

3. OBJETIVOS

GENERAL

En este Trabajo Fin de Máster se plantea como objetivo la modelización mediante el software HEC-RAS de los eventos de extremos de inundación ocurridos en los últimos 500 años en la cuenca del río Copiapó con el fin de obtener información de la magnitud (caudal) de los mismos.

ESPECÍFICOS

- Selección de los eventos (pre)históricos a modelar de conformidad con los estudios geológicos previamente realizados.
- Cálculo de los caudales para cada uno de los eventos extremos identificados en el registro geológico.
- Reevaluación de la magnitud de los eventos estudiados y comparación con eventos recientes.

4. ZONA DE ESTUDIO

La cuenca hidrográfica Copiapó tiene por cauce principal el río Copiapó, un cuerpo de agua natural que fluye de este a oeste en el sector meridional del Desierto de Atacama y que desemboca en el Océano Pacífico (Figura 1), además, se encuentra a cargo de la DGA u organismo del Estado responsable de gestionar, verificar y difundir la información hídrica de Chile, en especial respecto a su calidad y cantidad. De acuerdo con la ficha temática de Información Hídrica de las Cuencas Priorizadas (DGA, 2015) se obtiene la siguiente información de la cuenca Copiapó:

- Superficie cuenca = 18.704 km²
- El principal cauce de la cuenca es el río Copiapó con 169.135 m de longitud y caudal medio anual de 2,6 m³/s.
- En la cuenca se tiene la laguna Los Helados A= 0.12 km² y el embalse Lautaro A= 1.3 km² con capacidad de 26 millones de m³.
- 10 estaciones fluviométricas distribuidas en el área de la cuenca y una específicamente en Angostura.
- 9 estaciones meteorológicas
- 72 estaciones de medición de niveles a lo largo del río Copiapó
- 9 estaciones de mediciones de calidad del agua.

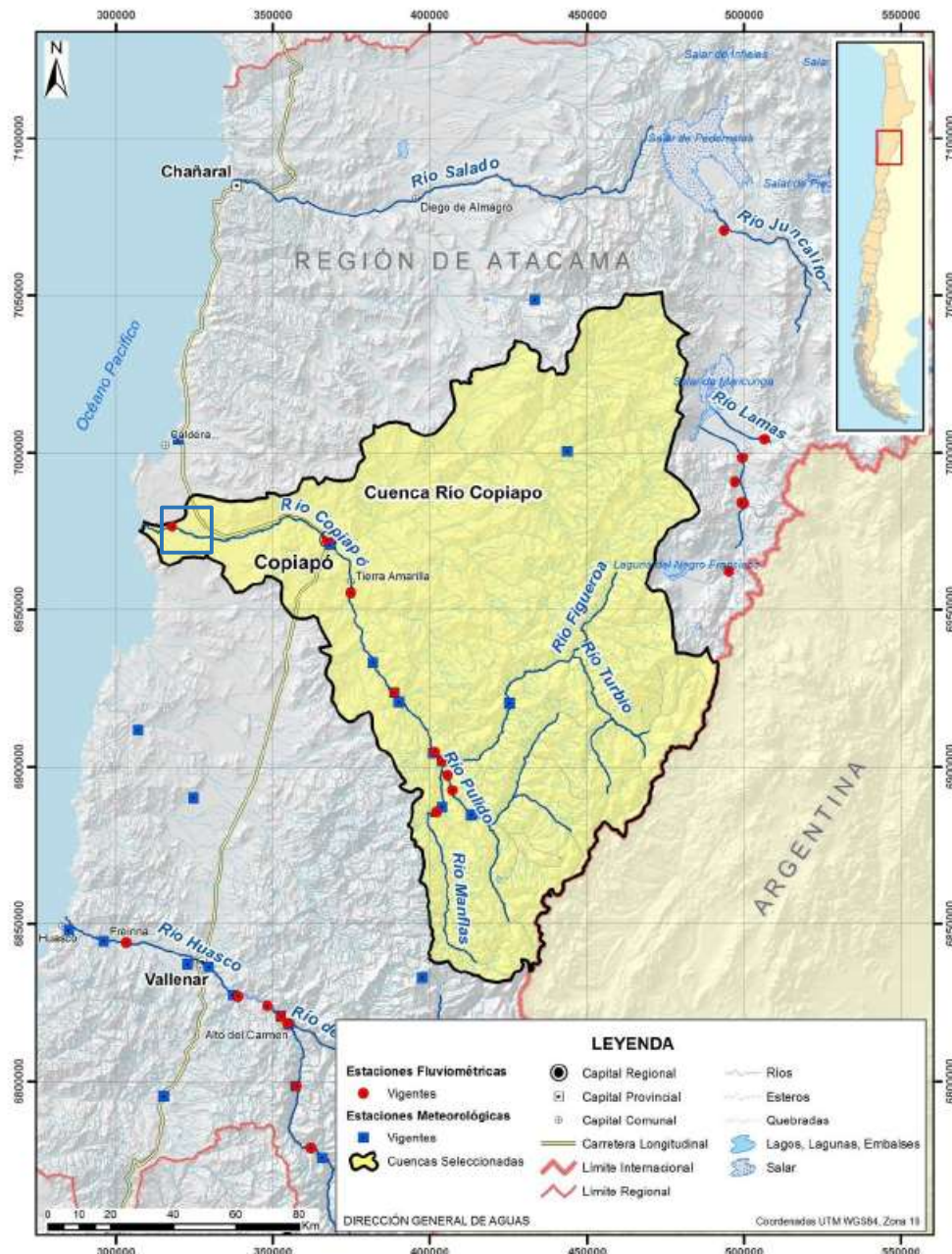


Figura 1. Mapa de localización general de la cuenca Copiapó. El cuadrado azul marca la zona de Angostura en la que se focaliza este trabajo.

La zona en estudio para este caso es Angostura, localizada en la cuenca baja del río Copiapó cercana a la desembocadura y dónde se reduce la sección transversal del cauce según el modelo de elevación utilizado. En este sector se produce un alzamiento del basamento metamórfico e ígneo de edades paleozoica y mesozoica respectivamente (Godoy *et al.*, 2003) que ha sido incidido por el río Copiapó generando un cañón de más de 80 m de profundidad con dirección SSE-NNW a la entrada del área de estudio para girar suavemente y orientarse NNE-SSW a la

salida de la misma (Figura 2). El afloramiento del sustrato en este sector hace que podamos asumir que no existen modificaciones sustanciales en la sección del canal en el tiempo lo que junto a su cercanía a la desembocadura hace que se trate de un sector apropiado para el estudio de la paleohidrología del valle (Benito, et al., 2020).

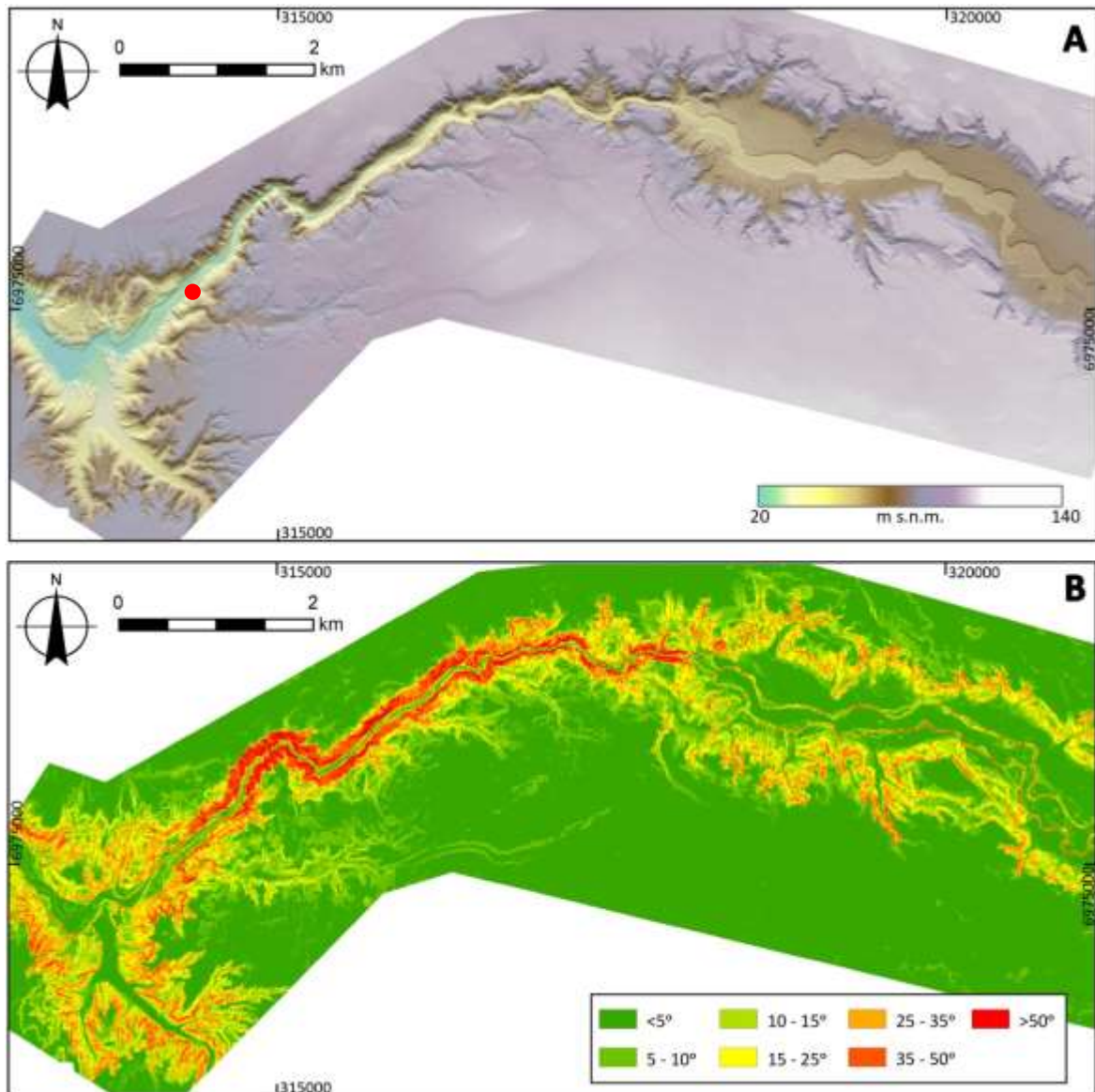


Figura 2.A) Modelo Digital de Elevación (MDE) de la zona de estudio con resolución espacial 1 m/píxel obtenido a partir del vuelo LIDAR (Laser Imaging Detection and Ranging) realizado por el Servicio Aerofotogramétrico de la Fuerza Aérea de Chile. El punto rojo muestra la ubicación de la columna C3 de Rivera (2019); b) Mapa de pendientes obtenido a partir del MDE.

Aguas abajo de dicho cañón (Figura 3) Rivera (2019) cartografía unas formas correspondientes a *benches*, es decir, formas aterrazadas constituidas por depósitos finos, generadas tras momentos de crecidas que superan ampliamente

los márgenes del canal y la propia llanura de inundación, quedando colgados con respecto al cauce principal como se presenta en la figura 3a (Benito *et al.*, 2003).

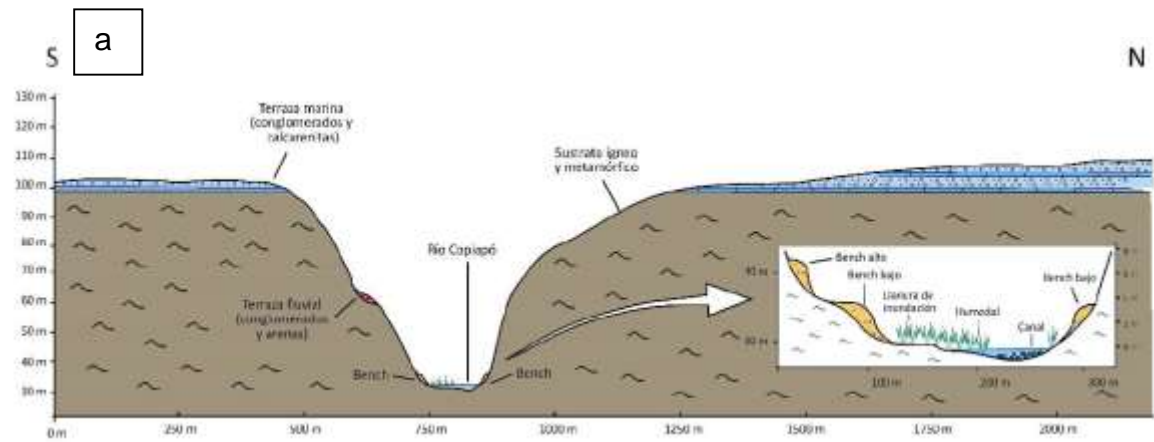


Figura 3.A) Perfil esquemático del río encajado en el sustrato, donde se detalla la distribución de terrazas marina, fluviales, los benches, la llanura de inundación, el humedal y el canal principal en la zona de Angostura, Copiapó (Rivera, 2019); b) Fotografía de la zona de estudio a la salida del cañón de Angostura mirando hacia aguas arriba; c) Fotografía de la sección en la que Rivera (2019) realizó la columna sedimentológica; d) y e) Fotografías de los depósitos identificados como eventos de inundación.

Adicionalmente, Rivera (2019) realiza diversas columnas sedimentológicas en los benches cartografiados en la zona de estudio lo que le permite realizar un análisis de facies logrando determinar seis (6) distintos tipos de los cuales dos (2) se asocian a eventos extremos de inundación por el funcionamiento extraordinario del río Copiapó. Dichas facies son limolitas arenosas (Fla) y arenas finas – medias

laminadas y masivas (Faf) (Figura 3d y e); siendo las primeras aquellas que se depositan a ambos lados de los márgenes del río, con presencia de materia orgánica arrastrada de los humedales adyacentes al lecho del río y que en situación de desborde involucran gran volumen de materiales finos que son transportados en suspensión por el río, erosionados aguas arriba de la zona de estudio. En la facie Faf el desborde involucra aguas con poca carga sedimentaria de flujo tractivo y velocidades altas arrastrando arenas acumuladas y formando depósitos con laminaciones de alta energía o masivos (Rivera, 2019).

El presente estudio se centra únicamente en la columna C3 (Figura 4) en la que la autora identifica 14 eventos además de la marca del agua del evento de 2015 que no depositó en este punto. En particular, los eventos localizados en la parte alta de la columna correspondientes a eventos mayores, extraordinarios y/o catastróficos son lo que serán reconstruidos (eventos 10 a 14). Para estos eventos existen dataciones mediante Luminiscencia Ópticamente Estimulada (OSL, *Optically Stimulated Luminescence*) que ubican su edad del siglo XVII hasta la actualidad (Figura 4) (Izquierdo, comunicación personal).

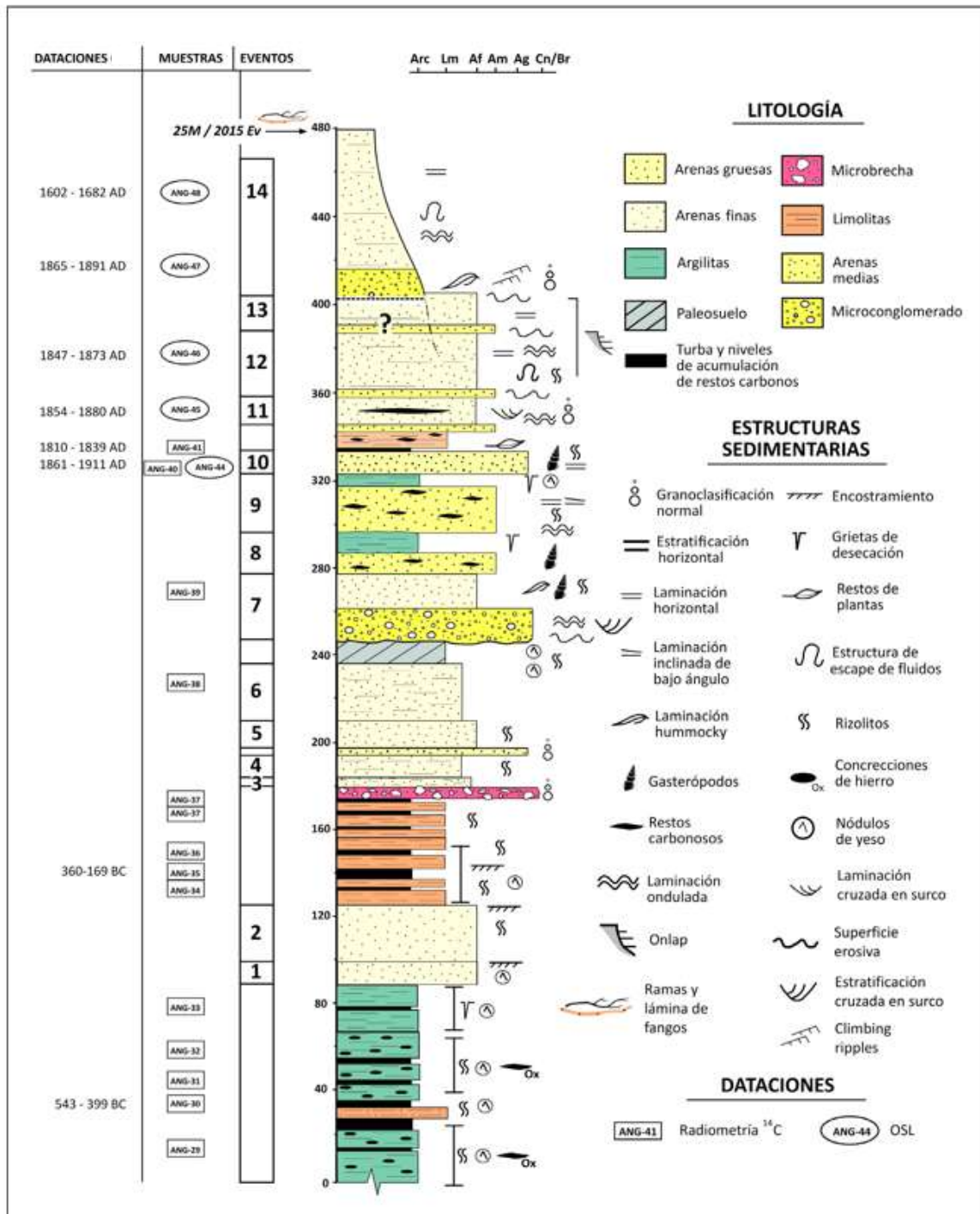


Figura 4. Litología de la columna estratigráfica C3 (Rivera, 2019).

Si bien esta región se caracteriza por tener uno de los climas más áridos del mundo con precipitaciones muy escasas, en concreto, en las proximidades de la zona de estudio la precipitación media anual es de solo 14 mm (serie temporal 1992—2015, estación Caldera; DGA www.dga.cl), el río Copiapó presenta eventos de inundación asociados según autores previos a eventos de El Niño Oscilación Sur (ENSO) (p. ej., Ortega *et al.*, 2019). Así, Carvajal (2017) identifica 25 eventos desde el

comienzo del registro histórico en la zona en el siglo XVI que clasifica de acuerdo a la metodología de Barriendos (2003) en: (1) ordinarios (verde), cuando el río genera desbordes en las cercanías de su cauce; (2) extraordinarios (naranja), si se causan inundaciones en calles o barrios alejados de los cauces; y (3) catastróficos (rojos) en aquellos casos en los que una gran cantidad de superficie de la ciudad se viese afectada. (Figura 5).

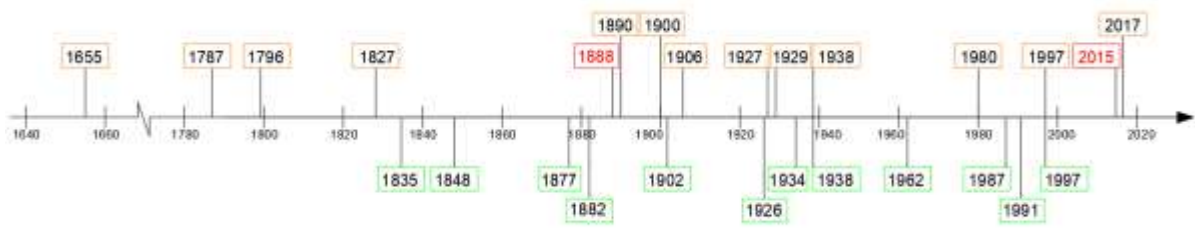


Figura 5. Clasificación cronológica de los eventos históricos de inundación en Copiapó de acuerdo a Carvajal (2017).

A pesar de que la cuenca se ha visto periódicamente afectada por inundaciones, la información fluviométrica disponible es escasa, en particular, la estación fluviométrica de Angostura localizada a 66 m s.n.m, con coordenadas 6976801 N y 318130 E (Figura 1) empezó a operar el 01 de abril de 1963. Su registro muestra que el 82% de los valores obtenidos en esta estación desde sus inicios hasta la fecha del último evento catastrófico presentado (1971 – 2015), se encuentran asociados a caudales comprendidos en el rango $[0.19 - 0.8] \text{ m}^3/\text{s}$. El porcentaje restante corresponde a los caudales de eventos extraordinarios (Figura 6). Debido a la particular configuración geomorfológica del sector, a pesar de que no existe un registro del caudal para el evento del 25 de marzo de 2015 la Dirección de Obras Hidráulicas (DOH, 2015) pudo realizar una estimación hidráulica del mismo utilizando la marca del nivel del agua que dejó el río a su entrada al cañón de Angostura en $242 \text{ m}^3/\text{s}$, 2000 veces más su caudal medio de Angostura.

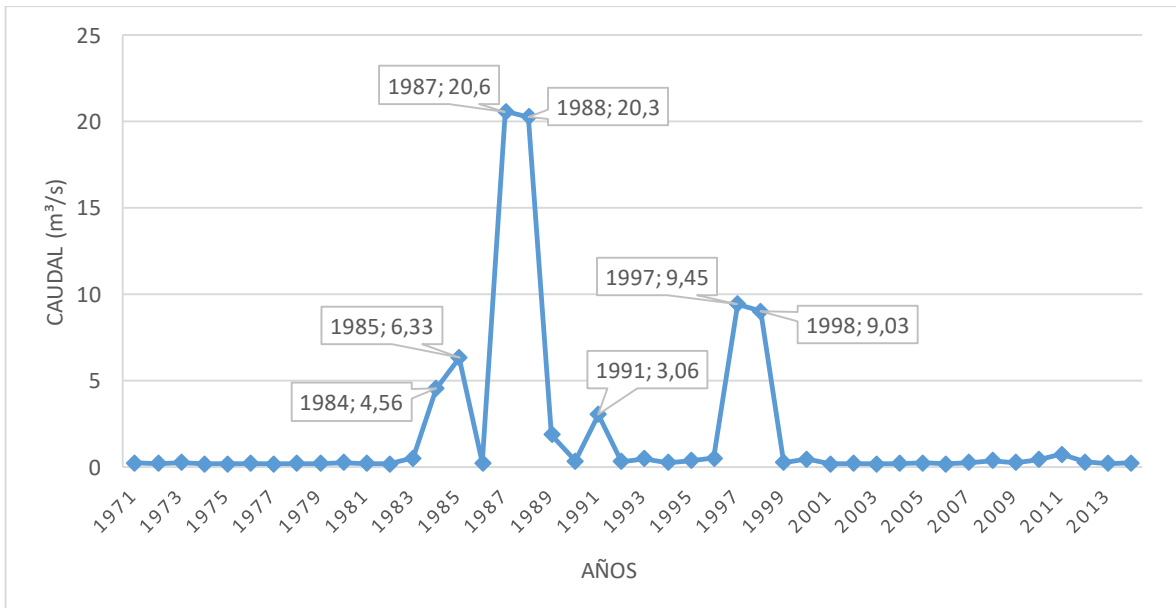


Figura 6. Caudales máximos anuales estación fluviométrica de Angostura

5. METODOLOGÍA

Para efectos del estudio se utiliza el Modelo Digital de Elevación (MDE) con resolución espacial 1 m/píxel obtenido a partir del vuelo LIDAR (*Laser Imaging Detection and Ranging*) realizado el Servicio Aerofotogramétrico de la Fuerza Aérea de Chile y el modelo hidráulico se realiza mediante el uso de la herramienta HEC RAS. Para efectos de análisis se presentan resultados tabulados y gráficos mediante los cuales se visualizan los niveles de las láminas de agua y caudal para cada sección evaluada, todo lo anterior de conformidad con los eventos de inundación prehistóricos.

5.1. Identificación de los paleoeventos de inundación

Los depósitos fluviales de inundaciones representan un registro no escrito de las inundaciones ya que al descender el caudal tras una inundación deja un registro sedimentario asociado (Wilhelm *et al.*, 2018). Así, dentro del canal y en los márgenes se puede producir erosión o acreción lateral o vertical mientras que en la llanura de inundación encontramos entre otros depósitos de relleno de paleocanales o depósitos de zonas de baja energía.

Una de las técnicas más utilizadas en paleohidrología es el análisis sedimentológico de estos depósitos de inundación de zonas de baja energía o *slack-water deposits* (SWD) en inglés. La geometría de ciertas zonas de los valles permite que se generen cambios rápidos en las condiciones de energía del flujo entre la zona del canal y los márgenes. En estos sectores, durante las inundaciones las velocidades son más bajas o el agua llega incluso a estancarse lo que favorece la sedimentación del depósito que se transporta en suspensión (arcillas, limos y arenas). Cuando estos sedimentos finos se preservan representan un registro de los eventos de inundación que puede extenderse miles de años (Benito *et al.*, 2003). Durante las inundaciones extremas, la sedimentación de SWD es más favorable en sectores asociados al ensanchamiento o ampliación de los canales, desembocadura de afluentes que se inundan y en tramos estrechos. Además, el potencial de preservación de estos depósitos aumenta cuando se depositan en salientes de rocas o cuevas laterales (Figura 7).

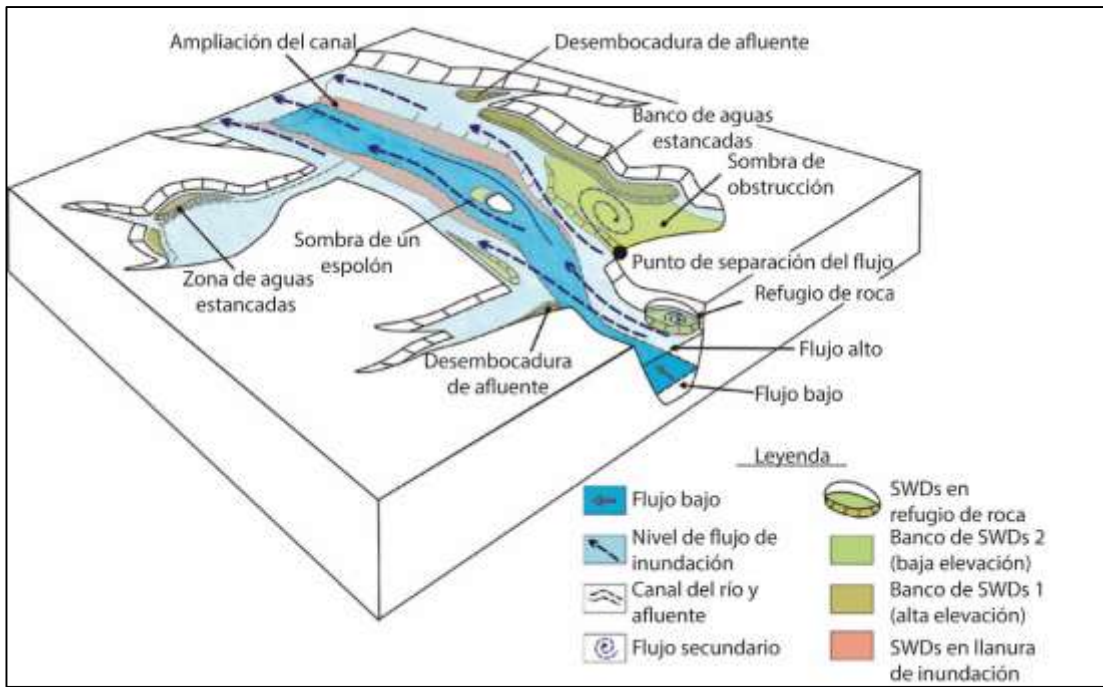


Figura 7. Esquema que ilustra la ubicación de los ambientes sedimentarios relacionados con los depósitos de inundaciones. Modificado de Benito & O'Connor (2013).

De acuerdo con Benito *et al.* (2003) la localización de este ambiente deposicional de ensanchamiento de canal depende de la magnitud de la inundación, de esta forma, inundaciones de mayor magnitud depositaran a mayores cotas. Así, en la zona de estudio los eventos identificados que se encuentran en la parte alta de la columna responden a eventos considerados extraordinarios o de gran magnitud (Tabla 1).

Tabla 1. Resumen de los eventos de inundación identificados en la columna sedimentológica C3 (Rivera, 2019) indicando la cota del techo de cada depósito, así como su espesor.

INFORMACIÓN SEDIMENTOLÓGICA DE LA COLUMNA			
Columna	Evento	Altura (cm)	Espesor (cm)
C - 3	10	350	10
	11	360	15
	12	390	30
	13	440	18
	14	480	62

5.2 Análisis hidráulico

De conformidad con lo dispuesto en fuentes referentes como (Benito & O'Connor, 2013), la situación de análisis más común en la paleohidrología corresponde al flujo gradualmente variado, esto teniendo en cuenta que los cauces de los ríos son

típicamente irregulares en relación con su forma y rugosidad de superficie, lo cual es propio de condiciones de flujo no uniforme.

(Chow, 2004) define el flujo gradualmente variado como el flujo permanente cuya profundidad varía de manera gradual a lo largo de la longitud del canal considerando las siguientes premisas:

1. Al ser el flujo permanente, las características hidráulicas de flujo permanecen constantes para el intervalo de tiempo en consideración, además, las líneas de corriente son paralelas, es decir, prevalece la distribución hidrostática de presiones sobre la sección del canal. Cabe resaltar que la teoría de este tipo de flujo se desarrolla considerando que la pérdida de altura en una sección es la misma que para un flujo uniforme que tiene la velocidad y el radio hidráulico de la sección y, por lo tanto, la ecuación de flujo uniforme puede utilizarse para evaluar la pendiente de energía de un flujo gradualmente variado en una sección de canal determinada, y el correspondiente coeficiente de rugosidad desarrollado para flujo uniforme se aplica al flujo variado.
2. La pendiente del canal es baja.
3. El canal es prismático
4. La distribución de velocidad en la sección del canal es fija y, por lo tanto, los coeficientes de distribución de velocidades son constantes.
5. El coeficiente de rugosidad es independiente de la profundidad de flujo y constante a través del tramo del canal bajo consideración.

De acuerdo con lo anterior, en flujo gradualmente variado, el cálculo de los perfiles de lámina de agua se obtiene a partir de la ecuación de conservación de masa y energía en su forma unidimensional.

5.3 Modelización hidráulica

El método comúnmente empleado en los modelos hidráulicos de paleohidrología corresponde al Standard Step Method (STM), una técnica utilizada para estimar unidimensionalmente los perfiles de la lámina de agua en canales con flujo gradualmente variado bajo condiciones de flujo uniforme y que en la práctica es ampliamente usado a través del programa HEC RAS (Benito & O'Connor, 2013).

HEC RAS es un software de modelización hidráulica gratuito, desarrollado por el Hydrologic Engineering Center del US Army Corps of Engineers, que permite simular flujos en cauces, permitiendo calcular por ensayo y error los niveles de las láminas de agua para una sección específica y un caudal aportado; múltiples análisis pueden proporcionar una descarga sintética en las áreas de interés proporcionando así una base para la estimación de la descarga de las inundaciones del pasado a partir de la altitud de un depósito o de otras evidencias que registren alturas de la lámina de agua. De acuerdo con esto, a través de la entrada de datos, se obtiene finalmente resultados gráficos que incluso pueden ser exportados en forma de tablas para facilitar su interpretación.

En relación con el desarrollo del modelo hidráulico, es clave el llevar a cabo los siguientes cinco pasos principales: Crear un proyecto, introducir los datos geométricos, así como los hidráulicos, crear un plan, ejecutar la simulación y ver e imprimir los resultados.

Inicialmente se modela el evento ocurrido en el año 2015, teniendo como referente el caudal estimado por la DOH en el documento (Dirección de Obras Hidráulicas, 2015) y de esta manera se obtiene la altura de la lámina de agua alcanzada en el evento de inundación. Para los cinco eventos históricos seleccionados en el techo de la columna estratigráfica C3 (10,11,12,13 y 14), el proceso cambia dado que los niveles geológicos registrados se asumen como la altura de lámina de agua lograda en cada evento y, por lo tanto, a partir de dicha información se determina el caudal asociado a tales sucesos de inundación.

A continuación, se describen las consideraciones de modelación asociadas a la geometría, parámetros hidráulicos y guía para el análisis de resultados.

5.3.1. Definición de la geometría

Al ser la columna estratigráfica C3 el punto de evaluación seleccionado para el desarrollo de este proyecto, se define la longitud del cauce desde el punto A (314486.04E – 6975235.50N) y hasta el punto B (312940.24E – 6975094.81N), siendo en total 2200m la longitud de modelización. El punto C3 se localiza a 522 m aguas bajo del inicio del cauce definido.

Para efectos de la modelización se define el curso del cauce, así como sus bancas y secciones transversales, las cuales deben cruzar la totalidad del ancho para evitar errores geométricos en el modelo. En este caso, las secciones transversales se definen cada 30 m y con un ancho de 390 m, esto es porque, aunque la zona donde se ubica C3 es angosta con un ancho de aproximadamente 30 m, aguas abajo el cauce se ensancha requiriendo que la longitud de sección sea mayor (Figura 8).

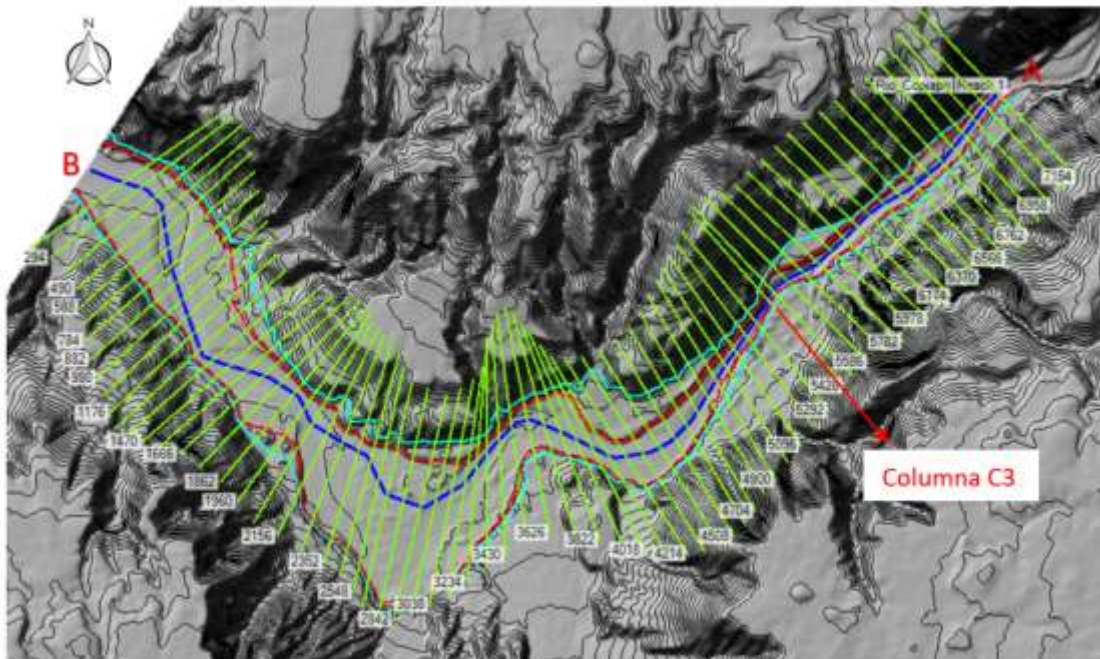


Figura 8. Cauce de Modelización Angostura, Copiapó

De acuerdo con el perfil longitud del tramo de río a modelar (Figura 9), es posible evidenciar que la pendiente promedio del cauce es de 0.0038 m/m. En la zona próxima a la localización de C3, la pendiente es un poco mayor respecto al promedio, siendo aproximadamente 0.01 m/m.

La sinuosidad suele ser frecuente en cauces de poca pendiente y a su vez, puede revelar hechos históricos y presentes de la fuerza de la acción lineal a lo largo del cauce (Morisawa, 1985). Para el tramo de cauce modelado, el índice de sinuosidad es 1.55, lo cual corresponde a un tipo de canal meandriforme.



Figura 9. Perfil longitudinal del cauce de modelización, Angostura, Copiapó

Las secciones de canales naturales son muy irregulares y comúnmente varían desde aproximadamente una parábola hasta un trapecio (Chow, 2004). En el caso de corrientes sujetas a crecientes, el canal consta de una sección principal que conduce los caudales normales y secciones de laterales de canal para acomodar los caudales de desborde. Para el caso en estudio, mediante el uso del software QGIS se obtiene la sección transversal del cauce localizada en C3 (Figura 10).

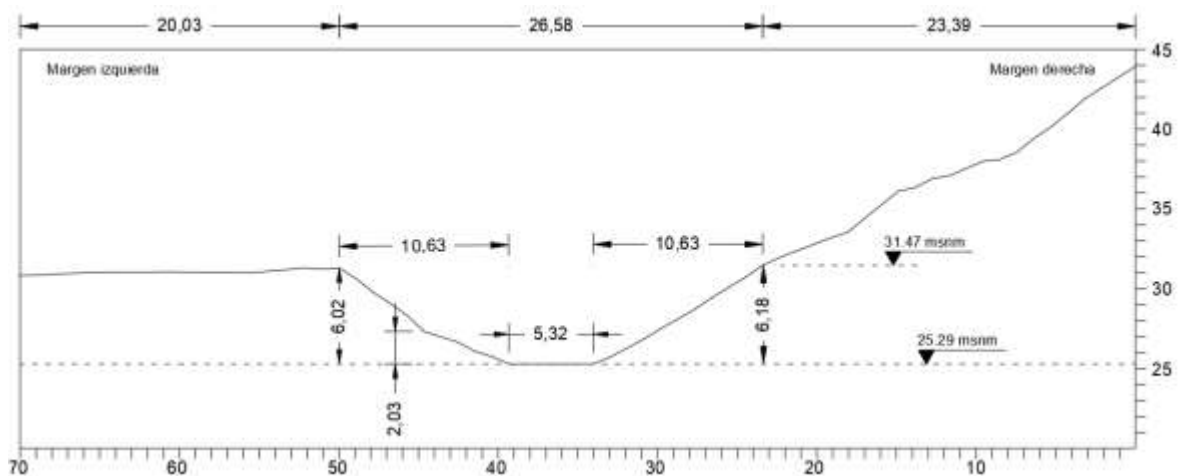


Figura 10. Sección transversal en el punto C3

5.3.2. Definición parámetros hidráulicos

En cuanto a la selección del coeficiente de rugosidad de Manning, se utiliza como referente la guía dispuesta en forma de tabla por (Chow, 2004) y se realiza un análisis de los factores que afectan dicho coeficiente; rugosidad superficial, vegetación, irregularidad y alineamiento del canal, sedimentación, socavación, nivel y caudal.

De acuerdo con las fotografías presentadas en la figura 3, el cauce del río presenta vegetación que puede considerarse como una clase de rugosidad superficial pero que a su vez reduce notablemente la capacidad del canal y retarda el flujo. En cuanto a las bancas del río, la rugosidad superficial se representa por el material que forma el perímetro mojado, el cual corresponde a arenas y por ende el valor de n es relativamente bajo.

Es de mencionar que, el tramo de río en estudio presenta irregularidades en el perímetro mojado y variaciones de tamaño y forma en la sección transversal a lo largo del cauce, lo cual introduce una rugosidad adicional a la superficial, sin embargo, curvas suaves con radios grandes producen valores bajos de n .

De acuerdo con la tabla 5.6 Valores del coeficiente de rugosidad n dispuestos en (Chow, 2004) se selecciona el tipo de canal D-3. Corrientes naturales mayores con sección irregular y rugosa; $n=0.035$ en bancas y $n=0.07$ para la base del canal.

Según lo anteriormente descrito, *Steady Flow Data* corresponde a la condición hidráulica bajo la cual se desarrollan los modelos de este documento y, por lo tanto, el software solicita que se definan el número de perfiles que desean ser evaluados, el caudal pico para cada uno de ellos y las condiciones de frontera, las cuales son necesarias para establecer el inicio de la superficie libre del agua en los extremos del sistema río y así ordenar al programa que inicie los cálculos.

Para efectos de la modelización inicial, se consideran condiciones hidráulicas de flujo crítico tanto aguas arriba como aguas abajo, teniendo en cuenta que este se caracteriza por varias características importantes: La energía y fuerza específica son mínimas para un caudal determinado, el caudal es máximo para una determinada energía específica, la altura de velocidad es igual a la mitad de la profundidad hidráulica en un canal de baja pendiente y el número de Froude es igual a la unidad.

Cabe mencionar que la energía específica en una sección de canal se define como la energía por libra de agua en cualquier sección de un canal medido con respecto al fondo de este y para un canal de pendiente pequeña se traduce en: $E = y + \frac{v^2}{g}$

Según lo dispuesto por (Chow, 2004), los análisis sobre el estado crítico de flujo se han referido principalmente a una sección particular de canal, conocida como

sección crítica. Si el estado crítico del flujo existe a través de toda la longitud del canal o a lo largo de un tramo de éste, el flujo en el canal es un flujo crítico.

Cuando la condición de frontera seleccionada es profundidad crítica, el programa no requiere el ingreso de ninguna información adicional y calcula la profundidad crítica para cada uno de los perfiles usándola como la condición de frontera.

Una vez obtenida la altura de la lámina de agua en C3 para el caudal de ocurrencia del evento 2015, se procede a modelar los eventos 10 – 14 considerando la condición aguas arriba de lámina de agua conocida y aguas abajo la condición de lámina normal por lo que el programa solicita que se ingrese la pendiente promedio del cauce para finalmente determinar el valor del caudal capaz de generar un registro geológico como los previamente datados.

5.3.3. Análisis de resultados

A continuación, se describe el significado de cada una de las variables que asocia el programa HEC RAS como parte de sus resultados.

Q total = Caudal total que circula por la sección.

Min Ch Elev = Cota a la que se sitúa la solera o rasante de la sección.

W.S. Elev = Cota a la que se sitúa la superficie de la lámina de agua, es decir la suma de cota de solera o rasante de canal más el calado o tirante ($Z + y$).

Crit W.S = Cota a la que se sitúa el calado o tirante crítico, es decir la suma de cota de solera o rasante de canal más el calado o tirante crítico ($Z + y$).

E.G Elev = Cota a la que se sitúa la línea de energía, es decir la suma de cota de la solera o rasante del canal más el calado o tirante más el término cinético ($E = Z + y + \frac{av^2}{2g}$)

E.G Slope = Pendiente de la línea de energía, es decir la variación de la cota de la línea de energía de una sección a la siguiente según la distancia entre ambas.

Vel Chnl = Velocidad del agua en el canal

Flow Area = Área efectiva de la sección transversal del flujo perpendicular a la dirección del mismo.

Top Width = Ancho de la lámina de agua o de la sección del canal en la superficie libre de la misma, es decir la distancia entre los extremos o límites de la inundación de ambos márgenes del canal.

Froude #ChI = Número de Froude en la parte del canal principal de la sección.

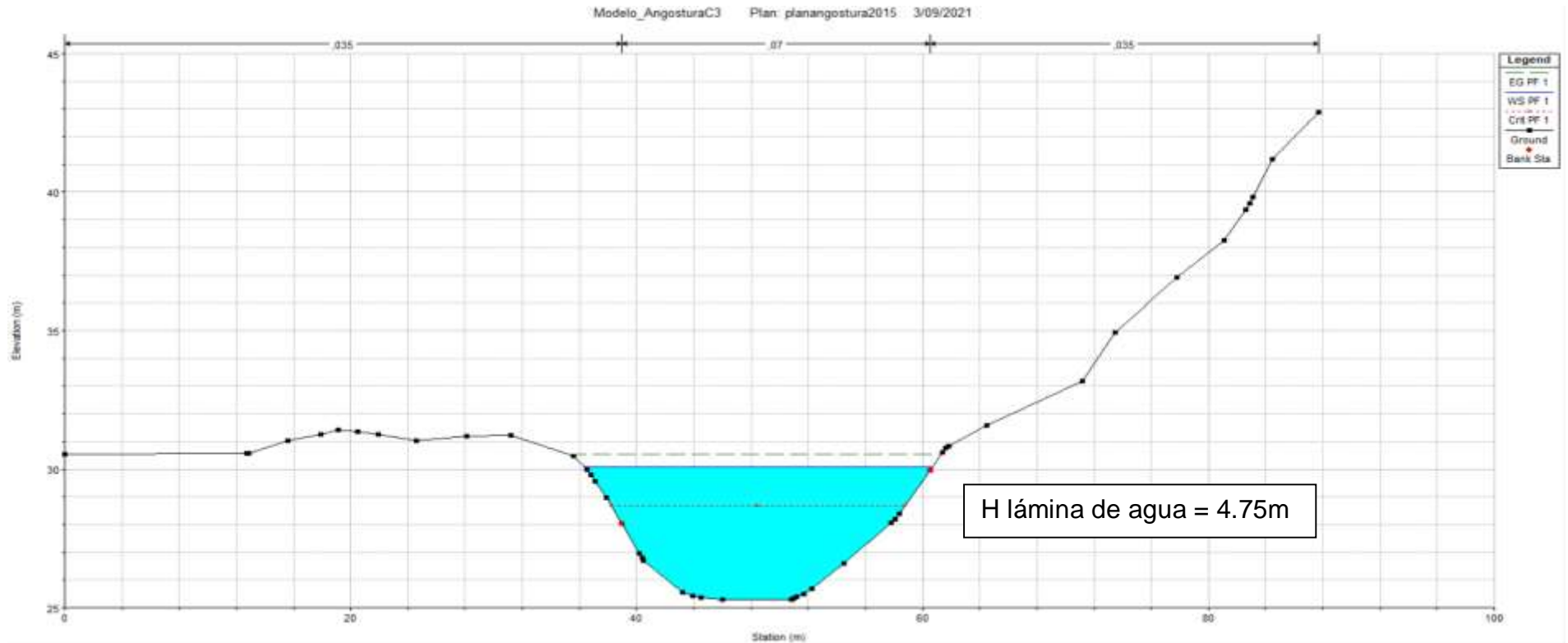
6. RESULTADOS

Según lo dispuesto por el (Dirección de Obras Hidráulicas, 2015), en la zona de Angostura no se dispone de una estadística fluviométrica para el evento ocurrido en el 2015 tras la destrucción de la estación, por lo que se reprodujo un hidrograma simulado del cual se obtuvo un caudal pico de 242 m³/s.

Tomando como referente este valor, se ejecuta el modelo hidráulico, de conformidad con la geometría descrita y los parámetros hidráulicos definidos para modelación del año 2015, obteniendo así la siguiente información para la sección transversal donde se localiza la columna C3 (Figura 11). Al realizar la diferencia entre la cota rasante de la sección y la cota de la lámina de agua, se obtiene por resultado 4.75m.

Para los eventos 10 – 14 se carga el modelo en las condiciones anteriormente descritas, obteniendo como resultado final la información presentada en las figuras 12 a 16 del presente proyecto.

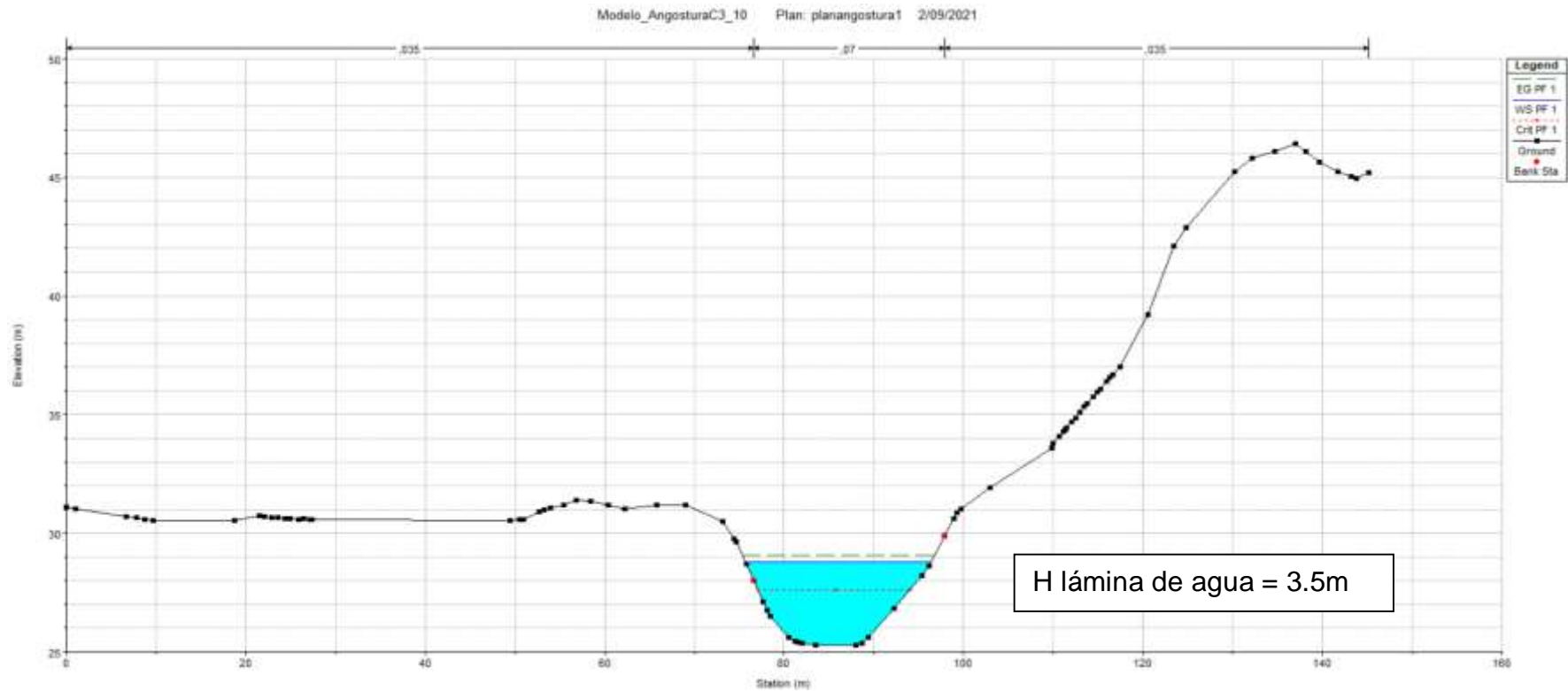
Evento de inundación marzo 2015



Qtotal (m ³ /s)	Min Ch El (m)	W.S Elev (m)	Crit W.S (m)	E.G Elev (m)	E.G Slope (m/m)	Vel Chnl (m/s)	Flow Area (m ²)	Top Width (m)	Froude #Chl
242	25.29	30.04	28.67	30.51	0.009191	3.05	80.06	24.09	0.51

Figura 11. Sección transversal 5429 – eventos de inundación marzo 2015 indicando la cota a la que se sitúa la superficie de la lámina de agua (línea azul), el tirante crítico (línea roja) y la línea de energía (línea verde discontinua)

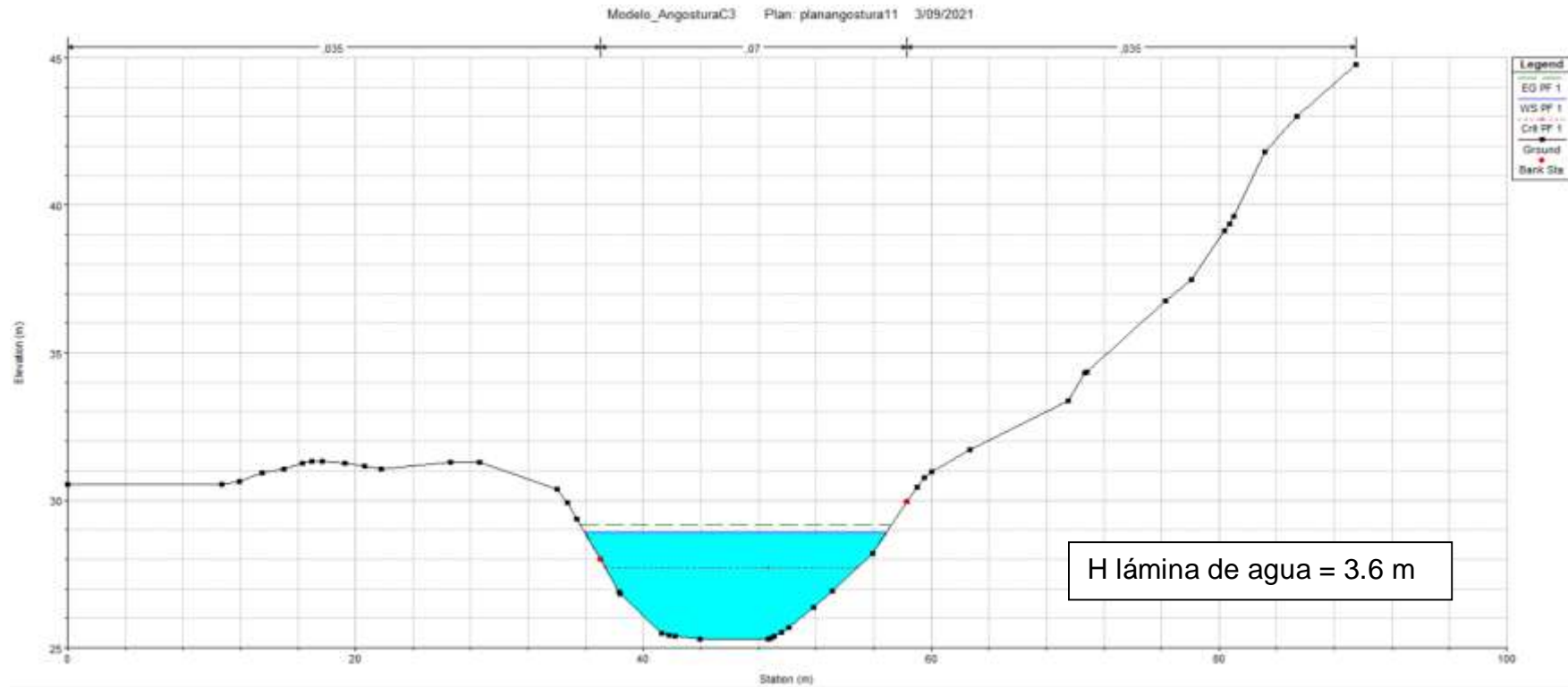
Evento de inundación 10



Qtotal (m ³ /s)	Min Ch El (m)	W.S Elev (m)	Crit W.S (m)	E.G Elev (m)	E.G Slope (m/m)	Vel Chnl (m/s)	Flow Area (m ²)	Top Width (m)	Froude #Chl
118	25.29	28.8	27.61	29.07	0.007942	2.29	51.63	20.57	0.45

Figura 12. Sección transversal 5429 – eventos de inundación 10 indicando la cota a la que se sitúa la superficie de la lámina de agua (línea azul), el tirante crítico (línea roja) y la línea de energía (línea verde discontinua)

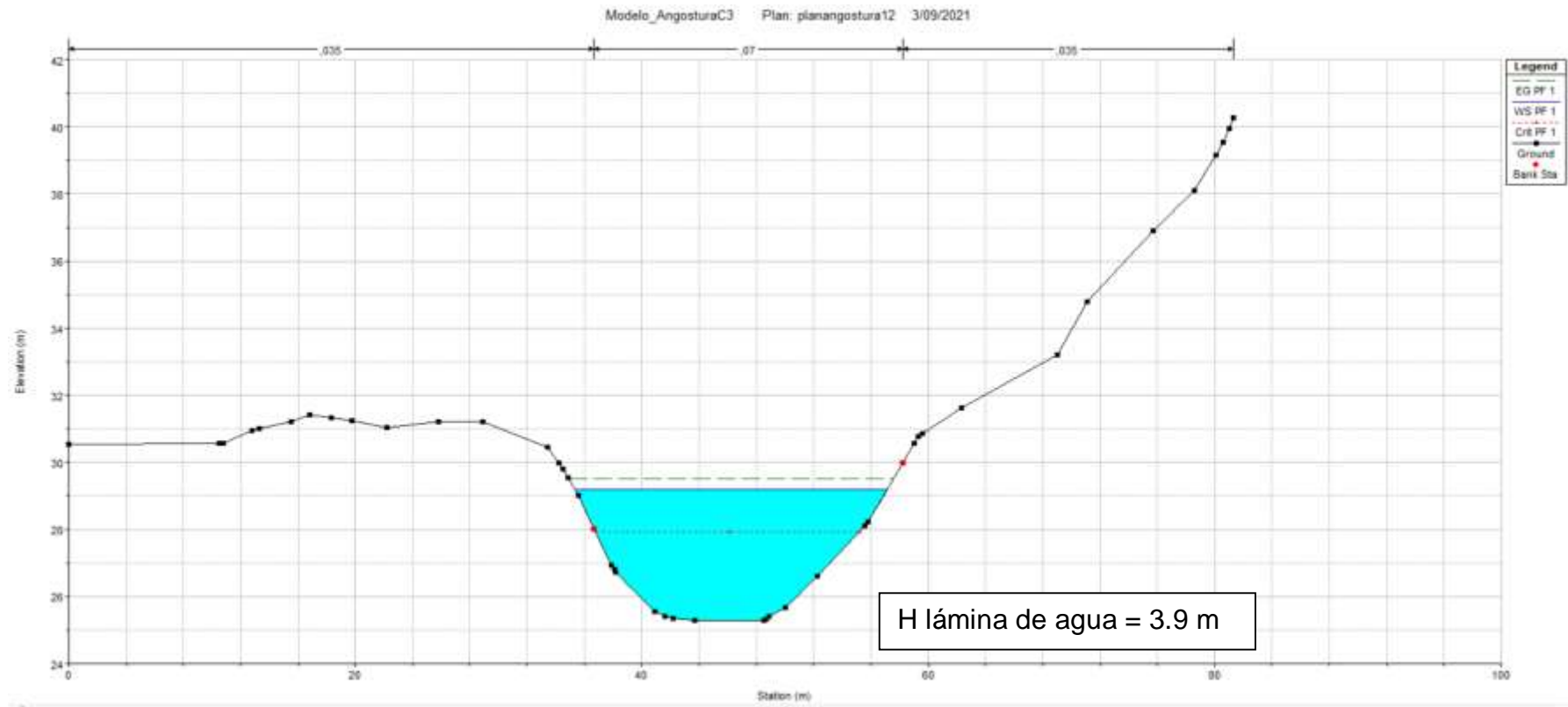
Evento de inundación 11



Qtotál (m ³ /s)	Min Ch El (m)	W.S Elev (m)	Crit W.S (m)	E.G Elev (m)	E.G Slope (m/m)	Vel Chnl (m/s)	Flow Area (m ²)	Top Width (m)	Froude #Chl
126.5	25.29	28.9	27.7	29.19	0.0081	2.36	53.79	20.92	0.46

Figura 13. Sección transversal 5429 – eventos de inundación 11 indicando la cota a la que se sitúa la superficie de la lámina de agua (línea azul), el tirante crítico (línea roja) y la línea de energía (línea verde discontinua)

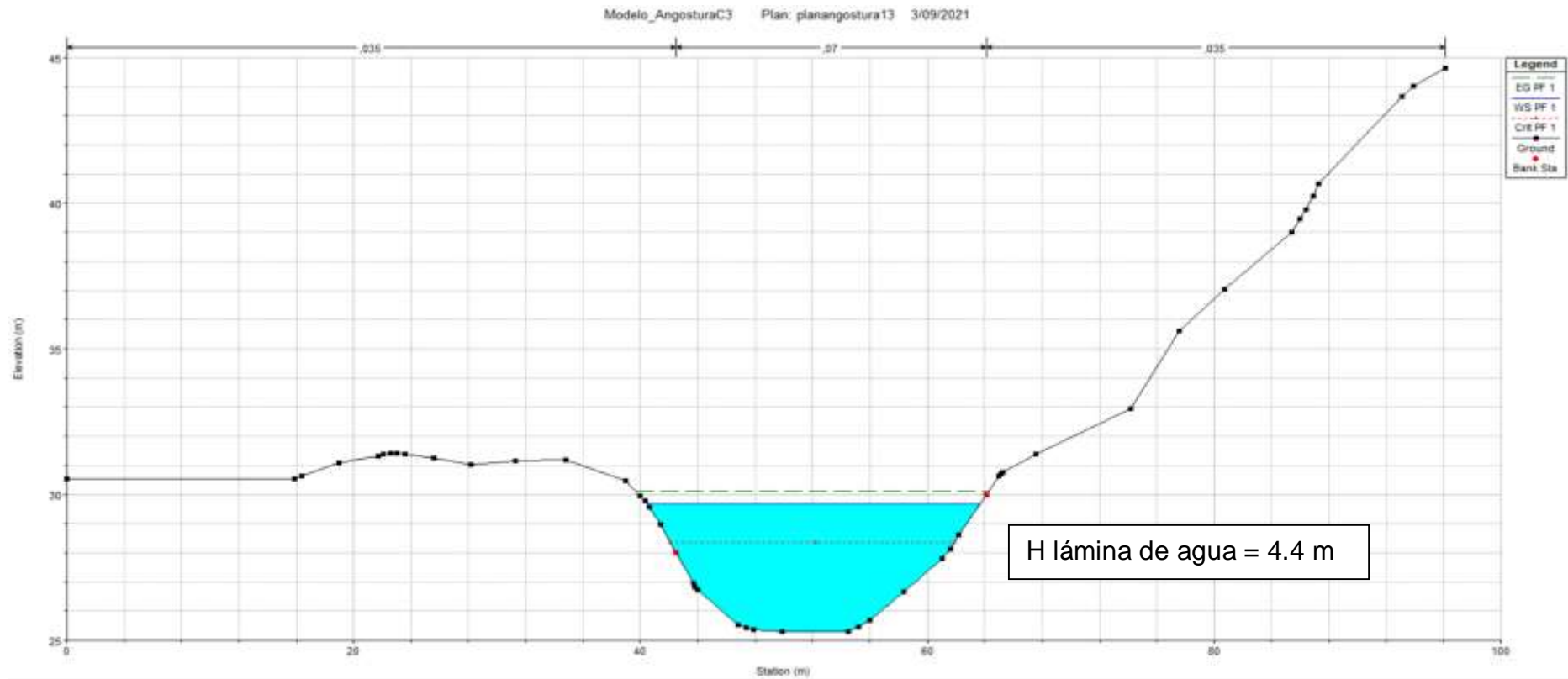
Evento de inundación 12



Qtotál (m ³ /s)	Min Ch El (m)	W.S Elev (m)	Crit W.S (m)	E.G Elev (m)	E.G Slope (m/m)	Vel Chnl (m/s)	Flow Area (m ²)	Top Width (m)	Froude #Chl
152.2	25.29	29.2	27.92	29.52	0.00815	2.51	60.89	21.8	0.47

Figura 14. Sección transversal 5429 – eventos de inundación 12 indicando la cota a la que se sitúa la superficie de la lámina de agua (línea azul), el tirante crítico (línea roja) y la línea de energía (línea verde discontinua)

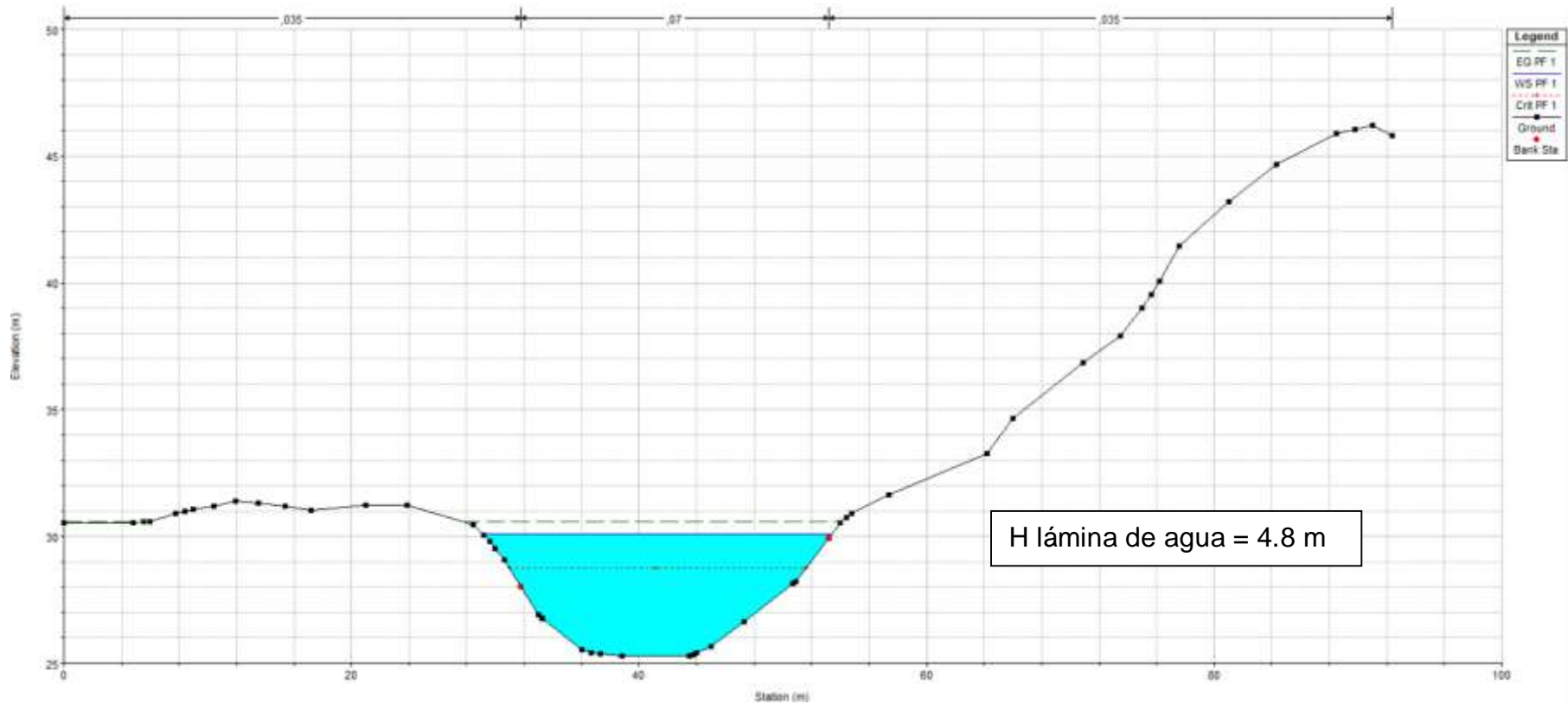
Evento de inundación 13



Qtotal (m ³ /s)	Min Ch El (m)	W.S Elev (m)	Crit W.S (m)	E.G Elev (m)	E.G Slope (m/m)	Vel Chnl (m/s)	Flow Area (m ²)	Top Width (m)	Froude #Chl
201	25.29	29.7	28.36	30.1	0.008753	2.82	71.77	23.07	0.49

Figura 15. Sección transversal 5429 – eventos de inundación 13 indicando la cota a la que se sitúa la superficie de la lámina de agua (línea azul), el tirante crítico (línea roja) y la línea de energía (línea verde discontinua)

Evento de inundación 14



Qttotal (m ³ /s)	Min Ch El (m)	W.S Elev (m)	Crit W.S (m)	E.G Elev (m)	E.G Slope (m/m)	Vel Chnl (m/s)	Flow Area (m ²)	Top Width (m)	Froude #Chl
250	25.29	30.09	28.77	30.59	0.009767	3.16	79.82	23.86	0.53

Figura 16. Sección transversal 5429 – eventos de inundación 14 indicando la cota a la que se sitúa la superficie de la lámina de agua (línea azul), el tirante crítico (línea roja) y la línea de energía (línea verde discontinua)

Para tal evento también se extrae el perfil hidráulico del cauce mostrado en la figura 17, mediante el cual es posible evidenciar el comportamiento de la elevación de la lámina de agua normal y crítica a lo largo de la longitud total del cauce y la correspondiente línea de energía.

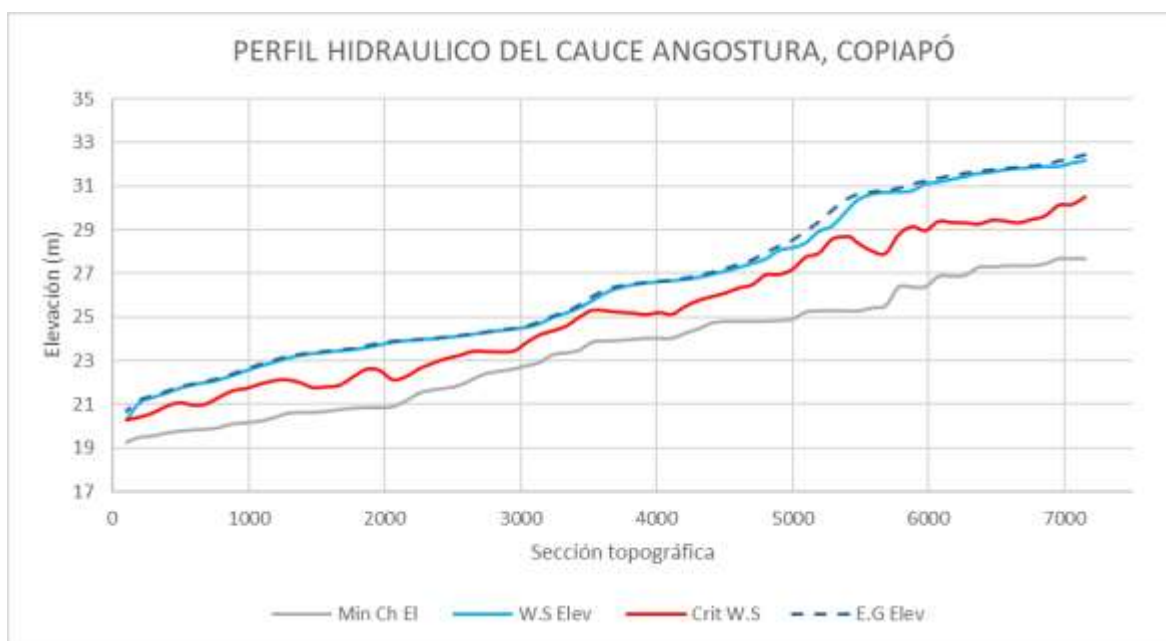


Figura 17. Perfil hidráulico del cauce Angostura, Copiapó el cual incluye la cota a la que se sitúa la rasante de la sección (línea gris), la superficie de la lámina de agua (línea azul), el tirante crítico (línea roja) y la línea de energía (línea discontinua azul oscuro)

El modelo hidráulico realizado permite obtener los valores de velocidad desarrollada a lo largo del cauce en evaluación, considerando tanto el comportamiento en las márgenes izquierda y derecha como en el centro del canal natural para cada sección. En la figura 18 se presentan los resultados de velocidad obtenidos para el evento del 2015, el cual fue seleccionado al ser el evento guía para el desarrollo del presente proyecto.

Para la totalidad de los casos evaluados en C3, se evidencia que la velocidad de flujo se encuentra en el rango de [2.2 – 3.1] m/s, siempre bajo condiciones de flujo subcrítico, por lo que el desarrollo de la lámina de agua normal en esta sección del canal siempre se da por encima de la lámina de flujo crítico.

Es de mencionar que la velocidad de las aguas es una de las características más variable en los ríos dado que depende de factores relacionados con su trazado, la resistencia que ofrece el cauce y el tamaño de los materiales que transporta. Cabe

resaltar que las zonas meándricas presentan mayor resistencia y variación de velocidades de unas partes a otras dentro de la misma zona.

Lo anteriormente descrito es validable con los resultados de la figura 18 mediante la cual se presenta el desarrollo de velocidades en el tramo del cauce comprendido entre las secciones transversales 7154 y 5586, logrando estar incluida la zona donde se localiza la columna estratigráfica de estudio C3. Este rango de sección fue seleccionado para el análisis considerando que es el tramo con mayor variabilidad en los anchos de sección, así como con mayor presencia de meandros.

Es evidente que en la totalidad del cauce las velocidades de flujo son mayores en la zona central y el punto donde se localiza la columna estratigráfica C3 (sección 5429) hasta unos metros más aguas abajo, presenta velocidades de flujo superiores a los 3 m/s, lo cual es totalmente correspondiente a la reducción de la sección y con esto el área y perímetro mojado.

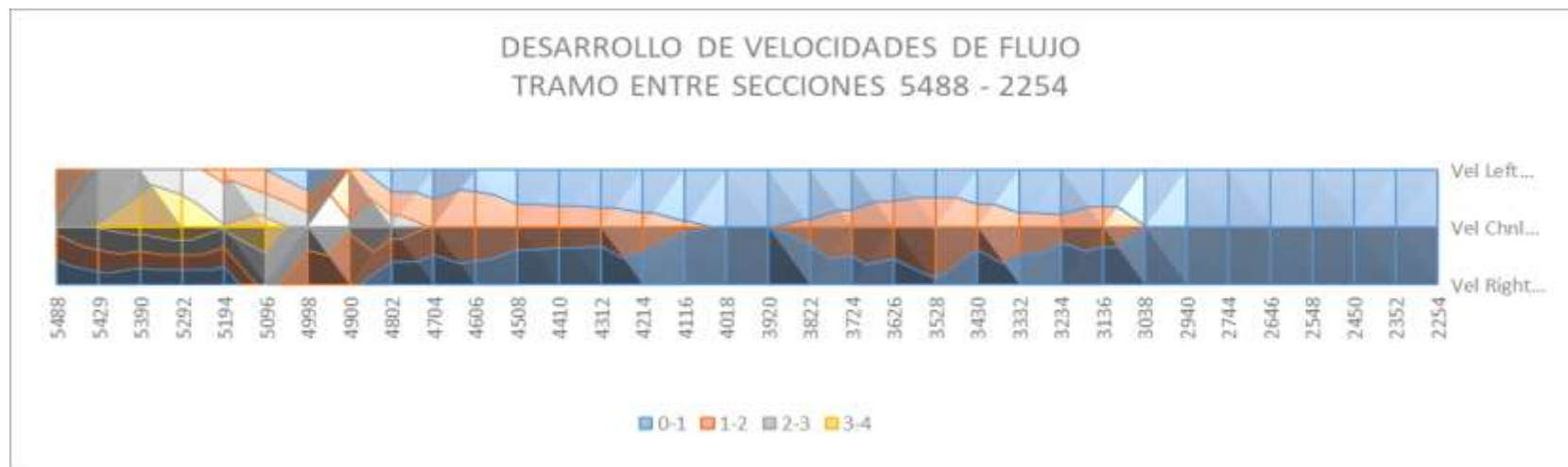
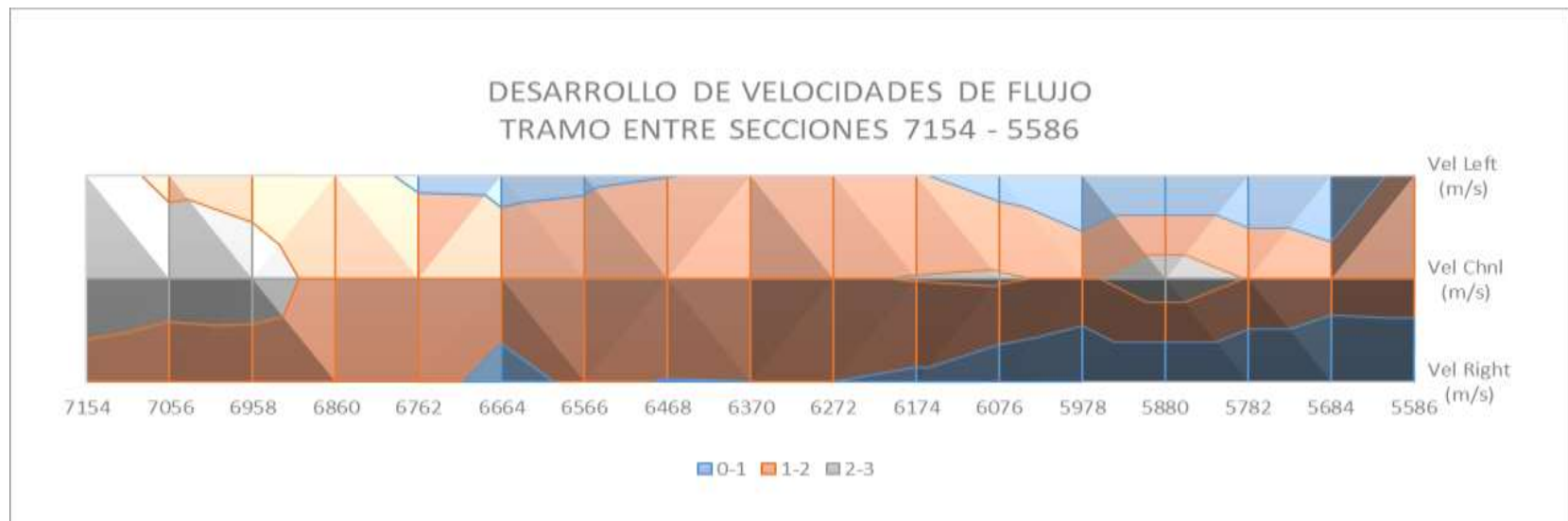


Figura 18. Desarrollo de velocidades de flujo entre las secciones 7154 y 2254 del modelo hidráulico del evento de 2015 (ver figura 8 para la localización de cada sección).

7. DISCUSIÓN

Las elevaciones de las láminas de agua obtenidas tras la modelización (Figura 19) fueron determinadas en correspondencia con las alturas de los distintos depósitos geológicos (10, 11, 12, 13 y 14) identificados en la columna C3. La modelación hidráulica realizada indica que los 5 eventos de inundación preservados en el registro geológico tuvieron caudales que superan los registros de caudal pico asociados a la estación fluviométrica de Angostura, la cual entró en operación en el año 1971 y en la que el máximo valor registrado se asocia a un caudal de 20.6 m³/s, correspondiente al año 1987 como se muestra en la figura 4. Los caudales determinados para los eventos 10 – 14 de la columna estratigráfica C3 superan entre 7 y 12 veces dicho valor.

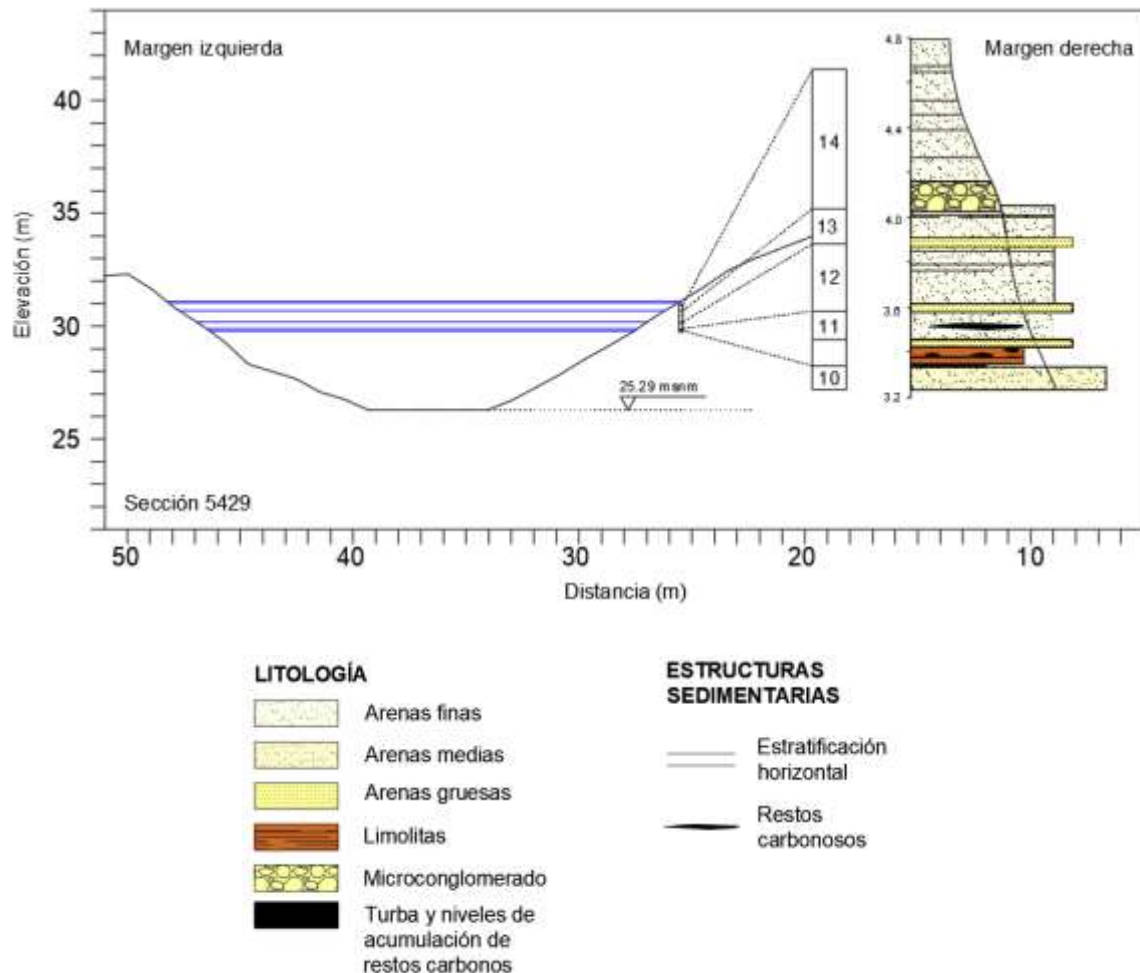


Figura 19. Alturas de la lámina de agua en la zona de la columna estratigráfica C3 para los eventos de inundación 10 - 14

Las dataciones obtenidas para esos depósitos mediante OSL a través del proyecto FONDECYT 11160405 han permitido conocer que los eventos 10 al 13 ocurrieron a finales del siglo XIX mientras que el evento 14 ocurrió en el siglo XVII (Tabla 2). Puesto que todas las edades de los eventos de inundación identificados en el registro geológico corresponden a fechas históricas ha sido posible correlacionar los diferentes depósitos de los eventos estudios con un evento histórico del catálogo de eventos de inundación del río Copiapó generado por Carvajal (2017). De esta forma, los depósitos de los eventos 10 al 13 se corresponderían con las inundaciones de los años 1877, 1882, 1888 y 1890 mientras que el evento 14 correspondería a la inundación del año 1655 (Tabla 2).

Tabla 2. Eventos de inundación identificados en el registro junto con el caudal calculado en este trabajo.

Evento	Edad obtenida mediante OSL	Caudal calculado (m ³ /s)	Evento histórico asignado	Clasificación (Carvajal, 2017)	Clasificación de acuerdo con este trabajo
10	1861 - 1911	118	1877	1	2
11	1854 - 1880	126.5	1882	1	2
12	1847 - 1873	152.2	1888	3	2
13	1865 - 1891	201.5	1890	2	2/3
14	1602 - 1682	250	1655	2	3

El depósito del evento 10 se ha identificado como la inundación histórica de 1877. Este año fue excepcionalmente lluvioso en Chile desde la zona central hasta el norte dando como resultado inundaciones en muchos de sus ríos (Ortlieb & Vargas, 2015). Si bien en Copiapó las descripciones de los diarios locales llevaron a Carvajal (2017) a clasificar este evento como ordinario (categoría 1; Tabla 2) ya que la mayor parte de los daños parecen causado por las sucesivas lluvias de acuerdo al caudal calculado en este trabajo podemos clasificarlo como extraordinario al haber alcanzado un caudal de 118 m³/s.

El depósito del evento 11 se ha identificado como la inundación histórica de 1882. No existen descripciones de precipitaciones grandes o intensas en esa fecha sin embargo durante el mes de febrero de ese año el río bajó crecido debido al deshielo (El Amigo del País, 4 de febrero de 1882). En este trabajo se ha modelizado que el caudal de esa crecida alcanzó los 126,5 m³/s, se trata por tanto de un caudal extraordinario muy superior al normal del río Copiapó.

El depósito del evento 12 se ha identificado como la inundación histórica de 1888. Esta inundación ocurrida los días 13 y 14 de agosto de 1888 es la primera en la que se realiza un catastro exhaustivo de los daños y en las descripciones de los periódicos se aporta información sobre las alturas de agua alcanzadas en algunas calles de la ciudad de Copiapó. Por ello, Carvajal (2017) clasificó el evento como catastrófico y lo asimiló en magnitud al de 2015. Sin embargo, el caudal modelado a partir del depósito encontrado en la zona de estudio se ha estimado en $152 \text{ m}^3/\text{s}$, muy alejado de los $242 \text{ m}^3/\text{s}$ de 2015 por lo que en este trabajo lo reclasificamos en extraordinario (categoría 2).

El depósito del evento 13 se ha identificado como la inundación histórica de 1890. Este evento también generó numerosos daños principalmente en las líneas de ferrocarril, de acuerdo a los periódicos de la época (El Atacameño, 16 de junio de 1890) y si bien se clasificaba como menor que el de 1888 parece que las defensas construidas en la ciudad tras 1888 hicieron que los daños en la misma fueran menores. El caudal modelado sin embargo es bastante mayor y alcanza los $201.5 \text{ m}^3/\text{s}$.

El depósito del evento 14 se ha identificado como la inundación histórica de 1655. Esta inundación corresponde con el primer evento de inundación del río Copiapó descrito en un documento histórico. Así, (Sayago, 1874) escribe (p. 320-321): «Las cosas continuaron así hasta el año 1655, en que el río [Copiapó], engrosado por copiosas lluvias, tuvo una crecida tan grande que inundó en muchas partes el valle: en el punto que hoy llamamos Potrero Grande las aguas se precipitaron con tal furia que arrastraron un extenso totoral formando barrancos que todavía permanecen, especialmente un poco más abajo, en la Apacheta: las tierras barridas por la corriente, quedaron enjutas luego se cubrieron de brea; en cambio las de Nantoco inundadas por la riada, se esterilizaron y cesaron de producir, como antes, esta planta». La descripción no hace mención a daños en la ciudad que en esa fecha todavía no se correspondía con una pequeña aldea sino más bien con una descripción hidrogeomorfológica en la que se explica la erosión y posterior sedimentación causada por la inundación. Inicialmente, Carvajal (2017) la clasificó como inundación extraordinaria, sin embargo, tras el valor de caudal obtenido para este evento se debe reclasificar como catastrófica y asimilable al evento de 2015 en magnitud.

Desde otro aspecto se tiene que la Dirección de Obras Hidráulicas (DOH) en el documento (Dirección de Obras Hidráulicas, 2015) desarrolló el subcapítulo 7.5.1 *Estimación de caudales de crecidas para distintos periodos de retorno* y para la estación del río Copiapó en Angostura, menciona que tras el análisis de frecuencia realizado, la distribución Log-Pearson3 es la que mejor representa la serie de caudales máximos (Tabla 3).

Tabla 3. Caudal de crecida estimado para periodos de retorno entre 10 y 500 años

Caudal de crecida estimado (m ³ /s)	2.92	6.96	9.21	22.00	52.81	127.59	169.75	414.27
Periodo de retorno T (año)	10	20	25	50	100	200	250	500

De aquí es posible evidenciar que en el espacio de tiempo entre 250 y 500 años podría darse nuevamente un caudal de crecida que se encuentre en el rango [169.75 – 414.27] m³/s, siendo posible presumir que una magnitud de crecida próxima a la del 2015 se repita tras una cantidad de años equivalentes como ocurrió en el pasado. Incluir esta nueva información en el análisis de frecuencia de inundaciones permitirá mejorar los periodos de retorno obtenidos al incorporar un mayor número de datos de eventos extraordinarios.

8. CONCLUSIONES

De los 14 eventos de inundación identificados en el registro geológico en la zona baja del valle del Copiapó, Angostura, por Rivera (2019) en este trabajo se han seleccionado los cinco registros más próximos al techo de la columna (10 al 14) para su modelización mediante el software HEC RAS.

Se modeló el evento del 2015 haciendo uso del caudal estimado por la DOH para realizar la calibración del modelo y la obtención de las condiciones de contorno de nivel de agua conocido y posteriormente se modelaron las inundaciones para obtener los caudales de los eventos preservados en el registro geológico. El caudal para el evento 10 resultó en 118 m³/s, el caudal para el evento 11 fue de 126.5 m³/s, el del evento 12 fue de 152.2 m³/s, el caudal del evento 13 fue de 201.5 m³/s y finalmente el caudal obtenido para el evento 14 fue de 250 m³/s.

La relación entre la edad de los depósitos obtenida mediante OSL y el catálogo de eventos históricos ha permitido relacionar el evento 10 con la inundación de 1877, el evento 11 con la inundación de 1882, el evento 12 con la inundación de 1888, el evento 13 con la inundación de 1890 y finalmente, el evento 14 con la inundación de 1655.

La totalidad de los sucesos de inundación evaluados fueron reclasificados tomando como referente el evento del 2015 históricamente definido como catastrófico con un caudal de ocurrencia de 242 m³/s; los eventos 10, 11, 13 y 14 presentan una magnitud de caudal tal que se clasifican en un rango mayor al definido por Carvajal (2017), lo cual significa que según el caudal obtenido en la modelización, los eventos E10 y E11 considerados como ordinarios son eventos extraordinarios; el evento E14 pasa de considerarse extraordinario a catastrófico y el E13 se encuentra en un estado superior al extraordinario pero que no logra ser catastrófico. En cuanto al evento E12, es el único en la serie que según lo obtenido en este trabajo se reduce en nivel de clasificación pasando catastrófico a extraordinario.

Los resultados obtenidos permiten validar que los eventos históricos considerados como catastróficos, ocurrieron con 360 años de diferencia y por esta razón, como análisis de este estudio finalmente se consideró la estimación de caudal de crecida para distintos periodos de retorno a cargo de la DOH, logrando validar que en un

rango de 250 y 500 años podría presentarse la ocurrencia de eventos con magnitud equivalente y superior a los definidos como catastróficos en este trabajo.

De conformidad con todo lo descrito anteriormente, es posible concluir que a través de los paleoindicadores determinados a partir de estudios previos, fue posible reconstruir eventos de inundación históricos presentados en el sur del desierto de Atacama, sin contar con información asociada a caudales de crecida. Por lo que se considera pertinente que esta nueva información asociada a la dinámica fluvial durante el Holoceno tardío sea considerada en el análisis de frecuencia de inundaciones de la zona y con esto, a través de la incorporación de un mayor número de datos, se obtenga con más precisión el comportamiento de los escenarios de inundación futuros, permitiendo así comprender el comportamiento de los sistemas fluviales y llevar a cabo las acciones preventivas y de mitigación en pro de la seguridad integral de la población del valle de Copiapó.

9. BIBLIOGRAFÍA

- Baker, V., 2008. Paleoflood hydrology: Origin, progress, prospects.. *Geomorphology* 101, pp. 1-13.
- Benito, G., Harden, T. & O'Connor, J., 2020. Quantitative Paleoflood Hydrology. *Treatise on Geomorphology*.
- Benito, G. & O'Connor, J., 2013. Quantitative Paleoflood Hydrology. En: *Elsevier Inc.* s.l.:s.n., pp. 459 - 471.
- Benito, G., Sánchez, Y. & Sopeña, A., 2003. Sedimentology of high-stage flood deposits of the Tagus River, Central Spain. *Sedimentary Geology* , Volumen 157, pp. 107-132.
- Carvajal, H. A. A., 2017. *ANÁLISIS Y CARTOGRAFÍA MULTIEVENTO DE PELIGROSIDAD DEL NÚCLEO URBANO DE COPIAPÓ ANTE INUNDACIONES Y ALUVIONES*. s.l.: s.n.
- Chow, V. T., 2004. *Hidraulica de Canales Abiertos*. s.l.:McGraw - Hill.
- DGA, 2015. *Presentación cuencas hídricas*. s.l.:Ministerio de Obras Públicas, Gobierno de Chile.
- Dirección de Obras Hidráulicas, G. d. C., 2015. *Caracterización y levantamiento de información debido a las crecidas aluvionales en la cuenca del río Copiapó, región de Atacama para el temporal del 25 y 26 de marzo de 2015*, Copiapó: s.n.
- Ely, L. & Baker, V., 1985. Reconstructing Paleoflood hydrology with slackwater deposits: Verde River, Arizona. En: *Physical Geography* 6. s.l.:s.n., pp. 103 - 126.
- Godoy, E., Marquardt, C. & Blanco, N., 2003. *Carta Caldera, Región de Atacama, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, 76, 38.*, s.l.: Servicio Nacional de Geología y Minería.
- Greenbaum, N., Schick, A. & Baker, V., 2000. The paleoflood record of a hyperarid catchment, Nahal Zin, Negev Desert, Israel. *Earth Surface Processes and Landforms* 25, pp. 951 - 971.
- Hill, M. G., 1994. Hidraulica de Canales Abiertos. En: s.l.:s.n., pp. 213 - 237.
- Jarrett, R., 1990. Hydrologic and hydraulic research in mountain rivers. *Water Resources Bulletin* 26.
- Kale, V., Ely, L., Enzel, Y. & Baker, V., 1994. Geomorphic and hydrologic aspects of monsoon floods on the Narmada and Tapi Rivers in central India. *Geomorphology* 10, pp. 157-168.
- Kidson, R., Richards, K. & Carling, P., 2005. Hydraulic model calibration for extreme floods in bedrock-confined channels: case study from northern Thailand. *Hydrologic Processes* 20, pp. 329 - 344.

- Kochel, R., Baker, V. & Paton, P., 1982. Paleohydrology of Southwestern Texas. En: *Water Resources Research* 18. Texas: s.n., pp. 1165 - 1183.
- Morisawa, M., 1985. Rivers: Form and Process. En: *Geomorphology texts*. K.M Clayton. s.l.:Univ of East Anglia. London and New York, p. 223.
- Ortlieb, L. & Vargas, G., 2015. *Hacia una historia de eventos lluviosos extremos en el sur del Desierto de Atacama, Norte Chico, a partir de fuentes documentales*. La Serena, XIV Congreso Geológico Chileno.
- Pickup, G., Allan, G. & Baker, V., 1988. History, palaeochannels and palaeofloods of the Finke River, central Australia. *Fluvial Geomorphology of Australia, Sydney*, pp. 177 - 200.
- Rivera, A. L., 2019. *Análisis paleohidrológico y paleoclimático de una cuenca árida durante el holoceno reciente. Paleoinundaciones en el valle bajo del río Copiapó (Atacama, Chile)*. s.l.:s.n.
- Sayago, C., 1874. Historia de Copiapó. *Imprenta "El Atacama"*, p. 452.
- Sheffer, N., Enzel, Y. & Benito, G., 2003. Historical and palaeofloods of the Ardeche river, France. *Water Resources Research* 39(12),, pp. ESG 7-1–7-13.
- Sheffer, N., Rico, M., Enzel, Y. & Grodek, T., 2008. The palaeoflood record of the Gardon river, France: a comparison with the extreme 2002 flood event. *Geomorphology* 98, pp. 71 - 83.
- Smith, A., 1992. Palaeoflood hydrology of the lower Umgeni River from a reach south of the Inanda Dam, Natal. *South Africa Geographical Journal* 74, pp. 63-68.
- Sofia, G., Nikolopoulos, E. & Slate, L., 2020. *It's Time to Revise Estimates of River Flood Hazards*. *Eos*, 101. [En línea] Available at: <https://doi.org/10.1029/2020EO141499>
- Thorndycraft, V. & Benito, G., 2006. The Holocene fluvial chronology of Spain: Evidence from a newly compiled radiocarbon database. *Quaternary Science Reviews* 25, pp. 223 - 234.
- Thorndycraft, V. y otros, 2005. A long term flood discharge record derived from slackwater flood. *Journal of Hydrology* 313, pp. 16 - 31.
- UNISDR, 2017. *Sendai Framework for Disaster Risk Reduction*. [En línea] Available at: <http://www.unisdr.org/we/coordinate/sendai-framework>
- UNISDR, 2018. *Disaster Statistics*. [En línea] Available at: <https://www.unisdr.org/we/inform/disaster-statistics>
- Wells, L., 1990. Holocene History of the El Niño phenomenon as recorded in flood sediments of northern coastal Peru. *Geology* 18, pp. 1134 - 1137.
- Wilhelm, B., Ballesteros Cánovas, J. & Macdonald, N., 2018. WIREs Wiley Interdisciplinary Reviews.

Zawada, P., 2000. Palaeoflood Hydrological Analysis of Selected South African Rivers..
Memoir of the Council for Geoscience, South Africa, Memoir 87, p. 173.