

Riesgo de Inundación del río Azul en zonas urbanas de Lago Puelo, Chubut, Argentina.



Trabajo Final de Licenciatura en Geología

***Autor:** Franco Andres Amela.*

***Director:** Dr. Alberto Tomas Caselli.*

***Lugar de trabajo:** Lago Puelo, Chubut.*

***Año y mes de presentación:** Marzo de 2025.*

ÍNDICE

Contenido

1-Introducción.....	7
2-Marco Geológico	12
3-Metodología.....	17
4-Marco Teórico.....	21
5- Resultados y Discusiones.....	36
6 -Conclusiones y Recomendaciones.....	61
7-Agradecimientos.....	62
8- Bibliografía.....	63

ÍNDICE DE FIGURAS Y TABLAS

Figura 1: Ubicación de la zona de estudio. a: Mapa de la cuenca binacional de los Ríos Puelo y Manso. b: Modelo digital de elevación donde se observa en detalle la subcuenca del río Azul y sus ríos tributarios. c: Imagen satelital de los barrios ribereños de Isla Sur e Isla Norte.

Figura 2a: Modelado unidimensional para un caudal de 1170 m³/s. b: Dimensiones y esquema del terraplén construido. c: Alcance actual del terraplén (en rojo). Los esquemas a y b fueron tomados del Informe II (Choque, s.f.)

Figura 3: Geología regional del área de estudio.

Figura 4: Cuadro estratigráfico de la región. Modificado de Lizuain y Viera (2010).

Figura 5: Mapa geológico de la zona de estudio. Se representan curvas de nivel con una equidistancia de 100 metros. generado a partir de datos de un Modelo de Elevación Digital tomado de la página Alaska Satellite Facility.

Figura 6: Mapa geomorfológico del área de estudio.

Figura 7: a: Segmento de estudio. b: Toma de puntos de control con GPS diferencial. Se puede observar la distribución de estos puntos y sus líneas base. Este DEM es el que fue utilizado para el modelado con Iber.

Figura 8: Zonas que componen una cuenca de drenaje. Tomado y modificado de Charlton, (2008)

Figura 9: Clasificación de la cuenca de drenaje según el factor de forma de Horton, (1945)

Figura 10: Curvas hipsométricas características del ciclo de erosión. Tomado de Gaspari y Salvaterra, (2009).

Figura 11: Órdenes de los canales dentro de una cuenca según Strahler, (1957).

Figura 12: Fotografías tomadas en el campo de evidencias geomorfológicas de la circulación de agua en terrenos inundables. a: Sedimentos fluviales expuestos. b: Depósitos de vegetación flotantes. c: Canal secundario

Figura 13: En la parte superior tipos de barras fluviales, en la parte inferior, perfil longitudinal de los rápidos y pozas y su relación con el nivel y gradiente del río. Tomado y modificado de Charlton, (2008).

Figura 14: Clasificación del sistema fluvial segun Schumm (1981, 1985). Tomado de Arche (2010).

Figura 15: En a: Mapa donde se observan los órdenes de canales, junto a una figura de ubicación de la subcuenca del río Azul en un mapa de la cuenca Binacional Puelo-Manso. En la parte inferior se observa un DEM de la cuenca en escala de colores, lo cual proporciona una referencia visual clara de la elevación y la morfología del terreno. En b: Parámetros de drenaje de la cuenca. En c: Referencias del orden de los cauces, lo que complementa la figura a.

Figura 16: En a: Curva hipsométrica de la cuenca del río Azul. En b: Distribución porcentual del área de la cuenca en función de la altitud. En c: Principales parámetros del relieve.

Figura 17: Precipitación media mensual para cada año del periodo 1993-2023.

Figura 18: Caudal medio mensual para cada año del periodo 2009-2023.

Figura 19: Boxplots de la distribución de máximos anuales para el periodo 1993-2023 construido en mediante uso de código en RStudio, a la izquierda se observan los principales estadísticos descriptivos.

Figura 20: Precipitaciones máximas anuales del periodo 2009-2023.

Figura 21: Precipitaciones medias mensuales del periodo 2009-2023.

Figura 22: Mapa de calor que muestra la distribución temporal de las precipitaciones medias mensuales para el periodo 1993-2023.

Figura 23: Boxplots de la distribución de caudales máximos diarios para el periodo 2009-2023 con la dispersión de los datos (puntos azules), a la izquierda se observan los principales estadísticos descriptivos

Figura 24: Boxplot que muestra la distribución de los caudales diarios máximos anuales (2009-2023). Se utilizó una constante vacía en el eje X ("") para representar toda la serie de datos en un único boxplot, sin segmentarlos por año. En la izquierda se observan los principales estadísticos descriptivos.

Figura 25: Distribución de los caudales medios mensuales totales en un año hidrológico para el periodo 2009-2023.

Figura 26: Distribución de los caudales máximos instanteos extremos (percentil <95) en relación a las precipitaciones máximas diarias extremas (percentil <95).

Figura 27: Grafico de dispersión de caudal máximo instantáneo en función de la altura del lago. Los colores representan las diferentes categorías

Figura 28: Probabilidad de excedencia de caudal máximo anual y ajuste de los datos de caudal máximo a la distribución de Gumbel y resultados del test K-S

Figura 29: Periodo de retorno para los diferentes caudales calculados por la distribución de Gumbel.

Figura 30: a: Mapa geomorfológico detallado de la zona relevada mediante dron. b: Modelo digital de elevación (DEM) filtrado, mostrando características de la dinámica fluvial actual y pasada. c: Ortomosaico de la zona, destacando la ubicación de los barrios Isla Sur e Isla Norte en relación con las unidades geomorfológicas, lo cual facilita la interpretación de su posición respecto al contexto geomorfológico local.

Figura 31: Imágenes históricas de la zona en diferentes años. Las imágenes de 1981 y 2001 son imágenes aéreas, mientras que la actual fue tomada de Google Earth. La línea roja delimita la planicie de inundación, las líneas negras resaltan formas erosivas y canales secundarios.

Figura 32: Distintos márgenes del río. En a: Margen derecha del canal, donde se encuentra el terraplén destacando la erosión del mismo. Fotografía tomada en el campo. En b: Margen izquierda erosionada del río inmediatamente aguas arriba del terraplén. Fotografía tomada en el campo. En c: Erosión del margen izquierdo del canal aguas arriba, visto desde una imagen satelital. Foto tomada desde Google Earth.

Figura 33: Evidencias geomorfológicas efímeras presentes en la ribera del río Azul. Fotografías de producción propia tomadas en el mes de abril del año 2024. En a: Sedimentos fluviales expuestos. En b: Orilla erosiva. En c: Depósitos de troncos y ramas. En d: Depósitos flotantes

Figura 34: Calado del agua para diferentes periodos de retorno.

Figura 35: Ubicación de las diferentes evidencias del alcance de las inundaciones acontecidas en la zona.

Tabla 1: Parámetros de forma de la Subcuenca del río Azul

Resumen

Este estudio evalúa el riesgo de inundación en los barrios Isla Sur e Isla Norte de la ciudad de Lago Puelo, ubicada en la provincia de Chubut, Argentina, en función de la dinámica fluvio-morfológica del río Azul. Utilizando herramientas geomorfológicas, hidrodinámicas y análisis estadístico de datos históricos de caudales y precipitaciones, se evaluaron las causas y la magnitud de los eventos de crecida que afectan a la región. El crecimiento urbano sin planificación adecuada, sumado al cambio climático, ha incrementado la vulnerabilidad de estas áreas. El análisis morfométrico de la cuenca del río Azul permitió comprender la respuesta hidrológica del sistema ante eventos climáticos extremos, concluyendo que la urbanización y los cambios geomorfológicos en las últimas décadas han exacerbado el riesgo de inundaciones en la zona de estudio. Se realizaron simulaciones hidrodinámicas con el software IBER sobre un Modelo Digital de Elevación (DEM) para modelar diferentes escenarios de inundación asociados a periodos de retorno de 2, 10, 50 y 100 años, y se identificaron las zonas con mayor riesgo. Los resultados sugieren que la capacidad de las infraestructuras actuales es insuficiente para mitigar los efectos de crecidas futuras, lo que resalta la necesidad de obras de protección adicionales y estudios más avanzados.

Abstract

The study analyzes the flood risk in the Isla Sur and Isla Norte neighborhoods of Lago Puelo, Chubut, Argentina, due to the fluvial-morphological dynamics of the Azul River. Using geomorphological, hydrodynamic tools and statistical analysis of historical flow and precipitation data, the causes and magnitude of flood events affecting the region were evaluated. Urban growth without adequate planning, combined with climate change, has increased the vulnerability of these areas. The morphometric analysis of the Azul River basin allowed for a better understanding of the hydrological response of the system to extreme weather events, concluding that urbanization and geomorphological changes over the past decades have exacerbated the flood risk in the study area. Hydrodynamic simulations were performed with the IBER software on a Digital Elevation Model (DEM) to model different flood scenarios associated with return periods of 2, 10, 50, and 100 years, identifying areas at highest risk. The results suggest that the current infrastructure capacity is insufficient to mitigate the effects of future floods, highlighting the need for additional protective works and more sophisticated studies.

1-Introducción

1.1 Contexto y justificación

Las inundaciones constituyen uno de los desastres naturales más frecuentes y devastadores a nivel mundial, afectando a millones de personas cada año y causando daños significativos en infraestructuras, medios de vida y ecosistemas (ONU, 2020). Según la Organización de las Naciones Unidas (ONU), las inundaciones representan el 40% de todos los desastres naturales reportados en el planeta, afectando a más de 2.300 millones de personas desde el año 2000. Estos eventos extremos son cada vez más comunes debido al cambio climático, que ha intensificado los patrones de precipitación, provocando un aumento en la frecuencia y severidad de las inundaciones en diversas regiones del mundo. En los ríos de montaña, las inundaciones se producen como resultado de las avenidas, que son corrientes efímeras de corta duración y alta energía, durante las cuales el río desborda sus márgenes e inunda las áreas circundantes (Pérez-Cutillas *et al.*, 2015). En este contexto, es importante señalar que, aunque el término "*avenida*" se refiere generalmente a estos flujos rápidos y violentos, el término "*crecida*" también es utilizado en ocasiones como sinónimo de "*avenida*", dependiendo del contexto regional. Sin embargo, la "*crecida*" puede referirse a un aumento temporal del caudal, que no necesariamente resulta en una inundación inmediata, mientras que una "*avenida*" suele estar asociada con una inundación desbordante. Este fenómeno se desencadena debido a cambios en la dinámica del río, la cual está influenciada por una serie de procesos complejos que involucran factores geológicos, antrópicos y climáticos dentro de una cuenca de drenaje. Estos elementos condicionan la configuración del cauce en un momento dado, y cualquier alteración en ellos, como una lluvia intensa, puede perturbar el equilibrio del río y provocar avenidas (Segura-Serrano, 2014).

El área de estudio forma parte del sistema de la Subcuenca del río Azul, que abarca 1200 km² y se encuentra dentro de la cuenca binacional de los ríos Puelo y Manso, con desembocadura en el Océano Pacífico (**Fig. 1a**). El río Azul fluye a lo largo de un valle de aproximadamente 60 km, desde su nacimiento en la Cordillera de los Andes, situado a unos 20 km al noreste de la localidad de El Bolsón, hasta su desembocadura en el Lago Puelo, en la localidad homónima. Sus afluentes principales provienen de varios arroyos que drenan el Glaciar Hielo Azul, y también recibe contribuciones de ríos tributarios como El Encanto Blanco, Lindo, Raquel, Motoco Blanco y Quemquemtreu (**Fig. 1b**), siendo este último el que mayor contribuye a su caudal medio diario, un 41% (Instituto Nacional Del Agua, 2004). El caudal promedio diario del río Azul es del orden de los 30 m³/s.

En la ciudad de Lago Puelo, Chubut, el acelerado crecimiento demográfico ha llevado a la ocupación de áreas tanto del valle activo como del cauce histórico del río Azul, destinadas a actividades agropecuarias y a la construcción de viviendas. Esta

expansión urbana ha incrementado significativamente el riesgo para los habitantes locales, dado el comportamiento natural del valle durante los periodos de crecidas.

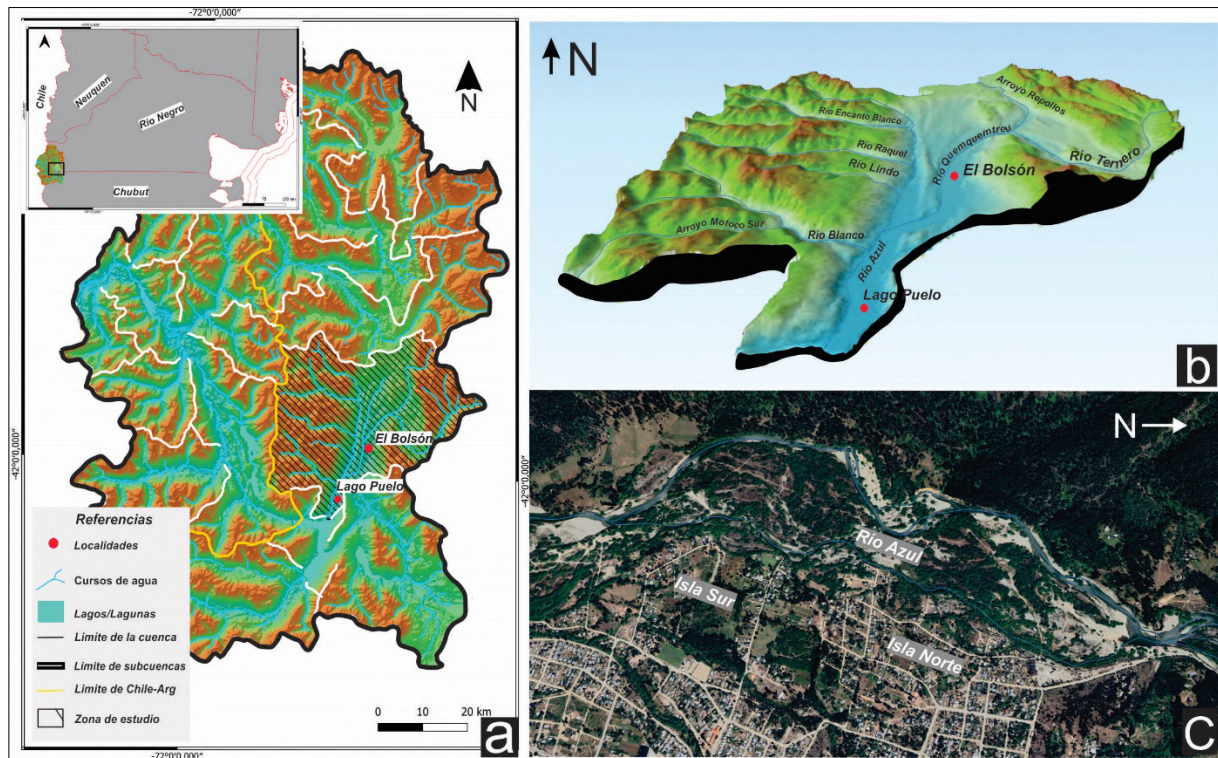


Figura 1: Ubicación de la zona de estudio. a: Mapa de la cuenca binacional de los Ríos Puelo y Manso. b: Modelo digital de elevación donde se observa en detalle la subcuenca del río Azul y sus ríos tributarios. c: Imagen satelital de los barrios ribereños de Isla Sur e Isla Norte.

Las frecuentes inundaciones han afectado a las comunidades ribereñas, en particular a los barrios Isla Norte e Isla Sur, que, por su cercanía al cauce principal del río, han sido los más vulnerables durante estos eventos, según reportes de medios locales (**Fig. 1c**). El cambio climático ha provocado un incremento en la frecuencia e intensidad de los eventos climáticos extremos a nivel global, y la región de Lago Puelo, situada en el noroeste de Chubut, no es una excepción. Las proyecciones generales de cambio climático (CC) para el período cercano de 2015 a 2039, fundamentadas en escenarios de emisiones medias, indican un aumento en la intensidad de las precipitaciones en la Patagonia Norte (Barros *et al.*, 2015). En los últimos años, las precipitaciones han incrementado el riesgo de inundaciones, afectando particularmente los barrios Isla Sur e Isla Norte, donde la urbanización ha avanzado sin una planificación adecuada frente a estos riesgos naturales. La falta de infraestructura de mitigación, combinada con la compleja geomorfología de la cuenca del río Azul, incrementa la vulnerabilidad de la zona ante futuros eventos de crecida.

1.2 Antecedentes

En diciembre de 1997, las provincias del Chubut y Río Negro crearon la Autoridad de Cuenca del río Azul (ACRA) mediante un convenio de cooperación técnica, con el objetivo de ordenar y desarrollar la cuenca hidrográfica del río Azul,

así como ejecutar las obras hidráulicas necesarias. Desde el año 2000, los periódicos locales han registrado al menos 10 eventos de inundación, la mayoría de los cuales ocurrieron entre junio y octubre, destacándose los años 2002, 2003, 2004, 2006, 2009, 2010, 2017, 2020, 2021, 2023 y 2024. La inundación más severa se produjo en julio de 2004, cuando el caudal del río alcanzó los 600 m³/s, lo que obligó a evacuar a numerosos residentes y provocó la destrucción de varias viviendas (INA, 2006).

A raíz de este evento, se firmó un convenio entre la Subsecretaría de Obras Públicas de la Secretaría de Infraestructura, Planeamiento y Servicios Públicos de la Provincia de Chubut y el Instituto Nacional del Agua (Expediente N° 158/04, Convenio N° 401/04). Este acuerdo fue ejecutado por el Laboratorio de Hidráulica del INA, que llevó a cabo dos estudios en la zona dentro del proyecto titulado “Estudio de la Dinámica Fluviomorfológica del río Azul”. El proyecto incluyó un informe preliminar (INA, 2004) y un anteproyecto titulado *Anteproyecto Hidráulico de Obra para el Control de Inundaciones* (INA, 2006). El principal objetivo de este proyecto fue analizar la dinámica fluviomorfológica del río Azul, evaluando los mecanismos de producción de sedimentos en su cuenca, implementando un modelo hidrodinámico unidimensional y un modelo geomorfológico, y simulando distintos escenarios de intervención para diseñar medidas que minimicen el riesgo de inundaciones en las áreas urbanas y productivas.

El primer estudio caracteriza la dinámica fluviomorfológica del río Azul a través de un análisis hidrológico estadístico de las precipitaciones y caudales en las principales estaciones de la cuenca, abarcando el período 1975-2004. En este análisis, se describen los principales estadísticos de las precipitaciones y caudales máximos, abordando su variabilidad temporal mensual y anual, y realizando un análisis de frecuencia. A partir de los datos de caudal máximo anual de la estación 1817 del Sistema Nacional de Información Hídrica, y aplicando la distribución de Gumbel, se calcularon los periodos de retorno asociados a diferentes caudales: 2 años (147 m³/s), 5 años (210 m³/s), 10 años (251,19 m³/s), 25 años (303,15 m³/s), 50 años (341 m³/s) y 100 años (379,95 m³/s). Cabe destacar que la estación 1817 se encuentra aguas arriba de la confluencia con los ríos Lindo, Quemquentreu y Motoco, lo que sugiere que estos datos podrían subestimar el caudal real. No obstante, en ese momento no existía la estación 2314-Puesto 2, ubicada en el tramo final del río, la cual proporciona una medición más representativa al ser el punto de salida de la subcuenca del Azul.

El segundo informe (Choque, s.f.) de enfoque más ingenieril, evalúa tanto las posibles medidas de mitigación para la zona como los efectos de aquellas ya implementadas. En él se menciona la existencia de un terraplén, construido precariamente posterior a la inundación en 2004 a lo largo de la ribera del río Azul, desde su confluencia con el río Quemquentreu, además de varios gaviones instalados para reforzar la protección contra futuras crecidas. No obstante, según el autor, estas obras se realizaron sin estudios técnicos previos, lo que ha generado controversia sobre su efectividad. El terraplén, ubicado en la margen izquierda, alteró la dirección del escurrimiento del río, provocando erosión en la margen derecha inmediatamente aguas arriba, incluso en zonas protegidas con espigones y enrocados.

En la confluencia con el río Motoco, se observó que, para diferentes caudales, la inundación parecía estar controlada por el terraplén existente. Sin embargo, las velocidades del flujo en este tramo superan los 5 m/s, lo que inevitablemente conduciría a la erosión y eventual falla del terraplén. Por ello, se recomendó modificar la sinuosidad de los terraplenes, aumentar su longitud y fomentar la presencia de vegetación en las márgenes. También se propuso dragar el cauce, utilizando el material extraído para la construcción de los terraplenes.

Los efectos de estas medidas estructurales fueron evaluados por ingenieros del INA mediante un modelo matemático unidimensional en HEC-RAS. Además, se realizaron estudios granulométricos para caracterizar la rugosidad del cauce y de la planicie de inundación, obteniendo valores de rugosidad de 0,11 a 0,20 para la planicie y de 0,04 a 0,07 para el cauce principal. A pesar de estos resultados, el autor recomienda utilizar en futuros estudios un modelo bidimensional, que permitiría una mejor representación del flujo en las planicies de inundación.

En los informes posteriores, el INA ya no estuvo involucrado, y la Dirección General de Obras Hídricas de la provincia de Chubut asumió la responsabilidad de los estudios. El tercer informe presentó los resultados del modelado matemático unidimensional para un caudal con un periodo de retorno de 100 años ($1170 \text{ m}^3/\text{s}$, según el informe anterior), identificando las zonas afectadas para una mejor planificación de obras y destacando las altas velocidades del agua, lo que requiere especial atención para evitar que las estructuras propuestas colapsen por la erosión (**Fig. 2a**).

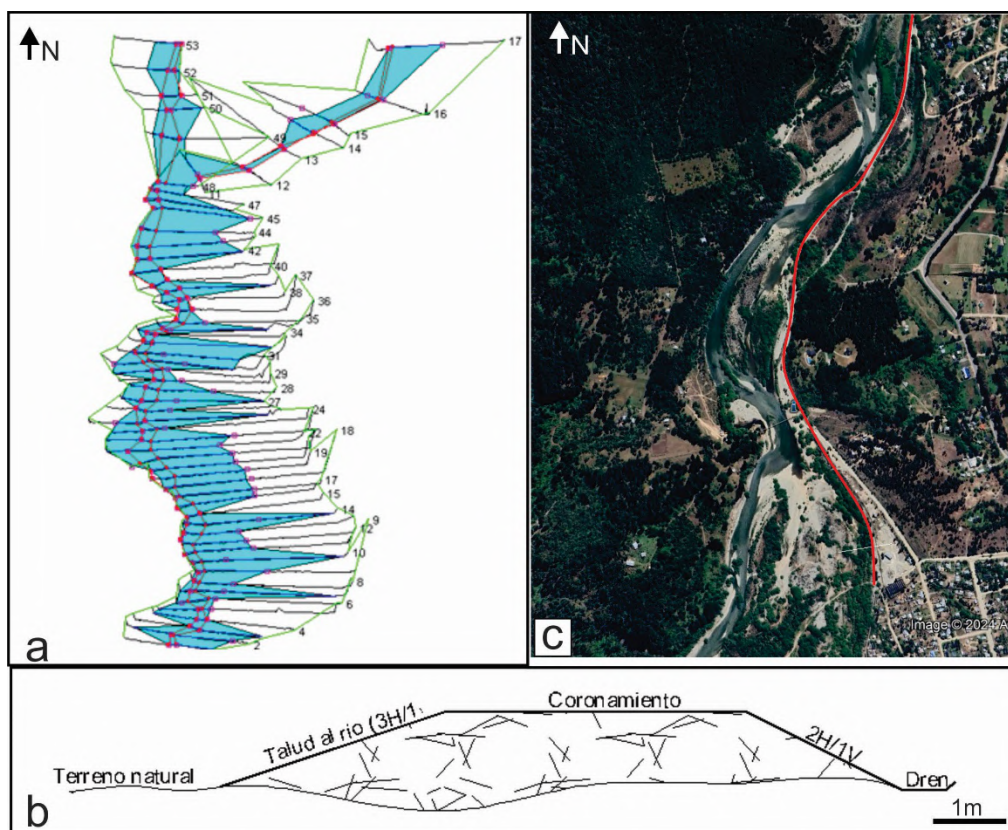


Figura 2: a: Modelado unidimensional para un caudal de $1170 \text{ m}^3/\text{s}$. b: Dimensiones y esquema del terraplén construido. c: Alcance actual del terraplén (en rojo). Los esquemas a y b fueron tomados del Informe II (Choque, s.f.)

El cuarto informe analizó diversas alternativas para mitigar las inundaciones, seleccionando como la opción más viable la construcción de un terraplén con taludes de 3H/1V en el lado del río y 2H/1V en el lado opuesto, y un coronamiento de 4 metros de ancho (**Fig. 2b**). Esta decisión se basó en las características del área y la disponibilidad de rocas de diversos tamaños, que se utilizaron para reforzar el terraplén y controlar la erosión en las márgenes de los ríos. El último informe solo incluyó presupuestos y concesiones.

En 2008, se comenzó la construcción de las nuevas defensas bajo el Decreto 1330/2008, con planes de proteger varios tramos del río Azul y Quemquemtrey. Sin embargo, solo se completó el tramo entre el paralelo 42° y la confluencia con el río Motoco, extendiéndose unos metros más hasta la cantera en el barrio de Isla Norte (**Fig. 2c**). Según una declaración del intendente en la radio *Jornada Chubut* tras la inundación de 2023, los terraplenes, desde su construcción, no han sido completados ni han recibido el mantenimiento adecuado. Razón por la cual en la zona la problemática aún no está resuelta y es necesaria la aplicación de un modelo bidimensional para un mejor entendimiento del terreno.

1.3 Objetivos

El objetivo principal de este trabajo es realizar un estudio exhaustivo sobre la dinámica fluvial y el riesgo de inundación en los barrios Isla Sur e Isla Norte, ubicados en el tramo final del río Azul en Lago Puelo, Chubut, Argentina, utilizando herramientas estadísticas, geomorfológicas e hidrológicas para comprender la magnitud y el impacto de las inundaciones en la zona.

Objetivos específicos:

1. Analizar las características geomorfológicas del río Azul, enfocándose en su dinámica fluvial y su influencia en los eventos de inundación en los barrios Isla Sur e Isla Norte.
2. Utilizar modelos hidrodinámicos y herramientas estadísticas para simular diferentes escenarios de inundación y evaluar los periodos de retorno en función de las variaciones en el caudal y las precipitaciones.
3. Evaluar la efectividad y la capacidad de las infraestructuras de mitigación existentes para reducir el impacto de las crecidas y diseñar recomendaciones para su mejora.

1.4 Hipótesis

La modelación hidrodinámica del río Azul, junto con el análisis estadístico de las precipitaciones y caudales históricos, permitirá identificar las áreas más vulnerables a inundaciones en periodos de crecidas, evaluando además si las infraestructuras de mitigación actuales y los cambios geomorfológicos de las últimas décadas son suficientes para enfrentar escenarios de mayores caudales.

2-Marco Geológico

2.1 Geología Regional.

El área de estudio se encuentra entre los 42° y 42° 30' de latitud sur y los 72° y 71° 30' de longitud oeste, en el sur de los Andes Centrales, dentro de la provincia geológica de los Andes Patagónicos Septentrionales (Ramos, 1999) o Andes Norpatagónicos (Orts *et al.*, 2015). Este tramo de más de 500 km, entre los 40° y 45° S, es producto de la subducción de placas del Pacífico bajo la placa Sudamericana, un proceso que ha mostrado una convergencia uniforme entre las placas de Nazca y Sudamericana desde el Neógeno (Orts *et al.*, 2012). El segmento en estudio se encuentra al norte de la Triple Unión Chilena, en la zona de subducción entre la Placa de Nazca y la Placa Antártica. En esta región, el orógeno andino está compuesto por elementos morfotectónicos como la Cordillera de la Costa, la Depresión Central de Chile, la Cordillera Norpatagónica (donde se centra este estudio), el Sistema Precordillerano y su antepaís (**Fig. 3**).

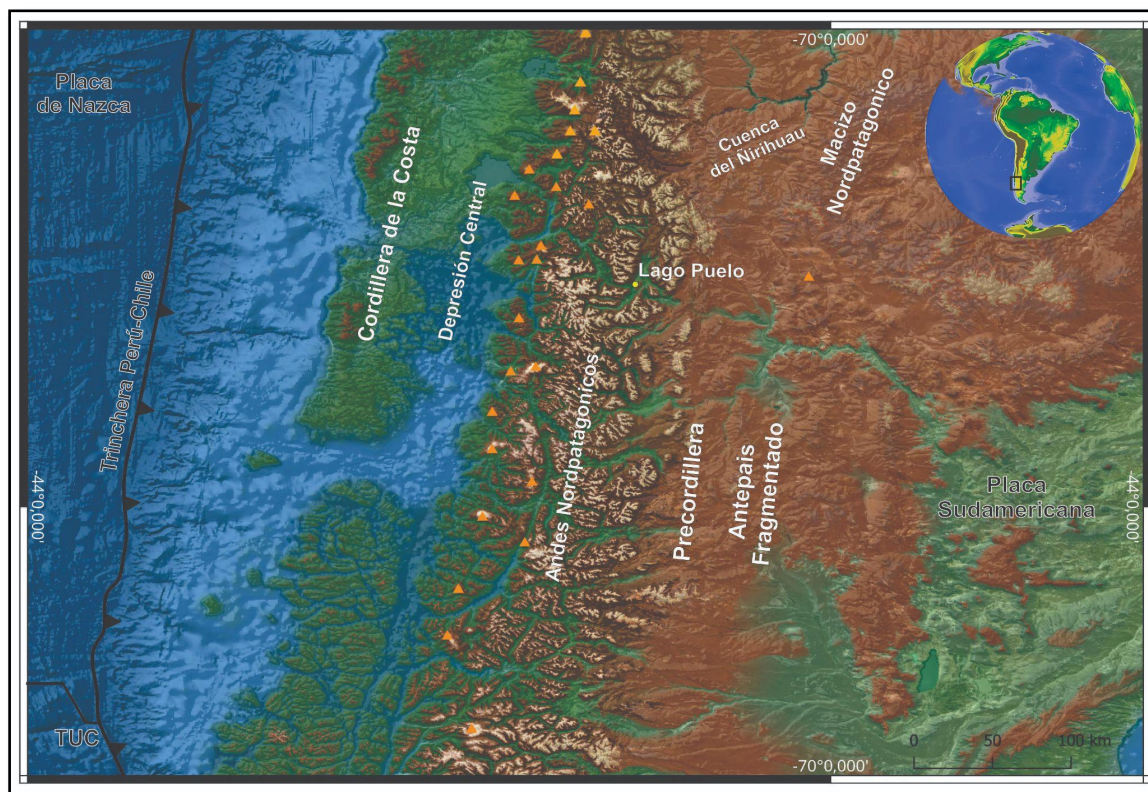


Figura 3: Geología regional del área de estudio.

La geología regional se ubica en el noroeste de la Hoja Geológica 4372-II Esquel, provincia de Chubut (Lizuain y Viera, 2010). Las primeras observaciones geológicas fueron realizadas por Krüger (1909) y Quensel (1911), quienes definieron algunas unidades litológicas de la Cordillera Patagónica. En áreas cercanas, destacan los trabajos de Petersen y González Bonorino (1947) en Epuyén, Volkheimer (1964a) en

Cushamen, y González Bonorino (1944), Diez y Zubia (1981), y Giacosa y Heredia (2004) en El Bolsón. Además, Lizuain (1981), Tobal (2015) y Paz (2021) han realizado estudios integrales que incluyen el área en cuestión.

La estratigrafía de la región, resumida en la **Figura 4**, inicia con un basamento metamórfico de edad Precámbrica-Paleozoica Inferior, desarrollado durante las orogenias Chánica y Gondwánica (Varela *et al.*, 2005). En el sector andino, estas rocas corresponden al Complejo Colohuincul (Turner, 1965), compuesto por esquistos, gneises micáceos, ortogneises graníticos, dioríticos y granodioríticos tardiotectónicos (Giacosa y Heredia, 2004). Al este, en el borde del Macizo Nordpatagónico, estas rocas corresponden a la Formación Cushamen (Volkheimer, 1964), formada por gneises, migmatitas, anfibolitas y metacuarcitas con metamorfismo de grado medio a alto (Lizuain y Viera, 2010). Dalla Salda *et al.*, (1991) situaron estas unidades en el Precámbrico-

Paleozoico Inferior, con una edad de 727 ± 48 Ma, pero estudios posteriores (Varela *et al.*, 2005) las dataron en el Devónico (Complejo Colohuincul) y en el Pérmico Inferior (Formación Cushamen), lo que indica que el basamento corresponde al Paleozoico Medio, aunque este tema sigue siendo debatido. El basamento pre-mesozoico se completa con granitoides tonalíticos sintectónicos y postectónicos que afloran cerca de los lagos Mascardi y Gutiérrez, y en el Cordón del Piltriquitrón (Tobal, 2015), representados en la región por la Formación El Platero. Estos granitoides son tonalitas con textura granosa inequigranular alotriomorfa, modificada por metamorfismo de contacto (Lizuain y Viera, 2010). Estudios de Dalla Salda *et al.* (1994) situaron esta unidad en el Ordovícico, con una datación Rb/Sr de 439 ± 10 Ma. Sin embargo, dataciones U-Pb de Lizuain y Viera (2010) ubicaron su emplazamiento en el Silúrico, con una isocrona de 420 Ma. Sobre el zócalo ígneo-metamórfico, en discordancia angular, se sedimentaron las rocas de la Formación Piltriquitrón, que incluyen pelitas negras, areniscas cuarzo-feldespáticas, calizas, calizas estromatolíticas, microconglomerados, y conglomerados oligo a polimícticos, además de lavas, tobas y brechas riolíticas, dacíticas y andesíticas intercaladas (Lizuain y

Cenozoico	Cuaternario		Holoceno	Dep. Fluviales Actuales	Dep. de Faldeo	Dep. de Remoción en Masa
			Pleistoceno	Dep. Glaciares No Estratificados		
	Terciario	Neógeno	Plioceno			
			Mioceno	Fm. Collón Cura		
		Paleógeno	Oligoceno	Fm. Ñorquinco		
			Eoceno	Fm. Ventana		
			Paleoceno	Fm. Huitrera		
Mesozoico	Cretácico	Superior	Granitoides del Batolito Andino			
		Inferior	Fm. Divisadero			
	Jurásico	Superior	Fm. Leleque			
		Medio				
		Inferior	Fm. Piltriquitron			
Paleozoico	Pérmico					
	Carbonífero					
	Silúrico		Fm. El Platero			
Neoproterozoico			Fm. Cushamen/Comp. Colohuincul			

Figura 4: Cuadro estratigráfico de la región.
Modificado de Lizuain y Viera (2010).

Viera, 2010). Estos sedimentos corresponden a una cuenca marino-mareal, asociada a una etapa de distensión en el retroarco (Lizuain, 1999). Basado en material fosilífero de moluscos bivalvos recolectados por Lizuain (1981) en el cerro Piltriquitrón, esta unidad se asigna al Liásico (Jurásico Inferior).

El registro geológico mesozoico de los Andes Patagónicos Septentrionales, entre el Triásico tardío y el Cretácico superior, se completa mayormente por unidades ígneas: fajas plutónicas regionales que instruyen el basamento (Tobal, 2015).

Durante el Jurásico Inferior a Superior, la formación de un arco volcánico calcoalcalino propició un extenso vulcanismo en la Cordillera Patagónica, asociado al Batolito Patagónico Subcordillerano (Gordon y Ort, 1993). En la región, este batolito está representado por la Formación Leleque, antes conocida como Complejo Granítico Lago Puelo (Lizuain, 1981), compuesta por granitos, tonalitas y granodioritas. La formación intruye a la Formación Piltriquitrón en el cerro homónimo y es atravesada por la Formación Divisadero. Basado en relaciones estratigráficas, se concluye que esta unidad se emplaza después de la Formación Piltriquitrón y antes del vulcanismo cretácico. Dataciones Rb/Sr realizadas por Lizuain (1983) dieron valores de 145 ± 5 Ma, situando esta unidad en el límite Jurásico-Cretácico. Durante el Cretácico, un arco volcánico calcoalcalino permitió el desarrollo de un importante episodio plutónico representado por el Batolito Andino Patagónico (Lizuain y Viera, 2010) o Batolito Norpatagónico (Pankhurst *et al.*, 1999), junto con su contraparte volcánica, la Formación Divisadero. Esta última está constituida por andesitas, riodacitas y riolitas, siendo intruida por granitoides del batolito, lo que sugiere una edad post-jurásica superior, con un techo en el Cretácico Superior. Los fechados radiométricos arrojaron valores de 64 ± 5 (Maastrichtiano-Daniano), 70 ± 3 y 77 ± 3 (Cretácico Superior). Según la información estratigráfica y radiométrica, los asomos septentrionales de esta unidad corresponden al Cretácico Inferior (Lizuain y Viera, 2010). En la región, los granitoides del Batolito Andino Patagónico incluyen granodioritas hornbléndicas-biotíticas, dioritas, tonalitas, adamellititas, granitos y cuerpos gabroides (Lizuain y Viera, 2010). Se extienden casi de manera continua, especialmente en el sector occidental. Estas unidades y sus relaciones estratigráficas se observan en el mapa geológico del área (**Fig. 5**).

Estratigráficamente, entre El Bolsón y Cholila, la Formación Piltriquitrón (Jurásico Inf.) actúa como roca de caja de los cuerpos graníticos, mientras que en la zona de estudio la roca de caja es la Formación Divisadero (Lizuain y Viera, 2010). Estudios radiométricos de Gonzales Díaz y Lizuain (1984) ubicaron estas plutonitas entre los 102 ± 5 y 131 ± 10 Ma (Cretácico Inferior) y los 71 ± 10 y 93 ± 10 Ma (Cretácico Superior), asignando el plutonismo al Cretácico. En el Cenozoico, predominan las rocas volcánicas y sedimentarias (Tobal, 2015).

Durante el Cenozoico Temprano a Medio, se formaron dos cinturones magmáticos: uno externo, bimodal, representado por la Formación Huitrera, y otro interno, con rocas en la Formación Ventana. La Formación Huitrera (Volkeimer, 1973)

consiste principalmente en riodacitas, riolitas, andesitas, tobas, aglomerados, brechas, basaltos e ignimbritas, con edad de 42 ± 2 Ma (Lizuaín y Viera, 2010). La Formación Ventana (González Bonorino, 1973), compuesta por rocas andesíticas, basálticas y basandesíticas, tiene una edad de 45 ± 2 Ma (Lizuaín y Viera, 2010). Tras la extinción del vulcanismo paleógeno y un período de erosión, se depositaron facies psefíticas que dieron lugar a depósitos marinos y continentales. Esta secuencia corresponde a la Formación Ñorquinco (Cazau, 1972), que incluye conglomerados, areniscas, areniscas conglomerádicas, limolitas, arcilitas, arcilitas carbonosas y carbón. El afloramiento más destacado se encuentra cerca de la unión de los ríos Azul y Quemquemtreu, donde emergen areniscas de grano medio a grueso, de color gris verdoso y con pectinidos (Lizuaín y Viera, 2010). Con base en estos fósiles y las relaciones estratigráficas, se asigna esta unidad al Oligoceno.

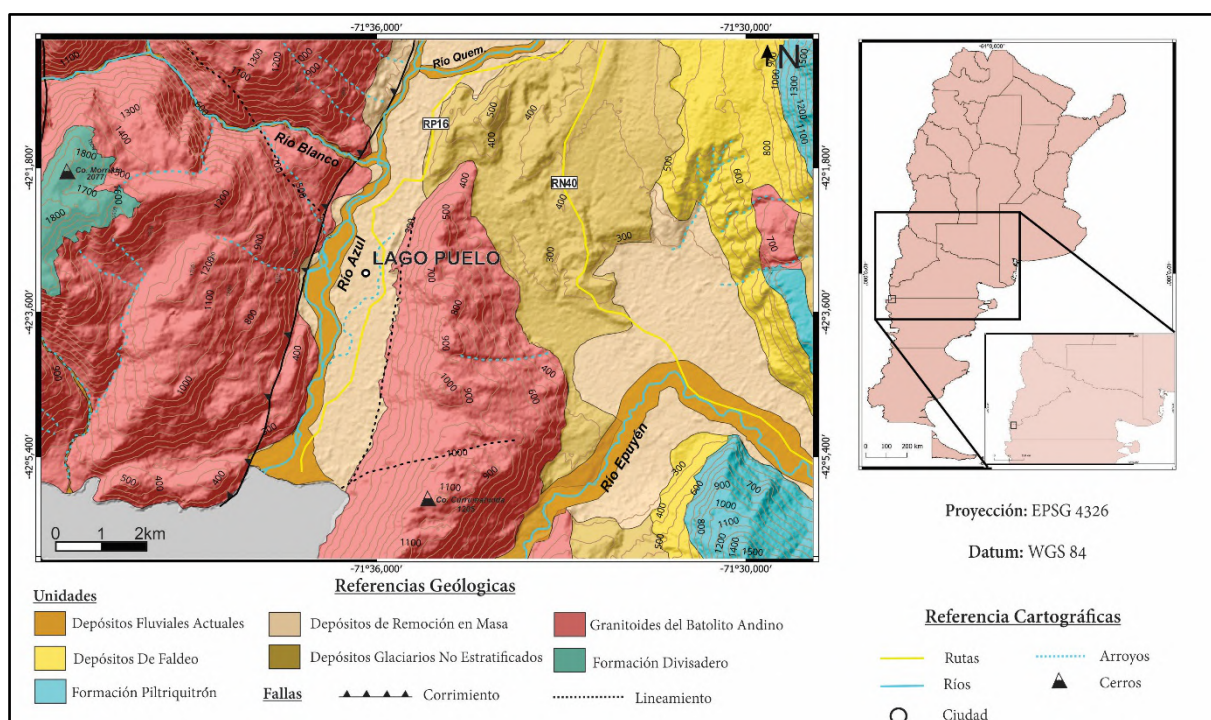


Figura 5: Mapa geológico de la zona de estudio. Se representan curvas de nivel con una equidistancia de 100 metros. generado a partir de datos de un Modelo de Elevación Digital tomado de la página Alaska Satellite Facility.

Durante el Neógeno, en el sector extraandino se depositaron sedimentitas y tobas de la Formación Collón Curá (Kraglievich, 1930), desarrolladas en un ambiente fluvial con algunas intercalaciones lacustres someras (Lizuaín y Viera, 2010). Esta formación descansa en discordancia angular sobre el basamento precámbrico-paleozoico y las vulcanitas paleógenas, sugiriendo una edad post-oligocena (Lizuaín y Viera, 2010). En el Cuaternario, eventos glaciares esculpieron la región cordillerana, creando valles en "U" y modificando el relieve, junto con la actual red de drenaje y fenómenos de remoción en masa. Estos procesos están representados por depósitos del primer nivel de piedemonte, glaciares estratificados y no estratificados, y depósitos aluviales y fluviales, actuales y fósiles.

2.2 Geología Estructural

La evolución de los Andes Nordpatagónicos ha estado influenciada desde su formación por la alternancia de eventos contraccionales y extensionales. Estos eventos han definido las diversas etapas en el crecimiento del orógeno e impactado la actividad del arco magmático (Paz, 2021). La estructura cenozoica entre los 41° y 42° de latitud sur se caracteriza por una faja corrida y plegada, definida por Ramos, (1981), que presenta un sistema imbricado de corrimientos con vergencia general hacia el este, así como un segundo sistema de vergencia opuesta, formado por retrocorrimientos (Lizuain y Viera, 2010). Las estructuras y rocas afectadas por la deformación en esta faja plegada y corrida permiten distinguir dos sectores distintos. El sector occidental está compuesto por rocas del basamento preterciario y presenta corrimientos con vergencia hacia el este y retrocorrimientos. En contraste, el sector oriental exhibe corrimientos que afectan sedimentitas y volcanitas cenozoicas, donde se desarrollan prominentes fajas de pliegues y una cuña sedimentaria con estratos de crecimiento (Giacosa y Heredia, 2004). La zona de estudio se encuentra en el sector occidental. Aunque esta área excede la cobertura de mapeo realizada por Giacosa y Heredia, (2004), la manifestación del corrimiento Bolsón-Tronador puede extrapolarse a lo largo del valle del río Azul hasta el Lago Puelo. Además de esta estructura, se han identificado lineamientos que podrían corresponder a estructuras regionales relacionadas con las mencionadas por los autores previamente citados. No obstante, estas interpretaciones van más allá del alcance de este estudio, por lo que se ha optado por representarlas con líneas punteadas en el mapa.

2.3 Geomorfología

En la región se encuentran formas de relieve pronunciadas, con cordones montañosos cuyas alturas máximas varían en promedio entre 2.000 a 2.300 m.s.n.m, separados por valles encajonados ocupados por lagos. El estructuramiento de la región dio lugar a dos zonas claramente diferenciadas: una cordillerana y otra extraandina (Lizuain y Viera, 2010). En el área de estudio predomina el sector cordillerano, esculpido por eventos glaciarios, tanto erosivos como agradacionales, ocurridos durante el Cuaternario. Posteriormente, el relieve del paisaje ha sido modificado hasta la actualidad por la acción de la red de drenaje fluvial y aluvial, así como por procesos de ladera (**Fig. 6**). Los procesos glaciarios erosivos se manifiestan en la presencia de circos, a veces coalescentes, y artesas glaciares que propiciaron el desarrollo de valles longitudinales en 'U', con una notable extensión que se adentra en el dominio extraandino. Estos valles, alimentados por circos, son característicos de los glaciares alpinos (Elorza, 2008). La excavación longitudinal ha dado lugar a valles glaciares colgantes que actualmente alimentan los afluentes de los principales ríos y arroyos, además de formar bellísimas cascadas. La acción glacial en estos valles se evidencia en la presencia de estrías en las rocas y rocas aborregadas. Como

contraparte, los procesos glaciares agradacionales tienen una menor expresión. En la zona de estudio se manifiestan depósitos de till y morenas laterales (**Fig. 6**).

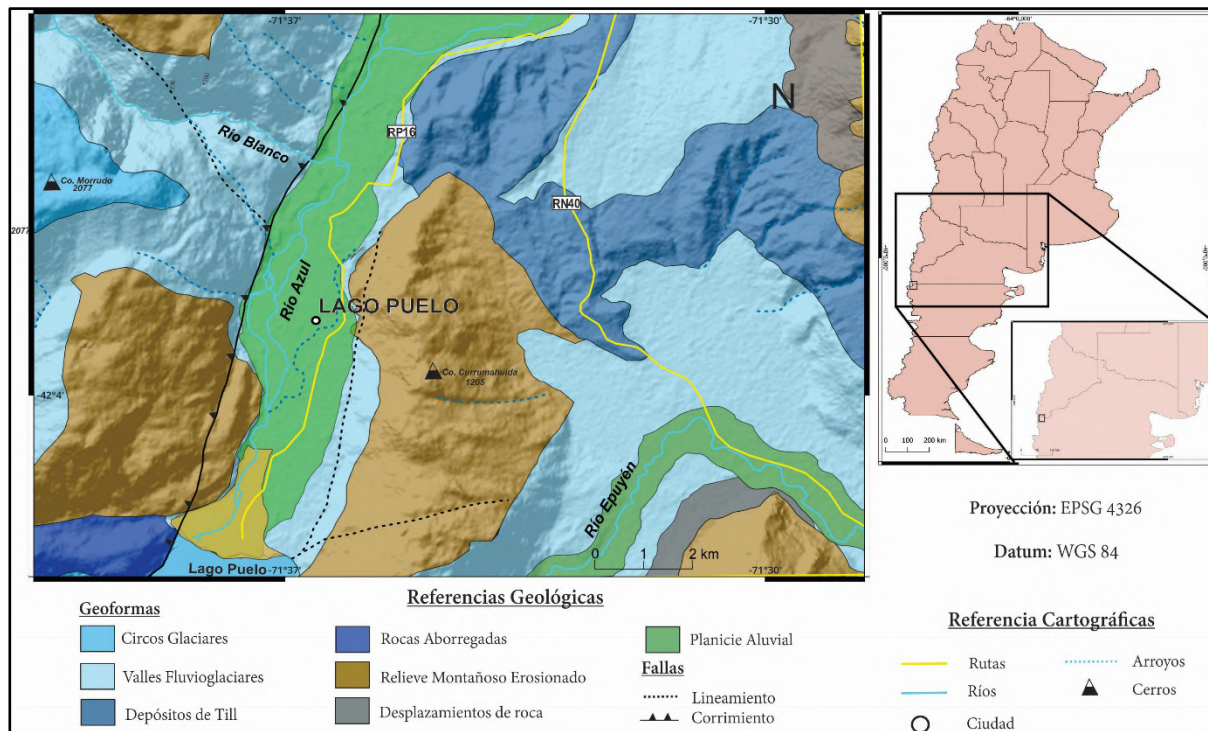


Figura 6: Mapa geomorfológico del área de estudio.

Tras el retroceso de los glaciares, el paisaje experimentó cambios significativos. El agua liberada por el deshielo comenzó a fluir y redistribuirse a través de procesos fluviales y glaci-fluviales, formando una red de drenaje irregular influenciada por la pendiente del terreno, el tipo de sedimento o roca y la cantidad de agua disponible. Esta variabilidad en el aporte hídrico condujo a diferentes patrones de evolución en los ríos: aquellos con menor caudal desarrollaron un drenaje juvenil caracterizado por rápidos y cascadas, mientras que los ríos principales, como el río Azul, evolucionaron hacia planicies de inundación (Lizuain y Viera, 2010). Además, el deshielo formó grandes lagos en depresiones previamente generadas. Por último, los procesos de ladera tienen un pobre desarrollo en la zona, sin embargo, estos se manifiestan mayormente sobre los depósitos glaciares debido a sus propiedades mecánicas.

3-Metodología

La metodología de este estudio se desarrolló en dos fases principales: Trabajo de campo y análisis en gabinete, tanto previo como posterior al trabajo de campo.

3.1 Trabajo de campo

El trabajo de campo se llevó a cabo los días 6, 7 y 8 de abril del año 2024, el mismo consistió en un levantamiento aéreo detallado mediante un VANT (Vehículo Aéreo No Tripulado) DJI que sobrevoló la zona de estudio, cubriendo los barrios Isla

Norte e Isla Sur, así como el curso del río Azul, delimitando el área de análisis (**Fig. 7a**). Para asegurar la precisión en la generación del Modelo Digital de Elevación (DEM), se registraron siete puntos de control distribuidos estratégicamente en toda la zona, utilizando un GPS diferencial TRIMBLE R3 (**Fig. 7b**).

Una vez hecho el vuelo, se recorrió la llanura de inundación en busca de evidencias de eventos de inundación y estructuras asociadas a la mitigación de las inundaciones, como terraplenes y gaviones. Además, se realizaron observaciones geomorfológicas respecto al material del lecho, las barras fluviales, la presencia de canales secundarios y la vegetación ribereña. Esta etapa estuvo documentada con registros fotográficos. Por último, se consultó a los residentes para obtener datos sobre la percepción local de las inundaciones. Los datos obtenidos de las observaciones geomorfológicas y las entrevistas a los residentes ribereños fueron fundamentales para validar las simulaciones del modelo hidrodinámico. Los residentes indicaron las áreas afectadas por eventos de crecida anteriores, lo cual se contrastaría con los resultados del modelado en IBER para verificar la precisión de las zonas potencialmente inundables.

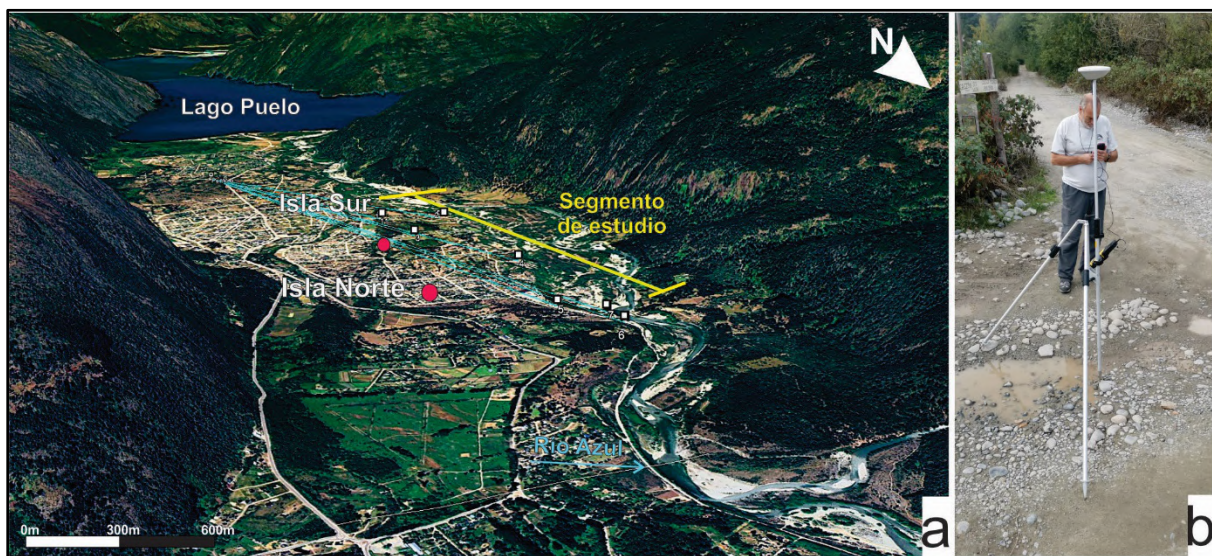


Figura 7: a: Segmento de estudio. b: Toma de puntos de control con GPS diferencial. Se puede observar la distribución de estos puntos y sus líneas base. Este DEM es el que fue utilizado para el modelado con Iber.

3.2 Análisis en gabinete

a) Análisis previo al campo

Antes de las actividades de campo, se recopiló una amplia bibliografía relacionada con la zona de estudio. También se revisaron informes inéditos proporcionados gentilmente por el Instituto Nacional del Agua (INA) y el Instituto Provincial del Agua

(IPA), así como antecedentes históricos sobre inundaciones, evacuaciones y la construcción de defensas fluviales. Para una planificación eficiente de las tareas de campo, se realizó un primer reconocimiento del área utilizando imágenes satelitales de Google Earth, identificando características clave del cauce y del valle.

b) Análisis posterior al campo

Una vez finalizado el trabajo de campo, las imágenes obtenidas por el dron DJI Mini II fueron procesadas utilizando el software Agisoft Metashape, siguiendo un flujo de trabajo estructurado para generar tanto el DEM como el ortomosaico correspondiente. Los puntos de control levantados durante el trabajo de campo se integraron al DEM para aumentar su precisión mediante el uso del software Trimble Business Center. Sobre este DEM previamente generado se aplicó una clasificación de puntos, la cual permitió la eliminación de viviendas y vegetación, teniendo una representación más clara del terreno. El DEM resultante, con una resolución de 1 metro, ofrece una representación detallada y precisa del terreno tras la clasificación de puntos, que permitió eliminar edificaciones y vegetación, mejorando así su fidelidad topográfica.

El mapeo geológico y geomorfológico se realizó utilizando QGIS, un software libre ampliamente empleado en estudios geoespaciales. Además de esta cartografía, se llevó a cabo en QGIS un análisis geomorfológico-histórico del río Azul, utilizando imágenes aéreas correspondientes a los años 1985 y 2003, brindadas gentilmente por el IPA, lo que permitió identificar cambios morfológicos en el cauce y en la llanura de inundación a lo largo del tiempo. Adicionalmente, se calcularon los parámetros morfométricos de la subcuenca del río Azul empleando el complemento ArkGeek Calculator de QGIS. Para estos cálculos, se utilizó un DEM de la subcuenca, de 12,5 m de resolución, obtenido de la plataforma Alaska Satellite Facility. En esta etapa, el análisis en gabinete se centró en clarificar cómo los parámetros geomorfológicos y morfológicos influyen en la dinámica del río. Por ejemplo, la forma y el tamaño de la cuenca, junto con la pendiente del terreno y la configuración del cauce, afectan la velocidad del flujo y la capacidad de almacenamiento de agua en la llanura de inundación. Estos factores determinan cómo el río Azul responde ante crecidas.

En cuanto al análisis estadístico, se utilizaron los datos de precipitación y caudal proporcionados por el Sistema Nacional de Información Hídrica. Los datos de precipitación fueron obtenidos de la estación hidrométrica 201817, ubicada en la ciudad de El Bolsón, cuyas coordenadas son 41° 57' 31.00" de latitud sur y 71° 33' 41.00" de longitud oeste. Estos datos, proporcionados por el Servicio Meteorológico Nacional, abarcan el período de 1993 a 2023 y corresponden a los acumulados diarios medidos entre las 9 AM de un día y las 9 AM del siguiente. Para el análisis de la distribución de los datos de precipitación, se extrajeron los valores máximos anuales del conjunto de datos con el fin de identificar los eventos pluviométricos más significativos. Este enfoque se centró en los valores diarios más altos de cada año, que son los que presentan el mayor riesgo de provocar inundaciones y otros eventos hidrológicos extremos (INA, 2004).

Por otro lado, los datos de caudales provienen de la estación hidrométrica 2314, ubicada en las coordenadas 42°05'28.2" S de latitud y 71°37'35.8" O de longitud. Estos datos, proporcionados por el Sistema Hidrológico Nacional, abarcan el período comprendido entre 2009 y 2023. Con el fin de caracterizar de manera global la dinámica del río Azul en la cuenca y resumir sus características más relevantes, se calcularon los estadísticos descriptivos de las series temporales de caudal máximo instantáneo para el período de análisis.

Usando el software estadístico R en su entorno más intuitivo, RStudio, se procesaron y analizaron los datos mediante lenguaje de programación para calcular estadísticos descriptivos, valores medios mensuales y tendencias estacionales tanto de la precipitación como del caudal. Además, se realizaron mapas de calor para visualizar la variabilidad temporal, lo que facilitó la identificación de fluctuaciones en los datos y ayudó a interpretar mejor los patrones estacionales de ambos parámetros hidrológicos.

Para el análisis de frecuencias de los caudales máximos anuales, se empleó el modelo probabilístico de Gumbel (1958), utilizando métodos como el de máxima verosimilitud y el método de momentos para ajustar la distribución a los datos disponibles. Esto permitió estimar los diferentes periodos de retorno asociados a los caudales, como periodo de retorno máximo se decidió trabajar directamente con 100 años, ya que además es el mismo período de retorno seleccionado por entidades gubernamentales para obras de defensa, lo cual minimiza los riesgos y permite una mayor precisión. La bondad del ajuste fue evaluada mediante una comparación gráfica y a través del test de Kolmogorov-Smirnov (KS), que permitió determinar si los datos seguían la distribución teórica de Gumbel. Esto ayudó a establecer la recurrencia de eventos extremos y las posibles inundaciones. Cabe destacar que todos estos cálculos también fueron realizados por lenguaje de programación en RStudio debido a la complejidad matemática de los mismos.

Finalmente, se llevó a cabo el modelado hidrodinámico utilizando el software IBER, aplicando el DEM previamente generado. Este modelado permitió simular el comportamiento del flujo de agua durante eventos de avenida, constituyendo una herramienta clave para evaluar el riesgo de inundación en las áreas urbanas de Lago Puelo.

Para simular diferentes escenarios de inundación, se realizaron cuatro simulaciones correspondientes a los caudales asociados a los períodos de retorno calculados en el análisis estadístico. Los valores de rugosidad utilizados como datos iniciales para el modelo fueron aquellos obtenidos por el INA en estudios previos: 0,04 para el canal y 0,12 para la llanura de inundación. Debido a limitaciones en el procesamiento, no se incluyeron las rugosidades de las estructuras civiles y la vegetación, ya que estas no estaban contempladas en el DEM filtrado. La necesidad de un DEM filtrado surge de las irregularidades anómalas en la representación del terreno causadas por la vegetación y las edificaciones. Estas distorsiones se deben a los principios de la fotogrametría, que es la base teórica para la obtención de datos de elevación y modelos tridimensionales.

4-Marco Teórico

4.1 Análisis Morfométrico

Para comprender la dinámica del río Azul, es imprescindible abordar el sistema fluvial en su conjunto. Este análisis permite desarrollar una visión teórica que facilita la construcción de un modelo conceptual del sistema, para su posterior interpretación. En este contexto, la cuenca de drenaje representa la unidad fundamental de estudio de un sistema fluvial (Charlton, 2008). Desde una perspectiva hidrológica, esta se define como un área territorial que abarca el río principal y sus afluentes, delimitada por divisorias de aguas formadas por la topografía del terreno (Ramakrishna, 1997). No obstante, en un enfoque más amplio, en el marco de la geomorfología aplicada, las cuencas hidrográficas son consideradas como unidades físicas esenciales para la planificación y gestión del desarrollo sostenible. En este enfoque holístico, se integran aspectos biofísicos, sociales, económicos, demográficos y jurídico-institucionales, lo que convierte a la cuenca en un sistema de manejo integral de los recursos hídricos (Riva *et al.*, 2021). El sistema fluvial se comporta como un sistema abierto que intercambia materia y energía con su entorno, integrando factores climáticos, hidrológicos, morfológicos, hidráulicos, sedimentológicos y tectónicos (Elliott y Munro, 2010). En este sentido, la cuenca es un sistema donde los objetos como las laderas, la red de canales y las llanuras de inundación están vinculados entre sí por los procesos que desplazan el agua y los sedimentos entre ellos (Charlton, 2008).

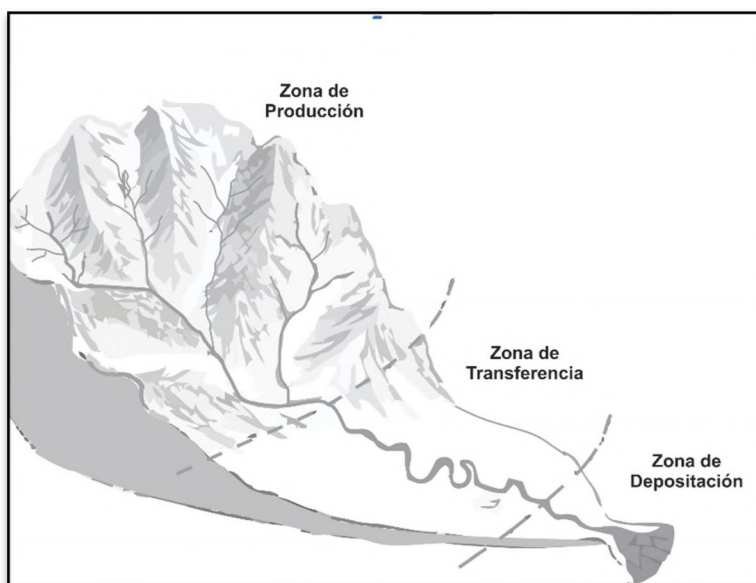


Figura 8: Zonas que componen una cuenca de drenaje.
Tomado y modificado de Charlton, (2008)

Las cuencas hidrográficas se componen de tres zonas principales: zona de producción, zona de transferencia y zona de deposición (**Fig. 8**). La zona de producción es aquella donde el agua de precipitación recoge los materiales de la ladera y se canaliza hacia el sistema fluvial. En la zona de transferencia, el agua y los sedimentos se mueven a través de la red de drenaje, mientras que la zona de deposición es donde los sedimentos y materiales transportados se acumulan debido a una disminución de energía (Charlton 2008). Estas zonas están delimitadas por divisorias de aguas, que son líneas imaginarias que conectan los puntos más altos de la topografía, separando diferentes sistemas de drenaje. Esta delimitación también

permite definir subcuencas, lo cual es esencial para el análisis y la gestión de recursos hídricos en un área determinada.

Para abordar el estudio de una cuenca y su sistema fluvial, es fundamental definir claramente sus límites, y la escala espacial y temporal de dicho análisis. Una vez establecidos estos límites, se deben considerar las variables internas y externas que influyen en su funcionamiento. La cuenca como unidad dinámica natural es un sistema hidrológico en el que se reflejan acciones recíprocas entre parámetros y variables (Gaspari *et al.*, 2009). Las últimas pueden ser internas o externas, las variables externas o independientes, son factores exógenos que interactúan entre sí para regular el sistema, incluyendo la tectónica, el clima, el nivel de base y la acción humana. Por otro lado, las variables internas operan dentro del sistema fluvial, la evolución de sus procesos y formas se ajustan en respuesta a los cambios en las variables externas, estas pueden ser el tipo de vegetación, tipo de suelo, la forma de la cuenca, su pendiente, o la red de drenaje. Es importante destacar que, para escalas de tiempo cortas, algunas variables internas pueden permanecer constantes. Por lo que para un estudio hidrológico estas se definen como parámetros (Ortiz Vera, 2004). Estos describen las características geométricas y morfométricas de la cuenca, que no cambian rápidamente, pero determinan cómo fluye el agua y cómo responde la cuenca a eventos de precipitación.

Las características físicas de una cuenca influyen de manera significativa en el comportamiento de los caudales que la atraviesan, y estas pueden describirse mediante un análisis morfométrico (Elliott y Munro, 2010). Este análisis es esencial para comprender la geometría, los parámetros físicos y la función hidrológica de la cuenca. Estas características permiten obtener conclusiones preliminares sobre el funcionamiento del sistema hidrológico de la región, siendo de gran utilidad para la gestión de los recursos naturales (Riva *et al.*, 2021). Ante eventos climáticos extremos, las propiedades morfométricas de la cuenca están estrechamente ligadas a la capacidad de respuesta, el aprovechamiento hídrico, el comportamiento de la escorrentía superficial y el transporte de sedimentos (Gaspari *et al.*, 2012). Dichas características físicas se clasifican en dos tipos según su impacto en el drenaje: las que condicionan el volumen de escurrimiento como el área y el tipo de suelo de la cuenca, y las que condicionan la velocidad de respuesta como el orden de corriente, la pendiente, la sección transversal, etc (Lux Cardona, 2016). Según Gaspari y Senitierra, (2009), Los parámetros morfométricos, se agrupan en tres categorías principales: de forma, de relieve y de drenaje

Parámetros de forma:

Área (A): Es la superficie total que abarca una cuenca, medida en kilómetros cuadrados (km²). Es uno de los parámetros más importantes, ya que influencia el volumen de escorrentía y el caudal. Un área mayor implica mayor capacidad de captación de agua de precipitación (Strahler, 1952).

Perímetro (P): Longitud total de la línea que delimita la cuenca. Es útil para calcular otros parámetros como el coeficiente de compacidad y el índice de circularidad. Se expresa normalmente en metros o kilómetros.

Longitud (L): Es la distancia que hay desde la desembocadura al punto más alejado de cuenca, representa al eje de la misma (Jardí, 1985)

Ancho promedio (W): Se define como la relación entre el área de la cuenca (A) y la longitud (L) de la misma (1), (Jardí, 1985).

$$W = \frac{L}{A} \quad (1)$$

Factor de forma de Horton (Kf): Relación entre el área de la cuenca (A) y el cuadrado de su longitud (L^2), (2). Es un índice que indica la forma de la cuenca. Cuencas con valores altos tienden a ser más circulares, lo que puede incrementar la probabilidad de inundaciones (Horton, 1945). Las cuencas más anchas son más propensas a generar crecidas rápidas, ya que el agua tarda menos en recorrerlas, lo que resulta en un menor tiempo de concentración y una mayor velocidad en la acumulación de flujos superficiales, aumentando la violencia de las crecidas. Cuando Kf es similar a 1, se está ante una cuenca de forma redondeada, y en los casos en que Kf es menor a 1, se caracteriza por ser una cuenca alargada (**Fig. 9**).

$$K_f = \frac{A}{L^2} \quad (2)$$

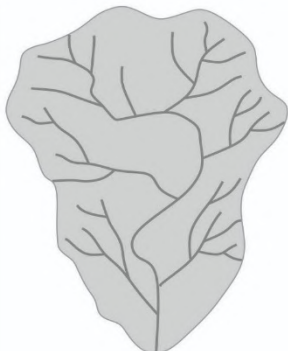
Estrecha	Alargada	Amplia	Ancha
0 - 0,25	0,25 - 0,50	0,50 - 0,75	0,75 - 1
			

Figura 9: Clasificación de la cuenca de drenaje según el factor de forma de Horton, (1945)

Coeficiente de compacidad de Gravelius (Kc): Definido por Gravelius, (1914) como la relación entre el perímetro de la cuenca y la circunferencia del círculo que tenga la misma superficie de la cuenca (3). Este parámetro refleja cuán cerca está la cuenca de tener una forma circular perfecta (Gravelius, 1914). Según Lux Cardona, (2016) el Kc se divide en tres clases: clase I (1,0-1,25, casi redonda a oval-oblonga); clase II (1,26-1,50, oval-redonda a oval-oblonga), y clase III (de 1,51 a > 2 de oval-oblonga a rectangular-oblonga).

$$K_c = \frac{P}{2\sqrt{\pi A}} \quad (3)$$

Coefficiente de Circularidad: Relación entre el área de la cuenca y el área de un círculo con el mismo perímetro (4). Este parámetro tiene un valor de 1 cuando la cuenca es perfectamente circular y tiende a disminuir conforme la cuenca se vuelve más alargada o irregular (Miller, 1953). Formas más cercanas a un círculo permiten una distribución más uniforme del agua y, por tanto, un menor tiempo de concentración, mientras que cuencas más alargadas retrasan el flujo.

$$C_c = \frac{4\pi A}{P^2} \quad (4)$$

Razón de elongación (Re): Es la relación entre el diámetro de un círculo que tiene la misma área que la subcuenca y la longitud del cauce principal (5). Es muy importante en el análisis de la forma de la cuenca, principalmente cuando se trata de conocer el comportamiento hidrológico de la misma (Schumm, 1956). Según López-Pérez *et al.*, (2015) estos valores pueden ser agrupados en cinco categorías: circular (> 0,9), ovalada (de 0,8 a 0,9), menos alargada (de 0,7 a 0,8), alargada (0,5 a 0,7) y muy alargada (>0,5).

$$Re = \frac{2\sqrt{A/\pi}}{L} \quad (5)$$

Parámetros de relieve:

Curva hipsométrica: Gráfico que relaciona el área acumulada de la cuenca con la elevación. Representa la distribución del relieve en la cuenca y puede ayudar a inferir el grado de desarrollo erosivo (Strahler, 1952). Sirve para determinar el ciclo erosivo y la etapa evolutiva en que se encuentra la cuenca. Se obtiene a partir de la relación de las curvas de nivel y la estimación de la superficie acumulada por cada cota (Muñiz Fredes, 2019) Las fases de la vida de los ríos quedarían representadas por: curva A que representa la fase de juventud, la curva B que indica la fase de madurez y la curva C que expresa la fase de vejez (**Fig. 10**).

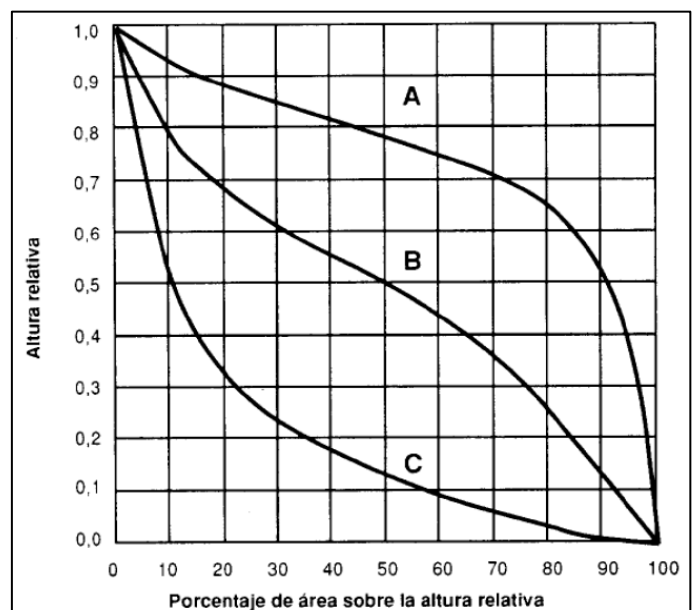


Figura 10: Curvas hipsométricas características del ciclo de erosión. Tomado de Gaspari y Salvaterra, (2009).

Pendiente media: Promedio de las inclinaciones del terreno en toda la cuenca. Es un factor clave para determinar la velocidad de escorrentía y la capacidad erosiva (Schumm, 1956).

Elevación media: Valor promedio de las alturas en la cuenca, obtenido a partir de los datos topográficos. Se utiliza para describir el relieve general de la cuenca.

Histograma de Altitudes: Representación gráfica de la distribución de elevaciones dentro de la cuenca, es útil para comprender la morfología del relieve y su distribución (Dingman, 2009).

Altura mínima y máxima: La altura mínima corresponde al punto más bajo y la altura máxima al punto más elevado dentro de la cuenca.

Parámetros de drenaje:

Orden de los cauces (Oc): Clasificación de los arroyos y ríos dentro de una cuenca de acuerdo a la jerarquía de (Strahler, 1957). Los cauces de primer orden son los más pequeños, y el número de orden aumenta conforme se unen cursos de agua (**Fig. 11**). A mayor número de orden, es mayor el potencial erosivo, mayor el transporte de sedimentos y por tanto mayor también la componente de escurrimiento directo que en otra cuenca de similar área (Gaspari y Senisterra, 2009).

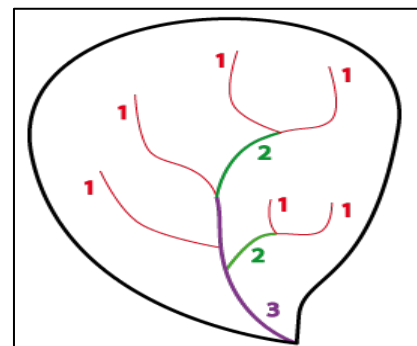


Figura 11: Órdenes de los canales dentro de una cuenca según Strahler, (1957).

Longitud del drenaje (Lt): Indica la suma total de las distancias recorridas de todos los cursos que conforman la cuenca, es decir, de la red de drenaje completa. Este parámetro influye en la respuesta hidrológica de la cuenca, ya que una mayor longitud de drenaje suele asociarse con tiempos de concentración más prolongados (Horton, 1932).

Densidad del drenaje (Dd): Relación entre la longitud total de los cauces y el área de la cuenca (6). Cuencas con alta densidad de drenaje tienden a tener un rápido drenaje superficial (Horton, 1932). Los valores interpretativos de la densidad de drenaje según Delgadillo y Páez (2008) incluyen 4 categorías: $Dd < 1$ Baja, Dd 1 a 2 Moderada, Dd 2 a 3 Alta, $Dd > 3$ Muy Alta

$$Dd = \frac{Lt}{A} \quad (6)$$

Coeficiente de torrencialidad (Ct): Se define como la relación entre el número de cursos de primer orden (N1) y el área de la cuenca (A) (7), sirviendo como indicador de la erodabilidad lineal y la capacidad de descarga de la misma (López Bermúdez y Romero Díaz, 1987). Este parámetro se clasifica en cinco categorías: bajo ($Ct < 0,4$), moderado ($0,4 \leq Ct < 0,8$), alto ($0,8 \leq Ct < 1,2$), muy alto ($1,2 \leq Ct < 2,0$) y torrencial ($Ct \geq 2,0$).

$$Ct = \frac{N_1}{A} \quad (7)$$

Pendiente media del cauce (J): Relación entre la diferencia de elevación y la longitud del cauce principal. Es crucial para determinar la energía potencial disponible para el flujo (Dingman, 2009).

Tiempo de concentración (Tc): Se define como el tiempo en que tarda en trasladarse una gota de agua desde el punto más remoto hasta la desembocadura de la cuenca (Riva *et al.*, 2021). Esta relacionado con la longitud del cauce principal y la pendiente de la cuenca. Se calcula siguiendo la ecuación del servicio de carreteras de California (8), que es una de las más usadas (Muñiz Fredes, 2019).

$$T_c = \left[\frac{0.87L^2}{(H/L)} \right]^{0.385} \quad (8)$$

4.2 Análisis geomorfológico

A diferencia del análisis morfométrico, que cuantifica los parámetros geométricos de una cuenca, el análisis geomorfológico se enfoca en las formas y estructuras fluviales y los procesos físicos que las originan. Este análisis considera elementos como canales, llanuras de inundación y terrazas, moldeados por la interacción de factores geológicos, climáticos e hidrológicos (Grant *et al.*, 2013). Además, examina cómo la morfología fluvial evoluciona en el tiempo debido a la erosión, sedimentación y la dinámica del flujo del agua, influida por el clima, la geología y actividades humanas (Leopold *et al.*, 1964; Brierley y Fryirs, 2005). El río evoluciona dentro de ciertos límites impuestos por las condiciones de contorno, como el confinamiento del valle, el sustrato del canal, la pendiente y la vegetación ribereña (Charlton, 2008).

El objetivo del análisis geomorfológico es identificar las evidencias generadas por la circulación del agua sobre los terrenos inundables (Ministerio de Medio Ambiente, Medio Rural y Marino, 2011). Teniendo en cuenta la escala de tiempo, estas evidencias geomorfológicas se clasifican en tres categorías:

Evidencias efímeras: Son indicios de las inundaciones recientes que, debido a su carácter temporal, tienden a desaparecer o ser alteradas por nuevos procesos erosivos y sedimentarios en un corto plazo (meses a años). Ejemplos de estas evidencias son los pequeños depósitos de sedimentos finos, hierbas tumbadas, depósitos teñidos de fango, marcas de escorrentía superficial, o formaciones temporales de canales secundarios (**Fig. 12**).

Evidencias topográficas: Son alteraciones que modifican de manera significativa la morfología del terreno, como es el caso de los cauces abandonados, las terrazas aluviales y los depósitos de barras sedimentarias. Su permanencia puede extenderse durante décadas.

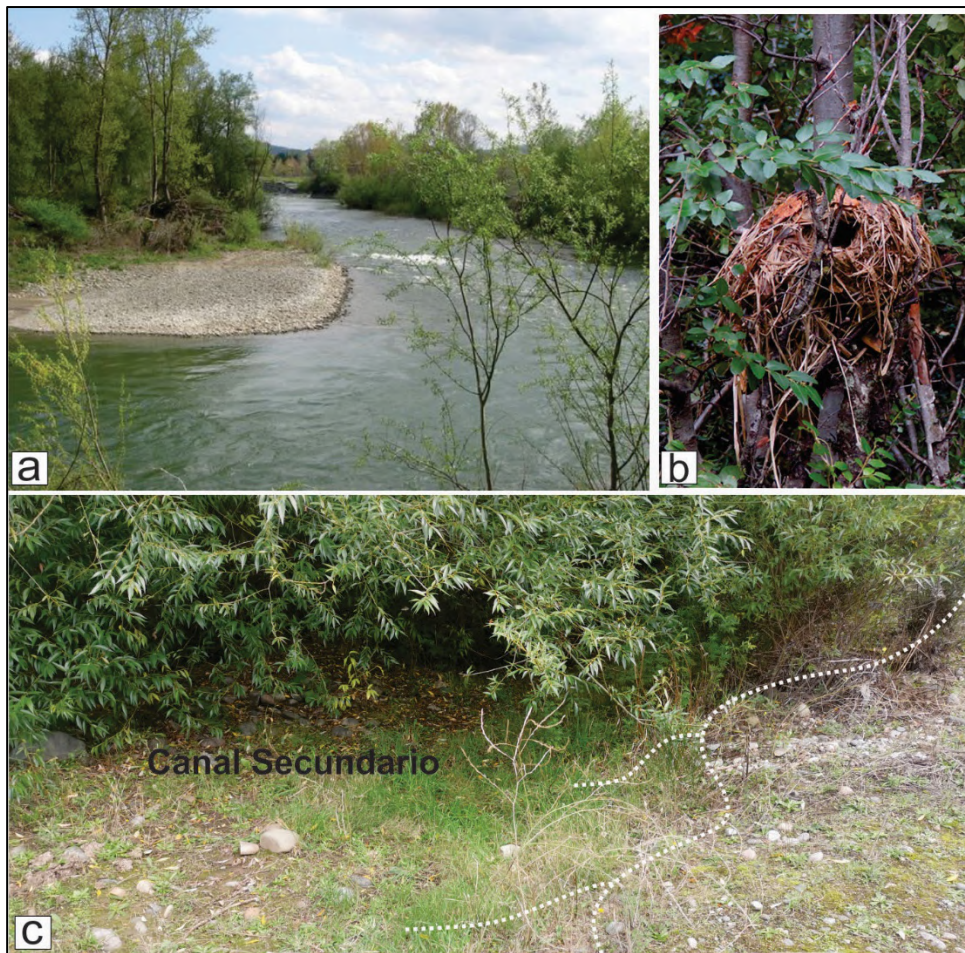


Figura 12: Fotografías tomadas en el campo de evidencias geomorfológicas de la circulación de agua en terrenos inundables. a: Sedimentos fluviales expuestos. b: Depósitos de vegetación flotantes. c: Canal secundario

Evidencias geológicas: Se refieren a aquellos rasgos que se preservan en el registro sedimentario del sistema fluvial. Estos incluyen secuencias de sedimentos fluviales estratificados y paleocanales, que ofrecen información sobre las dinámicas del río a lo largo de tiempos geológicos.

Las dos primeras categorías aportan información crucial para comprender la inundabilidad reciente y la evolución a corto y medio plazo de los terrenos fluviales.

Las evidencias efímeras y topográficas observadas tanto en los trabajos de campo como en fotografías aéreas actuales o históricas muestran una alta correlación con el carácter inundable de los terrenos y con el tránsito de avenidas de forma recurrente y de alta intensidad (Ministerio de Medio Ambiente, Medio Rural y Marino, 2011). En contraste, las evidencias geológicas nos permiten reconstruir la historia fluvial a lo largo de períodos geológicos más extensos, brindando una visión integral de la evolución del sistema.

La morfología de un sistema fluvial se define por la interacción entre el flujo de agua, la erosión y la sedimentación, y se describe a través del canal, la llanura de inundación y las terrazas. El canal es una incisión lineal en el terreno donde ocurre el flujo concentrado y transporte de sedimentos. Su forma se puede analizar en tres vistas: transversal, longitudinal y en planta, siendo esta última crucial para identificar el patrón del canal (Elliott y Munro, 2010). Los canales pueden ser unitarios (rectos o sinuosos) o múltiples (trenzados o ramificados), con patrones que varían entre estos tipos según la sinuosidad y estabilidad de las islas que los separan (Charlton, 2008; Elliott y Munro, 2010). En ocasiones, se observan formas intermedias entre los diferentes patrones. La morfología del cauce está definida por diversas unidades geomórficas, que reflejan la dinámica del flujo y sus velocidades locales, la capacidad de transporte de sedimentos y las variaciones en la energía fluvial a lo largo del canal (Brierley y Fryirs, 2005). Estas unidades incluyen rápidos, pozos y barras, y su distribución depende del patrón del canal y del perfil erosivo. Las barras son la forma de lecho principal que surge de la depositación en un canal activo, mientras que los rápidos y pozos representan altos y bajos topográficos dentro del río producto de diferencias en la velocidad del flujo.

Las barras son acumulaciones localizadas de sedimento al interior de los canales, que pueden estar formadas por rodados, gravas, arenas y limos. Las barras se pueden dividir en dos grandes grupos: barras unitarias y barras compuestas (Smith, 1974). Las barras unitarias son formas de barra simples cuya morfología está determinada principalmente por procesos de depositación, mientras que las barras compuestas se forman a partir de dos o más episodios de erosión y sedimentación. Se reconocen cuatro tipos principales de barras unitarias: barras longitudinales, de punto, diagonales y transversales (Charlton, 2008). Las barras longitudinales, se forman en canales rectos o meándricos y se extienden a lo largo del cauce, paralelas al flujo. Las barras de punto (*point bars*) ocurren en el interior de curvas de meandros, donde la velocidad del agua disminuye y favorece la depositación. Las barras diagonales son comunes en los canales de lecho de grava y pueden tener un frente empinado aguas abajo (Charlton, 2008). Por último, las barras transversales tienen forma de lóbulo y se encuentran típicamente en donde el canal se expande abruptamente y aguas debajo de las confluencias (**Fig. 13**).

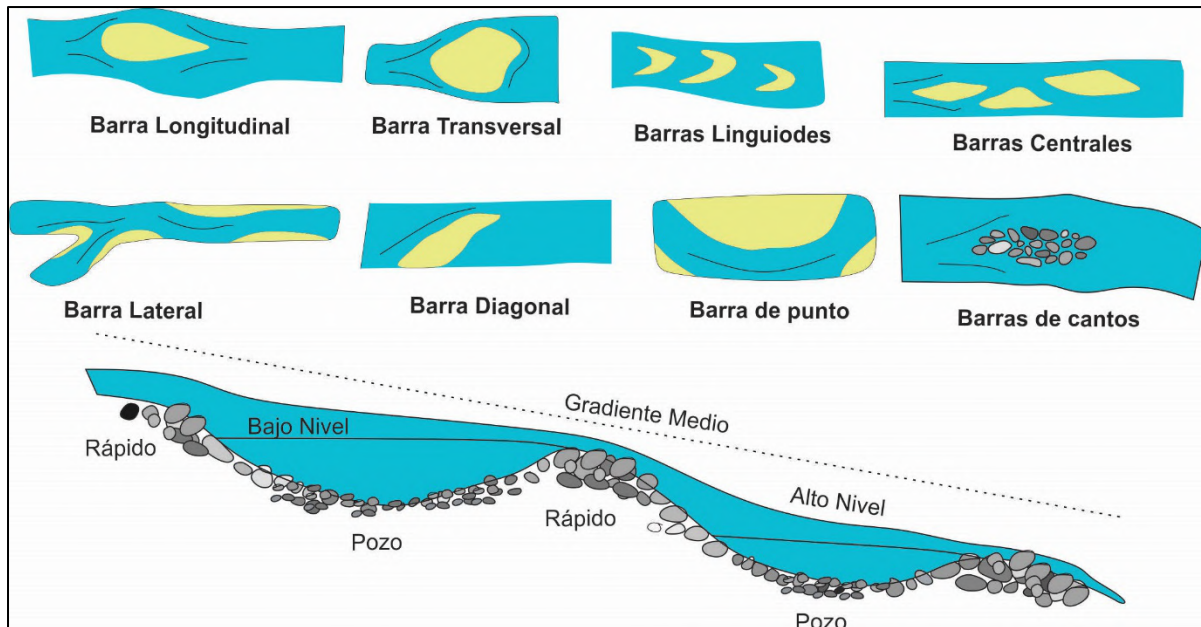


Figura 13: En la parte superior tipos de barras fluviales, en la parte inferior, perfil longitudinal de los rápidos y pozas y su relación con el nivel y gradiente del río. Tomado y modificado de Charlton, (2008).

En contraste, las barras fluviales complejas se dividen en dos tipos principales: barras centrales y barras laterales. Las barras centrales, formadas por la desecación de barras longitudinales o transversales debido a la avulsión del flujo, suelen ser simétricas y son características de los canales trenzados. Por otro lado, las barras laterales se extienden a lo largo de las riberas, son asimétricas y se encuentran en el margen de la corriente principal, típicamente en entornos de baja energía (**Fig. 13**).

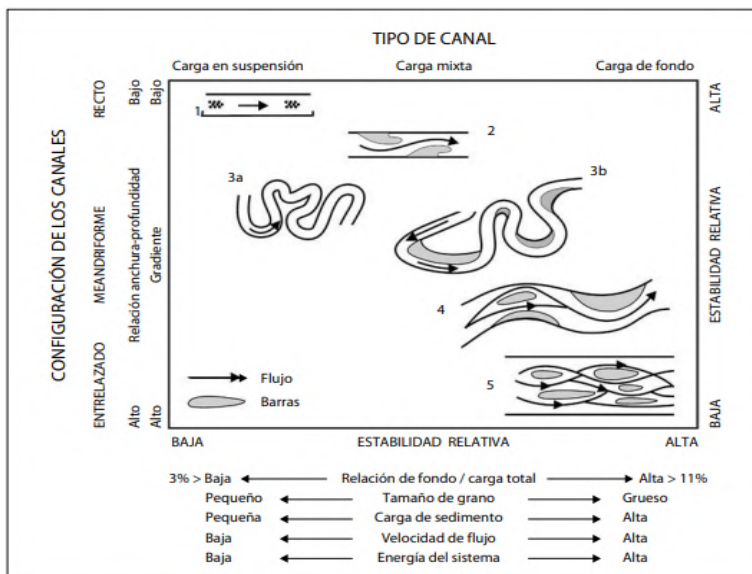


Figura 14: Clasificación del sistema fluvial según Schumm (1981, 1985). Tomado de Arche (2010).

Los rápidos son barras de canto rodado, que se forman en canales con predominancia de sustratos gruesos, estos alternan con los pozos, generando una topografía ondulante. El flujo se mueve rápidamente en los rápidos y disminuye en los pozos, donde la topografía se profundiza. Esta secuencia puede considerarse como una unidad ya que no suelen darse de manera aislada (Brice, 1964 ; **Fig. 13**).

La clasificación del sistema fluvial es un tema controversial en la geomorfología, una de las clasificaciones más aceptadas es la de (Schumm 1981, 1985) donde en función de la

proporción de carga de fondo, de la relación anchura/profundidad, de la pendiente y de la movilidad del sistema, se estableció una clasificación distinguiendo tres tipos básicos: carga en suspensión, carga mixta y carga de fondo (Arche, 2010), (**Fig. 14**).

En ocasiones el canal se desborda, formando una planicie de inundación, esta es una superficie plana que se encuentra adjunta al canal, construida por procesos de erosión y sedimentación del río (Elorza, 2008). Los procesos de erosión incluyen principalmente la excavación del canal y la migración lateral del mismo, mientras que los procesos de sedimentación incluyen la acreción lateral y vertical de los sedimentos transportados por el canal. Las planicies de inundación absorben y almacenan el exceso de agua durante eventos de crecidas, ayudando a reducir la velocidad del flujo y facilitando la infiltración. Además, son zonas fértiles debido a la deposición de sedimentos ricos en nutrientes, lo que las convierte en áreas agrícolas productivas.

Análisis geomorfológico - histórico

El análisis geomorfológico-histórico implica estudiar cómo han cambiado las características del paisaje a lo largo del tiempo debido a procesos naturales y actividades humanas, lo cual es útil para definir las zonas inundables de alta probabilidad. Según (Ministerio de Medio Ambiente, Medio Rural y Marino, 2011), este análisis histórico se plantea en dos grandes apartados:

- 1- Un estudio evolutivo del medio fluvial mediante fotografías aéreas históricas: Consiste en identificar las zonas más activas e inundables del medio fluvial observado en las diferentes fotografías aéreas. El objetivo es delimitar la zona inundable, el cauce histórico, la zona de flujo preferente e identificar mediante fotografías aéreas de fechas intermedias los cambios detectados en estas unidades hasta la actualidad. Los límites obtenidos con estas imágenes pueden completarse con el modelado hidráulico.
- 2- La Reconstrucción de series históricas de inundaciones: Este análisis procura aumentar la precisión en la zonificación del área inundable al incorporar información basada en eventos reales, ya sea fotos, testimonios o artículos de periódicos regionales.

Además del uso de fotografías aéreas, se puede realizar un análisis multitemporal para evaluar los cambios a largo plazo en el cauce, la llanura de inundación y otras características geomorfológicas. Esto incluye la evaluación de cómo han influido las actividades humanas (como la urbanización o la construcción de infraestructuras) en la modificación del régimen fluvial y el aumento de riesgos. El análisis histórico puede combinarse con modelos hidráulicos y geomorfológicos para identificar las zonas con mayor riesgo de desbordamiento y definir zonas de flujo preferente. La integración de estos modelos permite mejorar la precisión en la delimitación de las áreas inundables para realizar un mapeo de las áreas inundables y prever las posibles consecuencias ante futuros eventos extremos (Ministerio de Medio Ambiente, 2011).

4.3 Análisis estadístico

Los procesos hidrológicos evolucionan en el espacio y el tiempo de forma parcialmente predecible y, en parte, aleatoria, lo que los define como procesos estocásticos (Chow *et al.*, 1998). En una cuenca de drenaje, fenómenos como la precipitación y el caudal fluvial muestran patrones predecibles, pero también presentan variaciones impredecibles debido a factores externos, lo que permite al hidrólogo tratarlos como procesos puramente aleatorios. Para interpretar estos fenómenos, se aplican métodos estadísticos cuantitativos descriptivos que tratan los datos como variables aleatorias continuas, lo que permite modelar su comportamiento probabilístico (Bedient *et al.*, 2013). Una variable continua puede tomar cualquier valor dentro de un intervalo definido, lo que la convierte en un parámetro aleatorio representado por una distribución de probabilidad. La probabilidad es un concepto clave en este análisis, pues determina la posibilidad de que un evento específico ocurra, la distribución de probabilidad asocia a cada valor de una variable aleatoria una probabilidad específica. En variables continuas, como las hidrológicas, se utiliza una función de densidad de probabilidad para describir la probabilidad de que la variable tome valores dentro de un rango específico (Bedient *et al.*, 2013).

En estudios de riesgo de inundación, el análisis estadístico permite predecir la frecuencia y magnitud de eventos extremos, como crecidas y tormenta. El tratamiento estadístico aborda dos cuestiones clave (Sánchez San Román, 2019):

1. Evaluar la probabilidad de que, en el futuro, un caudal o precipitación supere un valor específico.
2. Determinar qué caudal o precipitación se superará en un determinado porcentaje de los años

El análisis estadístico de los datos de precipitación y caudal generalmente comienza con la recopilación y procesamiento de series temporales, que consisten en observaciones sucesivas de una variable aleatoria, como el caudal o la precipitación. Estas observaciones, conocidas como muestras, se extraen de una población que representa el conjunto completo de datos bajo estudio. Para interpretar la distribución estadística de los datos, se realiza un análisis descriptivo mediante gráficos y medidas numéricas, lo que facilita la comprensión y representación de la información. Los estadísticos descriptivos son herramientas esenciales en el análisis de datos, ya que permiten sintetizar y describir las características clave de un conjunto de datos, facilitando su interpretación y análisis (Mendenhall, 2010). Los principales estadísticos incluyen:

Media: Es el promedio aritmético de un conjunto de valores. Se calcula sumando todos los valores y dividiendo el total por el número de observaciones. Es sensible a los valores extremos (outliers) y puede no ser representativa si hay grandes variaciones en los datos.

Mediana: Es el valor que divide a un conjunto de datos en dos partes iguales. Se encuentra ordenando los datos de menor a mayor y seleccionando el valor del medio. La mediana es menos sensible a los valores extremos que la media.

Máximo: Es el valor más alto en un conjunto de datos. Representa el límite superior de las observaciones.

Mínimo: Es el valor más bajo en un conjunto de datos. Representa el límite inferior de las observaciones.

Varianza: Es la medida de la dispersión de un conjunto de datos. Se calcula como el promedio de las diferencias al cuadrado entre cada valor y la media. Una varianza alta indica una gran dispersión de los datos, mientras que una baja indica que los datos están más concentrados cerca de la media.

Desviación estándar: Mide la cantidad de variación o dispersión de un conjunto de valores en relación con su media. Una desviación estándar baja indica que los datos tienden a estar cerca de la media, mientras que una alta indica que están más dispersos. Se calcula como la raíz cuadrada de la varianza.

Moda: Es el valor que aparece con mayor frecuencia en un conjunto de datos. Puede haber más de una moda (multimodal) o no haber ninguna (si todos los valores son únicos).

Curtosis: Es una medida que describe la forma de la distribución de los datos, específicamente la "altitud" y "aplanamiento" de la distribución en comparación con una distribución normal. Una curtosis alta indica colas más pesadas y un pico más alto, mientras que una curtosis baja indica colas más ligeras y una distribución más plana. La curtosis se divide en tres tipos: leptocúrtica (picos altos), mesocúrtica (similar a la normal) y platicúrtica (picos bajos).

Las gráficas son herramientas fundamentales en el análisis estadístico, ya que permiten resumir y visualizar la información generada a partir del análisis descriptivo de datos. A través de representaciones gráficas, es posible ilustrar la distribución, tendencia y variabilidad de los datos, facilitando la interpretación y la comunicación de resultados (Mendenhall, 2010). Existen diversos tipos de gráficos que pueden ser utilizados, entre los cuales se destacan:

Boxplots (Diagrama de Cajas): Este gráfico muestra la distribución de un conjunto de datos a través de sus cuartiles. Permite identificar de manera clara la mediana, los cuartiles y los posibles valores outliers, proporcionando una visión general sobre la dispersión y la asimetría de los datos.

Gráficos de barras: Son útiles para representar datos categóricos, donde cada barra indica la frecuencia o proporción de cada categoría. Suelen ser empleados para comparar diferentes grupos o variables y analizar series temporales.

Gráficos de dispersión: Estos gráficos permiten observar la relación entre dos variables continuas. Cada punto en el gráfico representa un par de valores, y su disposición puede revelar patrones, tendencias o correlaciones entre las variables.

Histogramas: Representan la distribución de un conjunto de datos dividiéndolos en intervalos o "bins". Permiten visualizar la frecuencia de las observaciones en cada intervalo, ayudando a identificar la forma de la distribución.

Gráficos de líneas: Útiles para mostrar tendencias a lo largo del tiempo, donde cada punto en el gráfico representa un valor en un momento específico. Son comunes en series temporales para visualizar cambios a través del tiempo.

El uso adecuado de estas representaciones gráficas es crucial para facilitar la comprensión de los datos y los resultados del análisis estadístico, permitiendo a los investigadores y tomadores de decisiones identificar patrones significativos y comunicar hallazgos de manera efectiva. Una vez que se ha realizado la descripción analítica del conjunto muestral, se procede a llevar a cabo un análisis de frecuencia (Bedient *et al.*, 2013). Este análisis tiene como objetivo establecer una relación entre la magnitud de los eventos extremos y su frecuencia de ocurrencia, utilizando distribuciones de probabilidad adecuadas. El análisis de frecuencia también implica la identificación de distribuciones específicas que se ajusten a los datos observados. Por ejemplo, la distribución de Gumbel es ampliamente utilizada para el análisis de caudales máximos, ya que permite estimar la probabilidad de ocurrencia de eventos extremos. En este estudio, se eligió esta distribución por su simplicidad y eficacia en eventos extremos, como crecidas (Bedient, *et al.*, 2013). La distribución de Gumbel se usa para modelar eventos extremos, como caudales o precipitaciones máximas anuales, y permite estimar la probabilidad de que un evento de cierta magnitud ocurra dentro de un período de tiempo específico. Es una distribución asimétrica que asume que los valores extremos tienden a ser exponenciales (Gumbel, 1958).

Debido a su complejidad matemática, el cálculo de estas distribuciones y sus parámetros se realiza mediante la utilización de softwares estadísticos. Ambas distribuciones permiten modelar la relación entre la magnitud de eventos extremos y su frecuencia de ocurrencia, lo que a su vez permite estimar el valor de la variable

$$T = \frac{1}{f}$$

para diferentes períodos de retorno. El período de retorno se define como el intervalo de tiempo promedio que se espera entre eventos de una magnitud determinada o mayor. Por ejemplo, un período de retorno de 10 años sugiere que hay una probabilidad del 10% de que ocurra un evento de esa magnitud en un año dado. Matemáticamente, el período de retorno (T) se relaciona con la frecuencia de un evento (f) a través de la siguiente fórmula:

Para verificar los modelos propuestos, se recurre a la comparación gráfica entre el modelo y los datos observados. Este enfoque proporciona una visualización rápida del ajuste del modelo e indica las zonas en las que el ajuste es más deficiente. Además del ajuste gráfico que permite visualizar la concordancia entre el modelo teórico y los datos observados, se utilizan métodos estadísticos cuantitativos para validar la calidad del ajuste, siendo el test de Kolmogorov-Smirnov uno de los más comunes (Mendenhall, 2010). Este test compara la función de distribución acumulada empírica $G_n(x)$ con la teórica $F_n(x)$ calculando la diferencia máxima, el estadígrafo D (INA, 2004).

El valor D indica la discrepancia entre ambas distribuciones. Si D supera un valor crítico determinado por el tamaño de la muestra y el nivel de significancia, se rechaza la hipótesis nula, sugiriendo un mal ajuste del modelo. Un valor p bajo, que indica la probabilidad de observar un resultado extremo bajo la hipótesis nula, también se utiliza para evaluar la significancia del ajuste. El nivel de significancia más comúnmente adoptado es el 1%, ya que proporciona un 99% de confianza, minimizando el riesgo de rechazar incorrectamente la hipótesis nula, lo que es crucial en el análisis de eventos extremos (Chow *et al.*, 1998).

4.4 Modelado Hidrodinámico

El modelado hidrodinámico implica el uso de modelos matemáticos para describir el movimiento y comportamiento del agua en diferentes cuerpos hídricos. Esta práctica se centra en determinar los valores de variables clave que representan el flujo del agua en cauces, utilizando métodos numéricos para resolver ecuaciones que rigen este comportamiento. En el caso de un fluido isotrópico como el agua, el flujo está gobernado por las ecuaciones de Navier-Stokes, derivadas de las leyes de conservación de masa y cantidad de movimiento (segunda ley de Newton). Al estudiar el flujo de agua en ríos, se puede aproximar la distribución de presiones dentro del fluido mediante el principio de hidrostática. Integrando las ecuaciones de Navier-Stokes verticalmente bajo esta suposición, se derivan las ecuaciones de Saint-Venant, que describen el flujo de agua en lámina libre, es decir, en condiciones donde el agua no está confinada completamente por las paredes de un canal cerrado (Ministerio de Medio Ambiente, Medio Rural y Marino, 2011). Estas ecuaciones constan de dos componentes principales:

- 1- Ecuación de continuidad: Asegura que el flujo de agua que entra y sale de una sección es coherente con la cantidad de agua presente en esa sección en cualquier momento, facilitando así el cálculo de la altura del agua en cada punto.
- 2- Ecuación de cantidad de movimiento: Describe cómo las fuerzas (gravedad, fricción en el fondo, entre otras) afectan la velocidad del agua, permitiendo calcular hasta dónde se desplazará la lámina de agua.

Las variables clave en este contexto incluyen las componentes de la velocidad en las direcciones horizontal y vertical (u y v), la altura del agua sobre el lecho del río (h), la pendiente del lecho (S_o), que influye en el movimiento del agua, y la pendiente motriz (S_f), que representa la pérdida de energía asociada a la rugosidad del fondo (Ochoa García *et al.*, 2014).

Los modelos que utilizan las ecuaciones de Saint-Venant pueden clasificarse en unidimensionales o bidimensionales (Ministerio de Medio Ambiente, Medio Rural y Marino, 2011). En áreas donde las componentes longitudinal y transversal del flujo son significativas, como llanuras aluviales o zonas propensas a desbordamientos laterales, los modelos bidimensionales son imprescindibles para obtener una representación más precisa del flujo. Estos modelos resuelven las ecuaciones de Saint-Venant en los nodos de una malla generada a partir de la topografía del área de estudio, utilizando esquemas de cálculo como el método de volúmenes finitos (que divide el área de estudio en pequeños volúmenes de control) o el método de los elementos finitos (que segmenta el área en elementos más pequeños, como triángulos o cuadrados). Aunque estos modelos son más complejos y requieren un mayor tiempo de cálculo, ofrecen una representación más precisa de la realidad.

Por otro lado, en canales estrechos o en situaciones donde la componente transversal de la velocidad es despreciable, los modelos unidimensionales son adecuados. Estos modelos son más rápidos en sus cálculos, lo que facilita el proceso de calibración, pero pueden ser menos precisos en áreas donde hay cambios bruscos en el flujo.

En este contexto, el modelo IBER se presenta como una herramienta poderosa (Sanz-Ramos *et al.*, 2022). Este modelo numérico bidimensional simula flujos turbulentos en lámina libre bajo condiciones de régimen no permanente, lo que le permite modelar el comportamiento del agua en situaciones donde la profundidad y la velocidad del flujo cambian con el tiempo, como en avenidas o inundaciones. IBER implementa de manera eficiente la resolución de las ecuaciones de Saint-Venant en dos dimensiones (2D). Las ecuaciones se resuelven sobre una malla no estructurada, generada a partir de la topografía del área de estudio, lo que permite una mayor flexibilidad en la representación de la geometría del terreno. IBER utiliza el método de volúmenes finitos (Martínez-Canto *et al.*, 2017), que divide el dominio en pequeños volúmenes de control sobre los cuales se aplican las ecuaciones de conservación de masa y cantidad de movimiento. Esta aproximación permite simular de forma efectiva el flujo del río Azul y su llanura de inundación, proporcionando resultados detallados y precisos que en conjunto con el análisis geomorfológico - histórico y estadístico son fundamentales para la gestión y planificación de recursos hídricos.

5- Resultados y Discusiones

5.1 Análisis Morfométrico

En este apartado se presentan los resultados del análisis morfométrico realizado sobre la cuenca del río Azul. Este análisis incluye la evaluación de parámetros de forma, drenaje y relieve, que son cruciales para comprender el comportamiento hidrológico y el riesgo de inundación en la región.

Parámetros de forma

Los parámetros de forma para la Subcuenca del río Azul pueden observarse en la Tabla 1. La cuenca del río Azul abarca un área de 1208,56 km², lo que, de acuerdo con Araquez Arellano *et al.*, (2019), se clasifica como una cuenca intermedia-pequeña. Con una longitud de 48 km y un ancho promedio de 25 km, presenta una forma relativamente alargada. Su perímetro de 180.62 km, combinado con otros indicadores geomorfológicos, sugiere una configuración moderadamente irregular. Este patrón geomorfológico se refleja en la relación de elongación de 0,81, que indica una forma ovalada, (Schumm, 1956). En cuencas con estas características, la escorrentía se concentra de manera más lenta en el cauce principal, lo que retrasa el pico de caudal y reduce el riesgo de inundaciones repentinas. Sin embargo, esto no elimina el riesgo de acumulación de agua ni de inundaciones prolongadas bajo eventos de lluvia sostenida, generando una respuesta hidrológica más gradual en comparación con cuencas de forma más compacta (Strahler, 1964). La relación de circularidad, de 0,46, refuerza esta idea de una cuenca alargada y poco circular (Miller, 1953). Este parámetro se asocia con una respuesta hidrológica más lenta, lo que puede ayudar a mitigar inundaciones rápidas, pero, al mismo tiempo, prolonga el evento de escorrentía si las lluvias son intensas, lo que implica precipitaciones significativas en intervalos cortos de tiempo. López-Pérez *et al.*, (2015) vincula los valores bajos de la relación de circularidad con cuencas en una etapa madura de su ciclo de drenaje, lo que refleja una red de drenaje más estable y eficiente. El coeficiente de compacidad, con un valor de 1,46, sugiere una forma moderadamente irregular, lo que indica que la cuenca es menos eficiente en concentrar rápidamente la escorrentía. El factor de forma de 0,52, por su parte, señala una configuración intermedia entre una cuenca alargada y una circular (Horton, 1945) definiendo una

Parámetros de Forma	
Área	1208,56 Km ²
Perímetro	180,62 Km
Longitud	48,04 Km
Ancho	25,15 Km
Relación de Elongación	0,81
Relación de Circularidad	0,46
Coeficiente de compacidad	1,46
Factor de forma de Horton	0,523
Orientación	NE-SO

Tabla 1: Parámetros de forma de la Subcuenca del río Azul

cuenca ligeramente ensanchada. Este valor implica que, aunque la cuenca es más eficiente en la captación de escorrentía en un período más corto que una cuenca alargada, no alcanza la rapidez de concentración de una cuenca circular. En conjunto, estos parámetros geomorfológicos indican que la cuenca del río Azul tiene una respuesta hidrológica moderada, con una tendencia a distribuir la escorrentía de manera gradual, lo que reduce el riesgo de inundaciones repentinas, pero aumenta la probabilidad de eventos prolongados de escorrentía bajo precipitaciones sostenidas.

Parámetros de drenaje

Los parámetros de drenaje son fundamentales para entender la capacidad de la cuenca en la gestión del flujo de agua. La **Figura 15** muestra la clasificación de los órdenes de los cauces (**Fig. 15a y c**) junto con los principales parámetros de drenaje (**Fig. 15b**). La cuenca presenta un cauce de orden 7 según el criterio de Strahler (1957), lo que refleja una red de drenaje compleja y bien desarrollada, con múltiples tributarios de órdenes menores que alimentan al cauce principal. Las cuencas de mayor orden suelen tener una respuesta hidrológica más rápida, ya que la el agua de escorrentía superficial llega desde varios cursos al cauce principal. La longitud del cauce principal, en este caso el río Azul, es de 66,56 km. De acuerdo con métodos empíricos utilizados en este y otros estudios hidrológicos, como el Método de California, el tiempo de concentración de una cuenca está influenciado por la longitud del cauce y la pendiente media (Kirpich, 1940; Chow *et al.*, 1988). Aplicando este método, se estima que la cuenca del río Azul tendría un tiempo de concentración moderado. Esto significa que los picos de caudal no se alcanzarán inmediatamente después de un evento de lluvia, sino que requerirán un período de respuesta antes de llegar a su nivel máximo. Cuencas con cauces principales más largos o con menor pendiente, como la del río Sauce Grande en la provincia de Buenos Aires, tienden a presentar tiempos de concentración mayores (11,6 horas) (García *et al.*, 2013). Esto genera un retraso en el momento en que se alcanza el pico de caudal tras un evento de lluvia, reduciendo la probabilidad de inundaciones repentinas (Chow *et al.*, 1998). La longitud total del drenaje de 1892,3km sugiere una red bien desarrollada que puede evacuar grandes volúmenes de escorrentía. Sin embargo, si las precipitaciones son intensas y sostenidas, la extensa red de drenaje puede concentrar el agua en el cauce principal, lo que aumentaría el riesgo de inundación. En cuanto a la densidad de drenaje, un valor de 1,56 km/km² indica una densidad de drenaje moderada (Delgadillo y Páez, 2008). Esto sugiere una respuesta hidrológica equilibrada: ni extremadamente rápida, lo que reduciría el riesgo de inundaciones repentinas, ni extremadamente lenta, lo que podría hacer más probable la ocurrencia de inundaciones prolongadas. Respecto al coeficiente de torrencialidad, un valor de 2,13 indica una cuenca torrencial, lo que significa que, bajo condiciones de fuertes precipitaciones, el cauce principal puede evacuar rápidamente grandes volúmenes de agua (López Bermúdez y Romero Díaz, 1987). Esto aumenta el riesgo de inundaciones rápidas, especialmente en cuencas con pendientes pronunciadas y

suelos con baja capacidad de infiltración, aunque este no es el caso de la cuenca del Río Azul.

El tiempo de concentración de 4,37 horas sugiere que la cuenca del río Azul tiene una respuesta hidrológica relativamente rápida a la precipitación, considerando

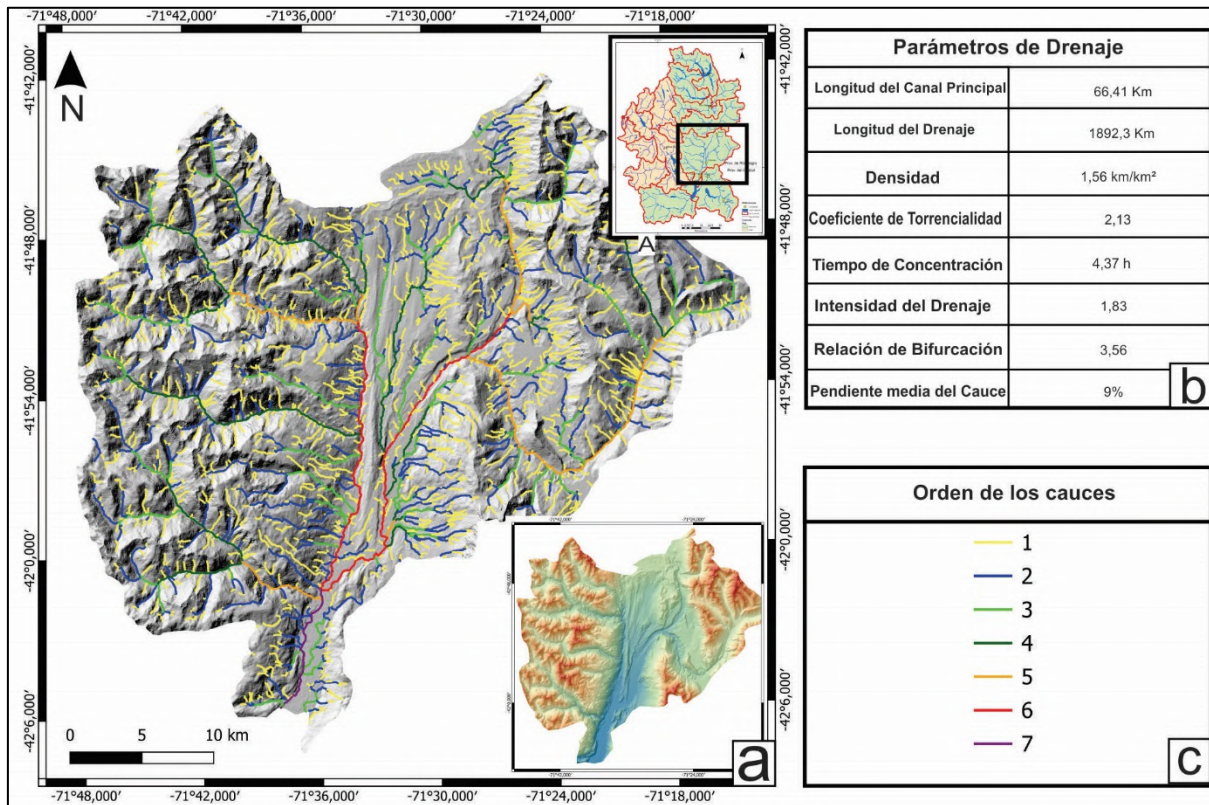


Figura 15: En a: Mapa donde se observan los órdenes de canales, junto a una figura de ubicación de la subcuenca del río Azul en un mapa de la cuenca Binacional Puelo-Manso. En la parte inferior se observa un DEM de la cuenca en escala de colores, lo cual proporciona una referencia visual clara de la elevación y la morfología del terreno. En b: Parámetros de drenaje de la cuenca. En c: Referencias del orden de los cauces, lo que complementa la figura a.

su extensión y características geomorfológicas. Este parámetro es crucial para evaluar el riesgo de inundación, ya que un tiempo de concentración corto (menos de 6 horas) implica que la cuenca podría tener riesgo de inundación rápida si ocurre una lluvia intensa y concentrada. Respecto a la relación de bifurcación (Rb), un valor de 3,56 indica que la cuenca tiene una estructura de drenaje intermedia, lo que sugiere que la red fluvial tiene una capacidad razonable para acumular y transportar el agua de escorrentía. Según Strahler (1964) valores de Rb bajos se asocian con cuencas muy bien drenadas que pueden generar crecidas muy violentas. La pendiente media del cauce del río Azul, con un valor del 9%, refleja una inclinación significativa que favorece una mayor velocidad de escorrentía. Esta característica puede incrementar el riesgo de inundaciones, ya que el agua fluye rápidamente por el cauce, reduciendo el tiempo de respuesta ante eventos de precipitaciones intensas o prolongadas.

A partir de estos parámetros, se infiere que la cuenca del río Azul posee una respuesta hidrológica de intensidad moderada. Aunque no tiene una respuesta extremadamente rápida debido a su densidad de drenaje moderada, la combinación de una red de drenaje extensa y un coeficiente de torrencialidad alto significa que la cuenca tiene un riesgo moderado-alto de inundaciones bajo condiciones de lluvias intensas. Además, el valor de tiempo de concentración relativamente corto sugiere que puede haber un riesgo alto de inundaciones rápidas, especialmente si las lluvias son fuertes y concentradas en poco tiempo.

Parámetros de Relieve

En la **Figura 16**, se presentan los principales parámetros de relieve de la cuenca, incluyendo la curva hipsométrica (**Fig. 16a**), la distribución porcentual del área en función de la altitud (**Fig. 16b**) y los valores de los parámetros morfométricos más relevantes (**Fig. 16c**). La cuenca del río Azul presenta una diferencia de relieve total de 2085 m.s.n.m, lo que indica una variabilidad significativa en la altitud dentro de su área. Esta variabilidad en el relieve puede generar una mayor escorrentía superficial, ya que el agua tiende a moverse rápidamente por las pendientes pronunciadas hacia el cauce principal. Como resultado, esto puede incrementar el riesgo de inundaciones, especialmente durante eventos de lluvia intensa. Con una elevación media de 1252 m.s.n.m, la cuenca exhibe un perfil relativamente montañoso. Las áreas con elevaciones más altas, que alcanzan hasta 2295 m.s.n.m, pueden actuar como zonas de acumulación de nieve (Ministerio de Ambiente y Desarrollo Sustentable, 2018), influyendo así en la cantidad de agua que se libera a través de la escorrentía. Por otro lado, la elevación mínima de 210 m.s.n.m indica la existencia de zonas de valle que son vulnerables a inundaciones, ya que el agua tiende a concentrarse en estas áreas más bajas durante eventos de precipitación. La pendiente media de la cuenca, con un valor del 38%, es considerablemente alta. Según Pérez (1979), este valor caracteriza un relieve escarpado, lo que favorece un drenaje eficiente y permite que la escorrentía fluya rápidamente hacia el cauce principal. Esto eleva el riesgo de inundaciones rápidas, dado que el agua no tiene tiempo suficiente para infiltrarse adecuadamente en el suelo antes de llegar al río. El número de rugosidad (R_g) de 3,26 sugiere una superficie relativamente rugosa, lo cual puede ayudar a retardar el flujo de agua y aumentar la infiltración en comparación con superficies más lisas. Sin embargo, en terrenos muy empinados, el efecto de la rugosidad en la reducción de la escorrentía puede ser limitado (Chow *et al.*, 1998).

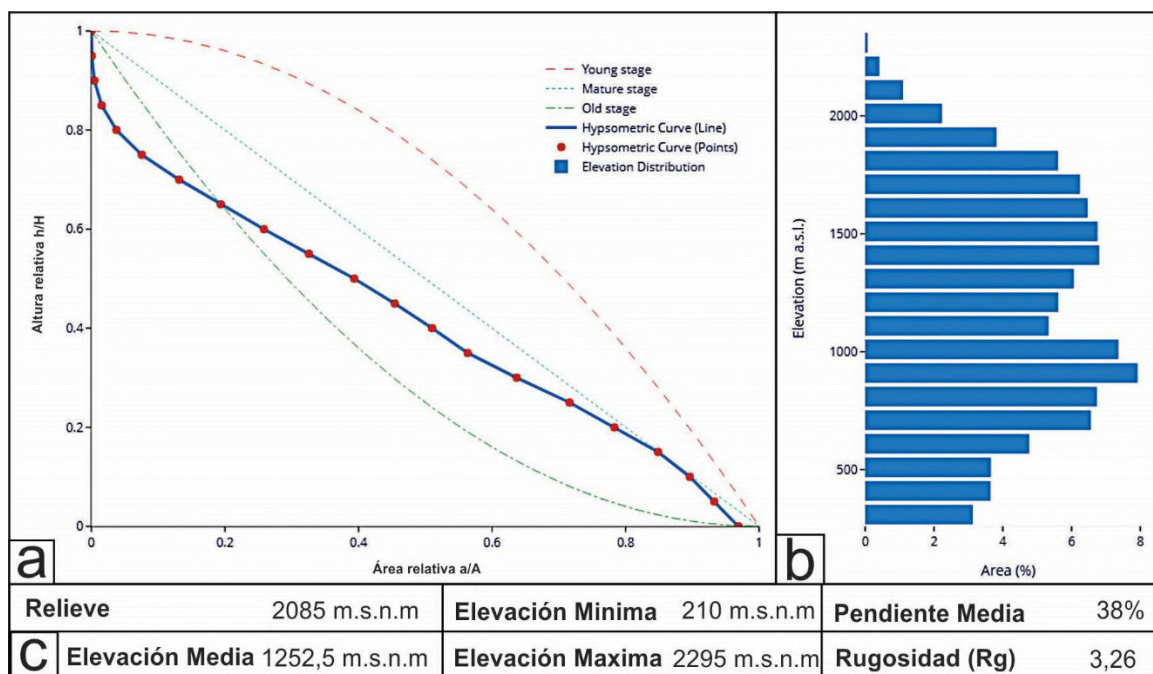


Figura 16: En a: Curva hipsométrica de la cuenca del río Azul. En b: Distribución porcentual del área de la cuenca en función de la altitud. En c: Principales parámetros del relieve.

Según Gaspari y Senisterra, (2009), se construyó una curva hipsométrica relativa, la cual se encuentra entre las fases de madurez y vejez. Esto indica que la cuenca ha alcanzado un estado intermedio de desarrollo, habiendo experimentado procesos erosionales significativos (**Fig. 16**). Sin embargo, aún conserva características propias de un paisaje en evolución, como sus pendientes pronunciadas y un considerable desnivel. En esta cuenca, la mayoría de las altitudes se distribuyen entre 700 a 1000 m.s.n.m y 1400 a 1800 m.s.n.m, con un 45% del área aproximadamente por encima de los 1200 m.s.n.m. Esta distribución indica que una gran parte de la cuenca se encuentra en zonas montañosas. Las áreas elevadas suelen ser fuentes de escorrentía, ya que las precipitaciones en estas regiones tienden a escurrir rápidamente debido a las pendientes pronunciadas. Además, la presencia de terrenos en altitudes más elevadas puede dar lugar a acumulaciones de nieve, lo que puede influir en el caudal del río durante las temporadas de deshielo.

5.2 Análisis Estadístico

Se realizó un análisis estadístico de los datos de precipitación y caudal correspondientes a estaciones hidrométricas cercanas al río Azul. Adicionalmente, se consideraron los datos de altura del nivel del Lago Puelo, que se presume podrían influir en el nivel del río.

Pluviograma y Hidrograma Anual

Antes de abordar el análisis de los valores extremos de precipitación y caudal, es importante considerar las tendencias generales de las variables a lo largo del tiempo. Para el período 1993-2023, la precipitación media anual registrada en la

cuenca del río Azul es de 29,2 mm, un valor relativamente bajo que refleja la prevalencia de días con escasas precipitaciones y la infrecuencia de eventos extremos. En la **Figura 17**, se presenta el pluviograma anual que ilustra las precipitaciones medias mensuales acumuladas a lo largo de los años, lo que permite identificar patrones estacionales y la variabilidad de los eventos pluviales. Se observa un aumento significativo de las precipitaciones entre los meses de abril y agosto, seguido de una disminución a partir de septiembre, lo que refleja un patrón estacional característico de las lluvias invernales. Además, el gráfico resalta una abundante precipitación entre los años 2000 y 2005, lo cual coincide con los antecedentes de la zona (INA, 2004). Este patrón se ve interrumpido por una notable disminución de las precipitaciones entre 2005 y 2010, para luego experimentar un repunte hacia la actualidad.

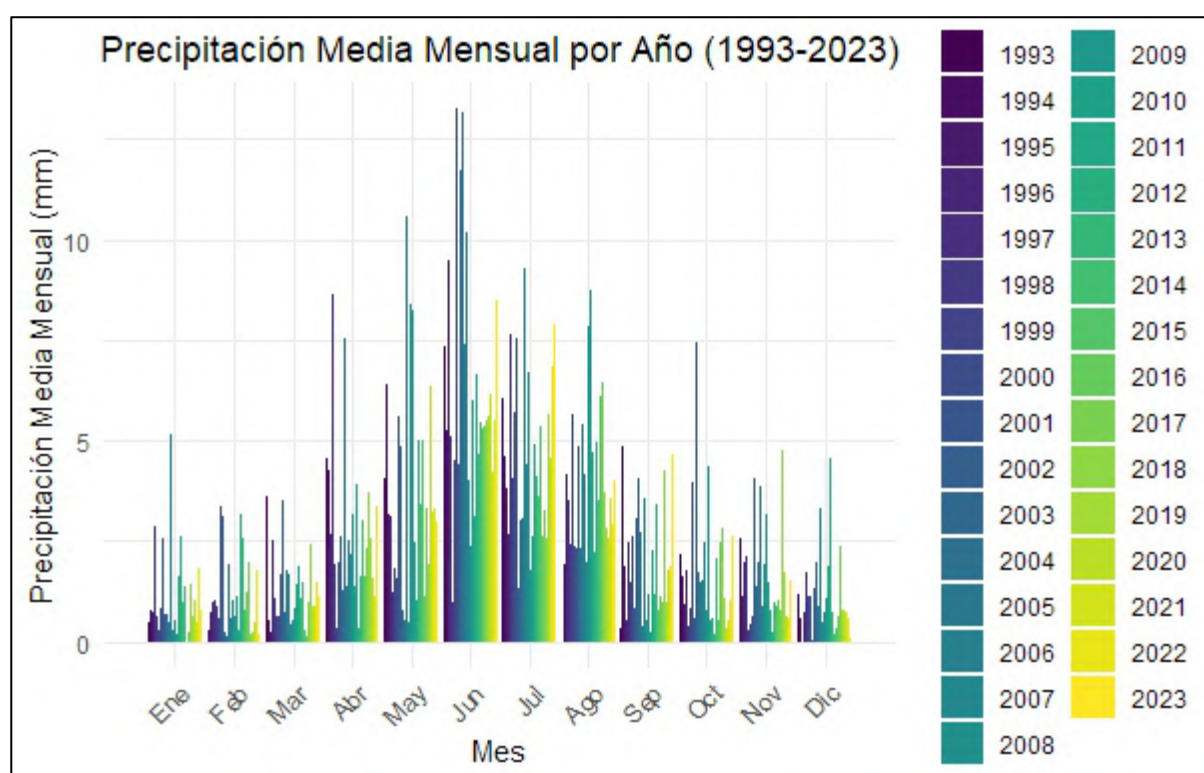


Figura 17: Precipitación media mensual para cada año del periodo 1993-2023.

Por otro lado, el hidrograma anual, presentado en la **Figura 18**, ilustra la evolución de los caudales medios mensuales a lo largo de los años, permitiendo identificar la tendencia general del flujo del río Azul. Al igual que en la distribución de precipitaciones, se observa un patrón estacional claro, caracterizado por el deshielo durante los meses de octubre, noviembre y diciembre, seguido de un período de estiaje entre enero y abril. A partir de este periodo, los caudales muestran un incremento asociado al aporte de las lluvias invernales. Las fluctuaciones observadas a lo largo de los años pueden estar relacionadas con eventos de precipitación más intensos, como los mencionados anteriormente. Además, al igual que en la distribución de precipitaciones, se percibe un leve aumento en los caudales medios

en los últimos años, lo que sugiere una relación directa con el incremento en las precipitaciones.

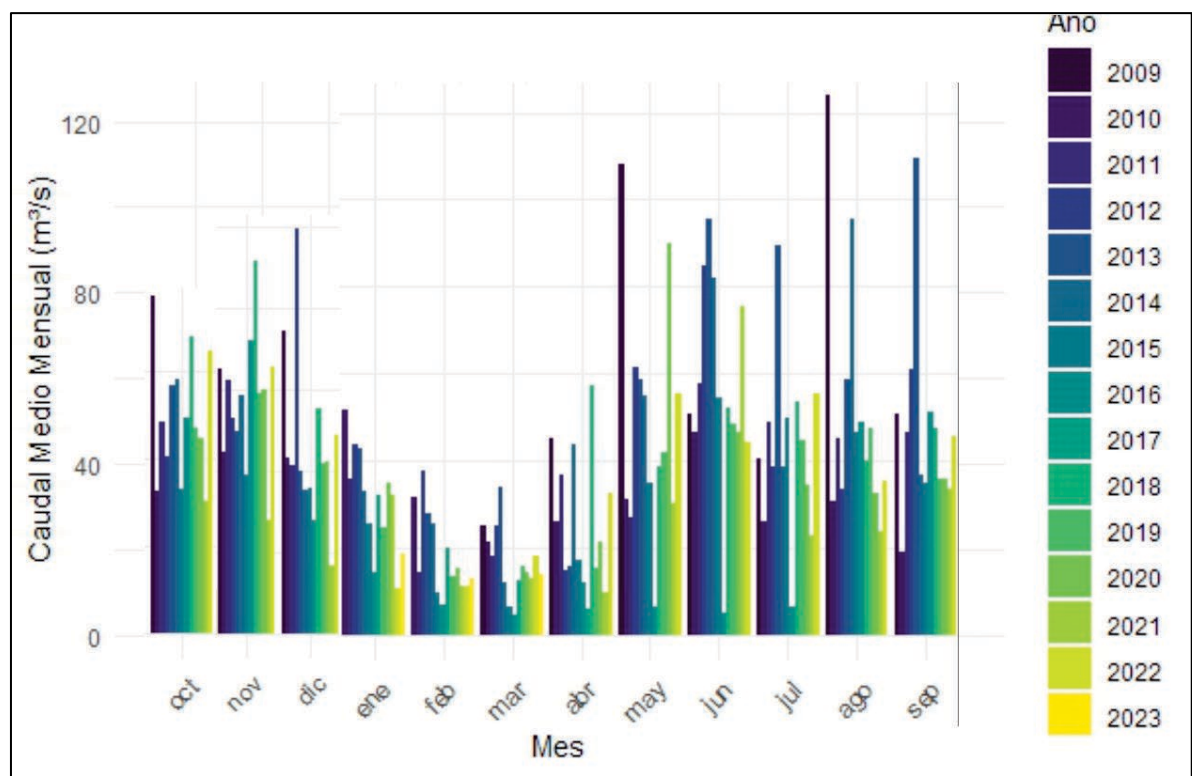


Figura 18: Caudal medio mensual para cada año del periodo 2009-2023.

Análisis de precipitación diarias totales máximas

En la **Figura 19**, se presenta la distribución de estos datos y sus principales estadísticos descriptivos. La media de los máximos anuales de precipitación es de 66,04 mm, lo que representa un valor moderado, pero significativo, dado que refleja eventos extremos en varios años. La mediana, ligeramente inferior a la media (59,75 mm), sugiere una distribución algo simétrica, aunque con una ligera inclinación hacia valores más altos. Esto indica que, en la mitad de los años, los máximos anuales fueron inferiores a 59,75 mm, pero los eventos más intensos elevan el promedio.

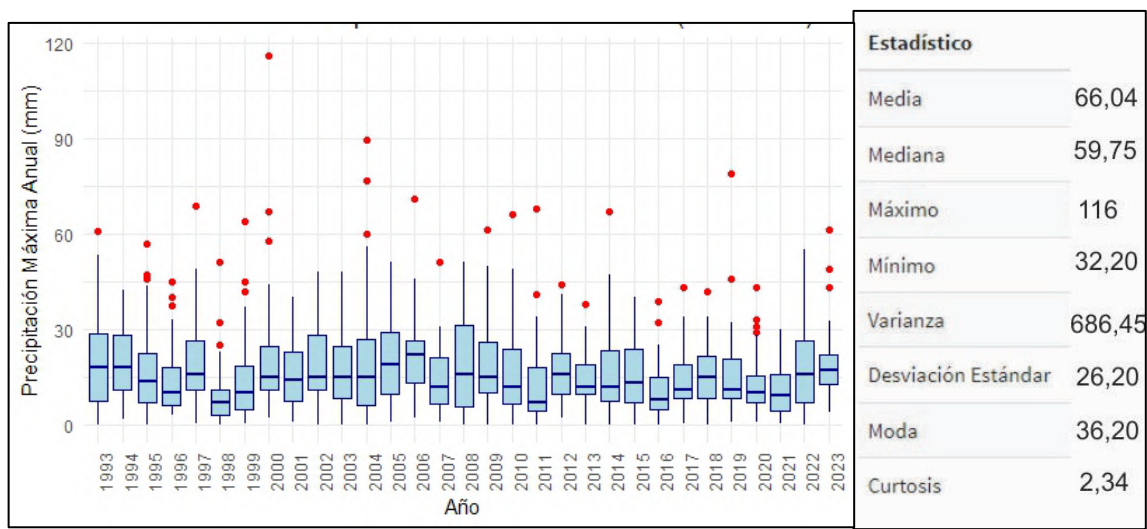


Figura 19: Boxplots de la distribución de máximos anuales para el periodo 1993-2023 construido en mediante uso de código en RStudio, a la izquierda se observan los principales estadísticos descriptivos.

El valor máximo registrado, de 116 mm, representa el evento más extremo de precipitación, considerablemente superior a la media y la mediana, lo que señala la presencia de años con lluvias significativas. En el otro extremo, el valor mínimo de 36,2 mm, aunque notablemente más bajo que la media, evidencia la variabilidad interanual en los máximos de precipitación, indicando que en algunos años la cantidad de precipitación acumulada en los eventos más relevantes fue menor. La varianza y la desviación estándar son elevadas, lo que indica una variabilidad considerable en los máximos anuales de un año a otro, característica típica de eventos climáticos extremos. El valor más frecuente (moda), de 36,2 mm, sugiere que, a pesar de algunos eventos extremos de alta precipitación, la mayoría de los años tienden a registrar máximos anuales más moderados. La curtosis, con un valor de 2,34, indica que la distribución es ligeramente leptocúrtica. Esto significa que tiene colas más pronunciadas que una distribución normal, lo que sugiere que hay una mayor concentración de eventos alrededor de la media, pero con una mayor probabilidad de eventos extremos, lo que es coherente con la naturaleza de los máximos anuales de precipitación. Para complementar este análisis, en la **(Fig. 20)** se presenta un pluviograma anual que permite visualizar la evolución de la precipitación a lo largo de la serie de años analizada, destacando los eventos más intensos y las tendencias generales en la ocurrencia de lluvias extremas.

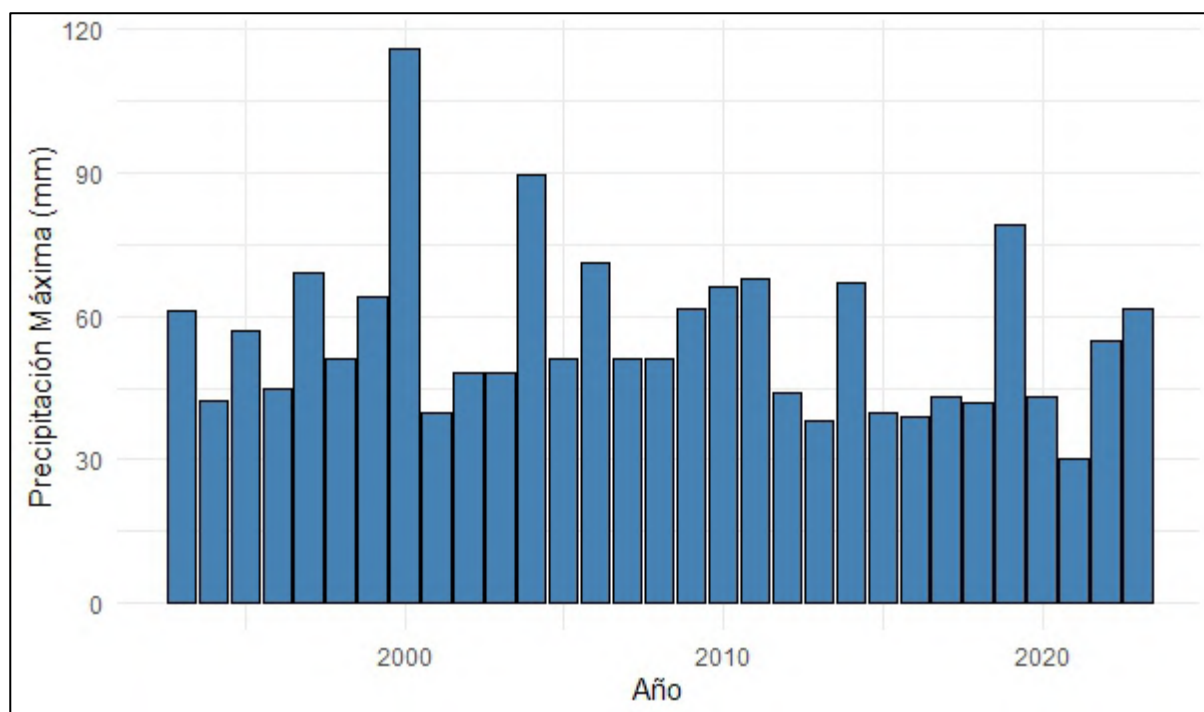


Figura 20: Precipitaciones máximas anuales del periodo 2009-2023.

Para analizar la distribución estacional y temporal de las precipitaciones, se utilizó el conjunto completo de datos disponibles (N=1046) **(Fig.21)**. Los valores de precipitación muestran un incremento durante el otoño e invierno, con un pico en junio (12,57 mm). Sin embargo, la diferencia entre estaciones no es muy marcada, ya que la precipitación mínima en marzo (6,92 mm) sigue representando una cantidad

significativa. Esto sugiere una distribución relativamente uniforme a lo largo del año, aunque con una mayor acumulación en los meses más fríos.

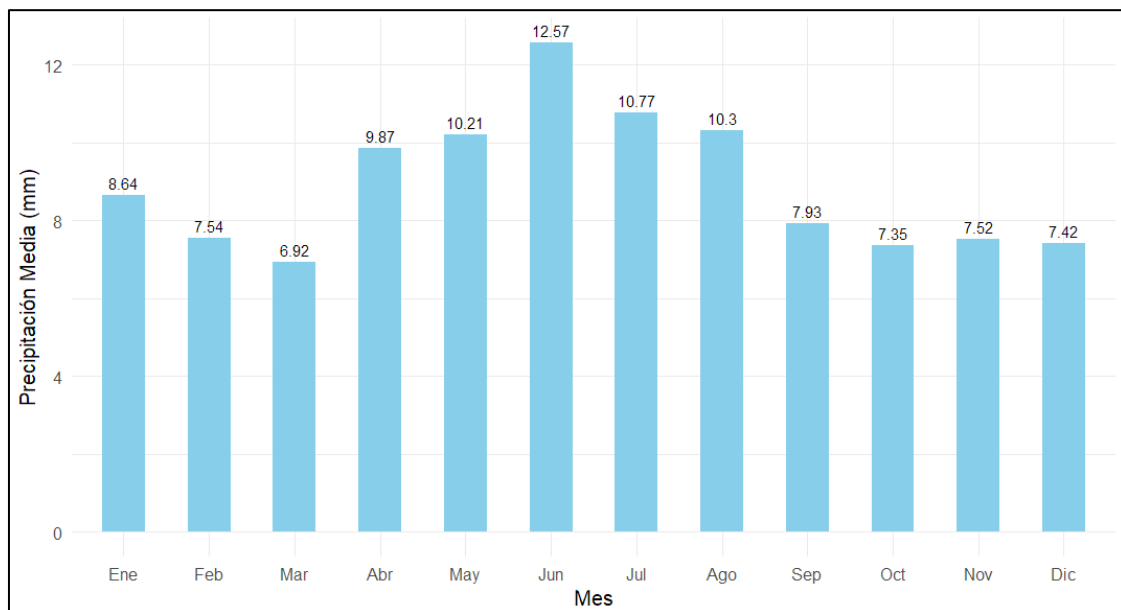


Figura 21: Precipitaciones medias mensuales del periodo 2009-2023.

Al examinar los datos a lo largo de varios años (**Fig.22**), no se identificaron diferencias significativas entre ellos, con excepción de los años 2000, 2003 y 2004, cuando se registraron eventos excepcionales, destacándose una gran crecida del río Azul en 2004 (Herrera *et al.*, 2006) donde llovieron 89,5mm en un mismo día.

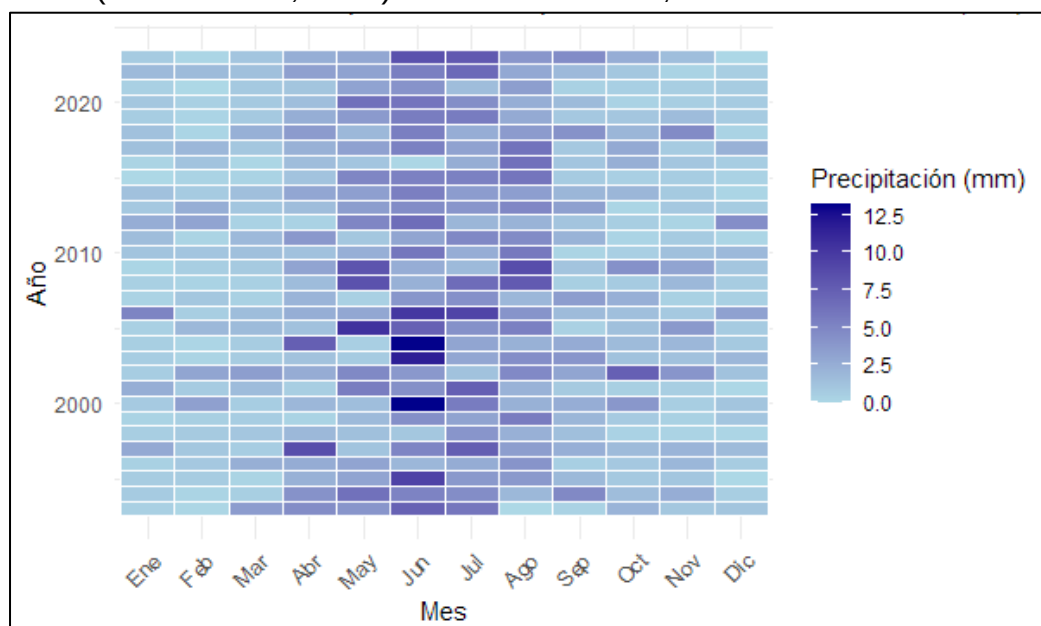


Figura 22: Mapa de calor que muestra la distribución temporal de las precipitaciones medias mensuales para el periodo 1993-2023.

Análisis de caudales diarios máximos

Inicialmente, el cálculo se realizó sobre la totalidad de los datos para ofrecer una caracterización general. Posteriormente, se calcularon los estadísticos descriptivos considerando solo los valores máximos anuales. Entendiendo estos como eventos extremos están asociados a crecidas o inundaciones significativas.

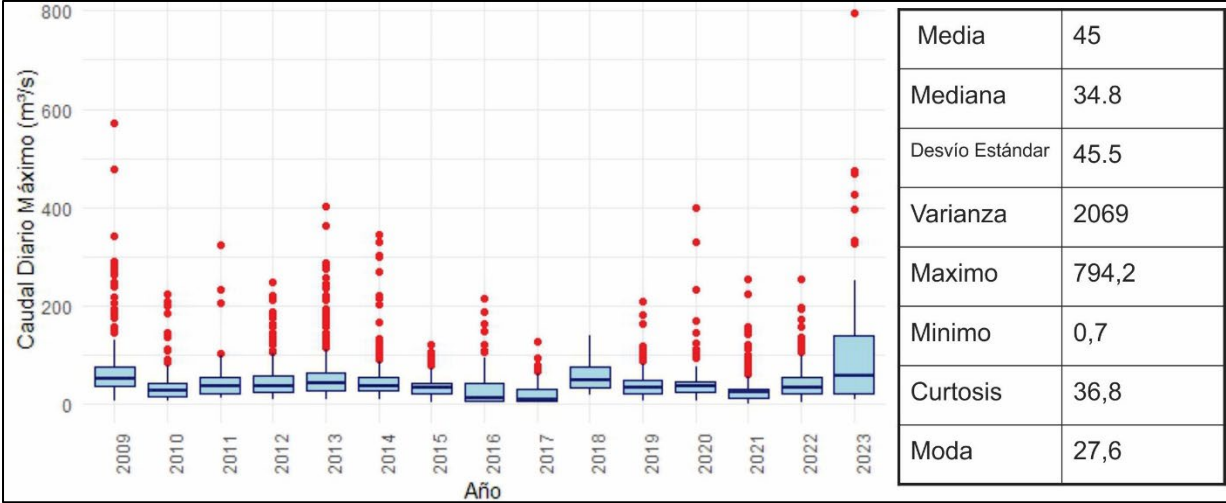


Figura 23: Boxplots de la distribución de caudales máximos diarios para el periodo 2009-2023 con la dispersión de los datos (puntos azules), a la izquierda se observan los principales estadísticos descriptivos.

En la **Figura 23** se presenta la distribución de la totalidad de los datos de caudales máximos diarios y sus estadísticos descriptivos. Un caudal medio de 45 m³/s indica un flujo moderado en el río, superior al valor reportado por el INA (2004), que estima un caudal promedio de 30 m³/s para el río Azul. La mediana de 34,8 m³/s sugiere una ligera asimetría de la distribución hacia valores más altos, lo que indica que varios caudales extremos están elevando el promedio. El máximo de 794 m³/s refleja eventos de caudal extremadamente alto, asociados a crecidas significativas, posiblemente debido a lluvias intensas y deshielos, este dato corresponde a septiembre de 2023, donde hubo una inundación. Otro de los datos más altos es 572 m³/s, correspondiente a mayo del 2009 donde también ocurrió una inundación. Por otro lado, el caudal mínimo de 0,7 m³/s indica períodos de bajo flujo, o un error en la medición del mismo.

La desviación estándar de 45,5 y la varianza de 2069 muestran una considerable variabilidad en los caudales, confirmando la presencia de valores extremos y fluctuaciones significativas. La moda, al ser inferior a la media y la mediana, sugiere que la mayoría de los caudales son bajos, mientras que los valores altos ocurren ocasionalmente, como eventos extremos, afectando el promedio. Finalmente, una curtosis extremadamente alta (36,8) indica una distribución leptocúrtica, lo que significa que hay una mayor concentración de datos alrededor de la media y una probabilidad incrementada de eventos extremos en comparación con una distribución normal.

En la **Figura 24** se presenta la distribución de los datos de caudales máximos diarios anuales y sus estadísticos descriptivos. El caudal medio de 308 m³/s para los

valores que superan el percentil 95 indica un flujo elevado, reflejando eventos extremos en el río. La mediana de 255 m³/s, que es inferior a la media, sugiere una asimetría en la distribución, indicando que hay caudales significativamente altos que están elevando el promedio. El máximo de 794 m³/s resalta la ocurrencia de crecidas severas, asociadas probablemente a lluvias intensas o deshielo, mientras que el mínimo de 120 m³/s sugiere que, en estos eventos extremos, el flujo no baja a niveles críticos.

La desviación estándar de 181 m³/s y la varianza de 32,655 m³/s indican una notable variabilidad en los caudales extremos, lo que resalta la presencia de fluctuaciones significativas. La moda de 120 m³/s, que está por debajo de la media y la mediana, refuerza la idea de que, a pesar de los altos caudales extremos, la mayoría de los eventos dentro de este grupo son más bajos. Finalmente, la curtosis de 4,60 sugiere una distribución leptocúrtica, indicando una alta concentración de datos alrededor de la media, con colas largas, lo que implica una mayor probabilidad de ocurrencia de eventos extremos en comparación con una distribución normal.

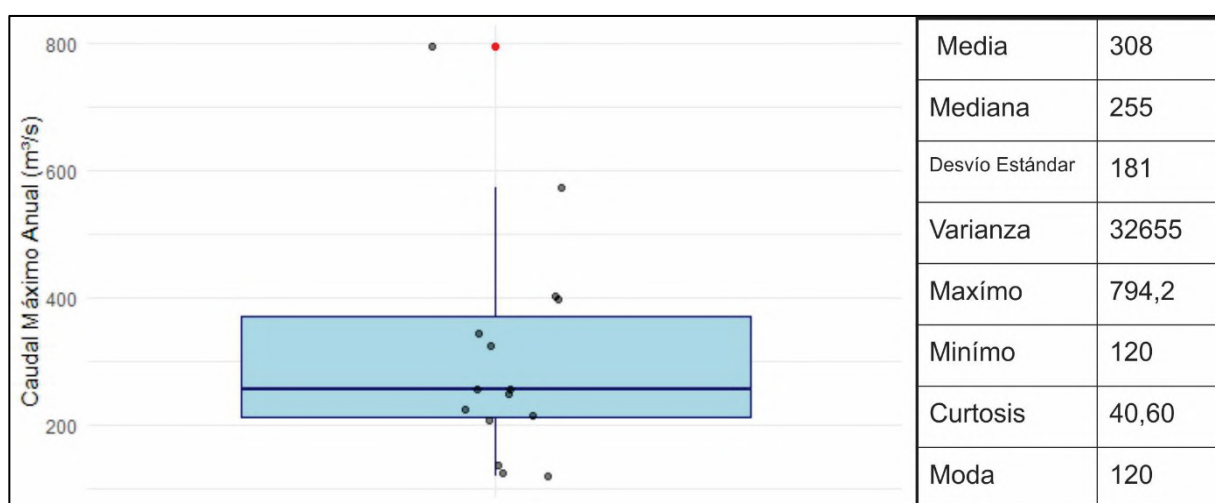


Figura 24: Boxplot que muestra la distribución de los caudales diarios máximos anuales (2009-2023). Se utilizó una constante vacía en el eje X ("") para representar toda la serie de datos en un único boxplot, sin segmentarlos por año. En la izquierda se observan los principales estadísticos descriptivos.

Con el fin de evaluar la estacionalidad del régimen de caudales y caracterizar el régimen del río Azul, se realizó el cálculo de los caudales medios mensuales para el período 1993-2023 (**Fig. 25**). La influencia de la precipitación en el caudal del río Azul sigue un patrón estacional bien definido. A partir del análisis de las precipitaciones medias mensuales, se observa que los meses con mayor precipitación corresponden a noviembre (57,68 mm) y junio (57,27 mm), mientras que el período más seco ocurre en marzo (16,17 mm), seguido de febrero (18,31 mm) y enero (30,79 mm). El aumento de las precipitaciones durante la primavera (septiembre-noviembre) puede contribuir a incrementos en el caudal, que luego se ven potenciados por el inicio del deshielo en octubre y noviembre. Sin embargo, el estiaje se manifiesta claramente entre enero y marzo, cuando las precipitaciones alcanzan sus valores mínimos y el deshielo ha cesado, lo que se traduce en los caudales más bajos del

año. Durante los meses de junio y julio, los caudales presentan una ligera disminución, alcanzando su valor más bajo en julio (42,32 m³/s), antes de estabilizarse en torno a los 50 m³/s entre agosto y octubre. Este comportamiento sugiere que, aunque el deshielo contribuye al flujo del río, la precipitación también juega un papel clave en la regulación del caudal.

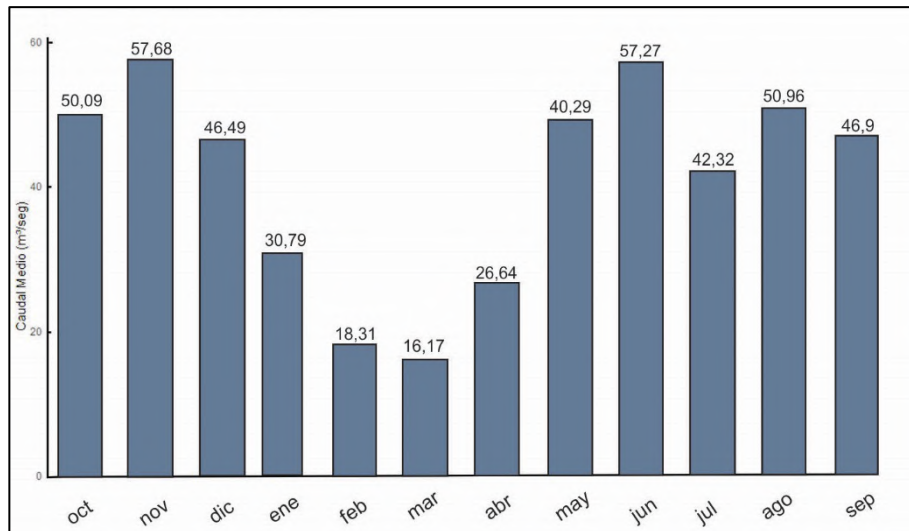


Figura 25: Distribución de los caudales medios mensuales totales en un año hidrológico para el periodo 2009-2023.

Con base en estos datos, se puede determinar que el río Azul sigue un régimen pluvio-nival, donde tanto las precipitaciones como el deshielo influyen en su caudal. Esta dinámica se refleja en las inundaciones históricas registradas en la región, la mayoría de las cuales han ocurrido entre mayo y octubre, coincidiendo con los períodos de mayor aporte hídrico.

Finalmente, se elaboró un gráfico de dispersión con los valores superiores al percentil 95 de precipitación y caudal para evaluar su relación (**Fig. 26**). Aunque existe una correlación positiva entre precipitaciones y caudales extremos, también se observan algunas excepciones. La mayoría de los datos se concentran entre 0 y 50 mm de precipitación y 0 a 300 m³/s de caudal, pero hay eventos con precipitaciones de 50 a 80 mm que no superan los 300 m³/s de caudal, así como caudales mayores a 300 m³/s con precipitaciones menores a 40 mm.

Estos outliers sugieren que, aunque la precipitación influye en los caudales, otros factores de la cuenca, como el tiempo de concentración y la pendiente, también juegan un papel importante. Esta información es crucial para evaluar el riesgo de inundación, ya que muestra que, aunque los caudales extremos suelen asociarse con precipitaciones abundantes, también pueden ocurrir con lluvias moderadas, lo que subraya la complejidad del sistema hidrológico.

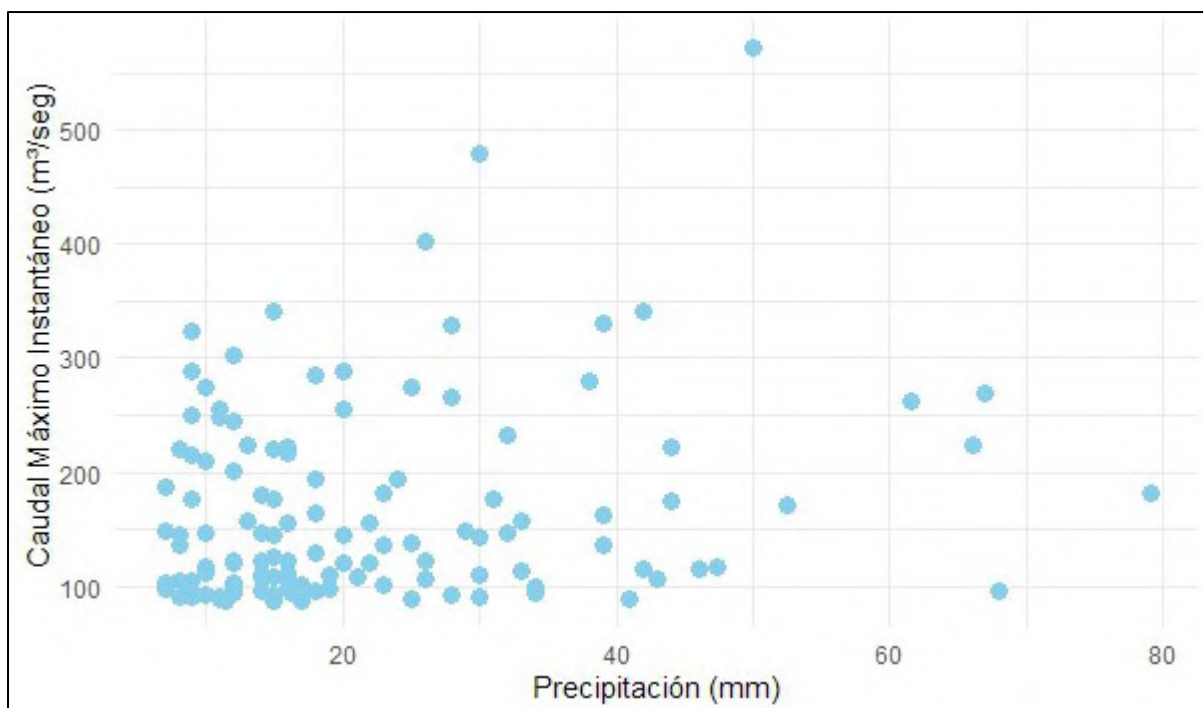


Figura 26: Distribución de los caudales máximos instantáneos extremos (percentil <95) en relación a las precipitaciones máximas diarias extremas (percentil <95).

Relación Precipitación-Caudal-Nivel del Lago Puelo

Para analizar la relación entre los caudales diarios máximos y el nivel diario del Lago Puelo, se elaboró otro gráfico de dispersión que clasifica las combinaciones de niveles y caudales. La categoría "baja-baja" representa alturas y caudales bajos, mientras que otras combinaciones se identifican como baja-media, media-alta, etc (**Fig. 27**). Cada categoría está diferenciada por colores, lo que facilita la interpretación de las interacciones entre las alturas del lago y los caudales correspondientes. Se observa que los caudales elevados se asocian a los niveles más altos del Lago Puelo. Un nivel elevado del lago puede inducir un efecto de retroalimentación en el régimen hidrológico de la cuenca, ya que un embalse con alto nivel de agua puede generar una mayor presión y, en consecuencia, afectar el caudal aguas arriba. Esto se debe a que, cuando el lago se encuentra en niveles elevados, el flujo de descarga desde el lago hacia el río puede disminuir o retrasarse, lo que a su vez contribuye a la acumulación de agua en la parte alta de la cuenca y aumenta el riesgo de inundaciones.

Adicionalmente, el aporte hídrico de ríos colindantes, como el Turbio y el Epuyén, incrementa el nivel del lago. Este aporte adicional puede intensificar el efecto mencionado, ya que un lago con un nivel elevado actúa como un amortiguador, pero también puede limitar la capacidad de la cuenca para evacuar el exceso de agua de manera eficiente. De esta forma, el elevado nivel del lago, potenciado por los aportes de otros ríos, modula la respuesta hidrológica del río Azul aguas arriba, favoreciendo

la acumulación de agua y aumentando, en consecuencia, el riesgo de inundaciones en esa parte de la cuenca.

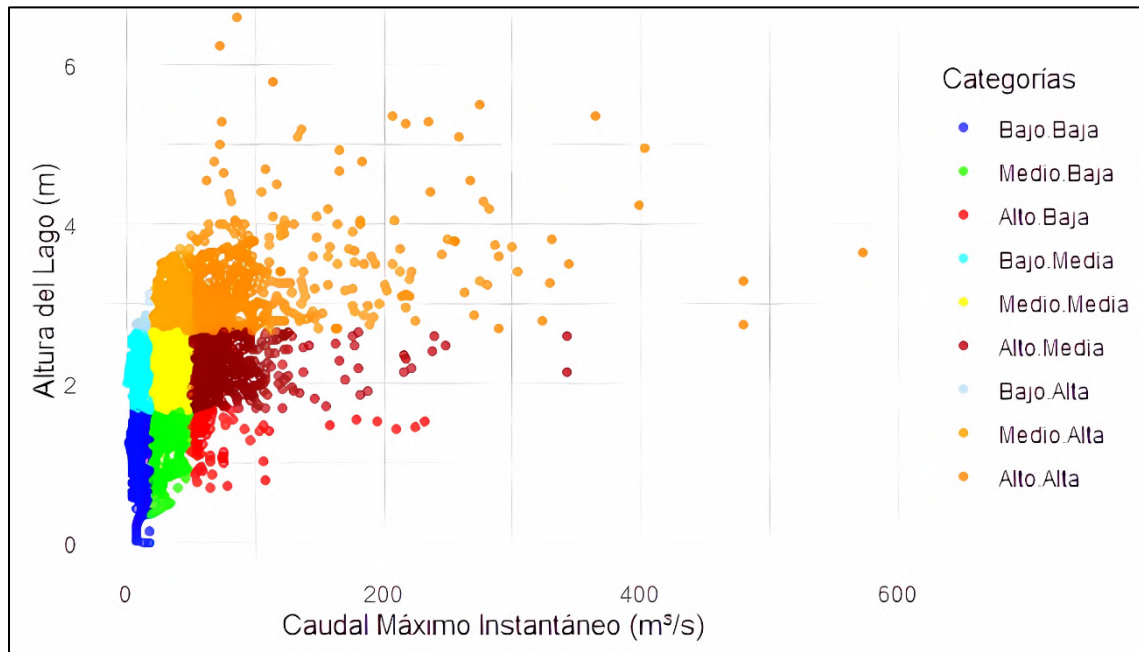


Figura 27: Grafico de dispersión de caudal máximo instantáneo en función de la altura del lago. Los colores representan las diferentes categorías.

Análisis de Frecuencia

Se efectuó el análisis de frecuencias de los caudales máximos anuales instantáneos utilizando el modelo probabilístico propuesto por Gumbel (1958). La comparación gráfica entre el modelo y los datos observados puede observarse en la **Figura 28**. Como método cuantitativo para juzgar la bondad del ajuste, se aplicó el test de Kolmogorov-Smirnov, basado en el cálculo del estadígrafo D, que se define como el valor máximo de la diferencia absoluta entre la función de distribución acumulada empírica $G_n(a)$ y la función de distribución del modelo $F_n(a)$ (INA, 2004). Se adoptó un nivel de significancia del 1% para determinar si se rechaza la hipótesis nula de que los datos provienen de la distribución de Gumbel.

Los valores empíricos correspondientes a caudales máximos diarios anuales se ajustan bastante bien a la distribución teórica de probabilidad de Gumbel. Esto se comprueba gracias a los resultados del test de Kolmogorov-Smirnov, los que indican que el estadístico $D = 0,12$ representa la máxima diferencia entre la función de distribución empírica de los caudales máximos anuales y la distribución de Gumbel. El p-value obtenido fue de 0,93, lo que indica que hay un 93,48% de probabilidad de observar un estadístico D igual o mayor que 0,12 si la hipótesis nula es verdadera. Dado que el p-value es considerablemente mayor que el nivel de significancia del 1% ($\alpha=0,01$), no hay suficiente evidencia para rechazar la hipótesis nula, lo que sugiere que los caudales máximos anuales se ajustan adecuadamente a la distribución Gumbel.

Esta conclusión refuerza la validez del modelo probabilístico propuesto y asegura que los datos analizados son compatibles con la distribución utilizada.

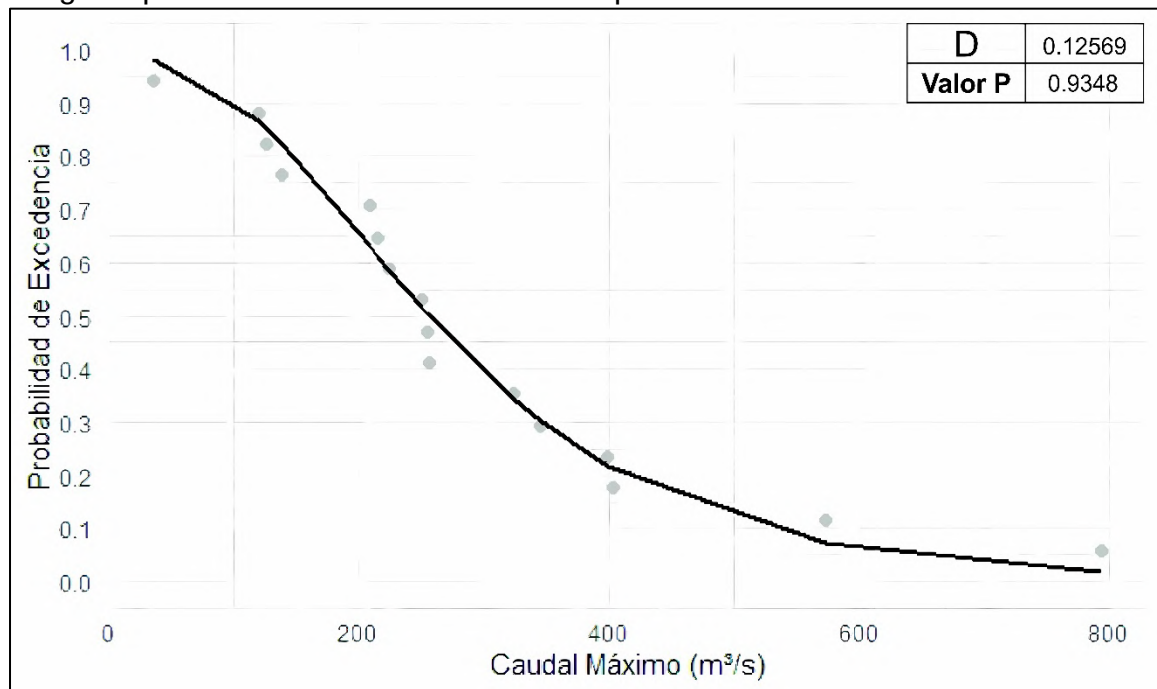


Figura 28: Probabilidad de excedencia de caudal máximo anual y ajuste de los datos de caudal máximo a la distribución de Gumbel y resultados del test K-S.

A partir de los ajustes realizados, se estimó el caudal máximo diario en la estación 2314 para diferentes períodos de retorno para el periodo 2009-2023 (**Fig. 29**).

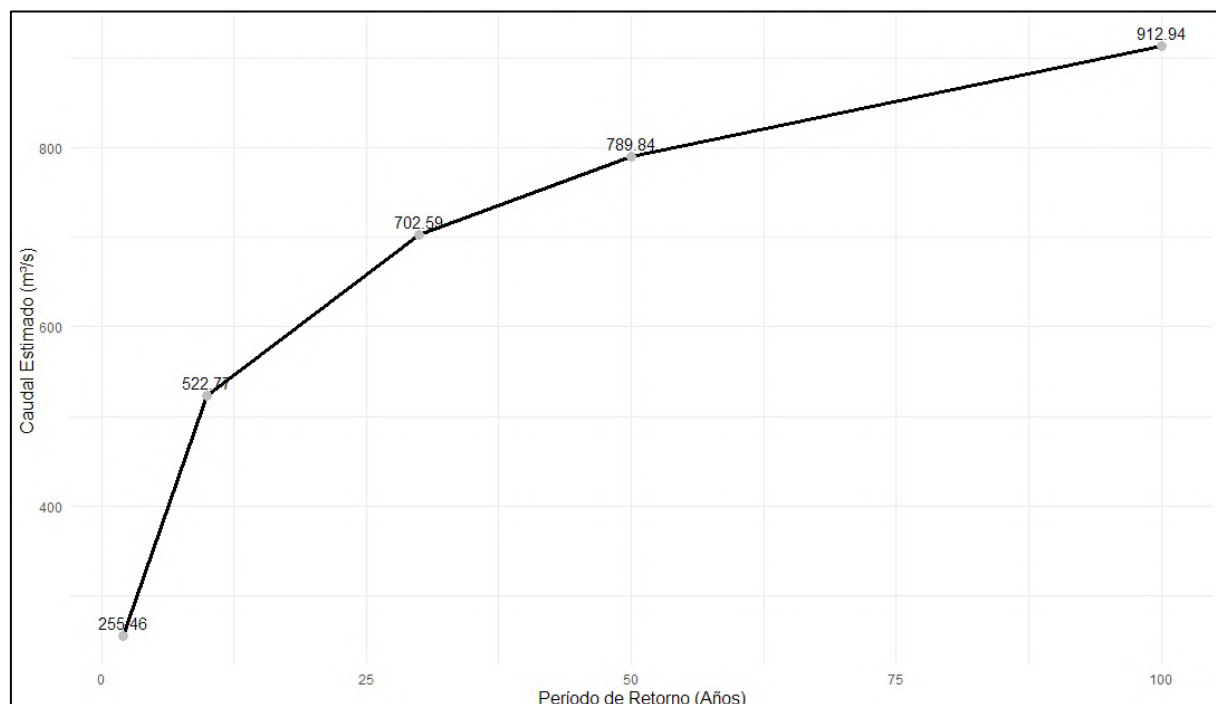


Figura 29: Periodo de retorno para los diferentes caudales calculados por la distribución de Gumbel.

Los resultados obtenidos indican que un caudal de 255,46 m³/s corresponde a un período de retorno de 2 años, mientras que para 5 años se asocia un caudal de 522,73 m³/s. A medida que los períodos de retorno aumentan, los caudales también presentan un incremento significativo; por ejemplo, para un período de 30 años, el caudal estimado es de 702,20 m³/s, y para 100 años, se eleva a 912,94 m³/s.

Esto implica que la probabilidad de ocurrencia de un evento de caudal (por ejemplo, 789 m³/s) es del 50% en un período de 2 años. mientras que, para un período de 100 años, esta probabilidad se reduce al 1%, lo que refleja la rareza de los eventos extremos a medida que se incrementa el período de retorno. Estos resultados son fundamentales para la estimación del riesgo de inundación mediante el modelado en IBER y para el posterior mapeo de áreas inundables.

5.3 Análisis geomorfológico.

Se realizó un análisis geomorfológico tanto del estado actual como histórico del área de estudio. El recorrido por la planicie de inundación, acompañado de observaciones detalladas y registro de las mismas, permitió identificar las principales evidencias geomorfológicas efímeras, relacionadas con inundaciones recientes. Esto facilitó la detección de terrenos susceptibles a sufrir inundaciones recurrentes.

Inicialmente, la construcción del DEM a partir de los datos obtenidos del vuelo, seguida de su procesamiento, permitió filtrar eficazmente la vegetación y las estructuras como puentes y edificaciones, conservando únicamente el terreno y las estructuras relevantes, como el terraplén y los gaviones. Este análisis permitió identificar los rasgos erosivos vinculados a la actividad del río, así como delimitar la planicie de inundación, las terrazas fluviales y la presencia de canales secundarios y/o paleocanales. Estos elementos son cruciales para el modelado hidrológico y geomorfológico, ya que influyen en la dinámica del flujo y la respuesta del sistema ante eventos de crecida. En la **Figura 30a**, se destaca las terrazas fluviales, y la planicie de inundación. En esta última, se identifican diversos rasgos erosivos y canales secundarios que atraviesan la ciudad de Lago Puelo, como también barras fluviales asociadas a la dinámica del río.

El hallazgo más relevante es la conexión identificada entre el arroyo Golondrinas y el río Azul por un rasgo erosivo o paleocanal, tal como fue descrito en los estudios previos del INA en la zona (**Fig. 30 a y b**). Durante eventos de crecida, parte del caudal del río Azul podría desviarse hacia el arroyo Golondrinas, contribuyendo a su caudal y aislando los barrios Isla Sur e Isla Norte, convirtiéndolos en una verdadera "isla" (**Fig. 30c**). Esto, sin considerar la propia crecida del arroyo, que drena el sector este de la comarca y tiene su origen en el Cerro Currumahuida. Tras el procesamiento del Modelo Digital de Elevación (DEM), se aplicó un filtrado para eliminar la vegetación y las edificaciones, lo que permitió una visualización más precisa del terreno. Como resultado, se identificaron múltiples canales secundarios con un elevado grado de entrelazamiento en la planicie de inundación. Estos rasgos geomorfológicos sugieren que, en condiciones naturales y antes de la expansión urbana y la construcción del terraplén, el río Azul probablemente exhibía una

morfología entrelazada. Esta configuración se caracteriza por una mayor conectividad de los canales y una distribución más difusa del flujo.

Sin embargo, es importante precisar que el mapa geomorfológico actual, construido sobre un DEM contemporáneo, no permite observar directamente cómo era el río Azul antes de la urbanización y la construcción del terraplén. La interpretación sobre la morfología histórica se basa en el análisis de los rasgos geomorfológicos presentes y en la extrapolación de las condiciones previas, como se detalla en el análisis geomorfológico-histórico de esta investigación.

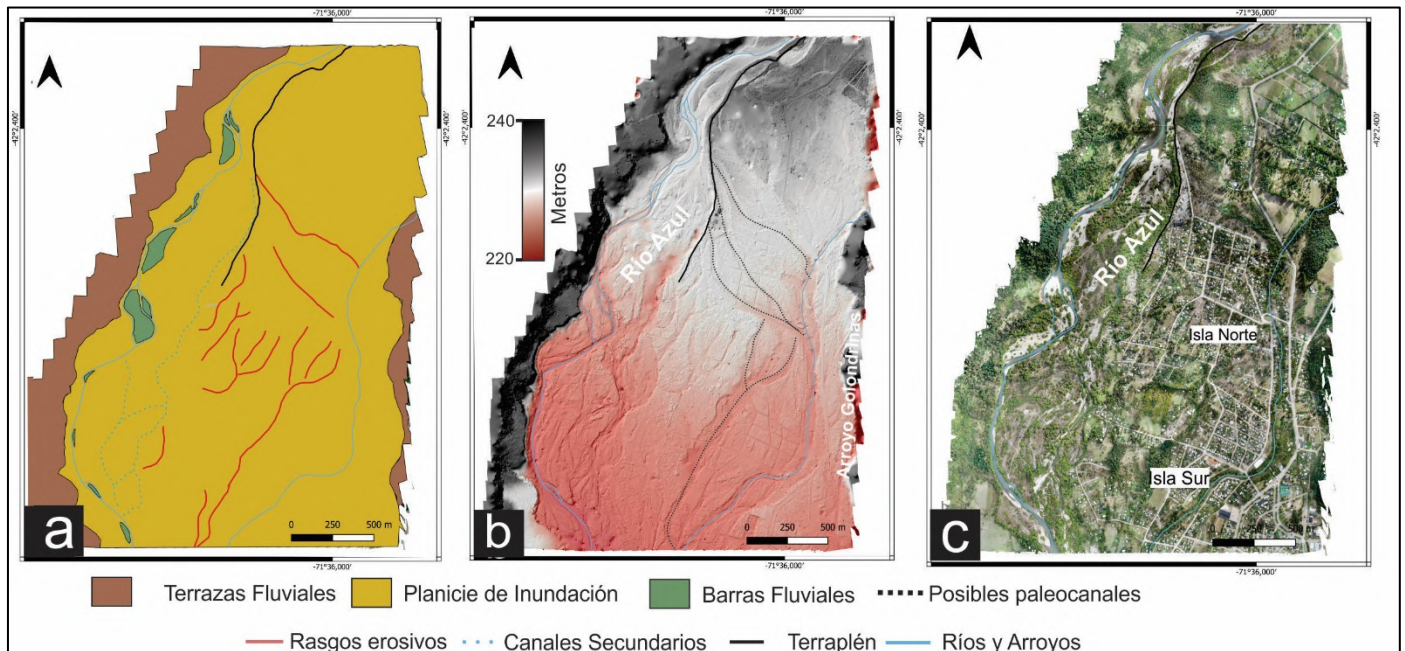


Figura 30: a: Mapa geomorfológico detallado de la zona relevada mediante dron. b: Modelo digital de elevación (DEM) filtrado, mostrando características de la dinámica fluvial actual y pasada. c: Ortomosaico de la zona, destacando la ubicación de los barrios Isla Sur e Isla Norte en relación con las unidades geomorfológicas, lo cual facilita la interpretación de su posición respecto al contexto geomorfológico local.

Como se observa en la **Figura 31**, la dinámica del cauce y la planicie de inundación ha experimentado transformaciones notables a lo largo de los años, principalmente debido a la influencia de actividades humanas. Las tres imágenes que se presentan corresponden a los meses de enero de los años 1981, 2001 y 2024, respectivamente, y en ellas se destaca la delimitación de la zona inundable mediante líneas rojas. Esta área fue definida utilizando el DEM como base, complementado con la imagen más antigua, cuando la planicie aún estaba casi deshabitada. La zona delineada por la línea roja corresponde a la planicie de inundación, en la que se observan canales secundarios (representados con líneas punteadas negras), diversas formas erosivas y una escasa cobertura vegetal. Estos elementos sugieren una dinámica fluvial activa en ese período. La delimitación realizada permitió identificar las áreas con mayor probabilidad de inundación.

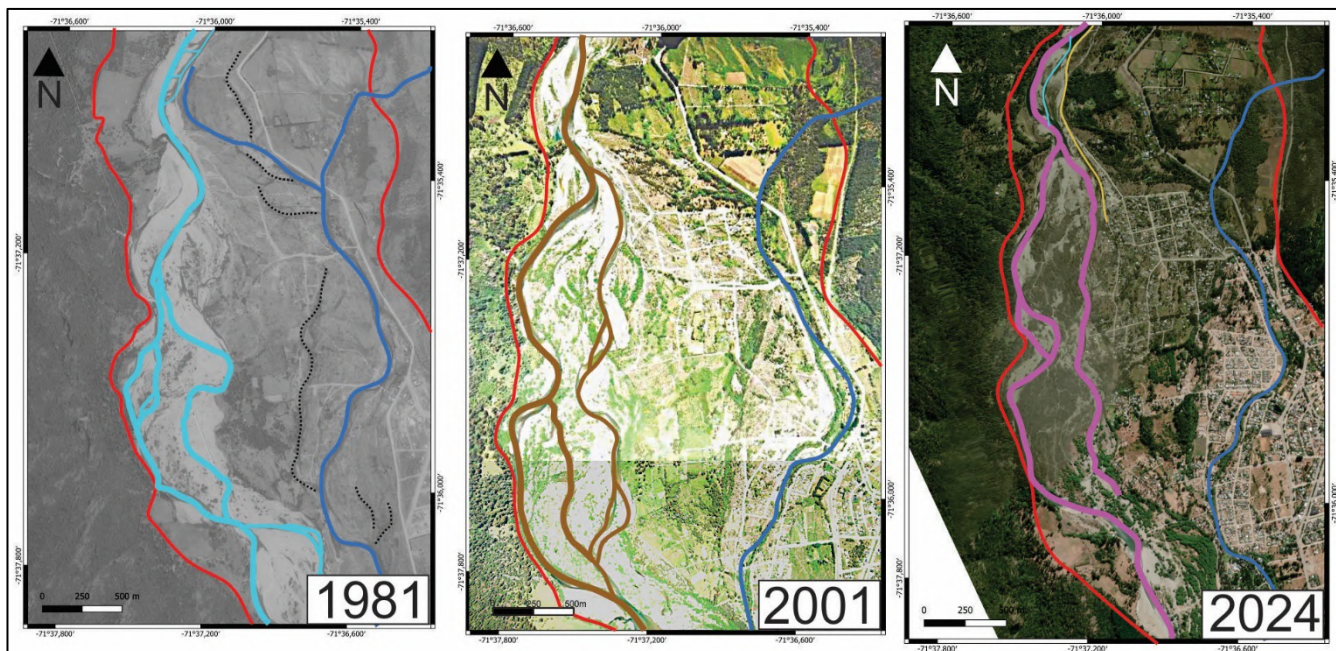


Figura 31: Imágenes históricas de la zona en diferentes años. Las imágenes de 1981 y 2001 son imágenes aéreas, mientras que la actual fue tomada de Google Earth. La línea roja delimita la planicie de inundación, las líneas negras resaltan formas erosivas y canales secundarios.

La evolución del cauce entre 1981 y 2024 facilita la identificación del cauce histórico, el cual se caracteriza por ser la zona más activa del sistema fluvial. Esto se define por la presencia de barras, formas erosivas y la escasez de vegetación. Asimismo, la dinámica observada en este intervalo temporal permite identificar la zona de flujo preferente, es decir, aquella en la que el caudal se concentra de manera recurrente y con mayor intensidad, configurando el cauce principal a lo largo del tiempo (Ministerio de Medio Ambiente, Medio Rural y Marino, 2011).

El análisis histórico del cauce revela una transformación significativa en la morfología del río. En la década de los 80, el sistema fluvial mostraba un mayor grado de anastomosamiento, lo que indicaba una dinámica más compleja y una distribución del flujo en múltiples canales. Sin embargo, en 2001, con la intensificación de la ocupación de la planicie de inundación, esta configuración anastomosada se redujo considerablemente. En ese entonces, el río presentaba múltiples canales que se bifurcaban y convergían, formando una red de islas y barras sedimentarias. Con el crecimiento demográfico y la intervención humana, la dinámica fluvial comenzó a cambiar, evolucionando hacia una morfología anastomosada más estable, aunque aún conectada (**Fig. 31**).

Esta transición del cauce refleja no solo los cambios naturales del sistema fluvial, sino también el impacto de las modificaciones humanas, como la construcción de defensas, que han afectado la movilidad de los cauces secundarios y la redistribución del flujo. Este cambio podría haber incrementado la vulnerabilidad de los barrios ribereños, como Isla Sur y Norte, frente a inundaciones severas durante eventos de crecidas importantes.

Se puede observar qué, en la actualidad, el río presenta un carácter anastomosado, con un grado medio de anastomosamiento (Elorza, 2008). Este tipo de cauce está compuesto por canales interconectados, separados por islas y barras longitudinales, las cuales ocupan aproximadamente el 40% del segmento estudiado. Los canales anastomosados se caracterizan por tener múltiples canales estables, permanentemente interconectados y separados por islas. Esta configuración refleja una dinámica fuertemente influenciada por las variaciones estacionales del caudal. Durante períodos de alta descarga, los canales pueden experimentar un aumento del flujo, redistribuyendo sedimentos entre los diferentes canales (Elliott y Munro, 2010). La presencia de islas y bancos de sedimentos permite que el flujo de agua se divida en varios canales, lo que reduce la velocidad del agua y favorece la sedimentación en las áreas menos profundas. Este proceso contribuye a la estabilidad de la morfología fluvial, siendo las islas generadas una fuente adicional de vegetación, lo que refuerza aún más esta estabilidad. De continuar esta estabilidad, el río podría evolucionar hacia un canal más definido, con un grado de anastomosamiento menor y una tendencia evolutiva hacia una morfología meandriforme. Este proceso ha sido documentado en la literatura especializada (Ministerio de Medio Ambiente, Medio Rural y Marino, 2011) y está estrechamente relacionado con los efectos de la ocupación de la planicie de inundación, posiblemente vinculados a la construcción de terraplenes, como es el caso de río Azul en la ciudad de Puelo.

De continuar la ocupación de la planicie, se vería alterado el flujo natural del agua, que en condiciones normales se expande sobre esta zona durante las crecidas, actuando como un mecanismo de atenuación de los efectos de las inundaciones. La urbanización o el uso agrícola de estas áreas reduce la capacidad del río para distribuir el caudal durante los eventos de crecida, lo que aumenta tanto la altura como la velocidad del flujo, incrementando el riesgo de inundación y la magnitud de los eventos aguas abajo. Además, la ocupación de la planicie de inundación afecta la morfología del río, alterando los patrones de sedimentación y el transporte de sedimentos. Al reducir las áreas inundables, los sedimentos tienden a acumularse en el cauce, lo que puede generar fenómenos de agradación (elevación del lecho) o incisión (profundización del cauce), modificando así la dinámica fluvial y los riesgos asociados. Este proceso de transformación tiene implicaciones negativas tanto para la estabilidad de las márgenes como para la seguridad de las comunidades cercanas al río, aumentando la vulnerabilidad frente a futuros eventos de crecida (Ministerio de Medio Ambiente, Medio Rural y Marino, 2011).

Otro aspecto relevante en la evolución del río es la dinámica del arroyo Golondrinas, cuya naciente se encuentra en el cerro Currumahuida. Sin embargo, en 1981 se observa que este arroyo formaba parte del sistema del río Azul (**Fig. 32**). Por esta razón, como se señala en el informe de anteproyecto del INA (INA, 2004), durante eventos de crecida, el arroyo también experimenta desbordes.

Un aspecto importante a destacar es la erosión provocada en el terraplén (**Fig. 32a**) y la ocasionada por la construcción del propio terraplén sobre la margen izquierda del canal, lo que alteró el patrón de escurrimiento en un tramo del río, generando erosión en la margen derecha, lo que se puede observar inmediatamente aguas arriba (**Fig. 32b y c**). Al comparar imágenes históricas de los años 1981 y 2001 donde aún no estaba construido el terraplén, con las actuales (**Fig. 31**), se observa un desplazamiento significativo de el cauce de al menos 100 metros hacia el oeste. La erosión en la margen izquierda es un factor de riesgo relevante, especialmente por la proximidad de viviendas cercanas a la ribera del río y la posibilidad de deslizamientos (**Fig. 32c**).



Figura 32: Distintos márgenes del río. En a: Margen derecha del canal, donde se encuentra el terraplén destacando la erosión del mismo. Fotografía tomada en el campo. En b: Margen izquierda erosionada del río inmediatamente aguas arriba del terraplén. Fotografía tomada en el campo. En c: Erosión del margen izquierdo del canal aguas arriba, visto desde una imagen satelital. Foto tomada desde Google Earth.

En la **Figura 33** se identificaron diferentes evidencias de inundaciones recientes en estas zonas riverañas. En la **Figura 33a** se observan sedimentos fluviales expuestos y poco compactados, caracterizados por una topografía irregular de crestas y surcos ligados a la actuación de procesos erosivos y sedimentarios, además de un bajo desarrollo edáfico. Hay que tener en cuenta que en climas húmedos el crecimiento de vegetación suele producirse de forma muy rápida, (en ocasiones pocos meses son suficientes para cubrir los materiales que han sido expuestos) razón por la cual el suelo se encuentra vegetado actualmente (Ministerio de Medio Ambiente, Medio Rural y Marino, 2011). En la **Figura 33b** se distingue una orilla erosiva, que refleja el paso de caudales elevados durante eventos de crecidas. La erosión del lecho fluvial en estas áreas es indicativa del paso de flujos efímeros con alta capacidad de remoción de sedimentos, lo que genera inestabilidad en las márgenes del cauce. En la **Figura 33c** se identifican depósitos de troncos y ramas, transportados por la corriente durante episodios de crecida, y acumulados en áreas donde la velocidad del flujo disminuye al interceptar la vegetación riparia. Cabe destacar la cercanía de la vivienda a esta evidencia efímera, lo que podría representar un riesgo en futuros eventos de crecida.



Figura 33: Evidencias geomorfológicas efímeras presentes en la ribera del río Azul. Fotografías de producción propia tomadas en el mes de abril del año 2024. En a: Sedimentos fluviales expuestos. En b: Orilla erosiva. En c: Depósitos de troncos y ramas. En d: Depósitos flotantes.

En la **Figura 33d** se puede observar un depósito flotante atrapado entre las ramas de un árbol, lo que constituye una clara evidencia de una reciente crecida en la zona. Este depósito indica que el nivel de la lámina de agua durante la inundación alcanzó al menos la mitad de la altura del árbol, estimándose unos 2 metros. Este tipo de acumulación de restos vegetales en alturas considerables es un indicio común de la magnitud de las crecidas, ya que los materiales flotantes que viajan suspendidos, se depositan con la pérdida de energía y el descenso del caudal. La presencia de estos depósitos, además de confirmar el nivel alcanzado por el agua, es un indicador clave de las dinámicas de transporte y deposición en áreas riparias, aportando información sobre la energía del flujo y su capacidad para movilizar y redistribuir materiales en eventos de alta energía.

5.4 Modelado en IBER

Se realizó la simulación de los caudales asociados a los periodos de retorno calculados en la sección 6.2, utilizando el software IBER (**Fig. 33**). El modelo fue calibrado a partir del caudal medio diario ($50 \text{ m}^3/\text{s}$), ajustándolo hasta que reflejara las condiciones reales del sistema fluvial. Los coeficientes de rugosidad empleados en el modelo fueron los proporcionados por estudios previos del Instituto Nacional del Agua (INA), con un valor de 0,04 para el cauce del río y de 0,12 para la planicie de inundación.

Estos valores reflejan las características hidráulicas y morfológicas de la zona, asegurando una representación precisa del comportamiento del flujo durante eventos de crecida.

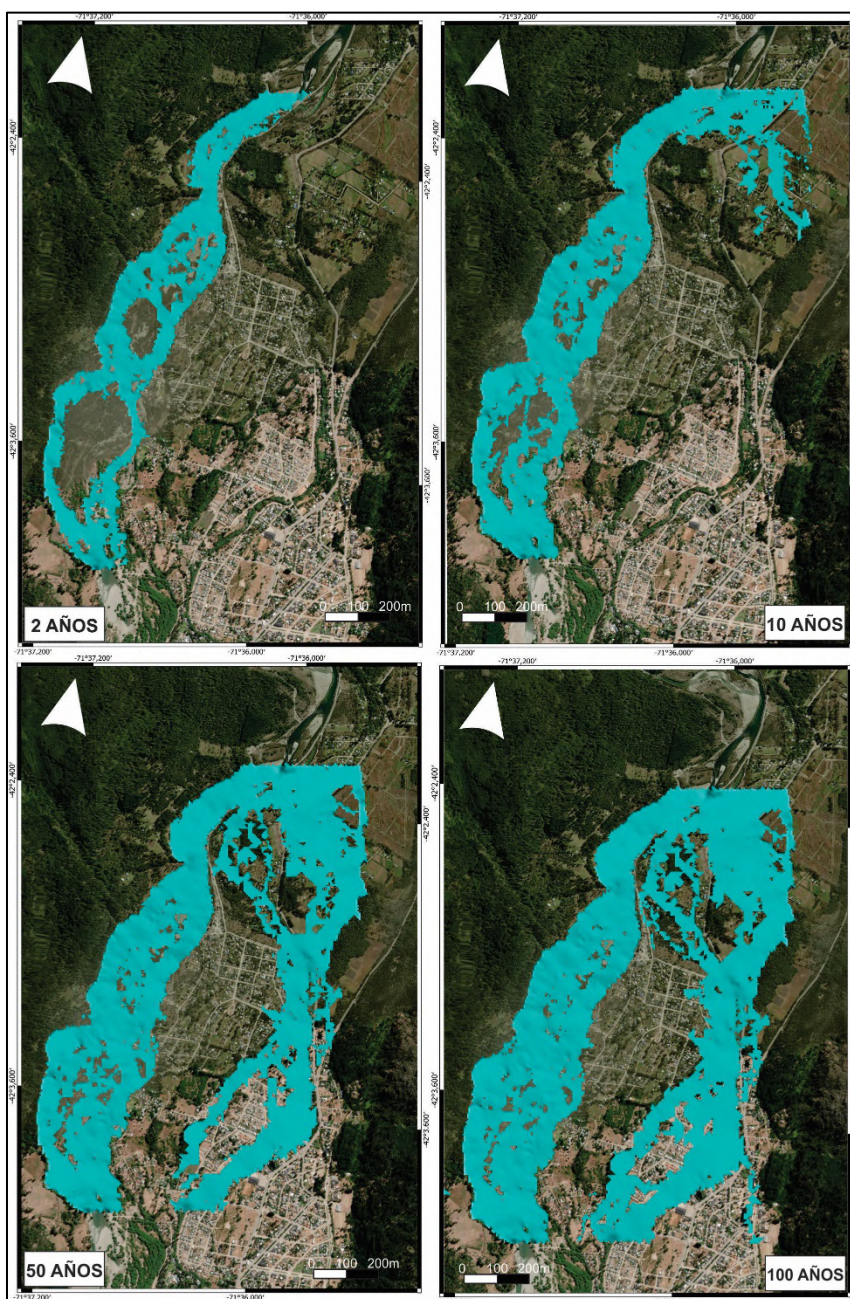


Figura 34: Calado del agua para diferentes periodos de retorno.

La simulación del caudal asociado a un período de retorno de 2 años (225 m³/s), se observa que el agua alcanza las áreas que previamente mostraban evidencias efímeras de inundación, sin sobrepasar el terraplén (**Fig. 34a**). Este comportamiento es consistente con las condiciones reales. Sin embargo, cuando el caudal aumenta a 522 m³/s, correspondiente a un período de retorno de 10 años, la crecida sobrepasa el terraplén, inundando parte de la planicie de inundación (**Fig. 34b**). Este evento afecta a las viviendas cercanas, la ruta provincial 16 y el acceso al Lago Puelo, así como a las principales residencias ribereñas de los barrios Isla Sur e Isla Norte.

Dado que los caudales para los períodos de retorno de 30 años (702 m³/s) y 50 años (789 m³/s) son similares, se decidió representar el último. Como se aprecia en la **Figura 34c**, un caudal de esta magnitud, aunque poco probable (2% de probabilidad anual), podría tener grandes consecuencias. Al sobrepasar el terraplén, el flujo se encauzaría por el actual arroyo Golondrinas y otros cauces secundarios, afectando gran parte de la ciudad y poniendo en riesgo los barrios ribereños de Isla Sur e Isla Norte. Aún más grave sería la situación con un caudal correspondiente a un período de retorno de 100 años (922 m³/s), que, aunque menos probable (1% anual), representaría un riesgo considerablemente mayor.

Validación del modelo

Para validar el modelo, se recopiló evidencia de diferentes fuentes, incluyendo fotografías, informes periodísticos y testimonios de residentes locales que documentan las alturas alcanzadas por el agua durante diversos eventos de inundación. Entre los reportes periodísticos encontrados en la web se destacan los siguientes:

- Infobae (2 de Julio de 2006): “En pocos minutos, los torrentes de agua en busca de sus cauces naturales fueron incontrolables y escurrieron por el camino viejo hacia el arroyo Golondrinas. El agua afectó los parajes Entre Ríos, La Isla Norte y Sur y el sector de la Maderera, en donde cruzó la ruta provincial 16, destrozando la calzada y cortando el tránsito”
- Canal 12 (16 de Septiembre de 2023): “Desde la Municipalidad de Lago Puelo informaron que llevan adelante tareas preventivas en varios sectores de la Ruta Provincial 45, afectada por una importante cantidad de agua en las calzadas, obstaculizando el tránsito en algunos tramos.”
- Diario Rio Negro (13 de octubre de 2002): “También se vivían momentos de tensión en Lago Puelo, en Chubut, donde el desborde de un río interrumpió la ruta provincial 16, única vía de acceso a la localidad. Una difícil situación también se vivía en Lago Puelo, donde el desborde del río Azul cortó la ruta provincial 16 a la altura del paraje Maderera.”

Por otro lado, en la **Figura 35** se presentan fotografías de distintas inundaciones con sus respectivos puntos de captura, junto con la localización de los testimonios

más relevantes obtenidos en las encuestas. Además, se señala la ubicación de la rotonda Maderera y la ruta provincial 16.

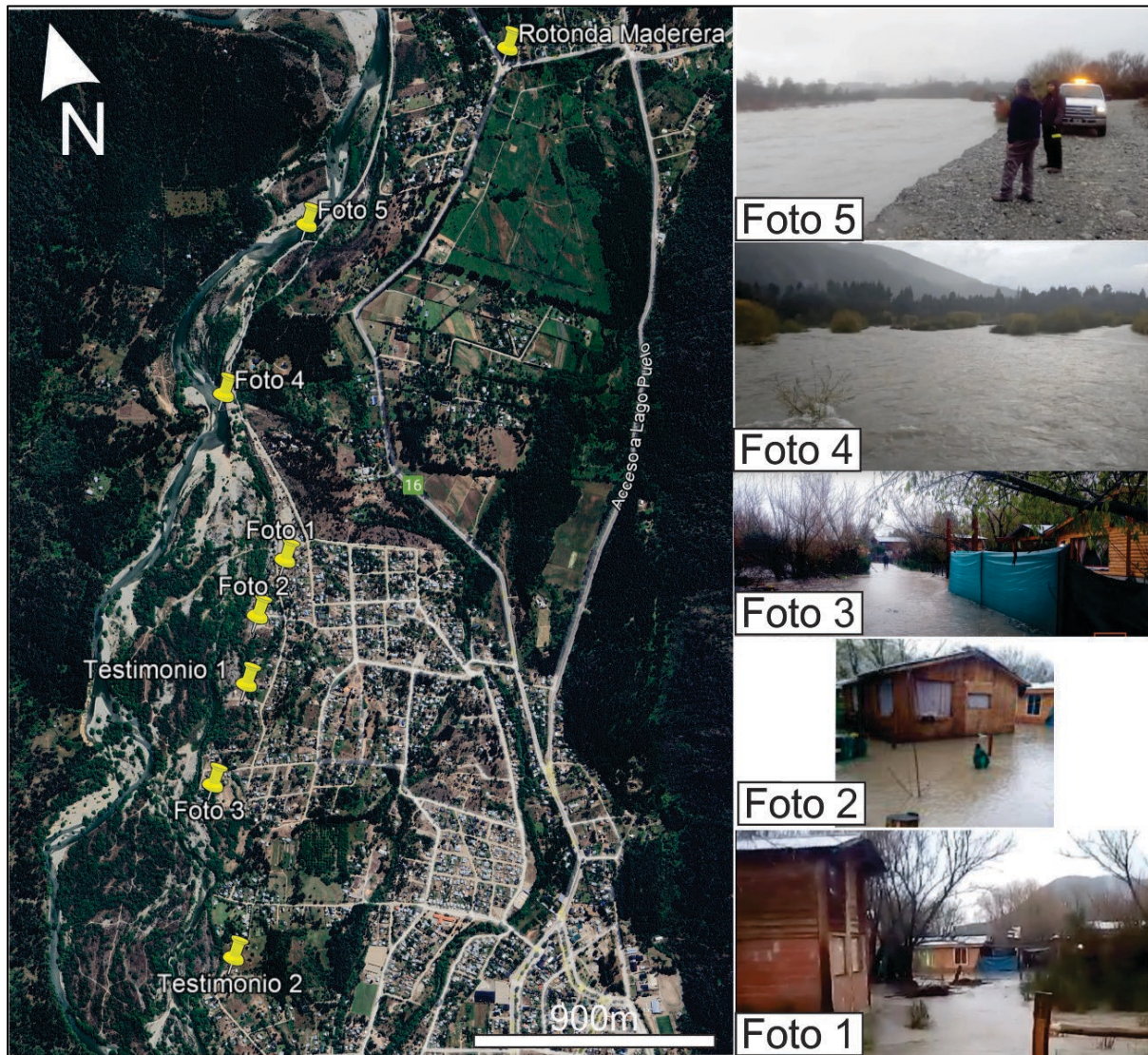


Figura 35: Ubicación de las diferentes evidencias del alcance de las inundaciones acontecidas en la zona.

Los testimonios 1 y 2 provienen de residentes de viviendas ribereñas, quienes describieron cómo el agua llegó hasta sus hogares, obligándolos a elevar sus electrodomésticos para evitar daños y a evacuar sus viviendas durante los eventos de inundación. En particular, el Testimonio 1 relató que, en la inundación de 2006, la corriente arrasó parte del patio de su vivienda, provocando importantes pérdidas. Estos relatos no solo ilustran la magnitud del evento, sino también la vulnerabilidad de las áreas cercanas al río.

Al comparar estos testimonios con el modelado hidrodinámico realizado con Iber, se observa una correspondencia entre las áreas identificadas como inundadas en el modelo y las zonas realmente afectadas por las inundaciones, lo que refuerza la fiabilidad del modelo.

En cuanto a las evidencias gráficas, la Foto 1 fue extraída de un video publicado en YouTube por la radio local "FM Patagonia Andina" y corresponde a la inundación del 15 de septiembre de 2023, donde se registró un caudal de 794 m³/s. En este video, se menciona que unas diez familias fueron evacuadas de los barrios Isla Sur e Isla Norte, y se documentó el desborde del Arroyo Golondrina a la altura de la Ruta Provincial N°16 y del acceso a Lago Puelo (RP N°45), lo que afectó el tránsito en dichas vías. Además, se reportó anegamiento en el casco urbano, lo cual es consistente con el modelado realizado para un periodo de retorno de 50 años, aunque el modelo pudo haber sobreestimado la extensión del agua debido a la exclusión de rugosidades en las estructuras como casas y calles. La Foto 2 y la Foto 3 fueron extraídas de un diario regional y representan la misma inundación de 2023.

La Foto 4, tomada del periódico *El Patagónico* en 2020, corresponde a la inundación de mayo de ese año, donde se registraron tres días consecutivos con caudales de 145 m³/s, 345 m³/s y 397 m³/s, respectivamente.

La Foto 5, publicada en el periódico *El Chubut* en 2021, muestra la inundación de junio de ese año, en la cual el río ocupó el 85% de su ribera y alcanzó el máximo nivel del terraplén. Según los registros, los días 3 y 4 de junio de 2021 se reportaron caudales máximos diarios de 223 m³/s y 157 m³/s, respectivamente.

Con base en lo anteriormente expuesto, se puede concluir que el modelo muestra una buena concordancia con la realidad, especialmente para periodos de retorno con mayor recurrencia, es decir, entre 2 y 10 años. Sin embargo, para eventos más extremos, con periodos de retorno entre 50 y 100 años, la precisión del modelo podría verse comprometida. Esto se debe, en parte, a la falta de consideración de rugosidades como las estructuras civiles, lo que podría haber afectado la correcta estimación de la extensión del calado.

A pesar de esta limitación, es evidente que, ante caudales que superen un periodo de retorno de 10 años, el terraplén actual (en 2024) podría ser superado, lo que representa una problemática significativa. Además, la validación del modelo ha permitido comprobar la vulnerabilidad crítica de la población ribereña frente a inundaciones de recurrencia corta (2 a 10 años), sugiriendo que esta área puede no ser adecuada para la habitabilidad.

6 -Conclusiones y Recomendaciones

El análisis integral del riesgo de inundación en el tramo final del río Azul revela que los barrios Isla Sur e Isla Norte en Lago Puelo presentan una alta vulnerabilidad a los eventos de avenidas, acentuada por la insuficiencia y falta de mantenimiento de las infraestructuras de mitigación, los cambios geomorfológicos, los parámetros morfométricos de la cuenca y el crecimiento demográfico de la ciudad en las últimas décadas.

El análisis de los parámetros morfométricos de la cuenca del río Azul muestra su capacidad de respuesta ante eventos de precipitación. La forma alargada de la cuenca y su baja circularidad permiten una distribución gradual de la escorrentía, pero prolongan el flujo de agua en eventos de lluvias sostenidas, aumentando así la duración de inundaciones. Con un sistema de drenaje de orden 7, una densidad de drenaje moderada ($1,56 \text{ km/km}^2$) y un coeficiente de torrencialidad elevado (2,13), la cuenca presenta un riesgo significativo de inundaciones rápidas bajo lluvias abundantes, especialmente debido a su tiempo de concentración relativamente corto de 4,37 horas. Este tiempo, junto con la pendiente media del cauce del 9%, indica que, ante lluvias intensas, el agua puede moverse rápidamente hacia las zonas bajas, incrementando el riesgo de crecidas. Además, la escarpada topografía, con una diferencia de altitud de 2085 m y pendiente media del 38%, acelera el flujo durante lluvias intensas. Considerando escenarios de cambio climático, los parámetros morfométricos de la cuenca sugieren una mayor susceptibilidad a eventos de inundación más intensos y frecuentes.

La combinación del modelado hidrodinámico con el análisis geomorfológico y morfométrico ha permitido identificar zonas críticas que requieren intervención urgente. Se subraya la necesidad de implementar modelos bidimensionales más precisos, con un enfoque ingenieril robusto y estructuras hidráulicas adaptadas al incremento de los caudales, especialmente frente a escenarios más frecuentes de precipitaciones extremas, intensificados por el cambio climático global. La información obtenida constituye un punto de partida para la planificación de medidas de mitigación, mejorando la comprensión de la interacción entre los procesos fluviales y la urbanización. Es crucial que las autoridades locales adopten estas recomendaciones para reducir los riesgos y proteger tanto a la población como al entorno natural, promoviendo nuevos estudios que refuercen estas iniciativas.

7-Agradecimientos

Quisiera expresar mi más sincero agradecimiento a todas las personas que hicieron posible esta tesis. En primer lugar, al Dr. Alberto Caselli, mi director, por su invaluable apoyo, por su dedicación, sus enseñanzas, y también por financiar el viaje que permitió el desarrollo de este proyecto. A mi pareja y a mi familia, cuyo amor y aliento me impulsaron en cada paso. A mi tío, por brindarme hospedaje en Puelo, lo que hizo posible esta experiencia. Al ingeniero Claudio A. Fattor del INA por su predisposición a facilitarme los informes de la zona. Al personal del IPA por compartirme toda la información referida al proyecto de manejo con rapidez. A los jurados, por su tiempo, dedicación y los valiosos comentarios realizados, los cuales han sido fundamentales para mejorar este trabajo y su enfoque. Gracias por sus sugerencias constructivas que sin duda contribuyeron al perfeccionamiento de esta tesis.

Y finalmente, agradezco a la universidad pública, cuyo financiamiento me permitió llegar a esta etapa.

8- Bibliografía

- Araque Arellano, M., Vásconez, M., Mancheno, A., Álvarez, C., Prehn, C., Cevallos, C., & Ortiz, L. (2019). Cuencas Hidrográficas. Universidad Politécnica Salesiana.
- Arche, A. (Ed.). (2010). Sedimentología: del proceso físico a la cuenca sedimentaria. Consejo Superior de Investigaciones Científicas.
- Bedient, P. B., Huber, W. C., y Vieux, B. E. (2013). Hydrology and Floodplain Analysis (5th ed.). Pearson.
- Brice, J. C. (1964). Channel Patterns and Terraces of the Loup Rivers in Nebraska. U.S. Geological Survey Professional Paper 422-D.
- Brierley, G. J., y Fryirs, K. A. (2005). Geomorphology and River Management: Applications of the River Styles Framework. Blackwell Publishing.
- Barros, V. R., Boninsegna, J. A., Camilloni, I. A., Chidiak, M., Magrín, G. O., y Rusticucci, M. (2015). Climate change in Argentina: trends, projections, impacts and adaptation. Wiley Interdisciplinary Reviews: Climate Change, 6(2), 151-169.
- Cazau, L. (1972). Cuenca de Ñirihuau-Ñorquinco Cushamen. En: Lizuain, A. 2010. Hoja Esquel. Boletín oficial N°369. Buenos Aires.
- Charlton, R. (2008). Fundamentals of Fluvial Geomorphology. Routledge, London.
- Choque, J. C. (s.f.). *Informe II: Resultados e interpretación de las corridas del programa computacional usado en la modelación. Adaptación a proyecto ejecutivo de obras del anteproyecto de defensa contra crecidas de los ríos Azules y Quemquemtreu*. Dirección General de Obras Hídricas, Provincia de Chubut. Inédito.
- Chow, V. T., Maidment, D. R., & Mays, L. W. (1988). Applied hydrology. McGraw-Hill..
- Dalla Salda, L., Cingolani, C., y Varela, R. (1991). El basamento cristalino de la región
- Dalla Salda, L., Varela, R., Cingolani, C., y Aragón, E. (1994). The Rio Chico Paleozoic Cristaline Complex and the evolution of Northern Patagonia. Journal of South American Earth Sciences, 7(3), 1-10.
- Delgadillo, A., y Paez, G. (2008). Aspectos hidrológicos, subcuencas susceptibles a crecidas, escenarios de riesgo por crecidas. En Ferrer, C., y Dugarte, M. (Eds.), Plan de desarrollo urbano del municipio Antonio Pinto Salinas bajo el enfoque de gestión de riesgo. Caracterización de la cuenca del valle de Mocotíes. Mérida: Programa de las Naciones Unidas para el Desarrollo (PNUD).

- Dietrich, W. E., y Dunne, T. (1993). The Channel Head. En Beven, K. y Kirby, M. J. (Eds.), Channel Network Hydrology. Jhon Wiley and Sons.
- Dingman, S. L. (2009). Physical Hydrology (2nd ed.). Prentice Hall.
- Elliot, J. G., y Elliott y Munro, K. A. (2010). Geomorphology: The Mechanics and Chemistry of Landscapes. Oxford University Press.
- Elorza, M. (2008). Geomorfología. Pearson Education, S.A.
- Gaspari, F. J., Rodríguez Vagaria, A. M., Senisterra, G. E., Denegri, G. A., Delgado, M. I., & Besteiro, S. I. (2012). Caracterización morfométrica de la cuenca alta del río Sauce Grande, Buenos Aires, Argentina. *Domus*, 4, 143-158.
- Gaspari, F. J., y Senisterra, G. E. (2009). Manual de manejo integral de cuencas hidrográficas (2a ed.). La Plata: Grupo de Manejo de Cuencas.
- Giacosa, R. E., y Heredia, N. (2004). Estructura de los Andes Nordpatagónicos en los cordones Piltriquitrón y Serrucho y en el valle de El Bolsón (41° 30'-42° 00' S), Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 59(1), 91-102.
- Giacosa, R., Márquez, M., Nillni, A., Fernández, M., Fracchia, D., Parisi, C., Afonso, J., Paredes, J., & Sciutto, J. (2004). Litología y estructura del basamento ígneo-metamórfico del borde SO del Macizo Nordpatagónico al oeste del río Chico, Cushamen, Chubut, 42° 10'S - 70° 30'O. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 59(4), 569-577. Buenos Aires, Argentina.
- González Bonorino, F. (1944). Descripción geológica y petrográfica de la Hoja 41b, Río Foyel (Provincia de Río Negro). Dirección de Minería, Geología e Hidrogeología. Boletín 56, 124 pp. Buenos Aires.
- González Díaz, E., & Lizuain, A. (1984). El complejo volcanoclástico y plutónico del sector cordillerano. En *Relatorio del 9° Congreso Geológico Argentino* (Vol. 1, N° 5, pp. 119-138). Buenos Aires, Argentina.
- Gordon, A., y Ort, M. H. (1993). Edad y correlación del plutonismo subcordillerano en las provincias de Río Negro y Chubut (41°- 42° 30' latitud sur). *12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 4, 120-127. Buenos Aires.
- Grant, G. E., O'Connor, J. E., & Wolman, M. G. (2013). A river runs through it: conceptual models in fluvial geomorphology.
- Gravelius, H. (1914). Die geographische Gliederung der Erde und ihre natürlichen Grundlagen. Leipzig: B. G. Teubner.
- Gumbel, E. J. (1958). Statistics of Extremes. Columbia University Press.
- Horton, R. E. (1932). Drainage Basin Characteristics. *Transactions of the American Geophysical Union*, 13(1), 350-361.

Horton, R. E. (1945). Erosional Development of Streams and Their Drainage Basins; Hydrophysical Approach to Quantitative Morphology. *Bulletin of the Geological Society of America*, 56(3), 275-370.

Instituto Nacional del Agua (INA) (2004). Informe de Avance. Laboratorio de Hidráulica. Proyecto "Estudio de la dinámica fluviomorfológica del Río Azul". Ministerio de Planificación Federal, Inversión Pública y Servicios. INFORME LHA 247-02-04.

Instituto Nacional del Agua (INA) (2006). Anteproyecto Hidráulico de Obra para el Control de Inundaciones en la Localidad de Lago Puelo. Laboratorio de Hidráulica. Proyecto "Estudio de la dinámica fluviomorfológica del Río Azul". Ministerio de Planificación Federal, Inversión Pública y Servicios. INFORME LHA 247-02-06.

Jardí, M. (1985). Forma de una cuenca de drenaje. Análisis de las variables morfométricas que nos la definen. *Revista de Geografía*, XIX, 41-68.

Kirpich, Z. P. (1940). Time of concentration of small watersheds. *Transactions of the American Geophysical Union*, 21(1), 13-20.

Krüger, P. (1909). Die Patagonischen Anden zwischen dem 42° und 44° Grade südlicher Breite. *Petermanns Mitteilungen, Ergänzungsheft* 164. Gotha.

Krüger, P. (1909). Die Patagonischen Anden zwischendem 42° und 44° grade sudl. Breite. *Peterm. Mittil. Erg.*, Heft 164. Gotha.

Leopold, L. B., Wolman, M. G., y Miller, J. P. (1964). *Fluvial Processes in Geomorphology*. W.H. Freeman.

Lizuain, A. (1981). Características y edad del plutonismo en los alrededores del lago Puelo. Provincia del Chubut. 8° Congreso Geológico Argentino, 3, 607-616. Buenos Aires.

Lizuaín, A., & Viera, R. L. M. (2010). Hoja Geológica 4372-I y II Esquel. Provincia del Chubut (versión final).

Lux Cardona, B. (2016). Conceptos básicos de morfometría de cuencas hidrográficas.

López Bermúdez, J., y Romero Díaz, A. (1987). El coeficiente de torrencialidad en la evaluación de la capacidad de descarga de cuencas. *Revista de Geografía*, 16, 1-12.

López-Pérez, A., Martínez-Menes, M. R., y Fernández Reynoso, D. S. (2015). Priorización de áreas de intervención mediante análisis morfométrico e índice de vegetación. *Tecnología y Ciencias del Agua*, 6(1), 121-137.

Martinez-Canto, M., Bladé, E., Sanz, M. A., y Sánchez, M. (2017). Numerical Methods for Solving the Saint-Venant Equations Using the Finite Volume Approach: Application to Flood Modelling with Iber Software. *Water*, 9(4), 252.
<https://doi.org/10.3390/w9040252>

- Martínez-Canto, R., Fraga, A., & García, M. (2017). Simulación de inundaciones fluviales con IBER: Validación de resultados.
- Mendenhall, W. (2010). Introduction to Probability and Statistics (13th ed.). Brooks/Cole.
- Miller, V. C. (1953). A Quantitative Geomorphologic Study of Drainage Basin Characteristics in the Clinch Mountain Area, Virginia and Tennessee (Technical Report 3). Columbia University, Department of Geology.
- Ministerio de Medio Ambiente, Medio Rural y Marino. (2011). Guía metodológica para la cartografía de zonas inundables. Ministerio de Medio Ambiente, Medio Rural y Marino. Gobierno de España.
- Muñiz Fredes, R. (2019). Geomorfología y Dinámica del Río Quemquemtrey en el sector de El Bolsón, Provincia de Río Negro (Trabajo Final de Licenciatura en Geología). Universidad de Río Negro.
- Nordpatagónica de los lagos Gutiérrez, Mascardi y Guillermo. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 46(3-4), 263-273.
- Ochoa García, S. A., Reyna, T., Reyna, S., García, M., Patalano, A., & Labaque, M. (2014). Evaluación de modelos hidrodinámicos para representar flujos en cauces naturales: Aplicación en un tramo del río Suquía que incluye la confluencia con el arroyo La Cañada, Provincia de Córdoba. Universidad Nacional de Córdoba
- Oficina de las Naciones Unidas para la Reducción del Riesgo de Desastres. (2020). El costo humano de los desastres 2000-2019. Ginebra: ONU. Recuperado de <https://www.undrr.org/sites/default/files/inlinefiles/El%20Costo%20Humano%20de%20los%20Desastres%202000-2019.pdf>
- Ortiz Vera, R. (2004). Parámetros morfométricos de cuencas de drenaje del sudeste de la provincia de Buenos Aires, Argentina, y su comportamiento hidrológico. Revista de la Asociación Argentina de Geofísicos, 15(2), 109-122.
- Orts, D. L., Folguera, A., Giménez, M., Ruiz, F., Vera, E. A. R., & Klinger, F. L. (2015). Cenozoic building and deformational processes in the North Patagonian Andes. Journal of Geodynamics, 86, 26-41.
- Orts, D., Folguera, A., Encinas, A., Ramos, M., Tobal, J., y Ramos, V. A. (2012). Tectonic development of the North Patagonian Andes and their related Miocene foreland basin (41°30'–43°S). Tectonics, 31, TC3012. <https://doi.org/10.1029/2011TC003060>
- Pablo Spalletti, P. R., Jaime, P., y Lares, L. (2004). PROYECTO “Estudio de la dinámica fluviomorfológica del río Azul”. Instituto Nacional del Agua.
- Paz, L. F. (2021). Petrogénesis y controles tectónicos del volcanismo cenozoico temprano-medio en los Andes Nordpatagónicos (41-44°S) (Doctoral dissertation, Universidad de Buenos Aires).

- Pérez Cutillas, P., Conesa García, C., y Alba, N. T. (2015). Dinámica morfológica de un sistema fluvial semiárido sometido a actuaciones directas y cambios de usos del suelo. El caso de la rambla de la Carrasquilla (Murcia, España). *Revista Geográfica Valparaíso*, 51, 35-56.
- Pérez, J. (1979). Fundamentos del ciclo hidrológico. Universidad Central de Venezuela, Facultad de Ingeniería, Departamento de Meteorología e Hidrología, Caracas, Venezuela.
- Ramakrishna, B. (1997). Estrategias de extensión para el manejo integrado de cuencas hidrográficas: conceptos y experiencias. IICA.
- Ramos, V. A. (1999). Rasgos estructurales del territorio argentino. *Geología Argentina*, 29(24), 15-75.
- Riva, P., Sánchez, A., y Gaspari, F. (2021). Caracterización morfométrica de la cuenca del río Luján, Buenos Aires, Argentina. *Geografía y Sistemas de Información Geográfica*, 13(21), 1-20.
- Sanz-Ramos, I., Martínez-Canto, R., & Ortuño, M. (2022). Iber v3: Manual de referencia e interfaz de usuario de las nuevas implementaciones. Universidad Politécnica de Cataluña.
- Schumm, S. A. (1956). Evolution of Drainage Systems and Slopes in Badlands at Perth Amboy, New Jersey. *Geological Society of America Bulletin*, 67(5), 597-646.
- Schumm, S. A. (1981). Evolution and Response of the Fluvial System: Sedimentologic Implications. *SEPM Special Publications*, 31, 19-29.
- Schumm, S. A. (1985). Patterns of Alluvial Rivers. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 13(1), 5-27.
- Segura-Serrano, L. (2014). Conocimiento de la dinámica fluvial como herramienta para la planificación territorial. Caso río Volcán, Buenos Aires, Puntarenas, Costa Rica. *Revista Tecnología en Marcha*.
- Smith, N. D. (1974). Sedimentology and bar development in the gravelly braided Kicking Horse River, British Columbia. *Geological Society of America Bulletin*, 85(4), 621-646.
- Strahler, A. N. (1952). Dynamic basis of geomorphology. *Geological society of america bulletin*, 63(9), 923-938.
- Strahler, A. N. (1957). Quantitative Analysis of Watershed Geomorphology. *Transactions, American Geophysical Union*, 38(6), 913-920.
- Strahler, A. N. (1964). Quantitative geomorphology of drainage basins and channel networks. En Chow, V. T. (Ed.), *Handbook of Applied Hydrology* (pp. 39–76). McGraw-Hill.
- Sánchez San Román, F. J. (2019). Cálculos estadísticos en hidrología. Departamento de Geología, Universidad de Salamanca.

Tobal, J. E. (2015). Estructura de los Andes Patagónicos Septentrionales entre los 41° 30' y los 42° 30' S (Doctoral dissertation, Universidad de Buenos Aires. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales).

Turner, J. C. M. (1965). Estratigrafía de Aluminé y adyacencias (Provincia del Neuquén). Revista de la Asociación Geológica Argentina, 20(2), 153-184.

Varela, R., Basei, M. A., Cingolani, C. A., Siga Jr, O., y Passarelli, C. R. (2005). El basamento cristalino de los Andes norpatagónicos en Argentina: geocronología e interpretación tectónica. Revista Geológica de Chile, 32(2), 167-187.

Volkheimer, W., 1964a. Descripción Geológica de la Hoja 42c, Cerro Mirador, Provincia del Chubut. Informe inédito. Servicio Minero Nacional. Buenos Aires

Wang, Z., Shao, Q., Yang, T., y Yu, Z. (2015). Probability distributions for annual maximum flow in the Huai River Basin, China. Theoretical and Applied Climatology, 121(1-2), 323-332.

<https://www.elchubut.com.ar/regionales/2021-6-4-17-52-0-lago-puelo-recomiendan-no-acercarse-a-las-orillas-del-rio-azul>

https://www.elpatagonico.com/el-rio-azul-alcanzo-el-maximo-nivel-las-defensas-lago-puelo-n5103396#google_vignette

<https://www.infobae.com/2006/07/02/263766-hay-80-evacuados-inundaciones-el-norte-chubut/>

<https://canal12web.com/localidades/chubut/temporal-chubut-cese-nuevas-alertas/>

<https://www.rionegro.com.ar/hay-un-centenar-de-evacuados-por-el-temporal-de-lluvia-en-la-cordillera-ACHRN0210132013704/>

https://www.elpatagonico.com/el-rio-azul-alcanzo-el-maximo-nivel-las-defensas-lago-puelo-n5103396#google_vignette