



UNIVERSIDAD
DE LA REPUBLICA
URUGUAY



FACULTAD DE
INGENIERÍA
UDELAR



Herramientas numéricas de apoyo a la gestión de embalses para generación hidroeléctrica

Caso de estudio: Complejo Hidroeléctrico Salto Grande

Ing. Rafael Rodríguez Núñez

Programa de Posgrado en Ingeniería - Mecánica de los Fluidos Aplicada
Facultad de Ingeniería, Instituto de Mecánica de los Fluidos e Ingeniería Ambiental
Universidad de la República

Montevideo – Uruguay

Julio de 2025

[Página en blanco]



UNIVERSIDAD
DE LA REPUBLICA
URUGUAY



FACULTAD DE
INGENIERÍA
UDELAR



Herramientas numéricas de apoyo a la gestión de embalses para generación hidroeléctrica

Caso de estudio: Complejo Hidroeléctrico Salto Grande

Ing. Rafael Rodríguez Núñez

Tesis de Maestría presentada al Programa de Posgrado en Ingeniería - Mecánica de los Fluidos Aplicada, Facultad de Ingeniería de la Universidad de la República, como parte de los requisitos necesarios para la obtención del título de Magister en Ingeniería - Mecánica de los Fluidos Aplicada.

Director de tesis:

Dr.Ing. Pablo Santoro

Director académico:

Dr.Ing. Pablo Santoro

Montevideo – Uruguay

Julio de 2025

Rodríguez Núñez, Ing. Rafael

Herramientas numéricas de apoyo a la gestión de embalses para generación hidroeléctrica / Ing. Rafael Rodríguez Núñez. - Montevideo: Universidad de la República, Facultad de Ingeniería, Instituto de Mecánica de los Fluidos e Ingeniería Ambiental, 2025.

XV, 227 p. 29, 7cm.

Director de tesis:

Pablo Santoro

Director académico:

Pablo Santoro

Tesis de Maestría – Universidad de la República, Programa de Ingeniería - Mecánica de los Fluidos Aplicada, 2025.

Referencias bibliográficas: p. 145 – 154.

1. hidrodinámica,
2. transporte de sustancias,
3. escalas temporales de transporte,
4. reservorio,
5. Salto Grande,
6. TELEMAC-2D. I. Santoro, Pablo. II. Universidad de la República, Programa de Posgrado en Ingeniería - Mecánica de los Fluidos Aplicada. III. Título.

INTEGRANTES DEL TRIBUNAL DE DEFENSA DE TESIS

Dr. Ing. Pablo Tassi

Dra. Ing. Mónica Fossati

Dr. Ing. Christian Chreties

Montevideo – Uruguay

Julio de 2025

*A Vilma y Jorge,
con amor y gratitud.*

Agradecimientos

Quiero expresar mi sincero agradecimiento a Pablo Santoro, mi tutor de tesis y director académico, por su valiosa orientación, así como por el tiempo y esfuerzo dedicados a mi formación. Aprecio profundamente la confianza depositada en mí y el apoyo brindado a lo largo de estos años de trabajo.

Mi agradecimiento también va dirigido a Santiago Delgado, por su dedicación y apoyo durante las etapas iniciales de esta investigación, especialmente en la utilización del código `TELEMAC-2D`, lo cual resultó fundamental para el desarrollo de esta tesis.

Agradezco a mi familia, amigos y compañeros por su apoyo incondicional durante todo este proceso. Gracias por su colaboración, por las ideas compartidas y por estar presentes en los momentos clave.

Finalmente, deseo expresar mi agradecimiento a la Comisión Técnico Mixta de Salto Grande por haber facilitado el acceso a los datos necesarios para esta investigación, así como por las instancias de intercambio técnico que contribuyeron al desarrollo de este trabajo. Asimismo, agradezco a la Agencia Nacional de Investigación e Innovación por el otorgamiento de la beca de posgrado que hizo posible la realización de esta tesis.

RESUMEN

En este trabajo se implementó un modelo hidrodinámico y de transporte de sustancias (denominado SG-T2D) en el código TELEMAC-2D para el embalse del Complejo Hidroeléctrico Salto Grande. Se realizó un análisis de sensibilidad a distintos esquemas y parámetros numéricos, parámetros físicos, condiciones iniciales y de contorno. Posteriormente, se llevó a cabo la calibración y verificación de los niveles de la superficie libre en cinco estaciones, considerando ventanas temporales en un período de 25 meses, entre los años 2018 y 2020. Con el modelo calibrado se realizó una caracterización de la circulación en el embalse entre 2017 y 2020, incluyendo escenarios estacionarios y períodos no estacionarios con forzantes reales.

El análisis hidrodinámico mostró que las velocidades en el embalse varían significativamente entre el canal principal y los brazos laterales, con diferencias entre uno y dos órdenes de magnitud. La condición de borde de la represa es relevante hasta aproximadamente 90 km aguas arriba de la misma; más allá de esa distancia, el comportamiento hidrodinámico se asemeja al de un sistema fluvial. El viento es un forzante fundamental en la dinámica de los brazos laterales, particularmente bajo condiciones de caudales bajos y en zonas poco profundas, donde la dirección e intensidad del viento afectan el flujo cortante entre los brazos laterales y el canal principal. En condiciones de caudales altos en los brazos laterales, se observó un patrón de descarga libre hacia el canal principal. En contraste, durante eventos de crecida en el canal principal, la descarga de los brazos laterales se vio atenuada.

Utilizando trazadores pasivos, se calcularon distintas escalas temporales de transporte en condiciones estacionarias y en condiciones con forzantes reales. En el canal principal, las escalas temporales de transporte variaron entre 1 y 15 días, en comparación con los brazos laterales, donde las escalas de tiempo variaron entre 1 y 50 días. En los ensayos de trazadores con forzantes reales, la condición seleccionada para iniciar la liberación del trazador es relevante para determinar las escalas de tiempo, considerando que la operación de la represa regula el tránsito en el cuerpo de agua.

El modelo desarrollado se sustenta en el uso de herramientas numéricas de código abierto, contribuye a una mejor comprensión de la hidrodinámica del embalse y de los procesos de transporte de sustancias, y ofrece una base útil para desarrollos más complejos, como la implementación tridimensional y la incorporación de otras variables físico-químicas y biológicas para el estudio de la calidad del agua en el embalse.

Palabras claves:

hidrodinámica, transporte de sustancias, escalas temporales de transporte, reservorio, Salto Grande, TELEMAC-2D.

ABSTRACT

In this study, a hydrodynamic and substance transport model—referred to as SG-T2D—was implemented within the TELEMAC-2D code for the reservoir of the Salto Grande Hydroelectric Complex. A sensitivity analysis was conducted on various numerical schemes and parameters, physical parameters, and initial and boundary conditions. Subsequently, the model was calibrated and validated using free surface level data from five monitoring stations over a 25-month period between 2018 and 2020. The calibrated model was then employed to characterize the reservoir’s circulation from 2017 to 2020, considering both steady-state and transient scenarios under real forcing conditions.

The hydrodynamic analysis revealed substantial velocity differences between the main channel and the lateral arms, ranging from one to two orders of magnitude. The influence of the dam’s boundary condition extends approximately 90 km upstream; beyond this point, the hydrodynamic behavior resembles that of a fluvial system. Wind was identified as a key driver in the dynamics of the lateral arms, particularly under low-flow and shallow conditions, where its direction and intensity modulate the shear exchange between the lateral arms and the main channel. Under high-flow conditions in the lateral arms, a free discharge pattern toward the main channel was observed, whereas during high-flow events in the main channel, discharge from the lateral arms was attenuated.

Using passive tracers, transport time scales were estimated under both steady-state and transient conditions. In the main channel, time scales ranged from 1 to 15 days, while in the lateral arms, they ranged from 1 to 50 days. In simulations with real forcing, the timing of tracer release was found to significantly affect transport time scales, as flow regulation by dam operations influences the movement of water throughout the system.

The model developed in this study is based on the use of open-source numerical tools, advances the understanding of reservoir hydrodynamics and substance transport processes, and provides a useful foundation for future developments, such as three-dimensional modeling and the integration of additional physico-chemical and biological variables for comprehensive water quality assessments.

Keywords:

hydrodynamics, substance transport, transport time scales, reservoir, Salto Grande, TELEMAC-2D.

Lista de figuras

3.1	Ubicación del CHSG. Tomado de Google Earth.	21
3.2	Foto histórica del CHSG (CTM-SG, 2020).	22
3.3	Foto actual del CHSG (CTM-SG, 2020).	22
3.4	Corte transversal de unidad hidrogenadora (CTM-SG, 2020).	24
3.5	Cuenca colectora de aporte al CHSG (CTM-SG, 2018).	25
3.6	Embalse de Salto Grande, adaptadao de O'Farrell et al. (2012).	26
3.7	Relevamientos batimétricos del embalse Salto Grande (Collazos et al., 2021).	28
3.8	Curvas h–V–Q en régimen estacionario. Figura de Collazos et al. (2021).	28
4.1	Malla de cálculo, vista general.	32
4.2	Configuración del dominio computacional.	33
4.3	Forzantes periodo 01 de enero de 2015 a 31 de octubre de 2020.	39
4.4	Nodos seleccionados en los brazos del emblase para análisis de sensibilidad.	40
4.5	Sensibilidad a las condiciones iniciales 2017.	41
4.6	Sensibilidad a las condiciones iniciales 2019.	42
4.7	Sensibilidad condición de borde tipo Thompson nivel superficie libre 2017-2018.	43
4.8	Sensibilidad condición de borde tipo Thompson caudal represa 2017-2018.	43
4.9	Sensibilidad condición de borde tipo Thompson nivel superficie libre 2019-2020.	44
4.10	Sensibilidad condición de borde tipo Thompson caudal represa 2019-2020.	44
4.11	Sensibilidad coeficiente de rugosidad de Manning periodo 2017, canal principal.	46
4.12	Sensibilidad coeficiente de rugosidad de Manning periodo 2017, brazos laterales.	47
4.13	Sensibilidad del efecto del viento periodo 2017, canal principal.	48
4.14	Sensibilidad del efecto del viento periodo 2017, brazos laterales.	49
4.15	Sensibilidad del efecto del viento periodo 2017, campo medio de velocidades.	50
4.16	Diferencias campo medio de velocidades con y sin viento, periodo 2017.	50
4.17	Sensibilidad modelos de turbulencia periodo 2017.	51
4.18	Concentración de trazador T01 en punto cercano a la Represa.	53
4.19	Concentración de trazador T06 en punto cercano a la Represa.	53
4.20	Concentración de trazador T01 en punto Gualaguaycito.	54
4.21	Concentración de trazador T06 en punto Gualaguaycito.	54
4.22	Comparación de campos instantáneos a 250 horas.	55
4.23	Comparación de campos instantáneos a 700 horas.	56
4.24	Comparación paso temporal periodo 2017 puntos en canal principal.	58
4.25	Comparación paso temporal periodo 2017 puntos en brazos laterales.	59
4.26	Campo de velocidades promedio para 2017, sensibilidad esquemas numéricos.	60
4.27	Ventana 1 - Niveles y caudales medidos.	62
4.28	Ventana 2 - Niveles y caudales medidos.	63
4.29	Ventana 3 - Niveles y caudales medidos.	64

4.30	Monte Caseros, niveles modelados $n = 0,025 \text{ s/m}^{1/3}$ y $C_w = 1,25 \times 10^{-6}$	66
4.31	Mocoreta Lago, niveles modelados $n = 0,025 \text{ s/m}^{1/3}$ y $C_w = 1,25 \times 10^{-6}$	66
4.32	Federación, niveles modelados $n = 0,025 \text{ s/m}^{1/3}$ y $C_w = 1,25 \times 10^{-6}$	67
4.33	Santa Ana, niveles modelados $n = 0,025 \text{ s/m}^{1/3}$ y $C_w = 1,25 \times 10^{-6}$	67
4.34	Salto Grande, niveles modelados para valores $n = 0,025 \text{ s/m}^{1/3}$ y $C_w = 1,25 \times 10^{-6}$	67
5.1	Forzantes para el período 1 de enero de 2017 hasta 1 de octubre de 2020.	69
5.2	Campo medio módulo velocidad, periodo 5/1/2017 a 1/10/2020.	70
5.3	Campo CV módulo velocidad, periodo 5/1/2017 a 1/10/2020.	71
5.4	Campo medio profundidad columna de agua, periodo 5/1/2017 a 1/10/2020.	72
5.5	Campo CV profundidad columna de agua, periodo 5/1/2017 a 1/10/2020.	73
5.6	Puntos y secciones transversales en el brazo Gualeguaycito.	74
5.7	Puntos y secciones transversales en el canal principal.	75
5.8	Diagramas estadísticos puntos seleccionados en el eje del canal principal.	76
5.9	Diagramas estadísticos sección transversal 1, canal principal.	77
5.10	Diagramas estadísticos sección transversal 10, canal principal.	78
5.11	Diagramas estadísticos puntos seleccionados en el eje del brazo Gualeguaycito.	79
5.12	Diagramas estadísticos sección transversal 1, brazo Gualeguaycito.	80
5.13	Diagramas estadísticos sección transversal 2, brazo Gualeguaycito.	81
5.14	Diagramas estadísticos sección transversal 3, brazo Gualeguaycito.	82
5.15	Diagramas estadísticos sección transversal 4, brazo Gualeguaycito.	83
5.16	Probabilidad empírica acumulada, flujo neto en secciones Gualeguaycito.	84
5.17	Campo medio de velocidades E1 - Nivel y caudales bajos, viento SO.	87
5.18	Campo medio de velocidades E2 - Nivel y caudales bajos, viento SE.	88
5.19	Campo medio de velocidades E3 - Nivel y caudales bajos, viento NE.	89
5.20	Campo medio de velocidades E4 - Nivel y caudales bajos, viento NO.	90
5.21	Campo medio de velocidades E5 - Nivel y caudales moda, viento SO.	91
5.22	Campo medio de velocidades E6 - Nivel y caudales moda, viento SE.	92
5.23	Campo medio de velocidades E7 - Nivel y caudales moda, viento NE.	93
5.24	Campo medio de velocidades E8 - Nivel y caudales moda, viento NO.	94
5.25	Campo medio de velocidades E9 - Caudales altos en brazos, viento SO.	95
5.26	Campo medio de velocidades E10 - Crecida canal principal, viento SO.	96
5.27	Campo medio de velocidades Periodo 1.	98
5.28	Campo de velocidades instantáneo en Periodo 1.	99
5.29	Campo medio de velocidades Periodo 2.	100
5.30	Campo de velocidades instantáneo en Periodo 2.	101
5.31	Campo medio de velocidades Periodo 3.	102
5.32	Campo de velocidades instantáneo en Periodo 3.	103
5.33	Campo medio de velocidades Periodo 4.	104
5.34	Campo de velocidades instantáneo en Periodo 4.	105
5.35	Campo medio de velocidades Periodo 5.	106
5.36	Campo de velocidades instantáneo en Periodo 5.	107
5.37	Campo medio de velocidades Periodo 6.	108
5.38	Campo de velocidades instantáneo en Periodo 6.	109
6.1	Inicialización de trazadores con forzantes reales.	112
6.2	Ejemplo determinación tiempo de retraso de lavado y el tiempo de lavado.	113

6.3	Volumenes de control utilizados para estimación de escalas globales.	114
6.4	Concentración trazador en puntos, forzantes reales.	116
6.5	Concentración de trazador en puntos del canal principal, escenarios estacionarios.	117
6.6	Concentración de trazador en puntos brazo Gualeguaycito, escenarios estacionarios.	118
6.7	Comparación concentración de trazador forzantes reales y escenarios estacionarios.	119
6.8	Series temporales de cocientes $M(t)/M_0$ y $M(t)/V(t)$ en dominio Represa. . . .	121
6.9	Series temporales de cocientes $M(t)/M_0$ y $M(t)/V(t)$ en dominio Gualeguaycito.	122
6.10	Campo medio tiempo de retraso de lavado local.	124
6.11	Campo coeficiente de variación tiempo de retraso de lavado local.	125
6.12	Campos espaciales FL para ensayos de trazadores seleccionados.	126
6.13	Campos espaciales FL para escenarios estacionarios E1 a E4.	127
6.14	Campos espaciales FL para escenarios estacionarios E5 a E10.	128
6.15	Campo medio tiempo de lavado local.	129
6.16	Campo coeficiente de variación tiempo de lavado local.	130
6.17	Campos espaciales FT para ensayos de trazadores seleccionados.	131
6.18	Campos espaciales FT para escenarios estacionarios E1 a E4.	132
6.19	Campos espaciales FT para escenarios estacionarios E5 a E10.	133
6.20	Histogramas de FL global para dominio Represa.	134
6.21	Histogramas de FL global para dominio Gualeguaycito.	135
6.22	Histogramas de FT global para dominio Represa.	136
6.23	Histogramas de FT global para dominio Gualeguaycito.	137
6.24	Histogramas de Tiempo de residencia global.	138
6.25	Escalas temporales de transporte para ensayos en condiciones reales.	139
6.26	Escalas temporales de transporte para ensayos en condiciones estacionarias. . . .	140

Lista de tablas

3.1	Características de la obra civil CHSG (CTM-SG, 2018).	23
3.2	Características morfológicas del embalse de Salto Grande (CTM-SG, 2018).	27
3.3	Embalses de generación hidroeléctrica en Uruguay (Chalar and Conde, 2000).	27
4.1	Configuración de diferentes esquemas numéricos.	36
4.2	Modelos de turbulencia para análisis de sensibilidad.	51
4.3	Resultados generales de métricas seleccionadas.	65
5.1	Forzantes para escenarios estacionarios E1 a E5.	86
5.2	Forzantes para escenarios estacionarios E6 a E10.	86
5.3	Descripción de periodos no estacionarios.	97
6.1	Descripción ensayos de trazadores de referencia.	112
6.2	Estadísticos de FL global para Represa, ensayos en condiciones reales.	134
6.3	FL global Represa, escenarios estacionarios y ensayos de referencia.	134
6.4	Estadísticos de FL global para Gualaguaycito, ensayos en condiciones reales.	135
6.5	FL global Gualaguaycito, escenarios estacionarios y ensayos de referencia.	135
6.6	Estadísticos de FT global para Represa, ensayos en condiciones reales.	136
6.7	FT global Represa, escenarios estacionarios y ensayos de referencia.	136
6.8	Estadísticos de FT global para Gualaguaycito, ensayos en condiciones reales.	137
6.9	FT global Gualaguaycito, escenarios estacionarios y ensayos de referencia.	137
6.10	Estadísticos TR global Represa y Gualaguaycito, ensayos en condiciones reales.	138
6.11	TR global Represa y Gualaguaycito, escenarios estacionarios y ensayos de referencia.	138

Tabla de contenidos

Lista de figuras	IX
Lista de tablas	XII
1 Introducción	1
1.1 Contexto	1
1.2 Justificación	1
1.3 Objetivos	4
1.4 Metodología y estructura del documento	5
2 Fundamentos teóricos	7
2.1 Ecuaciones gobernantes del movimiento	7
2.1.1 Modelo general tridimensional	7
2.1.2 Modelo de circulación bidimensional promediado en vertical	9
2.2 Procesos de mezcla	10
2.2.1 Advección, difusión y reacción	11
2.2.2 Dispersión	14
2.2.3 Condiciones de borde	14
2.3 Escalas temporales de transporte	15
2.3.1 Definiciones	15
2.3.2 Métodos de estimación	16
3 Descripción del caso de estudio	21
3.1 Complejo Hidroeléctrico Salto Grande	21
3.1.1 Obra civil e instalaciones	23
3.1.2 Cuenca de aporte	24
3.2 Características del embalse de Salto Grande	25
4 Implementación del modelo SG-T2D	29
4.1 Ecuaciones hidrodinámicas TELEMAC-2D	29
4.2 Configuración general	30
4.2.1 Dominio y batimetría de la malla computacional	30
4.2.2 Condiciones de borde	31
4.2.3 Parámetros físicos	31

4.2.4	Parámetros y esquemas numéricos	36
4.3	Convergencia y sensibilidad	37
4.3.1	Influencia de condiciones iniciales y de borde	38
4.3.2	Influencia de parámetros físicos	45
4.3.3	Influencia de parámetros y esquemas numéricos	57
4.3.4	Resumen	61
4.4	Calibración y verificación	61
4.4.1	Ventanas temporales	62
4.4.2	Métricas utilizadas	64
4.4.3	Resultados	65
5	Descripción hidrodinámica modelo SG-T2D	68
5.1	Campos de profundidad y velocidad	68
5.2	Diagramas estadísticos de profundidad y velocidad	74
5.2.1	Canal principal	76
5.2.2	Gualeguaycito	79
5.3	Escenarios estacionarios	85
5.3.1	Caudales y niveles bajos	85
5.3.2	Caudales y niveles moda	91
5.3.3	Caudales altos	95
5.4	Periodos no estacionarios	97
5.5	Resumen	110
6	Transporte de trazadores modelo SG-T2D	111
6.1	Descripción de ensayos y escalas temporales	111
6.1.1	Escalas locales	113
6.1.2	Escalas globales	113
6.2	Series temporales de trazadores	115
6.2.1	Concentración de trazadores en puntos	115
6.2.2	Concentración y masa de trazadores en dominios	120
6.3	Escalas locales de transporte	120
6.3.1	Tiempo de retraso de lavado	120
6.3.2	Tiempo de lavado	123
6.4	Escalas globales de transporte	134
6.4.1	Tiempo de retraso de lavado	134
6.4.2	Tiempo de lavado	136
6.4.3	Tiempo de residencia	138
6.5	Resumen	139
7	Conclusiones y comentarios finales	141
	Referencias bibliográficas	145

Apéndices	155
Apéndice A Régimen hidroclimático	156
Apéndice B Calidad de agua	163
Apéndice C Análisis de datos disponibles.	168
Apéndice D Detalle malla computacional SG-T2D.	187
Apéndice E Detalle resultados métricas calibración y verificación	192
Apéndice F Detalle caracterización hidrodinámica	198
Anexos	223
Anexo A Normas de uso del CHSG	224

Capítulo 1

Introducción

1.1. Contexto

Este documento de tesis se inició en el marco del Proyecto de Investigación Aplicada Fondo María Viñas 2019 (FMV_1_2019_1_156173), titulado “*Herramientas numéricas de apoyo a la gestión de calidad de agua en embalses para generación hidroeléctrica*”, en calidad de becario del Sistema Nacional de Becas ANII (periodo 01/06/2020 – 31/05/2022). Los resultados alcanzados en el proyecto incluyen un modelo hidrodinámico y de transporte de sustancias tridimensional del embalse de Salto Grande, analizando situaciones de intercambio de calor y masa (Delgado et al., 2022). Resultados parciales fueron presentados en el XXX Congreso Latinoamericano de Hidráulica (Rodríguez et al., 2022) y en la TELEMAC User Conference 2022 (Rodríguez et al., 2023). Para el desarrollo del proyecto y del trabajo de tesis se han utilizado recursos del Centro Nacional de Supercomputación, Cluster-UY (Nesmachnow and Iturriaga, 2019).

1.2. Justificación

Uruguay cuenta con cuatro embalses para generación hidroeléctrica, uno en el río Uruguay y tres en el río Negro, además de la generación de energía estos embalses tienen otros usos como por ejemplo, fuentes de agua bruta para potabilización, y usos recreativos como pesca y uso de playas. Estos cuerpos de agua semilénticos que se encuentran entre los más grandes del país, enfrentan problemas de calidad de agua, siendo frecuentes las floraciones de cianobacterias. Estos eventos tienen consecuencias negativas sobre el ecosistema, afectando sus propiedades físico-químicas y la biota del cuerpo de agua, e interfieren con las actividades antrópicas mencionadas.

El Complejo Hidroeléctrico Salto Grande (CHSG) se encuentra ubicado en el curso medio del río Uruguay, aguas arriba de las ciudades de Concordia (Argentina) y Salto (Uruguay). La cuenca del río Uruguay hasta el CHSG abarca una extensión aproximada de 244.000 km^2 . El embalse de Salto Grande presenta un área estimada de espejo de agua de 770 km^2 y es

un lago artificial de múltiples propósitos. La morfología del reservorio es de tipo dendrítica, con una única entrada principal, el río Uruguay, y múltiples brazos laterales. En las últimas cuatro décadas, diversos estudios científicos han abordado el fenómeno de floraciones algales en el embalse de Salto Grande, documentando los problemas de calidad del agua en este cuerpo de agua.

Los aportes de la comunidad científica al estudio del embalse de Salto Grande se remontan a la formación del lago en 1979. Durante la década de 1980, los esfuerzos se centraron en descripciones taxonómicas de los organismos acuáticos (Quirós and Luchini, 1982). En los años 90 y principios de la década del 2000, se profundizó en el estudio de la ecología acuática (Berón, 1990; Chalar and Conde, 2000; De León and Chalar, 2003). Posteriormente, las investigaciones avanzaron hacia la caracterización del estado trófico del cuerpo de agua, el análisis de la distribución de floraciones de cianobacterias y la relación entre variables de calidad del agua y forzantes hidrodinámicos (Chalar, 2009; O'Farrell et al., 2012; Minaglia et al., 2013; Boltovskoy et al., 2013; O'Farrell and Izaguirre, 2014; CARU, 2016; Bordet et al., 2017; Lepillanca et al., 2018; CARU, 2018b,a). En años recientes, el desarrollo del conocimiento científico y los avances tecnológicos han permitido incorporar nuevas metodologías, como técnicas paleolimnológicas (Gangi et al., 2020) y herramientas de teledetección (Drozd et al., 2020). En este contexto, la metodología propuesta en esta tesis se distingue por abordar la problemática a través de la implementación de un modelo numérico que simula el comportamiento hidrodinámico del embalse, lo cual constituye un aporte novedoso que complementa los estudios previos y ofrece una herramienta adicional para la gestión integral del sistema.

La gestión de cuerpos de agua incorpora cada vez más el uso de herramientas de modelación numérica como soporte para la toma de decisiones y definición de políticas para la conservación de ecosistemas, operación de infraestructuras, así como restauración ambiental para un desarrollo social y ecológico sustentable bajo condiciones ambientales variables, incluyendo el cambio climático y la variabilidad hidrológica (Lindim et al., 2011; Robson, 2014; Hipsev et al., 2015; Jeznach et al., 2016; Weber et al., 2017; Ralston and Moore, 2020; Barbosa et al., 2021; Soares and Calijuri, 2021; Ferreira and Fernandes, 2022; Summers and Ryder, 2023; Song, 2023; Sun et al., 2024).

La utilización de modelos ha permitido evaluar estrategias de restauración ecológica, como reducción de aporte de nutrientes desde las cuencas, dragado de sedimentos, incorporación de macrofitas, oxigenación del hipolimnio, diseño de políticas de operación considerando aspectos ambientales, entre otras (Park et al., 2014; Merritt et al., 2017; Vinçon-Leite and Casenave, 2019; Mi et al., 2020). Por otro lado, las tecnologías de alerta temprana para la proliferación de algas utilizando técnicas de monitoreo de los factores ambientales (los nutrientes, la temperatura, la luz y parámetros hidrodinámicos) combinadas con modelos de aprendizaje automático, están tomando relevancia por su capacidad para anticipar y mitigar los efectos adversos de estos eventos (Xiao et al., 2024).

La modelación de procesos físicos como la circulación hidrodinámica, dinámica térmica y de sedimentos, son la base para poder abordar la modelación de aspectos biogeoquímicos y ecológicos de cuerpos de agua. La hidrodinámica tiene un rol fundamental en el transporte y la mezcla de las distintas sustancias y organismos planctónicos. La acción del viento en la superficie libre es uno de los forzantes principales de la hidrodinámica, condicionando la transferencia de cantidad de movimiento desde la atmósfera al cuerpo de agua, y establece una zona de mezcla que permite que el fitoplancton acceda a la zona eufótica para realizar la fotosíntesis (Huisman et al., 1999; Chung et al., 2014; Gray et al., 2020). La temperatura del agua es una variable muy relevante puesto que afecta la densidad, y por lo tanto la circulación y generando ciclos de estratificación y mezcla; además de influir en numerosos procesos bioquímicos. La dinámica de sedimentos está condicionada por la hidrodinámica, afecta el clima lumínico en el cuerpo de agua y condiciona el fenómeno de eutrofización ya que los sedimentos son capaces de adsorber fosfatos.

Los fundamentos teóricos y metodológicos relacionados con las escalas temporales de transporte en sistemas acuáticos —incluyendo conceptos como el tiempo de residencia y la edad del agua— pueden encontrarse en estudios desarrollados durante las décadas de 1970 y 1980, con contribuciones destacadas como Bolin and Rodhe (1973), Zimmerman (1976), Fisher et al. (1979), Takeoka (1984) y Thomann and Mueller (1987). Estas investigaciones pioneras aportaron enfoques sistemáticos para el análisis de los procesos de transporte, mezcla y renovación, estableciendo un marco conceptual que ha servido de base para numerosas investigaciones posteriores.

En efecto, en las décadas siguientes, múltiples estudios han retomado, aplicado y ampliado estos conceptos para analizar el comportamiento hidrodinámico y las características de intercambio en cuerpos de agua de distintos contextos, tales como estuarios, lagunas costeras, embalses y sistemas oceánicos (Delhez et al., 1999; Deleersnijder et al., 2001; Delhez and Deleersnijder, 2002; Jouon et al., 2006; Rueda et al., 2006; Dabrowski and Berry, 2009; Castellano et al., 2010; Bárcena et al., 2012; Brye et al., 2012; Defne and Ganju, 2015; Wu et al., 2017; Drouzy et al., 2019; de Pablo et al., 2022). Estas métricas se emplean como herramientas diagnósticas para comprender la dinámica interna de los cuerpos de agua, evaluar su capacidad de autorrenovación y predecir su respuesta frente a forzantes naturales o antrópicos (Lucas et al., 2009; Li and Shen, 2015; Du and Shen, 2015; Qi et al., 2016; Mahanty et al., 2016; Gao et al., 2018; Lin and Liu, 2019; Lucas and Deleersnijder, 2020; Zhao et al., 2022).

Desde el punto de vista metodológico, los enfoques identificados pueden agruparse en dos grandes categorías: Euleriano y Lagrangiano. El enfoque Euleriano se basa en la resolución de ecuaciones de advección–difusión y el uso de relojes de edad o trazadores conservativos para estimar la edad media del agua o el tiempo de residencia local (Shen et al., 2011; Ren et al., 2014; Mouchet et al., 2016). El enfoque Lagrangiano, por su parte, rastrea trayectorias de partículas neutras inyectadas en el flujo, permitiendo calcular tiempos de permanencia y

tasas de expulsión mediante análisis estadísticos ([Kenov et al., 2012](#); [Rynne et al., 2016](#); [Jiang et al., 2017](#)).

En cuanto a la implementación numérica, se utilizan modelos que abarcan desde formulaciones unidimensionales conceptuales hasta esquemas tridimensionales de alta resolución, implementados sobre mallas estructuradas o no estructuradas, utilizando técnicas como volúmenes finitos, diferencias finitas o elementos finitos. Además, algunos autores recurren a geometrías ideales —canales o lagunas simplificadas— para analizar el comportamiento conceptual de los tiempos de residencia y validar definiciones teóricas ([Delhez, 2006, 2013](#); [Dewals et al., 2020, 2024](#)). Esta diversidad metodológica permite abordar múltiples escalas espacio-temporales y condiciones dinámicas.

Debe tenerse en cuenta que la suposición de flujos estacionarios y geometrías simplificadas puede restringir la validez de los resultados en sistemas naturalmente variables ([Monsen et al., 2002](#); [Delhez et al., 2014](#)). Además, el uso de trazadores conservativos implica omitir procesos biogeoquímicos relevantes como sedimentación, degradación o intercambios bentónicos. También se evidencia una fuerte sensibilidad de los resultados a la resolución espacial, los coeficientes de difusión y las condiciones de borde, especialmente en configuraciones tridimensionales ([Deleersnijder et al., 2020](#)). Finalmente, mientras los modelos más complejos ofrecen mayor realismo, exigen una cantidad considerable de datos de entrada, capacidad computacional y esfuerzo de calibración, lo que puede dificultar su uso en contextos operativos o con limitaciones de información.

1.3. Objetivos

El objetivo general de este trabajo es contribuir a la gestión de la calidad del agua en los embalses destinados a la generación hidroeléctrica. Se busca profundizar en el conocimiento del Complejo Hidroeléctrico Salto Grande y desarrollar herramientas tecnológicas, incluyendo un modelo numérico y herramientas de pre y posprocesamiento, que faciliten la comprensión de la dinámica del sistema.

Los objetivos específicos que se plantean son:

1. Implementar un modelo hidrodinámico en el código **TELEMAC-2D** para el embalse de Salto Grande y analizar la sensibilidad de los parámetros físicos y numéricos.
2. Realizar una caracterización espacial y temporal de la circulación en el embalse.
3. Analizar los parámetros hidrodinámicos relacionados con las escalas temporales de transporte de sustancias (trazadores pasivos) en el embalse.

Algunas preguntas que se pretenden responder en este trabajo son:

- ¿Cómo es el funcionamiento hidrodinámico del embalse?
- ¿Cuál es influencia del viento en la elevación de la superficie libre y en la distribución espacial de la circulación en el embalse?
- ¿Cuáles son los parámetros hidrodinámicos de tiempo que se utilizarán, y qué condiciones de aplicación y limitaciones presentan?
- ¿Cómo es la distribución espacial de las escalas temporales en el embalse?

1.4. Metodología y estructura del documento

En el [Capítulo 2](#) se desarrolla el marco teórico y conceptual de la investigación. En dicho capítulo se presentan las ecuaciones fundamentales que rigen el movimiento de los fluidos y el transporte de sustancias, abordando tanto la formulación tridimensional general como el caso particular bidimensional promediado en la vertical. Asimismo, se introducen conceptos clave asociados a los procesos de mezcla de sustancias, tales como advección, difusión, reacción y dispersión de trazadores. También se definen variables relevantes para el análisis de las escalas temporales de transporte, como el tiempo de lavado, la edad y el tiempo de residencia, incluyéndose las formulaciones empleadas para su estimación, junto con las hipótesis de aplicación y las limitaciones asociadas.

El [Capítulo 3](#) se compone de dos secciones dedicadas a presentar la información recopilada sobre el Complejo Hidroeléctrico Salto Grande (CHSG) y las características del lago-embalse asociado al represamiento del agua. Como complemento a dicho capítulo, se incluyen el [Apéndice A](#), donde se describen las principales características del régimen hidroclimático; el [Apéndice B](#), que aborda los fenómenos de calidad de agua vinculados al embalse; el [Apéndice C](#), que presenta el análisis de los datos disponibles; y el [Anexo A](#), en el que se detallan las normas de uso del CHSG.

El [Capítulo 4](#) está dedicado a la implementación del modelo hidrodinámico y de transporte de sustancias denominado SG-TD2. El modelo numérico utilizado es **TELEMAC-2D**, que resuelve las ecuaciones del movimiento de fluidos en superficie libre promediado en profundidad, utilizando un método de elementos finitos y una malla de cálculo no estructurada de elementos triangulares. En dicho capítulo se describe la configuración del dominio computacional y la batimetría de la malla, así como los parámetros físicos y numéricos, las condiciones de contorno y las corridas de calentamiento. Además, se realiza un análisis de sensibilidad de parámetros y convergencia numérica, se lleva a cabo la calibración y verificación del modelo utilizando datos de nivel de la superficie libre. Como complementos, el [Apéndice D](#) incluye imágenes que muestran vistas en detalle de la malla computacional, y el [Apéndice E](#) incluye el resultado en detalle de las métricas de calibración y verificación utilizadas.

El [Capítulo 5](#) describe la hidrodinámica del modelo SG-TD2 para el período de enero de 2017 a octubre de 2020. Para el análisis de la circulación, se emplean campos espaciales de la profundidad de la columna de agua y la velocidad, así como gráficos descriptivos que muestran la distribución de la profundidad de la columna de agua, la intensidad y la dirección de la velocidad en puntos seleccionados a lo largo del canal principal y de un brazo significativo del embalse. Se evalúan condiciones con forzantes reales para el período mencionado, así como periodos no estacionarios con forzantes reales de menor duración y escenarios estacionarios. Como complemento a dicho capítulo, el [Apéndice F](#) incluye figuras con campos espaciales de velocidad y profundidad de la columna de agua para diferentes percentiles, distribuciones de estas variables en las secciones transversales y series temporales de niveles y caudales.

El [Capítulo 6](#) aborda el análisis del transporte de trazadores en el modelo SG-TD2, enfocándose en la evolución de la concentración de trazadores a lo largo del tiempo y la masa de trazadores en regiones específicas del sistema. Para ello, se definen y calculan escalas temporales que permiten caracterizar el proceso de transporte. En particular, se introducen dos escalas temporales locales, aplicables a cada nodo del dominio computacional, y tres escalas temporales globales, que se aplican a regiones del dominio y proporcionan una visión general del comportamiento de los subsistemas a lo largo del tiempo. Se realizan ensayos con forzantes reales y en condiciones estacionarias, lo que permite comparar el caso real con el caso ideal y evaluar las diferencias.

Finalmente, el [Capítulo 7](#) presenta las conclusiones y comentarios finales del estudio. En esta sección, se ofrece una lista detallada de las limitaciones y observaciones identificadas durante el análisis del modelo SG-TD2, reconociendo los aspectos que podrían ser mejorados para una representación más precisa de los fenómenos complejos involucrados. Asimismo, se proponen algunas recomendaciones para abordar estas limitaciones, con el objetivo de optimizar el modelo en futuras aplicaciones. En este contexto, se sugieren varias líneas de trabajo futuras que podrían contribuir a superar los desafíos actuales y mejorar la capacidad predictiva del modelo.

Capítulo 2

Fundamentos teóricos

El contenido de la sección 2.1 se fundamenta en los trabajos de [Orlob et al. \(1983\)](#) y [Ingham and Ma \(2005\)](#), mientras que la sección 2.2 se basa en el texto de [Winckler \(2018\)](#).

2.1. Ecuaciones gobernantes del movimiento

2.1.1. Modelo general tridimensional

Los fundamentos del desarrollo de modelos matemático del movimiento de fluidos newtonianos subyace en las ecuaciones de Navier-Stokes para la conservación del momentum, adicionalmente, la ecuación de la conservación de la masa y la energía son necesarias. El conjunto de ecuaciones completas no presenta una solución general formal, no obstante, se han empleado métodos para obtener soluciones para casos particulares.

Para el estudio de movimientos turbulentos, las tres componentes de la velocidad u , v , w , y la presión p , se descomponen según la conceptualización de Reynolds en una componente media y una fluctuante:

$$u = \bar{u} + u' \tag{2.1}$$

$$v = \bar{v} + v' \tag{2.2}$$

$$w = \bar{w} + w' \tag{2.3}$$

$$p = \bar{p} + p' \tag{2.4}$$

Las siguientes aproximaciones son introducidas en las ecuaciones de Navier-Stokes:

1. Aproximación de Boussinesq: las variaciones de densidad en el cuerpo de agua son mucho menores que la densidad misma, por tanto, una densidad constante (ρ_0) puede ser utilizada en la ecuación del movimiento, excepto en el término de la fuerza de flotación.
2. Aproximación hidrostática: en lagos y reservorios, la componente vertical de la velocidad es relativamente pequeña, por tanto, la componente vertical de la aceleración es mucho mas pequeña que la aceleración gravitacional.

Partiendo de las ecuaciones de Navier-Stokes y aplicando las aproximaciones de Boussinesq e hidrostática, así como considerando la conceptualización de Reynolds y realizando un promedio temporal, se obtienen las denominadas ecuaciones promedias de Reynolds (RANS, por sus siglas en inglés) para un cuerpo fluido, expresadas en las ecuaciones 2.5 a 2.7:

$$\frac{\partial \bar{u}}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \bar{u}\bar{u} + \frac{\partial}{\partial y} \bar{u}\bar{v} + \frac{\partial}{\partial z} \bar{u}\bar{w} - f\bar{v} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial \bar{p}}{\partial x} + \nu \nabla^2 \bar{u} - \frac{\partial}{\partial x} \overline{u'u'} - \frac{\partial}{\partial y} \overline{u'v'} - \frac{\partial}{\partial z} \overline{u'w'} \quad (2.5)$$

$$\frac{\partial \bar{v}}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \bar{v}\bar{u} + \frac{\partial}{\partial y} \bar{v}\bar{v} + \frac{\partial}{\partial z} \bar{v}\bar{w} - f\bar{u} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial \bar{p}}{\partial y} + \nu \nabla^2 \bar{v} - \frac{\partial}{\partial x} \overline{v'u'} - \frac{\partial}{\partial y} \overline{v'v'} - \frac{\partial}{\partial z} \overline{v'w'} \quad (2.6)$$

$$0 = -g - \frac{1}{\rho} \frac{\partial \bar{p}}{\partial z} \quad (2.7)$$

y la ecuación de continuidad puede ser expresada según la ecuación 2.8:

$$\frac{\partial \bar{u}}{\partial x} + \frac{\partial \bar{v}}{\partial y} + \frac{\partial \bar{w}}{\partial z} = 0 \quad (2.8)$$

donde:

- t : es el tiempo
- x, y, z : son los ejes coordenados (+ z es vertical hacia arriba)
- $\bar{u}, \bar{v}, \bar{w}$: velocidad media en las direcciones x, y, z
- $\overline{u'_i u'_j}$: es el transporte turbulento de momentum promediado en el tiempo
- g : es la aceleración gravitacional
- ρ : es la densidad del fluido
- \bar{p} : es la presión
- f : es el parámetro de Coriolis
- ν : es la viscosidad cinemática (molecular)

Las especificaciones de las condiciones de borde dependen de la naturaleza del problema, en forma general y dependiendo de la escala espacial del problema se deben especificar en la superficie libre, en el fondo y los bordes lateral, y en los bordes de entrada y salida de flujo.

Aunque la circulación en reservorios puede ser descrita en términos generales por las ecuaciones del movimiento y la ecuación de continuidad, los modelos de circulación dominados por el forzante viento pueden ser categorizados según las suposiciones y simplificaciones que se consideren relevantes. Una de estas categorías es el modelo de circulación horizontal bidimensional promediado en la vertical.

2.1.2. Modelo de circulación bidimensional promediado en vertical

Este tipo de modelo se basa en promediar las ecuaciones tridimensionales en la profundidad, aplicando condiciones en el fondo y en la superficie libre. El resultado es un conjunto de ecuaciones reducidas a dos dimensiones, que son comparativamente más sencillas de analizar y requieren un menor tiempo de cómputo. Sin embargo, como contrapartida, estos modelos no proporcionan detalles sobre la variación vertical del flujo y únicamente calculan el transporte de masa total.

La principal limitación de los modelos promediados en la vertical es que no consideran el efecto de las variaciones en la velocidad o densidad a lo largo de la profundidad. Aunque estos detalles son a menudo necesarios para comprender completamente las características del flujo y para una descripción precisa de problemas específicos de calidad de agua, los modelos bidimensionales pueden ser adecuados para analizar flujos no estacionarios en cuerpos de agua someros. Además, pueden ser útiles para investigaciones preliminares del flujo.

Las ecuaciones básicas de este modelo se obtienen al integrar la ecuación de movimiento y la ecuación de continuidad desde el fondo, $z = -h(x, y)$, hasta la superficie libre, $z = \eta(x, y)$. Para simplificar, de ahora en adelante se omitirá la barra superior que indica la componente media de la velocidad. Por lo tanto, la integración de la ecuación de continuidad resulta en la ecuación 2.9:

$$\int_{-h}^{\eta} \frac{\partial u}{\partial x} dz + \int_{-h}^{\eta} \frac{\partial v}{\partial y} dz + w|_{\eta} - w|_{-h} = 0 \quad (2.9)$$

Aplicando la regla de Leibniz y considerando las condiciones de borde cinemáticas de no atravesamiento en la superficie libre y en el fondo, se obtiene la siguiente ecuación de continuidad integrada en la vertical (2.10):

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} UH + \frac{\partial}{\partial y} VH = 0 \quad (2.10)$$

donde las velocidades medias U y V se definen según las ecuaciones 2.11:

$$U = \frac{1}{H} \int_{-h}^{\eta} u dz \quad V = \frac{1}{H} \int_{-h}^{\eta} v dz \quad (2.11)$$

y donde $H = h + \eta$.

Asumiendo que el intercambio vertical de momentum es despreciado, dado que su impacto es significativamente menor en comparación con otros procesos, como la fricción en el fondo o en la superficie. Considerando que la distribución de las velocidades horizontales es casi uniforme a lo largo de la vertical. Teniendo en cuenta las aproximaciones de Boussinesq y la hidrostática, la ecuación de momentum, integrada desde $z = -h$ hasta $z = \eta$, resulta en las ecuaciones 2.12 y 2.13:

$$\frac{\partial U}{\partial t} + U \frac{\partial U}{\partial x} + V \frac{\partial U}{\partial y} - fV = -\frac{\partial}{\partial x} \left(g\eta + \frac{p_a}{\rho_0} \right) + \frac{1}{\rho_0 H} (\tau_{sx} - \tau_{bx}) \quad (2.12)$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} + U \frac{\partial V}{\partial x} + V \frac{\partial V}{\partial y} - fU = -\frac{\partial}{\partial y} \left(g\eta + \frac{p_a}{\rho_0} \right) + \frac{1}{\rho_0 H} (\tau_{sy} - \tau_{by}) \quad (2.13)$$

Donde p_a es la presión atmosférica (condición dinámica en la superficie libre), τ_{si} y τ_{bi} con $i = x, y$ son las componentes direccionales de la tensión de corte en la superficie y en el fondo, respectivamente.

Existen varios métodos computacionales para resolver numéricamente las ecuaciones integradas en la vertical del momentum y continuidad, con las condiciones iniciales y de borde adecuadas. Estos métodos se diferencian en varios aspectos: en primer lugar, algunos resuelven las ecuaciones gobernantes directamente a partir de las variables primitivas U , V y p , mientras que otros se enfocan en resolver la ecuación de vorticidad y la función de corriente. En segundo lugar, los métodos pueden utilizar distintos esquemas de integración temporal, que pueden ser explícitos, implícitos o semi-implícitos. Finalmente, en cuanto a la discretización espacial, los métodos pueden emplear diferencias finitas, elementos finitos u otros enfoques de discretización.

2.2. Procesos de mezcla

Los procesos físicos fundamentales de advección, difusión, reacción y dispersión, en conjunto, son responsables de la mezcla de dos sustancias. Cuando una sustancia o agente, ya sea un constituyente o un contaminante, se introduce en un fluido (denominado medio), su concentración $C(x, y, z, t)$ puede definirse de varias maneras. Por ejemplo, puede expresarse en forma adimensional mediante relaciones de masa o volumen, o bien en unidades de masa del agente

por volumen del medio.

Para una mejor comprensión de los fenómenos de advección, difusión y reacción, se realizará una descripción individual de cada uno, presentando su formulación general. En los procesos de mezcla, algunos fenómenos, como la difusión, siguen relaciones equivalentes a las de momentum, mientras que otros, como la advección, se comportan de manera muy distinta. Dado que estos procesos coexisten en la mezcla de un contaminante, se propone una aproximación que permite modelar simultáneamente los tres fenómenos.

2.2.1. Advección, difusión y reacción

La advección es un proceso de transporte de una sustancia o propiedad (como calor, humedad, salinidad, momentum o energía) debido al movimiento del flujo. Para un flujo incompresible, en un campo de velocidades \vec{V} , la ecuación de advección, en forma conservativa, se expresa mediante la ecuación 2.14:

$$\frac{\partial C}{\partial t} + \nabla \cdot (\vec{V}C) = 0 \quad (2.14)$$

Físicamente, esta expresión sugiere que la masa de una sustancia en un volumen de control se debe al flujo advectivo neto de dicha sustancia a través de los contornos del mismo. En coordenadas cartesianas, la ecuación de advección (2.15) se expresa como:

$$\frac{\partial C}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x}(uC) + \frac{\partial}{\partial y}(vC) + \frac{\partial}{\partial z}(wC) = 0 \quad (2.15)$$

La ecuación de advección anterior puede combinarse con la ecuación de conservación de la masa, considerando que el flujo es incompresible. Esto da lugar a la forma no conservativa de la ecuación de advección (2.16) para un flujo incompresible:

$$\frac{\partial C}{\partial t} + \vec{V} \cdot \nabla C = 0 \quad (2.16)$$

Tanto la forma conservativa como la no conservativa de la ecuación de advección cumplen con el principio de conservación de la masa. Ambas formas son equivalentes para soluciones suaves. Sin embargo, la forma no conservativa se basa en el supuesto adicional de incompresibilidad. En situaciones donde ocurren cambios bruscos en el flujo, solo la forma conservativa proporciona resultados adecuados.

La difusión molecular es un proceso asociado al movimiento térmico aleatorio de las partículas en un fluido. Este movimiento, presente a cualquier temperatura por encima del cero absoluto, genera un flujo neto de moléculas desde regiones de mayor concentración hacia regiones

de menor concentración. Este fenómeno se puede modelar mediante la Ley de Fick (ecuación 2.17), que establece que el flujo difusivo por unidad de área de una sustancia en un fluido es:

$$\vec{F}_{masa} = -D\nabla C \quad (2.17)$$

siendo D el coeficiente de difusión (también denominado difusividad) de la sustancia con concentración C . El coeficiente de difusión mide la facilidad con la que la sustancia (o propiedad) se desplaza en el fluido y está influenciado por factores como la viscosidad y la temperatura de la sustancia y del fluido, siendo independiente de la concentración. En términos vectoriales, y bajo el supuesto de que la densidad es constante en el tiempo y en el espacio, la ecuación de difusión (2.18) se expresa como:

$$\frac{\partial C}{\partial t} = \nabla \cdot (\mathbf{D} \cdot \nabla C) \quad (2.18)$$

donde $\mathbf{D} = (D_x, D_y, D_z)$ representa el coeficiente de difusión. En esta expresión, el término a la izquierda de la ecuación indica la variación temporal de la masa de la sustancia (o propiedad) en un punto, mientras que el término a la derecha describe el flujo neto difusivo en ese mismo punto. A diferencia de la advección, que transporta una pluma de contaminante sin deformarla, la difusión tiende a deformar la pluma en función de los gradientes de concentración.

La reacción es un proceso en el que dos o más sustancias, denominadas reactantes, experimentan una transformación en sus estructuras moleculares y enlaces para formar nuevas sustancias llamadas productos. La ecuación 2.19 describe la reacción en un flujo incompresible:

$$\frac{\partial C}{\partial t} = R(C) \quad (2.19)$$

donde $R(C)$ define la naturaleza del proceso reactivo.

Una primera aproximación para modelar estos tres procesos es asumir que son independientes y, por lo tanto, pueden sumarse. Específicamente, se asume que los flujos advectivos y difusivos son independientes entre sí y de la reacción. En términos vectoriales, la ecuación de advección-difusión-reacción para un flujo turbulento se expresa mediante la ecuación 2.20:

$$\frac{\partial \bar{C}}{\partial t} + \nabla \cdot (\vec{V}\bar{C}) = \nabla \cdot (\varepsilon \cdot \nabla \bar{C}) + R(\bar{C}) \quad (2.20)$$

donde el coeficiente de difusión turbulento ε (propiedad del flujo) es considerablemente mayor que el coeficiente de difusión molecular D (propiedad del fluido), lo que indica que el

proceso de mezcla es mucho más eficiente en un flujo turbulento. La difusión turbulenta se refiere a la mezcla de sustancias causada por la presencia de vórtices. En coordenadas cartesianas, para un medio anisotrópico, se obtiene la ecuación 2.21:

$$\frac{\partial \bar{C}}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} (\bar{u}\bar{C}) + \frac{\partial}{\partial y} (\bar{v}\bar{C}) + \frac{\partial}{\partial z} (\bar{w}\bar{C}) = \frac{\partial}{\partial x} \left(\varepsilon_x \frac{\partial \bar{C}}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\varepsilon_y \frac{\partial \bar{C}}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(\varepsilon_z \frac{\partial \bar{C}}{\partial z} \right) + R(\bar{C}) \quad (2.21)$$

Los procesos de advección, difusión y reacción coexisten en la mezcla de un contaminante en un cuerpo de agua. Para evaluar la importancia relativa de la advección y la difusión en un contaminante conservativo (sin reacción), se utiliza el número de Péclet (Pe). Este número adimensional relaciona la velocidad del flujo con la velocidad de difusión mediante la ecuación 2.22 :

$$Pe = \frac{L_0 V_0}{D_0} = Re Sc \quad (2.22)$$

donde L_0 es una longitud característica en la región de mezcla del contaminante, V_0 es una velocidad característica, D_0 es la difusividad másica, Re es el número de Reynolds y Sc es el número de Schmidt. La interpretación del número de Péclet es la siguiente: para $Pe \ll 1$, la difusión es dominante; para $Pe \gg 1$, la mezcla está dominada por la advección; y para $Pe \approx 1$, ambos procesos son importantes en el transporte del contaminante.

Los procesos de difusión de masa de contaminante en la ecuación de advección-difusión-reacción y el proceso de difusión de momentum están relacionados a través del número de Schmidt (Sc). Este número adimensional se utiliza para caracterizar flujos en los que coexisten procesos advectivos de cantidad de movimiento y masa. El número de Schmidt se define como el cociente entre la difusión de cantidad de movimiento y la difusión de masa, y se expresa mediante la ecuación 2.23 :

$$Sc = \frac{\nu}{D} \quad (2.23)$$

donde ν es la viscosidad cinemática del fluido y D es la difusividad del contaminante en el fluido. Así, cuando Sc se aproxima a la unidad, es esperable que los patrones difusivos de masa y momentum sean similares.

2.2.2. Dispersión

En un campo de velocidades no uniforme, la pluma de una especie (soluta o contaminante) se advecta a diferentes velocidades, lo que provoca que se extienda longitudinalmente con mayor rapidez que en una corriente de velocidad uniforme. Esta advección diferencial genera un aumento en la difusividad efectiva, fenómeno conocido como *dispersión por corte* o *dispersión de Taylor*. En un enfoque unidimensional simplificado, la evolución de la concentración promedio puede describirse mediante la ecuación 2.24::

$$\frac{\partial C}{\partial t} - \frac{\partial}{\partial x} \left(K \frac{\partial C}{\partial x} \right) = 0 \quad (2.24)$$

donde K representa la difusividad longitudinal efectiva, que incluye tanto la difusión molecular como el efecto de la dispersión inducida por la variación del campo de velocidades.

En presencia de flujos con variaciones espaciales en el campo de velocidad, usualmente se tiene que $D \ll \varepsilon \ll K$, es decir, la dispersión de Taylor domina sobre la difusión turbulenta y molecular. La dispersión de Taylor surge al representar un flujo tridimensional en dos dimensiones, o de manera análoga, un flujo bidimensional en una dimensión. En otras palabras, es un fenómeno que ocurre cuando un flujo se presenta en menos dimensiones de las que realmente ocupa. Por ende, es un artefacto matemático que resulta de la reducción de dimensiones para simplificar el problema real.

La ecuación de dispersión para un flujo incompresible viene dado por la ecuación 2.25:

$$\frac{\partial C}{\partial t} = \nabla \cdot (\mathbf{K} \cdot \nabla C) \quad (2.25)$$

donde \mathbf{K} corresponde a un tensor que incluye los coeficientes de dispersión por corte y su dimensión dependerá de cuántas dimensiones se está reduciendo el problema tridimensional. En cuerpos de aguas naturales, la dispersión de un contaminante ocurre producto de campos de velocidad no uniformes.

2.2.3. Condiciones de borde

Las condiciones de borde comunes en los procesos de mezcla son: i) la condición de Dirichlet, que prescribe el valor de la concentración en la frontera del dominio, y ii) la condición de Neumann, que prescribe el gradiente de la concentración en la frontera. Estas condiciones permiten encontrar soluciones analíticas o numéricas.

La condición de Dirichlet, especifica el valor de la variable dependiente $y(x)$ en la frontera $\partial\Omega$ del dominio, según la ecuación 2.26:

$$y(x) = f(x) \quad \forall x \in \partial\Omega \quad (2.26)$$

La condición de Neumann, especifica el valor del gradiente de $y(x)$ normal a la frontera $\partial\Omega$, según la ecuación 2.27:

$$\frac{\partial y(x)}{\partial \hat{n}} = f(x) \quad \forall x \in \partial\Omega \quad (2.27)$$

donde \hat{n} es el vector unitario normal a la frontera.

2.3. Escalas temporales de transporte

De manera general, una escala temporal de transporte puede definirse como un intervalo de tiempo que caracteriza la dinámica del movimiento de un fluido en un sistema. Cada escala temporal requiere al menos un dominio para su definición. Dependiendo de la trayectoria de las parcelas de fluido, esta escala puede clasificarse de diversas formas. Por ejemplo, puede corresponder a un elemento que ingresa al dominio, lo atraviesa y luego lo abandona, o a un elemento que permanece dentro del dominio y, tras un tiempo, lo deja o se consume. Asimismo, si el dominio se considera como una entidad única, la escala temporal se clasifica como global. En cambio, si el dominio se subdivide en varios subdominios, se obtienen escalas temporales locales para cada uno de estos subdominios permitiendo obtener una distribución espacial.

Una descripción detallada de las formas de clasificar las escalas temporales de transporte y los métodos de estimación aplicados a casos concretos puede encontrarse en [Werner Y. \(2013\)](#). En este trabajo, se consideran el tiempo de lavado, la edad y el tiempo de residencia como tres conceptos fundamentales que conducen a enfoques distintos para calcular una escala temporal de transporte.

2.3.1. Definiciones

De acuerdo con [Rueda et al. \(2006\)](#), se considera que una partícula que entra en un dominio por primera vez en el momento t_0 , desde una posición x_0 , describirá una trayectoria $x(x_0, t, t_0)$. El intervalo de tiempo que requiere dicha partícula para recorrer su camino desde la entrada (en el tiempo t_0) hasta abandonar el dominio en el momento t_n se define como el *tiempo de tránsito* de la partícula. La porción del tiempo de tránsito que transcurre desde el momento en que una partícula llega a un punto dentro del sistema, x_r , hasta el momento t_n , se define como *tiempo de residencia*. Para el tiempo de residencia, se considera que la partícula llega por primera vez a x_r , ya que una porción de fluido puede pasar por x_r más de una vez. La porción

del tiempo de tránsito entre el momento t_0 y el momento de la primera llegada a x_r se define como la *edad* de la partícula .

Según [Rueda et al. \(2006\)](#), la naturaleza estocástica de las escalas de tiempo de transporte está asociada con el hecho de que una segunda partícula liberada al mismo tiempo t_0 desde la posición x_0 probablemente describirá una trayectoria $x_2(x_0, t, t_0)$ completamente diferente a la de la primera partícula y tendrá un tiempo de tránsito distinto. En sistemas con inestabilidad temporal y advección caótica, la trayectoria de una partícula y, por ende, su tiempo de tránsito, tiempo de residencia y edad, son funciones significativas de su tiempo inicial t_0 y posición inicial x_0 .

Desde una perspectiva más cualitativa, [Monsen et al. \(2002\)](#) plantea las siguientes observaciones:

- **Tiempo de lavado:** el tiempo de lavado es un parámetro global o integrador que describe las características generales del intercambio en un dominio sin detallar los procesos físicos subyacentes, su importancia relativa o su distribución espacial. No obstante, este parámetro puede ser calculado de forma puntual o local.
- **Edad:** a diferencia del tiempo de lavado, la edad es única para cada partícula o porción de fluido que ingresa al dominio de interés. Inherente a la escala temporal de edad está el reconocimiento de la heterogeneidad espacial, las partículas en diferentes ubicaciones dentro de un cuerpo de agua tienen diferentes edades.
- **Tiempo de residencia:** el tiempo de residencia es el complemento de la edad. Se define como el tiempo que una parcela, partiendo de una ubicación específica dentro del dominio, permanecerá en el sistema antes de salir.

A continuación, se plantean distintas metodologías para estimar estas escalas temporales de transporte, según [Monsen et al. \(2002\)](#), [Deleersnijder et al. \(2001\)](#) y [Werner Y. \(2013\)](#).

2.3.2. Métodos de estimación

Tiempo de lavado

De acuerdo con la metodología presentada en [Monsen et al. \(2002\)](#), el tiempo de lavado T_f , se puede calcular mediante la ecuación 2.28 como la relación entre el volumen de agua (V) en un sistema definido (limitado) y el caudal volumétrico (Q) a través del sistema:

$$T_f = \frac{V}{Q} \quad (2.28)$$

Para cantidades conservadoras y miscibles asociadas con el agua, donde M es la masa del escalar en el dominio y F es el flujo del escalar a través del dominio, el tiempo de lavado se puede definir alternativamente según la ecuación 2.29:

$$T_f = \frac{M}{F} \quad (2.29)$$

La aplicación de esta definición requiere estimaciones tanto del volumen del sistema (o su masa contenida) como del caudal a través del sistema (o flujo de masa). En sistemas altamente dinámicos, los valores de V o Q pueden estar sujetos a variaciones temporales significativas. El tiempo de lavado puede ser aplicado a escala global o a escala local (subdominios), y una ventaja de utilizar este método radica en su simplicidad, ya que requiere únicamente parámetros geométricos y físicos.

Un supuesto común para el cálculo del tiempo de lavado, cuando las cantidades V (o M) y Q (o F) no son conocidas, es considerar que el dominio funciona como un reactor de mezcla completa instantánea. Bajo este supuesto, el tiempo de lavado puede estimarse a partir de observaciones de la concentración de un trazador en el flujo de salida en función del tiempo. El supuesto principal del modelo de mezcla completa instantánea es que cualquier introducción de masa se mezcla de forma instantánea y uniformemente en todo el dominio, de modo que la concentración de un constituyente que sale del sistema es igual a la concentración en cualquier punto dentro del dominio.

Al asumir que el dominio está completamente mezclado, con una concentración inicial constante (C_0), una función de carga másica que ingresa igual a 0, y un trazador conservativo, la ecuación 2.30 es una expresión analítica que describe la evolución de la concentración del trazador en el tiempo a partir del balance de masa en el dominio:

$$C(t) = C_0 \exp\left(-\frac{t}{T_f}\right) \quad (2.30)$$

Aunque el tiempo de lavado implica una renovación completa del sistema, como puede observarse en la ecuación 2.30 la solución del modelo de mezcla completa es una curva exponencial, en la cual C tiende a 0 cuando t tiende a infinito. Esto significa que la masa introducida nunca sale completamente del sistema y el lavado nunca se completa en un tiempo finito.

Puede observarse que cuando $t = T_f$, se tiene que $C/C_0 = 1/e \approx 0,37$. Esta escala, comúnmente, se denomina *tiempo de lavado exponencial* (o e-flushing time, en inglés) o *tiempo de decaimiento exponencial*. De igual forma, por ejemplo, cuando $C/C_0 = 0,95$, se puede definir el *tiempo de retraso* (o flushing lag, en inglés). Este umbral de 0,95 es una convención arbitraria utilizada para caracterizar el tiempo requerido para que la concentración del trazador se reduzca a un valor que aún es cercano al valor inicial C_0 , y se puede utilizar como un tiempo característico que sugiere que el proceso de lavado está en sus primeras etapas.

La ecuación 2.30 se puede reorganizar para resolver T_f a partir de una regresión lineal de la serie temporal de concentración en el flujo de salida, según la ecuación 2.31:

$$\ln C(t) = \left(-\frac{1}{T_f}\right)t + \ln C_0 \quad (2.31)$$

Debe considerarse que, en sistemas reales, existe un desfase temporal entre la introducción de una cantidad escalar y su llegada a la salida del sistema. Este desfase no está presente en el modelo de reactor de mezcla completa, donde la masa calculada se supone que sale del sistema inmediatamente debido al supuesto de homogeneización instantánea y de dimensión cero.

En la práctica, sin embargo, los cuerpos de agua profundos o moderadamente profundos, no cumplen con esta suposición. En estos cuerpos de agua, la mezcla instantánea en general no es válida debido a la presencia de patrones de mezcla heterogéneos y complejos. La estratificación vertical, que se desarrolla en la columna de agua en escalas de tiempo estacionales, impone restricciones a los movimientos del agua en dirección vertical.

Edad

De acuerdo [Deleersnijder et al. \(2001\)](#), la edad de un constituyente es una característica inherente que una parcela de fluido o partícula lleva consigo, lo que la convierte en un concepto lagrangiano. En este contexto, la edad puede interpretarse como un experimento físico en el que se coloca un reloj en cada partícula, el cual se inicia cuando la partícula pasa por una región específica donde la edad se define como cero. Este enfoque permite rastrear y medir cuánto tiempo ha pasado desde que una partícula o parcela de fluido entró en el sistema.

Considerando que muchas de las herramientas numéricas utilizadas para resolver el movimiento de fluidos se realiza con métodos eulerianos, [Deleersnijder et al. \(2001\)](#) plantean un método euleriano en donde la concentración del trazador y la concentración de edad se calculan resolviendo las ecuaciones advección-difusión-reacción. En este sentido, considerando que no existen términos fuente (producción) y sumideros (destrucción), se tienen las siguientes ecuaciones para el transporte de trazador (2.32) y el transporte de concentración de edad (2.33):

$$\frac{\partial C(t, \vec{x})}{\partial t} + \nabla (\vec{u} C(t, \vec{x}) - \mathbb{K} \nabla C(t, \vec{x})) = 0 \quad (2.32)$$

$$\frac{\partial \alpha(t, \vec{x})}{\partial t} + \nabla (\vec{u} \alpha(t, \vec{x}) - \mathbb{K} \nabla \alpha(t, \vec{x})) = C(t, \vec{x}) \quad (2.33)$$

Donde $C(t, \vec{x})$ es la concentración del trazador y $\alpha(t, \vec{x})$ es la concentración de edad, ambas funciones del tiempo y la posición; \vec{u} denota el vector velocidad, y \mathbb{K} es el tensor de difusividad turbulenta.

La edad $a(t, \vec{x})$ puede obtenerse como el cociente entre la concentración de edad y la con-

centración del trazador, tal como lo expresa la ecuación 2.34:

$$a(t, \vec{x}) = \frac{\alpha(t, \vec{x})}{C(t, \vec{x})} \quad (2.34)$$

En las herramientas numéricas utilizadas para resolver el movimiento de fluidos con un método euleriano, como los términos diferenciales en las ecuaciones 2.32 y 2.33 tienen una forma similar, no es necesario desarrollar un esquema numérico específico para estimar la edad. En su lugar, la implementación utilizada para calcular la concentración puede emplearse también para obtener la concentración de edad.

Tiempo de residencia

En la metodología expuesta por Werner Y. (2013), el tiempo de residencia se representa como una variable aleatoria. En este contexto, para un tiempo de inicio t_0 y una posición inicial x_0 , si $f(t_r)$ representa la función de densidad de probabilidad (PDF) del tiempo de residencia t_r , la probabilidad de que un elemento entre al sistema en un tiempo t_a y deje el mismo en un tiempo t_b se expresa en la ecuación 2.35:

$$P [t_a \leq t_r \leq t_b] = \int_{t_a}^{t_b} f(t_r) dt_r \quad (2.35)$$

La función de probabilidad acumulada (CDF) se expresa como la probabilidad de que el tiempo de residencia sea menor o igual al tiempo t , según la ecuación 2.36:

$$F_{t_r}(t) = P [t_r \leq t] = \int_{-\text{inf}}^t f(t_r) dt_r \quad (2.36)$$

La función de densidad de probabilidad (PDF) y la CDF, por definición, están relacionadas mediante la ecuación 2.37:

$$f(t_r) = \frac{dF(t_r)}{dt_r} \quad (2.37)$$

Asumiendo que la masa M es proporcional al número de elementos y considerando que la variación de masa solo ocurre a través de los elementos que salen del sistema, la masa que sale del sistema (M_s) puede expresarse como la variación de la masa en el sistema entre los instantes t_a y t_b , según la ecuación 2.38:

$$M_s = \int_{t_a}^{t_b} -\frac{dM}{dt} dt \quad (2.38)$$

Bajo estas consideraciones, la función $\frac{dM}{dt}$ es monótonamente decreciente y representa la masa que dejó el sistema y la masa que pasó un tiempo t dentro del sistema. La probabilidad empírica de que un elemento entre al sistema entre t_a y t_b puede calcularse mediante la ecuación 2.39 como el cociente entre la cantidad de elementos que dejaron el sistema y la cantidad total de elementos en el tiempo inicial $t = 0$:

$$P [t_a \leq t_r \leq t_b] = \frac{M_s(t_a, t_b)}{M_{total}} \quad (2.39)$$

Por tanto, la PDF y la CDF pueden expresarse a través de las ecuaciones 2.40 y 2.41:

$$f(t) = -\frac{1}{M_{total}} \frac{dM}{dt} \quad (2.40)$$

$$F(t) = 1 - \frac{M(t)}{M_{total}} \quad (2.41)$$

El tiempo de residencia medio puede calcularse como el momento de primer orden de la PDF, según la ecuación 2.42:

$$\bar{t}_r = -\frac{1}{M_{total}} \int_{t_a}^{t_b} t \frac{dM}{dt} dt \quad (2.42)$$

De acuerdo a esta metodología, se pueden obtener tiempos de transporte globales o locales, dependiendo de dónde se introduzca la masa y dónde se mida. Analizando la descarga y la concentración a la salida a lo largo del tiempo, es posible estimar las funciones PDF y CDF. Este enfoque puede aplicarse tanto a flujos estacionarios como no estacionarios. No obstante, debe tenerse en cuenta que, dependiendo del experimento, el cambio de masa en el tiempo puede no ser monótonicamente decreciente.

Capítulo 3

Descripción del caso de estudio

Este capítulo se compone de dos secciones dedicadas a presentar información recopilada sobre el Complejo Hidroeléctrico Salto Grande (CHSG) y las características del lago-embalse asociado al represamiento del agua. Como complemento, se incluyen el [Apéndice A](#) donde se describen las principales características del régimen hidrológico; el [Apéndice B](#), que aborda los fenómenos de calidad de agua vinculados al embalse; el [Apéndice C](#), con el análisis de los datos disponibles; y el [Anexo A](#), que presenta las normas de uso del CHSG.

3.1. Complejo Hidroeléctrico Salto Grande

El CHSG se encuentra ubicado en una zona de rápidos y desniveles rocosos en el curso medio del río Uruguay, aprovechando un desnivel natural conocido como Salto Grande para la generación hidroeléctrica ([CTM-SG, 2018](#)). Está situado en el kilómetro 342,6 del río Uruguay (latitud $31^{\circ}16'28.7''S$ y longitud $57^{\circ}56'21.0''W$, según [Figura 3.1](#)), aguas arriba de las ciudades de Concordia (Argentina) y Salto (Uruguay).

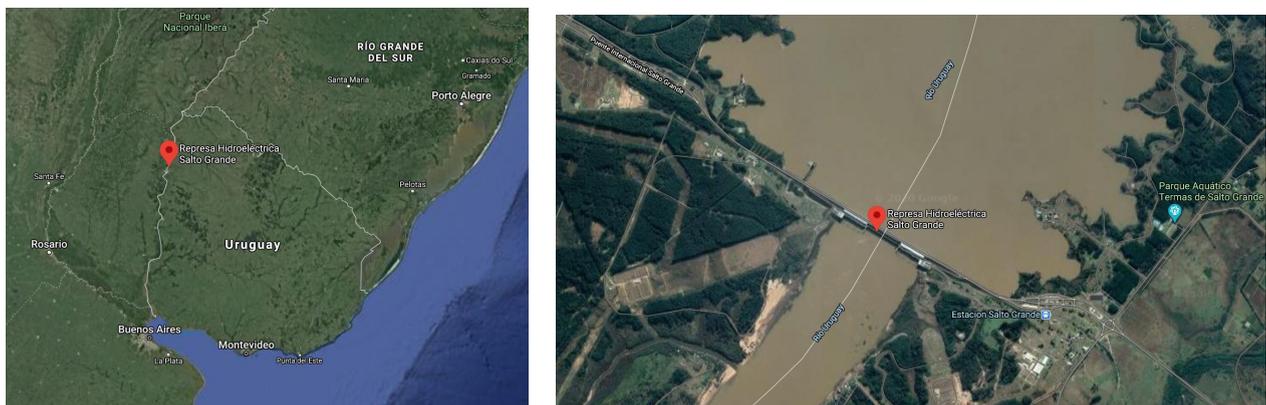


Figura 3.1: Ubicación del CHSG. Tomado de Google Earth.

La Comisión Técnica Mixta de Salto Grande (CTM-SG) es un organismo binacional constituido en 1946 por la República Argentina y la República Oriental del Uruguay, y desde su creación, ha sido responsable de los estudios, proyectos, construcción y puesta en servicio del CHSG. Entre sus principales cometidos se encuentra la producción y suministro de energía eléctrica a través del aprovechamiento del río Uruguay ([CTM-SG, 2020](#)).

En junio de 1979 se conformó el lago-embalse del CHSG, y comenzó a generar energía eléctrica la primera de las catorce turbinas instaladas. En mayo de 1983 se puso en funcionamiento el último hidrogenerador, marcando así la inauguración oficial del CHSG ([CTM-SG, 2020](#)). La [Figura 3.2](#) presenta una foto histórica durante la construcción del CHSG y la [Figura 3.3](#) presenta una foto actual.

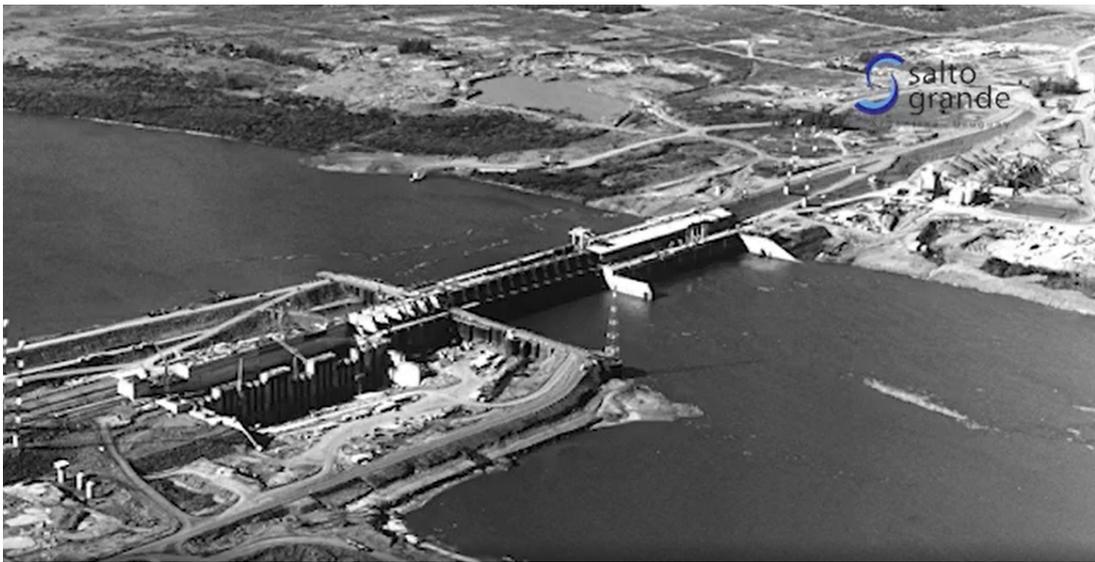


Figura 3.2: Foto histórica del CHSG ([CTM-SG, 2020](#)).



Figura 3.3: Foto actual del CHSG ([CTM-SG, 2020](#)).

3.1.1. Obra civil e instalaciones

La obra civil incluye una represa de 69 metros de altura desde su fundación y 39 metros sobre el nivel del río, que forma un lago-embalse de 78.300 hectáreas. Además, cuenta con dos salas de máquinas interconectadas y un puente internacional vial y ferroviario. El CHSG dispone de una extensa red de transmisión eléctrica que satisface la demanda energética de Uruguay y del litoral argentino, y complementa la interconexión entre los sistemas eléctricos de ambos países (CTM-SG, 2020).

El complejo está formado por una presa central de hormigón y dos presas de materiales sueltos. En el coronamiento de la represa se encuentra el Puente Internacional Ferroviario, que une las ciudades de Salto (Uruguay) y Concordia (Argentina). El complejo cuenta con un vertedero central de 361 metros de largo, cuya capacidad máxima de descarga es de aproximadamente 60.000 m³/s. El vertedero es una gran estructura de hormigón, formada por diecinueve vanos, cada uno con una compuerta radial. La capacidad de turbinado de Salto Grande es de unos 8.400 m³/s; cuando se supera este caudal, es necesario abrir los vertederos para evacuar el excedente (CTM-SG, 2020).

El CHSG cuenta con catorce unidades hidrogeneradoras con una potencia total instalada de 1.890 MW, y una generación media anual de diseño de 6.700 GWh. En la Figura 3.4 se presenta un corte transversal de una unidad hidrogeneradora (CTM-SG, 2020), y en la Tabla 3.1 se resume la información de la obra civil.

Tabla 3.1: Características de la obra civil CHSG (CTM-SG, 2018).

Longitud del dique de hormigón	852 m
Longitud del dique de tierra (margen izquierda)	785 m
Longitud del dique de tierra (margen derecha)	849 m
Volumen de hormigón	1,5 Hm ³
Volumen del movimiento de tierra (presa margen izquierda)	1,8 Hm ³
Volumen del movimiento de tierra (presa margen derecha)	1,3 m ³
Volumen de excavación total (estimada)	2,5 Hm ³
Profundidad máxima excavada en el lecho del río	30,5 m
Ancho de la coronación (Puente Internacional)	8,3 m
Ancho total del vertedero	357 m
Cantidad de vanos del vertedero	19
Ancho de cada vano del vertedero	15,3 m
Longitud del lecho amortiguador	64 m
Longitud de la sala de máquinas (sentido del flujo)	60,5 m
Longitud transversal de cada sala de máquinas	236 m
Altura total de la sala de máquinas	69 m

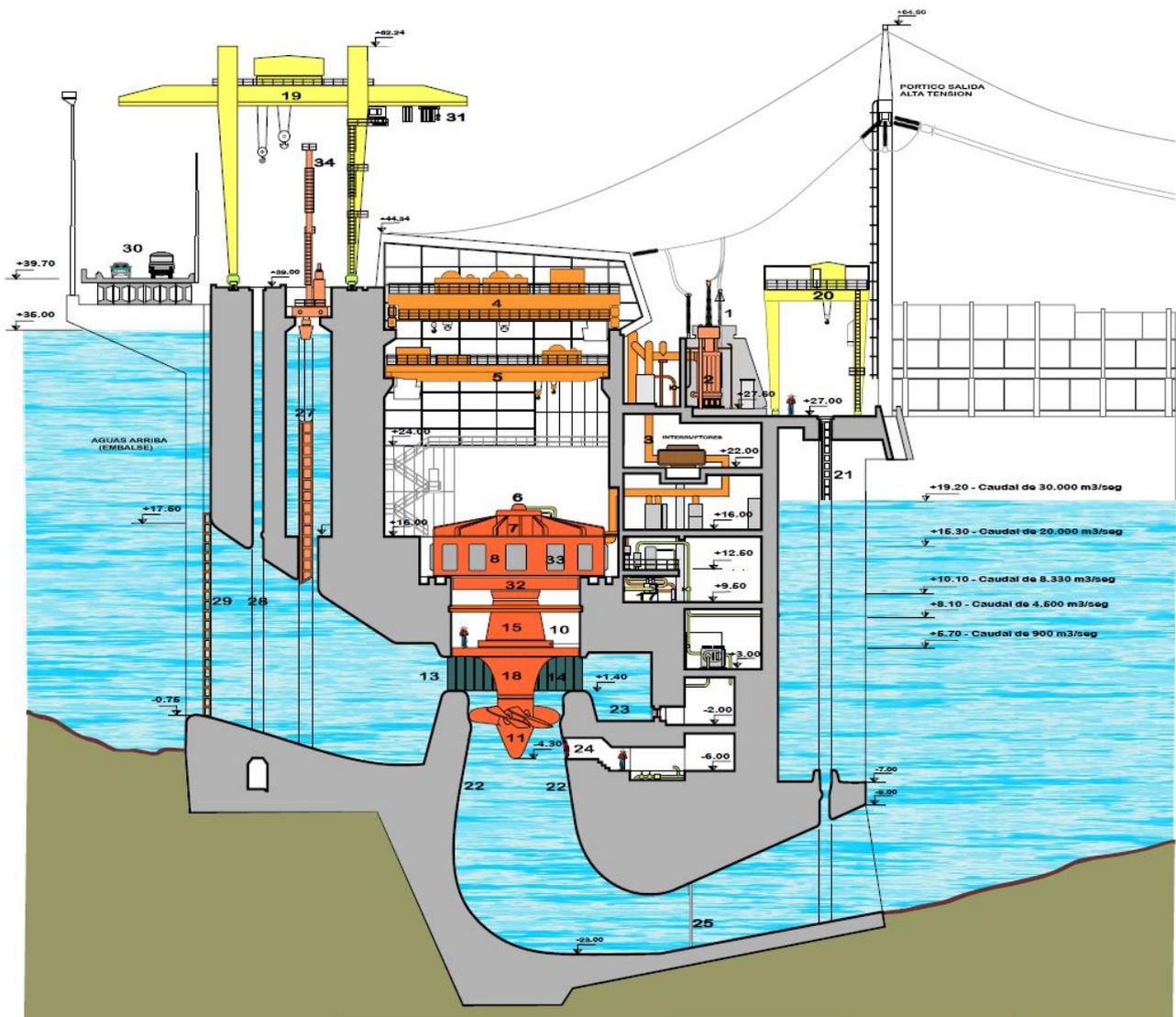


Figura 3.4: Corte transversal de unidad hidrogeneradora (CTM-SG, 2020).

3.1.2. Cuenca de aporte

La cuenca del río Uruguay hasta Salto Grande abarca una extensión aproximada de 244.000 km² (CTM-SG, 2018), con una población total aproximada de 4.800.000 habitantes (Minaglia et al., 2013). Para analizar los distintos aportes al embalse, la cuenca de aporte puede dividirse en tres grandes subcuencas, tal como lo muestra la Figura 3.5, según CTM-SG (2018):

- Cuenca alta: desde la naciente hasta San Javier (provincia de Misiones), que abarca un área de 99.521 km², lo que representa el 41 % del total.
- Cuenca media: entre San Javier y Paso de los Libres (provincia de Corrientes), que abarca un área de 97.214 km², lo que representa el 40 % del total.
- Cuenca inmediata: entre Paso de los Libres y la represa de Salto Grande, que abarca un área de 47.235 km², lo que representa el 19 % del total.



Figura 3.6: Embalse de Salto Grande, adaptadao de O'Farrell et al. (2012).

Existen estudios de relevamiento batimétrico del lago realizados por FICH-IMFIA para los años 2002 y 2005 (Mangini et al., 2007). Recientemente, Collazos et al. (2021) exponen las tareas de batimetría realizadas en el embalse de Salto Grande durante 2019, que incluyen el procesamiento de datos, la extracción de muestras de fondo y su análisis sedimentológico. La investigación abarcó una navegación de más de 1.200 km, relevando el embalse desde la represa hasta la desembocadura del río Cuareim, con secciones transversales cada 500 o 1.000 metros, e incluyendo las descargas de los principales afluentes al río Uruguay.

Tabla 3.2: Características morfológicas del embalse de Salto Grande (CTM-SG, 2018).

Cota nominal del embalse	35 m
Área del embalse	783 km ²
Volumen del embalse	5.500 Hm ³
Longitud del embalse	140 km
Ancho medio del embalse	5,4 km
Ancho máximo del embalse	9 km
Perímetro de costa	1190 km

Tabla 3.3: Embalses de generación hidroeléctrica en Uruguay (Chalar and Conde, 2000).

Parámetro	Salto Grande	Bonete	Baygorria	Palmar
Construído (año)	1979	1945	1960	1982
Área de cuenca (km ²)	244.000	39.541	42.000	62.411
Superficie del embalse (km ²)	780	1.070	100	320
Volumen del embalse (km ³)	5,00	8,80	0,57	2,86
Producción (MW)	1.800	128	140	333
Profundidad máx. (m)	35	32	20	15
T. Residencia (días)	11,3	150	3	16

Además, Sapriza et al. (2021) complementaron el estudio de Collazos et al. (2021) con un relevamiento LIDAR del terreno en la franja costera del embalse, proporcionando una visión detallada de la topografía del perímetro del lago, lo que permitió integrar ambos relevamientos batimétricos y generar un modelo más preciso del comportamiento sedimentológico y las características del embalse. En la Figura 3.7 se muestran los relevamientos de secciones realizados por Collazos et al. (2021), mientras que la Figura 3.8 presenta la familia de curvas de h-V-Q en régimen estacionario, estimadas por estos autores mediante un modelo unidimensional en HEC-RAS.

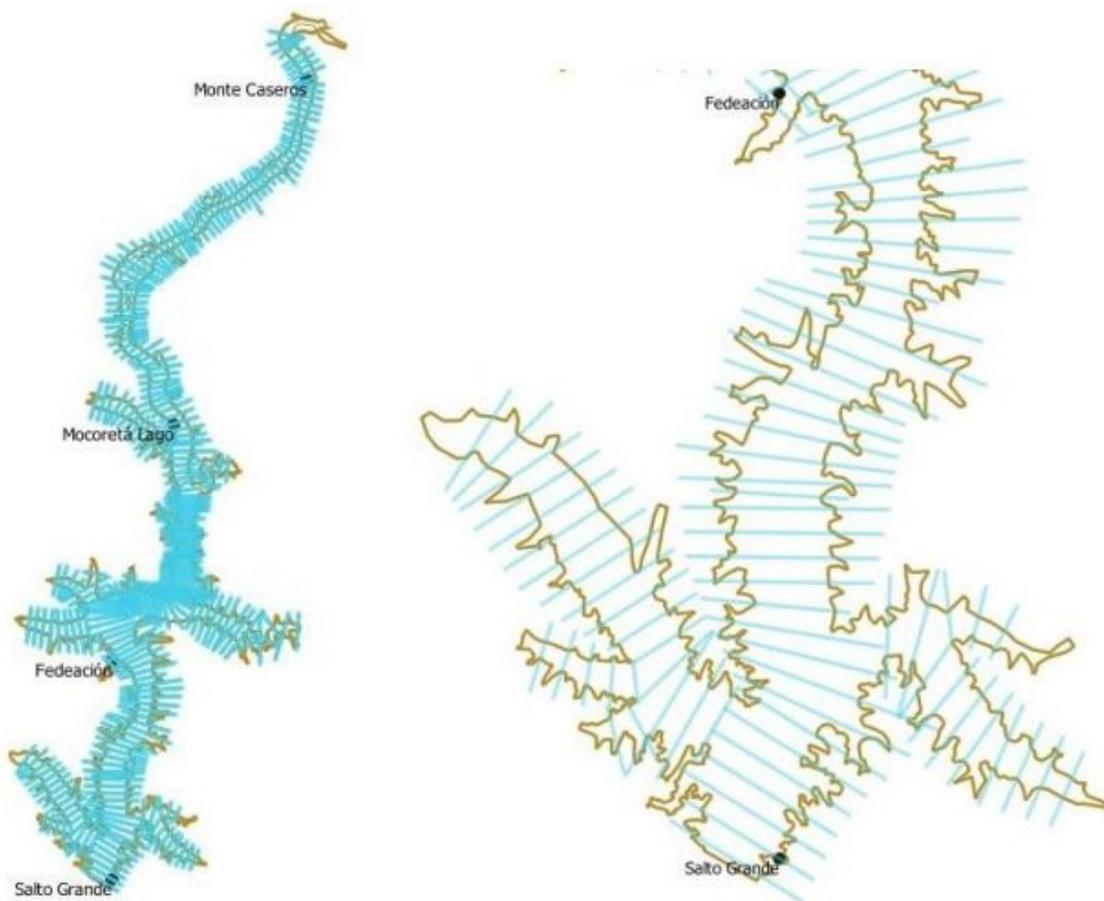


Figura 3.7: Relevamientos batimétricos del embalse Salto Grande (Collazos et al., 2021).

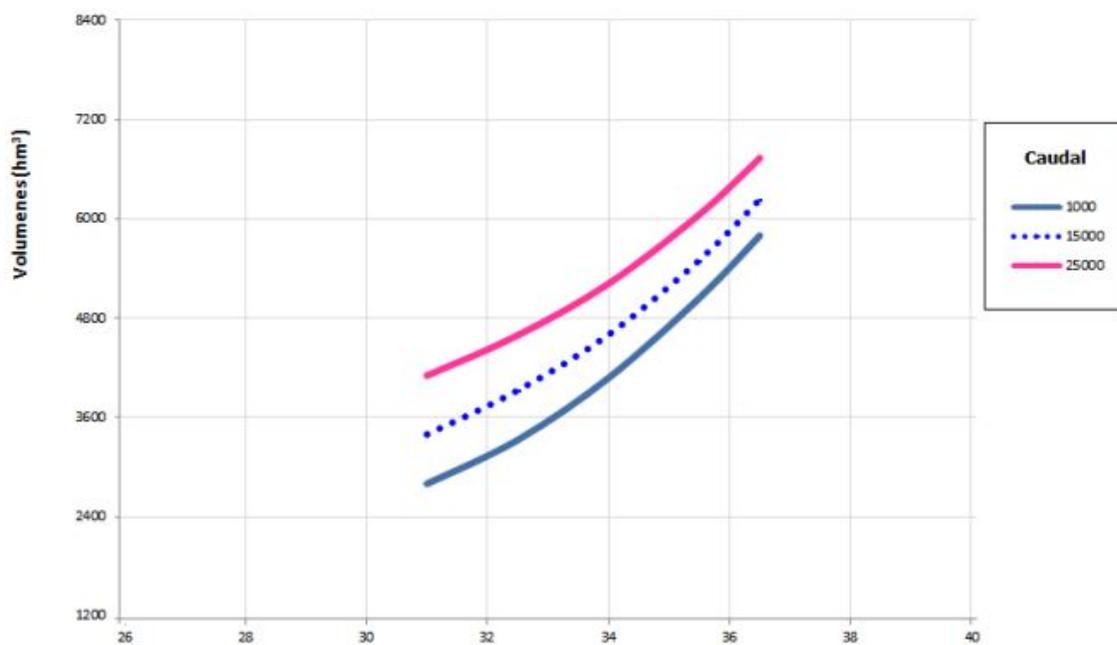


Figura 3.8: Curvas h-V-Q en régimen estacionario. Figura de Collazos et al. (2021).

Capítulo 4

Implementación del modelo SG-T2D

Este capítulo incluye la configuración general asociada a la implementación, sensibilidad y convergencia del modelo, calibración y verificación de los niveles de la superficie libre del modelo hidrodinámico y de transporte de sustancias del embalse de Salto Grande en TELEMAC-2D, denominado SG-T2D. El objetivo es reproducir los niveles de la superficie libre en las estaciones telemétricas donde se dispone de información. Para ello, se utilizan la rugosidad de fondo y el coeficiente de arrastre del viento como parámetros de calibración del modelo.

4.1. Ecuaciones hidrodinámicas TELEMAC-2D

El código TELEMAC-2D resuelve las ecuaciones del flujo a superficie libre promediadas en la profundidad, empleando un método de elementos finitos y una malla de cálculo no estructurada de elementos triangulares. En cada nodo de la malla computacional se obtiene la profundidad de la columna de agua, las componentes de la velocidad promediadas en la vertical, y la concentración de trazador. La formulación expresada en [TELEMAC-MASCARET \(2020b\)](#) indica que el código resuelve de manera simultánea las ecuaciones de continuidad (4.1), momentum según x e y (4.2 y 4.3), y el transporte de trazador (4.4).

$$\frac{\partial h}{\partial t} + h(\nabla \cdot \vec{u}) + \vec{u} \cdot (\nabla h) = S_h \quad (4.1)$$

$$\frac{\partial u}{\partial t} + \vec{u} \cdot \nabla u = -g \frac{\partial Z}{\partial x} + \frac{1}{h} \nabla \cdot (h \nu_t \nabla u) + S_x \quad (4.2)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + \vec{u} \cdot \nabla v = -g \frac{\partial Z}{\partial y} + \frac{1}{h} \nabla \cdot (h \nu_t \nabla v) + S_y \quad (4.3)$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} + \vec{u} \cdot \nabla T = \frac{1}{h} \nabla \cdot (h \nu_T \nabla T) + S_T \quad (4.4)$$

donde:

- h (m) profundidad de la columna de agua
- \vec{u} campo de velocidad
- u, v (m/s) componentes del campo de velocidad
- T (g/L o °C) trazador pasivo (no flotante)
- g (m/s²) aceleración gravitacional
- ν_t, ν_T (m²/s) coeficiente de difusión efectiva que modela la viscosidad turbulenta y la dispersión de momentum
- ν_t, ν_T (m²/s) coeficiente de difusión efectiva que modela la viscosidad turbulenta y la dispersión de trazador
- Z (m) nivel de la superficie libre
- t (s) tiempo
- x, y (m) coordenadas espaciales horizontales
- S_h (m/s) fuente o sumidero de fluido
- S_T (g/L/s) fuente o sumidero de trazador
- S_x, S_y (m/s²) términos de fuerzas de volumen y contacto (como viento y fricción de fondo), y términos fuente o sumidero de momentum dentro del dominio

La selección de un enfoque bidimensional promediado en vertical se sustenta en la baja relación de aspecto del embalse de Salto Grande, lo que valida la aplicación de las ecuaciones de aguas someras. Para el caso de estudio, la profundidad media puede considerarse entre $H \approx 5$ m y $H \approx 30$ m, mientras que las escalas horizontales características se sitúan entre $L \approx 10$ km (ancho máximo) y $L \approx 150$ km (longitud máxima). De esta forma, el parámetro adimensional $\varepsilon = H/L$ toma valores del orden de 1×10^{-5} y 1×10^{-3} , confirmando que $\varepsilon \ll 1$. Estos ordenes de magnitud indican que las variaciones verticales de la velocidad y de la superficie libre son despreciables frente a las horizontales, permitiendo asumir homogeneidad vertical y reducir el problema a dos dimensiones espaciales.

4.2. Configuración general

4.2.1. Dominio y batimetría de la malla computacional

El dominio computacional abarca un área de 770 km^2 , desde Paso de los Libres hasta la represa de Salto Grande. La extensión aguas arriba en el río Uruguay se eligió considerando la disponibilidad de información para imponer condiciones de borde. La malla computacional consiste en una disposición no estructurada de aproximadamente 28.000 nodos y 49.500 elementos triangulares de dimensiones variables, que oscilan entre 250 metros y 125 metros en las áreas más detalladas.

En ciertas zonas, se emplean elementos tipo canal, caracterizados por su mayor longitud (aproximadamente 500 m) en la dirección del flujo preferencial y una menor en la dirección perpendicular a este (aproximadamente 250 m). La [Figura 4.1](#) proporciona una visión general de la malla computacional, mientras que el [Apéndice D](#) presenta vistas en detalle de la malla.

Para generar el modelo de batimetría de la malla de cálculo se utilizaron los datos presentados en el [Apéndice C](#) y el método de interpolación espacial del inverso de la distancia al cuadrado sobre cada nodo. Para el tramo del cauce principal entre Paso de la Cruz y Paso de los Libres, donde no se dispone de información de batimetría, se impuso una pendiente de fondo de 1.68×10^{-4} , valor computado del último tramo fluvial en la región con datos disponibles. La [Figura 4.2](#) presenta la batimetría interpolada para todo el dominio computacional.

4.2.2. Condiciones de borde

Las condiciones de borde necesarias para la implementación del modelo son: los caudales fluviales afluentes en las fronteras abiertas, el caudal erogado por la represa de Salto Grande, los niveles medidos, la rugosidad del fondo y la tensión inducida por el viento en la superficie libre. La [Figura 4.2](#) presenta las secciones donde se imponen las condiciones de borde como fronteras abiertas. El modelo es forzado por los flujos entrantes y salientes, así como por la tensión de corte del viento en la superficie libre.

Se diferencian dos tipos de flujos de agua: medidos y no medidos. Los flujos medidos son series suministradas por CTM-SG en las estaciones disponibles en el [Apéndice C](#): Paso de los Libres (PL), Paso de la Cruz (PC), Arapey (Ar), suma de Arapey Grande y Arapey Chico, y el caudal erogado por la Represa (Re), que corresponde a la suma del caudal turbinado y el vertido. Los flujos de agua no medidos provienen de los tributarios: Itapebí Grande (IG), Itapebí Chico (IC), Mocrete (Mo), Mandisovi Chico (MCh), Mandisovi Grande (MG) y Gualeguaycito (G). Estos se computaron mediante la redistribución de la diferencia entre el caudal diario de aporte y la suma de los flujos medidos, de forma ponderada al área de la cuenca de cada tributario.

Las condiciones de contorno en los borde abierto Represa es la superficie libre y el flujo de descarga, utilizando la condición de Thompson ([Hervouet, 2007](#)). Las estaciones donde se observan los niveles simulados: Monte Caseros (MC), Mocrete Lago (M), Santa Ana (SA), Federación (F) y Salto Grande (SG). La ubicación de estas estaciones en el dominio es presentada en la [Figura 4.2](#).

4.2.3. Parámetros físicos

Rugosidad de fondo

Se adopta la formulación de Manning como ley de fricción de fondo. En las ecuaciones de momentum ([4.2](#) y [4.3](#)) se consideran las siguientes expresión según x e y , respectivamente:

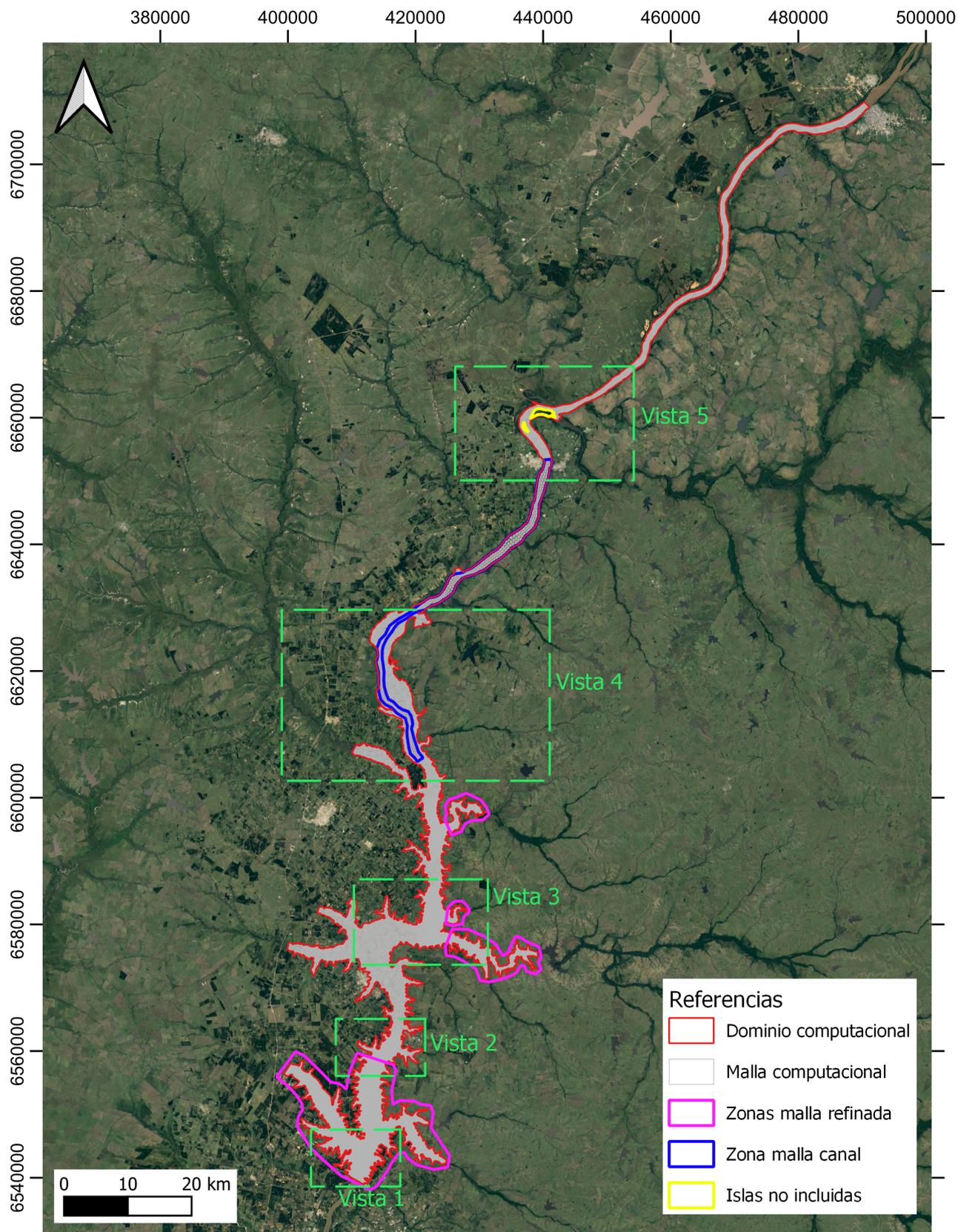


Figura 4.1: Malla de cálculo, vista general.

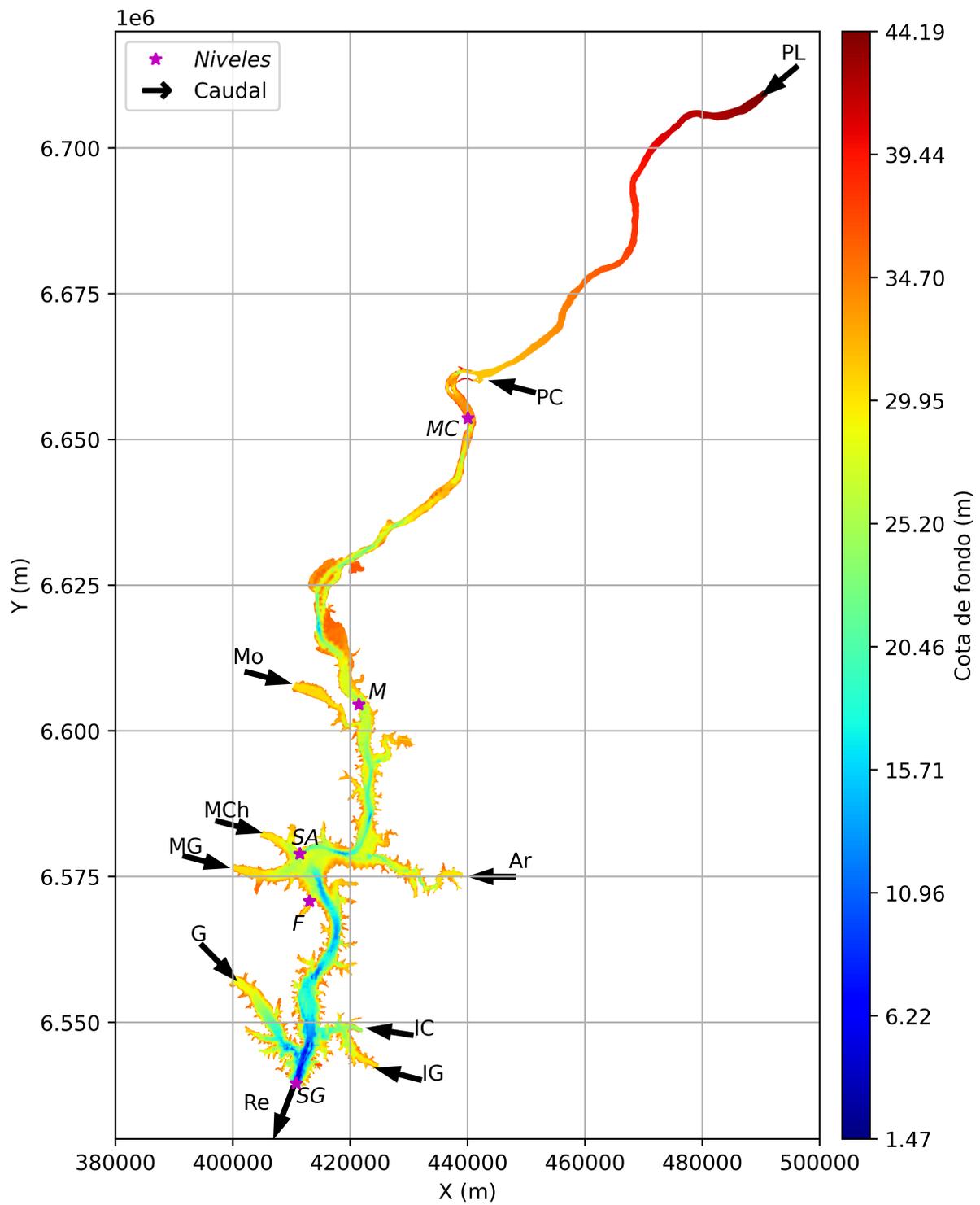


Figura 4.2: Configuración del dominio computacional.

$$S_x^f = -\frac{u}{\cos(\alpha)} \frac{g n^2}{h^{4/3}} \sqrt{u^2 + v^2} \quad (4.5)$$

$$S_y^f = -\frac{v}{\cos(\alpha)} \frac{g n^2}{h^{4/3}} \sqrt{u^2 + v^2} \quad (4.6)$$

donde $\cos(\alpha)$ representa la inclinación de la pendiente en un punto dado, y n el coeficiente de rugosidad de Manning.

El coeficiente de fricción se utiliza como parámetro de calibración, para el cual se ensayan los valores de 0,020, 0,024, 0,025, 0,026 y 0,030 $s/m^{1/3}$. Teniendo en cuenta los valores base presentados en [USGS \(1989\)](#), la elección de este intervalo de valores es justificada por la naturaleza del lecho, según las características sedimentológicas de las diferentes zonas presentadas en el [Apéndice A](#).

En el presente trabajo se empleó la formulación de rugosidad de Manning de forma uniforme en el dominio, principalmente por su amplia utilización en modelos bidimensionales de aguas someras y por la disponibilidad de valores de referencia para sistemas fluviales y embalses. Esta elección permite concentrar el ajuste en un número reducido de parámetros globales. No obstante, existen alternativas como la rugosidad equivalente de Nikuradse, especialmente útil cuando se dispone de datos detallados de la granulometría o de la topografía del fondo, y que la asignación espacialmente distribuida de rugosidades podría representar mejor la heterogeneidad del lecho, zonas de vegetación o estructuras sumergidas.

Rugosidad en la superficie libre

La fuerza inducida por el viento se considera de la misma forma que el efecto de la fricción en el fondo, y se añade al término del lado derecho de las ecuaciones de momentum (4.2 y 4.3) según x e y , respectivamente:

$$S_x^s = \frac{1}{h} C_w U_{viento} \sqrt{U_{viento}^2 + V_{viento}^2} \quad (4.7)$$

$$S_y^s = \frac{1}{h} C_w V_{viento} \sqrt{U_{viento}^2 + V_{viento}^2} \quad (4.8)$$

El parámetro configurado como coeficiente de influencia de viento, C_w , se define como:

$$C_w = \frac{\rho_{aire}}{\rho_{agua}} a_{viento} \quad (4.9)$$

Donde a_{viento} es un coeficiente que representa los fenómenos de la acción del viento en la superficie, como la rugosidad de la superficie libre y la distancia sobre la que actúa (Fetch).

El valor de este coeficiente se puede obtener a partir de diversas fórmulas, en este caso, se considera un valor fijo del coeficiente de influencia del viento, independiente del módulo de la velocidad del viento. Los valores del coeficiente de influencia que se ensayan son: $1,0 \times 10^{-6}$, $1,25 \times 10^{-6}$, $1,50 \times 10^{-6}$ y $2,0 \times 10^{-6}$. Se considera un campo uniforme para todo el dominio, lo que simplifica la implementación pero limita la representación de gradientes espaciales asociados a condiciones meteorológicas heterogéneas. Además, se establece un valor mínimo de 0,30 m de profundidad de la columna de agua como umbral a partir del cual se considera el efecto del viento.

Turbulencia y dispersión

Para resolver las ecuaciones del movimiento, las componentes del tensor de tensiones de Reynolds deben expresarse en función de una cantidad física promedio, utilizando un modelo de turbulencia. Este modelo puede ser: una relación algebraica (modelo de cero ecuaciones), una combinación de una relación algebraica y una ecuación (modelo de ecuación simple), o dos ecuaciones de transporte-difusión (modelo de dos ecuaciones). Para analizar la sensibilidad al modelo de cierre, se ensayan diferentes viscosidades turbulentas y se prueban el modelo de Smagorinski, un modelo de turbulencia de viscosidad constante, y el modelo de Elder.

El modelo de Smagorinski añade a la viscosidad molecular una viscosidad turbulenta, deducida de un modelo de longitud de mezcla. Esta longitud de mezcla corresponde al tamaño de los vórtices más pequeños que el tamaño de la malla. La formulación de este modelo, propuesta por Hervouet (2007) para TELEMAC-2D se expresa en la ecuación 4.10:

$$\nu_t = C_s^2 \Delta^2 \sqrt{2D_{ij}D_{ij}} \quad (4.10)$$

donde ν_t es la viscosidad turbulenta, C_s es un coeficiente adimensional, Δ representa el tamaño de los elementos de la malla, y D_{ij} es el tensor de velocidad de deformación del movimiento promedio. El valor de C_s varía de 0,1 (flujo en un canal) a 0,2 (turbulencia isotrópica). En el caso bidimensional, el modelo de Smagorinski no tiene en cuenta la dispersión.

Por otro lado, el modelo de viscosidad constante es suficiente cuando el flujo es gobernado por el gradiente de presiones y la advección, como en el flujo laminar, y es especialmente adecuado para modelar circulaciones oceánicas a gran escala (Hervouet, 2007). En el caso bidimensional, esta viscosidad constante debe incluir la dispersión. Los valores de ν_t en la literatura se extienden desde $0,12 \text{ m}^2/\text{s}$ para difusión transversal, y hasta $1.500 \text{ m}^2/\text{s}$ difusión longitudinal (Hervouet, 2007).

Finalmente, el modelo de Elder tiene en cuenta el rol de la dispersión y considera dos coeficientes diferentes, K_l para la difusión longitudinal a lo largo del flujo y K_t para la difusión transversal al flujo. Las observaciones de Elder, basadas en el perfil de velocidades en la capa

logarítmica, lo llevaron a las siguientes relaciones: $K_l = a_l u^* h$ y $K_t = a_t u^* h$, donde u^* es la velocidad de corte, h es la profundidad de la columna de agua, a_l y a_t son los coeficientes de dispersión adimensionales (Hervouet, 2007). En TELEMAC-2D los dos coeficientes se pueden definir con la palabra clave NON-DIMENSIONAL DISPERSION COEFFICIENTS, por defecto los valores son $a_l = 6$ y $a_t = 0.6$ (TELEMAC-MASCARET, 2020a).

Mignot et al. (2023) reportan que los valores de los coeficientes dimensionales de difusión longitudinal varían entre $1,0 \times 10^{-2} \text{ m}^2/\text{s}$ y $55 \text{ m}^2/\text{s}$, mientras que los de difusión transversal varían entre $1,0 \times 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$ y $0,75 \text{ m}^2/\text{s}$. Los coeficientes adimensionales longitudinales del modelo de Elder reportados varían entre 5,11 y 7,90, y los transversales, entre 0.03 y 2,83. A su vez, los valores del número de Schmidt reportados son 0,02; 0,125 y 0,1.

En TELEMAC-2D, la palabra clave VELOCITY DIFFUSIVITY establece, de manera uniforme para todo el dominio, el valor del coeficiente de viscosidad global (dinámica + turbulenta). Este valor puede tener un efecto significativo tanto en las formas como en los tamaños de las zonas de recirculación, por defecto, toma un valor de $10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$ (TELEMAC-MASCARET, 2020a).

Por otra lado, el coeficiente de difusión de trazador, introducido en la ecuación 4.4, es un parámetro dimensional que debe especificarse a través de la palabra clave COEFFICIENT FOR DIFFUSION OF TRACERS, que toma un valor por defecto de $10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$. Para evaluar el efecto de este parámetro, se realizaron pruebas considerando los valores $1,0 \times 10^{-2} \text{ m}^2/\text{s}$, $1,0 \times 10^{-1} \text{ m}^2/\text{s}$ y $1 \text{ m}^2/\text{s}$.

4.2.4. Parámetros y esquemas numéricos

Para evaluar la influencia que tiene la elección de los esquemas numéricos, se comparan cuatro configuraciones en las cuales se modifican los siguientes aspectos: el esquema utilizado para resolver el paso de advección de la velocidad; el método de estabilización SUPG para la velocidad; el método de resolución en el paso de propagación hidrodinámica; el método de resolución de las ecuaciones primitivas; y el método de resolución del paso de difusión de los trazadores. En la Tabla 4.1 se presentan las configuraciones adoptadas de acuerdo con TELEMAC-2D.

Tabla 4.1: Configuración de diferentes esquemas numéricos.

KEY WORD	Esquema 1	Esquema 2	Esquema 3	Esquema 4
TYPE OF ADVECTION	14;5;14	14;5;14	1;5;14	1;5;14
SUPG OPTION	0;0;2	0;0;2	2;0;2	0;0;2
TREATMENT OF THE LINEAR SYSTEM	1	2	2	1
SOLVER	3	3	1	3
SOLVER FOR DIFFUSION OF TRACERS	2	2	1	2

De acuerdo con [TELEMAC-MASCARET \(2020b\)](#) las palabras clave `TYPE OF ADVECTION` y `SUPG OPTION` se definen con un arreglo de tres números enteros que están relacionados sucesivamente con el esquema utilizado para la advección de la velocidad (U y V), la profundidad (H) y los trazadores (T).

Para el caso `TYPE OF ADVECTION`, se tienen los siguientes esquemas: 1) método de las características, no conservativo en masa; 5) esquema PSI distributivo, conservativo en masa; 14) implementación de borde a borde de esquema N-distributivo (funciona bien en zonas de mojado y secado), conservativo en masa. Para el método SUPG (Streamline Upwind Petrov-Galerkin), los valores de la palabra clave `SUPG OPTION` son los siguientes: para el valor 0, se considera un esquema sin advección a contracorriente (o upwind), y para el valor 2, un esquema de advección a contracorriente igual al número de Courant.

Con la palabra clave `TREATMENT OF THE LINEAR SYSTEM` es posible reemplazar las ecuaciones originales por una ecuación de onda generalizada, obtenida al eliminar la velocidad de la ecuación de continuidad utilizando la ecuación de momentum. Esta técnica reduce el tiempo de cálculo, pero tiene la desventaja de suavizar los resultados. Estas dos opciones se definen según el número 1 para las ecuaciones originales, y el número 2 para la ecuación de onda.

En cuanto al método de solución empleado en el paso de propagación hidrodinámica, definido por la palabra clave `SOLVER`, se consideran el método del gradiente conjugado (configuración número 1) y el método del gradiente conjugado sobre la ecuación normal (configuración número 3). Para la difusión de trazadores, se consideran los métodos de solución del gradiente conjugado (configuración número 1) y el método de los residuos conjugados (configuración número 2), definido por la palabra clave `SOLVER FOR DIFFUSION OF TRACERS`.

Para el paso temporal de las simulaciones se realiza una prueba de sensibilidad considerando un tiempo de 5 y 30 segundos. Además, el modelo considera el mojado y secado de elementos, corrigiendo el gradiente de la superficie libre ([Hervouet, 2007](#)).

4.3. Convergencia y sensibilidad

Se consideran tres periodos para simular y evaluar la sensibilidad de parámetros físicos y la convergencia del modelo a distintos parámetros: el primero, del 01 de enero de 2015 al 31 de diciembre de 2016; el segundo, del 01 de enero de 2017 al 31 de diciembre de 2018; y el tercero, del 01 de enero de 2019 al 31 de octubre de 2020. En la [Figura 4.3](#) se observan los forzantes utilizados durante estos periodos. Las condiciones iniciales provienen de estados calientes resultantes de simulaciones previas, conocidas como simulaciones de calentamiento, y se evalúan diferentes estados iniciales para analizar su impacto en el modelo.

Para la simulación que inicia en 2015, se utiliza un único estado caliente a partir de un flujo estabilizado (cuasiestacionario) con un nivel en el borde abierto de la Represa de 32,35 m y un caudal constante de 3.391 m^3/s en el borde abierto de Paso de los Libres. Este estado corres-

ponde al instante final de una simulación de aproximadamente 3 años y medio, comenzando desde un estado en reposo con una elevación constante de 45,60 m en todo el dominio.

La simulación de 2016 parte del último estado generado en 2015. Para la simulación de 2017, se consideran dos estados calientes: i) el estado de 2015 y ii) el generado al final de 2016. La simulación de 2018 se inicia del último estado de 2017. Para 2019, se consideran de nuevo dos estados calientes: i) el de 2015 y ii) el generado al final de 2018. Finalmente, la simulación de 2020 se inicia del último estado de 2019.

Se observa la influencia de las condiciones iniciales, la condición de borde tipo Thompson, y los parámetros físicos y numéricos, en las estaciones de Monte Caseros (MC), Mocoleta Lago (M), Santa Ana (SA), Federación (F) y Salto Grande (SG) (ver [Figura 4.2](#)) y en puntos denominados Arapey, Mandisovi Chico, Mandisovi Grande, Gualeguaycito e Itapebí (ver [Figura 4.4](#)).

4.3.1. Influencia de condiciones iniciales y de borde

Se analiza la influencia de las condiciones iniciales comparando el nivel de la superficie libre y la velocidad en las simulaciones de 2017 y 2019, usando un coeficiente de rugosidad de Manning de $0,030 \text{ s/m}^{1/3}$ y un coeficiente de influencia de viento de $2,0 \times 10^{-6}$.

La [Figura 4.5](#) y [Figura 4.6](#) muestran la evolución de las diferencias en el nivel de la superficie libre (color azul, eje izquierdo) y en la velocidad (color naranja, eje derecho) durante los primeros días de enero, entre las simulaciones inicializadas con distintos estados calientes para 2017 y 2019, respectivamente. En todos los puntos y para las dos situaciones analizadas, las diferencias entre las variables observadas tienden a cero después de 3 días. Esto sucede para diferencias iniciales de nivel de hasta 2 metros, velocidades de hasta 0,5 m/s en el canal principal y 0,2 m/s en los brazos laterales.

En relación con el efecto de la condición de borde tipo Thompson en la frontera abierta de la Represa, para el periodo 01/2017 a 10/2020, usando un coeficiente de rugosidad de Manning de $0,030 \text{ s/m}^{1/3}$ y un coeficiente de influencia de viento de $2,0 \times 10^{-6}$, se compara la condición de borde prescrita con los valores calculados por el modelo con el método de Thompson. Asimismo, se compara el nivel de la superficie libre ingresado como condición de borde con el valor computado por el modelo en un nodo del borde abierto. Los resultados se presentan en forma de series temporales de la [Figura 4.7](#) a la [Figura 4.10](#), mostrando la diferencia numérica y porcentual entre el valor ingresado y el calculado por el modelo.

Para el nivel de la superficie libre, se observa una diferencia máxima en términos absolutos de 0,30 m, donde el valor ingresado supera el valor calculado por el modelo. En general, el caudal a través de la sección de salida calculado por el modelo es inferior al ingresado como condición de borde, con una máxima diferencia registrada de aproximadamente $4.000 \text{ m}^3/\text{s}$, coincidiendo con la máxima diferencia observada en el nivel de la superficie libre.



Figura 4.3: Forzantes periodo 01 de enero de 2015 a 31 de octubre de 2020.

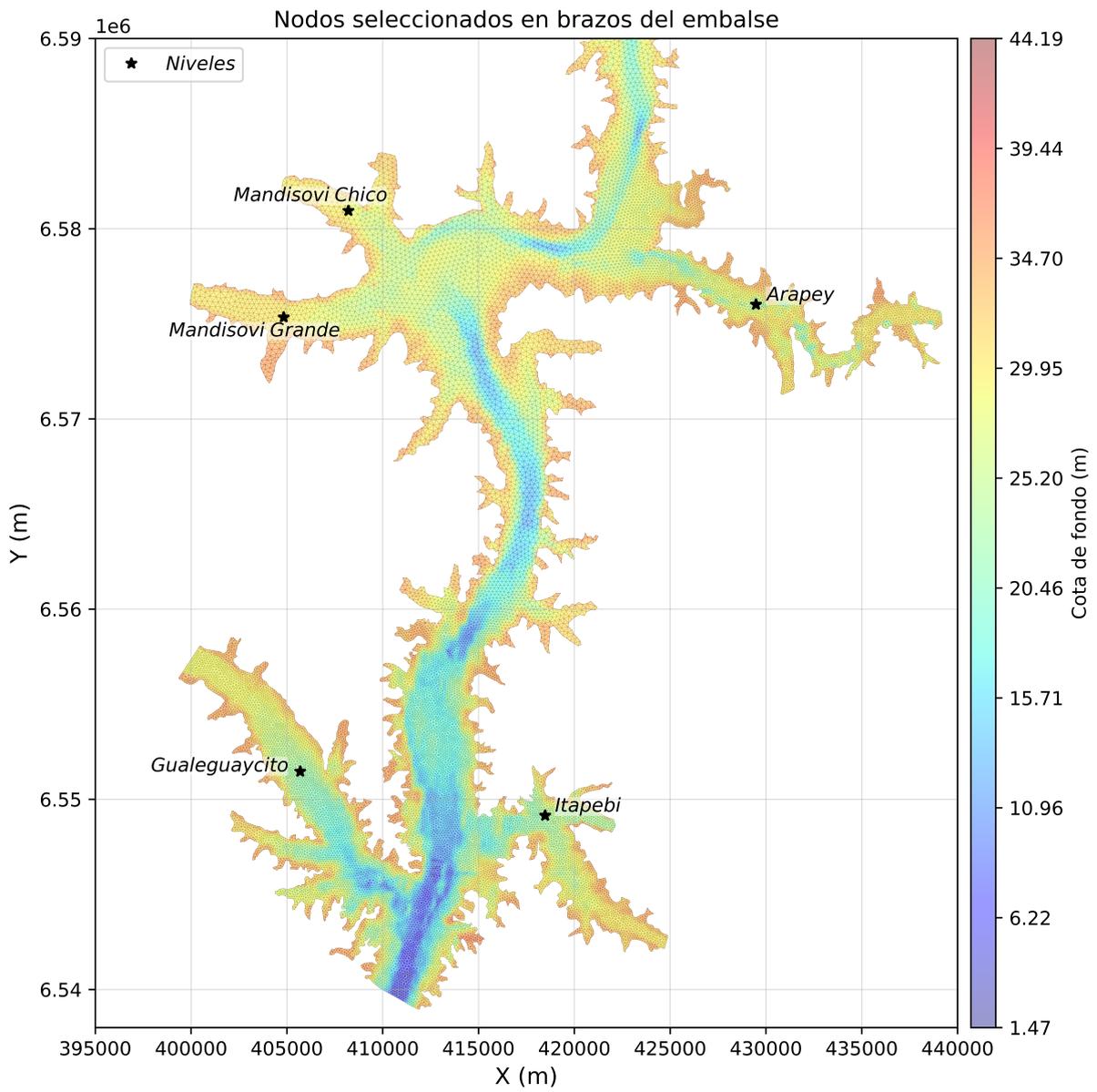
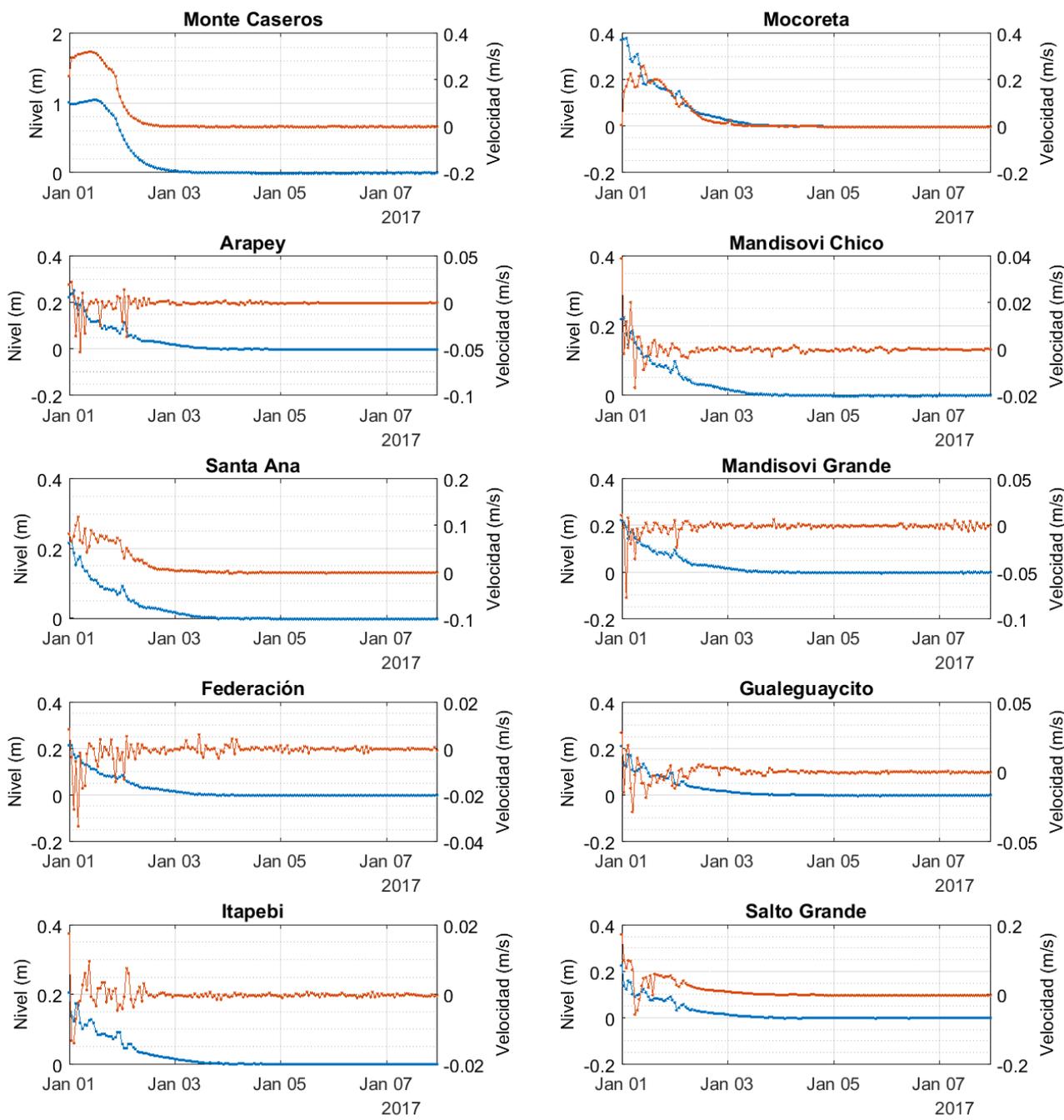


Figura 4.4: Nodos seleccionados en los brazos del embalse para análisis de sensibilidad.



— Diferencia nivel 2017 ($E_{i,2016} - E_{i,base}$) — Diferencia velocidad 2017 ($E_{i,2016} - E_{i,base}$)

Figura 4.5: Sensibilidad a las condiciones iniciales 2017.

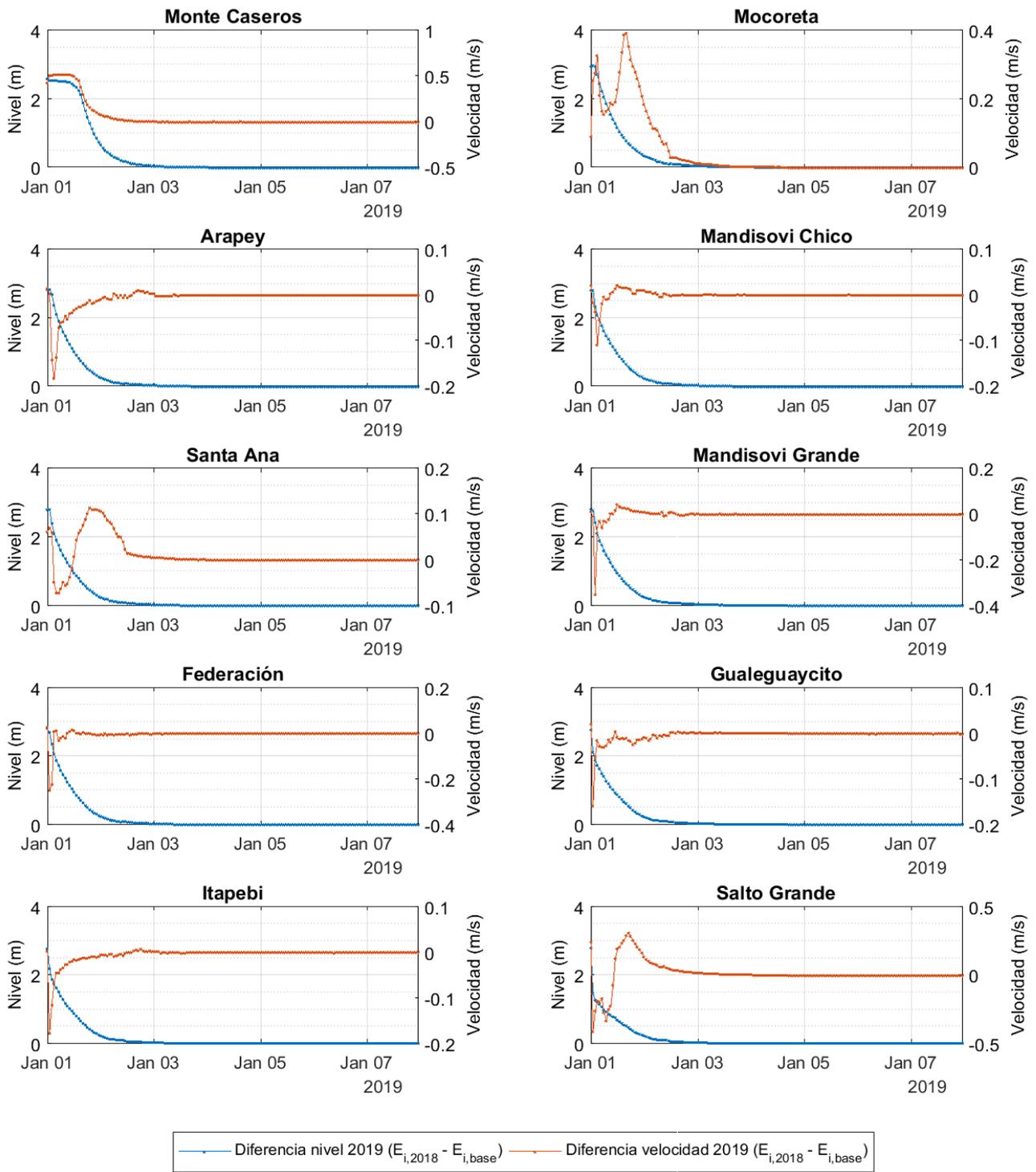


Figura 4.6: Sensibilidad a las condiciones iniciales 2019.

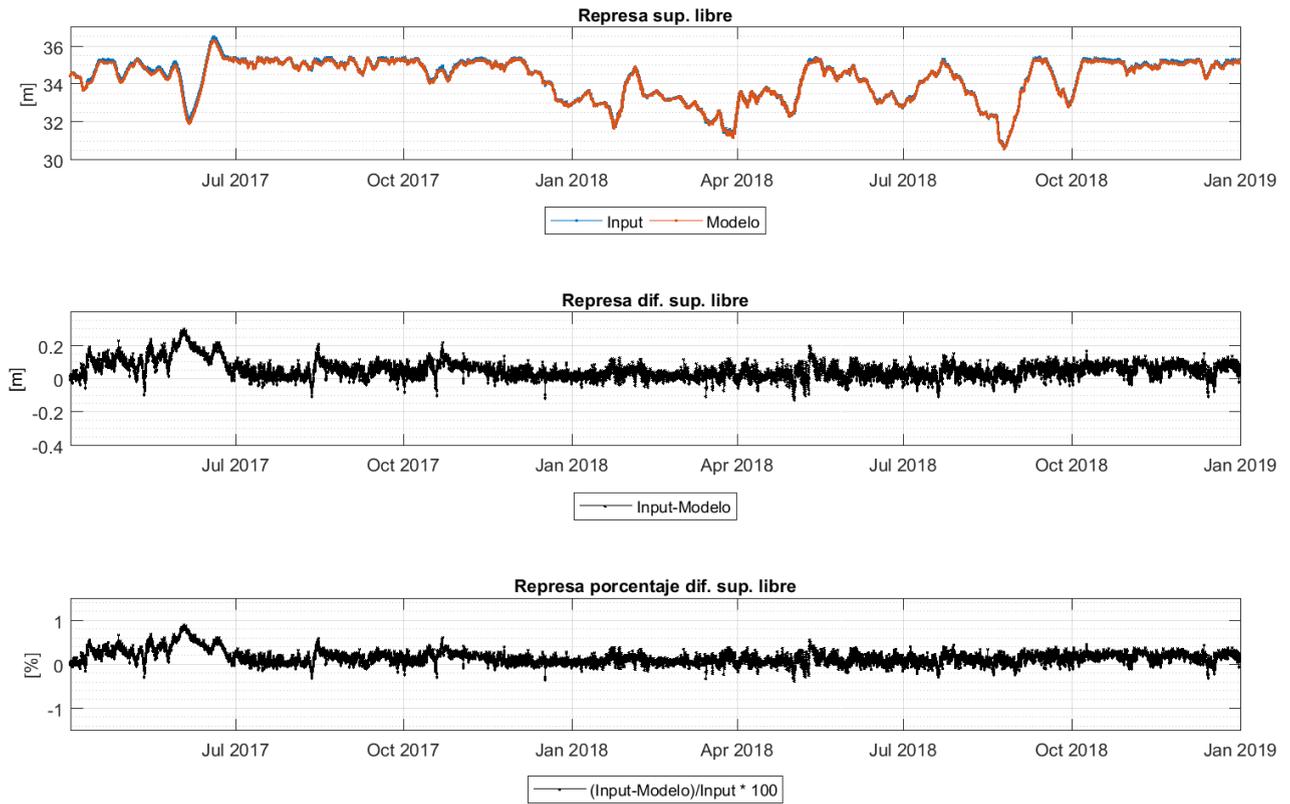


Figura 4.7: Sensibilidad condición de borde tipo Thompson nivel superficie libre 2017-2018.

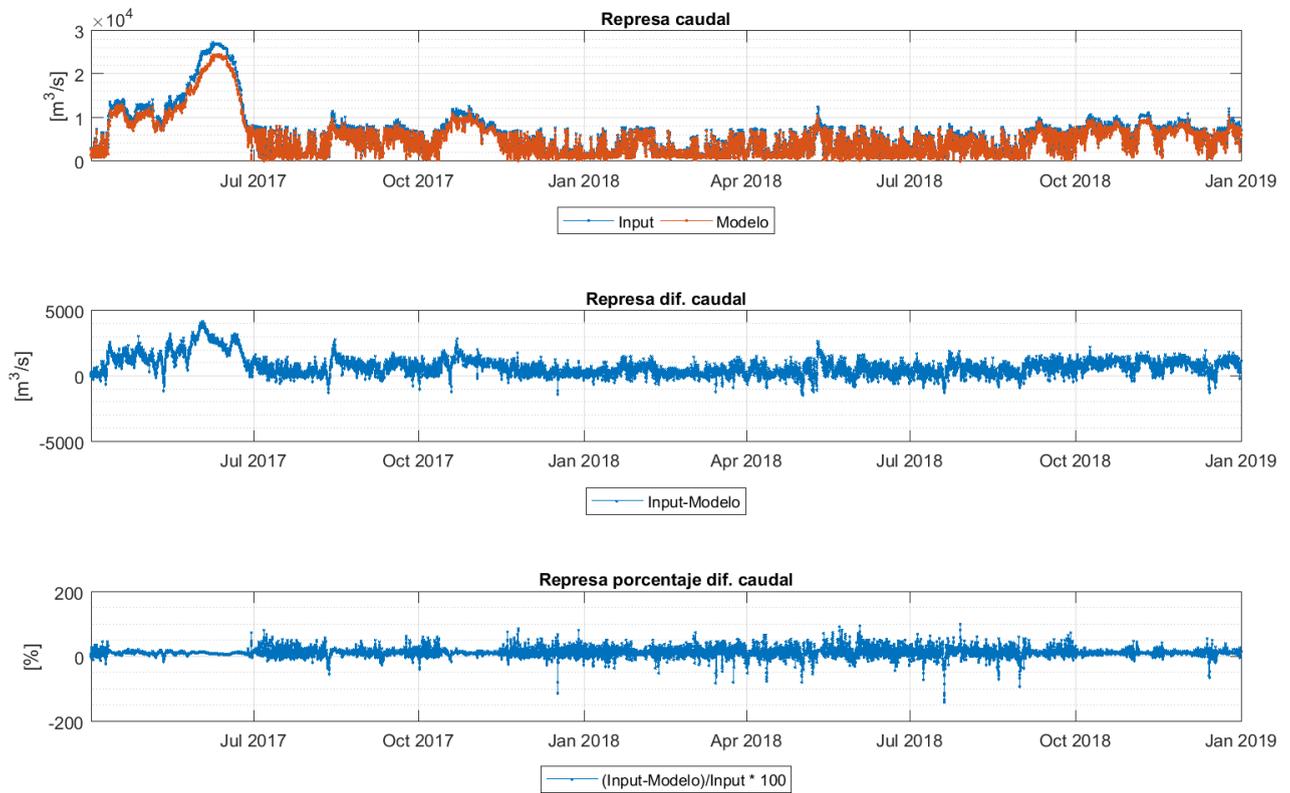


Figura 4.8: Sensibilidad condición de borde tipo Thompson caudal represa 2017-2018.

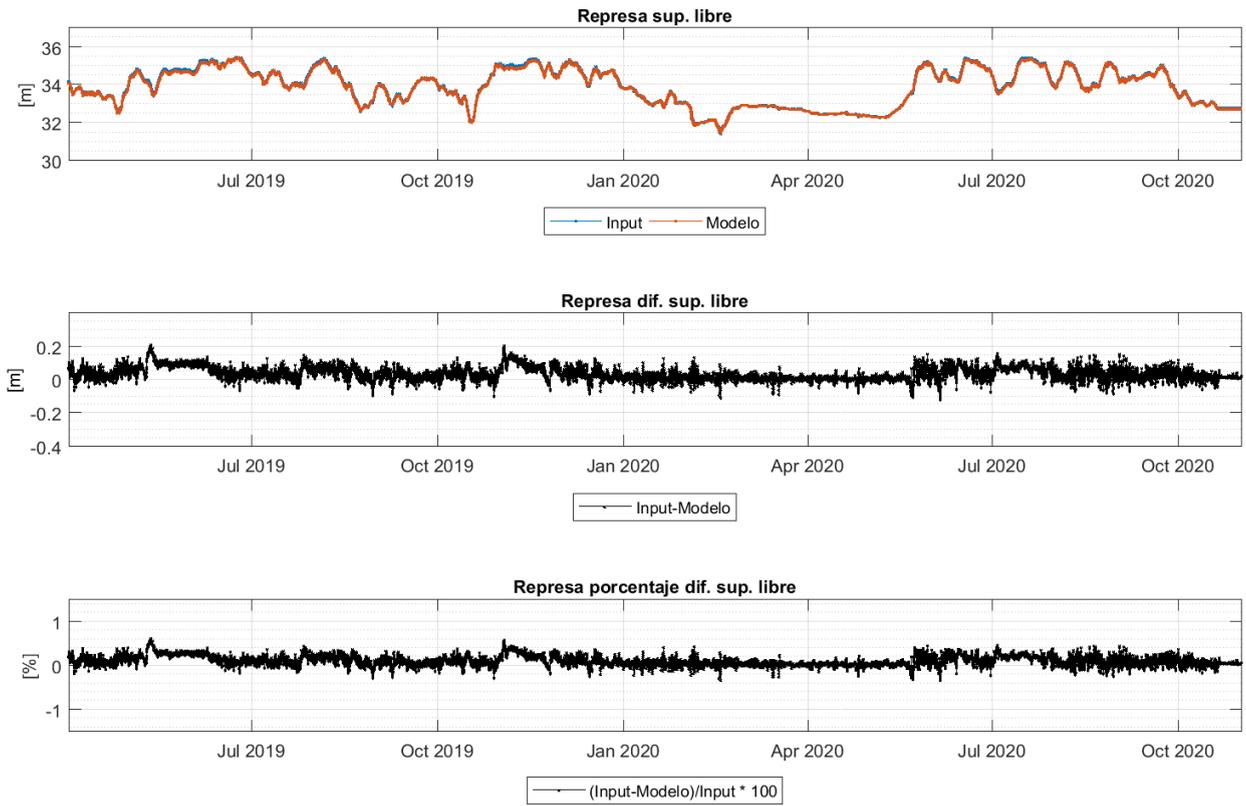


Figura 4.9: Sensibilidad condición de borde tipo Thompson nivel superficie libre 2019-2020.

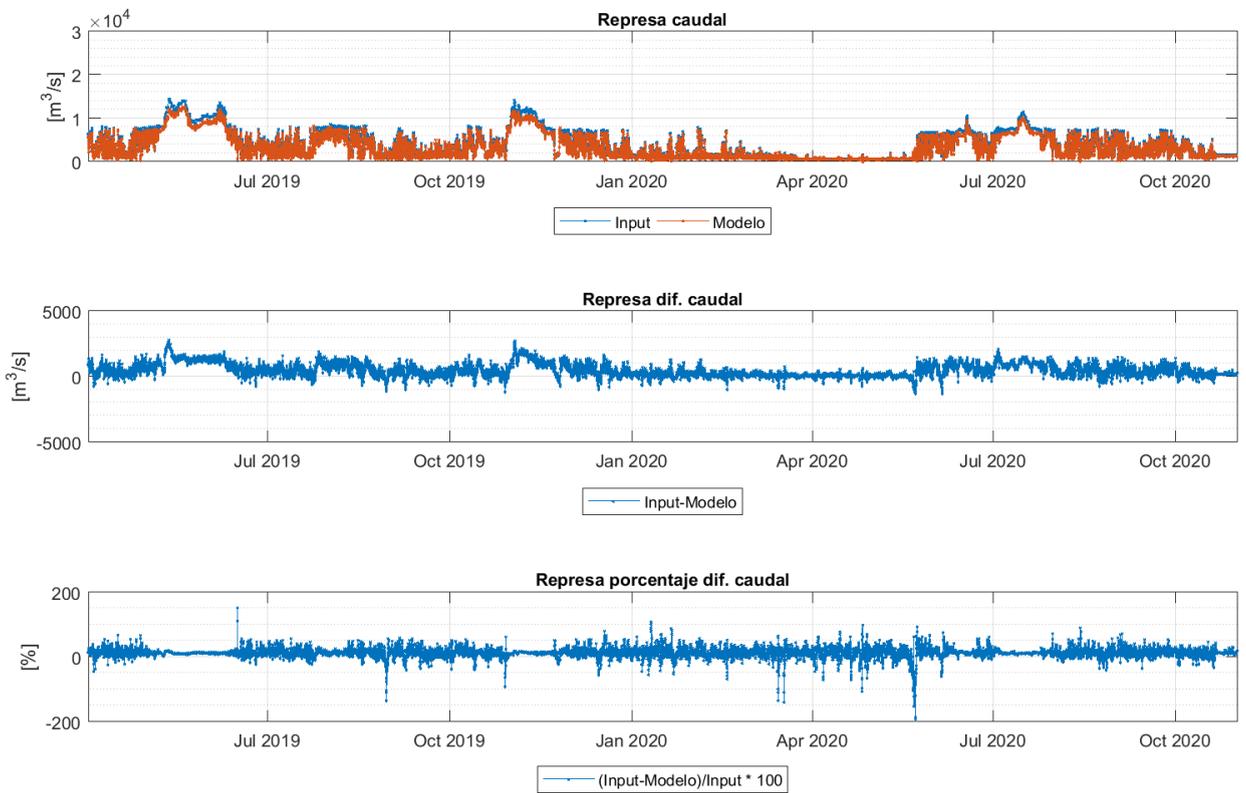


Figura 4.10: Sensibilidad condición de borde tipo Thompson caudal represa 2019-2020.

4.3.2. Influencia de parámetros físicos

Rugosidad de Manning

Se analiza la sensibilidad a la variación del coeficiente de rugosidad de Manning, comparando los resultados del nivel de la superficie libre y la velocidad en las simulaciones del año 2017, con coeficientes de rugosidad de 0,020 y 0,030 $s/m^{1/3}$, y coeficiente de influencia de viento de $2,0 \times 10^{-6}$. Los resultados del nivel de la superficie libre, la velocidad y las diferencias entre los valores simulados se presentan en la [Figura 4.11](#) y [Figura 4.12](#).

Tanto para el nivel de la superficie libre como para la velocidad, las mayores diferencias se encuentran en caudales altos y en puntos ubicados sobre el canal principal. En particular, en la estación de Monte Caseros se observan diferencias de aproximadamente 2 metros en el nivel de la superficie libre y de 0,35 m/s en términos absolutos para la velocidad. Estas diferencias representan un 5 % y un 10 % del valor computado para la superficie libre y la velocidad, respectivamente. Aunque estos porcentajes son similares en las demás puntos de observación, en el punto Gualeguaycito la diferencia porcentual del módulo de la velocidad puede alcanzar hasta un 45 %.

Influencia del efecto del viento

Para el año 2017, se analiza la influencia del viento comparando el nivel de la superficie libre y la velocidad, entre una simulación sin viento y otra con viento con coeficiente de influencia de viento de $2,0 \times 10^{-6}$. El coeficiente de rugosidad de Manning se fija en 0,025 $s/m^{1/3}$.

Los resultados se presentan en forma de series temporales en la [Figura 4.13](#) y [Figura 4.14](#) para las estaciones Monte Caseros (MC), Mocrete (M), Salto Grande (SG), Arapey, Itapebí y Gualeguaycito. Para el nivel de la superficie libre, las diferencias no superan los 10 cm. En cuanto a la velocidad, la influencia es menor en el canal principal, donde las diferencias no superan los 5 cm/s , representando un 5 % del valor máximo. Sin embargo, en los brazos del embalse donde las velocidades son menores, la sensibilidad es mayor. En Gualeguaycito, las diferencias en la velocidad pueden alcanzar hasta 10 cm/s , lo que representa el 85 % del valor calculado.

La [Figura 4.15](#) y [Figura 4.16](#) presentan los resultados del campo medio de velocidades para el año 2017, comparando la simulación con viento, sin viento y la diferencia entre ambos campos, en la zona cercana a la represa, donde se encuentran los brazos de Gualeguaycito, Itapebí Grande y Chico. Al igual que en las series temporales, la mayor influencia del viento se observa en los brazos del embalse, donde se identifican heterogeneidades con patrones bien definidos, resaltando la importancia del efecto del viento en la circulación de los brazos laterales.

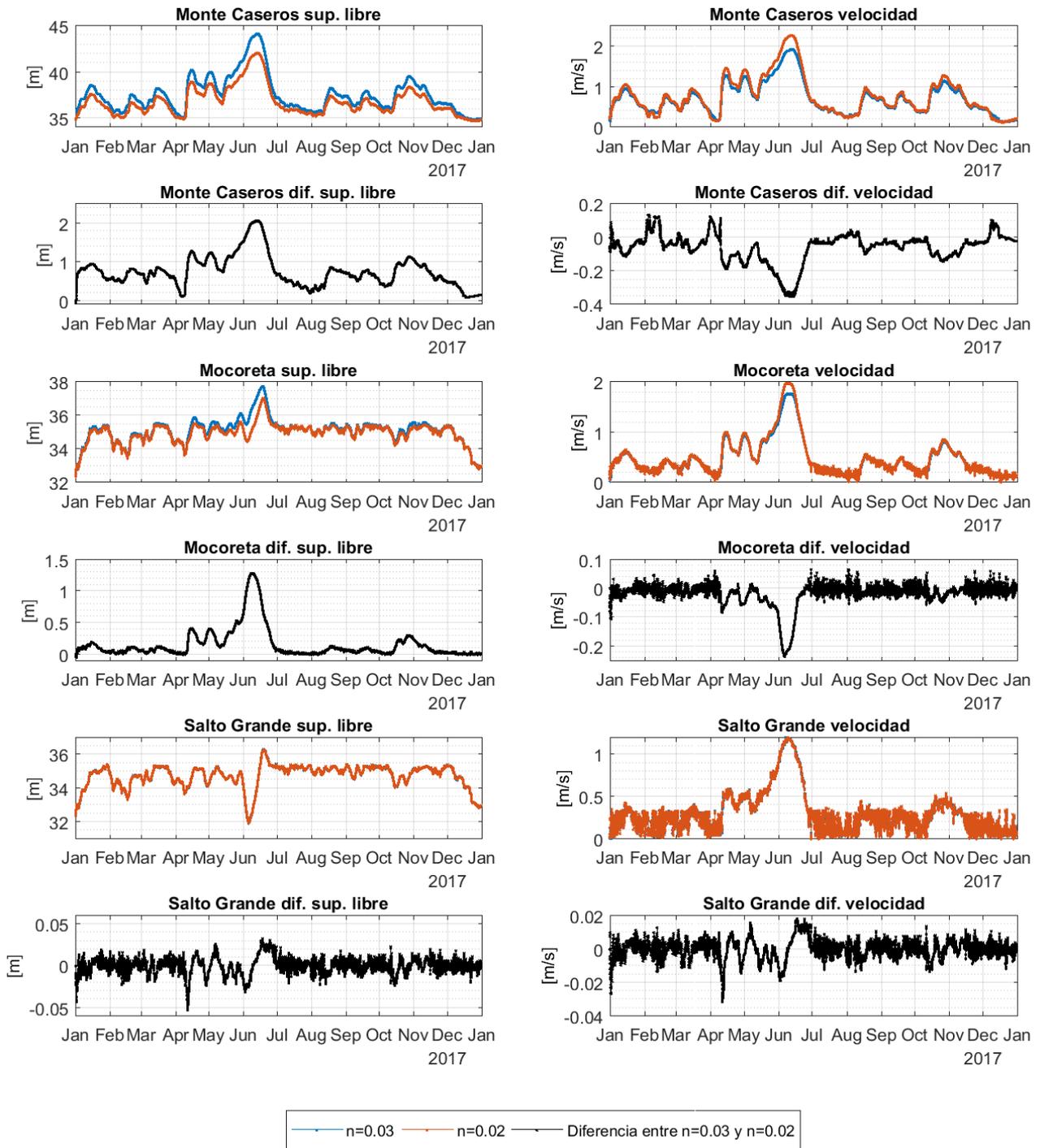


Figura 4.11: Sensibilidad coeficiente de rugosidad de Manning periodo 2017, canal principal.

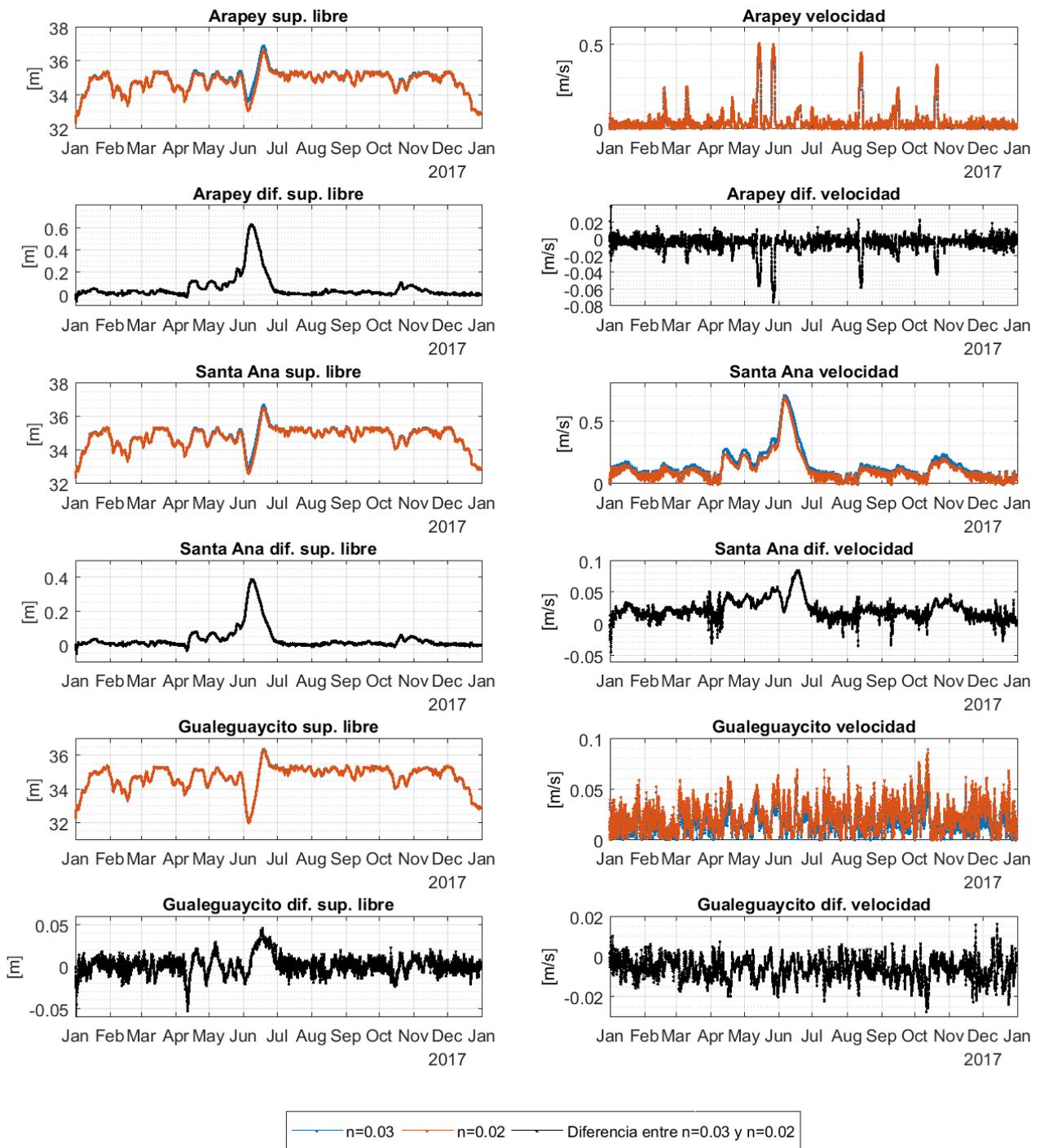


Figura 4.12: Sensibilidad coeficiente de rugosidad de Manning periodo 2017, brazos laterales.

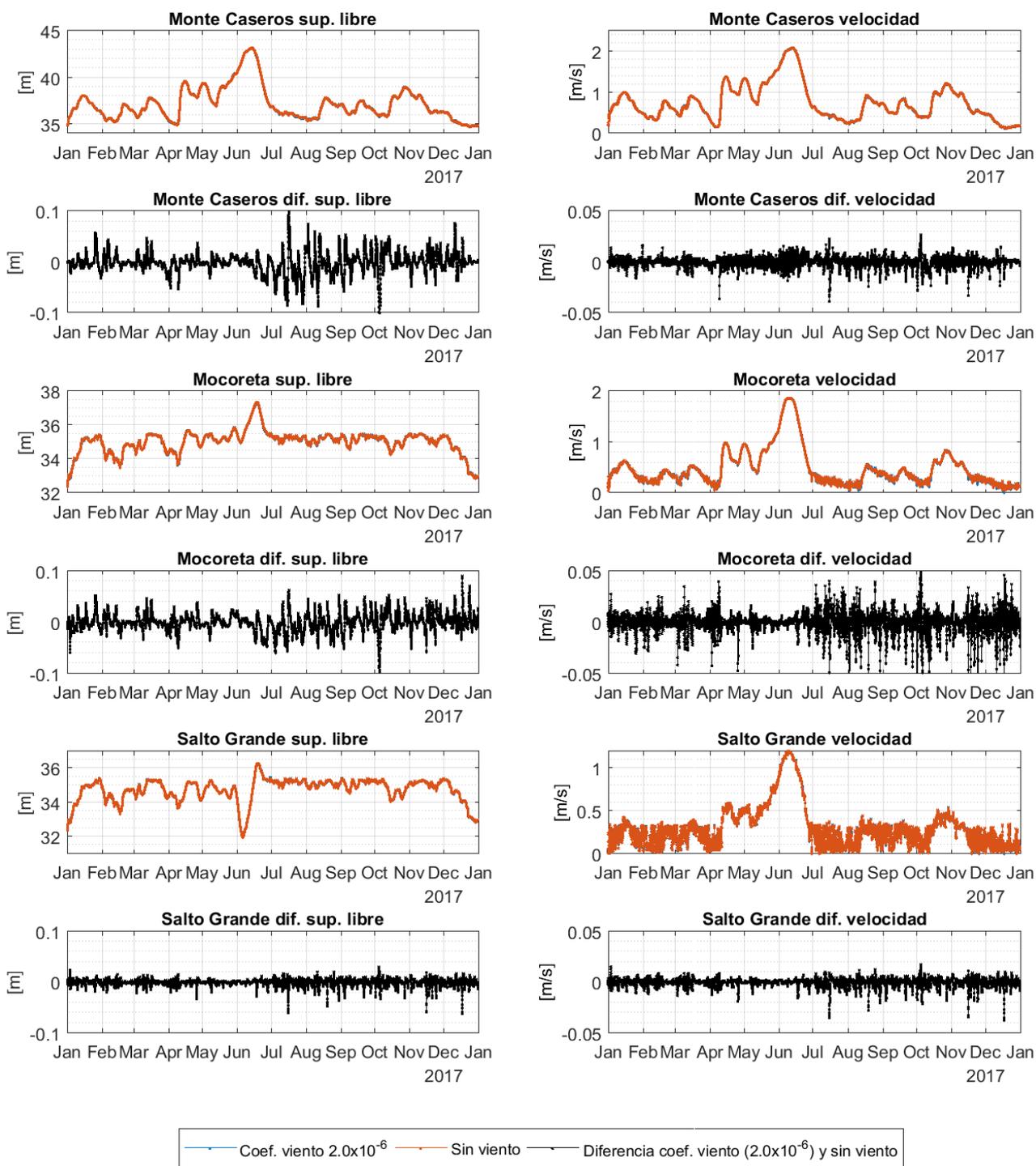


Figura 4.13: Sensibilidad del efecto del viento periodo 2017, canal principal.

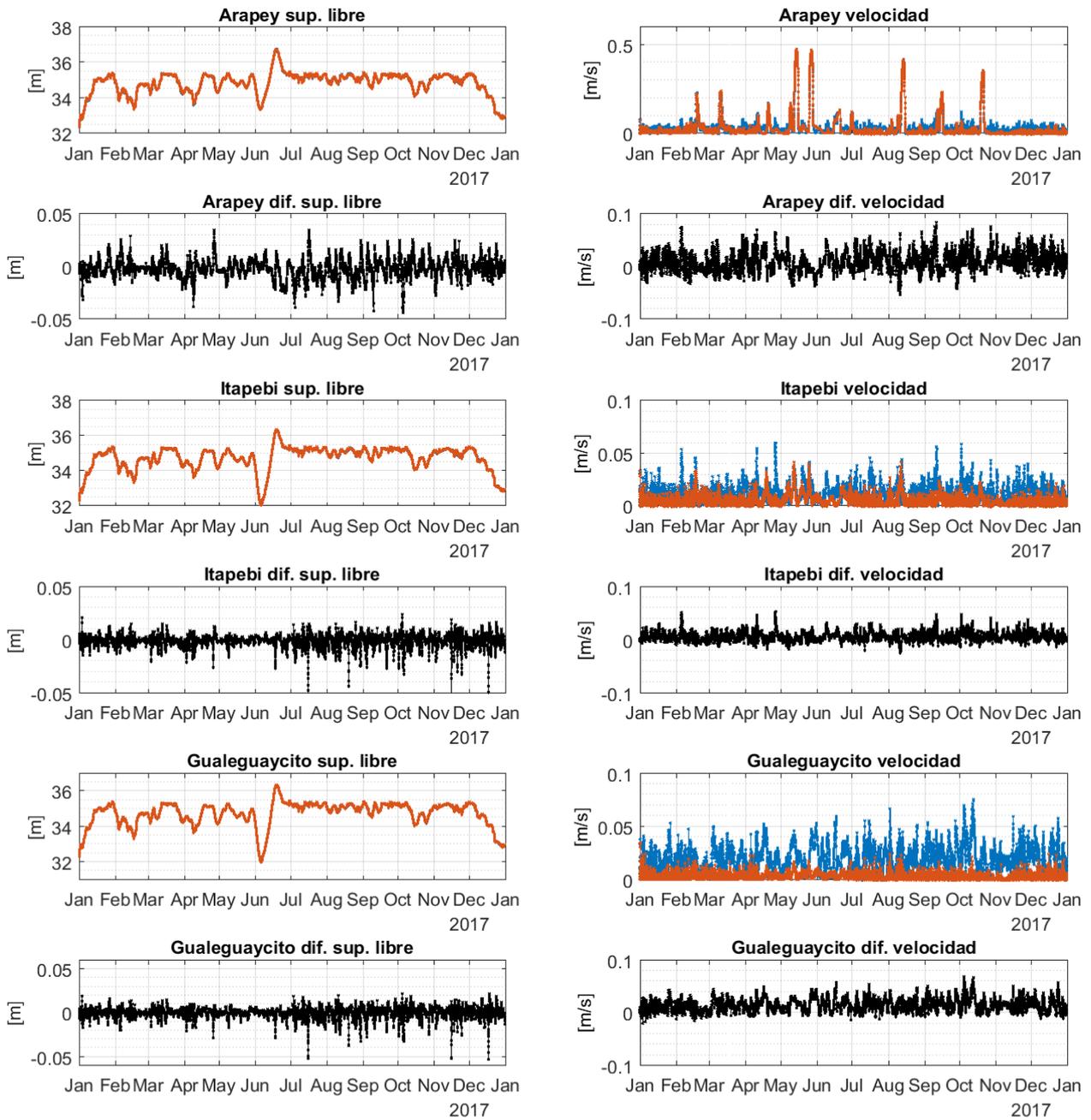


Figura 4.14: Sensibilidad del efecto del viento periodo 2017, brazos laterales.

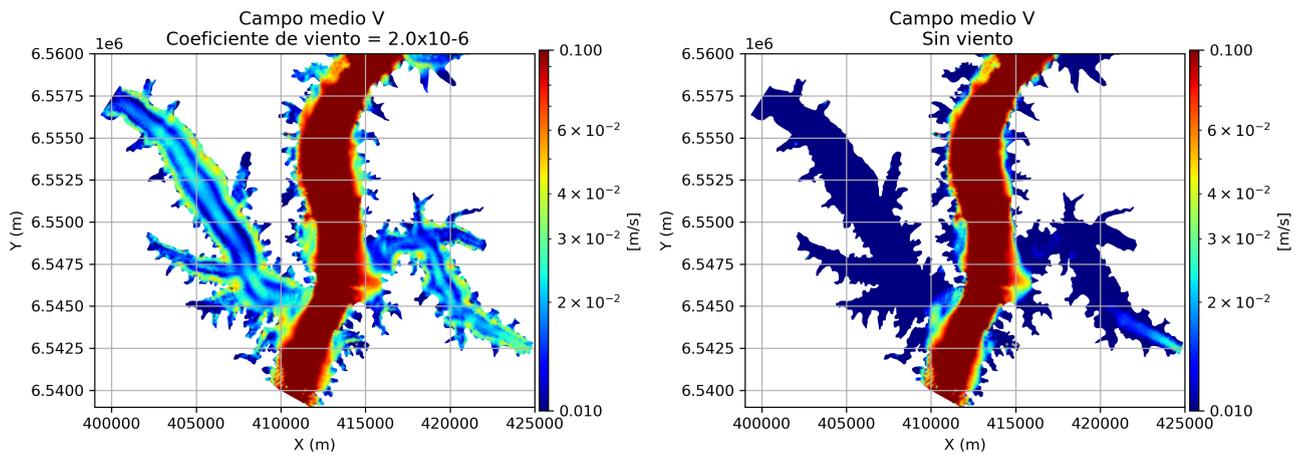


Figura 4.15: Sensibilidad del efecto del viento periodo 2017, campo medio de velocidades.

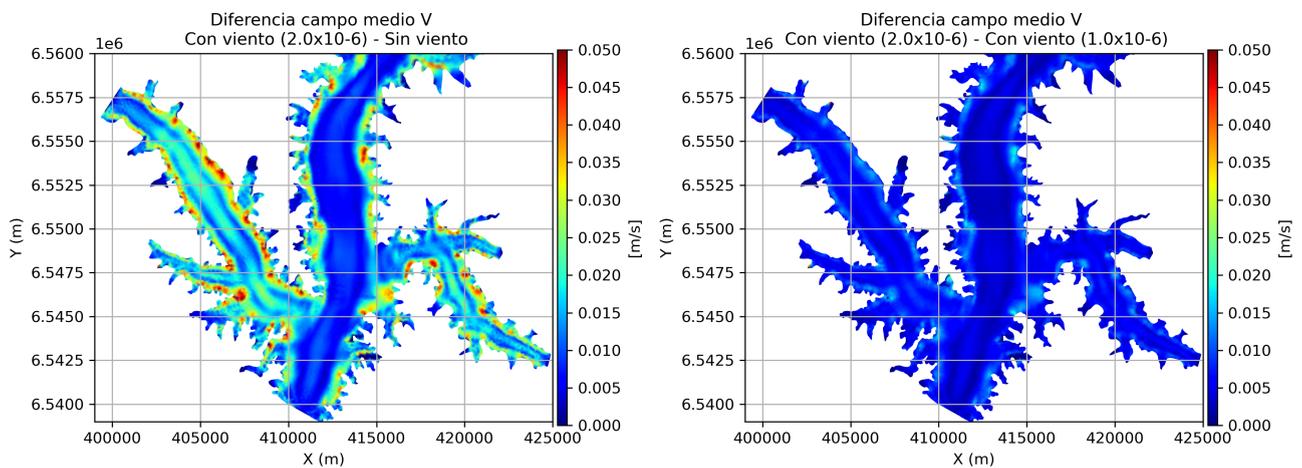


Figura 4.16: Diferencias campo medio de velocidades con y sin viento, periodo 2017.

Modelo de turbulencia

Para analizar la influencia del esquema de cierre de turbulencia, se consideran los modelos de Smagorinski, Elder, y viscosidad constante, con los parámetros presentados en la [Tabla 4.2](#). Se comparan las simulaciones para el periodo 2017 utilizando un coeficiente de influencia del viento de $2,0 \times 10^{-6}$ y un coeficiente de rugosidad de Manning de $0,030 \text{ s/m}^{1/3}$.

Tabla 4.2: Modelos de turbulencia para análisis de sensibilidad.

Nombre	Modelo	Parámetros
Modelo 1	Smagorinski	VELOCITY DIFFUSIVITY = $1.E-6$ (m^2/s)
Modelo 2	Smagorinski	VELOCITY DIFFUSIVITY = 1 (m^2/s)
Modelo 3	Elder	NON-DIMENSIONAL DISPERSION COEFFICIENTS = $6; 0.6$ ($a_l; a_t$)
Modelo 4	Viscosidad constante	VELOCITY DIFFUSIVITY = 1 (m^2/s)

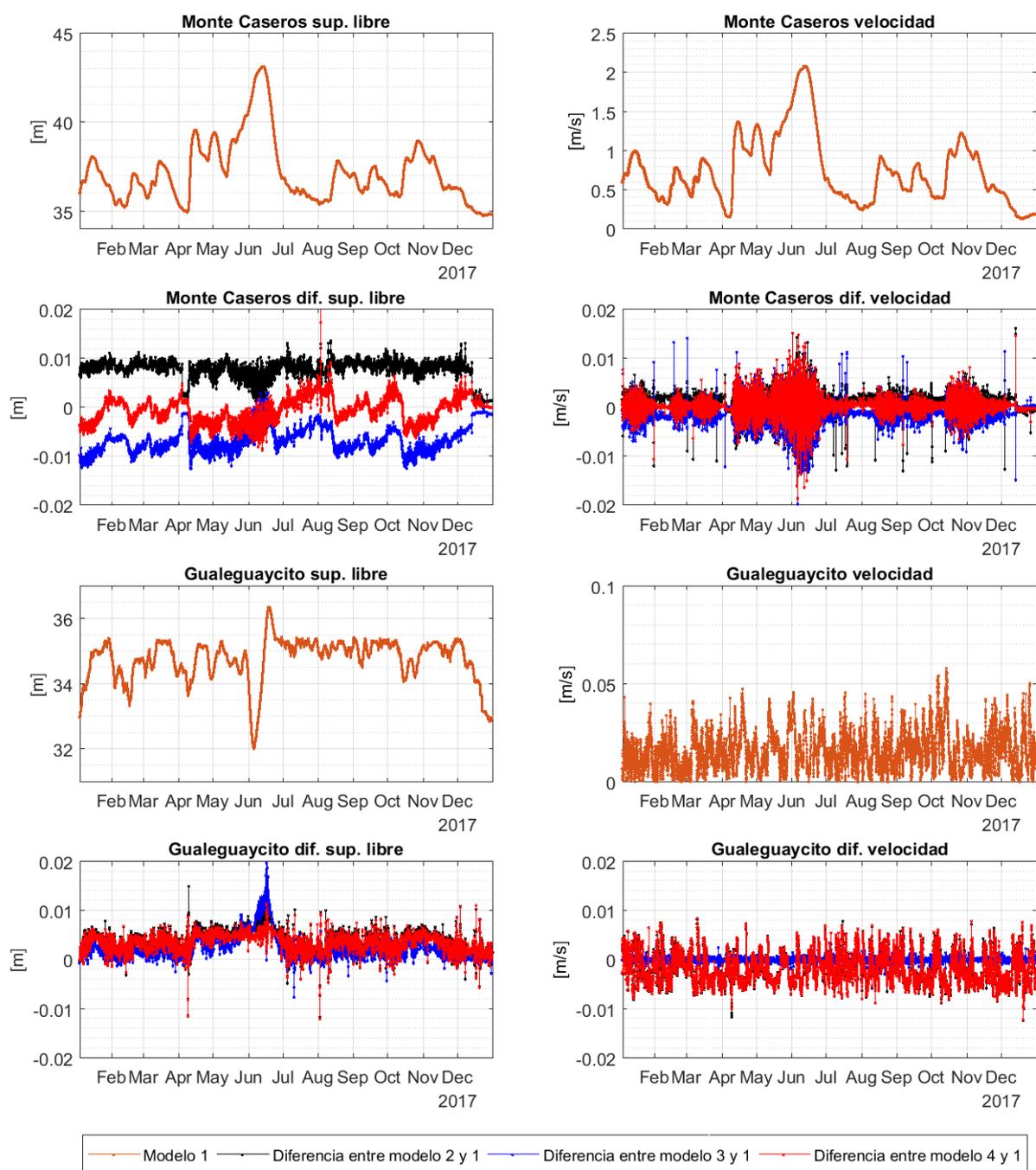


Figura 4.17: Sensibilidad modelos de turbulencia periodo 2017.

La [Figura 4.17](#) presenta los resultados del nivel de la superficie libre y la velocidad para el modelo de turbulencia 1, así como la diferencia con los resultados obtenidos mediante los otros tres modelos de turbulencia, en los puntos de observación de Monte Caseros y Gualeguaycito. En la estación Monte Caseros, las diferencias computadas para el nivel de la superficie libre y la velocidad en términos absolutos son menores a 2 cm y 2 cm/s, respectivamente. En la estación Gualeguaycito, para el nivel de la superficie libre, las diferencias máximas son del orden de 2 cm, mientras que para la velocidad, se observan mayores diferencias entre el esquema 1 y el esquema 4, alcanzando el orden de 1 cm/s en términos absolutos.

Coefficiente de difusión

Para comparar la sensibilidad al coeficiente de difusión de trazadores, se consideran dos experimentos denominados T01 y T06, con los siguientes valores para la palabra clave **COEFFICIENT FOR DIFFUSION OF TRACERS**: $1,0 \times 10^{-2} \text{ m}^2/\text{s}$, $1,0 \times 10^{-1} \text{ m}^2/\text{s}$ y $1 \text{ m}^2/\text{s}$. Además, se considera un coeficiente de rugosidad de Manning de $0,025 \text{ s}/\text{m}^{1/3}$, un coeficiente de influencia del viento de $2,0 \times 10^{-6}$, y como esquema de cierre de turbulencia, se utiliza el modelo 1 presentado en la [Tabla 4.2](#).

Cada experimento consiste en una condición inicial de concentración uniforme en todo el dominio, con ingreso de trazadores por los bordes abiertos igual a 1 g/L (excepto represa cuya condición es libre). En el caso de T01, se prescribe una condición de trazador de 0 g/L desde el 5 de enero de 2017 a las 01:00 hs en los bordes abiertos del dominio, mientras que para el caso de T06, la condición se prescribe el 5 de junio de 2017 a las 01:00 hs.

De la [Figura 4.18](#) a [Figura 4.21](#) se presenta la evolución temporal de la concentración de trazador en un punto cercano a la Represa y en el punto Gualeguaycito, para los experimentos T01 y T06, medido en horas desde la prescripción de la condición de 0 g/L en los bordes abiertos. La [Figura 4.22](#), muestra el campo instantáneo de concentración de trazador de los ensayos T01 y T06 en una zona del dominio cercana a la represa, para diferentes valores del coeficiente de difusión, a las 250 horas, después de prescribir la condición de 0 g/L en los bordes abiertos de ingreso. En la [Figura 4.23](#), se presentan los campos instantáneos a $t = 700 \text{ hs}$.

En general, no se observan grandes diferencias al variar el coeficiente de difusión, siendo los resultados más sensibles en el brazo Gualeguaycito, donde los patrones espaciales se vuelven más evidentes entre los resultados utilizando un coeficiente de $1,0 \times 10^{-2} \text{ m}^2/\text{s}$ y $1 \text{ m}^2/\text{s}$.

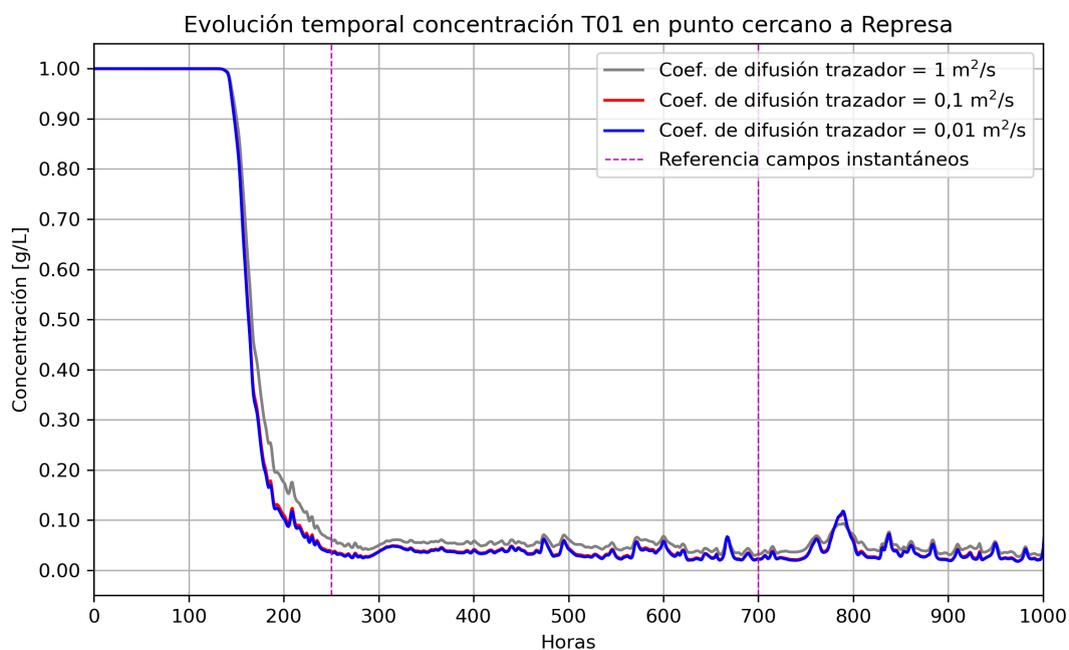


Figura 4.18: Concentración de trazador T01 en punto cercano a la Represa.

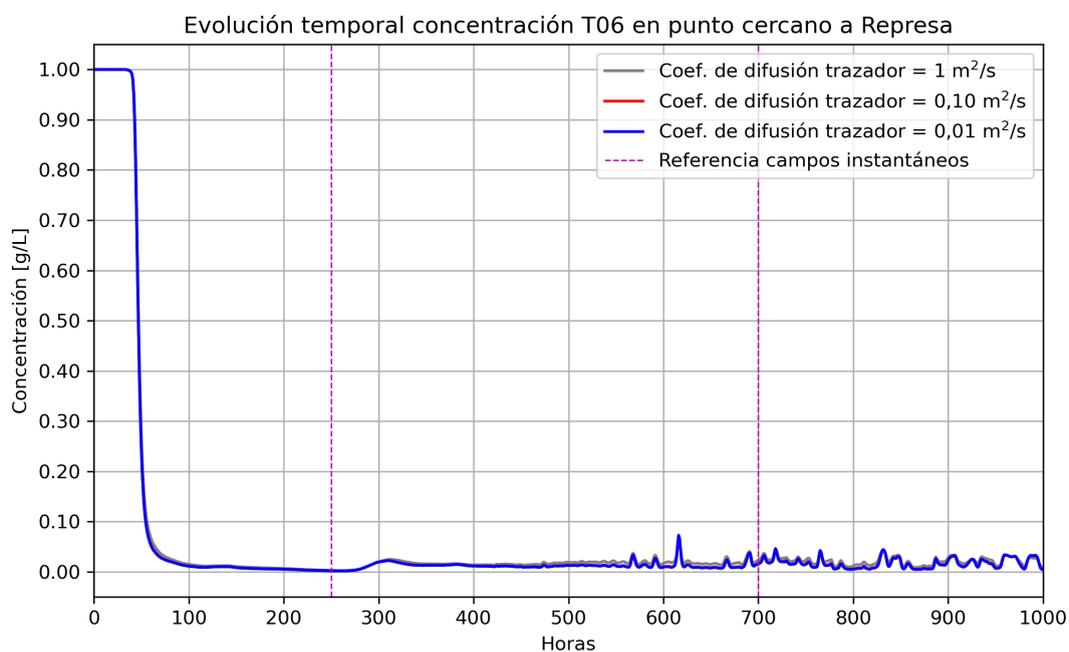


Figura 4.19: Concentración de trazador T06 en punto cercano a la Represa.

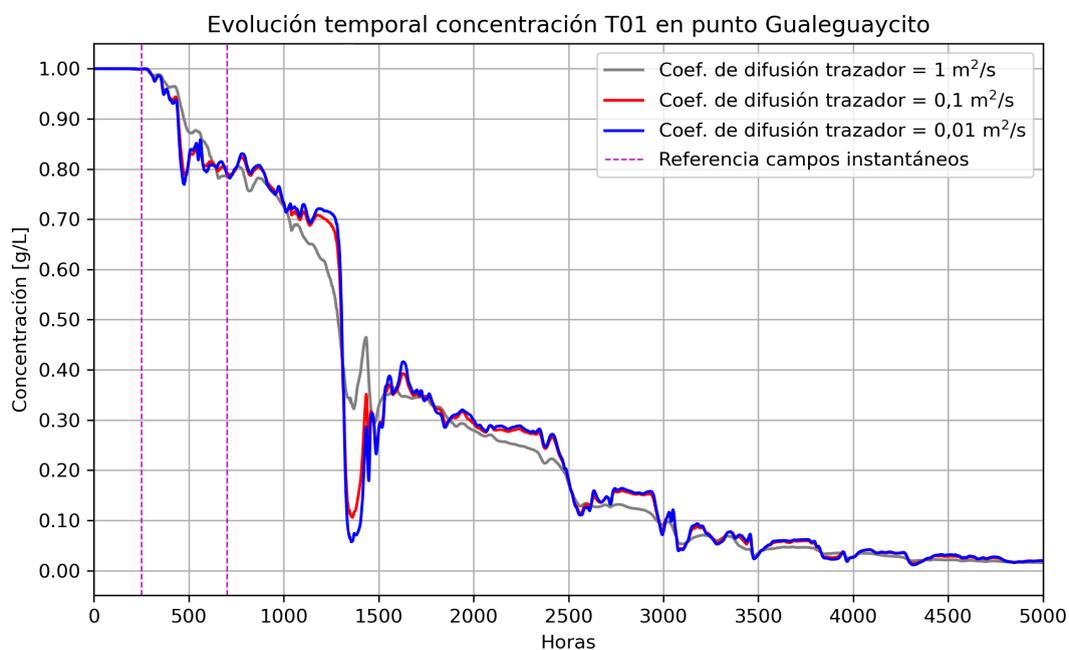


Figura 4.20: Concentración de trazador T01 en punto Gualaguaycito.

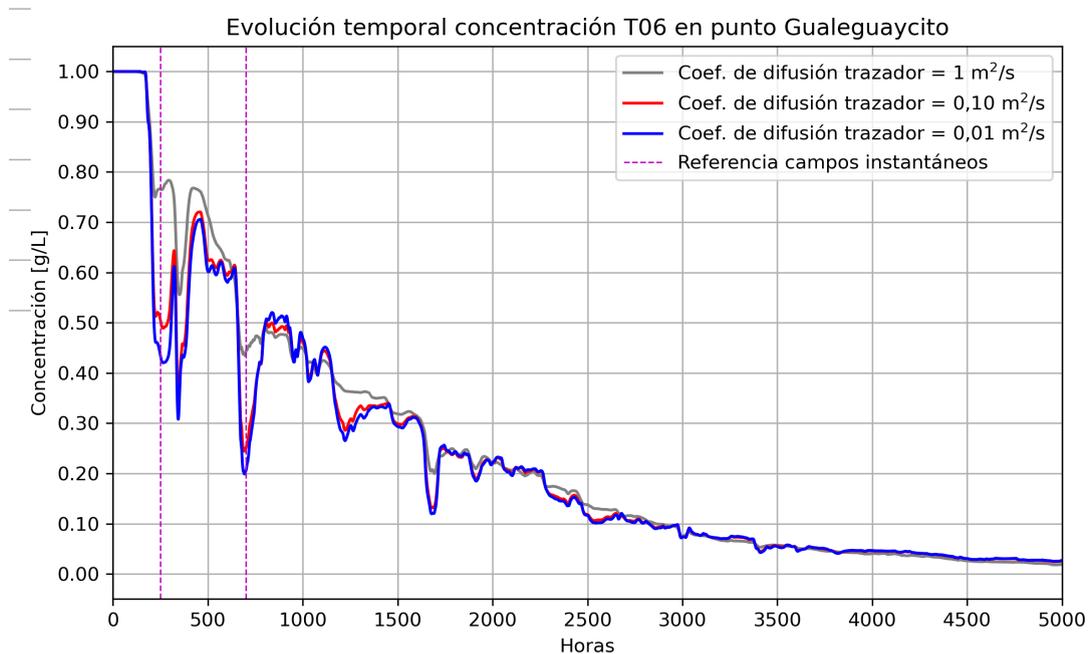
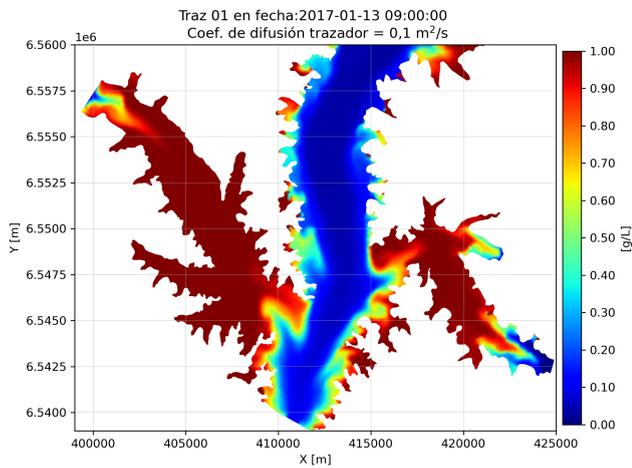
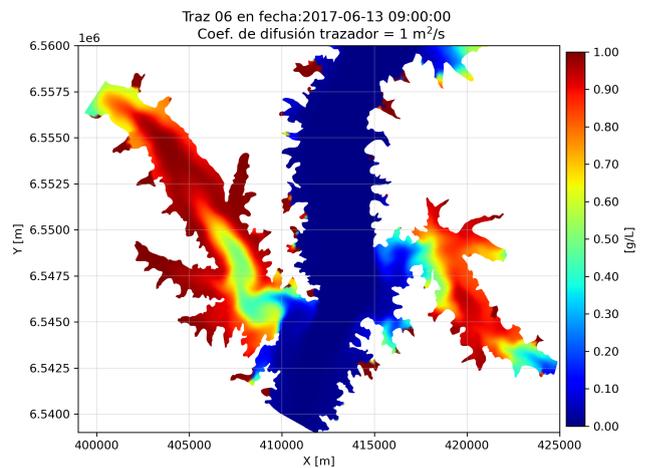


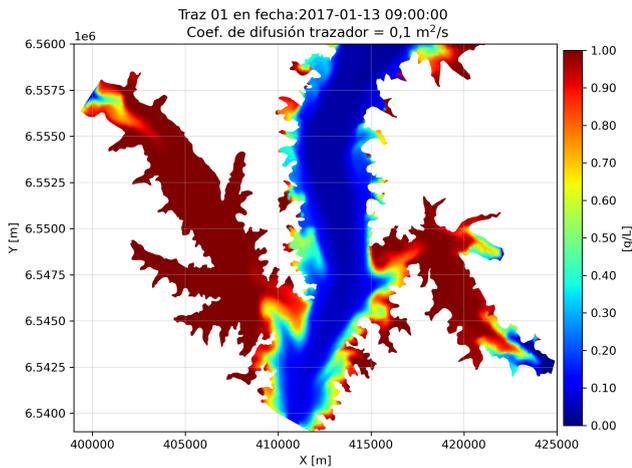
Figura 4.21: Concentración de trazador T06 en punto Gualaguaycito.



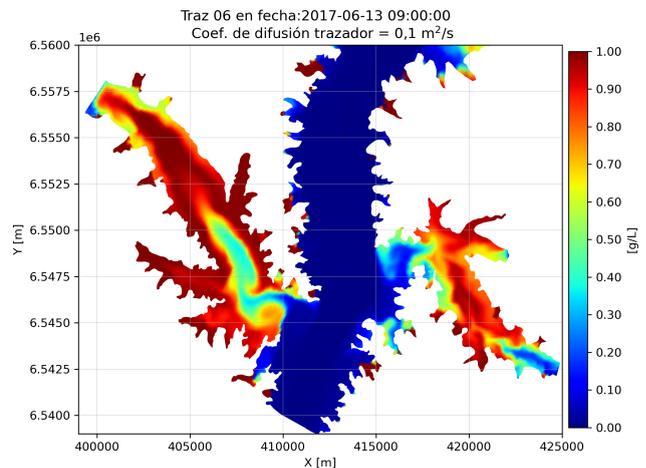
(a) Ensayo T01, $D = 1 \text{ m}^2/\text{s}$.



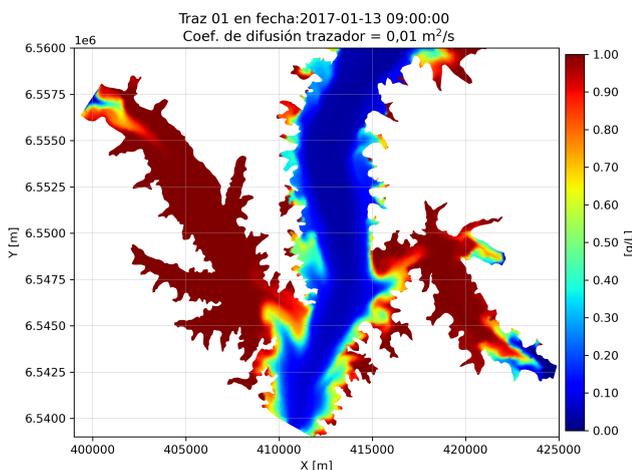
(b) Ensayo T06, $D = 1 \text{ m}^2/\text{s}$



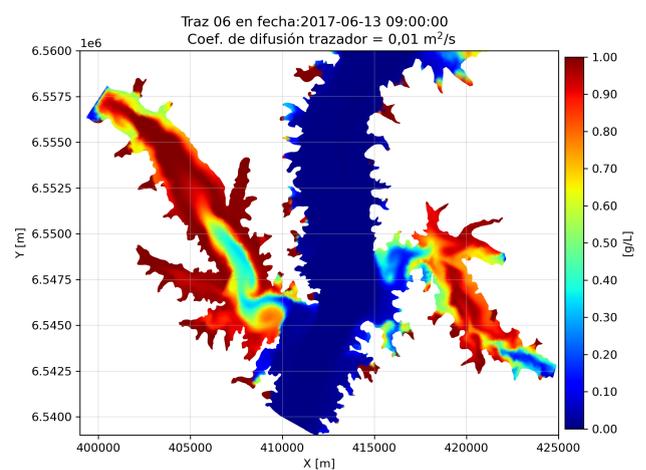
(c) Ensayo T01, $D = 1,0 \times 10^{-1} \text{ m}^2/\text{s}$



(d) Ensayo T06, $D = 1,0 \times 10^{-1} \text{ m}^2/\text{s}$.

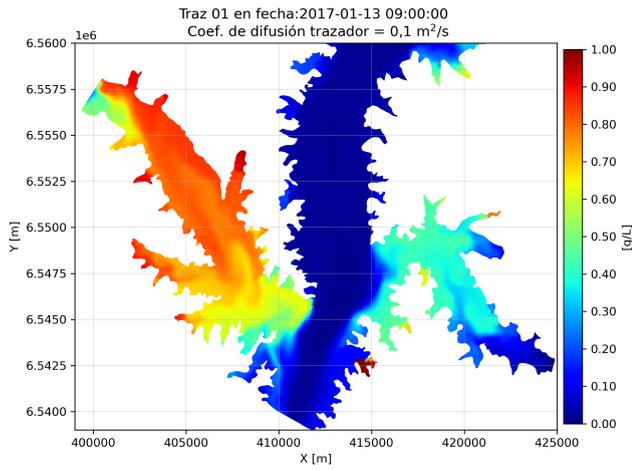


(e) Ensayo T01, $D = 1,0 \times 10^{-2} \text{ m}^2/\text{s}$

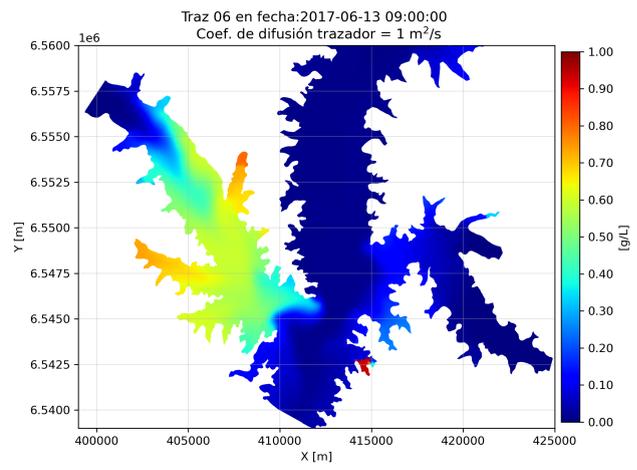


(f) Ensayo T06, $D = 1,0 \times 10^{-2} \text{ m}^2/\text{s}$.

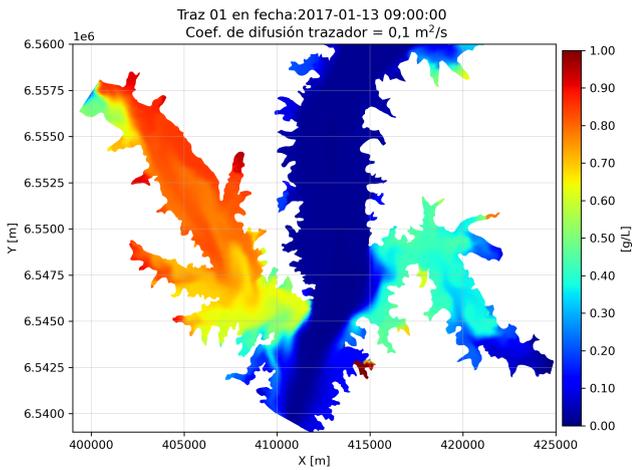
Figura 4.22: Comparación de campos instantáneos a 250 horas.



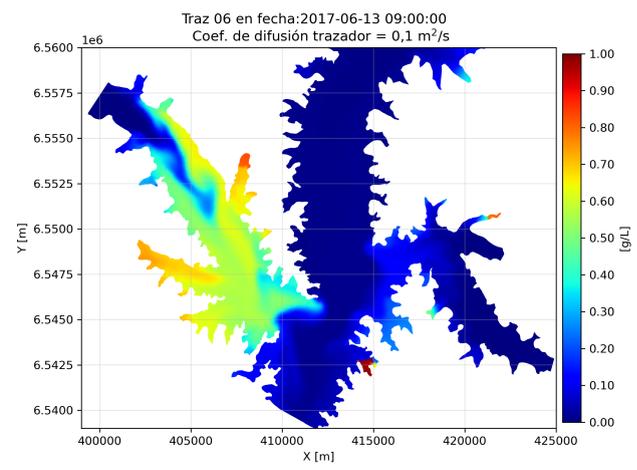
(a) Ensayo T01, $D = 1 \text{ m}^2/\text{s}$.



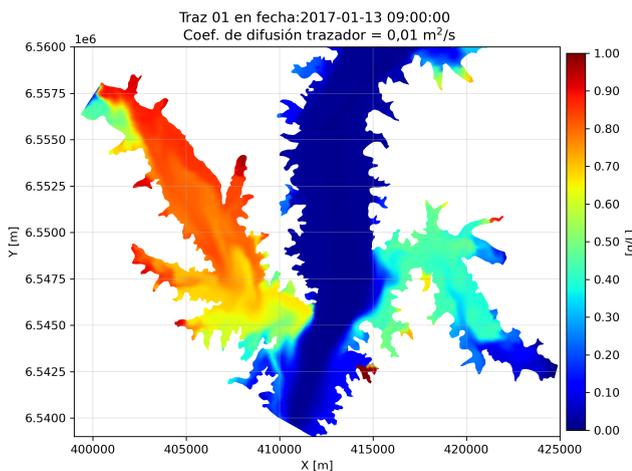
(b) Ensayo T06, $D = 1 \text{ m}^2/\text{s}$



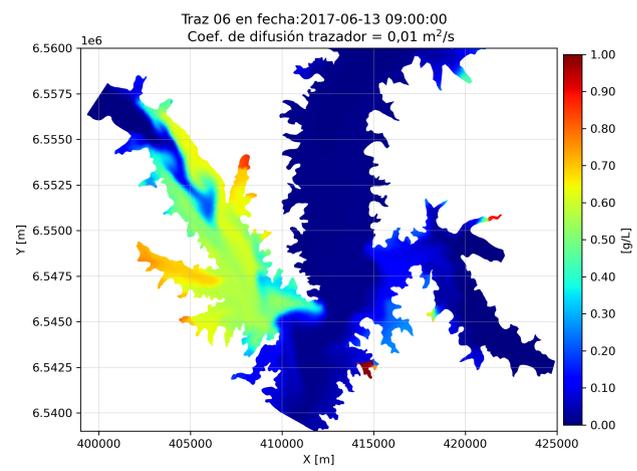
(c) Ensayo T01, $D = 1,0 \times 10^{-1} \text{ m}^2/\text{s}$



(d) Ensayo T06, $D = 1,0 \times 10^{-1} \text{ m}^2/\text{s}$.



(e) Ensayo T01, $D = 1,0 \times 10^{-2} \text{ m}^2/\text{s}$



(f) Ensayo T06, $D = 1,0 \times 10^{-2} \text{ m}^2/\text{s}$.

Figura 4.23: Comparación de campos instantáneos a 700 horas.

4.3.3. Influencia de parámetros y esquemas numéricos

Paso temporal

Se analiza la influencia de la discretización temporal utilizada, comparando los resultados del nivel de la superficie libre y la velocidad para el año 2017, considerando un coeficiente de influencia del viento $C_w = 2,0 \times 10^{-6}$ y un coeficiente de rugosidad de Manning $n = 0,020 \text{ s/m}^{1/3}$. Los resultados se presentan en forma de series temporales en la [Figura 4.24](#) y la [Figura 4.25](#).

Para el nivel de la superficie libre, en el punto de observación cercano a la represa, para caudales altos se producen las máximas diferencias entre las simulaciones, con valores cercanos a 1 m en términos absolutos. Para la velocidad, la diferencia alcanza valores cercanos a los 0,50 m/s en términos absolutos (50 % del valor máximo computado).

Para los demás puntos observados, las diferencias en el nivel de la superficie libre no superan los 30 cm y los 10 cm/s para la velocidad en términos absolutos, lo que representa para los puntos ubicados en los brazos del embalse hasta un 35 % respecto del valor máximo computado. Frente a las mismas capacidades de cómputo asignadas a las simulaciones, la configuración con paso temporal de 5 segundos presenta un tiempo de ejecución de 8 horas, mientras que la simulación con discretización temporal de 30 segundos presenta un tiempo de ejecución de 2,5 horas.

Esquemas numéricos

Para analizar la influencia de los esquemas numéricos, se considera el periodo simulado correspondiente al año 2017, con un coeficiente de rugosidad de Manning igual a $0,025 \text{ s/m}^{1/3}$ y un coeficiente de arrastre de viento igual a $1,25 \times 10^{-6}$, con un paso temporal de 5 segundos. La [Figura 4.26](#) presenta el campo de velocidades promedio para las distintas configuraciones de esquemas numéricos ensayados, y el campo residual representado por la diferencia entre el campo de velocidades promedio obtenido con el esquema 1 y el obtenido con el esquema 2.

En términos generales, se observa que el campo de velocidades promedio para el esquema 1 difiere significativamente de los campos obtenidos mediante los esquemas 2 a 4, que a su vez resultan muy similares entre sí.

Existen varias zonas a lo largo del cauce principal y en algunos brazos laterales en donde las diferencias del campo medio de velocidades entre el esquema 1 y el esquema 2 alcanzan valores superiores a 0,2 m/s. En este sentido, en el canal principal aguas abajo de la descarga del brazo Arapey, en el esquema 1 se obtienen velocidades de hasta 0,5 m/s, mientras que en los otros esquemas la velocidad se encuentra en el entorno de los 0,2 m/s. En el esquema 1 se observan zonas en el brazo Gualaguaycito con valores medios de velocidad que alcanzan los 0,20 m/s, mientras que en los otros esquemas numéricos se registran valores menores a 0,10 m/s.

En cuanto al transporte de trazadores pasivos, se constató que el esquema 1 introduce ciertas inestabilidades en la conservación de la masa del trazador en el dominio. Si bien estos resultados no se presentan en el documento, fueron observados durante las etapas de simulación y análisis.

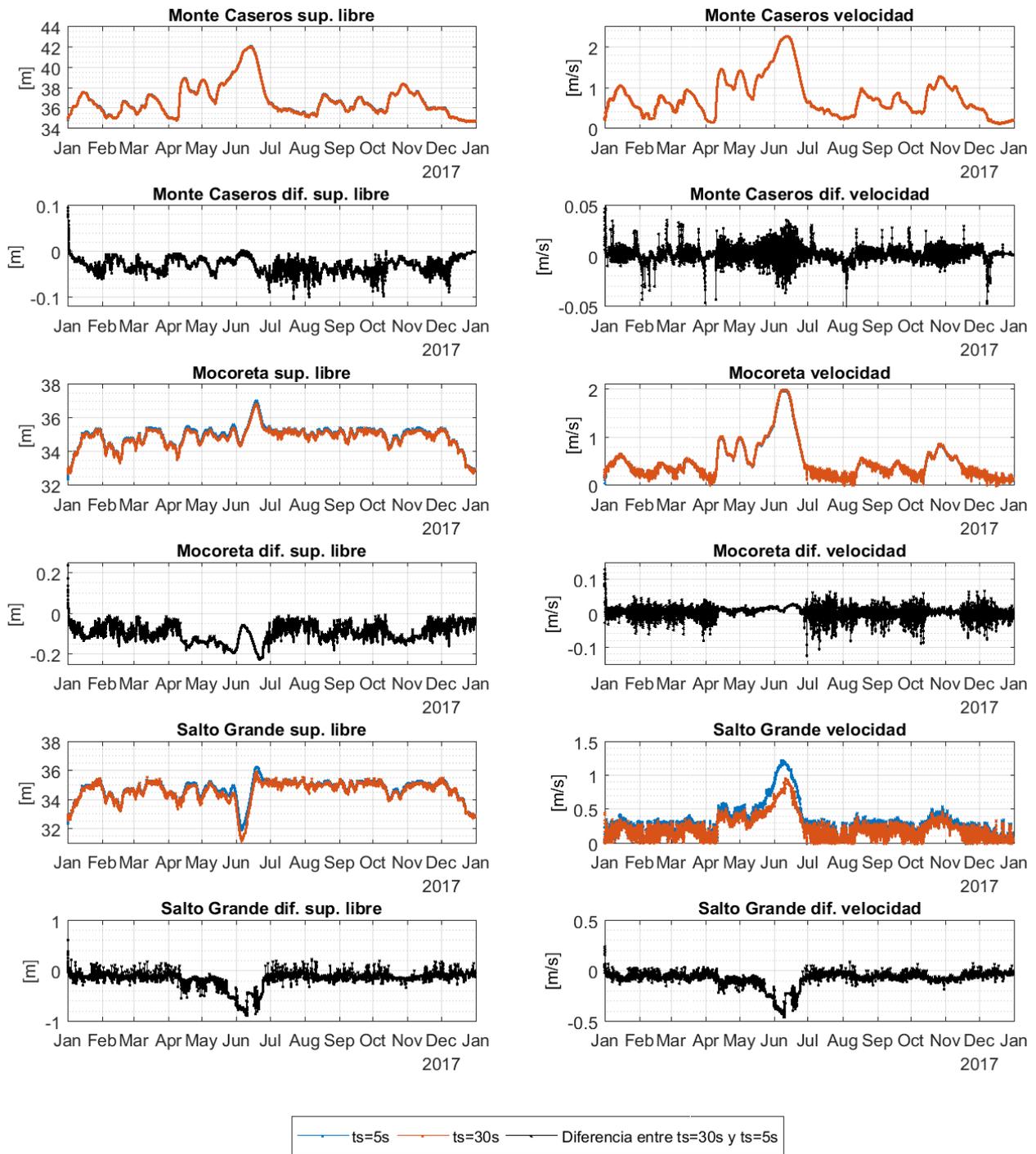


Figura 4.24: Comparación paso temporal periodo 2017 puntos en canal principal.

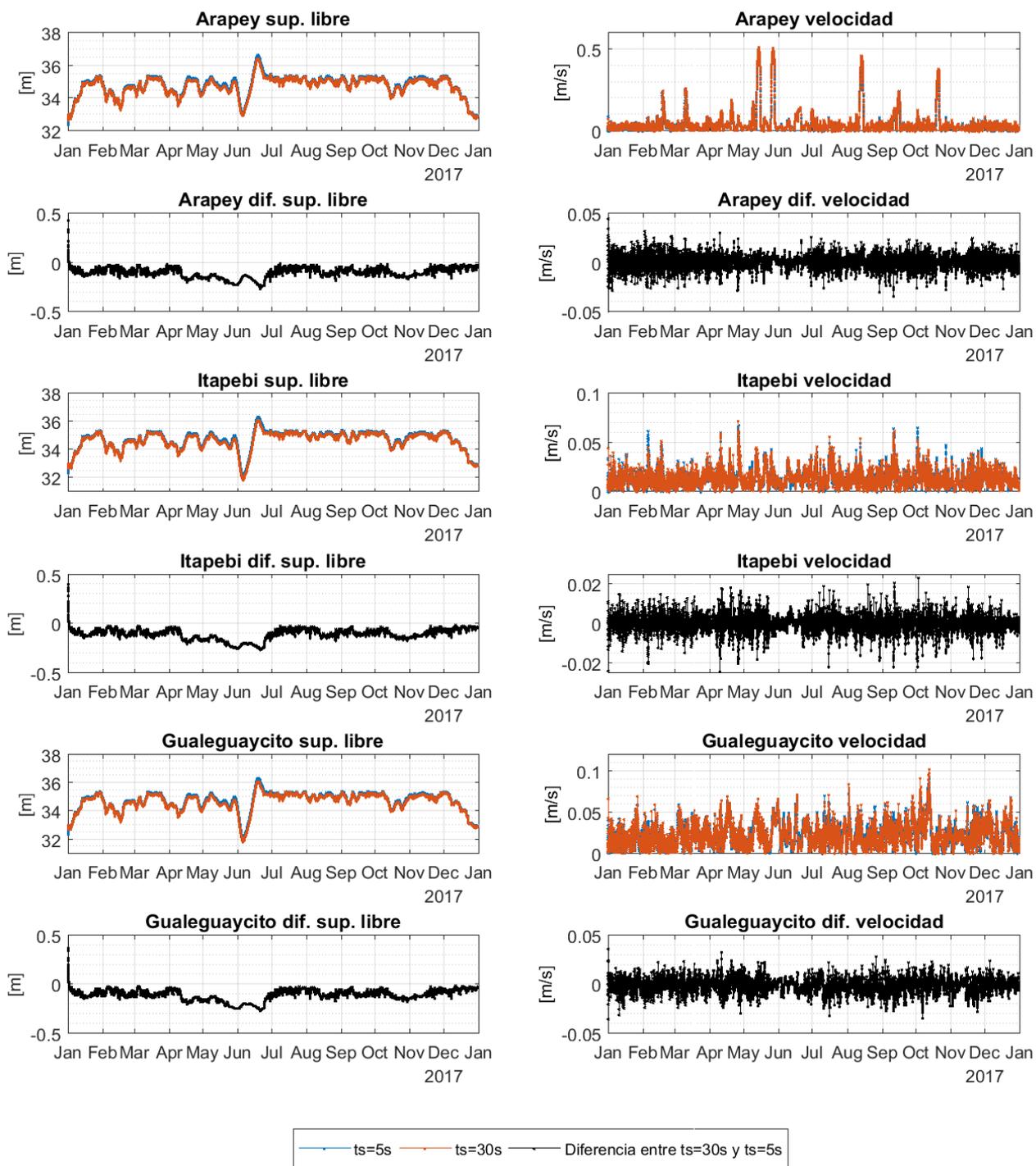


Figura 4.25: Comparación paso temporal periodo 2017 puntos en brazos laterales.

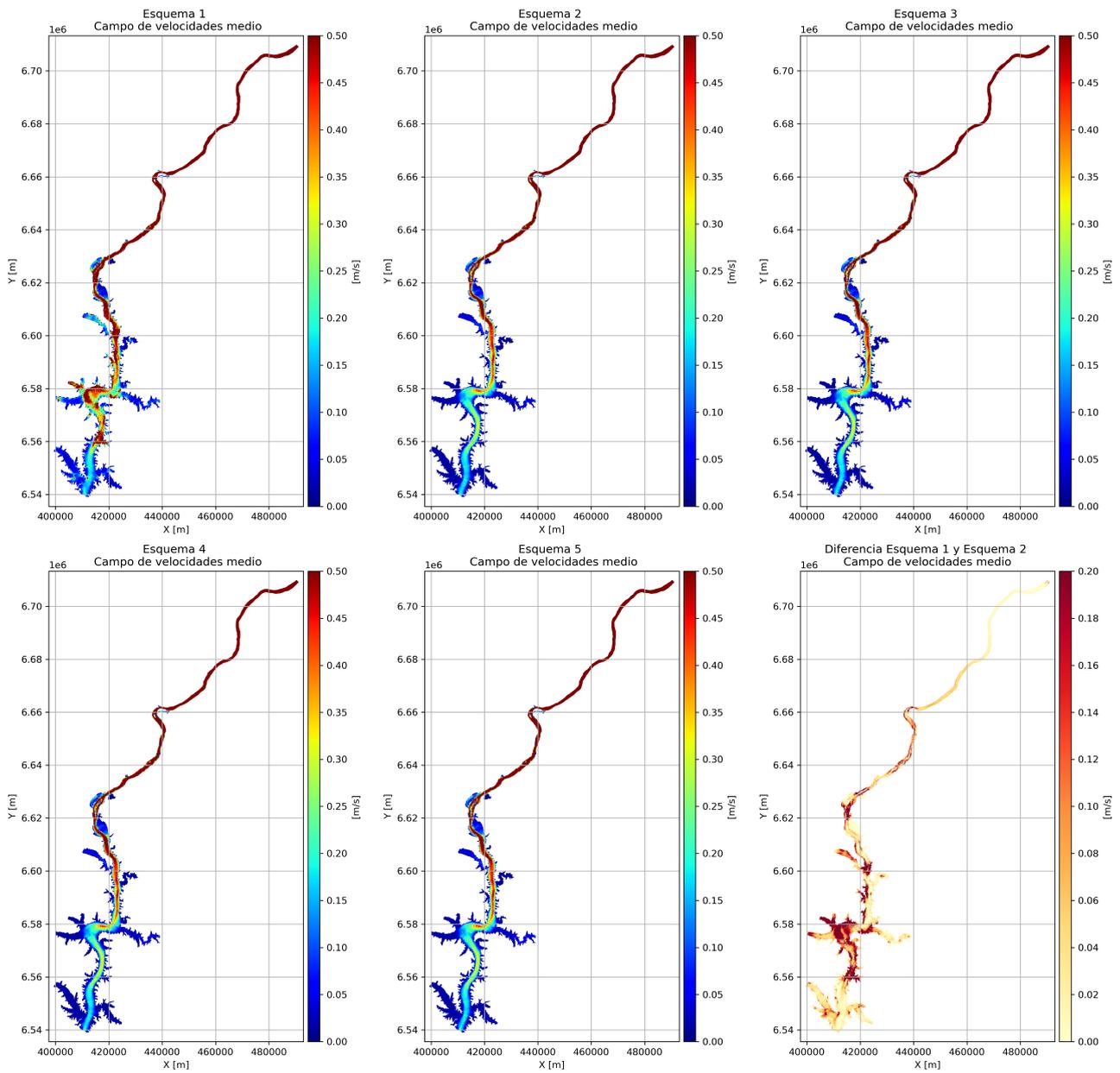


Figura 4.26: Campo de velocidades promedio para 2017, sensibilidad esquemas numéricos.

4.3.4. Resumen

Para el análisis de sensibilidad y convergencia del modelo, se realizaron diferentes ensayos respecto a las condiciones iniciales y de frontera, parámetros físicos, y parámetros y esquemas numéricos. A partir de este análisis, se identificó que las condiciones iniciales de las simulaciones presentan baja sensibilidad respecto a los resultados obtenidos. El modelo, en cambio, es sensible a la condición de frontera tipo Thompson, ya que recalcula los valores de caudal y nivel impuestos en la condición de frontera abierta de salida, siendo el caudal de salida el más influenciado.

En cuanto a los parámetros físicos, el coeficiente de rugosidad de Manning tiene una mayor influencia en los caudales altos en las zonas del canal principal en comparación con las zonas de los brazos laterales. El efecto del viento presenta poca sensibilidad en el canal principal, pero tiene una influencia significativa en los brazos laterales, con heterogeneidades espaciales y patrones de circulación marcados. El modelo de turbulencia mostró poca sensibilidad en los resultados observados para el nivel de la superficie libre y la velocidad en canal principal, y mayor sensibilidad en los brazos laterales. Por otro lado, el coeficiente de difusión de trazadores también muestra una mayor sensibilidad en los brazos laterales, donde las heterogeneidades espaciales se hacen más notorias.

En cuanto a los parámetros numéricos, el paso temporal presenta alta sensibilidad en los resultados obtenidos. Respecto a los esquemas numéricos, la elección del método de advección para la velocidad, en conjunto con el método de resolución de las ecuaciones primitivas, es determinante para el cálculo de la velocidad, mostrando gran sensibilidad al observar el campo medio de velocidades en todo el dominio. Además la elección de los esquemas numéricos tienen impacto en la conservación de la masa del trazador en el dominio.

De los resultados obtenidos, para calibrar y verificar el modelo hidrodinámico y de transporte de sustancias, se toman las siguientes consideraciones: condición de borde tipo Thompson con caudal y nivel impuesto en el borde abierto Represa, esquema numérico número 4, un paso temporal de 5 segundos, el modelo 1 como esquema de cierre de turbulencia. Los parámetros de calibración y verificación serán el coeficiente de rugosidad de Manning n y el coeficiente de influencia de viento C_w .

4.4. Calibración y verificación

En este estudio se adoptará lo que se conoce como “calibración blanda”. Esta elección se justifica por la ausencia de datos de velocidad, lo que impide considerar ambas variables hidrodinámicas relevantes. En consecuencia, la calibración y verificación se realizarán exclusivamente en función de los niveles, utilizando como parámetros el coeficiente de rugosidad de Manning (n) y el coeficiente de influencia del viento (C_w).

4.4.1. Ventanas temporales

Para calibrar y verificar el modelo hidrodinámico, se definieron tres ventanas temporales con la mayor disponibilidad de datos sobre el nivel de la superficie libre, caudal y viento. A continuación, de la Figura 4.27 a la Figura 4.29 se presentan las series temporales correspondientes, que incluyen niveles medidos, caudales entrantes, caudal erogado por la represa, aporte hidrológico y la suma de los caudales entrantes.

La Ventana 1, utilizada como periodo de verificación, abarca un periodo de 5 meses aproximadamente, desde el 28 de febrero de 2018 hasta el 20 de julio de 2018. En este intervalo temporal, el caudal de aporte varía en $1.830 \text{ m}^3/\text{s}$ y un máximo de $10.580 \text{ m}^3/\text{s}$. Acompañado al máximo caudal de aporte, se registra un máximo de caudal erogado de $12.500 \text{ m}^3/\text{s}$. El nivel de la represa varía entre un mínimo de $31,24 \text{ m}$ y un máximo de $35,45 \text{ m}$. En la estación Monte Caseros, el nivel fluctúa entre un mínimo de $34,19 \text{ m}$ y un máximo de $36,77 \text{ m}$.

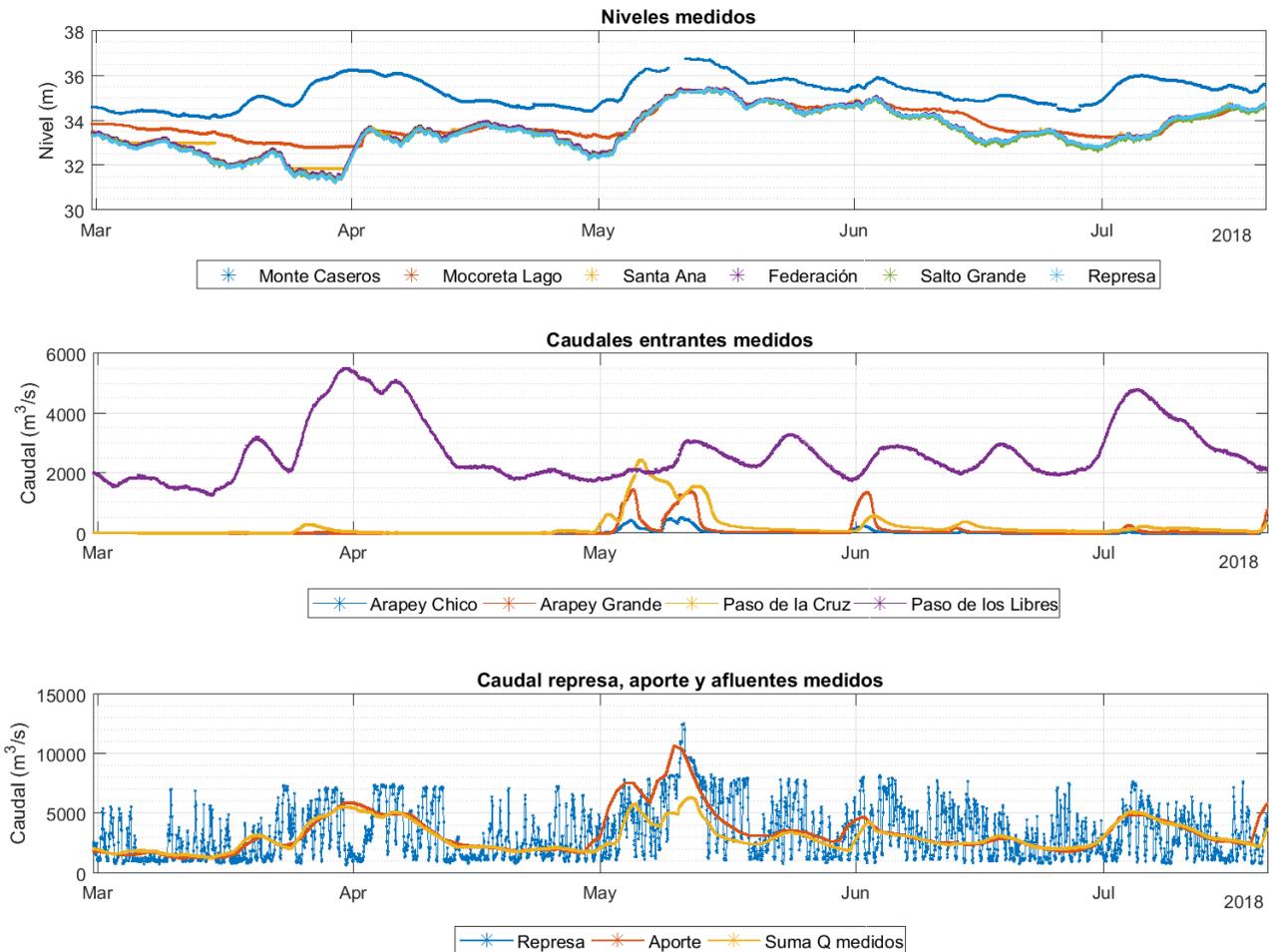


Figura 4.27: Ventana 1 - Niveles y caudales medidos.

La Ventana 2, utilizada como periodo de calibración, abarca aproximadamente 15 meses, desde el 10 de enero de 2019 hasta el 3 de abril de 2020. Durante este intervalo, el caudal de aporte varía desde un mínimo de $520 \text{ m}^3/\text{s}$ hasta un máximo de $27.550 \text{ m}^3/\text{s}$, coincidiendo con

un pico de caudal erogado por la represa de $25.500 \text{ m}^3/\text{s}$. El nivel en la represa fluctúa entre un mínimo de 31,40 m y un máximo de 36,48 m. En la estación Monte Caseros, el nivel varía entre un mínimo de 33,87 m y un máximo de 41,62 m. Durante este periodo, se destacan al menos tres eventos de crecidas donde el caudal supera los $10.000 \text{ m}^3/\text{s}$ y otros tres que superan los $5.000 \text{ m}^3/\text{s}$.

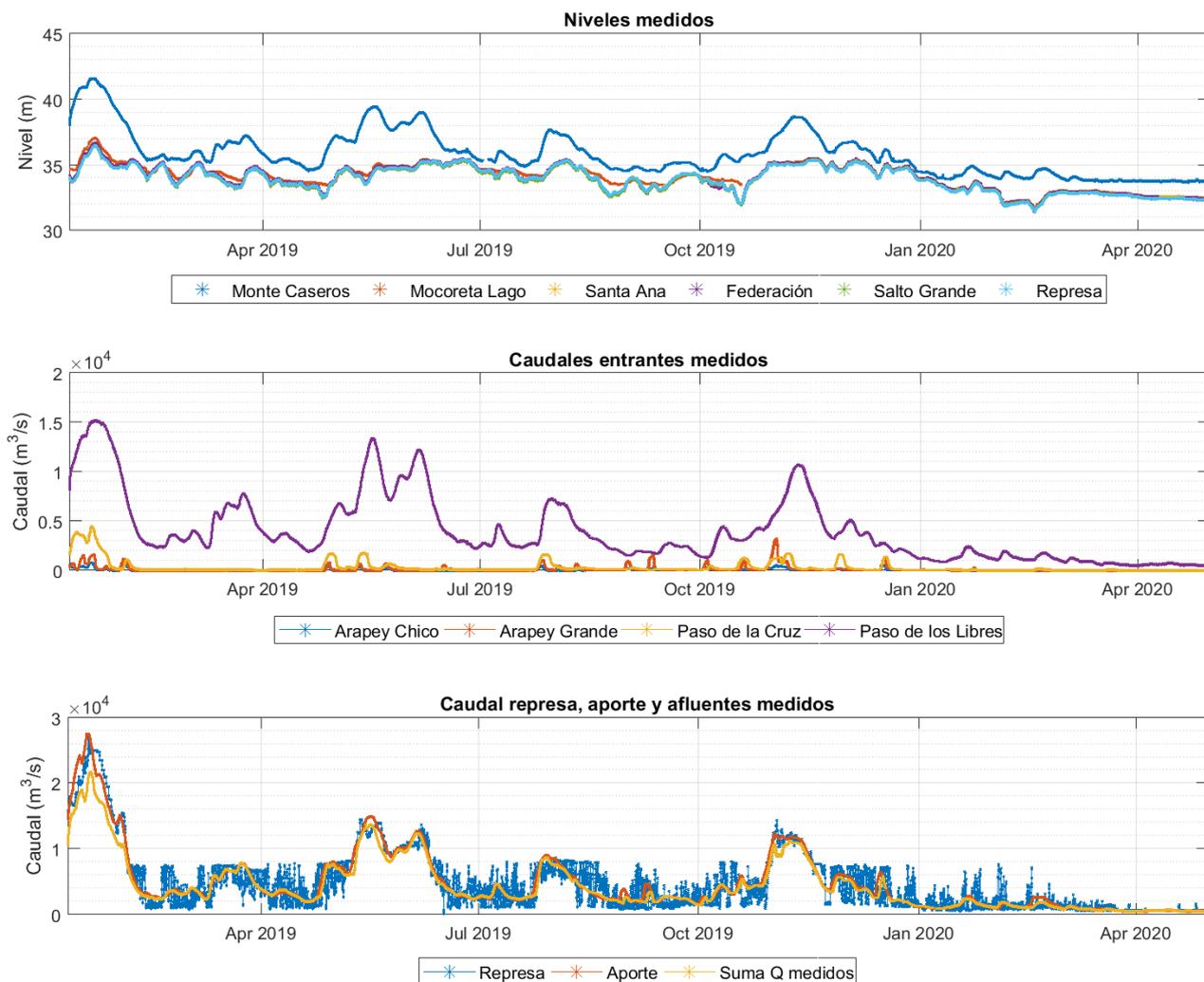


Figura 4.28: Ventana 2 - Niveles y caudales medidos.

La Ventana 3, utilizada como periodo de verificación, abarca aproximadamente 5 meses, desde el 27 de mayo de 2020 hasta el 21 de octubre de 2020. Durante este intervalo, el caudal de aporte varía entre un mínimo de $1.360 \text{ m}^3/\text{s}$ y un máximo de $11.660 \text{ m}^3/\text{s}$, con un pico de caudal erogado por la represa de $11.600 \text{ m}^3/\text{s}$. Se destacan al menos dos eventos de crecidas donde el caudal supera o alcanza los $10.000 \text{ m}^3/\text{s}$. El nivel en la represa fluctúa entre un mínimo de 32,80 m y un máximo de 35,44 m, mientras que en la estación Monte Caseros varía entre 34,23 m y 38,53 m.

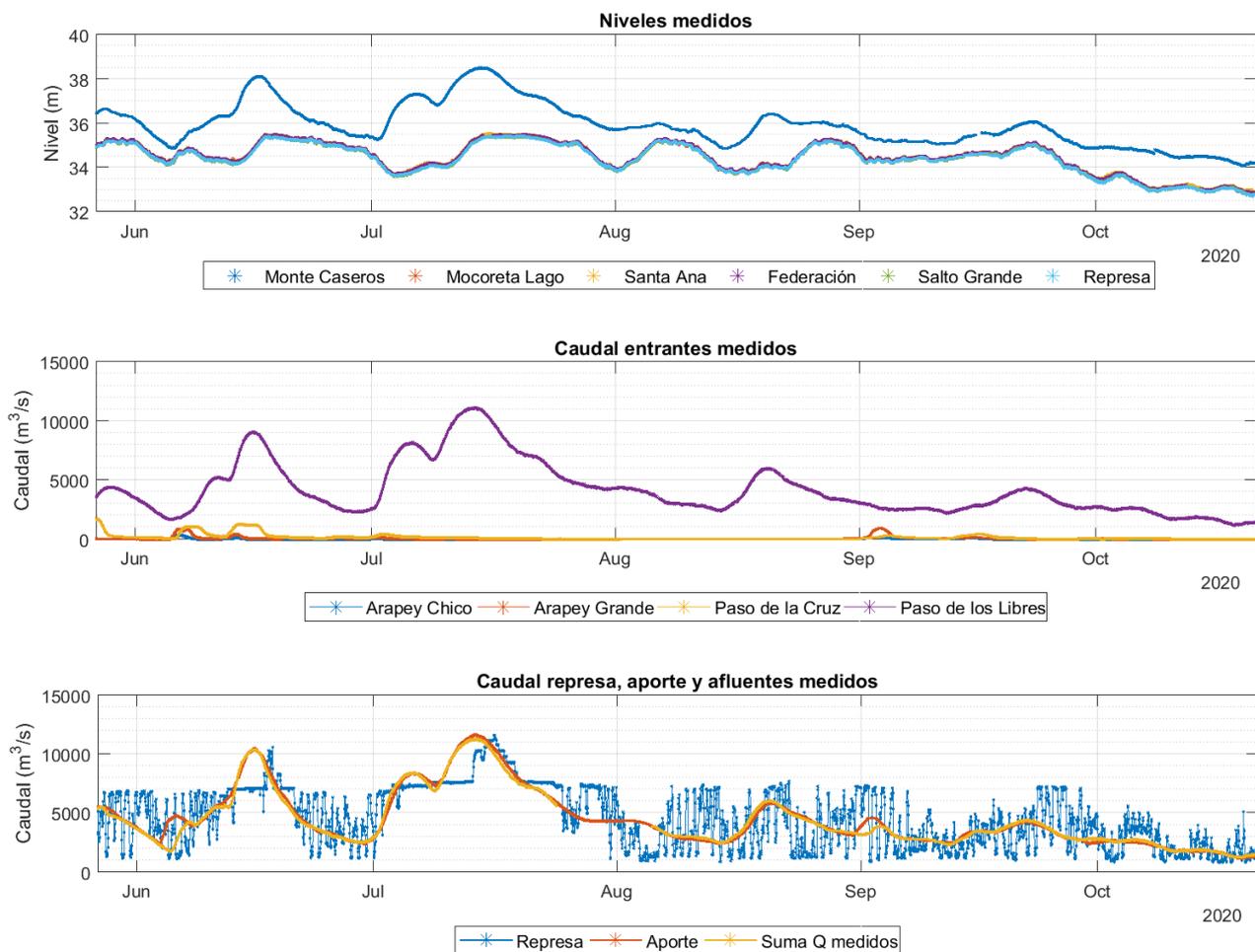


Figura 4.29: Ventana 3 - Niveles y caudales medidos.

4.4.2. Métricas utilizadas

El modelo se calibra en función de los datos de elevación de la superficie libre, utilizando el sesgo (BIAS), el error absoluto medio (MAE) y el error cuadrático medio (RMSE).

El sesgo (BIAS) de una muestra se calcula como el promedio de la diferencia entre los datos observados y los datos simulados, según la ecuación 4.11:

$$BIAS = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (O_i - S_i) \quad (4.11)$$

El error absoluto medio (MAE) se calcula como la suma de los errores absolutos entre el valor observado (O_i) y el valor simulado (S_i), dividida por el tamaño de la muestra (n), según la ecuación 4.12:

$$MAE = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n |O_i - S_i| \quad (4.12)$$

El error cuadrático medio (RMSE) de una muestra se define como la media cuadrática de las diferencias entre los valores observados y los simulados, según la ecuación 4.13:

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (O_i - S_i)^2} \quad (4.13)$$

Mientras que el BIAS se centra en la dirección y consistencia de las desviaciones, el MAE se enfoca en su magnitud, y el RMSE es más sensible a las diferencias más grandes. Un sesgo positivo indica que el modelo tiende a sobreestimar, mientras que un sesgo negativo sugiere subestimación.

4.4.3. Resultados

La [Tabla 4.3](#) presenta de forma general los intervalos de variación de las métricas para las distintas estaciones, considerando las ventanas de calibración y verificación, y todas las combinaciones de n y C_w .

Tabla 4.3: Resultados generales de métricas seleccionadas.

Estación	BIAS	MAE	RMSE
Salto Grande	-3,93 cm a -1,46 cm	4,47 cm a 6,16 cm	5,29 cm a 7,78 cm
Federación	-12,23 cm a -9,58 cm	9,85 cm a 13,28 cm	11,29 cm a 14,56 cm
Santa Ana	-13,07 cm a -6,65 cm	8,03 cm a 13,07 cm	9,42 cm a 13,45 cm
Mocoreta Lago	-32,24 cm a 4,85 cm	3,86 cm a 37,12 cm	4,75 cm a 52,27 cm
Monte Caseros	-32,20 cm a 56,81 cm	8,78 cm a 56,81 cm	12,21 cm a 60,49 cm

El procedimiento de evaluación del modelo no se limitó al esquema convencional de calibración y verificación, que típicamente considera un período para el ajuste de parámetros y otro para la validación independiente. En su lugar, para las tres ventanas temporales representativas, se calcularon todas las métricas de desempeño. Este enfoque permitió evaluar la robustez del modelo bajo un rango más amplio de condiciones hidrodinámicas y forzantes externas, identificando variaciones estacionales y eventos particulares que no quedarían reflejados en un análisis clásico de dos etapas. Si bien este procedimiento excede lo habitual, ofrece una visión más completa de la capacidad predictiva del modelo y de su consistencia temporal, lo que resulta particularmente relevante en sistemas complejos como grandes embalses. En el [Apéndice E](#), se presentan de forma tabulada los resultados obtenidos de las métricas para cada estación, utilizando una escala de colores que va del rojo al verde, donde el rojo representa los peores desempeños y el verde los mejores. Los resultados se muestran agrupando el valor de n y variando los valores de C_w y viceversa.

Los resultados de las métricas BIAS, MAE y RMSE, muestran diferencias apreciables entre las estaciones. En este sentido, Salto Grande tiene los valores más bajos de BIAS, MAE y RMSE, indicando un mejor ajuste entre los datos simulados y observados. En cambio, Federación y Santa Ana presentan BIAS más negativos, lo que sugiere una mayor subestimación en las predicciones. Por otro lado, Mocoqueta Lago y Monte Caseros exhiben los valores más altos, reflejando mayor discrepancia entre datos simulados y observados.

Se destaca que para valores de $n = 0,025 \text{ s/m}^{1/3}$ y $C_w = 1,25 \times 10^{-6}$ resultan beneficioso la precisión del modelo en ciertas estaciones, como Salto Grande, Santa Ana y Mocoqueta Lago. Esta elección se basa en los resultados que indican que, con estos valores, los errores de BIAS, MAE y RMSE son más cercanos a cero durante los periodos de calibración y verificación, sugiriendo una mejor alineación entre los datos observados y los simulados. Por otro lado, valores como $n = 0,030 \text{ s/m}^{1/3}$ y $C_w = 2,0 \times 10^{-6}$ podrían también ser considerados, especialmente en estaciones como Federación y Monte Caseros.

Finalmente, se utilizan como parámetros de ajuste los valores $n = 0,025 \text{ s/m}^{1/3}$ y $C_w = 1,25 \times 10^{-6}$. De la [Figura 4.30](#) a la [Figura 4.34](#) se presentan los niveles observados y modelados para valores de ajuste seleccionados, para las estaciones Monte Caseros, Mocoqueta Lago, Federación, Santa Ana y Salto Grande, respectivamente.

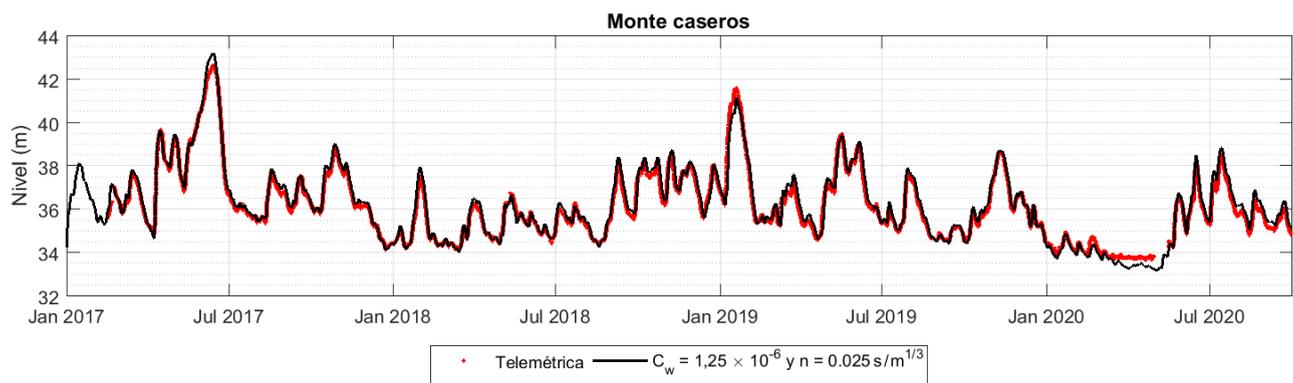


Figura 4.30: Monte Caseros, niveles modelados $n = 0,025 \text{ s/m}^{1/3}$ y $C_w = 1,25 \times 10^{-6}$.

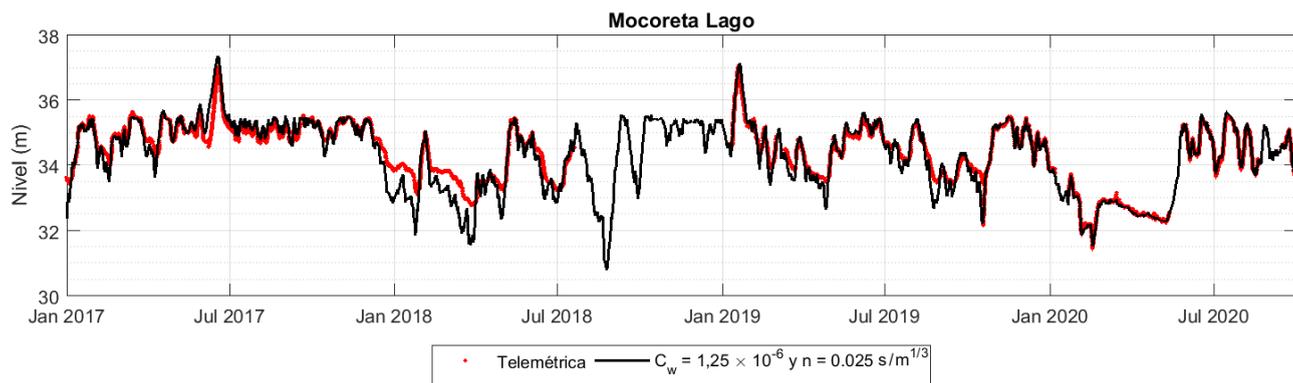


Figura 4.31: Mocoqueta Lago, niveles modelados $n = 0,025 \text{ s/m}^{1/3}$ y $C_w = 1,25 \times 10^{-6}$.

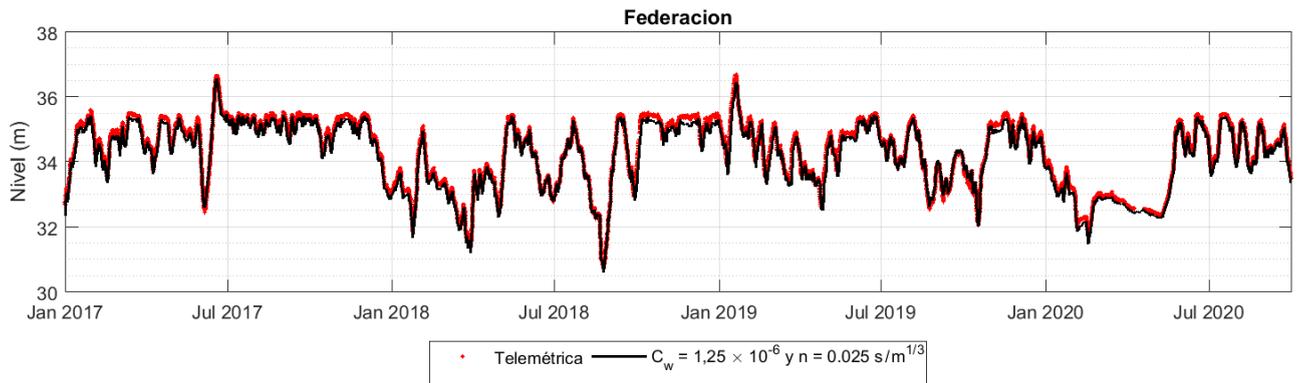


Figura 4.32: Federación, niveles modelados $n = 0,025 \text{ s/m}^{1/3}$ y $C_w = 1,25 \times 10^{-6}$.

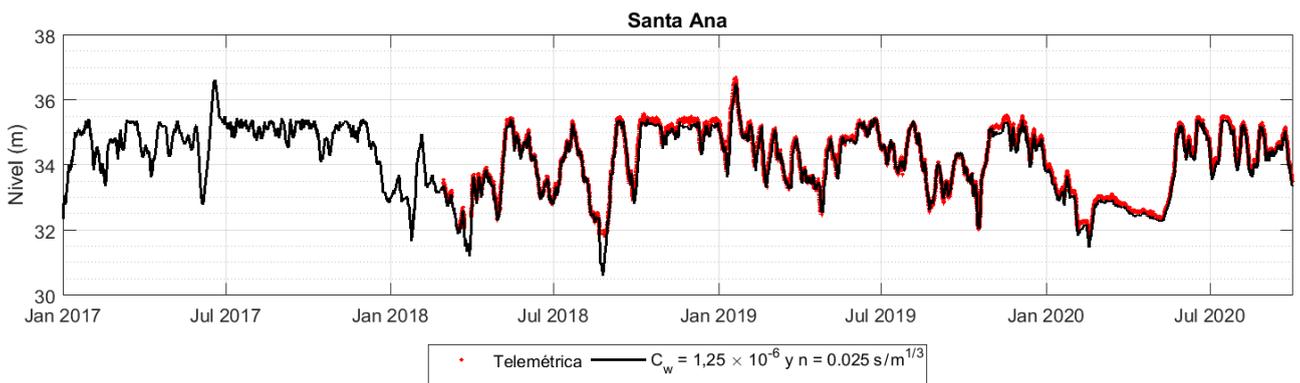


Figura 4.33: Santa Ana, niveles modelados $n = 0,025 \text{ s/m}^{1/3}$ y $C_w = 1,25 \times 10^{-6}$.

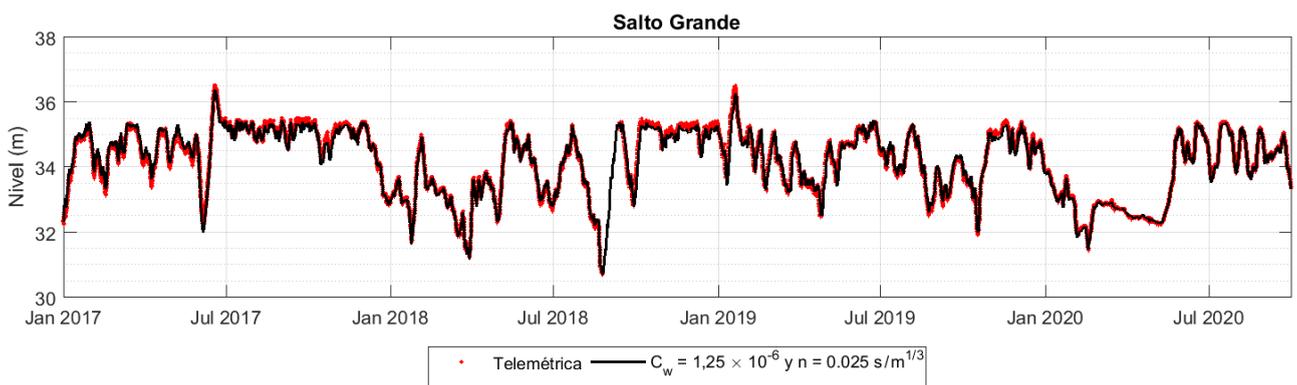


Figura 4.34: Salto Grande, niveles modelados para valores $n = 0,025 \text{ s/m}^{1/3}$ y $C_w = 1,25 \times 10^{-6}$.

La evaluación de la calidad de las simulaciones no se basó únicamente en métricas estadísticas con umbrales fijos, sino que también incorporó un criterio subjetivo de satisfacción. Si bien existen marcos objetivos para la calibración y validación en la literatura (por ejemplo, [Matte et al. \(2017\)](#); [Williams and Esteves \(2017\)](#)), estos han sido desarrollados para sistemas distintos a embalses de generación hidroeléctrica. Por ello, se optó por criterios más flexibles y adaptados al caso de estudio.

Capítulo 5

Descripción hidrodinámica modelo SG-T2D

En este capítulo se presenta una descripción hidrodinámica del embalse con modelo SG-T2D, utilizando los parámetros físicos de calibración $n = 0,025 \text{ s/m}^{1/3}$ y $C_w = 1,25 \times 10^{-6}$. El análisis abarca el período comprendido entre el 5 de enero de 2017 y el 1 de octubre de 2020, y los forzantes utilizados se presentan en la [Figura 5.1](#).

Para caracterizar la hidrodinámica, se observan los campos espaciales de velocidad y profundidad de la columna de agua. Se incluyen diagramas estadísticos que muestran la distribución de las variables en puntos de secciones longitudinales y transversales del canal principal y del brazo Gualeguaycito. Además, se analiza el campo medio de velocidades en períodos temporales con forzantes reales, y en escenarios estacionarios con distintos forzantes.

5.1. Campos de profundidad y velocidad

La [Figura 5.2](#) presenta el campo medio del módulo de la velocidad para todo el dominio computacional para el periodo 5 de enero de 2017 y el 1 de octubre de 2020, mientras que la [Figura 5.3](#) presenta el campo del coeficiente de variación para el módulo de la velocidad. Para las escalas de visualización, la velocidad se presenta en una escala logarítmica que abarca desde 0,10 cm/s hasta 2,5 m/s, mientras que el coeficiente se muestra en el intervalo 0,00 a 4,00.

La [Figura 5.4](#) presenta el campo medio de la profundidad de la columna de agua para todo el dominio computacional y el mismo periodo temporal, mientras que la [Figura 5.5](#) presenta el campo del coeficiente de variación. Las escalas de visualización seleccionadas son de 0,00 m a 35,00 m para la profundidad y de 0,00 a 1,00 para el coeficiente de variación.

De forma complementaria, en el [Apéndice F](#) se presentan los campos espaciales de la magnitud de la velocidad y la profundidad de la columna de agua, para todo el dominio computacional, asociados a los percentiles 10, 25, 50, 75 y 90.

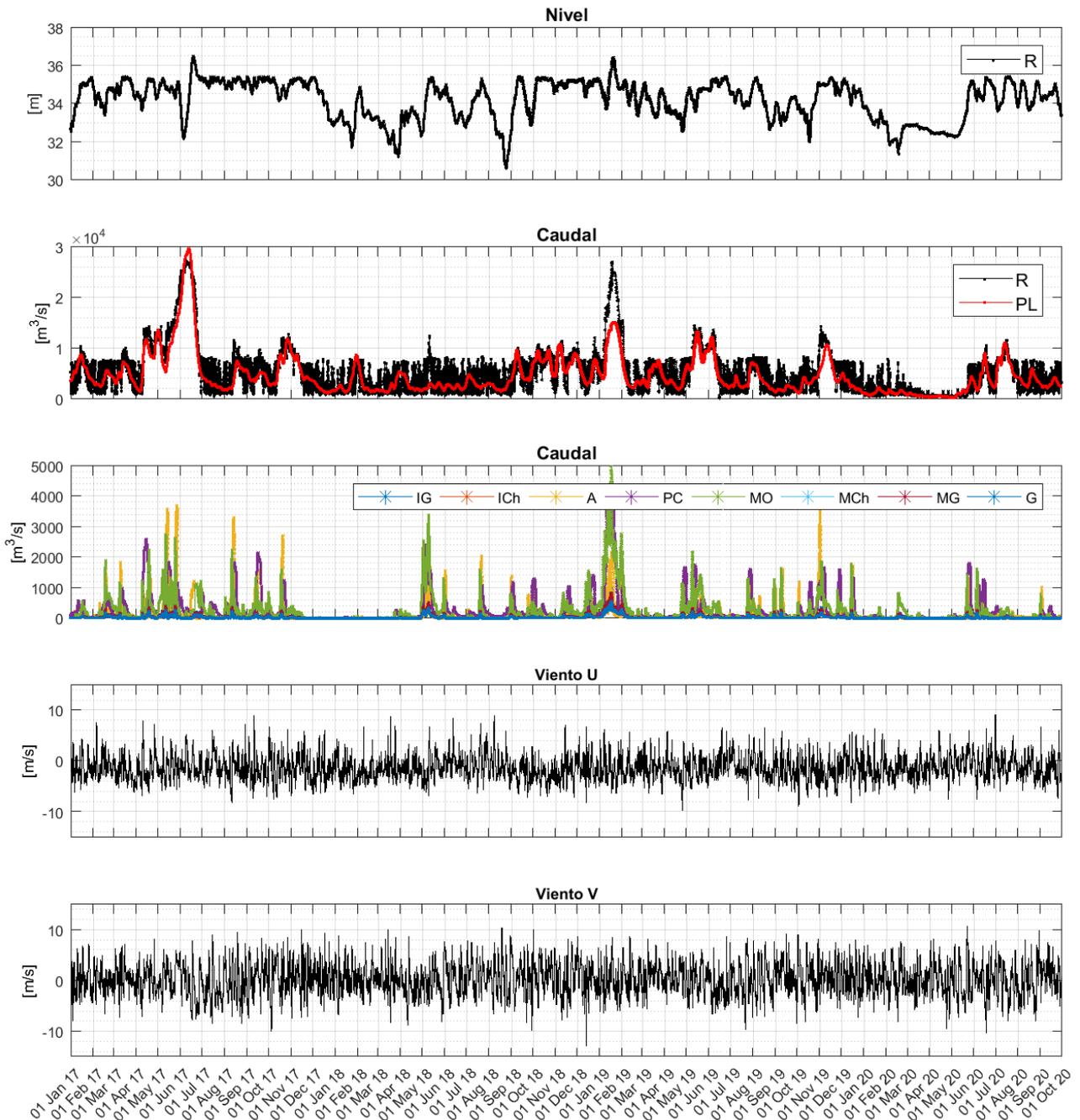


Figura 5.1: Forzantes para el período 1 de enero de 2017 hasta 1 de octubre de 2020.

En el canal principal, el percentil 10 del módulo de la velocidad varía entre 5 cm/s y 0,30 m/s, mientras que el percentil 90 varía entre 20 cm/s a 2,5 m/s. En los brazos del embalse, los valores de velocidad son considerablemente más bajos, el percentil 10 oscila entre 0,10 cm/s y 2 cm/s, mientras que el percentil 90 varía entre 0,10 cm/s y 0,3 m/s. Es relevante observar que los patrones de circulación muestran mayores intensidades cerca de la costa y en zonas centrales de los brazos, alternando con zonas de menor intensidad.

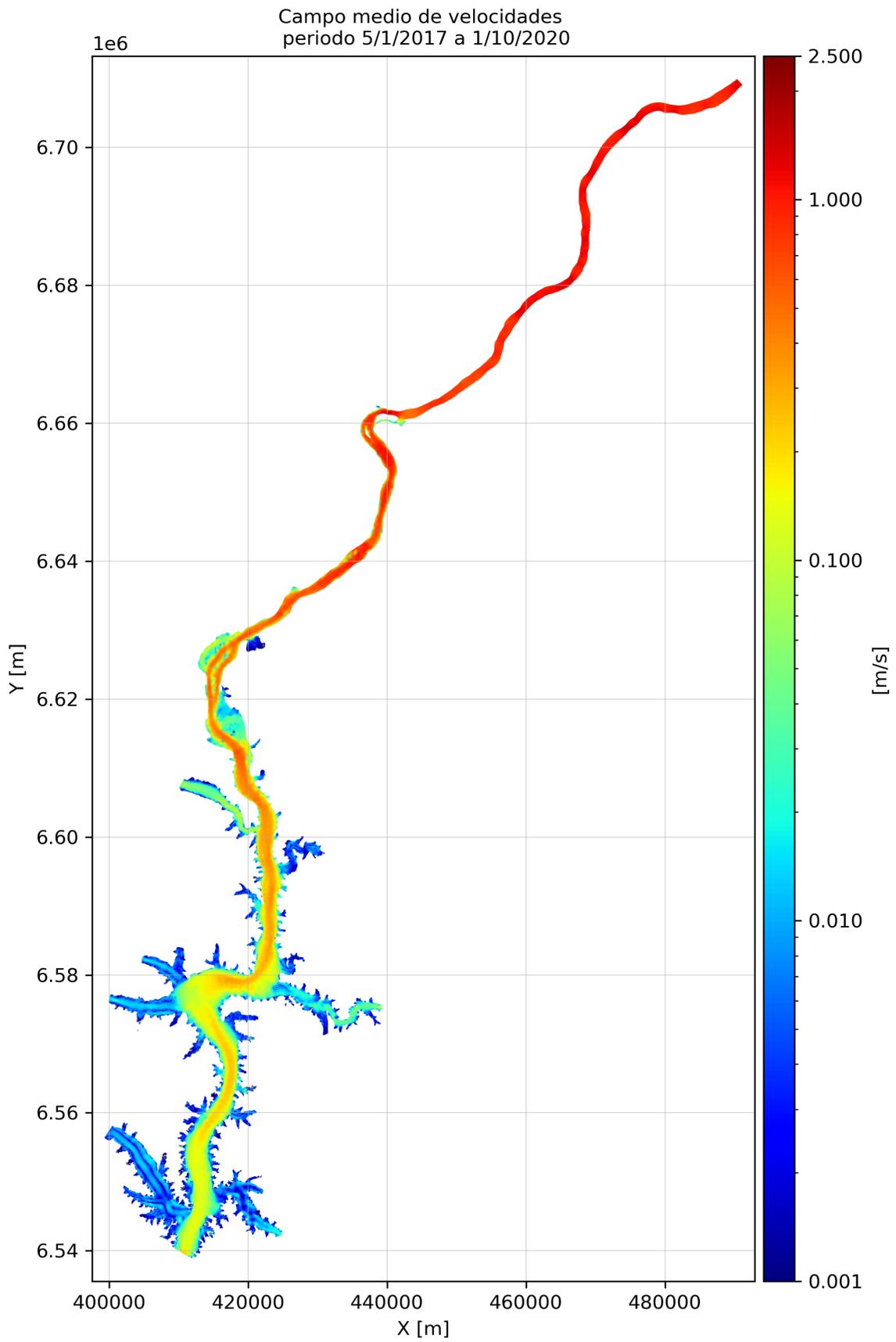


Figura 5.2: Campo medio módulo velocidad, periodo 5/1/2017 a 1/10/2020.

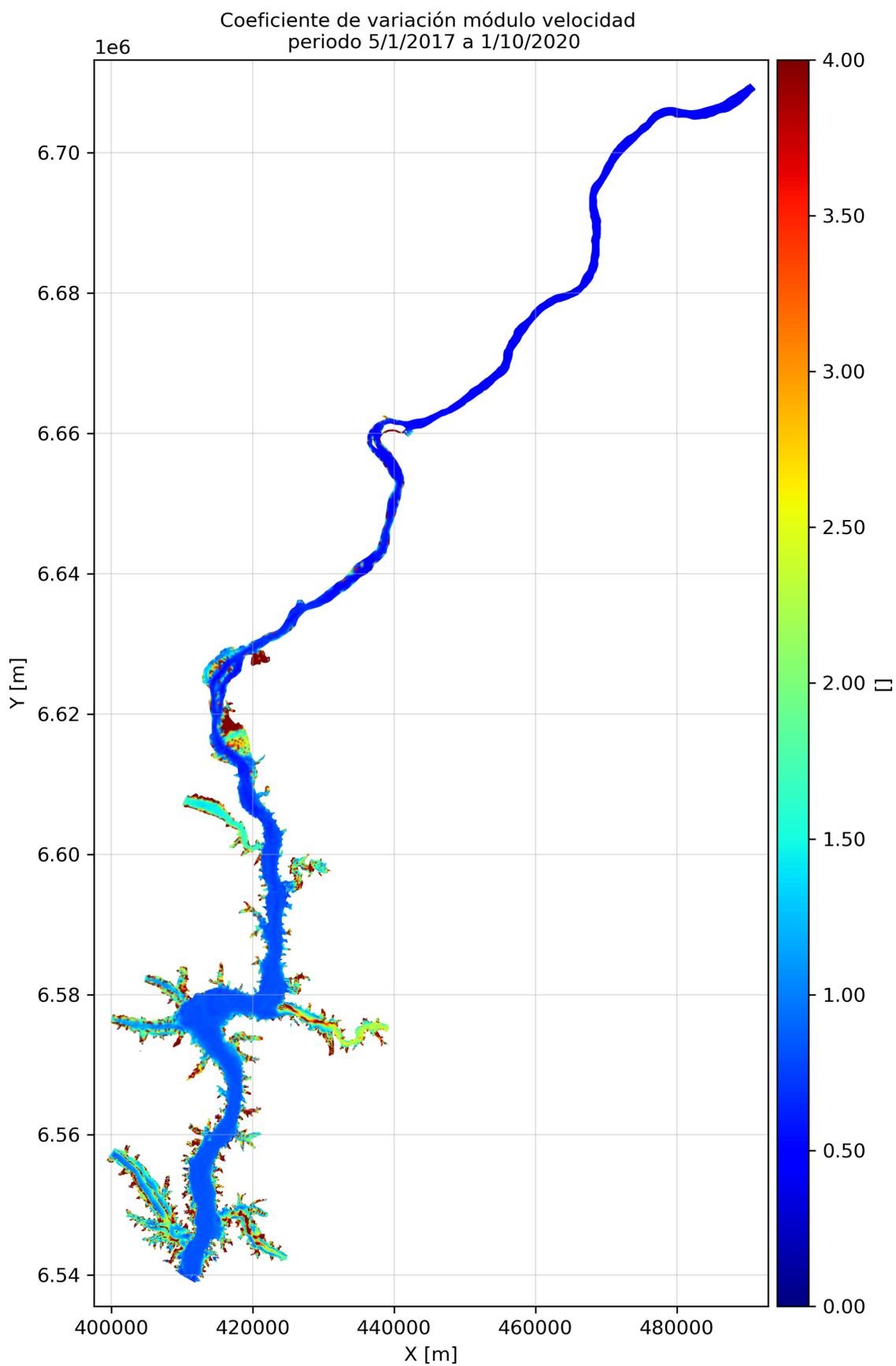


Figura 5.3: Campo CV módulo velocidad, periodo 5/1/2017 a 1/10/2020.

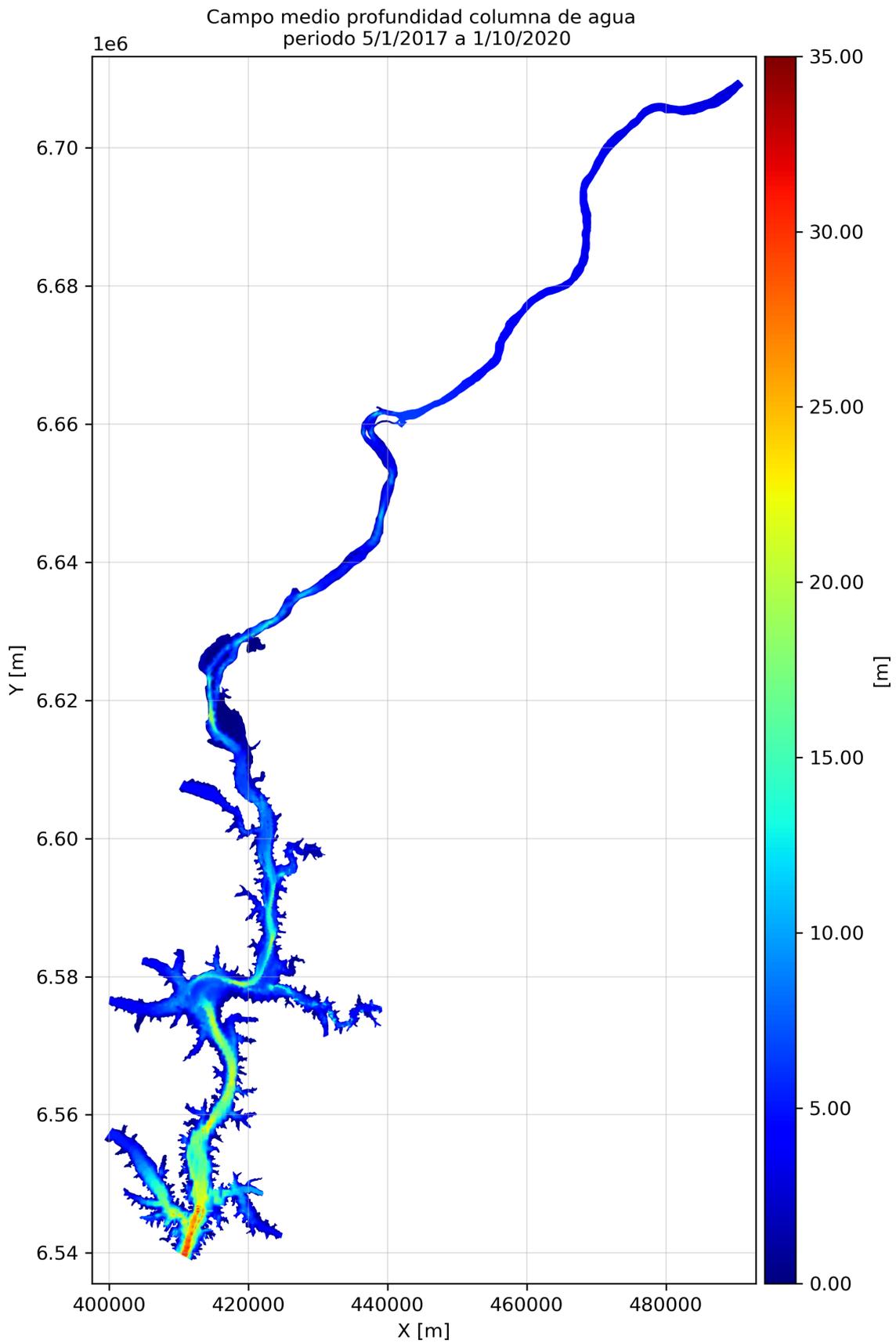


Figura 5.4: Campo medio profundidad columna de agua, periodo 5/1/2017 a 1/10/2020.

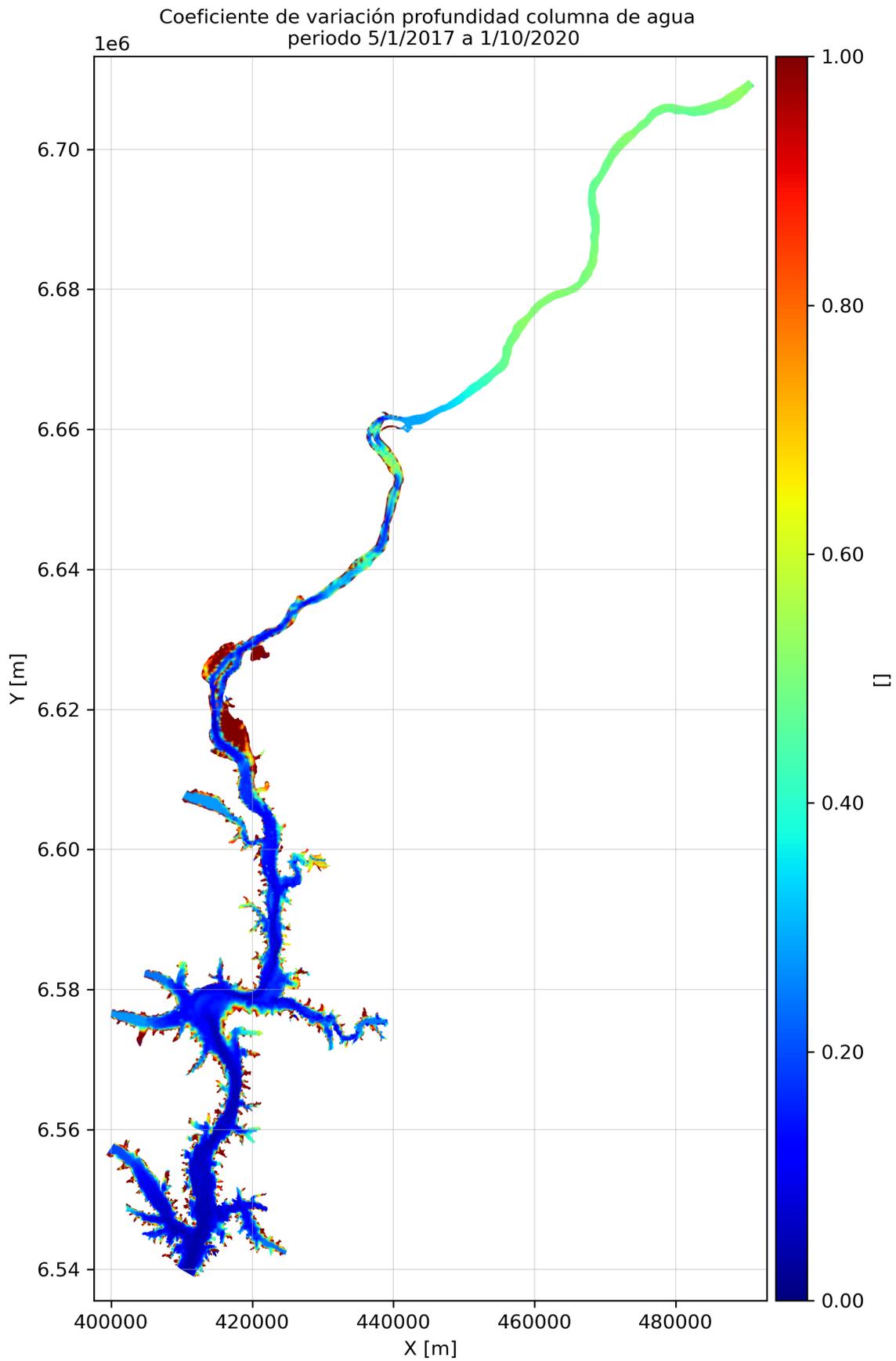


Figura 5.5: Campo CV profundidad columna de agua, periodo 5/1/2017 a 1/10/2020.

5.2. Diagramas estadísticos de profundidad y velocidad

En esta sección se presenta la distribución de la profundidad de la columna de agua y la magnitud de la velocidad, representadas mediante gráficos de caja, así como la dirección de la velocidad, que se ilustra en un gráfico tipo violín. Estas representaciones se realizan para puntos seleccionados en el eje y en las secciones transversales del canal principal y del brazo Gualeguaycito, indicando los puntos y las secciones consideradas en la [Figura 5.6](#) y [Figura 5.7](#).

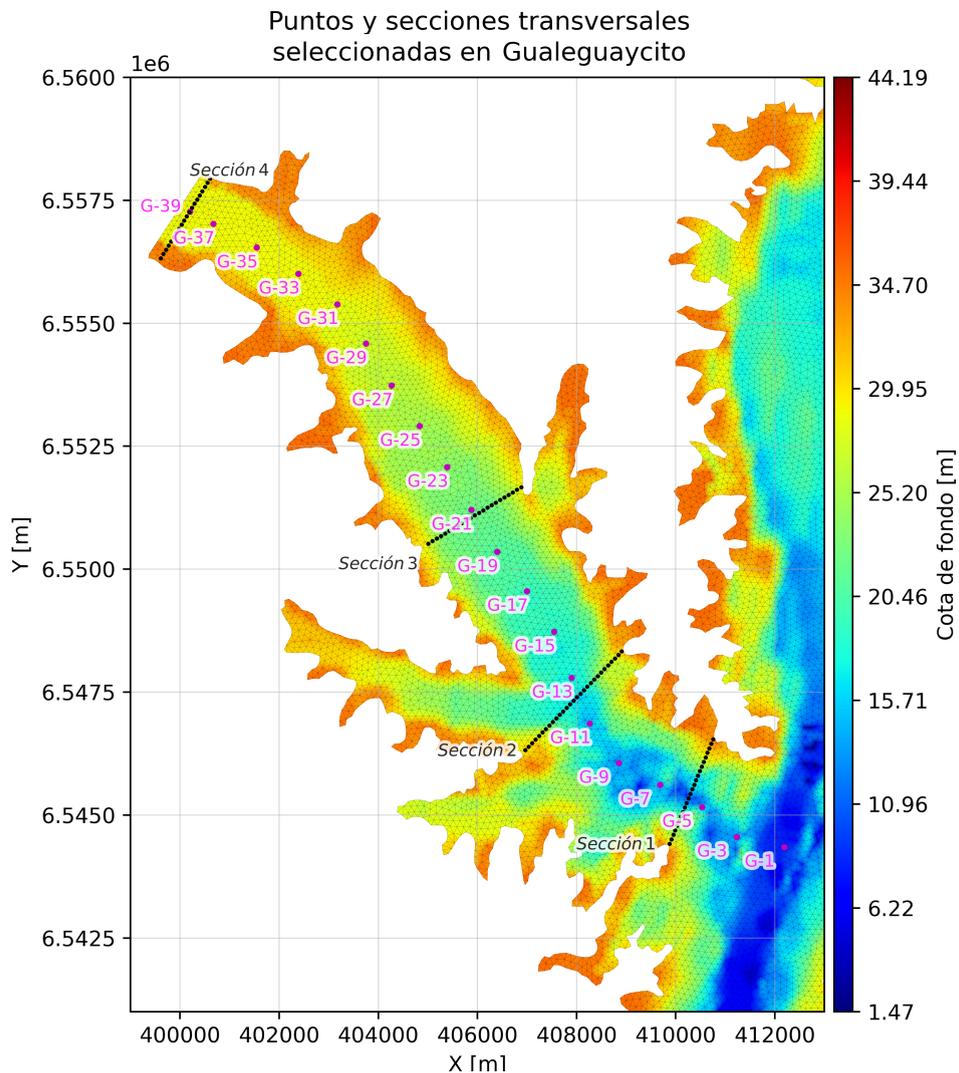


Figura 5.6: Puntos y secciones transversales en el brazo Gualeguaycito.

En el eje del brazo Gualeguaycito, los puntos están separados cada 2.000 metros, mientras que en el eje del canal principal, los puntos están separados cada 5.000 metros. Las secciones transversales están definidas con progresiva positiva en metros desde la margen izquierda hacia la margen derecha, y su orientación es de aguas arriba hacia aguas abajo. La componente direccional de la velocidad se considera positiva en grados, con valores medidos en sentido antihorario desde el plano horizontal.

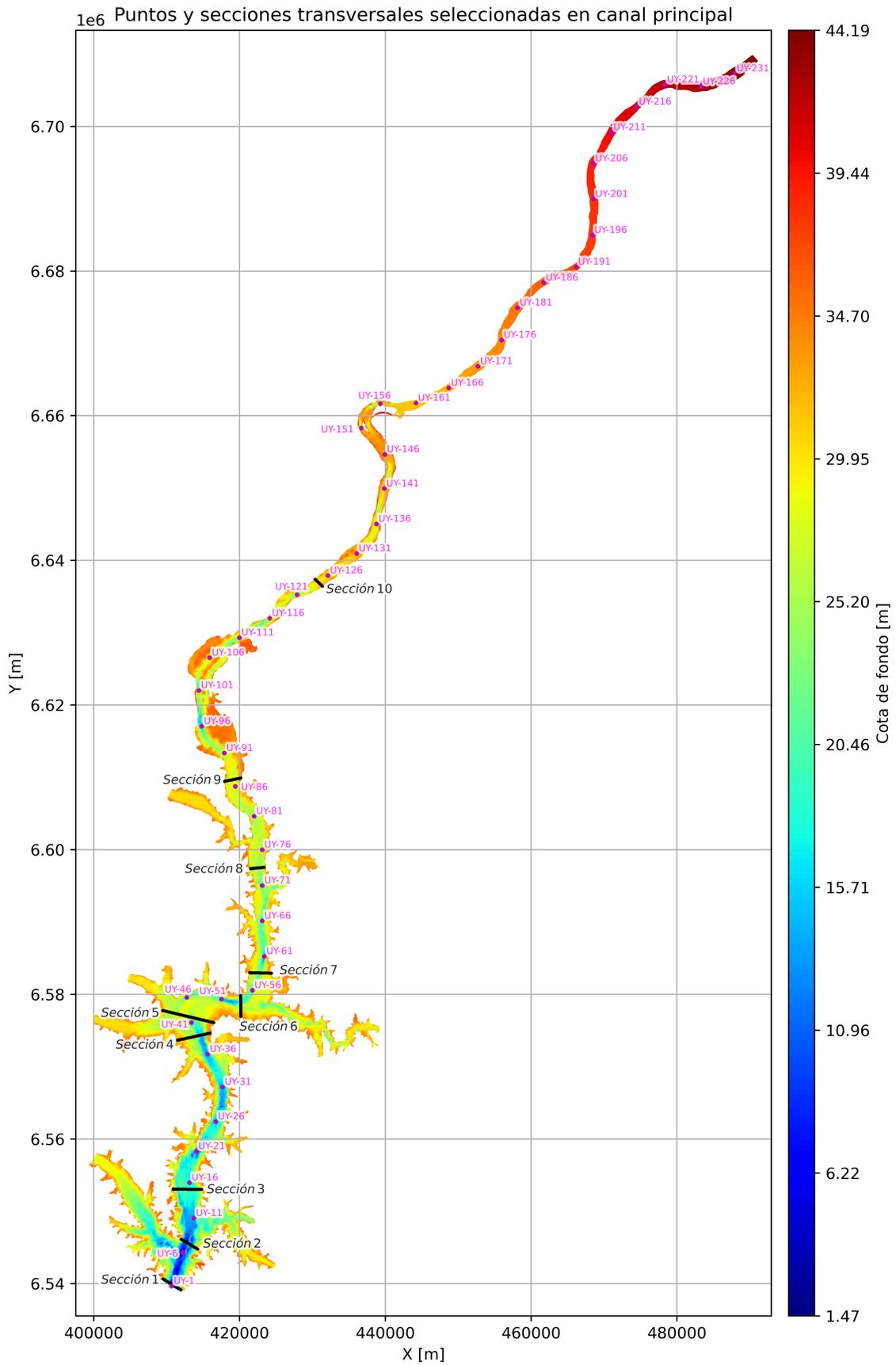


Figura 5.7: Puntos y secciones transversales en el canal principal.

5.2.1. Canal principal

La Figura 5.8 presenta la distribución de las variables profundidad de la columna de agua, magnitud y dirección de la velocidad a lo largo del canal principal.

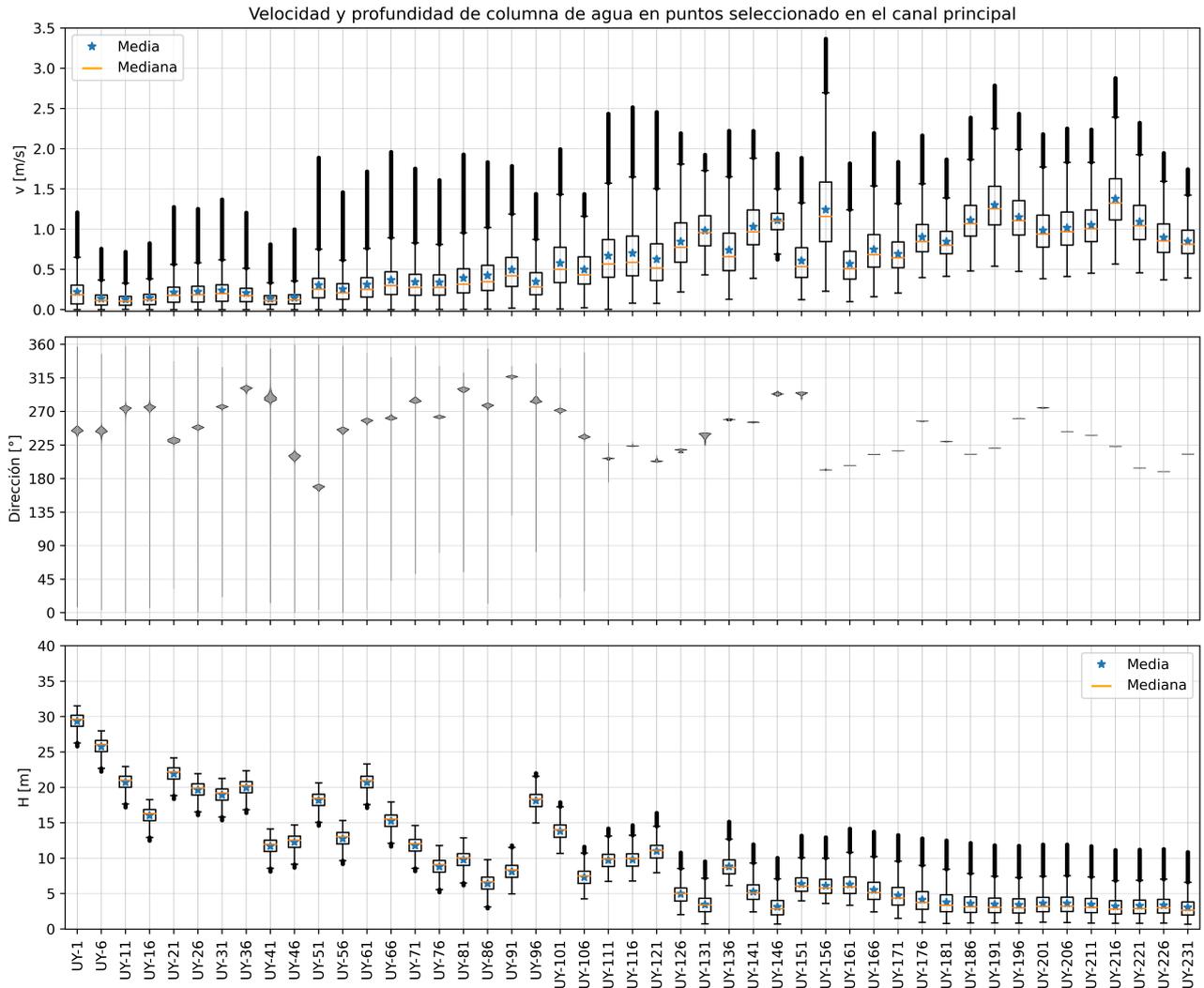


Figura 5.8: Diagramas estadísticos puntos seleccionados en el eje del canal principal.

Desde un punto de vista cualitativo, se observa un cambio en el comportamiento de la distribución de la profundidad de la columna de agua entre UY-86 y UY-91. Los puntos anteriores a UY-86 registran una mayor cantidad de valores atípicos mínimos, lo que sugiere una distribución con asimetría negativa. En cambio, a partir de UY-91, comienzan a aparecer valores atípicos máximos, asociados a una distribución con asimetría positiva. Se destaca el cambio de profundidad media entre UY-91 y UY-96, del orden de 10 metros, asociado a un cambio en la batimetría. Entre UY-171 y UY-231, se observa un comportamiento muy similar en la distribución de la profundidad de la columna de agua.

A modo ilustrativo, La [Figura 5.9](#) y [Figura 5.10](#) presentan la distribución de las variables profundidad de la columna de agua, magnitud y dirección de la velocidad en secciones transversales 1 y 10 del canal principal, respectivamente. De forma complementaria, en el [Apéndice F](#) se presentan los gráficos de las secciones transversales 2 a 9 para el canal principal. De estos gráficos se destaca que, en las zonas más someras, donde la velocidad es menor, la componente direccional presenta un intervalo de valores amplio, diferenciándose de las zonas mas profundas en las secciones donde el flujo es concentrado en una dirección principal.

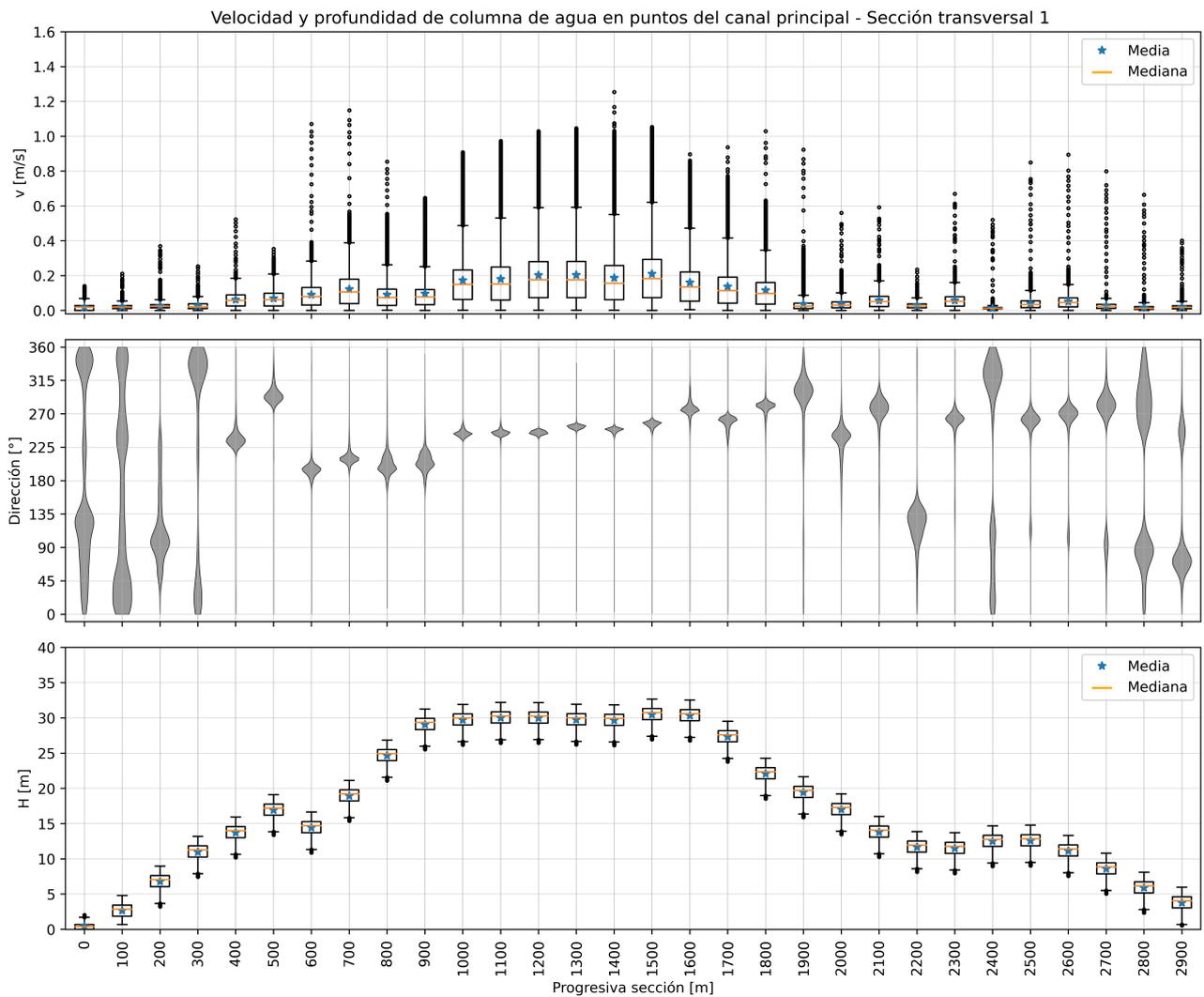


Figura 5.9: Diagramas estadísticos sección transversal 1, canal principal.

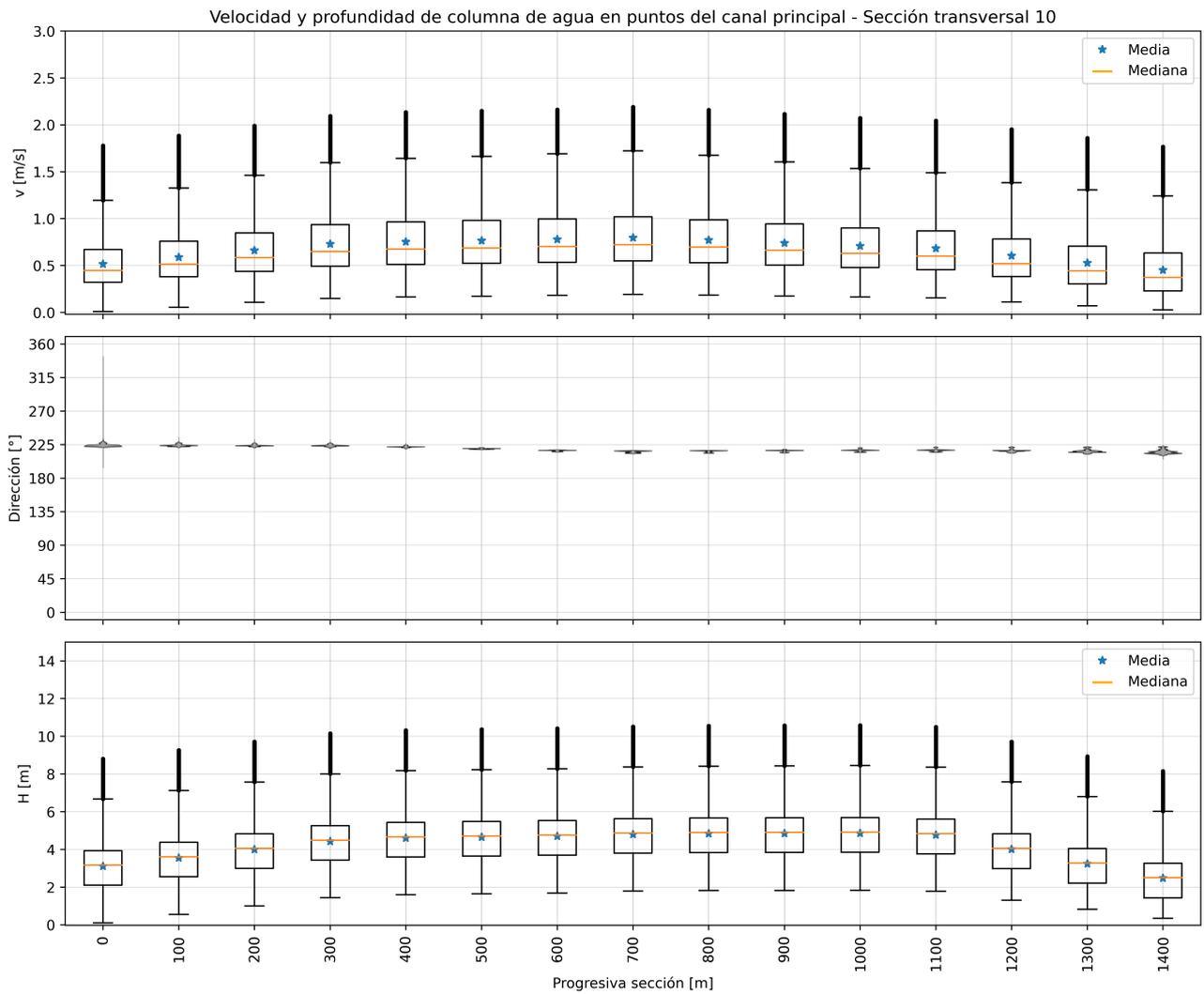


Figura 5.10: Diagramas estadísticos sección transversal 10, canal principal.

5.2.2. Gualeguaycito

La [Figura 5.11](#) presenta la distribución de las variables profundidad de la columna de agua, magnitud y dirección de la velocidad a lo largo del eje del brazo Gualeguaycito. En los dos primeros puntos predomina el comportamiento del canal principal, para luego dar lugar a una zona donde la componente direccional de la velocidad presenta un intervalo amplio de valores. En la zona media del eje del brazo se observa un comportamiento bimodal de la componente direccional de la velocidad, tendiendo a una componente unimodal cerca del borde abierto de ingreso de caudal.

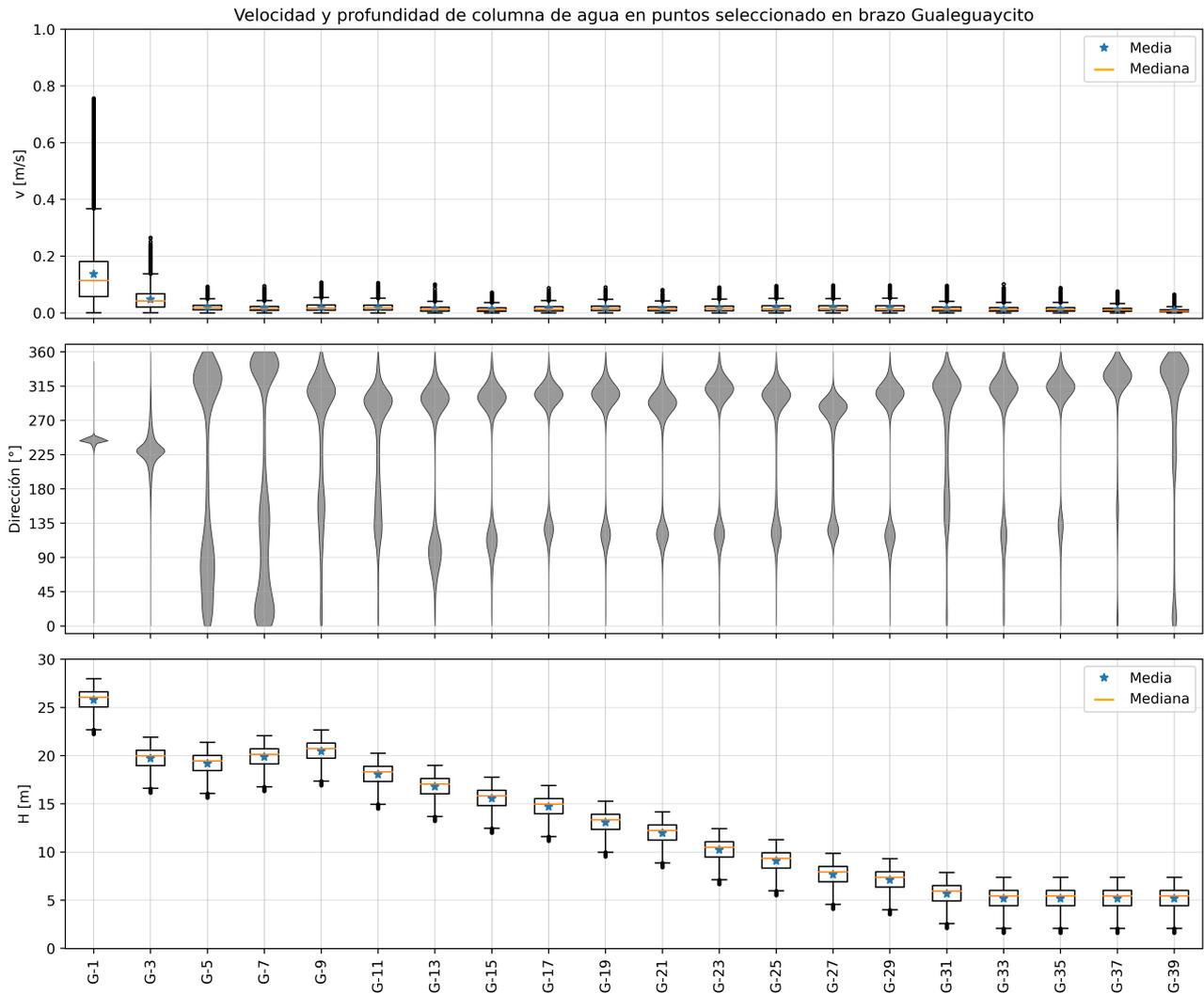


Figura 5.11: Diagramas estadísticos puntos selccionados en el eje del brazo Gualeguaycito.

De la [Figura 5.12](#) a la [Figura 5.15](#) se presenta la distribución de las variables profundidad de la columna de agua, magnitud y dirección de la velocidad en 4 secciones transversales del brazo Gualeguaycito. De estos gráficos se destaca la diferencia en la componente direccional de la velocidad entre las zonas someras y las zonas profundas de la sección.

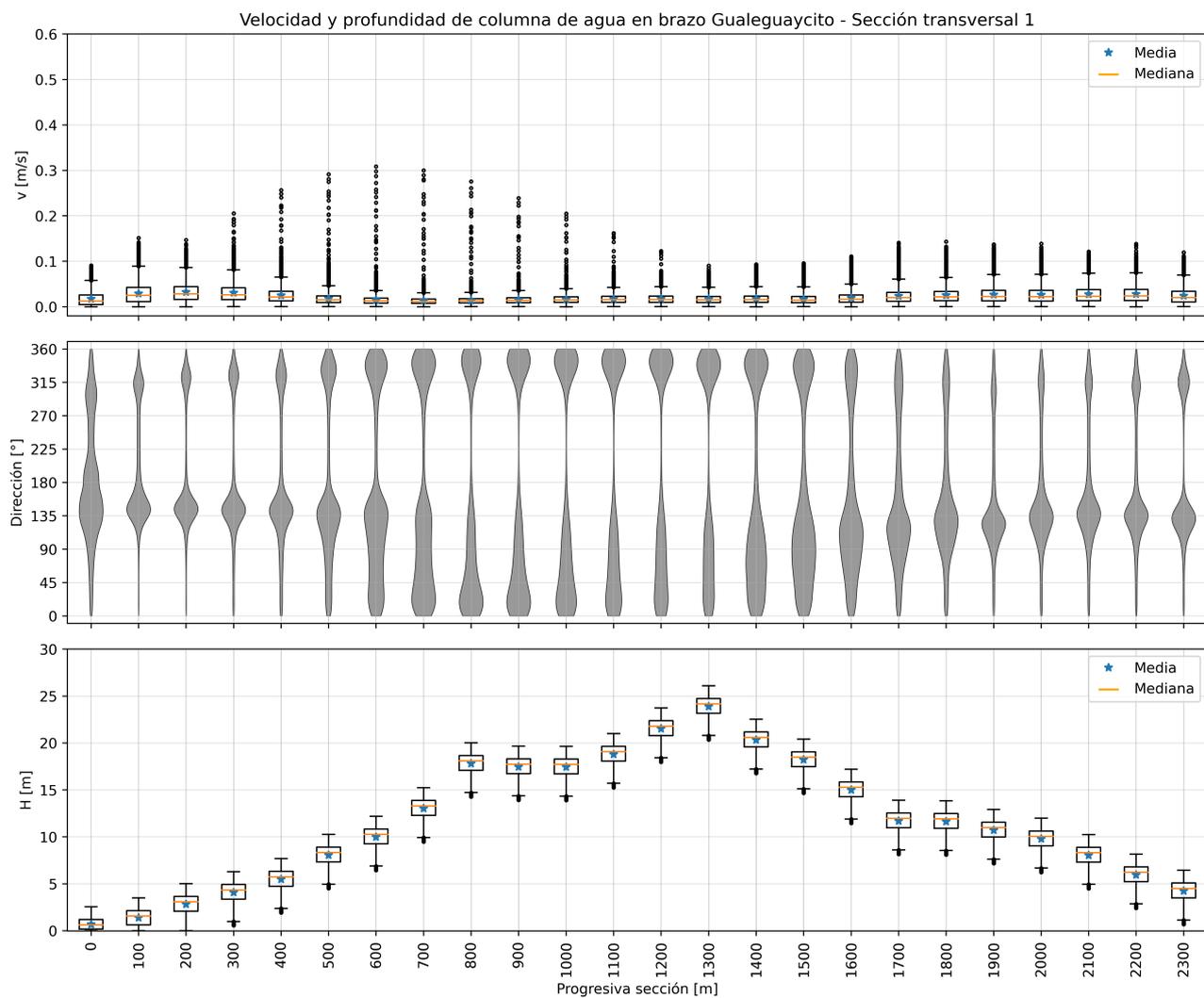


Figura 5.12: Diagramas estadísticos sección transversal 1, brazo Gualeguaycito.

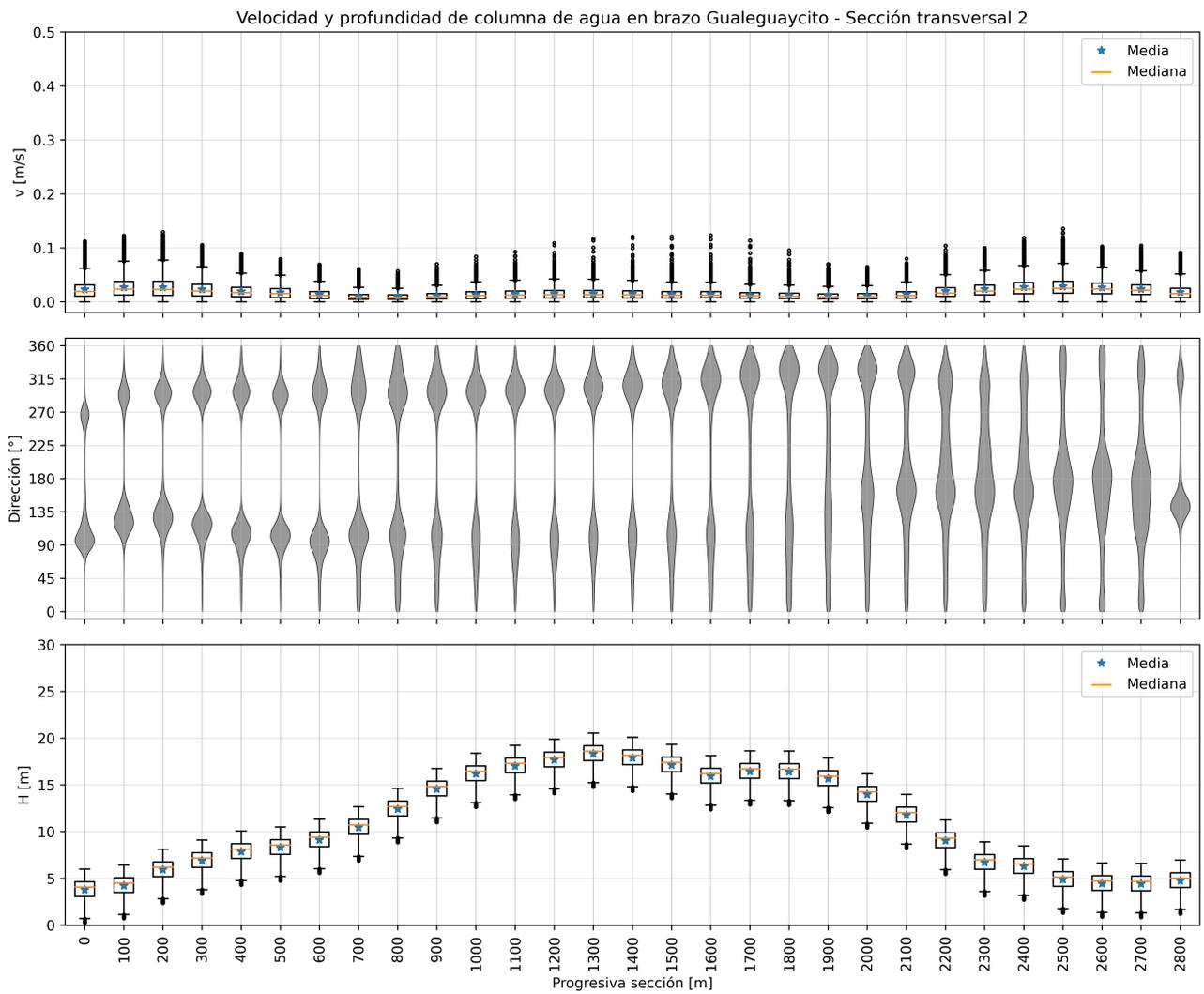


Figura 5.13: Diagramas estadísticos sección transversal 2, brazo Gualeguaycito.

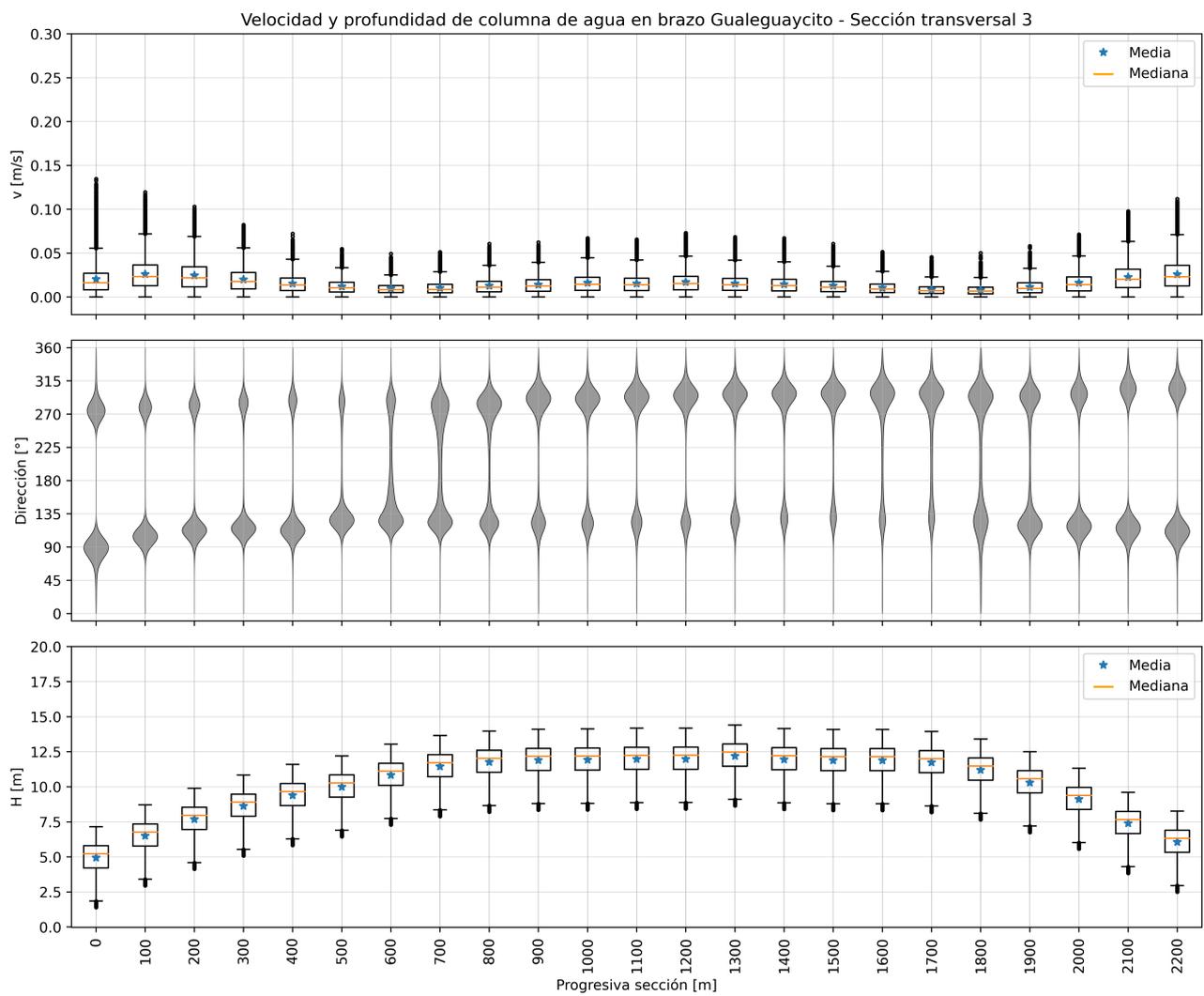


Figura 5.14: Diagramas estadísticos sección transversal 3, brazo Gualeguaycito.

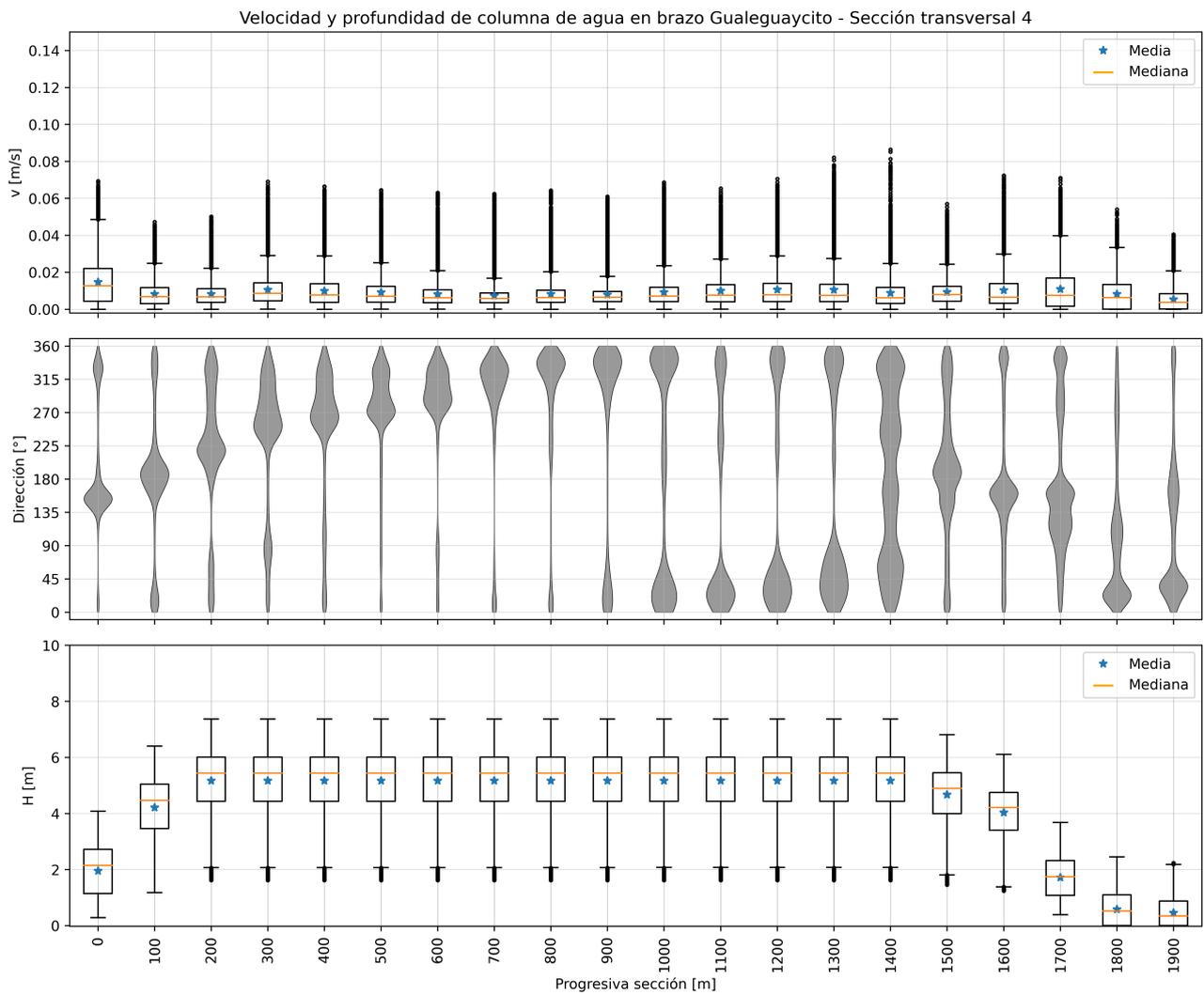
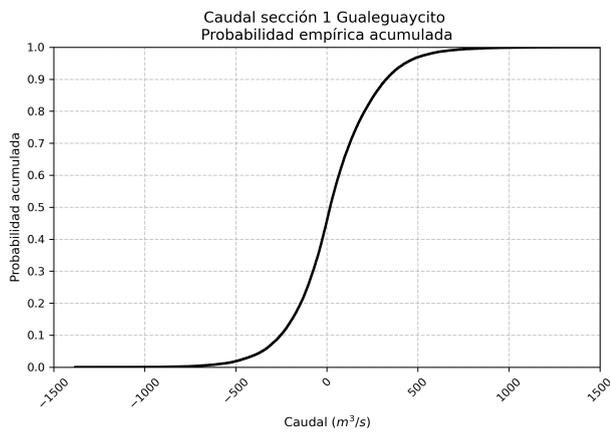
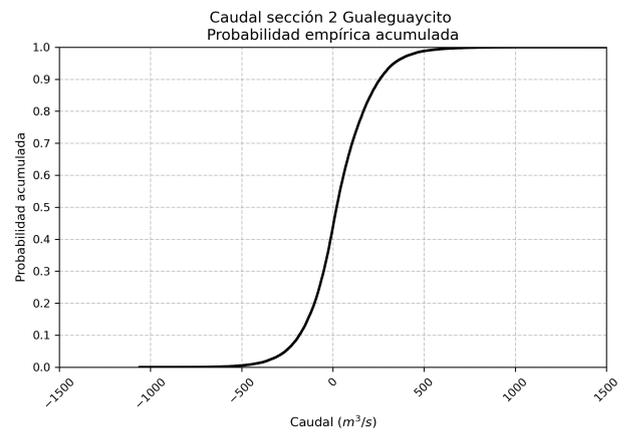


Figura 5.15: Diagramas estadísticos sección transversal 4, brazo Gualeguaycito.

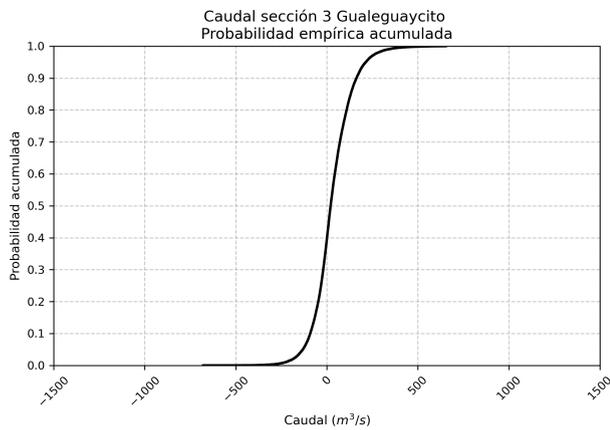
La **Figura 5.16** presenta el caudal a través de las secciones 1 a 4 del brazo Gualeguaycito. Se observa que para la sección 1 (**Figura 5.16a**), el 50 % del tiempo el flujo neto próximo a cero, con una distribución simétrica con valores extremos positivos y negativos, lo que sugiere que el flujo de entrada y salida a través de la sección es similar. En las secciones 2 y 3 (**Figura 5.16b** y **Figura 5.16c**), se observa un comportamiento similar a la sección 1, acotando el intervalo de extremos, mientras que en la sección 4 (**Figura 5.16d**) el flujo neto se encuentra mayormente influenciado por la condición de borde abierta de flujo entrante al dominio.



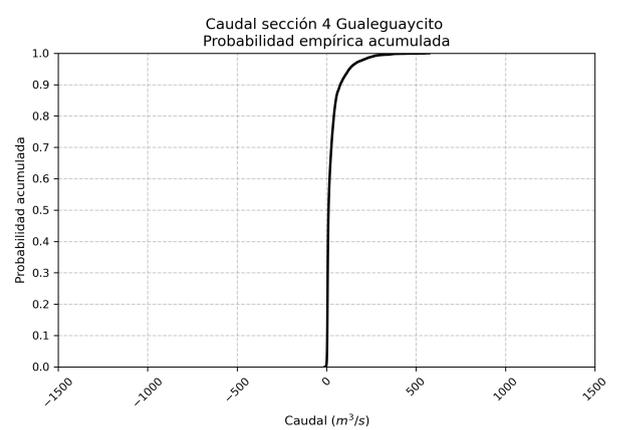
(a) Sección transversal 1



(b) Sección transversal 2



(c) Sección transversal 3



(d) Sección transversal 4

Figura 5.16: Probabilidad empírica acumulada, flujo neto en secciones Gualeguaycito.

5.3. Escenarios estacionarios

Se simulan condiciones estacionarias de forzantes para observar el comportamiento del campo medio de velocidades en una zona cercana a la represa, que incluye los brazos Gualeguaycito e Itapebí (grande y chico). En la [Tabla 5.1](#) y [Tabla 5.2](#) se presentan las condiciones asociadas de nivel, caudal y velocidad del viento, de los ensayos realizados, así como la nomenclatura correspondiente a cada escenario estacionario.

Para los escenarios E1 a E4, se plantean condiciones de caudales bajos y niveles bajos en la represa, con una intensidad de viento constante en cuatro direcciones diferentes, una por cada escenario. La condición Viento_1 representa dirección suroeste (SO), Viento_2 dirección sureste (SE), Viento_3 dirección noreste (NE), y Viento_4 dirección noroeste (NO). En todos los casos, la magnitud del viento se asume constante e igual a 4,94 m/s.

Los escenarios E5 a E8 consideran condiciones de caudales y niveles próximos a la moda de la serie temporal correspondiente, con una intensidad de viento constante en cuatro direcciones diferentes. El escenario E9 contempla caudales altos en los brazos de aporte al canal principal, manteniendo la intensidad de viento constante con dirección SO. Por último, el escenario E10 considera un caudal de crecida en el canal principal, caudales medios en los brazos de aporte y una intensidad de viento constante con dirección SO.

5.3.1. Caudales y niveles bajos

De la [Figura 5.17](#) a la [Figura 5.20](#) se presenta el campo medio de velocidades, tanto en magnitud como en dirección, para los escenarios E1 a E4. Se puede observar que la intensidad del flujo es similar en el canal principal y los brazos laterales, variando en el intervalo 0,1 cm/s a 10 cm/s.

Al variar la dirección del viento, se presentan diferentes patrones de circulación tanto en los brazos laterales como en el canal principal. En particular, en el brazo Gualeguaycito, para las condiciones de viento SE y NO (es decir, E2 y E4), en las zonas someras, la velocidad del flujo está orientada en el mismo sentido, generando un patrón de recirculación en sentido contrario en la zona más profunda de la sección. Para las direcciones de viento SO y NE (es decir, E1 y E3), se acentúa el efecto cortante en la descarga del Gualeguaycito al canal principal, generando patrones de circulación locales que afectan el flujo aguas arriba en el brazo.

Tabla 5.1: Forzantes para escenarios estacionarios E1 a E5.

Escenario	E1	E2	E3	E4	E5
	BAJOS Viento_1	BAJOS Viento_2	BAJOS Viento_3	BAJOS Viento_4	MODA Viento_1
Nivel (m)	32,55	32,55	32,55	32,55	35,28
Q represa (m ³ /s)	820	820	820	820	7.654
IG (m ³ /s)	8	8	8	8	23
IC (m ³ /s)	6	6	6	6	11
Ar (m ³ /s)	17	17	17	17	383
PC (m ³ /s)	23	23	23	23	590
PL (m ³ /s)	722	722	722	722	6.487
Mo (m ³ /s)	24	24	24	24	116
MC (m ³ /s)	7	7	7	7	14
MG (m ³ /s)	7	7	7	7	18
Gu (m ³ /s)	6	6	6	6	12
Viento U (m/s)	-4,0	4,0	4,0	-4,0	-4,0
Viento V (m/s)	-2,9	-2,9	2,9	2,9	-2,9

Tabla 5.2: Forzantes para escenarios estacionarios E6 a E10.

Escenario	E6	E7	E8	E9	E10
	MODA Viento_2	MODA Viento_3	MODA Viento_4	ALTOS Viento_1	CRECIDA Viento_1
Nivel (m)	35,28	35,28	35,28	34,48	34,56
Q represa (m ³ /s)	7.654	7.654	7.654	6.598	25.428
IG (m ³ /s)	23	23	23	289	25
IC (m ³ /s)	11	11	11	147	15
Ar (m ³ /s)	383	383	383	632	262
PC (m ³ /s)	590	590	590	1.120	324
PL (m ³ /s)	6.487	6.487	6.487	2.381	24.635
Mo (m ³ /s)	116	116	116	1.464	112
MC (m ³ /s)	14	14	14	175	17
MG (m ³ /s)	18	18	18	233	21
Gu (m ³ /s)	12	12	12	157	17
Viento U (m/s)	4,0	4,0	-4,0	-4,0	-4,0
Viento V (m/s)	-2,9	2,9	2,9	-2,9	-2,9

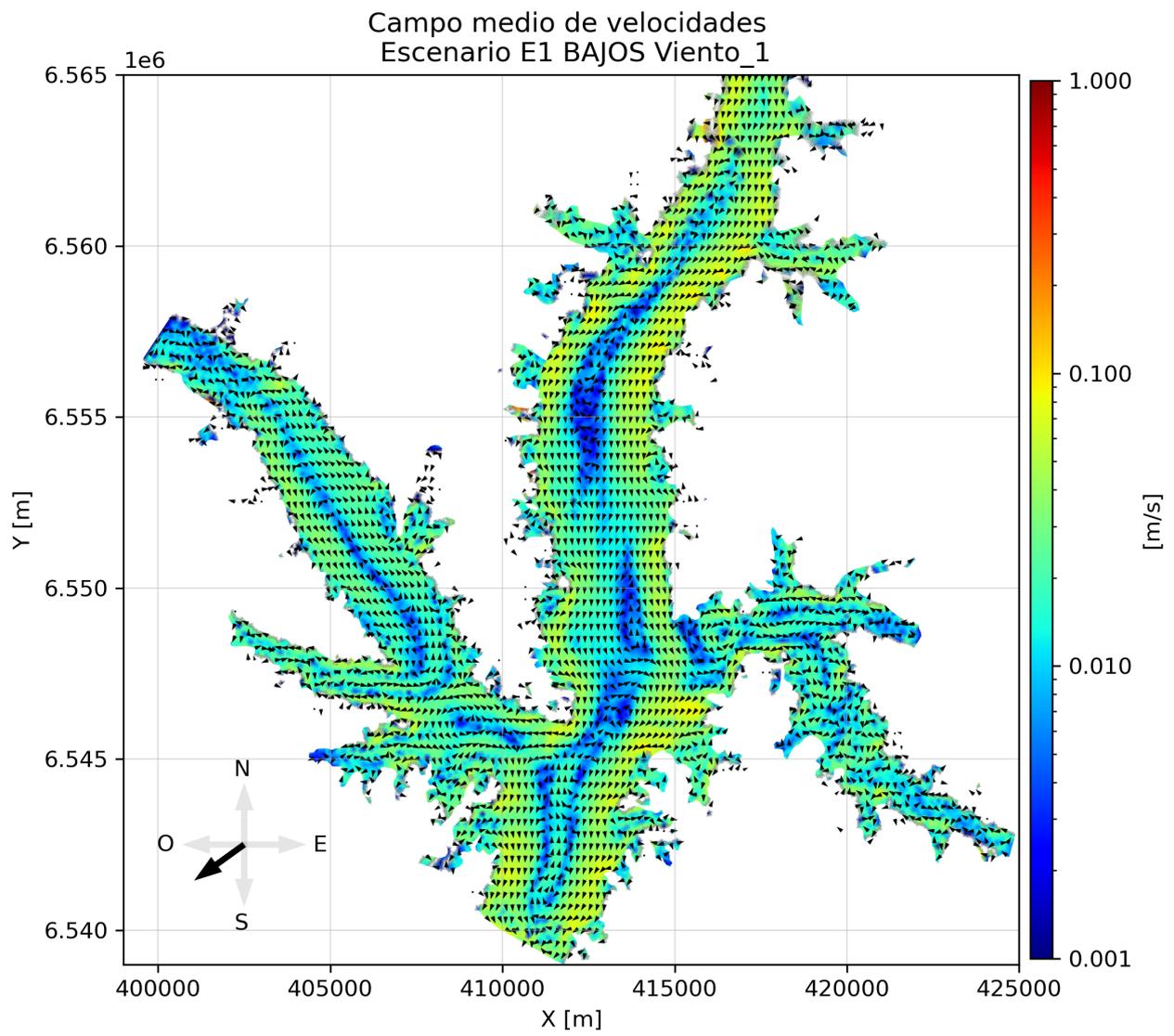


Figura 5.17: Campo medio de velocidades E1 - Nivel y caudales bajos, viento SO.

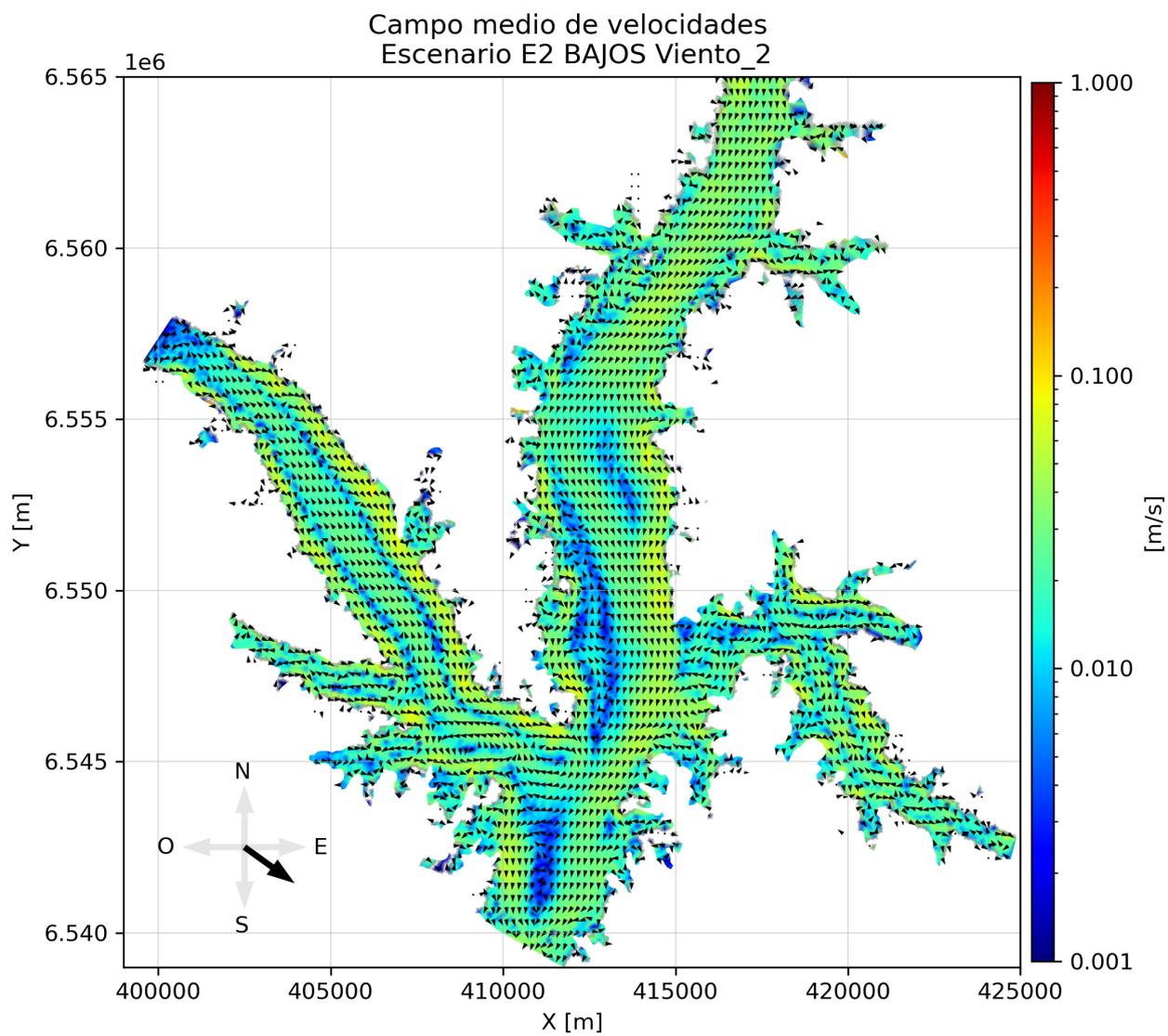


Figura 5.18: Campo medio de velocidades E2 - Nivel y caudales bajos, viento SE.

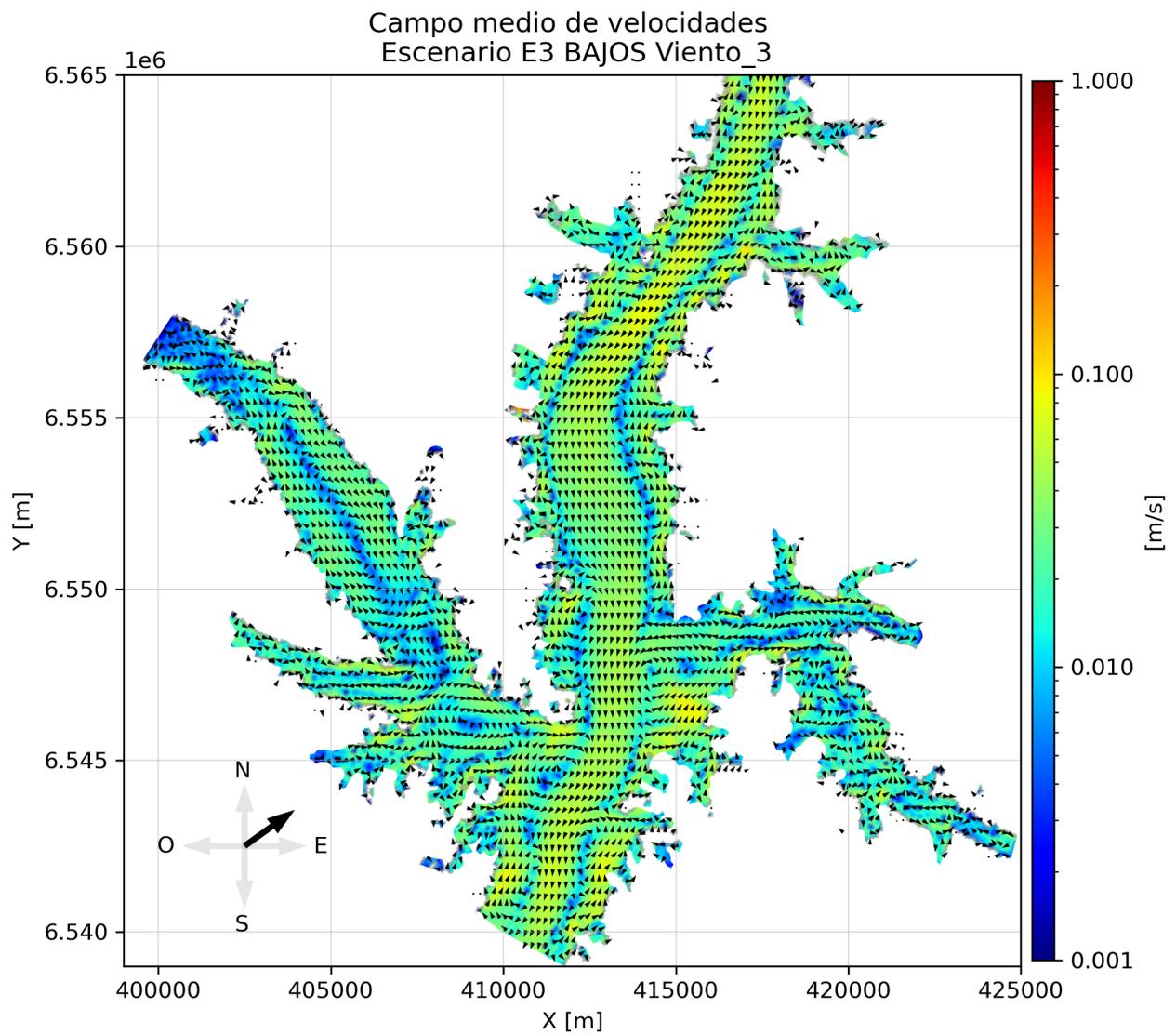


Figura 5.19: Campo medio de velocidades E3 - Nivel y caudales bajos, viento NE.

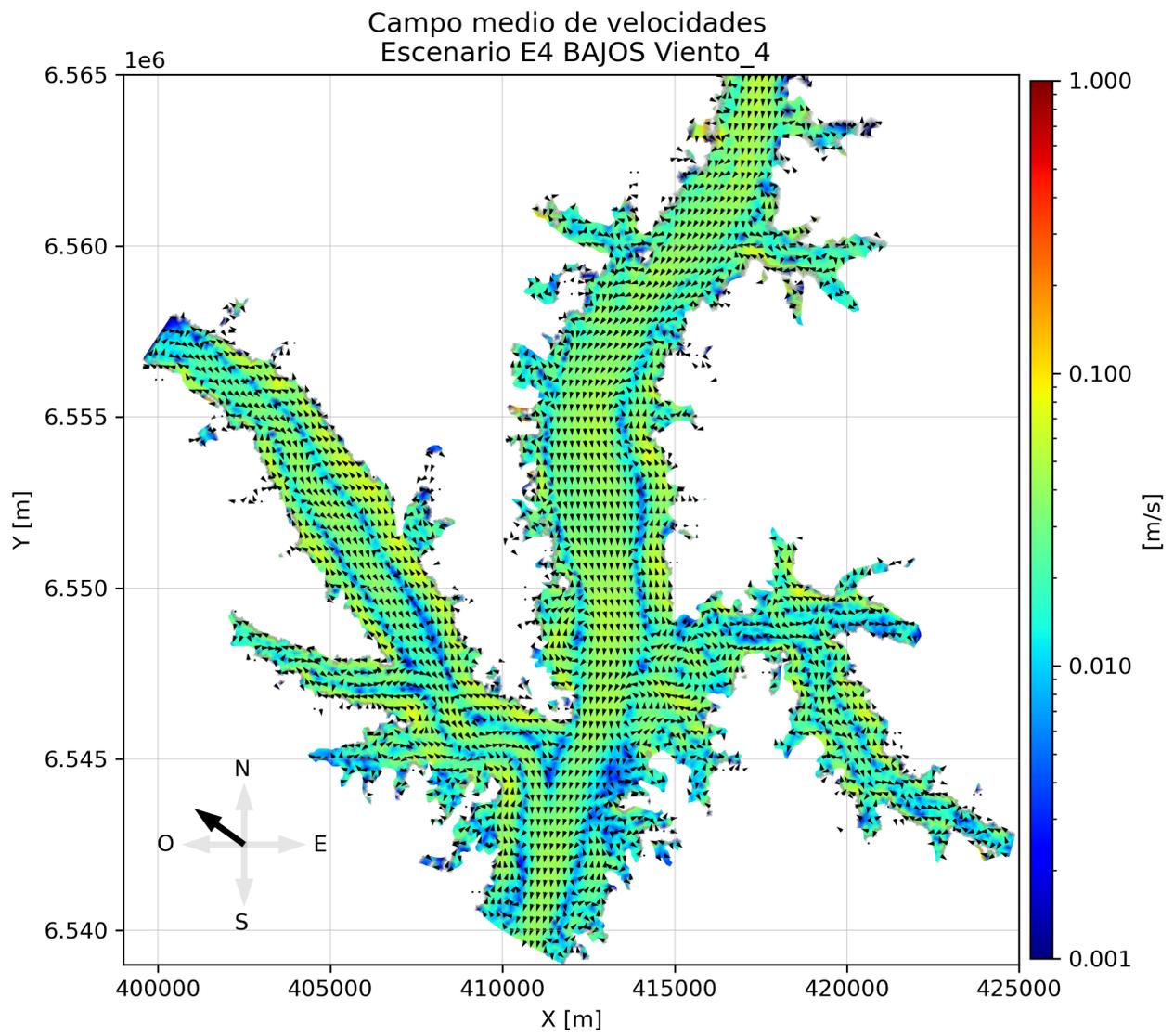


Figura 5.20: Campo medio de velocidades E4 - Nivel y caudales bajos, viento NO.

5.3.2. Caudales y niveles moda

De la [Figura 5.21](#) a la [Figura 5.24](#) se presenta el campo medio de velocidades para los escenarios E5 a E8. En estos escenarios, el campo medio de velocidad del canal principal muestra un comportamiento similar con una intensidad entre 0,10 a 0,30 m/s, con un patrón de flujo caracterizado por intensidades muy superiores a las observadas en los brazos donde las intensidades están en el intervalo 0,10 cm/s a 10 cm/s. El efecto del flujo cortante en los brazos es más notorio cuando la componente del viento es del SO y NE (es decir, E5 y E7), lo que genera intensidades muy bajas en el campo medio. Para los brazos considerados, el campo medio presenta comportamientos de circulación similares a los observados en los escenarios E1 a E4.

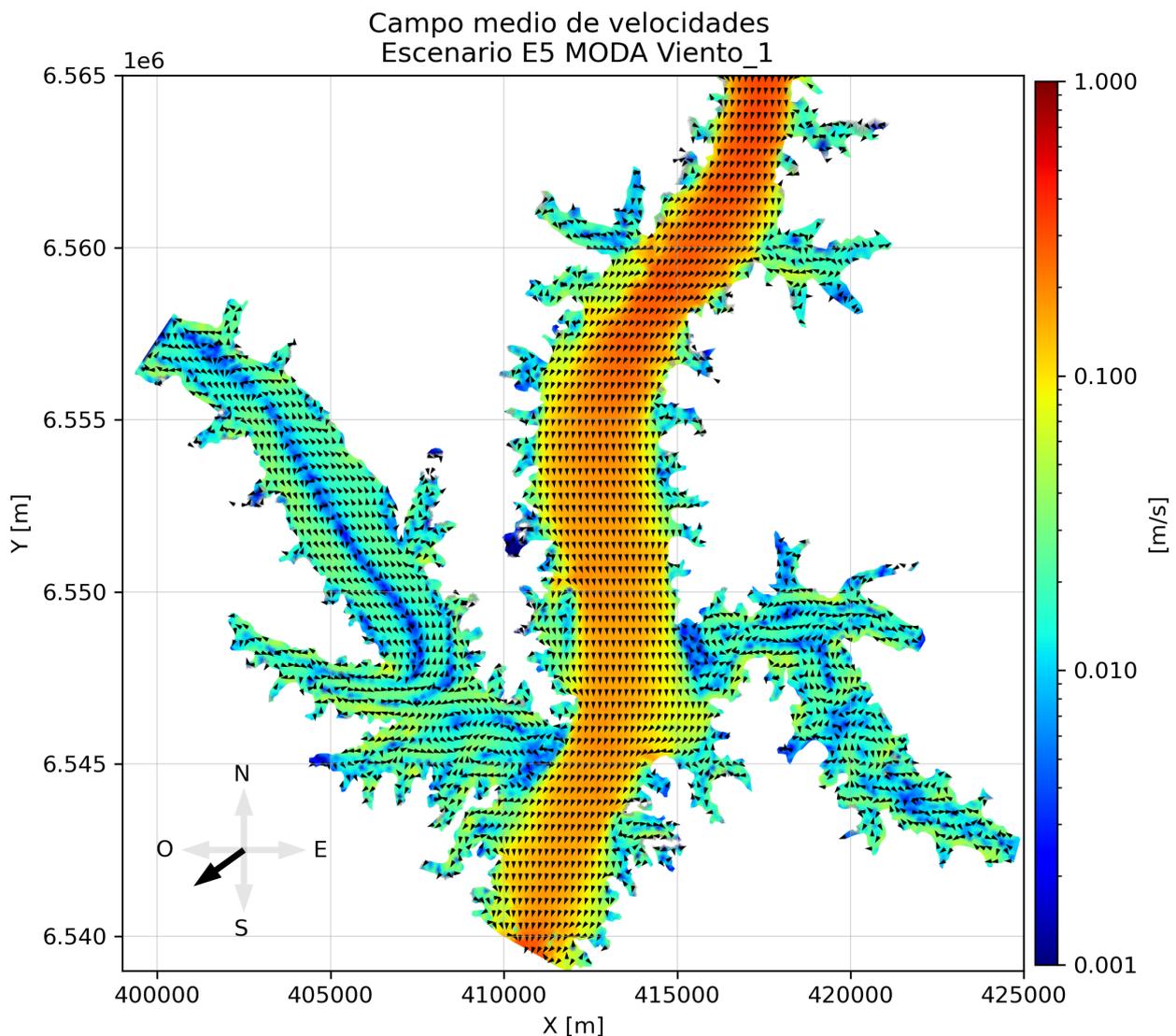


Figura 5.21: Campo medio de velocidades E5 - Nivel y caudales moda, viento SO.

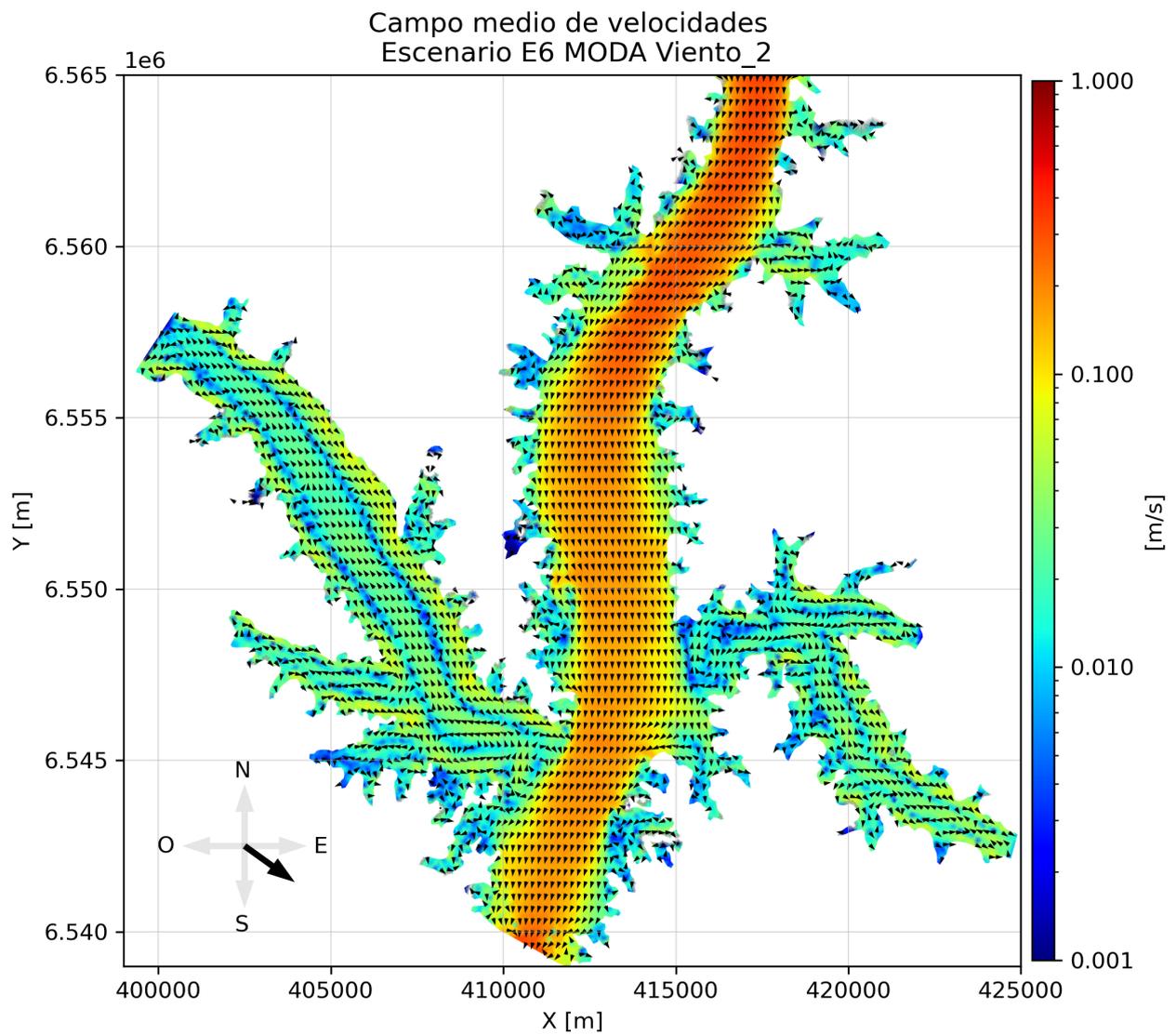


Figura 5.22: Campo medio de velocidades E6 - Nivel y caudales moda, viento SE.

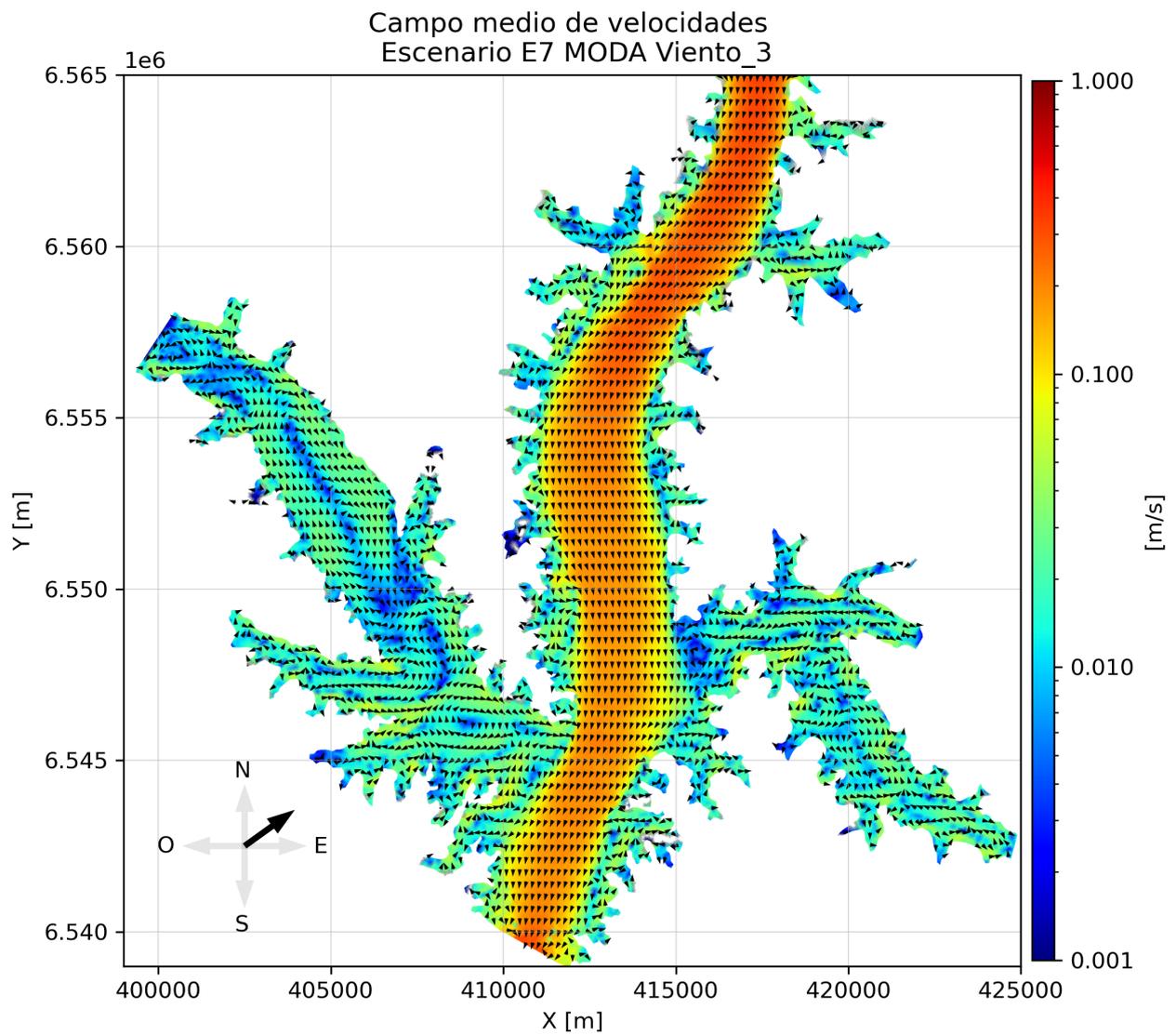


Figura 5.23: Campo medio de velocidades E7 - Nivel y caudales moda, viento NE.

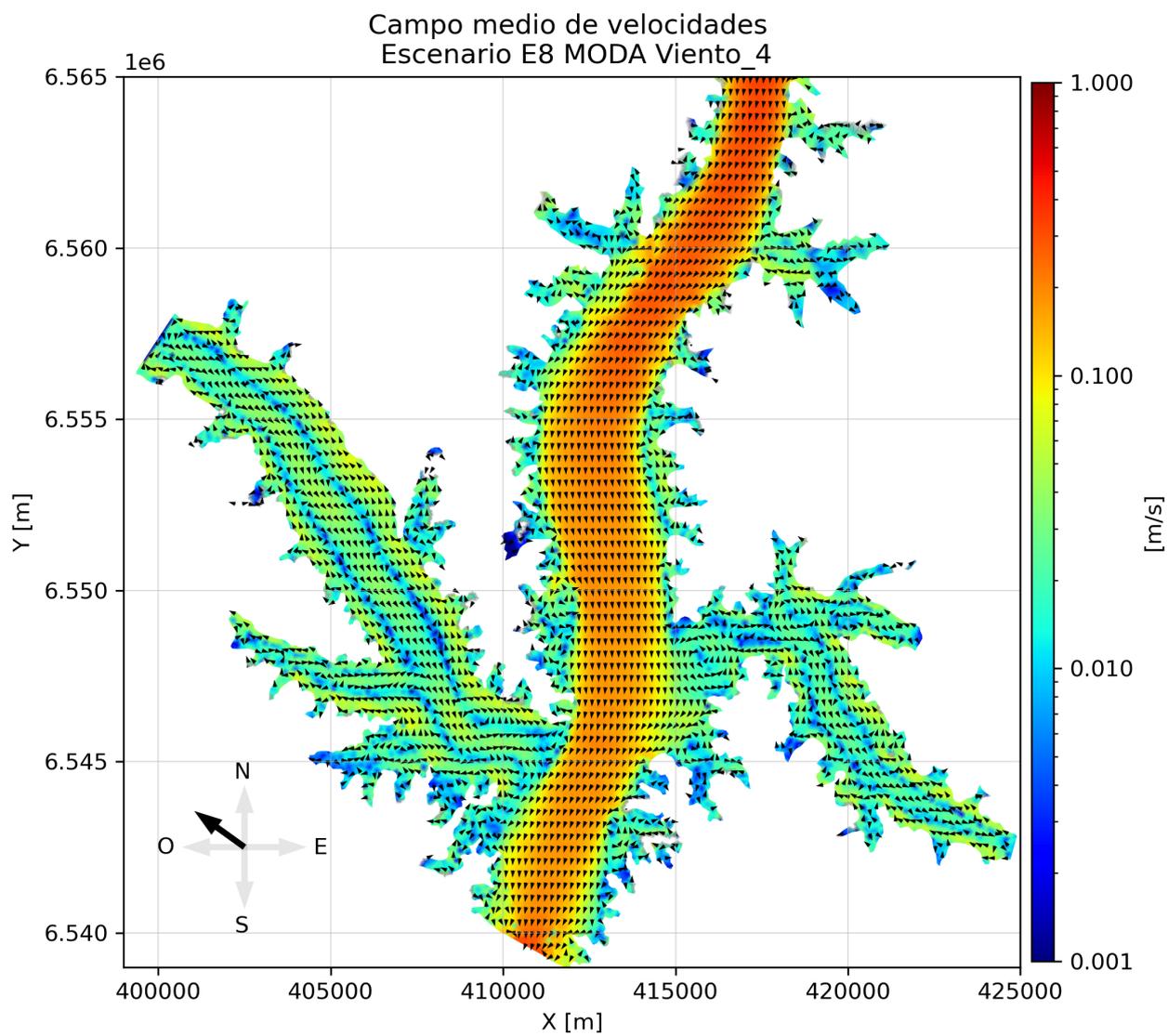


Figura 5.24: Campo medio de velocidades E8 - Nivel y caudales moda, viento NO.

5.3.3. Caudales altos

La Figura 5.25 y Figura 5.26 presentan el campo medio de velocidades para los escenarios E9 y E10, respectivamente. Para el escenario E9, el canal principal presenta intensidades entre 0,10 y 0,30 m/s, y se observa que el brazo Gualeguaycito presenta una circulación similar a la del escenario E5, con intensidades en el intervalo 0,10 cm/s a 8 cm/s. La circulación en el brazo Itapebí está mayormente influenciada por el borde abierto de Itapebí Grande, con intensidades el orden de 10 cm/s, donde el flujo resultante marca un patrón de circulación de ingreso y descarga en el canal principal. En el escenario E10, la descarga de los brazos, con intensidades en el intervalo 0,10 cm/s a 8 cm/s, se ve condicionada por los patrones de circulación que impone el flujo cortante del canal principal, donde la intensidad es del orden de 1,00 m/s.

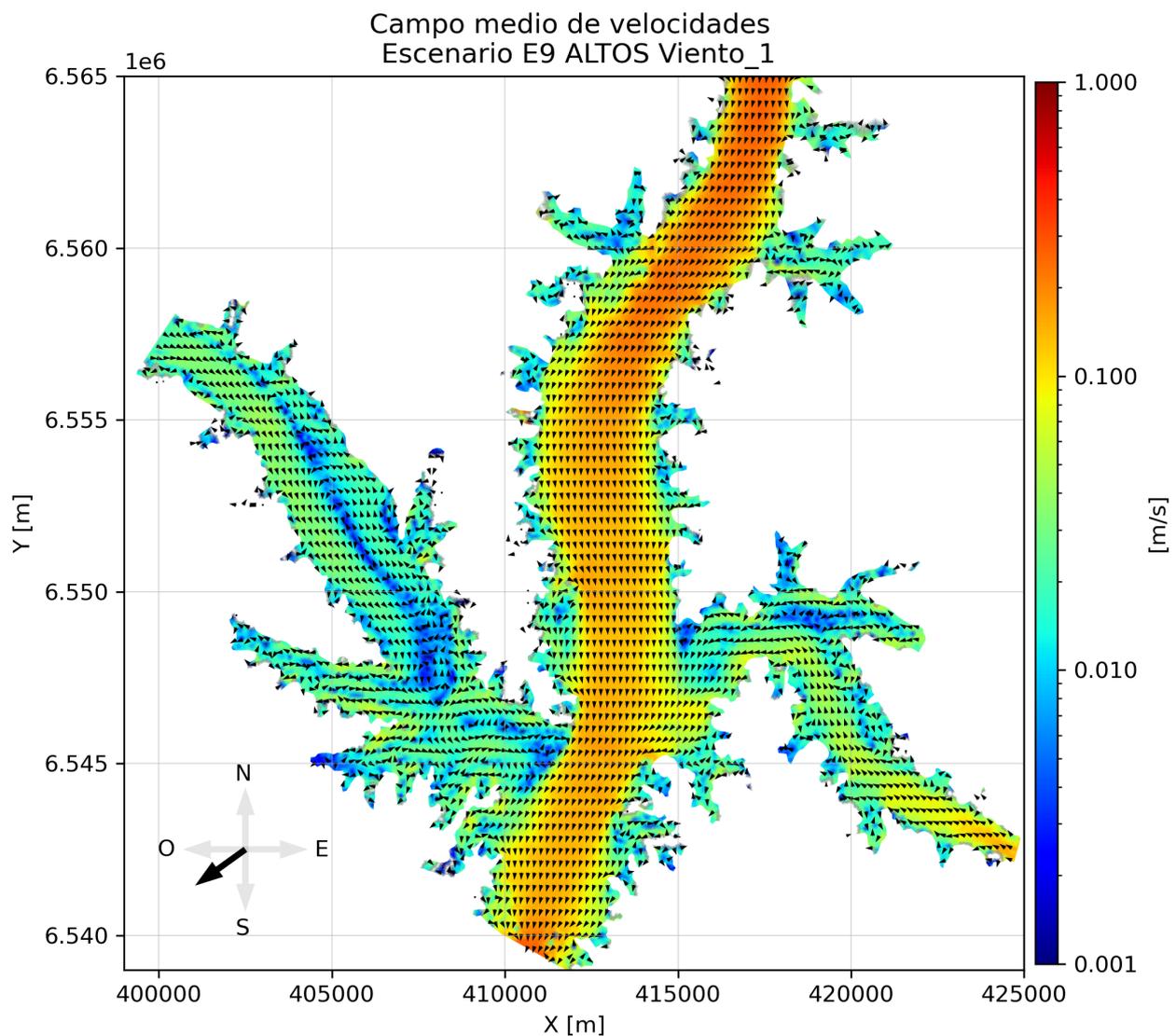


Figura 5.25: Campo medio de velocidades E9 - Caudales altos en brazos, viento SO.

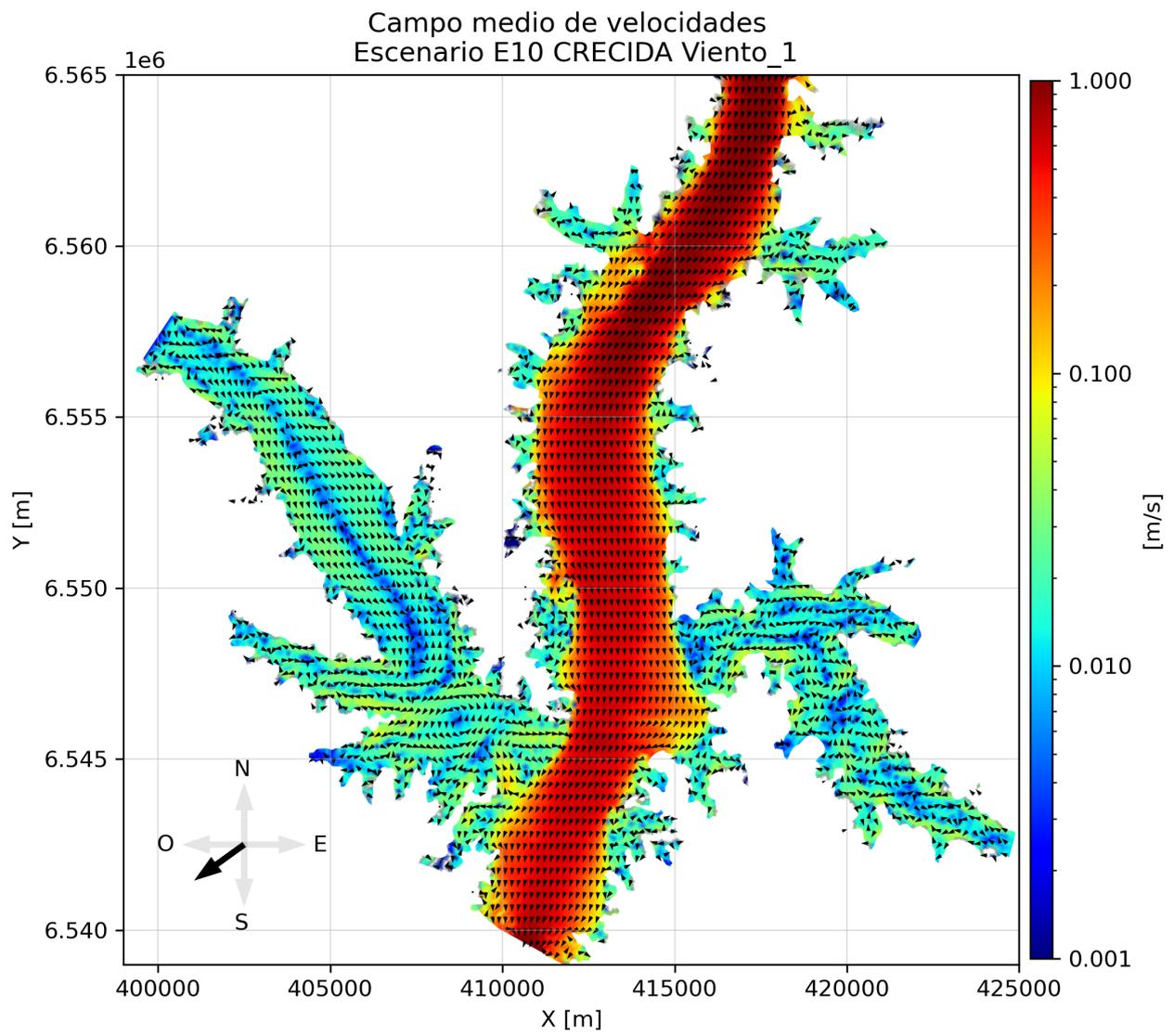


Figura 5.26: Campo medio de velocidades E10 - Crecida canal principal, viento SO.

5.4. Periodos no estacionarios

Se consideran períodos no estacionarios con forzantes reales para observar el comportamiento del campo medio de velocidades en una zona cercana a la represa, que incluye los brazos Gualaguaycito e Itapebí (grande y chico). Además, se selecciona un instante puntual durante cada período de forma de observar y comparar el campo de velocidades instantáneo y el campo de velocidades promedio de dicho período. Por otro lado, se busca poder comparar los campos de los escenarios estacionarios con los campos de los escenarios no estacionarios.

Los períodos seleccionados se describen en la [Tabla 5.3](#), y los valores de niveles y caudales pueden observarse en la [Apéndice F](#). De la [Figura 5.27](#) a la [Figura 5.38](#) se presenta el campo medio de velocidades y el campo instantáneo seleccionado, para los períodos 1 a 6.

Tabla 5.3: Descripción de periodos no estacionarios.

Nombre	Días	Fechas	Descripción
Periodo 1	21	29/05/2017 a 19/06/2017	Q alto en canal principal.
Periodo 2	17	16/10/2017 a 01/11/2017	Q medio a alto en canal principal y brazos.
Periodo 3	19	01/05/2018 a 19/05/2018	Q bajo en canal principal y Q alto en brazos.
Periodo 4	32	20/08/2018 a 20/09/2018	Q medio a alto en canal principal y brazos.
Periodo 5	43	06/01/2019 a 18/02/2019	Q alto en canal principal y brazos.
Periodo 6	61	21/03/2020 a 21/05/2020	Q bajo en canal principal y brazos.

El campo medio de velocidad para el período 1 muestra condiciones de intensidades muy bajas en los brazos laterales del orden de 0,10 cm/s en comparación con el canal principal del orden de 1 m/s, generando estructuras de recirculación muy marcadas en la confluencia de los brazos y el canal. En la condición del campo instantáneo, se puede observar un flujo entrante por los brazos laterales.

En los periodos 3 y 5, caracterizados por caudales altos en los brazos laterales, se alcanzan velocidades en el intervalo 0,10 m/s a 0,40 m/s en el canal principal, y de 0,10 cm/s a 10 cm/s en los brazos laterales. Tanto en el campo medio como en el campo instantáneo, se pueden observar líneas de corriente con intensidades relativamente constantes desde el borde abierto de los brazos laterales hasta el canal principal, concentrándose mayormente en la zona central de las secciones transversales.

En los casos de los períodos 2, 4 y 6, se observan estructuras de recirculación asociadas a zonas de baja intensidad más amplias en los brazos laterales. No obstante, en la condición instantánea, las intensidades son mayores, generando circulaciones distintas. Para el caso del periodo 2 y 4 las intensidades del campo medio en el canal principal se encuentran en el intervalo 0,10 a 0,30 m/s, mientras que para el periodo 6 se observan valores del orden de 2,00 cm/s. En los brazos laterales, para todos estos periodos el campo medio presenta intensidades en el intervalo 0,10 cm/s a 2,0 cm/s.

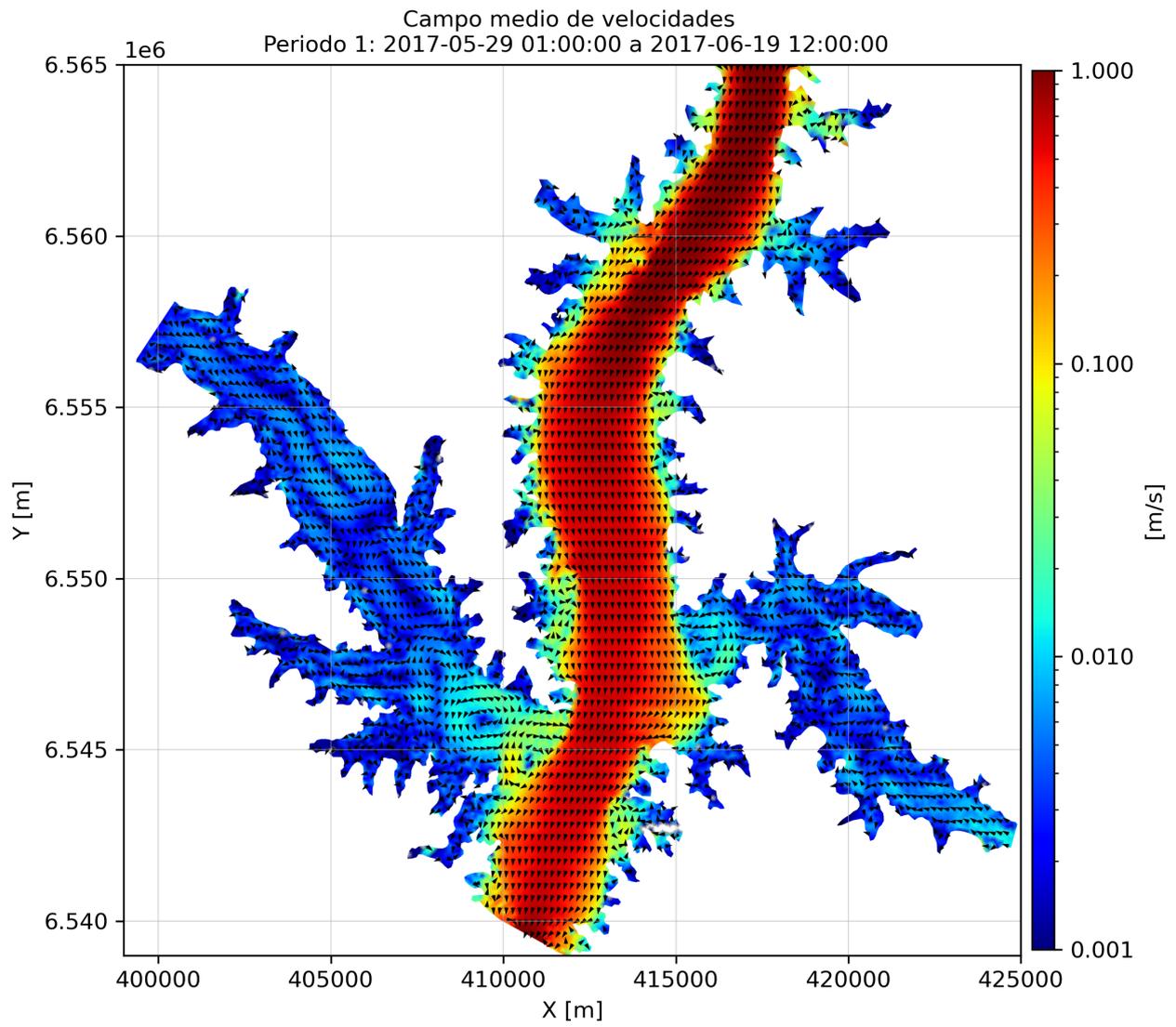


Figura 5.27: Campo medio de velocidades Periodo 1.

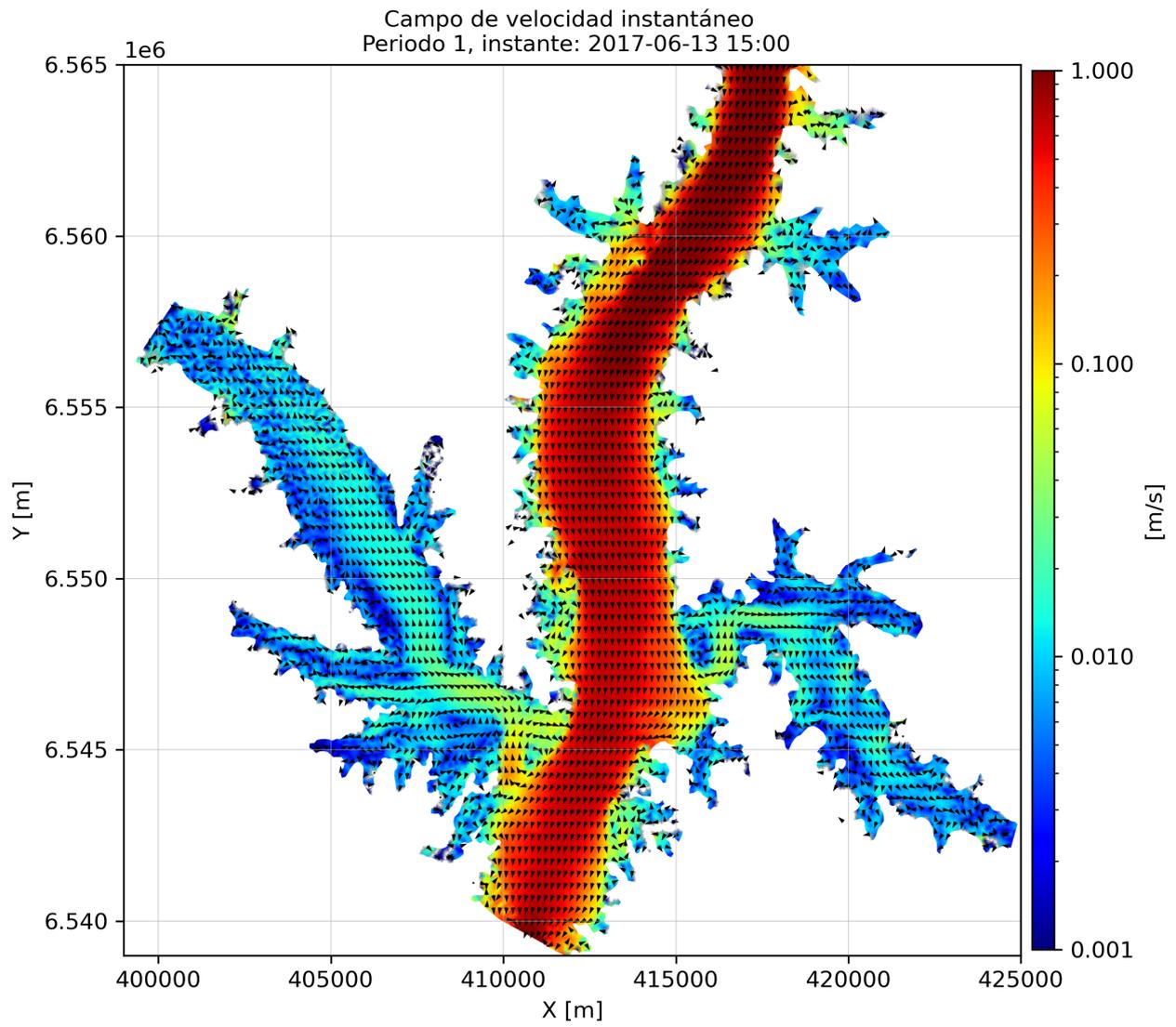


Figura 5.28: Campo de velocidades instantáneo en Periodo 1.

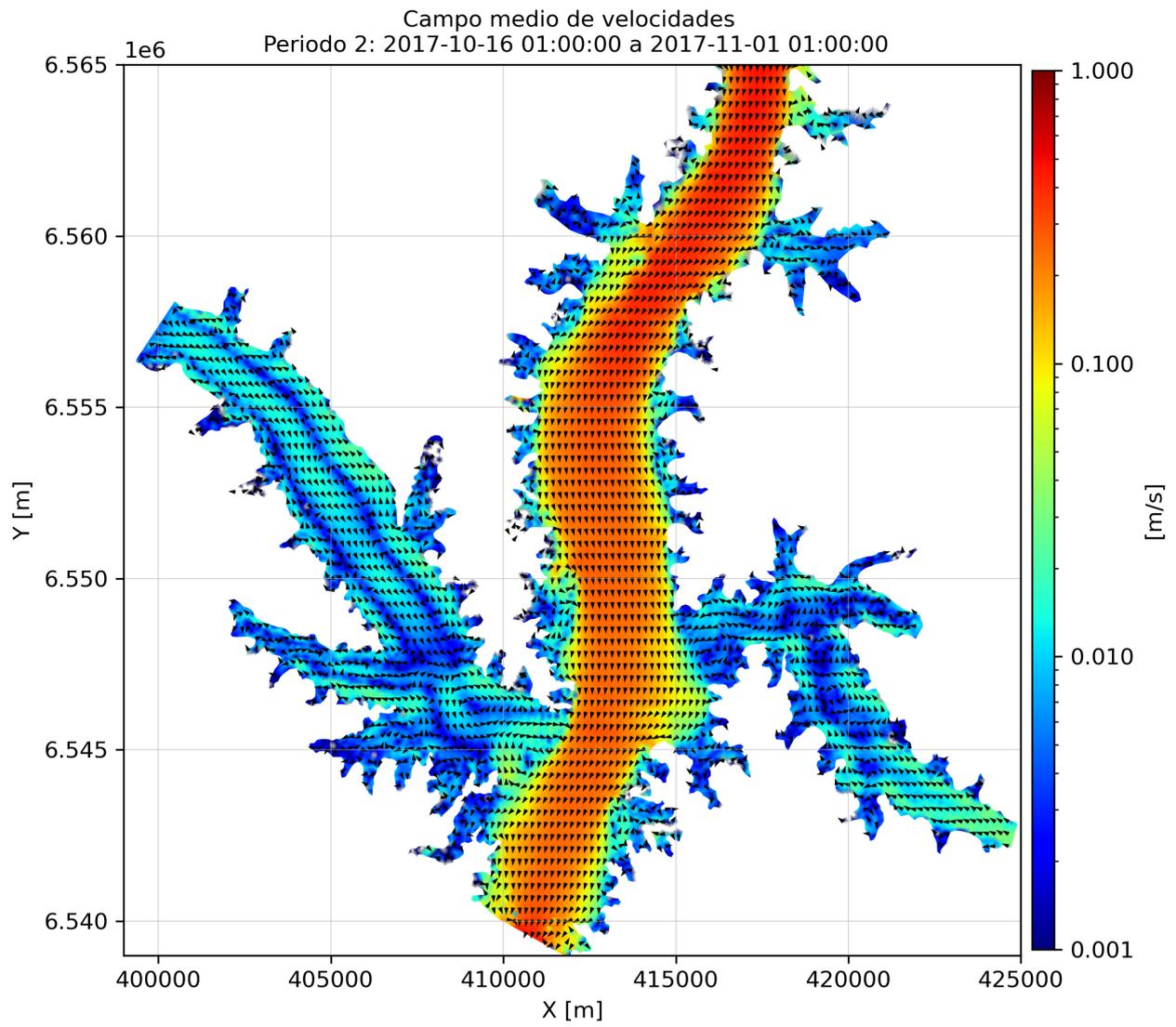


Figura 5.29: Campo medio de velocidades Periodo 2.

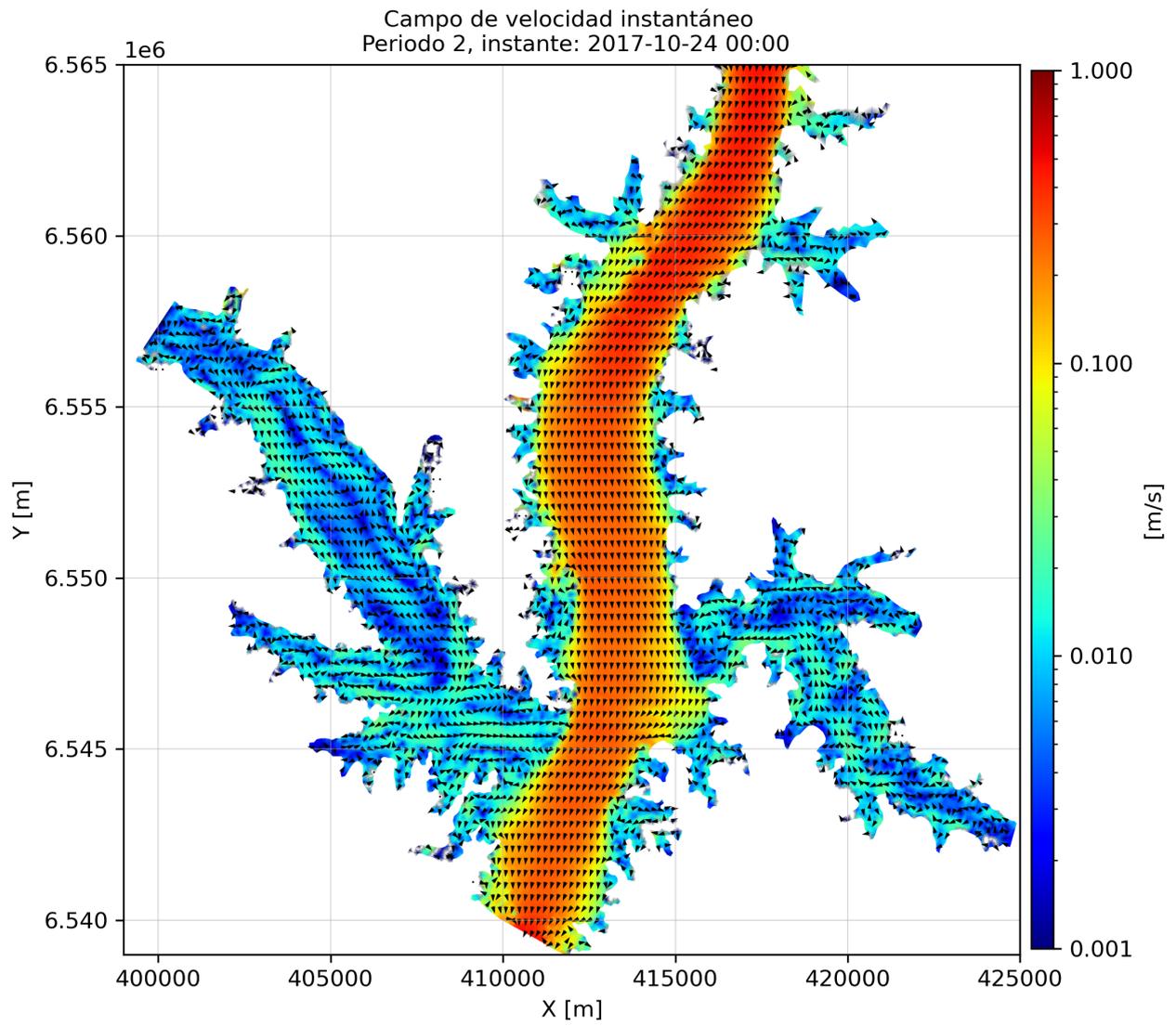


Figura 5.30: Campo de velocidades instantáneo en Periodo 2.

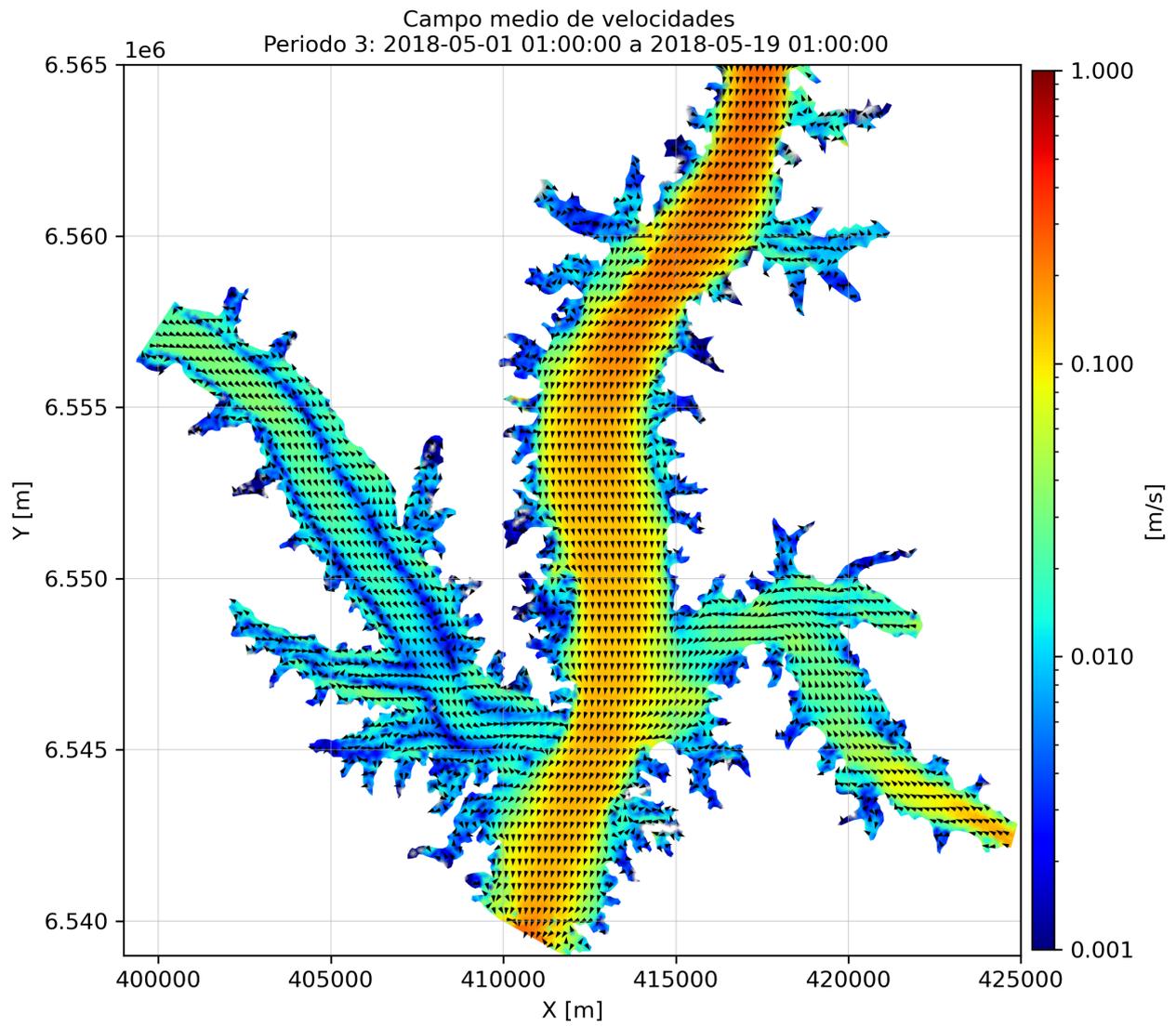


Figura 5.31: Campo medio de velocidades Periodo 3.

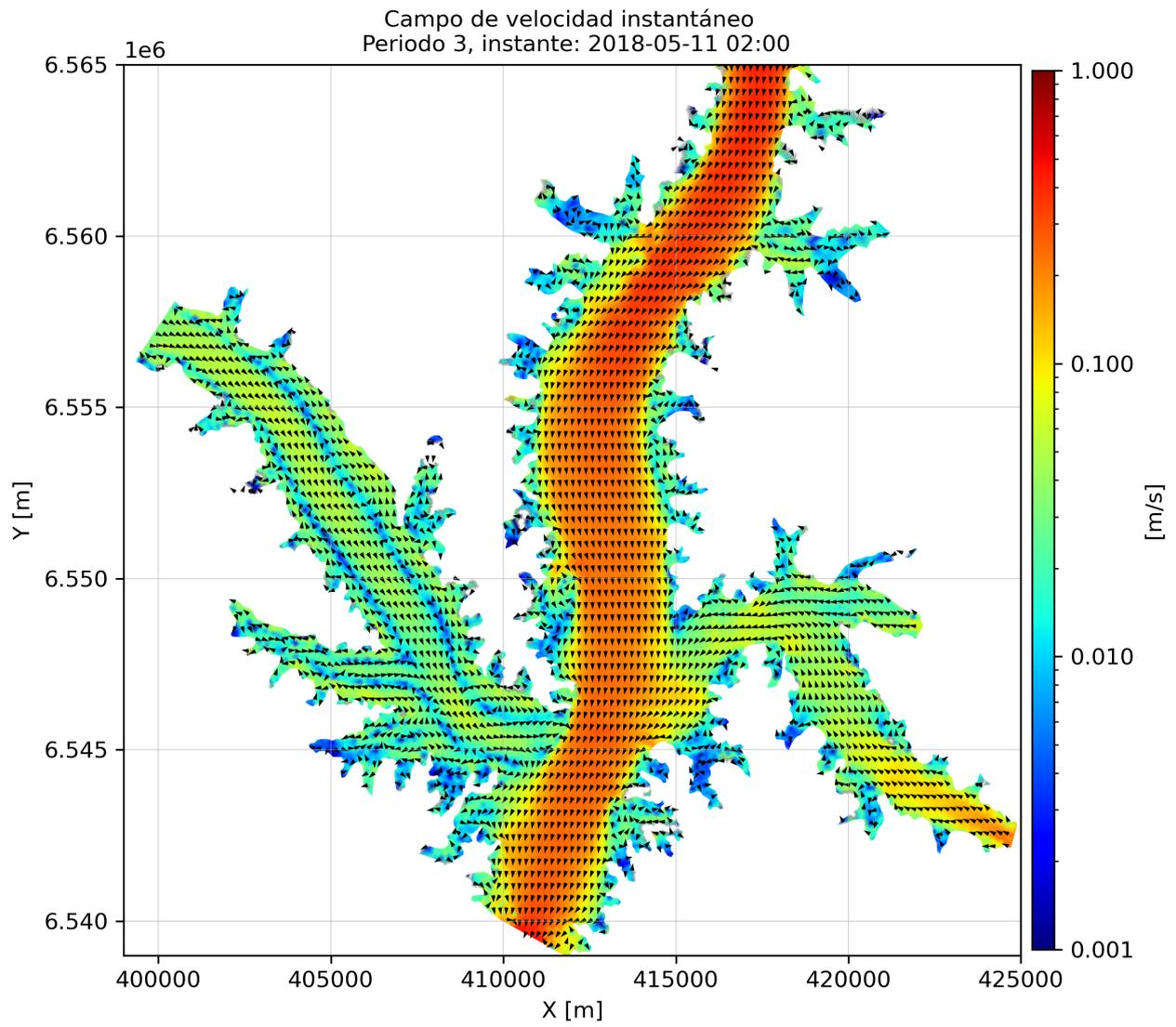


Figura 5.32: Campo de velocidades instantáneo en Periodo 3.

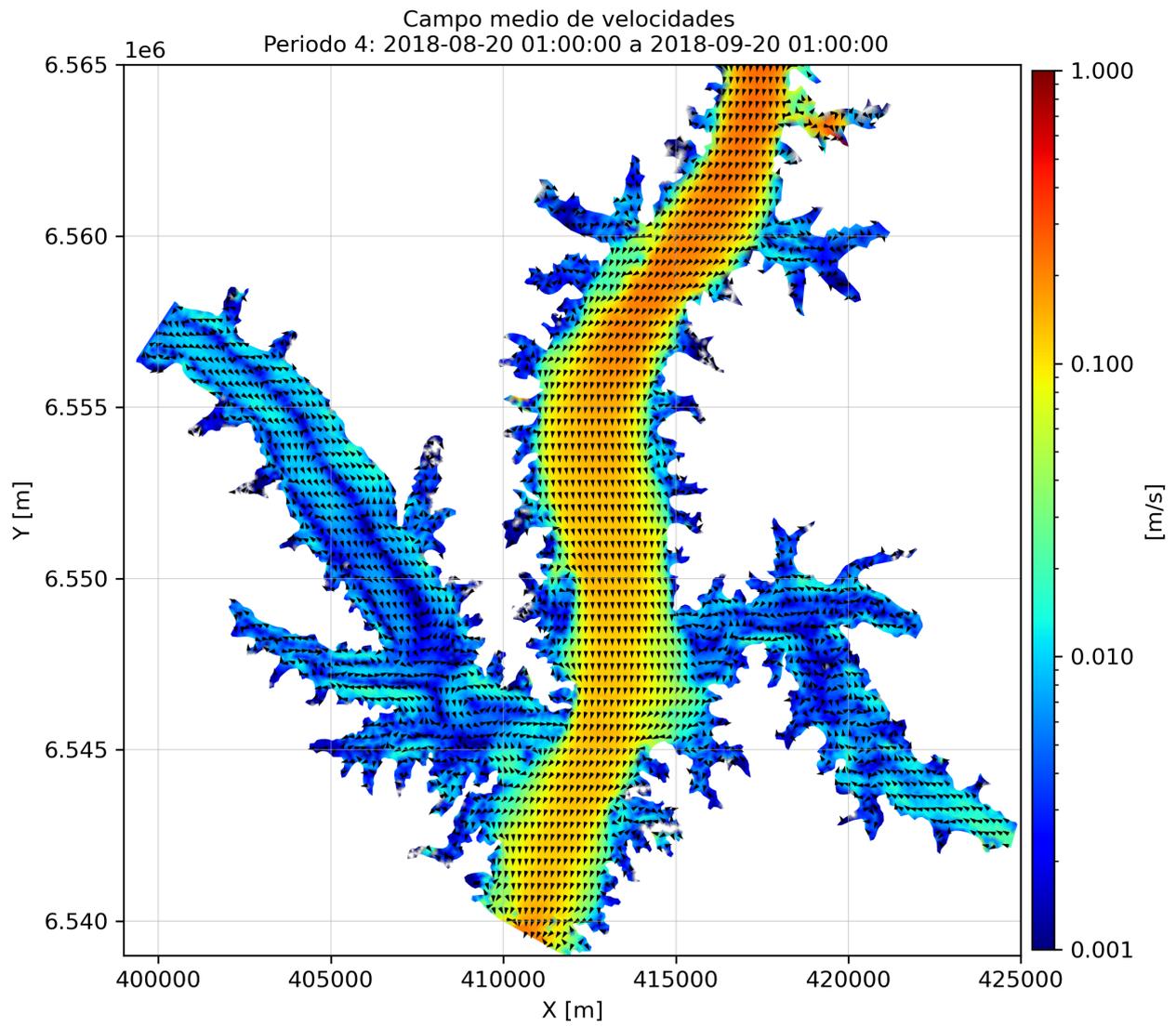


Figura 5.33: Campo medio de velocidades Periodo 4.

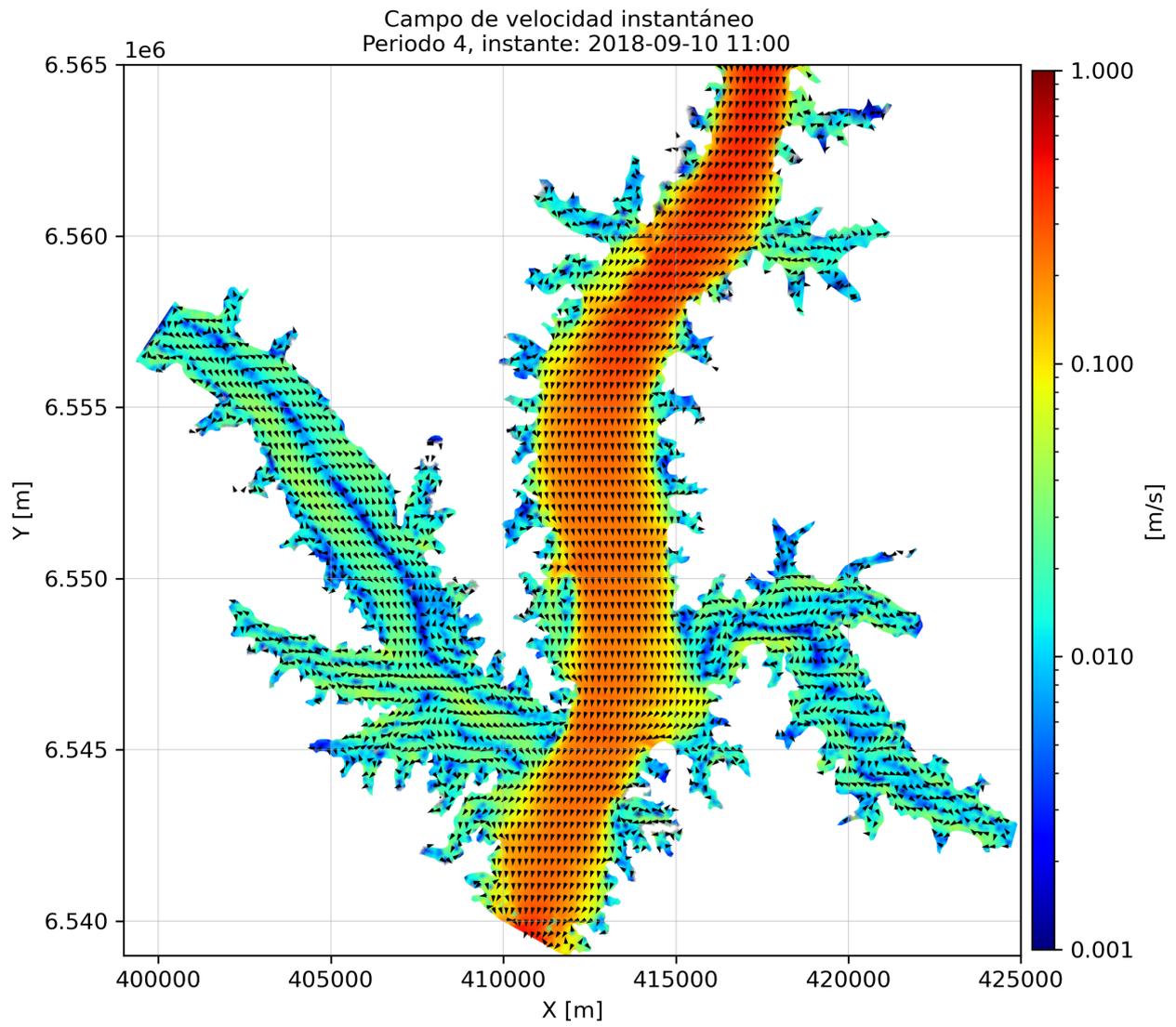


Figura 5.34: Campo de velocidades instantáneo en Periodo 4.

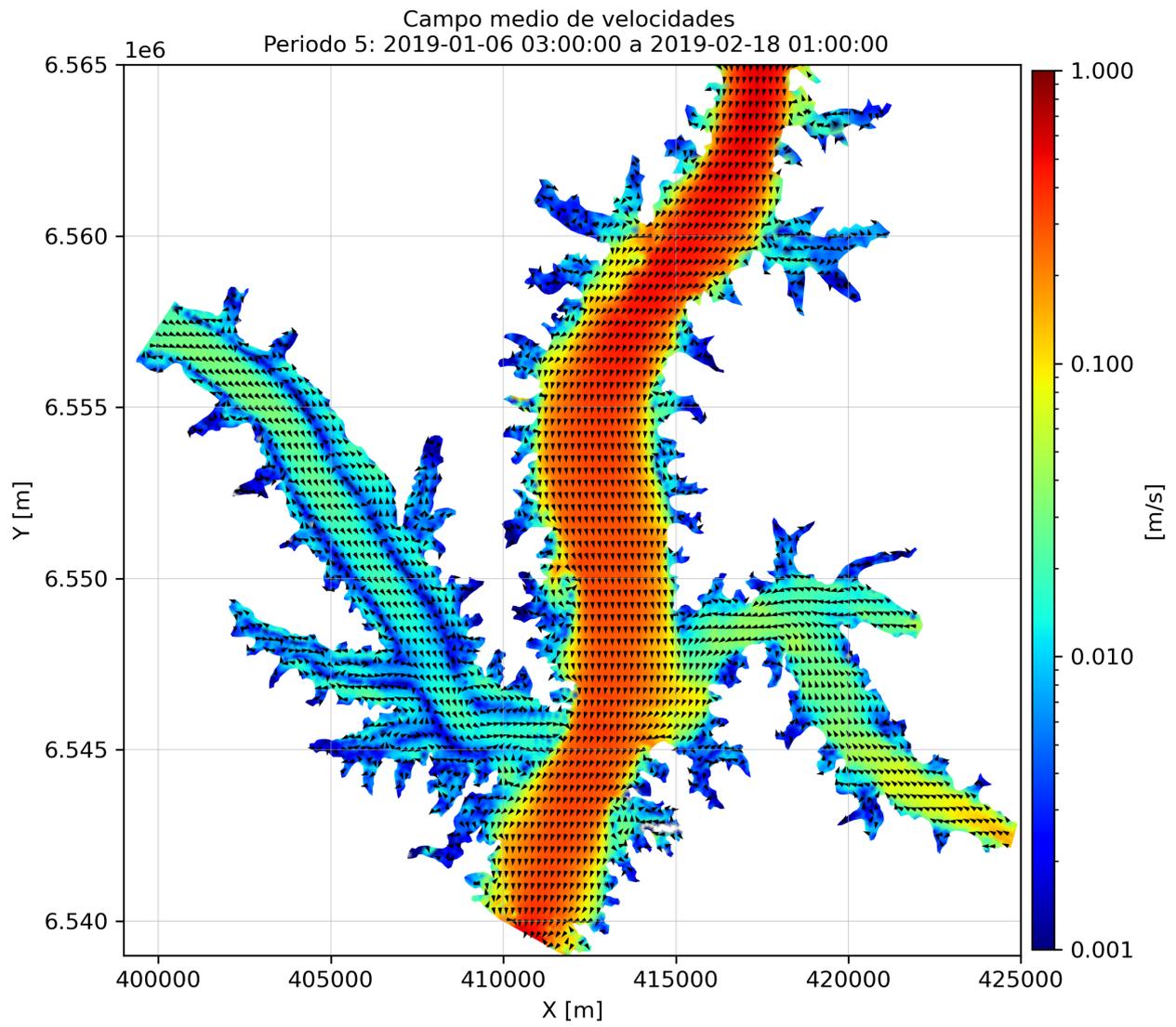


Figura 5.35: Campo medio de velocidades Periodo 5.

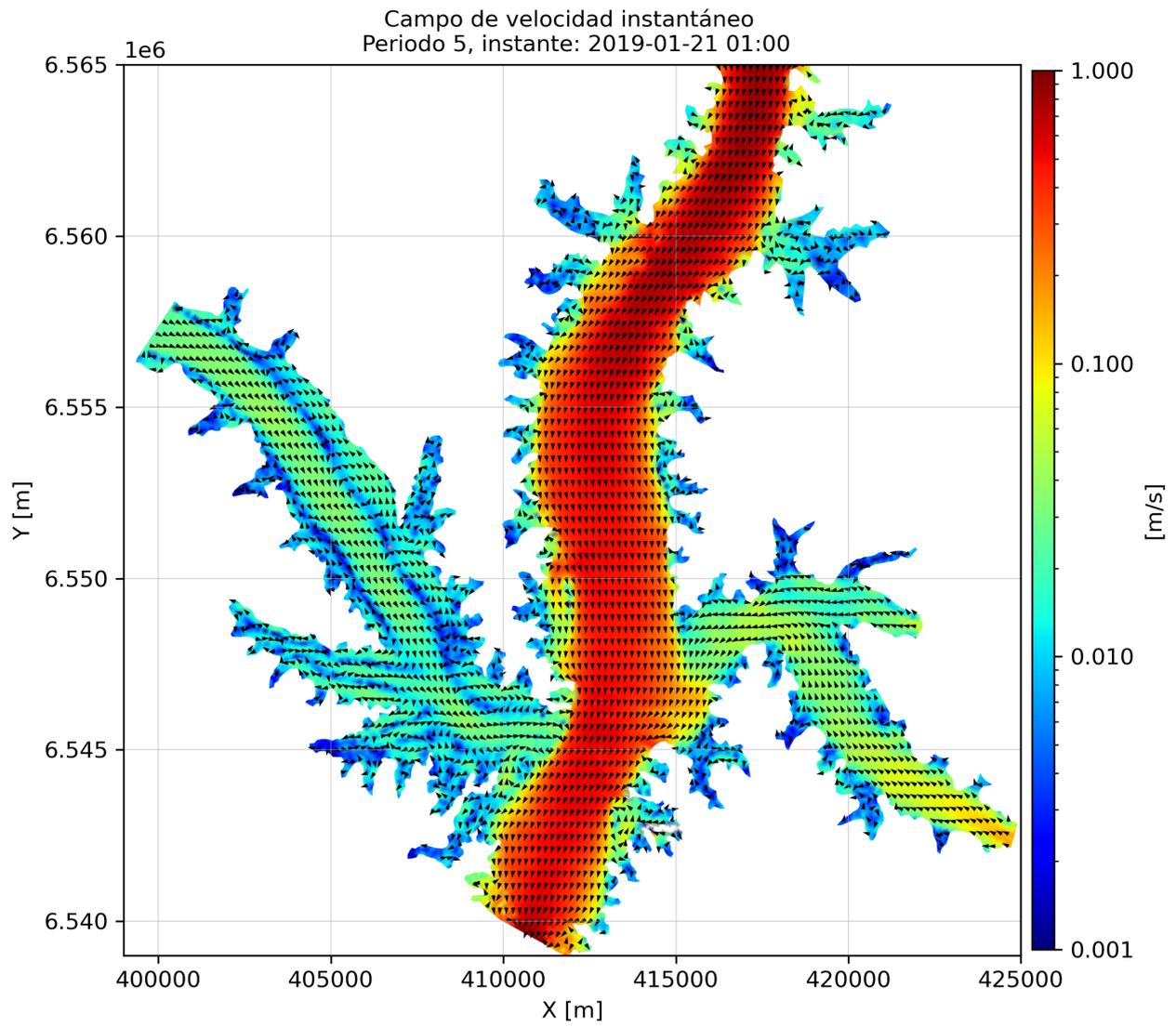


Figura 5.36: Campo de velocidades instantáneo en Periodo 5.

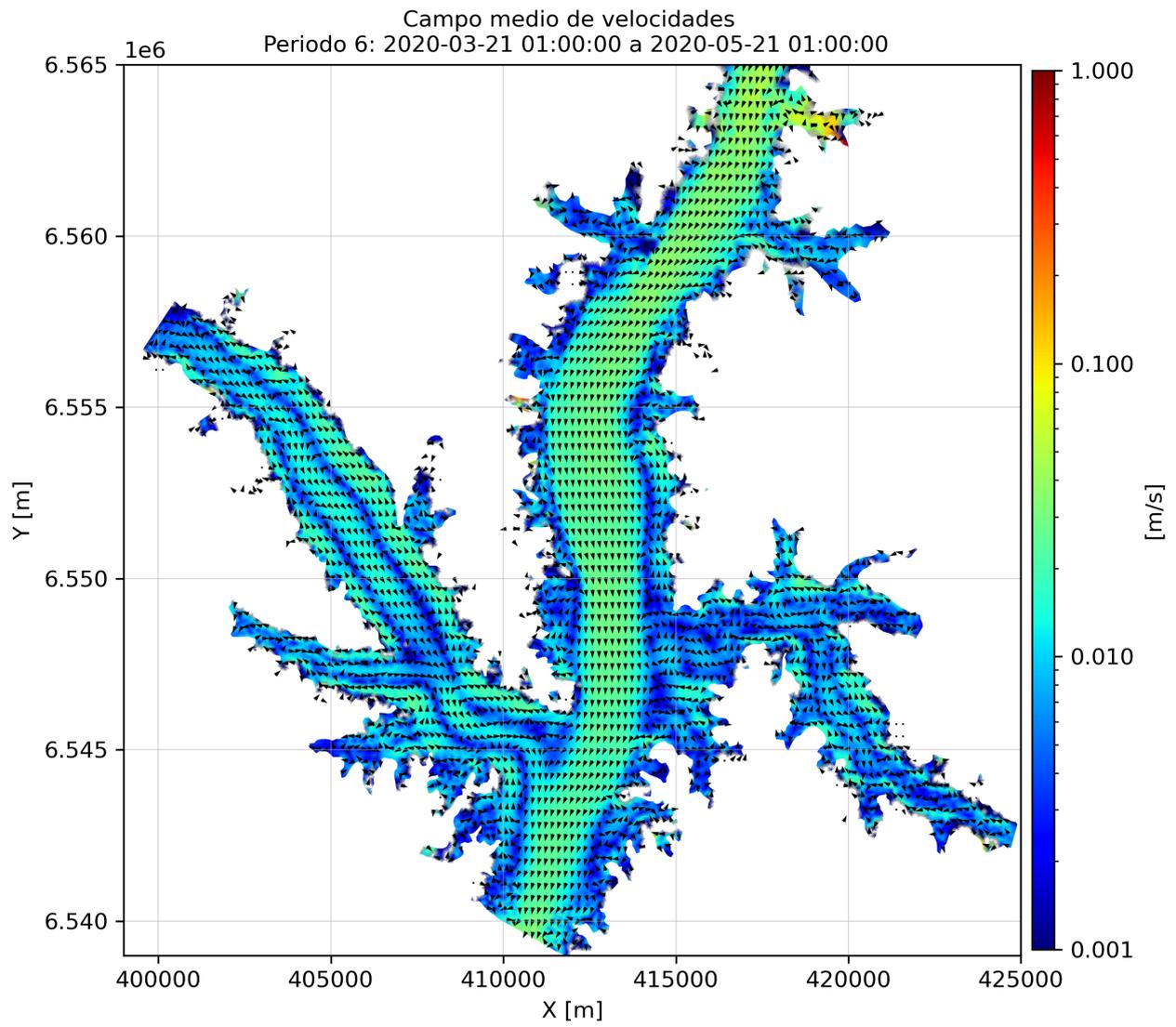


Figura 5.37: Campo medio de velocidades Periodo 6.

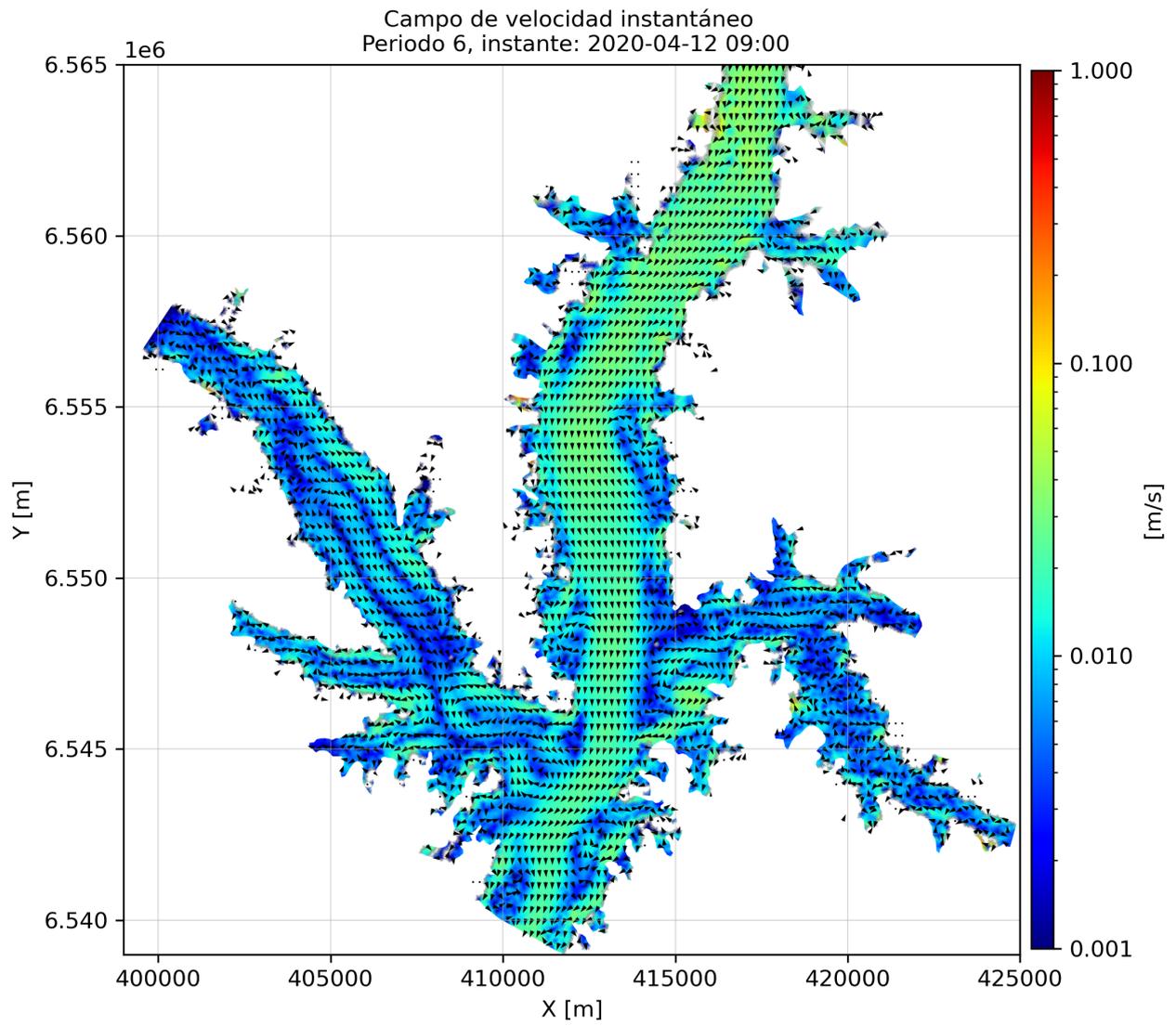


Figura 5.38: Campo de velocidades instantáneo en Periodo 6.

5.5. Resumen

Para todo el período simulado, el campo medio de la profundidad de la columna de agua en el dominio se encuentra entre 0 y 35 m, con un coeficiente de variación entre 0 y 1. El campo medio de la velocidad varía entre 0,10 cm/s y 2,5 m/s, con un coeficiente de variación de 0 a 4, siendo mayor en zonas someras y en los brazos laterales donde se observan patrones de circulación marcados.

A lo largo del eje del canal principal, se observa un cambio en la asimetría de la distribución de la profundidad de la columna de agua, de negativa a positiva, entre los 85 y 90 km aguas arriba de la represa. Desde el borde abierto hasta los 90 km aguas arriba, la profundidad media varía entre 5 y 30 m, y la velocidad media entre 0,2 y 0,5 m/s. Entre los 170 y 230 km (borde abierto de entrada), las profundidades medias son cercanas a 3 m, y las velocidades entre 0,6 y 1,4 m/s.

En el brazo Gualeguaycito, desde el borde de ingreso hasta unos 5 km aguas abajo, las profundidades medias son cercanas a 5 m. Próximo al canal principal, entre los 30 y 35 km del borde abierto, la profundidad media ronda los 20 m, con velocidades del orden de 2 cm/s. Los gráficos de violín muestran que la dirección de la velocidad no presenta una distribución unimodal.

En las secciones transversales, se observaron distribuciones bimodales para la distribución de la dirección de la velocidad, especialmente en zonas someras y centrales de los brazos laterales. En particular, en la desembocadura del brazo Gualeguaycito, el flujo neto es cercano a cero el 50% del tiempo, con distribución simétrica y extremos opuestos, lo que sugiere que el flujo de entrada y salida a través de la sección es similar.

Las simulaciones estacionarias mostraron que, a caudales y niveles bajos, el viento constante de 4,9 m/s afecta los patrones de circulación, sobre todo en los brazos laterales. Para niveles y caudales asociados a la moda de las series temporales respectivas, la velocidad en el canal alcanza 0,2 m/s, la intensidad de la velocidad en el canal principal alcanza valores del orden de 0,2 m/s, y el viento no genera patrones marcados de circulación en el canal principal, pero sí en los brazos laterales. El efecto del viento en direcciones perpendiculares al eje de los brazos produce un mayor efecto cortante, lo que dificulta el flujo de descarga de los brazos hacia el canal. Por otro lado, situaciones de caudales altos en los brazos laterales, y niveles y caudales moda en la represa, pueden generar patrones de descarga libre de los brazos hacia el canal.

Los campos de velocidad, tanto instantáneos como promedios en distintos periodos temporales, revelan patrones de circulación complejos en los brazos laterales. No obstante, los escenarios estacionarios capturan las características de los patrones presentes en los campos medios de las condiciones no estacionarias con forzantes reales.

Capítulo 6

Transporte de trazadores modelo SG-T2D

Para el análisis de las escalas temporales, se consideran simulaciones del transporte de trazadores pasivos bajo condiciones de forzantes realistas, así como en los escenarios estacionarios descritos en el capítulo anterior. Los experimentos realizados emplean un coeficiente de difusión del trazador de $1 \text{ m}^2/\text{s}$, y asumen inicialmente una concentración homogénea y uniformemente distribuida en todo el dominio computacional, con un valor de 1 g/L . A partir de un instante determinado, se prescribe una condición de concentración nula (0 g/L) en los bordes abiertos del dominio, excepto en el borde correspondiente a la represa, donde se impone una condición libre. A continuación, se describe la configuración de los ensayos realizados, las escalas temporales de transporte calculadas —tanto locales como globales—, y se presentan los resultados en forma de campos espaciales e histogramas.

6.1. Descripción de ensayos y escalas temporales

Para la simulación del transporte de trazadores bajo forzantes realistas, se realiza la liberación de trazadores el día 5 de cada mes, desde enero de 2017 hasta diciembre de 2019, lo que da como resultado un total de 36 experimentos. En la [Figura 6.1](#) se presentan los registros de nivel, caudal y viento, junto con los momentos de liberación de los trazadores. Se seleccionan seis experimentos como representativos, en función de las características del nivel y el caudal en el momento de la liberación y en los días posteriores (véase [Tabla 6.1](#)). Para los escenarios ideales, se libera un único trazador a los cinco días de iniciada la simulación.

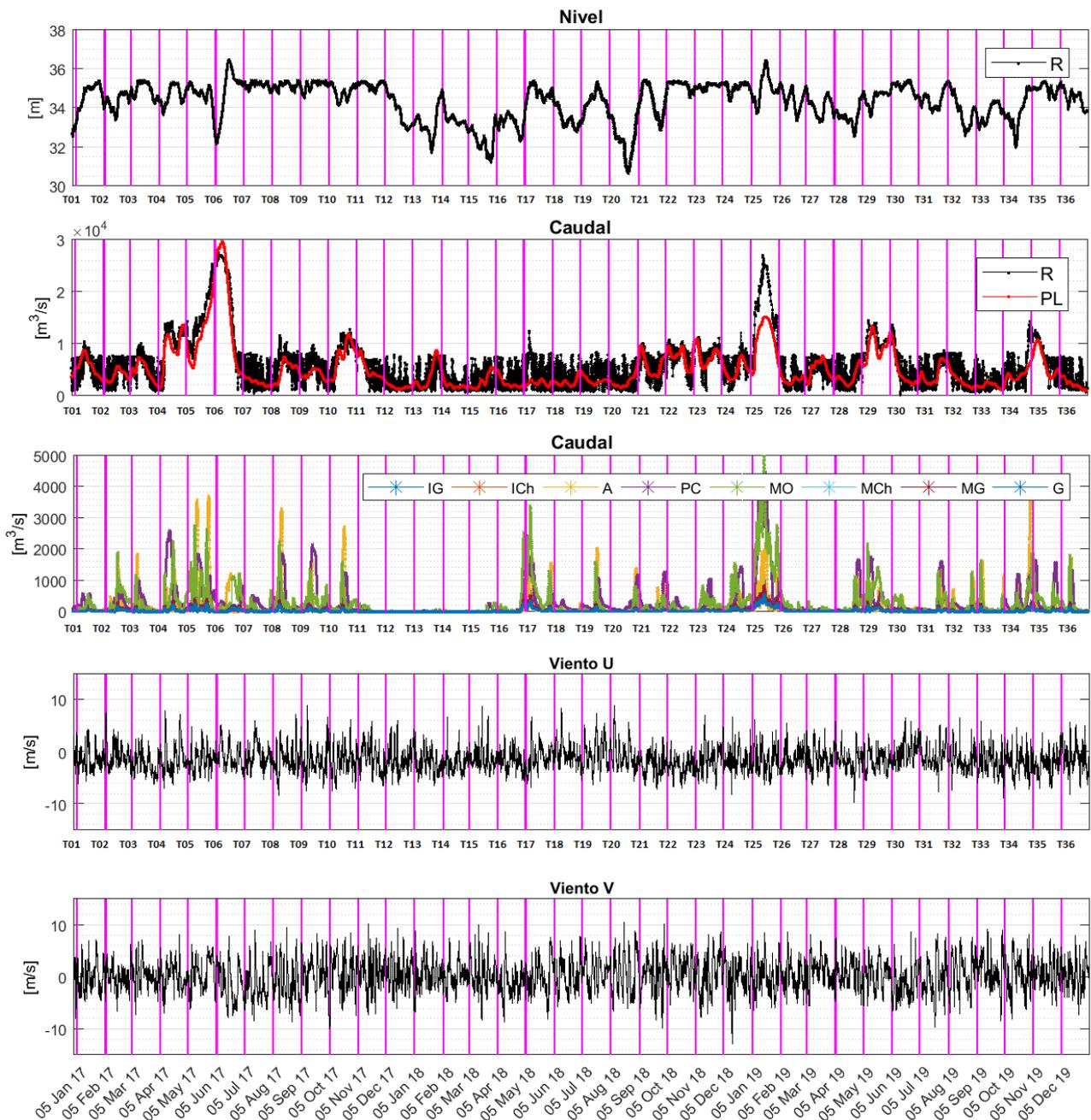


Figura 6.1: Inicialización de trazadores con forzantes reales.

Tabla 6.1: Descripción ensayos de trazadores de referencia.

Nombre	Fecha inicio	Descripción
Traz06 o T06	05/06/2017	Q crecida en canal principal
Traz12 o T12	05/12/2017	Q medio canal principal y bajo en brazos
Traz17 o T17	05/05/2018	Q medio canal principal y alto en brazos
Traz20 o T20	05/08/2018	Q medio canal principal y brazos
Traz25 o T25	05/01/2019	Q alto en canal principal y brazos
Traz30 o T30	05/06/2019	Q medio en canal principal y brazos

6.1.1. Escalas locales

A partir de la concentración de trazador en cada nodo del dominio, se calculan dos escalas temporales locales: el tiempo de retraso de lavado local (*flushing lag local*, o FL local) y el tiempo de lavado exponencial local (*flushing time local*, o FT local). El valor de FL local se define como el tiempo transcurrido desde la liberación del trazador hasta que la concentración en el nodo alcanza el 95 % de la concentración inicial (C_0). Por su parte, el FT local corresponde al tiempo necesario, a partir del instante definido por el FL local, para que la concentración disminuya hasta el 37 % de C_0 . La Figura 6.2 ilustra gráficamente la determinación de ambos tiempos característicos.

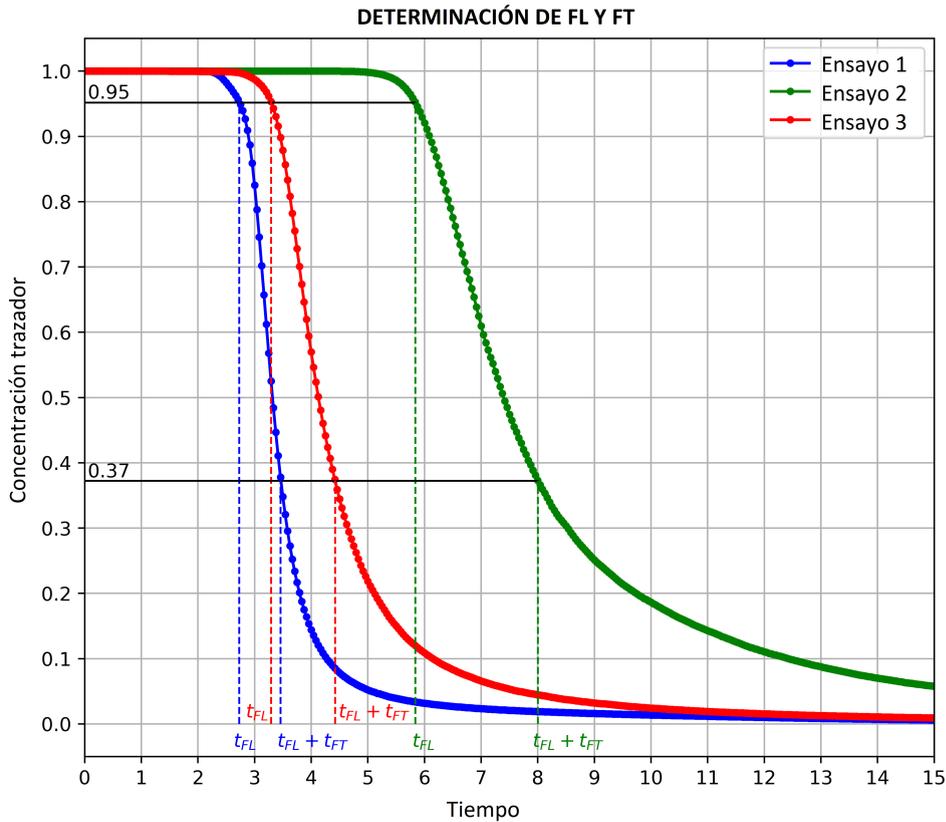


Figura 6.2: Ejemplo determinación tiempo de retraso de lavado y el tiempo de lavado.

6.1.2. Escalas globales

Se definen los volúmenes de control denominados Represa y Gualeguaycito, presentados en la Figura 6.3, con el objetivo de calcular las escalas temporales de carácter global: el tiempo de retraso de lavado global (*flushing lag global*, FL global), el tiempo de lavado exponencial global (*flushing time global*, FT global) y el tiempo de residencia (TR).

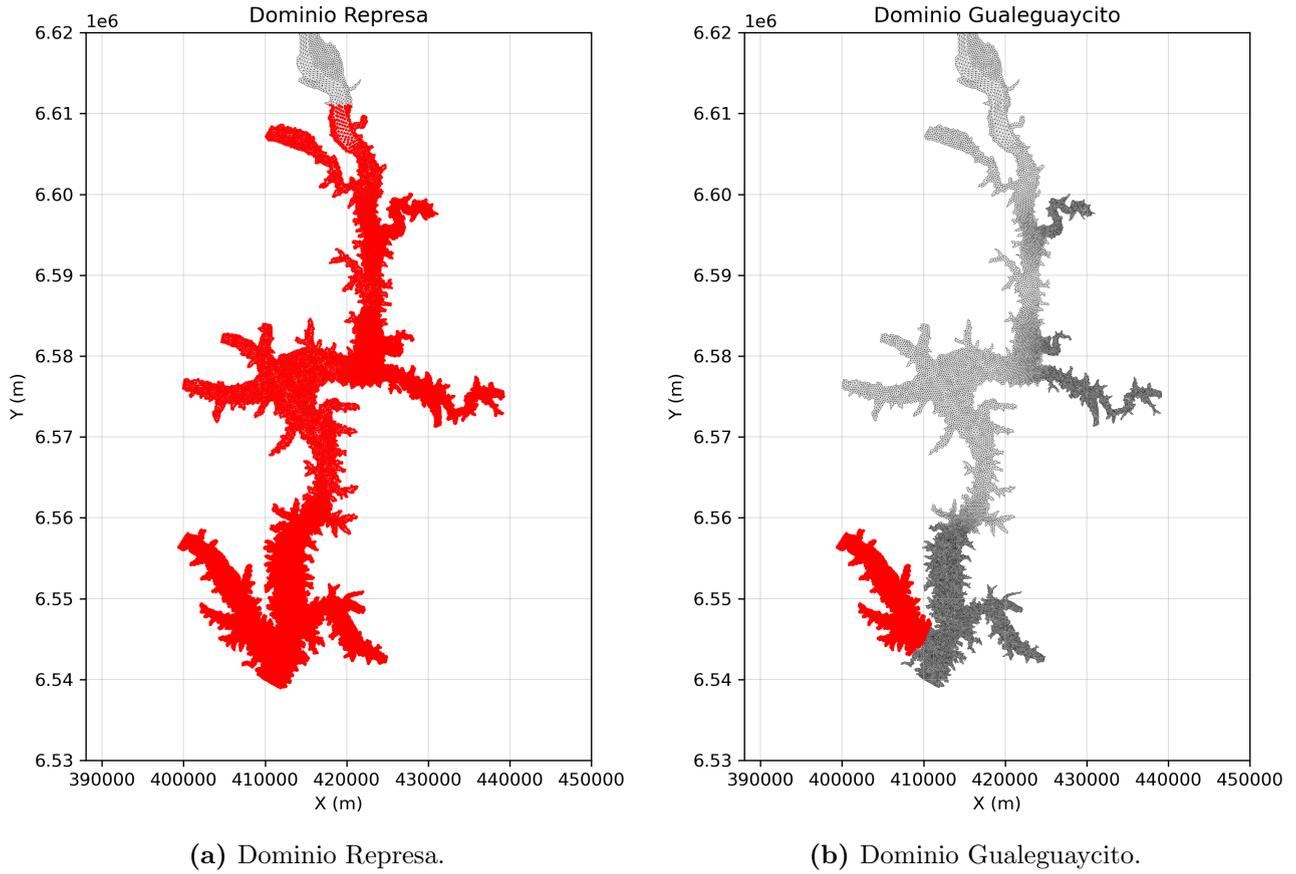


Figura 6.3: Volúmenes de control utilizados para estimación de escalas globales.

El tiempo de retraso de lavado global y el tiempo de lavado global se determinan mediante dos enfoques: a partir del cociente entre la masa de trazador en el dominio y la masa inicial, es decir, $M(t)/M_0$, y a partir del cociente entre la masa y el volumen del dominio, $M(t)/V(t)$. El valor de FL global se define como el tiempo transcurrido desde el inicio del experimento (es decir, desde la imposición de una condición de ingreso nula, 0 g/L, en los bordes abiertos) hasta que el valor del cociente considerado alcanza el 95 % de su valor inicial. Por su parte, FT global se determina como el tiempo transcurrido desde FL global hasta que dicho cociente alcanza el 37 % del valor inicial.

El tiempo de residencia (TR) se determina mediante un método numérico que integra la tasa de cambio de la masa con respecto al tiempo, conforme a la ecuación 2.42. El procedimiento consiste en extraer los valores de masa $M(t)$ y tiempo t a partir de los datos disponibles, calcular la derivada temporal de la masa mediante un esquema de diferencias finitas, e integrar posteriormente la función obtenida. Finalmente, el resultado de la integración se normaliza en función de la masa inicial M_0 .

6.2. Series temporales de trazadores

En esta sección se presentan los gráficos de la evolución temporal de la concentración de trazadores en puntos seleccionados en el canal principal y en el brazo Gualeguaycito. Además, se presenta la evolución temporal de concentración de trazadores y de masa en los dominios Represa y Gualeguaycito.

6.2.1. Concentración de trazadores en puntos

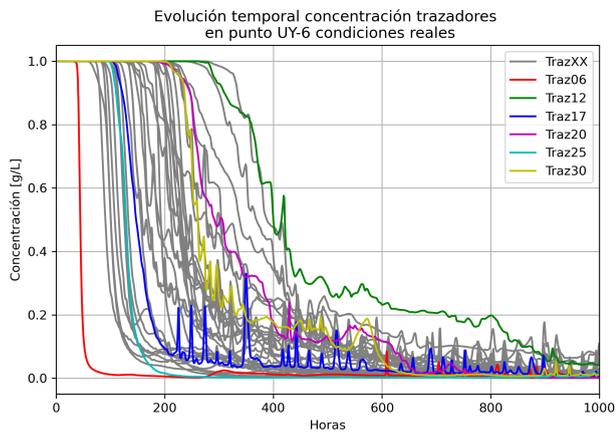
La [Figura 6.4](#) presenta la concentración de trazadores en función de las horas desde la liberación, para los puntos UY-6, UY-46 y UY-86 pertenecientes al canal principal (ver [Figura 5.7](#)), y los puntos G-5, G-21 y G-37 que pertenecen al brazo Gualeguaycito (ver [Figura 5.6](#)). La concentración del trazador se indica en color gris para todas las realizaciones, y en colores para los seis experimentos de referencia indicados en la [Tabla 6.1](#).

Para los puntos en el canal principal, se observa que, entre las 50 y 500 horas desde la inicialización, la concentración del trazador se encuentra por debajo de 40 % de la concentración inicial de 1 g/L. Por otro lado, en los puntos del brazo Gualeguaycito, generalmente esto se observa entre 50 y 2.000 horas. En el brazo lateral se registran oscilaciones significativas en el valor de concentración de trazador en cortos períodos de tiempo; en cambio, en el canal principal, este comportamiento se observa de manera más acentuada en el punto cercano a la represa (UY-6).

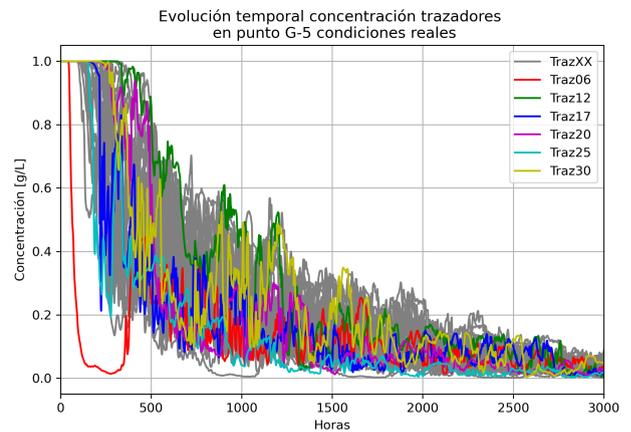
La [Figura 6.5](#) muestra la concentración de trazador para los escenarios estacionarios en los puntos UY-6, UY-46 y UY-86, mientras que la [Figura 6.6](#) presenta las series para los puntos G-5, G-21 y G-37. En los brazos laterales, los escenarios muestran comportamientos similares tanto para caudales bajos como para caudales moda. En los puntos del canal principal, entre las 50 y 1500 horas desde la inicialización, la concentración del trazador se encuentra por debajo de 40 % de la concentración inicial de 1 g/L. En los puntos del brazo Gualeguaycito, esto se observa entre 50 y 3.500 horas.

La [Figura 6.7](#) presenta la comparación de la concentración de trazador entre los ensayos de referencia con forzantes reales y algunos de los ensayos en condiciones estacionarias. Particularmente, se observa que en los puntos del canal principal la evolución del trazador del ensayo Traz06 (caudal crecida en canal) se ajusta a la observada para el caso estacionario E10 (caudal crecida). En contraste, el escenario estacionario E1 (caudales bajos) presenta una evolución temporal que se aleja de lo observado en los casos con forzantes realistas.

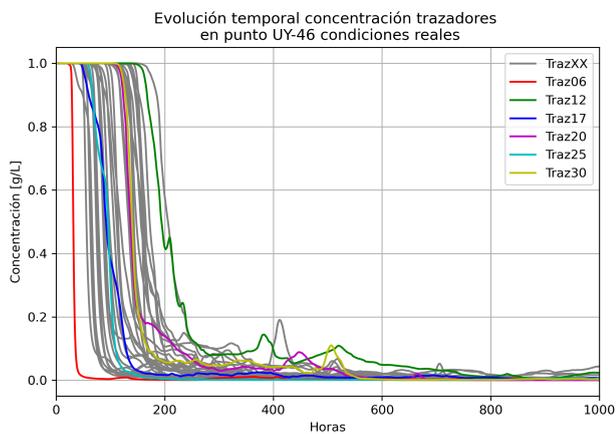
En los puntos del brazo lateral, los escenarios estacionarios tienden a ser envolventes de los casos reales. En el punto G-5, el escenario E10 podría considerarse como envolvente inferior, mientras que E1 (caudales bajos) y E5 (caudales moda) podrían considerarse envolventes superiores. Para los puntos G21 y G37, la envolvente inferior podría considerarse al ensayo E9 (caudal alto en brazos) y la envolvente superior a E5 (caudales moda).



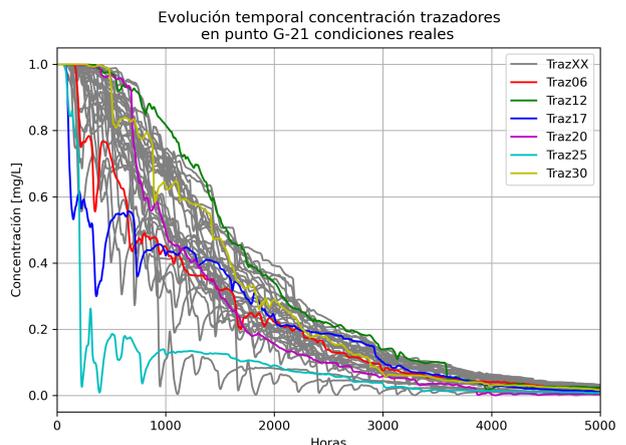
(a) Punto UY-6



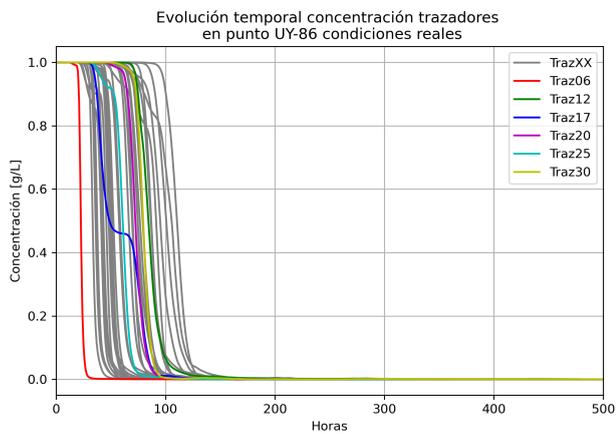
(b) Punto G-5



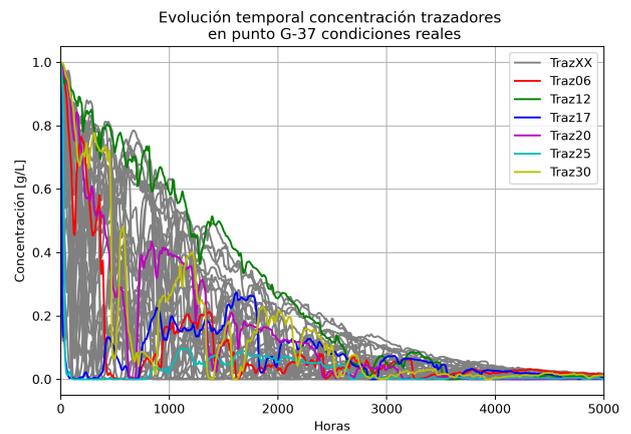
(c) Punto UY-46



(d) Punto G-21

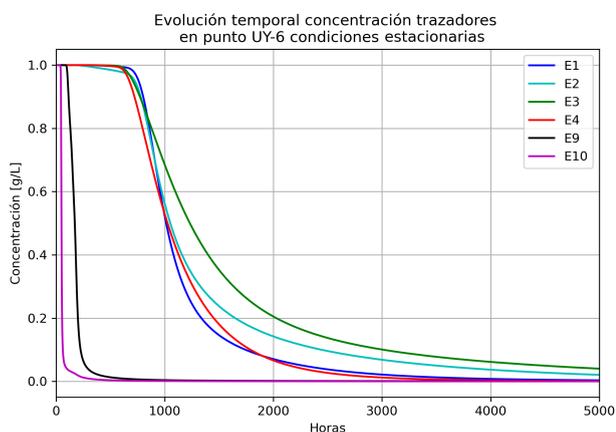


(e) Punto UY-86

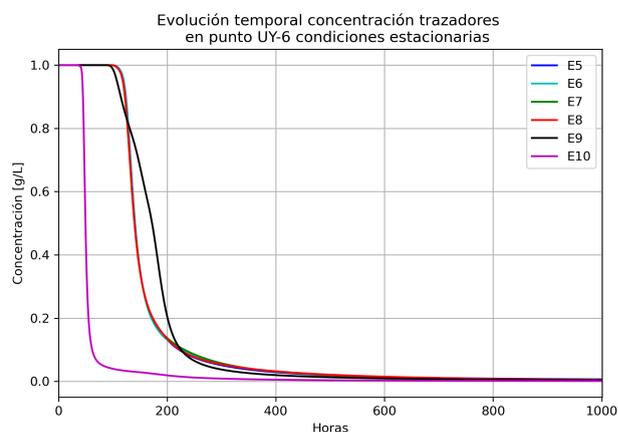


(f) Punto G-37

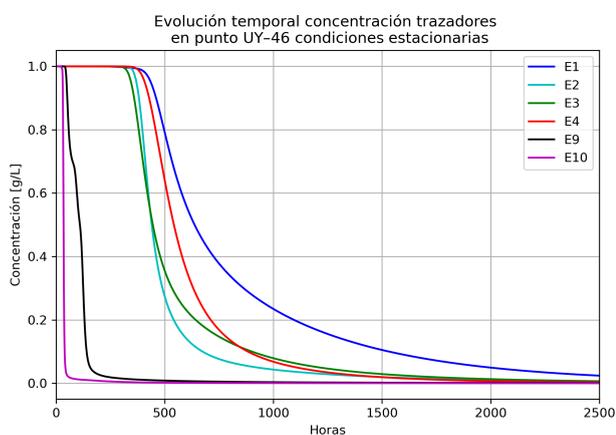
Figura 6.4: Concentración trazador en puntos, forzantes reales.



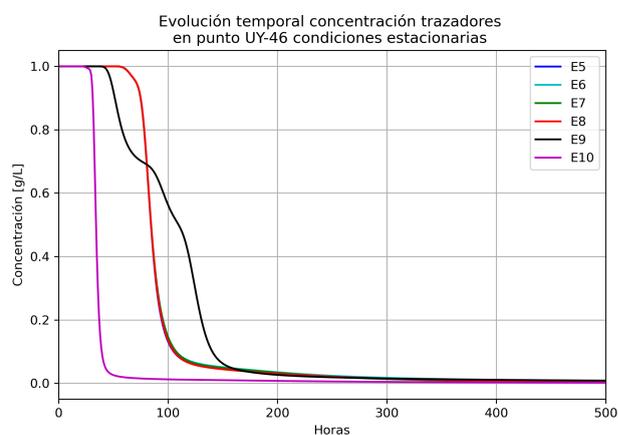
(a) Punto UY-6, escenarios E1 a E4, E9 y E10.



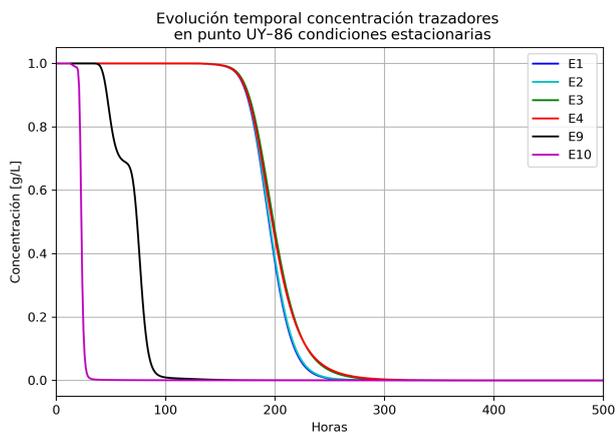
(b) Punto UY-6, escenarios E5 a E10.



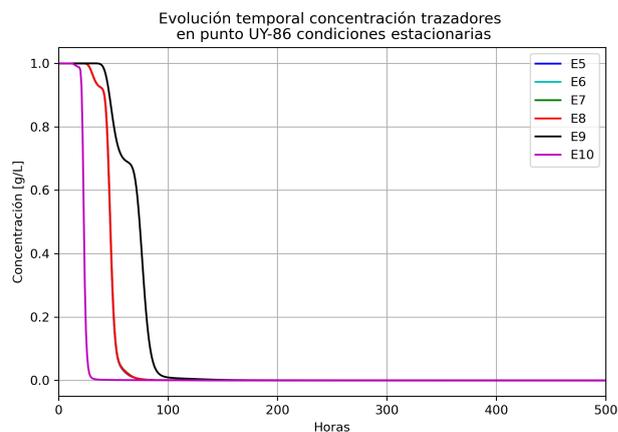
(c) Punto UY-46, escenarios E1 a E4, E9 y E10.



(d) Punto UY-46, escenarios E5 a E10.

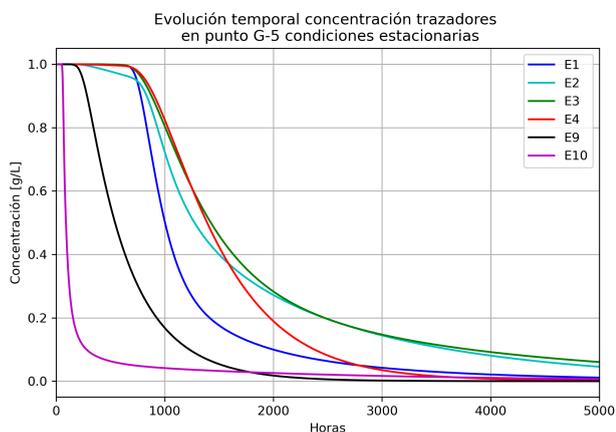


(e) Punto UY-86, escenarios E1 a E4, E9 y E10.

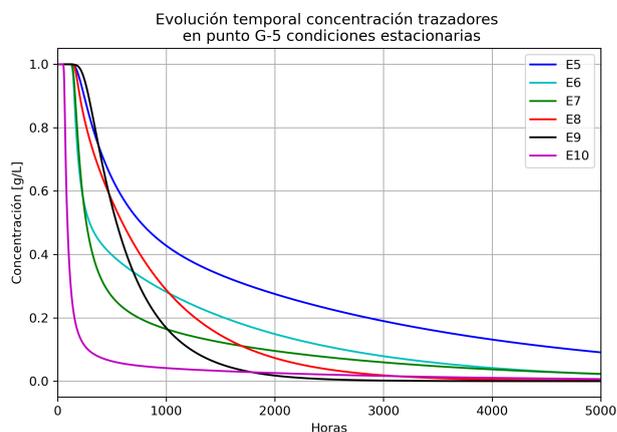


(f) Punto UY-86, escenarios E5 a E10.

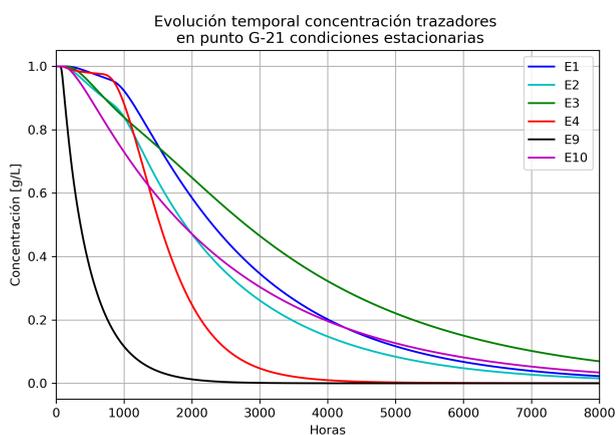
Figura 6.5: Concentración de trazador en puntos del canal principal, escenarios estacionarios.



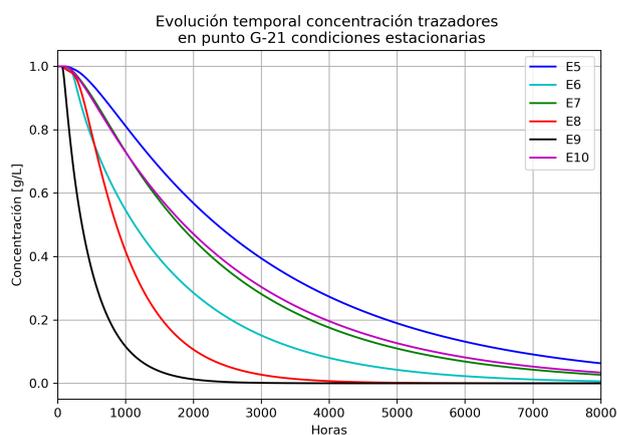
(a) Punto G-5, escenarios E1 a E4, E9 y E10.



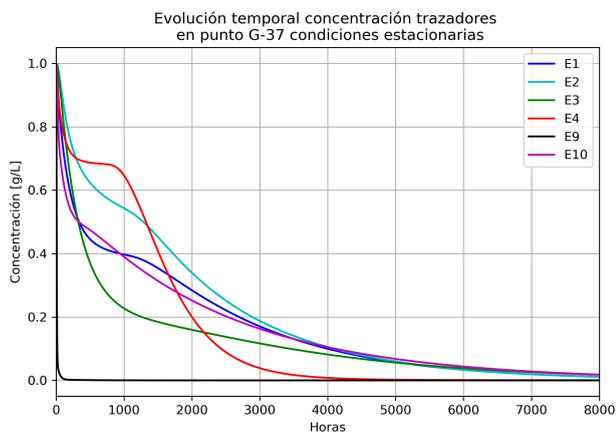
(b) Punto G-5, escenarios E5 a E10.



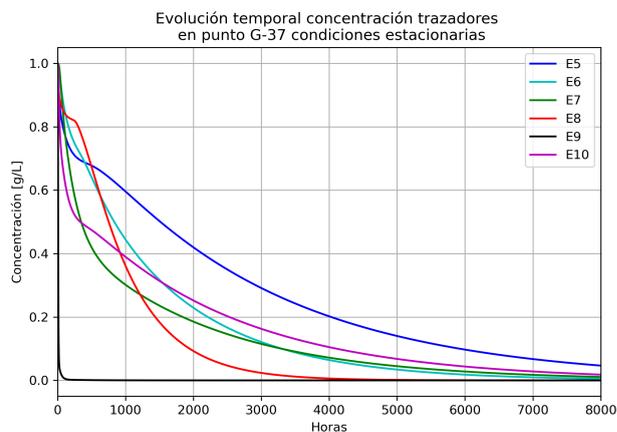
(c) Punto G-21, escenarios E1 a E4, E9 y E10.



(d) Punto G-21, escenarios E5 a E10.

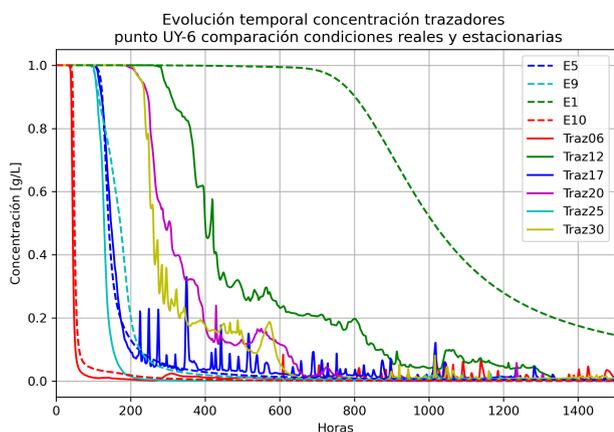


(e) Punto G-37, escenarios E1 a E4, E9 y E10.

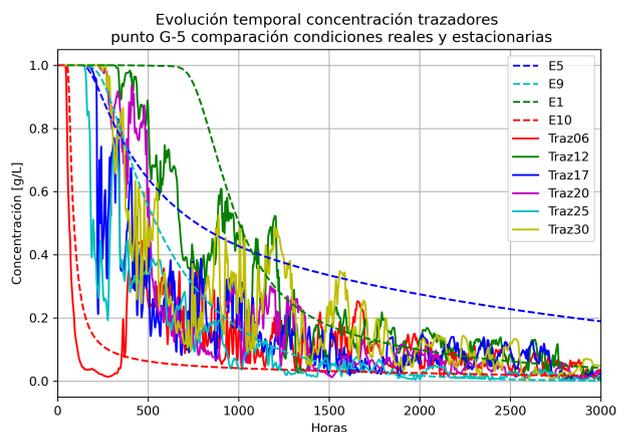


(f) Punto G-37, escenarios E5 a E10.

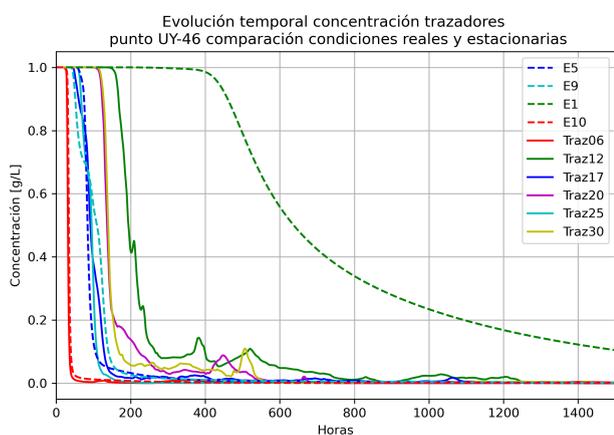
Figura 6.6: Concentración de trazador en puntos brazo Gualeguaycito, escenarios estacionarios.



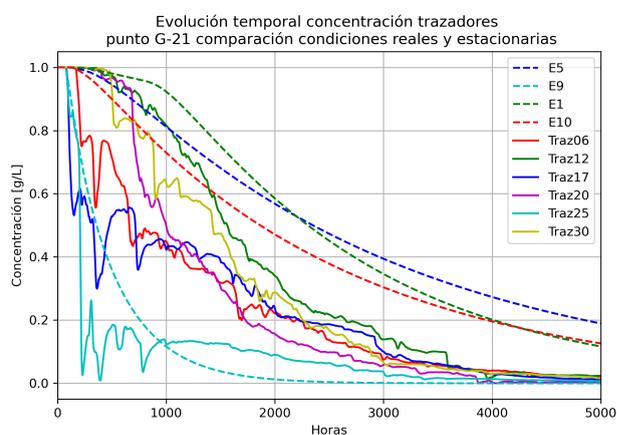
(a) Punto UY-6



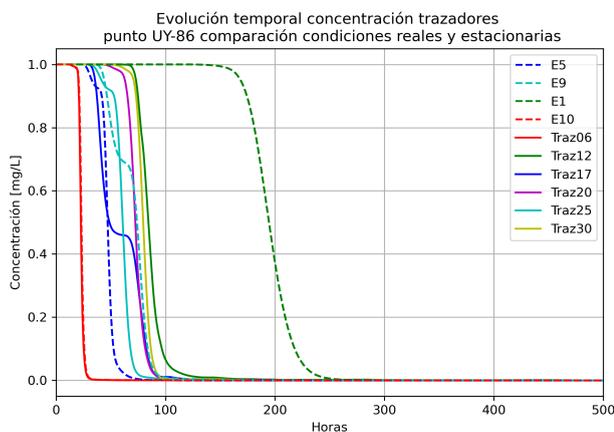
(b) Punto G-5



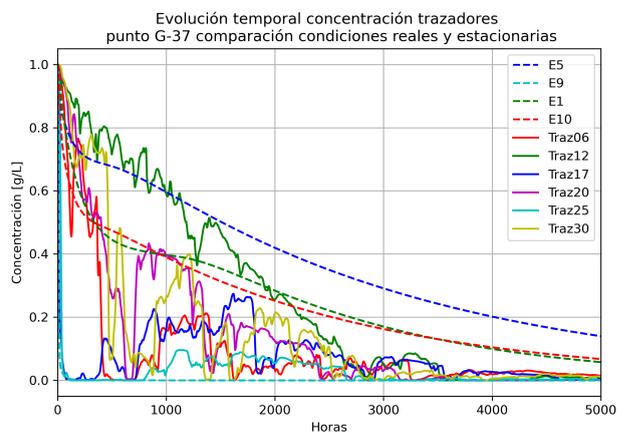
(c) Punto UY-46



(d) Punto G-21



(e) Punto UY-86



(f) Punto G-37

Figura 6.7: Comparación concentración de trazador forzantes reales y escenarios estacionarios.

6.2.2. Concentración y masa de trazadores en dominios

La [Figura 6.8](#) presenta la evolución temporal del cociente de la masa de trazador $M(t)$ y la masa inicial de trazador M_0 , así como el cociente entre la masa de trazador y el volumen de fluido $V(t)$, para los escenarios con forzantes reales y los escenarios estacionarios, en el volumen de control Represa. Por otro lado, en la [Figura 6.9](#) se presentan los resultados para el volumen de control Gualeguaycito.

En el dominio Represa, en las condiciones de forzantes reales, el comportamiento de los cocientes calculados ([Figura 6.8a](#) [Figura 6.8b](#)) presenta mayores diferencias para condiciones de caudales bajos y de crecida, es decir ensayos Traz12 y Traz06, respectivamente. No obstante, para ambos cocientes, entre las 50 y 500 horas desde la inicialización, el valor del mismo se encuentra por debajo del 40% del valor inicial.

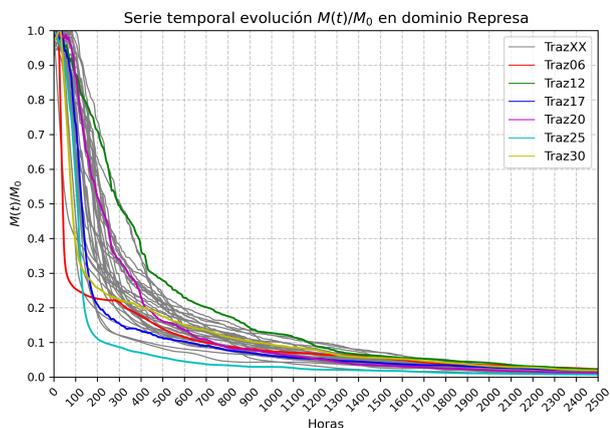
En los escenarios estacionarios ([Figura 6.8c](#) y [Figura 6.8d](#)) no se observan diferencias entre los cocientes. Entre las 50 y 1.000 horas, el valor de los mismos se mantienen por debajo del 40% del valor inicial. Al comparar los escenarios reales y estacionarios ([Figura 6.8e](#) y [Figura 6.8f](#)), se observa que los escenarios de crecida E10 y Traz06, y caudales altos en los brazos E9 y Traz25, se ajustan relativamente bien. El escenario estacionario de caudales bajos E1 representa una envolvente superior del caso Traz12.

En el dominio Gualeguaycito, las condiciones de forzantes reales ([Figura 6.9a](#) y [Figura 6.9b](#)), presentan mayores diferencias entre si para los casos de caudales bajos (Traz12) y de crecida (Traz06). En todos los casos, entre 250 y 1.750 horas, los cocientes se encuentran por debajo del 40% del valor inicial. En los escenarios estacionarios ([Figura 6.9c](#) y [Figura 6.9d](#)), el cociente se mantiene por debajo del 40% entre 500 y 3.250 horas. Al comparar los casos reales con estacionarios ([Figura 6.9e](#) y [Figura 6.9f](#)), los escenarios de caudales altos en los brazos E9 y Traz25 se ajustan de buena manera, mientras que el escenario estacionario de caudales bajos E5 representa una envolvente superior a los casos reales presentados.

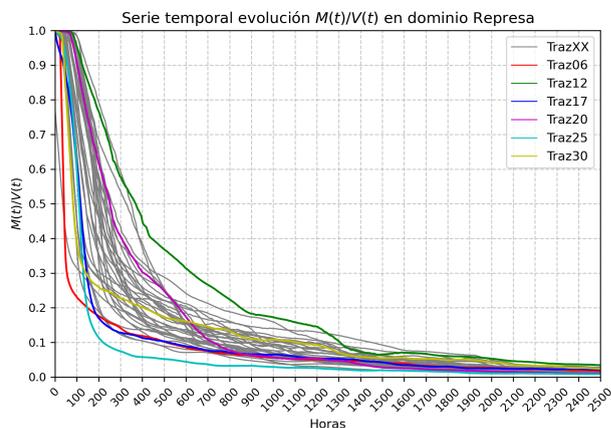
6.3. Escalas locales de transporte

6.3.1. Tiempo de retraso de lavado

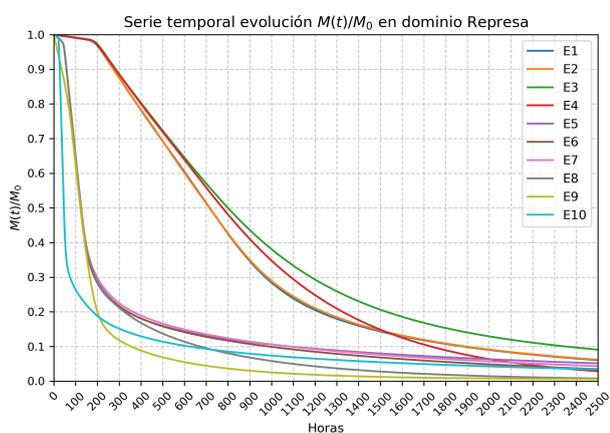
La [Figura 6.10](#) y la [Figura 6.11](#) presentan el campo medio y el coeficiente de variación del tiempo de retraso de lavado resultantes de los 36 experimentos realizados. El intervalo de variación del valor promedio de FL para el canal principal se encuentra entre 1 y 15 días, con un coeficiente de variación en el intervalo 0 a 0,25. En los brazos laterales, se observa que el flushing lag presenta menores valores cerca de los bordes abiertos, en particular, en el brazo Gualeguaycito, los valores oscilan entre 1 y 15 días, mientras que en la zona intermedia de este brazo se observan valores medios entre 15 y 25 días. El coeficiente de variación en los brazos se encuentra en el intervalo 0 a 0,50.



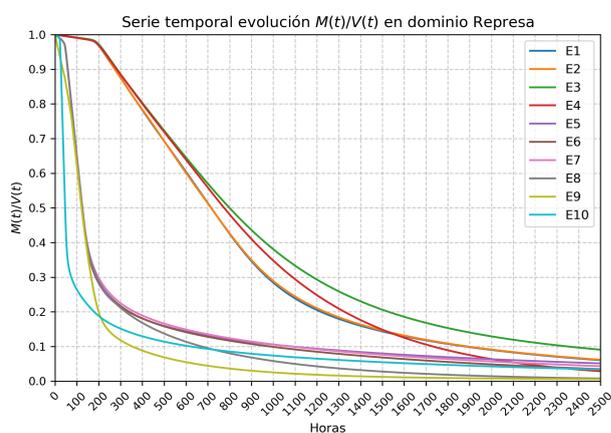
(a) Relación $M(t)/M_0$ condiciones reales



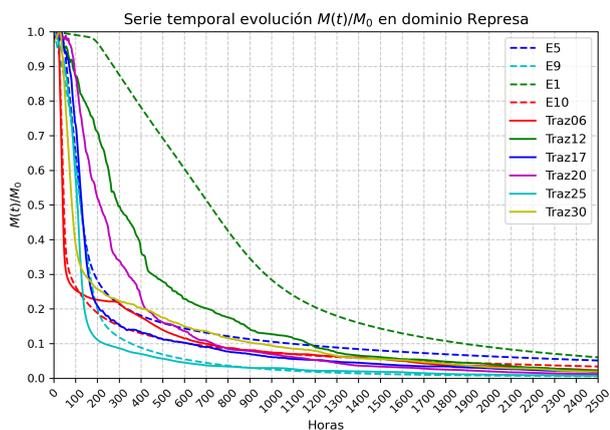
(b) Relación $M(t)/V(t)$ condiciones reales



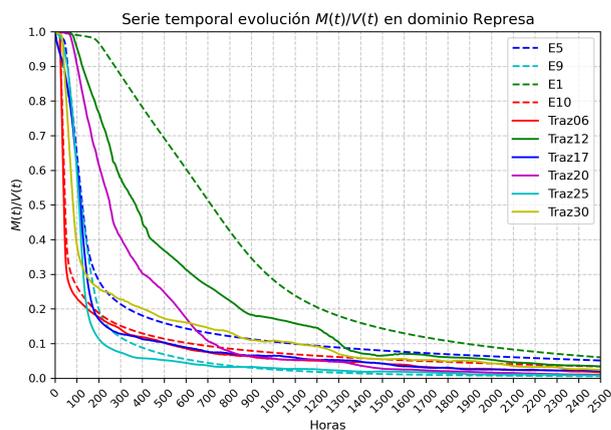
(c) Relación $M(t)/M_0$ escenarios estacionarios



(d) Relación $M(t)/V(t)$ escenarios estacionarios

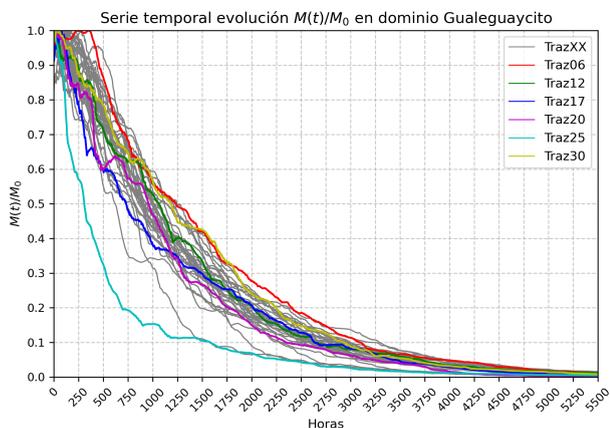


(e) Relación $M(t)/M_0$ comparación

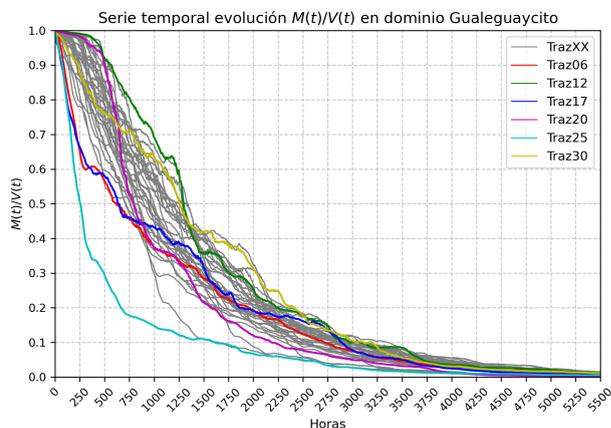


(f) Relación $M(t)/V(t)$ comparación

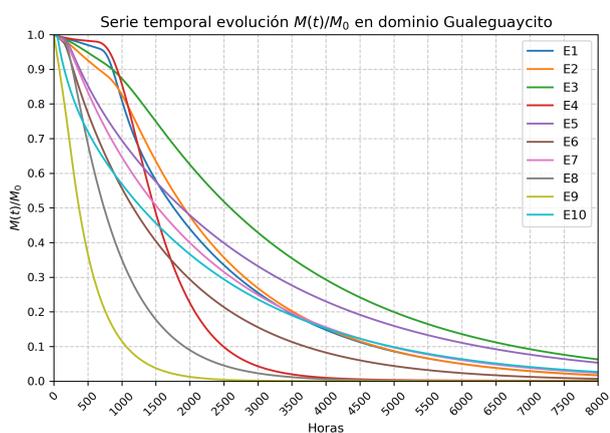
Figura 6.8: Series temporales de cocientes $M(t)/M_0$ y $M(t)/V(t)$ en dominio Represa.



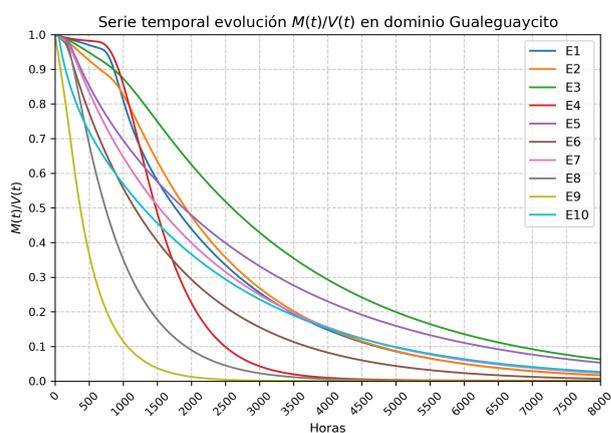
(a) Relación $M(t)/M_0$ condiciones reales



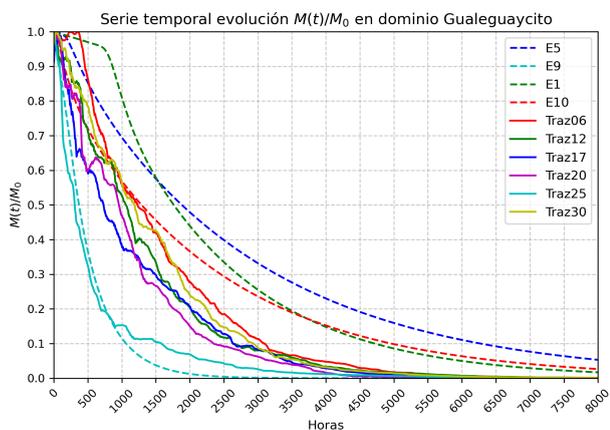
(b) Relación $M(t)/V(t)$ condiciones reales



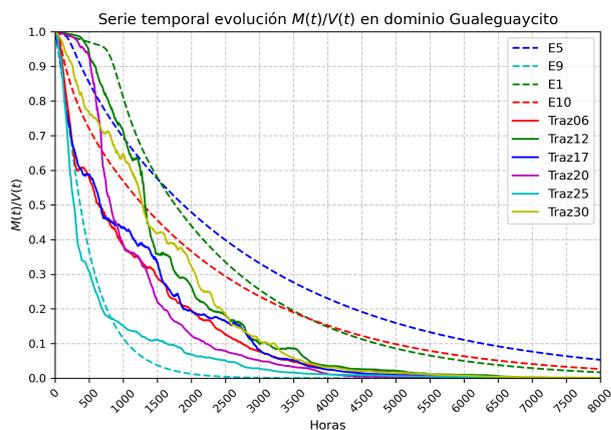
(c) Relación $M(t)/M_0$ escenarios estacionarios



(d) Relación $M(t)/V(t)$ escenarios estacionarios



(e) Relación $M(t)/M_0$ comparación



(f) Relación $M(t)/V(t)$ comparación

Figura 6.9: Series temporales de cocientes $M(t)/M_0$ y $M(t)/V(t)$ en dominio Gualeguaycito.

En la [Figura 6.12](#) se muestran los campos espaciales de FL para los trazadores T06, T12, T17, T20, T25 y T30, en una región próxima a la represa que abarca el canal principal y los brazos laterales Gualeguaycito e Itapebí (grande y chico). En el canal principal, los ensayos T06, T17, T25 y T30 presentan valores similares de FL, entre 5 y 10 días. En cambio, los ensayos T12 y T20 exhiben valores más elevados, entre 10 y 25 días. En el brazo Gualeguaycito, los ensayos T06, T17 y T25 registran FL entre 5 y 20 días, mientras que en T12, T20 y T30 los valores se extienden desde 5 hasta 50 días.

La [Figura 6.13](#) presenta los campos de FL para los escenarios de flujo bajo (E1 a E4). En el canal principal se observan valores homogéneos entre 25 y 30 días, mientras que en el brazo Gualeguaycito varían entre 1 y 10 días cerca del borde de entrada, y entre 10 y 50 días en la zona intermedia del brazo, hasta su confluencia con el canal principal.

La [Figura 6.14](#) muestra los campos de FL para los escenarios de flujo moda (E5 a E8), flujo alto en los brazos (E9) y crecida en el canal principal (E10). En el canal principal, se mantiene un comportamiento predominantemente homogéneo, con valores de FL entre 5 y 10 días para los escenarios de caudal moda, y entre 1 y 5 días en los escenarios de crecida y flujo elevado en los brazos. En el brazo Gualeguaycito, los escenarios de caudal moda presentan valores de FL entre 1 y 30 días, con una distribución espacial heterogénea; en el escenario de crecida, los valores oscilan entre 1 y 20 días, mientras que en el escenario de flujo alto en los brazos laterales, los valores se encuentran en el intervalo de 1 a 10 días.

6.3.2. Tiempo de lavado

La [Figura 6.15](#) y la [Figura 6.16](#) muestran, respectivamente, el campo medio y el coeficiente de variación del tiempo de lavado local (FT) obtenido a partir de los 36 experimentos realizados. En el canal principal, los valores promedio de FT se encuentran entre 0 y 5 días. El coeficiente de variación varía entre 0,1 y 0,3 en la zona fluvial aguas arriba del aporte de Paso de la Cruz, y entre 0,4 y 1 aguas abajo. En el brazo Mocoretá, el FT medio varía entre 1 y 7 días, mientras que en los brazos Mandisoví, Arapey e Itapebí los valores se sitúan entre 2 y 20 días. El brazo Gualeguaycito presenta los mayores tiempos de lavado, con valores promedio entre 30 y 70 días, y un coeficiente de variación en el rango de 0,2 a 0,7.

En la [Figura 6.17](#) se presentan los campos espaciales de FT obtenidos para los trazadores T06, T12, T17, T20, T25 y T30, en una región cercana a la represa que incluye el canal principal y los brazos laterales Gualeguaycito e Itapebí (grande y chico). En el canal principal, los ensayos T06, T17, T25 y T30 muestran valores de FT entre 1 y 2 días, mientras que en T12 y T20 los valores se elevan, oscilando entre 5 y 20 días. En el brazo Gualeguaycito, el ensayo T25 —con mayor influencia del borde abierto de entrada— presenta valores entre 1 y 10 días, mientras que en los demás casos predominan valores entre 25 y 100 días. En los brazos Itapebí (grande y chico), los valores de FT son menores que los observados en Gualeguaycito.

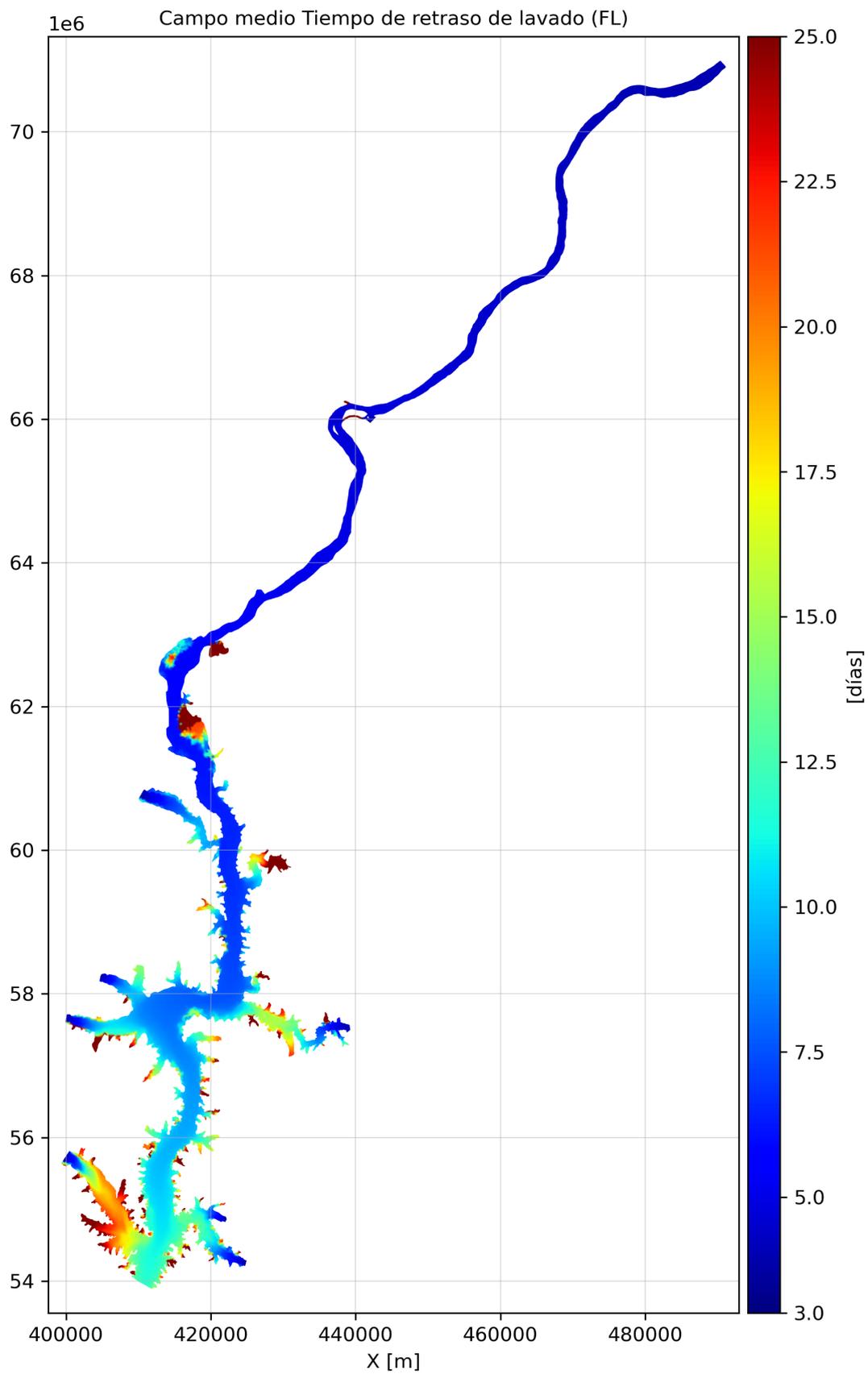


Figura 6.10: Campo medio tiempo de retraso de lavado local.

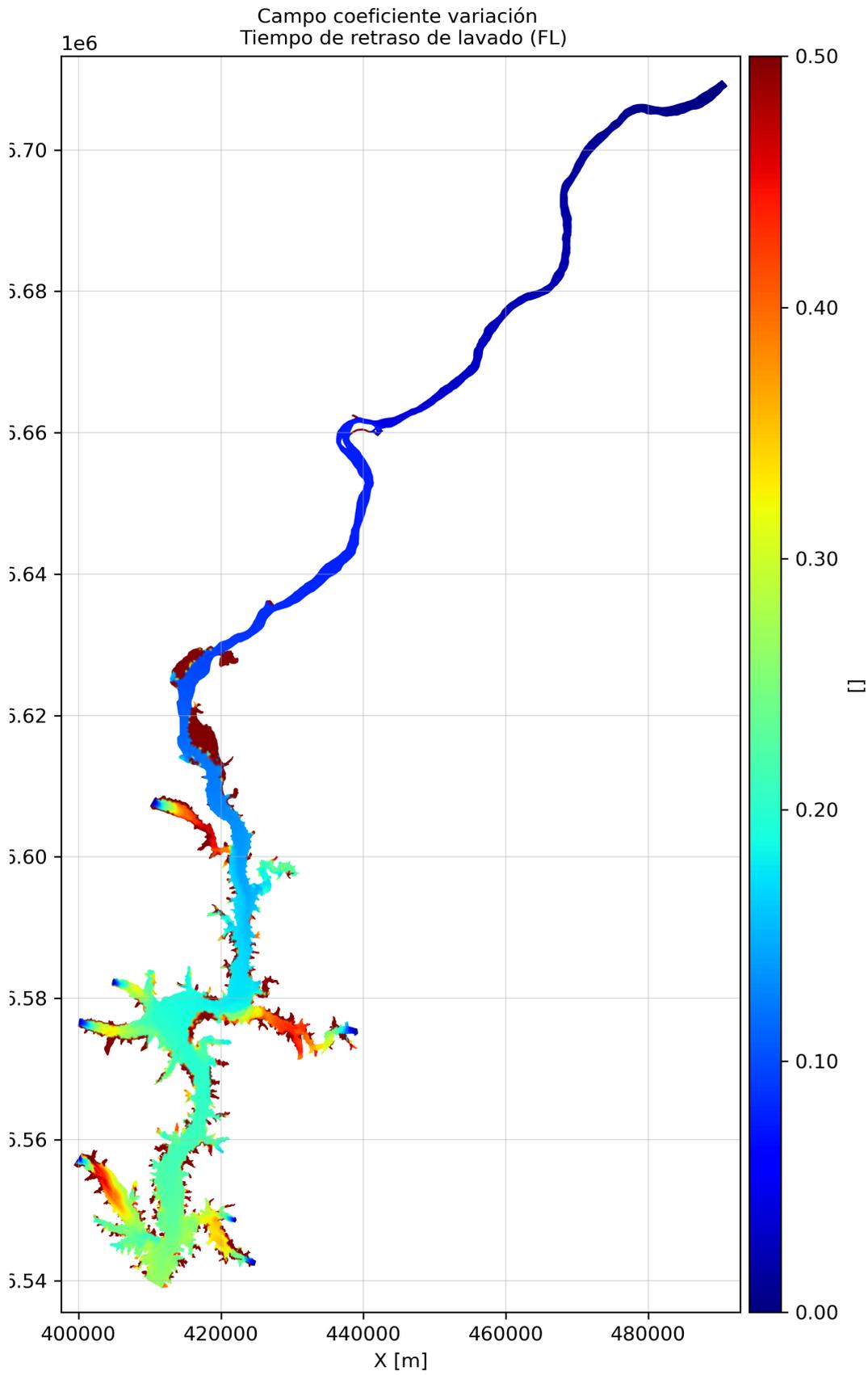
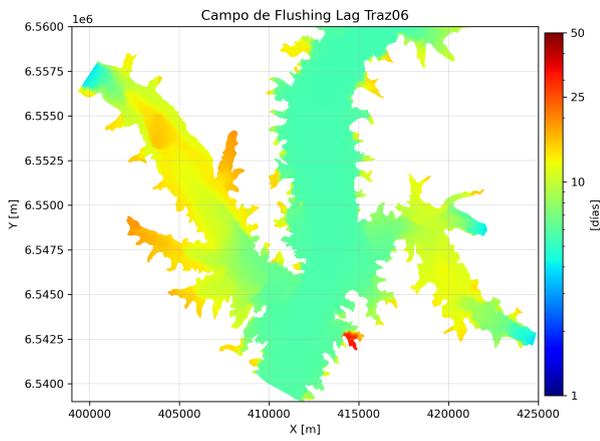
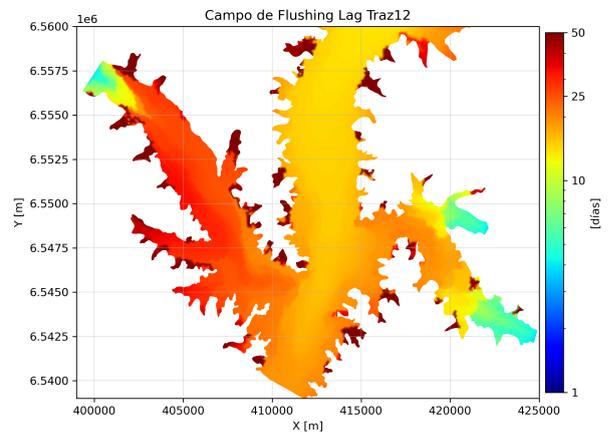


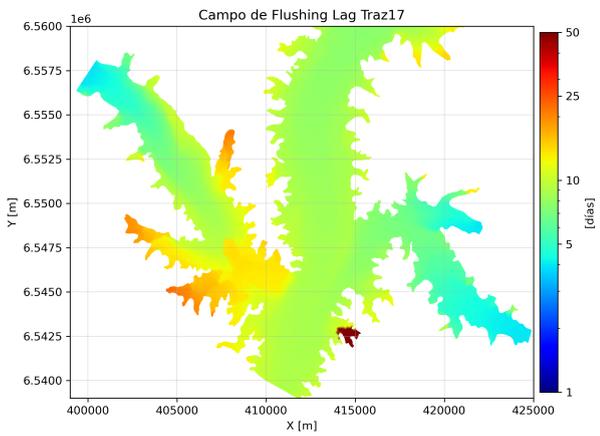
Figura 6.11: Campo coeficiente de variación tiempo de retraso de lavado local.



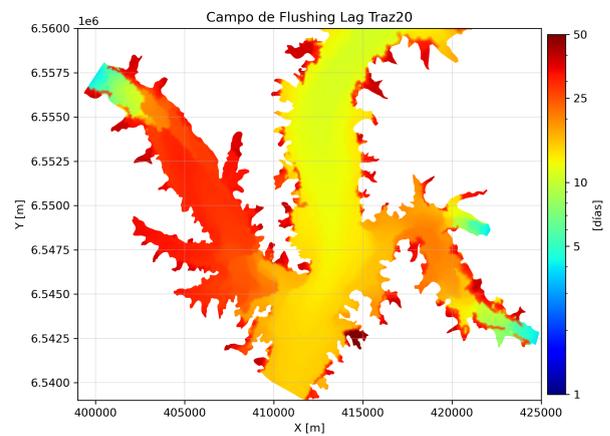
(a) Ensayo Traz06



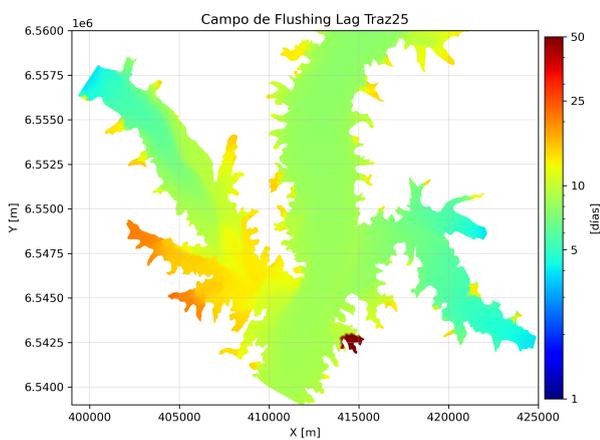
(b) Ensayo Traz12



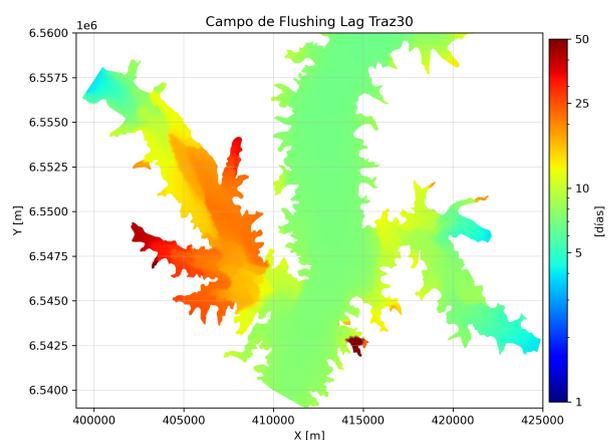
(c) Ensayo Traz17



(d) Ensayo Traz20

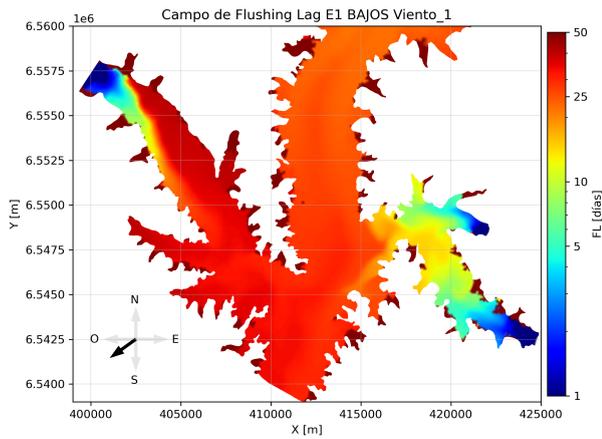


(e) Ensayo Traz25

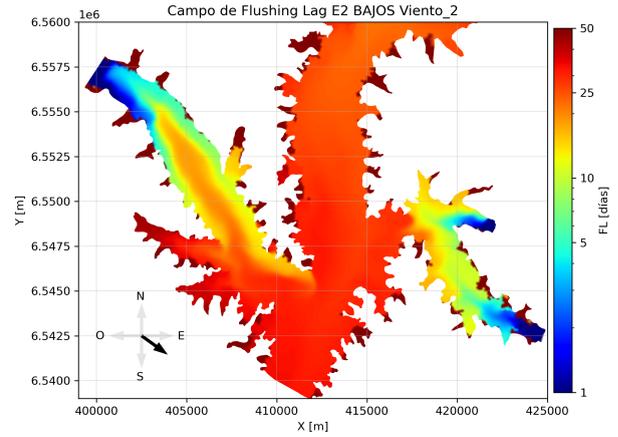


(f) Ensayo Traz30

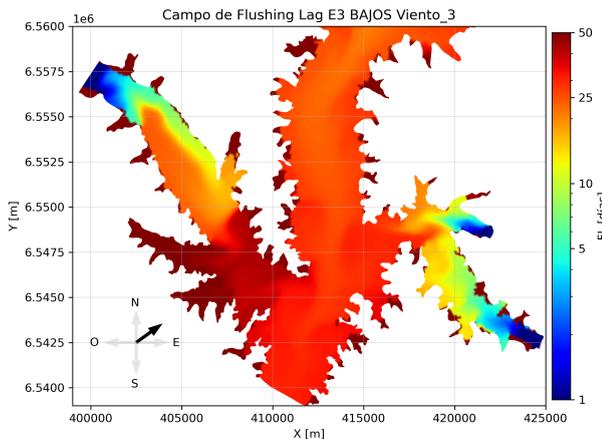
Figura 6.12: Campos espaciales FL para ensayos de trazadores seleccionados.



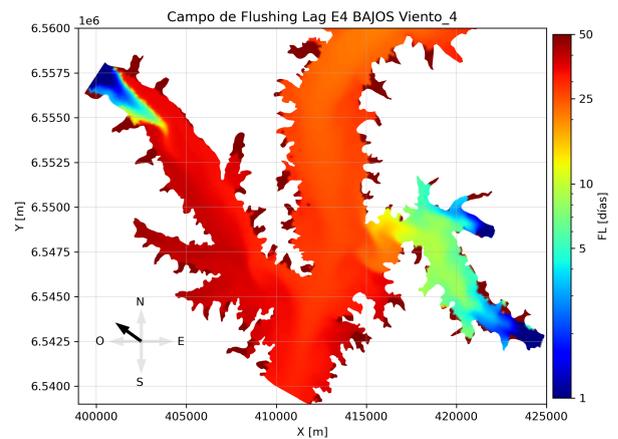
(a) E1 - Nivel y caudales bajos, viento SO



(b) E2 - Nivel y caudales bajos, viento SE



(c) E3 - Nivel y caudales bajos, viento NE

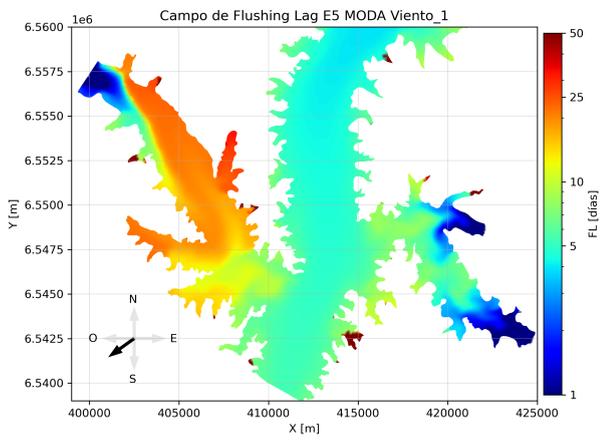


(d) E4 - Nivel y caudales bajos, viento NO

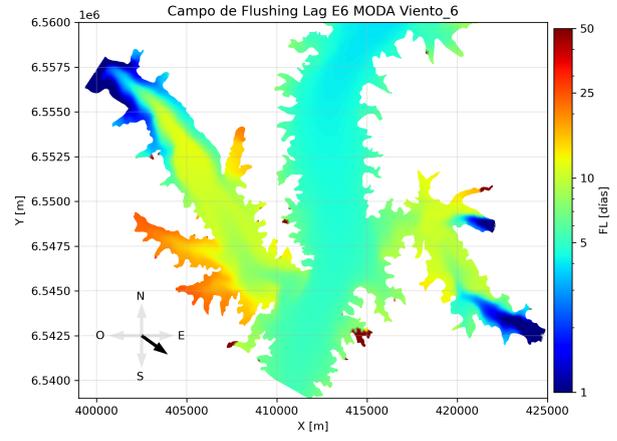
Figura 6.13: Campos espaciales FL para escenarios estacionarios E1 a E4.

La [Figura 6.18](#) presenta los campos de FT correspondientes a los escenarios estacionarios de flujo bajo (E1 a E4). En el canal principal, los valores de FT se encuentran en el rango de 10 a 30 días, mientras que en el brazo Gualeguaycito varían entre 10 y 150 días. Por su parte, la [Figura 6.19](#) muestra los campos de FT para los escenarios estacionarios de flujo moda (E5 a E8), flujo alto en los brazos laterales (E9) y crecida del canal principal (E10).

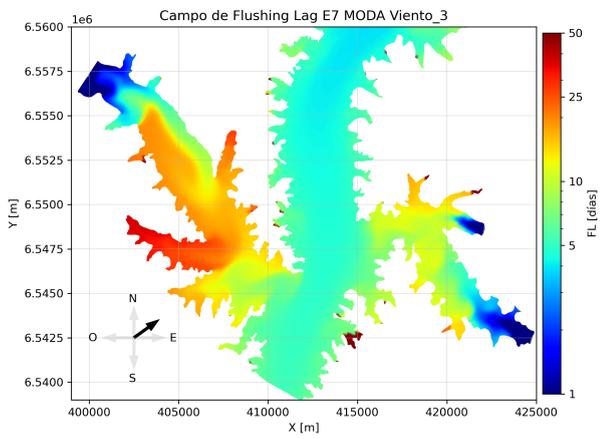
En estos últimos casos, el canal principal exhibe un comportamiento mayormente homogéneo, con valores de FT entre 1 y 5 días. En el brazo Gualeguaycito, los escenarios de flujo moda y crecida del canal presentan valores entre 10 y 150 días, mientras que en el escenario de flujo alto en los brazos laterales los valores disminuyen, ubicándose entre 1 y 20 días.



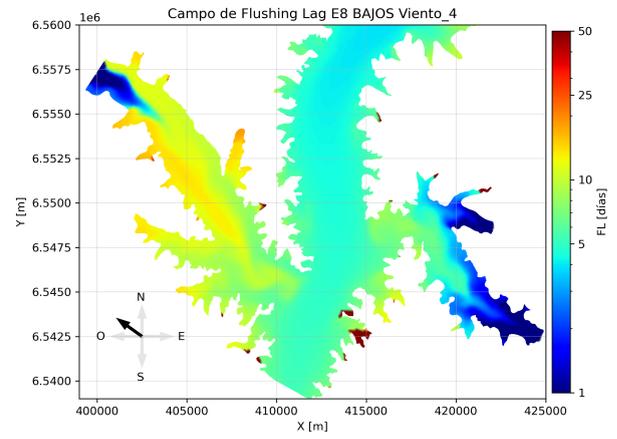
(a) E5 - Nivel y caudales moda, viento SO



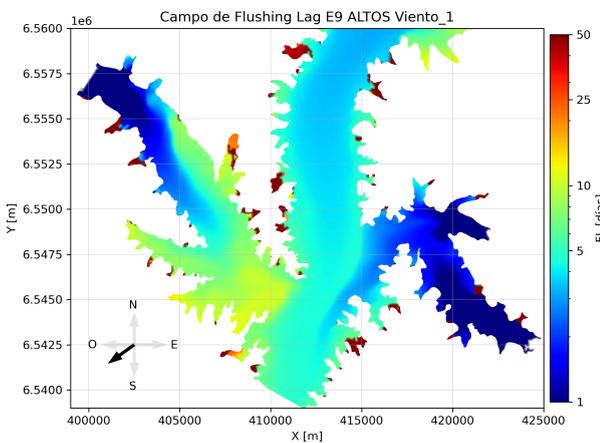
(b) E6 - Nivel y caudales moda, viento SE



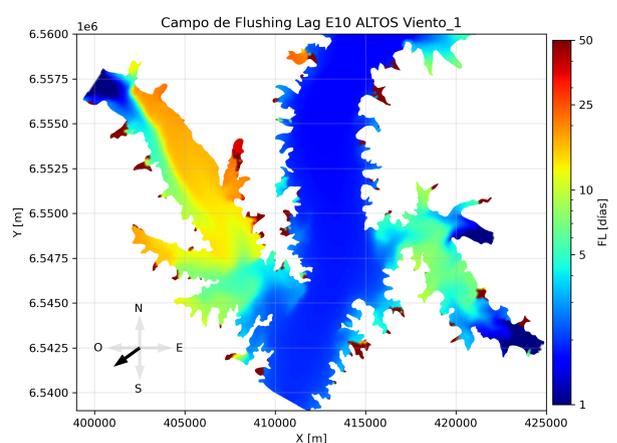
(c) E7 - Nivel y caudales moda, viento NE



(d) E8 - Nivel y caudales moda, viento NO



(e) E9 - Caudales altos en brazos, viento SO



(f) E10 - Crecida canal principal, viento SO

Figura 6.14: Campos espaciales FL para escenarios estacionarios E5 a E10.

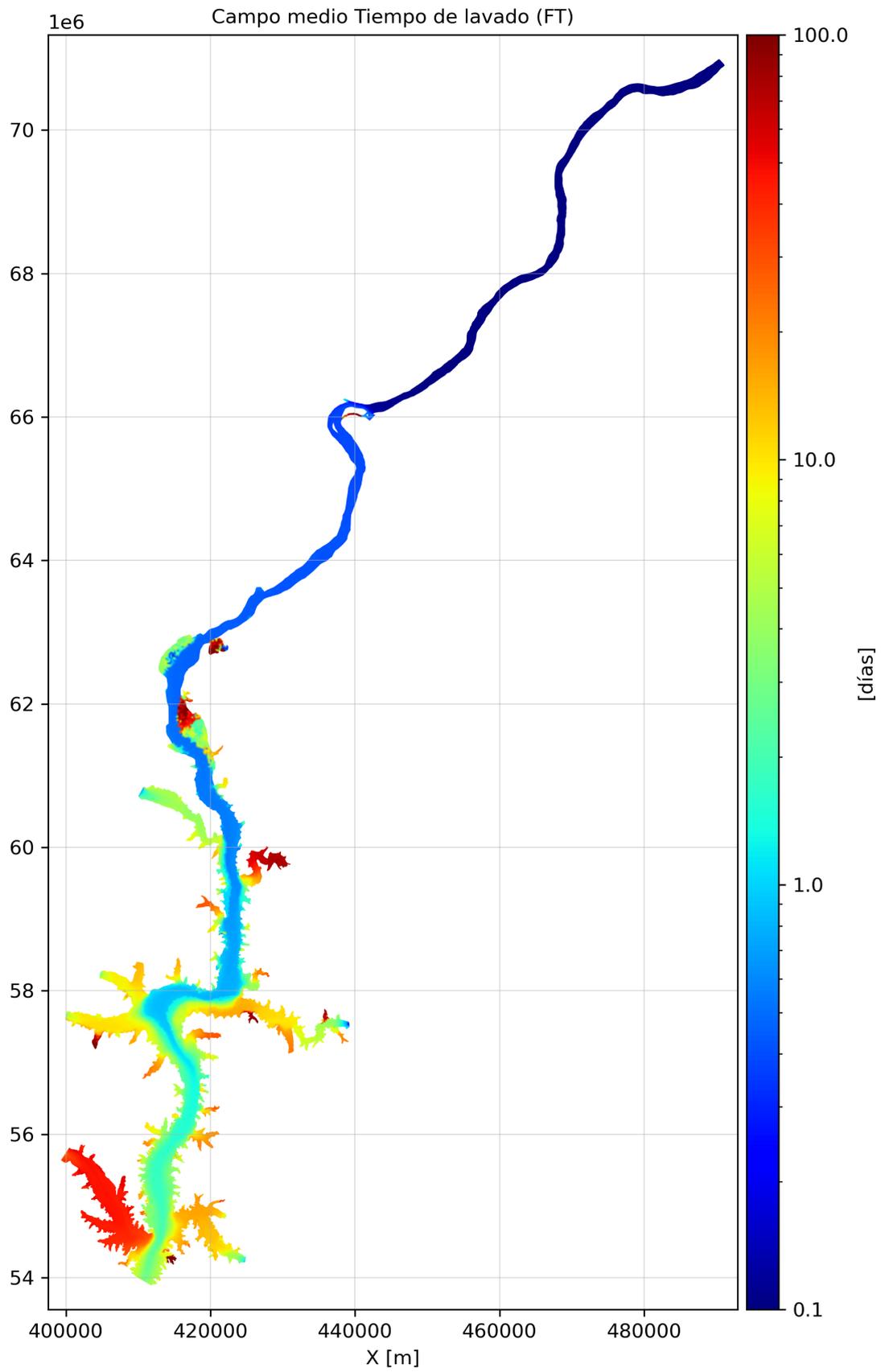


Figura 6.15: Campo medio tiempo de lavado local.

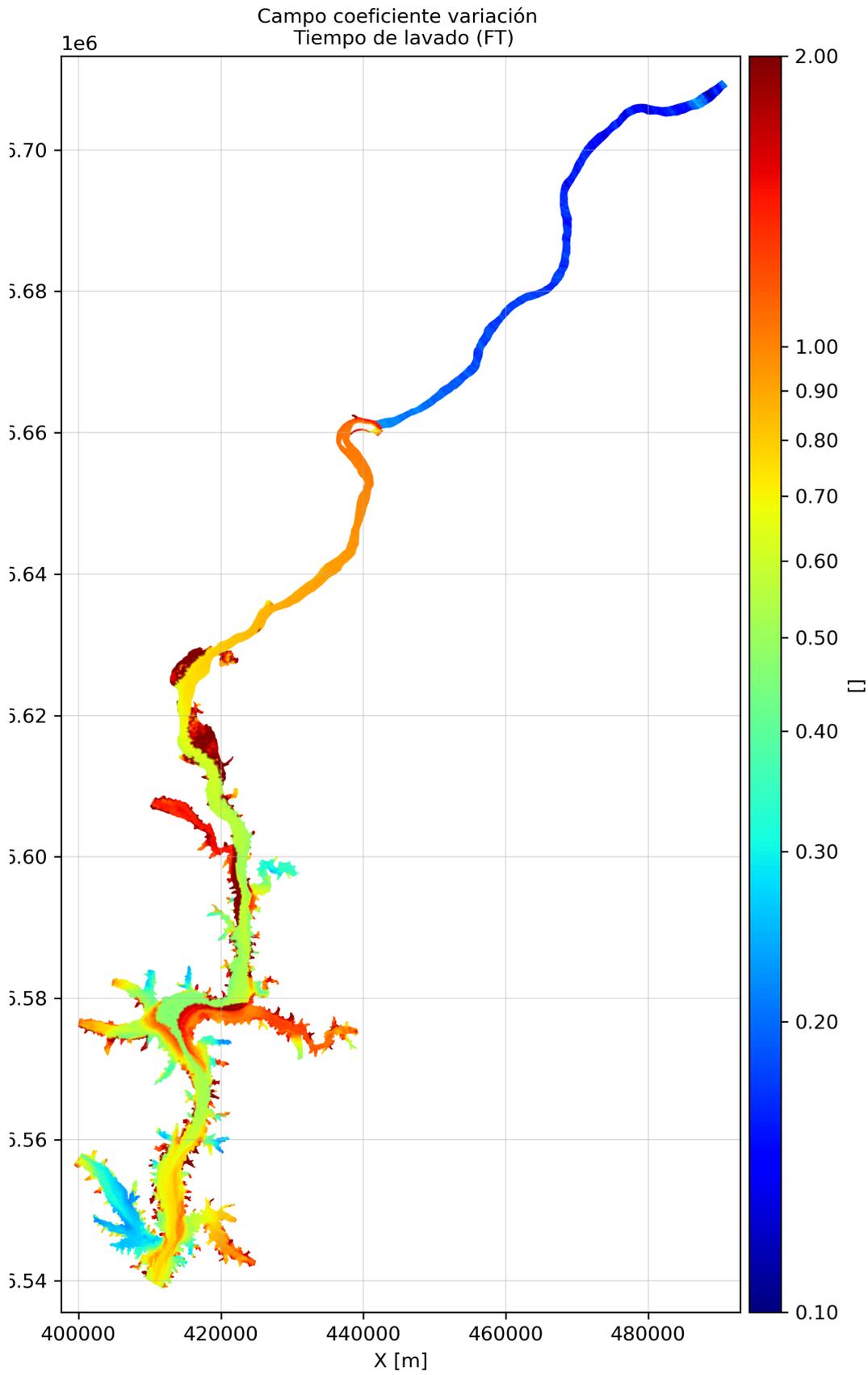
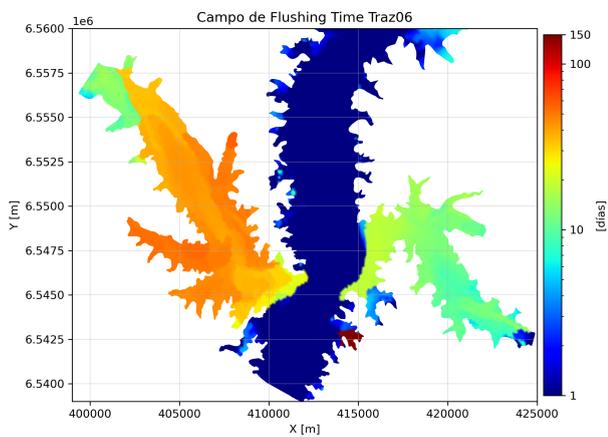
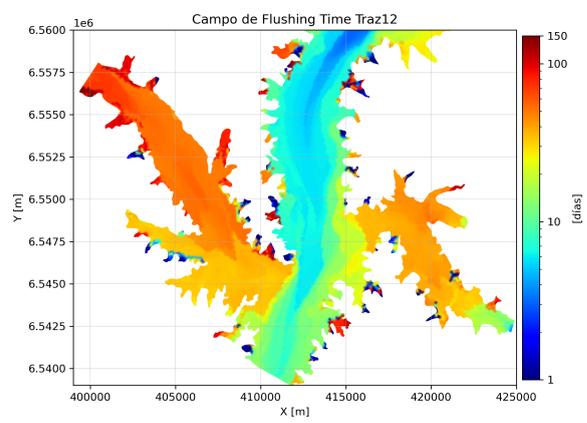


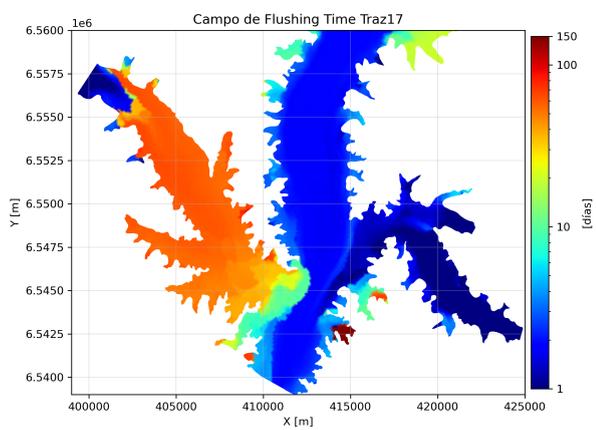
Figura 6.16: Campo coeficiente de variación tiempo de lavado local.



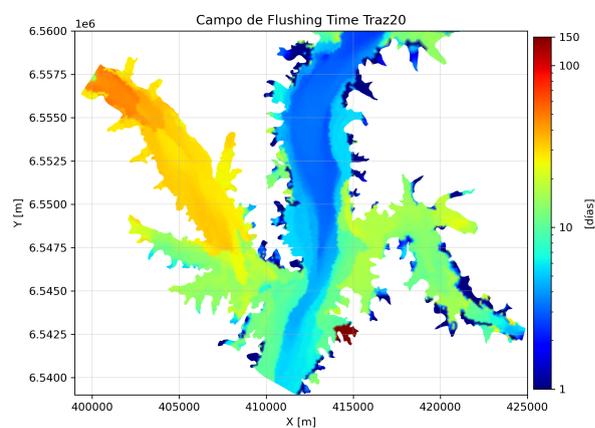
(a) Ensayo Traz06



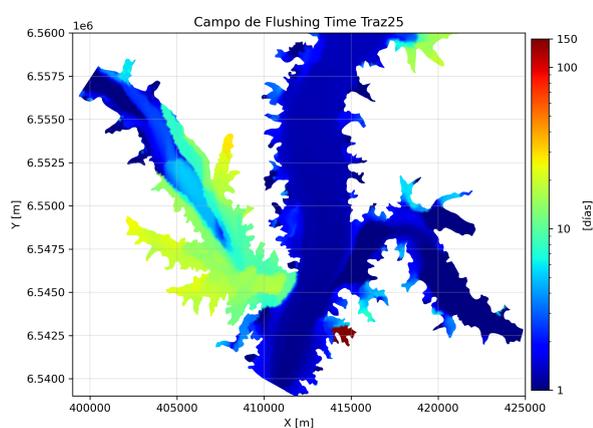
(b) Ensayo Traz12



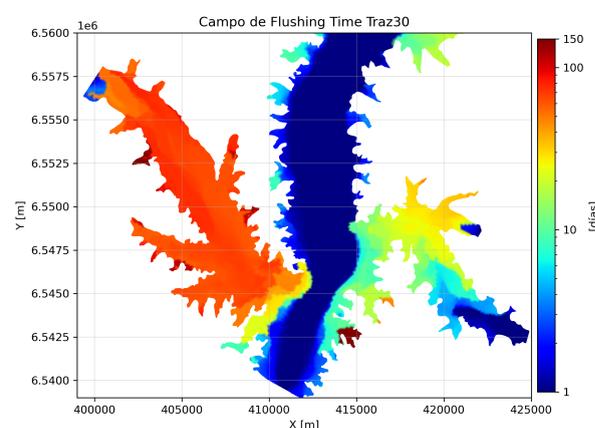
(c) Ensayo Traz17



(d) Ensayo Traz20

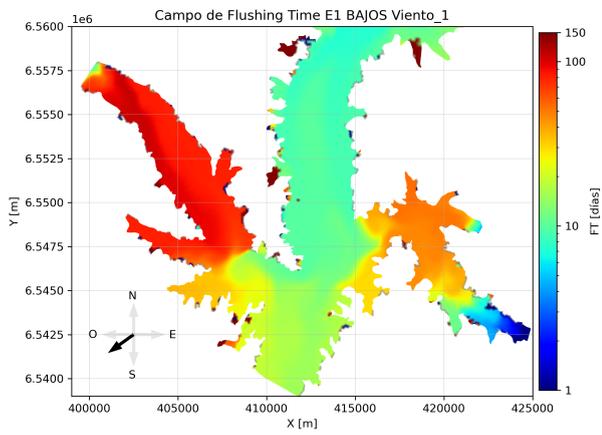


(e) Ensayo Traz25

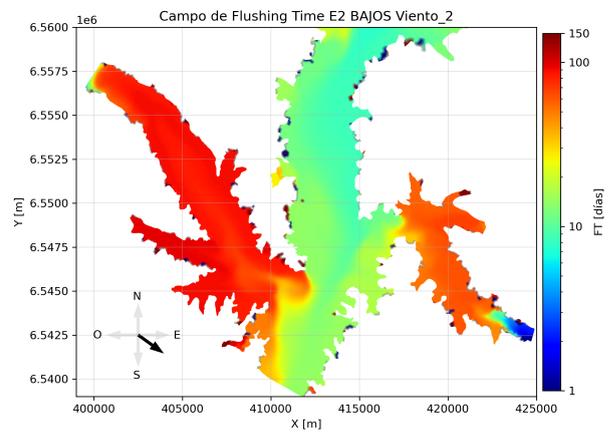


(f) Ensayo Traz30

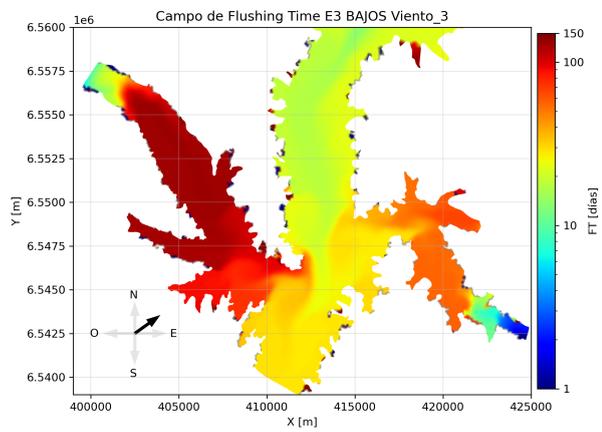
Figura 6.17: Campos espaciales FT para ensayos de trazadores seleccionados.



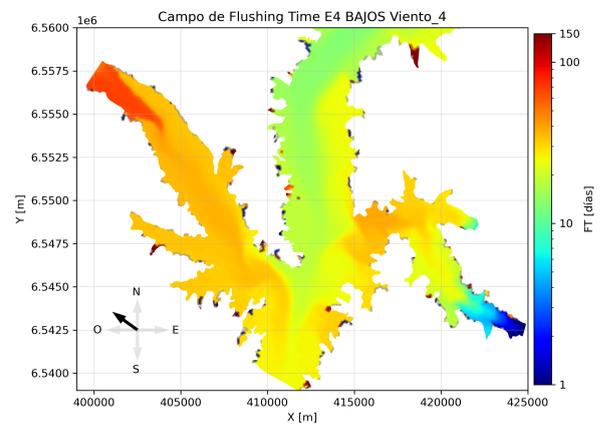
(a) E1 - Nivel y caudales bajos, viento SO.



(b) E2 - Nivel y caudales bajos, viento SE.

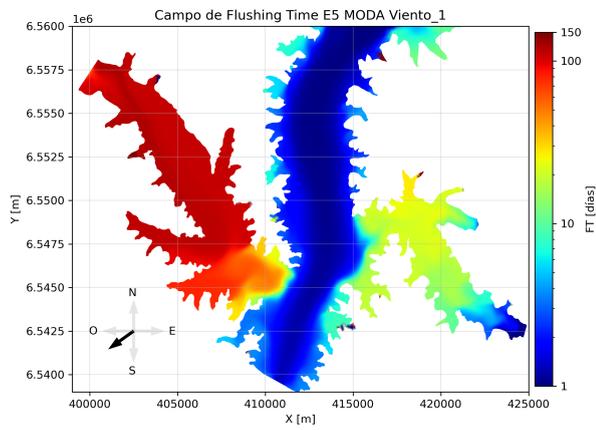


(c) E3 - Nivel y caudales bajos, viento NE.

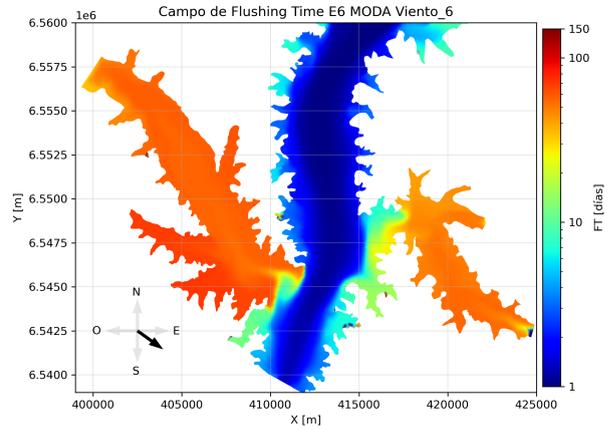


(d) E4 - Nivel y caudales bajos, viento NO.

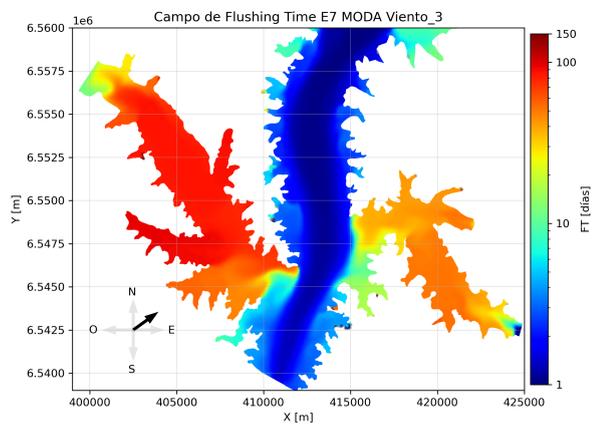
Figura 6.18: Campos espaciales FT para escenarios estacionarios E1 a E4.



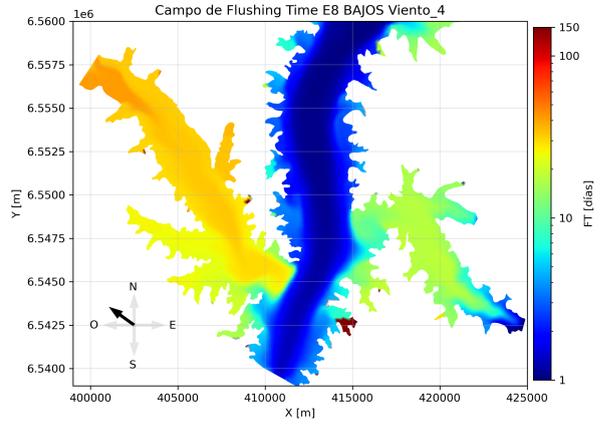
(a) E5 - Nivel y caudales moda, viento SO.



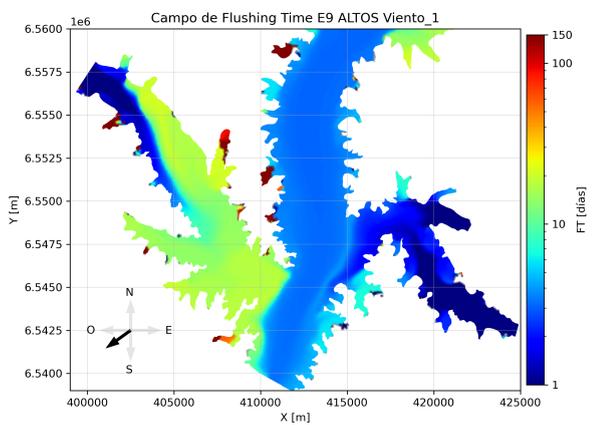
(b) E6 - Nivel y caudales moda, viento SE.



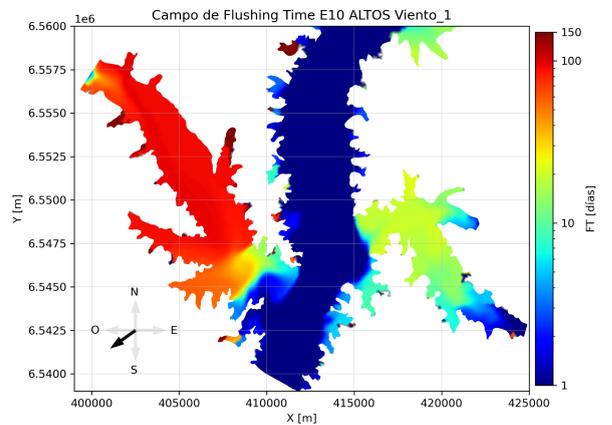
(c) E7 - Nivel y caudales moda, viento NE.



(d) E8 - Nivel y caudales moda, viento NO.



(e) E9 - Caudales altos en brazos, viento SO.



(f) E10 - Crecida canal principal, viento SO.

Figura 6.19: Campos espaciales FT para escenarios estacionarios E5 a E10.

6.4. Escalas globales de transporte

6.4.1. Tiempo de retraso de lavado

La [Figura 6.20](#) presenta el histograma de los valores de FL global calculados para el dominio Represa, mientras que la [Tabla 6.2](#) presenta estadísticos descriptivos. La [Tabla 6.3](#) presenta los resultados para los escenarios estacionarios y los ensayos de referencia con los forzantes reales.

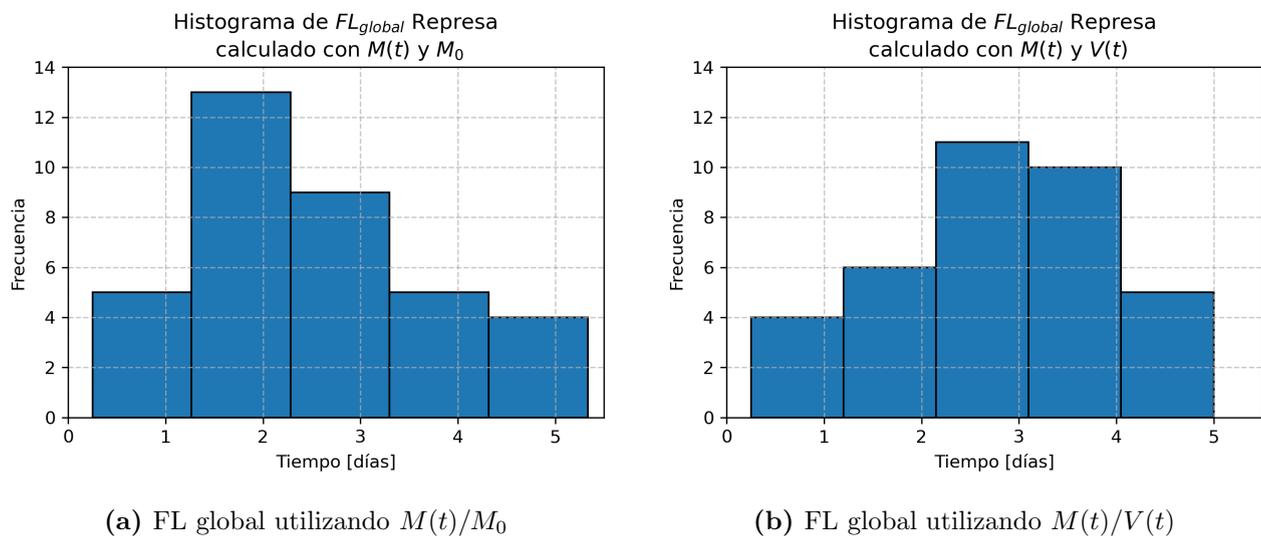


Figura 6.20: Histogramas de FL global para dominio Represa.

Tabla 6.2: Estadísticos de FL global para Represa, ensayos en condiciones reales.

Cociente	Intervalo (días)	Promedio (días)	Mediana (días)	CV
$M(t)/M_0$	0,2 - 5,3	2,5	2,3	0,47
$M(t)/V(t)$	0,2 - 5,0	2,8	2,9	0,42

Tabla 6.3: FL global Represa, escenarios estacionarios y ensayos de referencia.

Condición	$FL_{M(t)/M_0}$ (días)	$FL_{M(t)/V(t)}$ (días)
E1 a E4 - Q bajos	9,2 - 9,6	9,2 - 9,6
E5 a E8 - Q moda	2,1	2,1
E9 - Q altos en brazos	0,8	0,8
E10 - Q crecida en canal principal	1,0	1,0
T06 - Q crecida en canal principal	1,0	1,0
T12 - Q medio canal principal y bajo en brazos	2,7	4,3
T17 - Q medio canal principal y alto en brazos	2,5	0,8
T20 - Q medio canal principal y brazos	3,5	3,5
T25 - Q alto en canal principal y brazos	1,4	1,8
T30 - Q medio en canal principal y brazos	1,7	1,5

La [Figura 6.21](#) presenta el histograma de los valores de FL global calculados para el dominio Gualeguaycito, mientras que la [Tabla 6.4](#) presenta estadísticos descriptivos. La [Tabla 6.5](#) presenta los resultados para los escenarios estacionarios y los ensayos de referencia con los forzantes reales.

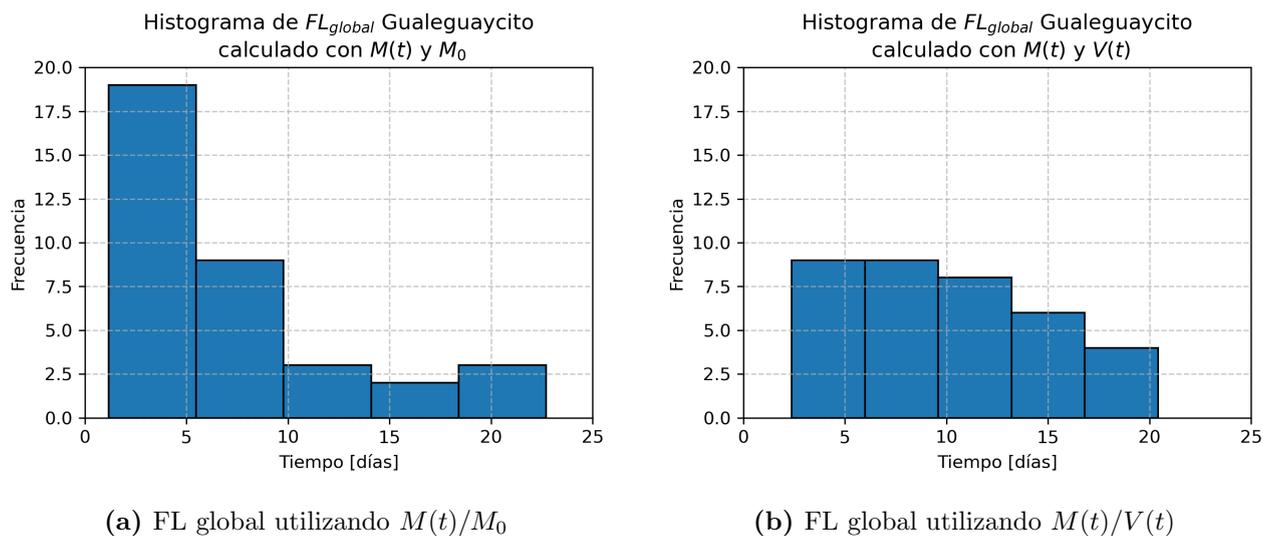


Figura 6.21: Histogramas de FL global para dominio Gualeguaycito.

Tabla 6.4: Estadísticos de FL global para Gualeguaycito, ensayos en condiciones reales.

Cociente	Intervalo (días)	Promedio (días)	Mediana (días)	CV
$M(t)/M_0$	1,2 - 22,7	7,1	9,5	0,81
$M(t)/V(t)$	2,3 - 20,4	10,4	9,5	0,49

Tabla 6.5: FL global Gualeguaycito, escenarios estacionarios y ensayos de referencia.

Condición	$FL_{M(t)/M_0}$ (días)	$FL_{M(t)/V(t)}$ (días)
E1 a E4 - Q bajos	15,0 - 34,0	15,0 - 34,0
E5 a E8 - Q moda	8,6 - 11,1	8,6 - 11,1
E9 - Q altos en brazos	1,7	1,7
E10 - Q crecida en canal principal	4,0	4,0
T06 - Q crecida en canal principal	18,4	3,5
T12 - Q medio canal principal y bajo en brazos	2,7	20,3
T17 - Q medio canal principal y alto en brazos	6,9	2,5
T20 - Q medio canal principal y brazos	4,6	17,7
T25 - Q alto en canal principal y brazos	1,6	2,8
T30 - Q medio en canal principal y brazos	8,9	5,8

6.4.2. Tiempo de lavado

La [Figura 6.22](#) presenta el histograma de los valores de FT global calculados para el dominio Represa, mientras que la [Tabla 6.6](#) presenta estadísticos descriptivos. La [Tabla 6.7](#) presenta los resultados para los escenarios estacionarios y los ensayos de referencia con los forzantes reales.

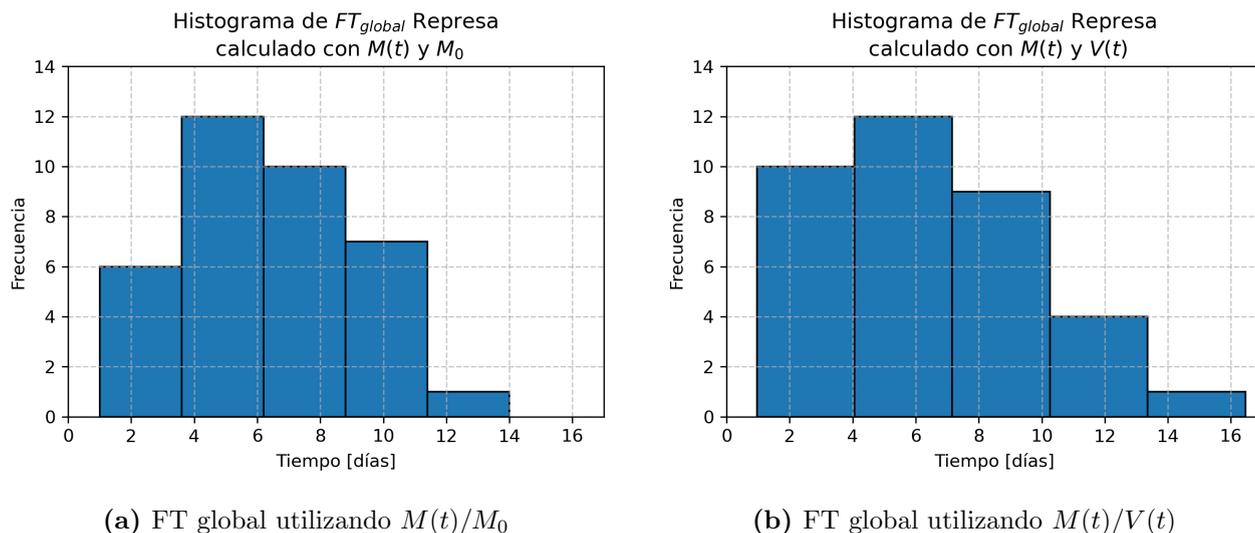


Figura 6.22: Histogramas de FT global para dominio Represa.

Tabla 6.6: Estadísticos de FT global para Represa, ensayos en condiciones reales.

Cociente	Intervalo (días)	Promedio (días)	Mediana (días)	CV
$M(t)/M_0$	1,0 - 14,0	6,6	6,1	0,45
$M(t)/V(t)$	0,9 - 16,5	6,7	6,4	0,49

Tabla 6.7: FT global Represa, escenarios estacionarios y ensayos de referencia.

Condición	$FT_{M(t)/M_0}$ (días)	$FT_{M(t)/V(t)}$ (días)
E1 a E4 - Q bajos	26,9 - 33,0	26,9 - 33,0
E5 a E8 - Q moda	4,3	4,3
E9 - Q altos en brazos	5,4	5,4
E10 - Q crecida en canal principal	1,3	1,3
T06 - Q crecida en canal principal	1,0	1,0
T12 - Q medio canal principal y bajo en brazos	14,0	16,5
T17 - Q medio canal principal y alto en brazos	3,7	4,8
T20 - Q medio canal principal y brazos	7,8	10,3
T25 - Q alto en canal principal y brazos	3,6	3,3
T30 - Q medio en canal principal y brazos	2,8	2,8

La [Figura 6.23](#) presenta el histograma de los valores de FT global calculados para el dominio Gualeguaycito, mientras que la [Tabla 6.8](#) presenta estadísticos descriptivos. La [Tabla 6.9](#) presenta los resultados para los escenarios estacionarios y los ensayos de referencia con los forzantes reales.

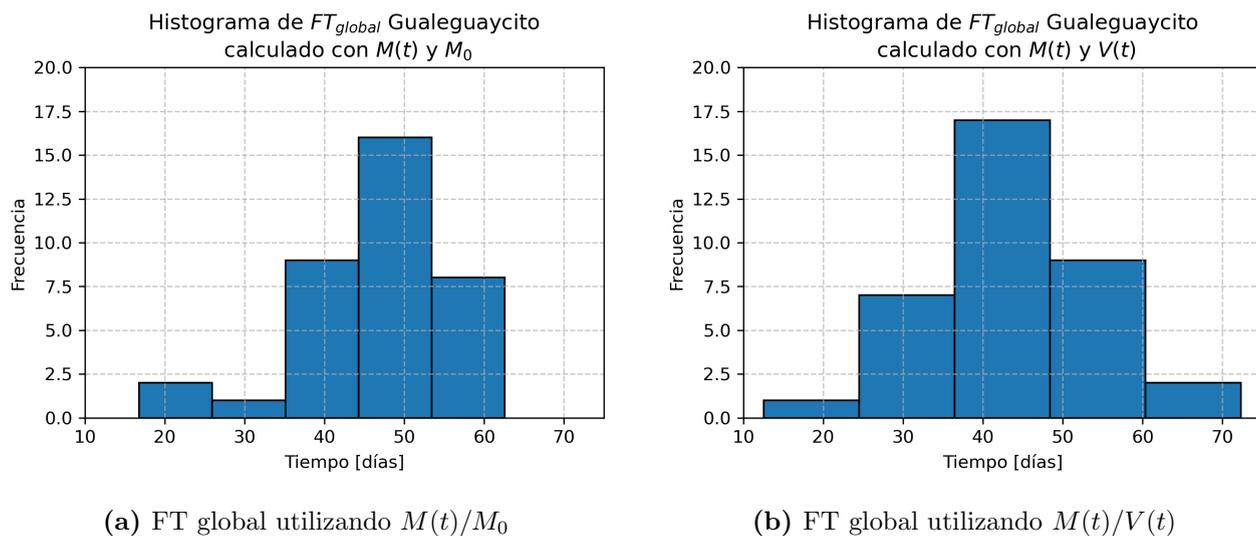


Figura 6.23: Histogramas de FT global para dominio Gualeguaycito.

Tabla 6.8: Estadísticos de FT global para Gualeguaycito, ensayos en condiciones reales.

Cociente	Intervalo (días)	Promedio (días)	Mediana (días)	CV
$M(t)/M_0$	16,8 - 62,6	47,1	47,3	0,20
$M(t)/V(t)$	12,5 - 72,3	44,3	43,2	0,26

Tabla 6.9: FT global Gualeguaycito, escenarios estacionarios y ensayos de referencia.

Condición	$FT_{M(t)/M_0}$ (días)	$FT_{M(t)/V(t)}$ (días)
E1 a E4 - Q bajos	36,1 - 120,9	36,1 - 120,9
E5 a E8 - Q moda	31,3 - 101,0	31,3 - 101,0
E9 - Q altos en brazos	19,0	19,0
E10 - Q crecida en canal principal	78,3	78,3
T06 - Q crecida en canal principal	50,3	39,6
T12 - Q medio canal principal y bajo en brazos	56,1	40,9
T17 - Q medio canal principal y alto en brazos	45,8	55,5
T20 - Q medio canal principal y brazos	44,2	25,5
T25 - Q alto en canal principal y brazos	16,8	12,5
T30 - Q medio en canal principal y brazos	61,1	72,3

6.4.3. Tiempo de residencia

La [Figura 6.24](#) muestra los histogramas del tiempo de residencia para los dominios Represa y Gualeguaycito; la [Tabla 6.10](#) presenta estadísticos descriptivos, y la [Tabla 6.11](#), los resultados para escenarios estacionarios y ensayos con forzantes reales.

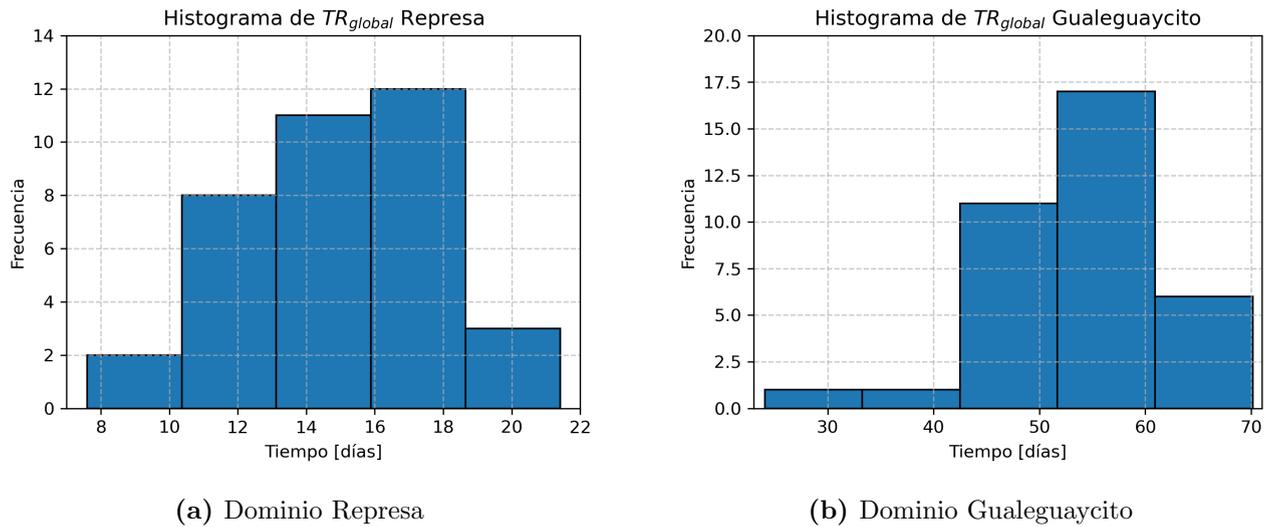


Figura 6.24: Histogramas de Tiempo de residencia global.

Tabla 6.10: Estadísticos TR global Represa y Gualeguaycito, ensayos en condiciones reales.

Escala temporal	Intervalo (días)	Promedio (días)	Mediana (días)	CV
TR Represa	7,5 - 21,4	15,0	15,2	0,20
TR Gualeguaycito	24,1 - 70,1	53,4	54,1	0,16

Tabla 6.11: TR global Represa y Gualeguaycito, escenarios estacionarios y ensayos de referencia.

Condición	TR _{Represa} (días)	TR _{Gual.} (días)
E1 a E4 - Q bajos	38,2 - 46,0	67,1 - 111,2
E5 a E8 - Q moda	11,5 - 17,9	39,7 - 90,6
E9 - Q altos en brazos	8,2	20,6
E10 - Q crecida en canal principal	12,0	73,6
T06 - Q crecida en canal principal	11,4	66,2
T12 - Q medio canal principal y bajo en brazos	21,4	54,4
T17 - Q medio canal principal y alto en brazos	12,3	52,3
T20 - Q medio canal principal y brazos	15,3	47,1
T25 - Q alto en canal principal y brazos	7,6	24,0
T30 - Q medio en canal principal y brazos	13,9	61,2

6.5. Resumen

En esta sección se analizaron las escalas temporales de transporte para 36 ensayos realizados entre el 1 de enero de 2017 y el 1 de octubre de 2020, junto con escenarios estacionarios del modelo SG-T2D. Se utilizaron parámetros físicos de rugosidad $n = 0,025 \text{ s/m}^{1/3}$, coeficiente de arrastre $C_w = 1,25 \times 10^{-6}$, y un coeficiente de difusión del trazador de $1 \text{ m}^2/\text{s}$.

A nivel local, se estimaron el tiempo de retraso y el tiempo de lavado para cada nodo del dominio computacional; a nivel global, se analizaron estos tiempos junto con el tiempo de residencia para los dominios Represa y Gualeguaycito. La [Figura 6.25](#) resume esquemáticamente las escalas de transporte promedio estimadas bajo condiciones reales de forzantes.

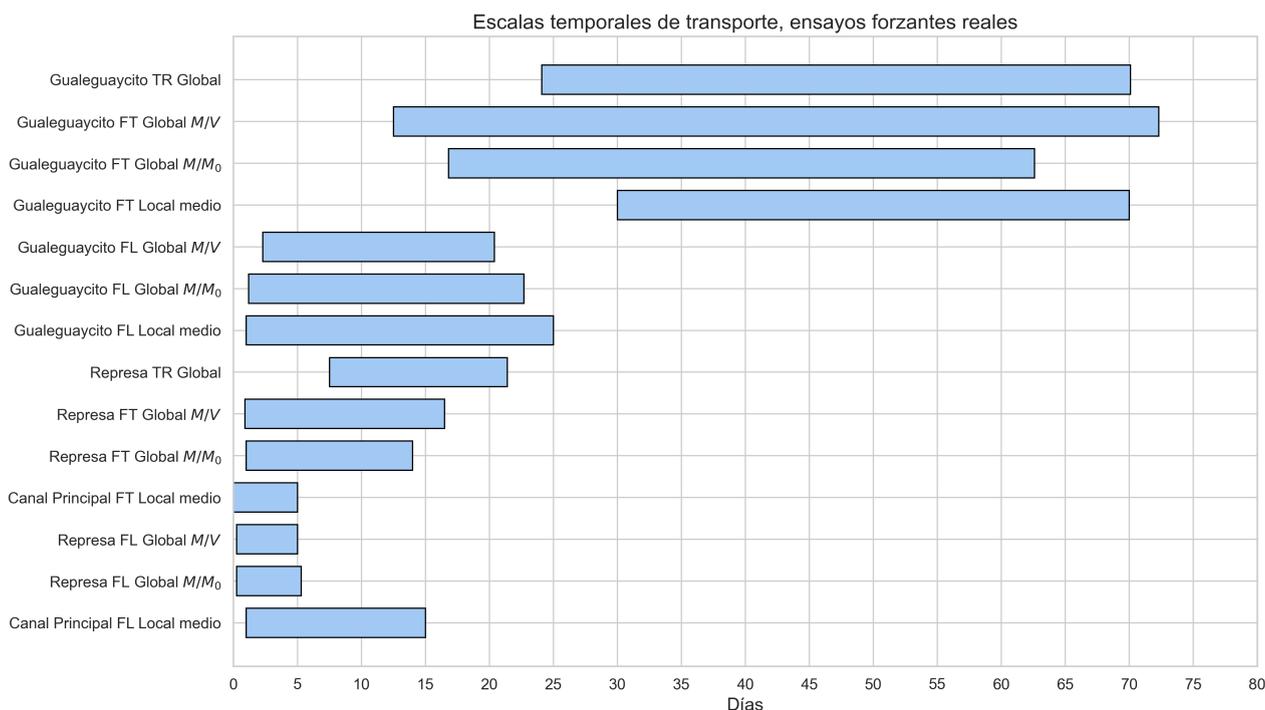


Figura 6.25: Escalas temporales de transporte para ensayos en condiciones reales.

Es importante observar que, si se consideran los ensayos de forma individual (ver [Figura 6.12](#) y [Figura 6.17](#)), los valores de FL y FT pueden alcanzar valores fuera del rango medio presentado, teniendo en cuenta que para el canal principal el coeficiente de variación es de hasta 0,20 y para el brazo Gualeguaycito es de hasta 0,50.

En las condiciones de forzantes reales, el intervalo de variación para los ensayos realizados entre el cociente $M(t)/M_0$ y $M(t)/V(t)$ no presenta grandes diferencias; no obstante, al comparar los ensayos de forma puntual, se pueden apreciar mayores diferencias entre los mismos. Este comportamiento se debe a cómo es la evolución temporal de la masa y el volumen en el dominio, asociado al efecto que tiene la operación de la represa. En particular, debido a cómo se consideran los experimentos de escalones negativos de trazadores (vaciado del dominio), si

en los instantes iniciales la represa está aumentando su volumen, puede generar un efecto tal que el cociente $M(t)/M_0$ aumente y el cociente $M(t)/V(t)$ se mantenga constante o disminuya. Es decir, el efecto de la represa en distintos períodos puede generar tasas de cambio diferentes para estos cocientes. Este comportamiento puede observarse en la [Figura 6.8a](#) y [Figura 6.8b](#).

La [Figura 6.26](#) presenta de forma esquemática las distintas escalas de transporte estimadas para las condiciones de los ensayos estacionarios (E1 a E10). En las condiciones estacionarias no existen diferencias en los valores calculados de las escalas globales utilizando el cociente $M(t)/M_0$ y $M(t)/V(t)$.

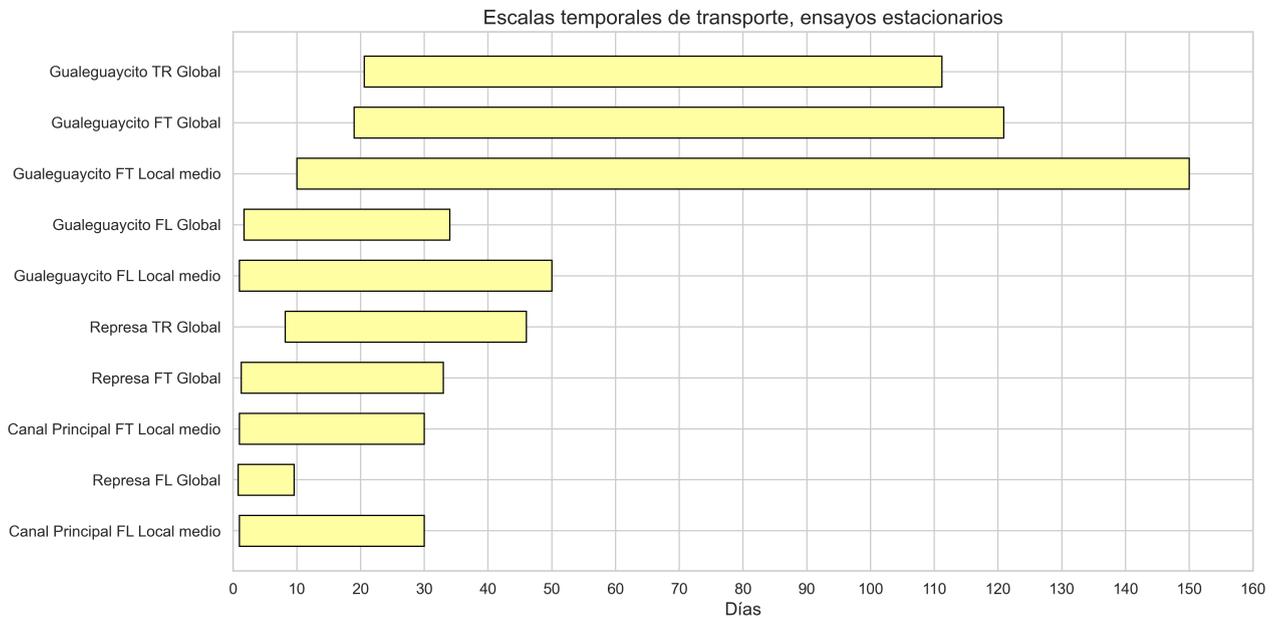


Figura 6.26: Escalas temporales de transporte para ensayos en condiciones estacionarias.

Para las condiciones de caudales bajos (escenarios E1 a E4), las escalas temporales calculadas se encuentran cerca del extremo superior de los intervalos, mientras que para los escenarios de caudales altos en los brazos laterales (E9) y crecidas del canal principal (E10), los valores se encuentran cerca del extremo inferior de los intervalos. Asimismo, al analizar el comportamiento local de las escalas FL y FT, se pueden identificar las heterogeneidades espaciales de los mismos.

En particular, al analizar los escenarios estacionarios para el dominio Gualeguaycito, se observa que las condiciones de flujos bajos y moda muestran un intervalo amplio de variación para las escalas globales de tiempo de lavado y tiempo de residencia (ver [Tabla 6.8](#) y [Tabla 6.10](#)), lo que indica que los patrones de circulación heterogéneos marcan una diferencia significativa para estas escalas temporales. Los casos extremos de mayores tiempos se observan en los escenarios estacionarios donde la dirección del viento es en sentido NE y SO, lo que favorece el flujo cortante hacia la sección de descarga al canal principal. El escenario estacionario de caudales altos en los brazos laterales (E9) muestra resultados similares a los obtenidos para condiciones de forzantes reales con caudales altos en el canal principal y los brazos laterales (T25).

Capítulo 7

Conclusiones y comentarios finales

En este estudio se implementó un modelo hidrodinámico, denominado SG-T2D, que permite simular la circulación del agua y el transporte de sustancias en el embalse del Complejo Hidroeléctrico Salto Grande. La principal herramienta computacional utilizada fue el código TELEMAC-2D configurado en una plataforma de computación de alto desempeño que posee la capacidad de gestionar en forma coordinada múltiples recursos de cómputo (ClusterUY). Se utilizaron diversos programas computacionales y se desarrollaron diferentes algoritmos para el preprocesamiento de los datos y el posprocesamiento de los resultados obtenidos. En este sentido, el trabajo realizado se destaca por su aporte tecnológico, con la utilización de herramientas numéricas que en su mayoría son de código abierto y de libre acceso.

En cuanto al cumplimiento de los objetivos específicos y preguntas de investigación planteadas, el desarrollo de este trabajo expresa de forma detallada la implementación del modelo numérico, la caracterización de la circulación en el embalse y el análisis de escalas temporales de transporte para trazadores pasivos durante el período 2017 a 2020, considerando además escenarios estacionarios y periodos no estacionarios con forzantes reales. A continuación, se resumen los principales hallazgos encontrados al respecto.

Del análisis de sensibilidad y convergencia, se observó que el modelo es altamente sensible a la condición de borde tipo Thompson. Este método, en su aplicación práctica, consiste en declarar como valores impuestos todos los datos disponibles en los límites abiertos, como profundidades de la columna de agua y velocidades. A partir de las condiciones locales y utilizando la teoría de características y los invariantes de Riemann, se determina qué información es necesaria y cuál puede ser descartada, lo que permite deducir nuevas profundidades y velocidades a imponer. Esta condición es especialmente útil en simulaciones de sistemas abiertos, donde las fronteras son dinámicas y deben reflejar variaciones en el comportamiento de la superficie libre.

De la configuración de los esquemas numéricos, la elección del método de advección para la velocidad, en conjunto con el método de resolución de las ecuaciones primitivas, mostraron ser relevantes para el cálculo de la velocidad. Además la elección de los esquemas numéricos tienen impacto en la conservación de la masa del trazador en el dominio.

El modelo fue calibrado utilizando datos reales de niveles de superficie libre en cinco estaciones de medición: Monte Caseros, Mocoleta Lago, Santa Ana, Federación y Salto Grande. Se consideró el período enero 2019 a abril 2020 para la calibración y dos períodos de verificación, febrero a julio 2018, y mayo a octubre 2020. Los parámetros ajustados fueron el coeficiente de rugosidad de Manning (n) y el coeficiente de influencia del viento (C_w). Para el rango de valores seleccionados, se consideró como el mejor ajuste la combinación de los valores de $n = 0,025 \text{ s/m}^{1/3}$ y $C_w = 1,25 \times 10^{-6}$, ya que mostraron buenos resultados de BIAS, MAE y RMSE para las estaciones cercanas a la represa (Salto Grande y Federación), aunque las estaciones más distantes (Mocoleta Lago y Monte Caseros) presentaron mayores diferencias.

El análisis hidrodinámico con los parámetros calibrados permitió observar que las velocidades y profundidades del agua en el embalse varían de manera significativa. En el canal principal, las velocidades fluctuaron entre 5 cm/s y 0,30 m/s (percentiles 10 y 90), mientras que en los brazos laterales las velocidades fueron considerablemente menores, entre 1 a 2 órdenes de magnitud. En estas zonas laterales, la circulación fue más compleja y la influencia del viento en zonas poco profundas se vuelve relevante. La condición de borde de la represa tiene influencia hasta aproximadamente 90 km aguas arriba del canal principal, más allá de esa distancia, el compartamiento hidrodinámico se asemeja a un sistema fluvial.

El viento es un forzante que mostró un papel fundamental en la dinámica de los brazos laterales, particularmente bajo condiciones de caudales bajos. En los escenarios estacionarios, en la condición de flujo bajo, el viento generó un aumento en el flujo cortante entre los brazos laterales y el canal principal, lo que afecta el intercambio de masa y sustancias entre los mismos. Por otro lado, en condiciones de caudales altos en los brazos laterales se observó un patrón de descarga libre hacia el canal principal. Asimismo, cuando se tiene un caudal de crecida en el canal principal, la descarga de los brazos laterales se ve reducida. Estos hallazgos subrayan la importancia de considerar tanto el caudal como la acción del viento para en la circulación del agua en el embalse.

Las escalas temporales de transporte de trazadores pasivos, tanto en condiciones reales como en condiciones estacionarias, fueron menores en el canal principal, entre 1 y 15 días en comparación con los brazos laterales, entre 1 y 50 días. Los ensayos realizados con condiciones reales y escenarios estacionarios mostraron una buena concordancia espacial en el rango de variación de las escalas de tiempo, a excepción de los flujos bajos en escenarios estacionarios donde los tiempos tienden a ser excesivamente grandes para los brazos laterales. En los ensayos de trazadores con forzantes reales, la condición seleccionada para iniciar la liberación del trazador es relevante para determinar las escalas de tiempo, teniendo en cuenta que la operación de la represa regula el tránsito en el cuerpo de agua.

Si bien este trabajo permite realizar ciertas observaciones sobre el embalse del Complejo Hidroeléctrico Salto Grande, es importante destacar que el modelo implementado constituye una representación simplificada de fenómenos complejos, y dista de ser una reproducción exacta de

lo que ocurre en la realidad. En este sentido, se presenta una lista de limitaciones y observaciones del modelo SG-T2D:

- Caudales en bordes abiertos de ingreso sin flujo medido. Mediante un balance de masa proporcional al área de aporte de cada cuenca, se redistribuyó el caudal de aporte hidrológico en los brazos laterales.
- La condición de borde tipo Thompson en el borde abierto de salida en la represa. Esta condición permite la implementación de una condición de borde no trivial, dotando de cierta flexibilidad en la implementación. No obstante, se observó que los caudales computados difieren de los caudales ingresados como condición de borde, siendo las diferencias más notorias para condiciones de flujo alto.
- Calibración únicamente con datos medidos del nivel de la superficie libre. No se dispone de mediciones de corriente y tampoco de mediciones para ajustar el valor del coeficiente de difusión de trazadores.
- Es un modelo bidimensional promediado en vertical, lo cual genera simplificaciones de los procesos físicos de mezcla que ocurren en modelos tridimensionales, afectando de esta manera a las escalas temporales de transporte.

Reconociendo estas limitaciones, también se incluyen algunas recomendaciones que podrían ayudar a superarlas y representar de manera más precisa los fenómenos complejos involucrados. En este sentido, se proponen las siguientes líneas de trabajo futuras:

- Profundizar en la componente hidrológica del sistema. Analizar la metodología utilizada para la determinación de los aportes hidrológicos y la redistribución de flujos. Algunos autores como [Crisci et al. \(2015\)](#), [Guizzardi and Sabarots \(2018\)](#) y [Erasun et al. \(2019\)](#), han reportado resultados de modelos hidrológicos en subcuencas del río Uruguay. Recientemente el Instituto de Pesquisas Hidráulicas (IPH) ha implementado un modelo de grandes cuencas (modelo MGB) enfocado en el estado y perspectivas hidrológicas para la cuenca del río Uruguay ([WMO, 2024](#)).
- Considerar la implementación del caso de estudio utilizando otros modelos numéricos, por ejemplo, un modelo bidimensionales en el código HEC-RAS, teniendo en cuenta la experiencia de CTM-SG, y tridimensionales como Delft3D, considerando la experiencia en el estudio de embalses desarrollados en el IMFIA en los últimos años ([Ríos, 2019](#); [IMFIA-MA, 2022](#)). En [Delgado et al. \(2022\)](#) se reporta una implementación en el código

TELEMAC-3D para el caso de estudio que permitió identificar problemas en el código fuente para resolver las ecuaciones de intercambio de calor.

- Incorporar mediciones de corriente para calibración de parámetros físicos. Considerar metodologías propuestas para el ajuste del coeficiente de dispersión de trazadores, teniendo en cuenta los resultados presentados por [Ponce de León \(2023\)](#).
- Profundizar en el estudio de la hidrodinámica considerando funciones ortogonales empíricas de los campos espaciales de la velocidad. En este sentido, se podrían considerar las metodologías presentadas en [Santoro \(2017\)](#) y [Junes \(2020\)](#).
- Incorporar el estudio de transporte de partículas con enfoque lagrangiano, lo que permitiría utilizar otras escalas temporales como la edad del agua. Si bien TELEMAC-2D tiene esta posibilidad en sus versiones más recientes, su configuración para casos de estudios específicos implica el desafío de profundizar en el código fuente en un lenguaje de programación de alto nivel (**Fortran**).
- Explorar las relaciones entre las escalas temporales de transporte y las variables de calidad de agua. Referencias en este sentido pueden encontrarse en [Werner Y. \(2013\)](#), [de Oliveira et al. \(2020\)](#).

Como reflexiones finales, la implementación del modelo hidrodinámico y el análisis de sus resultados constituyen un aporte relevante para la gestión del embalse de Salto Grande. La herramienta desarrollada permite simular distintos escenarios hidrológicos y meteorológicos, anticipar la respuesta del sistema y estimar tiempos de residencia y renovación bajo diversas condiciones operativas. Esta capacidad predictiva brinda apoyo a la operación, la evaluación de riesgos de acumulación de contaminantes o floraciones algales, y la planificación de medidas ante eventos extremos. Además, el modelo puede integrarse como soporte a la toma de decisiones en una gestión integrada del recurso, contribuyendo a la evaluación de políticas de uso, la coordinación binacional y la comunicación con actores clave.

Asimismo, el modelo tiene potencial como herramienta de pronóstico operacional, al incorporar condiciones de borde basadas en caudales previstos por la operación hidroeléctrica o pronósticos hidrológicos. Esto permitiría anticipar la dinámica de circulación y los tiempos de transporte en el corto y mediano plazo, facilitando la planificación de maniobras operativas y de gestión ambiental. Considerando el régimen hidrológico estacional del embalse, también pueden estimarse tiempos característicos de residencia y renovación a lo largo del año, información clave para orientar el monitoreo, definir zonas y frecuencias óptimas de muestreo, y fortalecer la vigilancia de la calidad del agua.

Referencias bibliográficas

- Barbosa, C. C., Calijuri, M. d. C., dos Santos, A. C. A., Ladwig, R., Oliveira, L. F. A., and Buarque, A. C. S. (2021). Future projections of water level and thermal regime changes of a multipurpose subtropical reservoir (São Paulo, Brazil). *Science of the Total Environment*, 770:144741.
- Berón, L. (1990). Features of the limnological behavior of Salto Grande's reservoir (Argentina-Uruguay). *Ecological Modelling*, 52:87–102.
- Bolin, B. and Rodhe, H. (1973). A note on the concepts of age distribution and transit time in natural reservoirs. *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography*, 25(1):58–62.
- Boltovskoy, D., Correa, N., Bordet, F., Leites, V., and Cataldo, D. (2013). Toxic microcystis (cyanobacteria) inhibit recruitment of the bloom-enhancing invasive bivalve limnoperna fortunei. *Freshwater Biology*, 58(9):1968–1981.
- Bordet, F., Fontanarrosa, M., and O'Farrell, I. (2017). Influence of light and mixing regime on bloom-forming phytoplankton in a subtropical reservoir. *River Research and Applications*, 33(8):1315–1326.
- Brye, B. D., Brauwere, A. D., Gourgue, O., Delhez, J., and Deleersnijder, (2012). Water renewal timescales in the Scheldt Estuary. *Journal of Marine Systems*, 94:74–86.
- Bárcena, J. F., García, A., Gómez, A. G., Álvarez, C., Juanes, J. A., and Revilla, J. A. (2012). Spatial and temporal flushing time approach in estuaries influenced by river and tide. An application in Suances Estuary (Northern Spain). *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 112:40–51.
- CARU (2016). Estudio de la calidad del agua en el Río Uruguay en el bienio 2013-2014: vigilancia de playas y estado trófico. Informe técnico, Comisión Administradora del Río Uruguay. Consultado por última vez octubre 2020, disponible en http://www.caru.org.uy/web/sub_medio_ambiente/Informe%20Bienal%202013-14.pdf.

- CARU (2018a). Caracterización ambiental del área donde se verificaron eventos de mortandad de peces en el embalse de Salto Grande en el río Uruguay. Informe técnico, Comisión Administradora del Río Uruguay. Consultado por última vez octubre 2020, disponible en http://www.caru.org.uy/web/sub_medio_ambiente/Caracterizacion%20ambiental%20mortandad%20de%20peces.pdf.
- CARU (2018b). Variaciones espaciales y temporales de la comunidad fitoplanctónica y análisis particular de cianobacterias potencialmente tóxicas en el río Uruguay. Informe técnico, Comisión Administradora del Río Uruguay. Consultado por última vez octubre 2020, disponible en http://www.caru.org.uy/web/sub_medio_ambiente/Variacion%20espacial%20y%20temporal%20de%20fitoplancton.pdf.
- Castellano, L., Ambrosetti, W., Barbanti, L., and Rolla, A. (2010). The residence time of the water in Lago Maggiore (N. Italy): first results from an Eulerian-Lagrangian approach. *Journal of Limnology*, 69:15–28.
- Chalar, G. (2006). *Eutrophication dynamics on different temporary scales: Salto Grande reservoir (Argentina–Uruguay)*, pages 87–101. International Institute of Ecology, São Carlos.
- Chalar, G. (2009). The use of phytoplankton patterns of diversity for algal bloom management. *Limnologica*, 39(3):200–208.
- Chalar, G. and Conde, D. (2000). Antecedentes y estado actual del conocimiento científico de los embalses de Uruguay. In Fernández Cirelli, A., editor, *El agua en Iberoamérica: acuíferos, lagos y embalses*, pages 145–147. CYTED-Subprograma XVII.
- Chung, S., Imberger, J., Hipsey, M. R., and Lee, H. S. (2014). The influence of physical and physiological processes on the spatial heterogeneity of a *Microcystis* bloom in a stratified reservoir. *Ecological Modelling*, 289:133–149.
- Collazos, G., Prendes, H., and Huespe, J. (2021). Estudio batimétrico del embalse de Salto Grande (Argentina-Uruguay). In *Actas del XXIX Congreso Latinoamericano de Hidráulica, Virtual*.
- Crisci, M., Chreties, C., and Silveira, L. (2015). Simulación hidrológica continua en la cuenca del río Cuareim con el modelo MGB-IPH. *INNOTEC*, 10.
- CTM-SG (2006). Comisión Técnica Mixta de Salto Grande. Consultado por última vez octubre 2020, disponible en https://www.saltogrande.org/pdf/Manual_del_Agua.pdf.
- CTM-SG (2018). Comisión Técnica Mixta de Salto Grande. Consultado por última vez octubre 2020, disponible en https://www.saltogrande.org/memoria_gestion/Memoria_Gestion_2018.pdf.

- CTM-SG (2020). Comisión Técnica Mixta de Salto Grande. Consultado por última vez octubre 2020, disponible en <https://www.saltogrande.org/>.
- Dabrowski, T. and Berry, A. (2009). Use of numerical models for determination of best sampling locations for monitoring of large lakes. *Science of the Total Environment*, 407(14):4207–4219.
- De León, L. and Chalar, G. (2003). Abundancia y diversidad del fitoplancton en el embalse de salto grande (argentina – uruguay). ciclo estacional y distribución espacial. *Limnetica*, 22(1):103–113.
- de Oliveira, T., de Sousa Brandão, I. L., M., M. C., Hauser-Davis, R. A., Ferreira de Oliveira, A. A., C., F. A., de Oliveira, M. A., and Hiroyuki, J. (2020). Using hydrodynamic and water quality variables to assess eutrophication in a tropical hydroelectric reservoir. *Journal of Environmental Management*, 256:109932.
- de Pablo, H., Sobrinho, J., Garaboa-Paz, D., Fonteles, C., Neves, R., and Gaspar, M. B. (2022). The influence of the river discharge on residence time, exposure time and integrated water fractions for the Tagus Estuary (Portugal). *Frontiers in Marine Science*, 8.
- Defne, Z. and Ganju, N. K. (2015). Quantifying the residence time and flushing characteristics of a shallow, back-barrier estuary: Application of hydrodynamic and particle tracking models. *Estuaries and Coasts*, 38:1719–1734.
- Deleersnijder, , Campin, J.-M., and Delhez, (2001). The concept of age in marine modelling I. Theory and preliminary model results. *Journal of Marine Systems*, 28:229–267.
- Deleersnijder, , Draoui, K., Lambrechts, J., Legat, V., and Mouchet, A. (2020). Consistent Boundary Conditions for Age Calculations. *Water*, 12(5):1274.
- Delgado, S., Fossati, M., Maciel, F., Ponce de León, L., Ríos, A., Rodríguez, R., and Santoro, P. (2022). Herramientas numéricas de apoyo a la gestión de calidad de agua en embalses para generación hidroeléctrica. Informe Técnico Final FMV_1.2019_1_156173, Proyecto de Investigación Aplicada Fondo María Viñas 2019.
- Delhez, E. J. M. (2006). Transient residence and exposure times. *Ocean Science*, 2:1–9.
- Delhez, and Deleersnijder, (2002). The concept of age in marine modelling II. Concentration distribution function in the English Channel and the North Sea. *Journal of Marine Systems*, 31:279–297.
- Delhez, J. M. (2013). On the concept of exposure time. *Continental Shelf Research*, 71:27–36.
- Delhez, J. M., Campin, J. M., Hirst, A. C., and Deleersnijder, (1999). Toward a general theory of the age in ocean modelling. *Ocean Modelling*, 1:17–27.

- Delhez, J. M., de Brye, B. D., de Brauwere, A. D., and Deleersnijder, (2014). Residence time vs influence time. *Journal of Marine Systems*, 132:185–195.
- Dewals, B., Archambeau, P., Bruwier, M., Erpicum, S., Piroton, M., Adam, T., Delhez, J. M., and Deleersnijder, E. (2020). Age of Water Particles as a Diagnosis of Steady-State Flows in Shallow Rectangular Reservoirs. *Water*, 12(10):2819.
- Dewals, B., Archambeau, P., Erpicum, S., Piroton, M., and Deleersnijder, E. (2024). What does the volume-averaged water age distribution function reveal about flow fields in rectangular shallow reservoirs? *Environmental Fluid Mechanics*, 24(1):75–93.
- Drouzy, M., Douillet, P., Fernandez, J. M., and Pinazo, C. (2019). Hydrodynamic time parameters response to meteorological and physical forcings: toward a stagnation risk assessment device in coastal areas. *Ocean Dynamics*, 69:967–987.
- Drozd, A., de Tezanos Pinto, P., Cañal Fernández, V., Bazzalo, M., Bordet, F., and Ibáñez, G. (2020). Hyperspectral remote sensing monitoring of cyanobacteria blooms in a large South American reservoir: high- and medium-spatial resolution satellite algorithm simulation. *Marine and Freshwater Research*, 71:593–605.
- Du, J. and Shen, J. (2015). Decoupling the influence of biological and physical processes on the dissolved oxygen in the Chesapeake Bay. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 120:78–93.
- Erasun, V., Sapriza, G., Failache, N., Gamazo, P., Arcelus, A., and Nardin, A. (2019). Modelación hidrológica para la gestión del riesgo de inundaciones en subcuencas tributarias al río Uruguay. *Aqua-LAC*, 11(1):17–33.
- Ferreira, D. M. and Fernandes, C. V. (2022). Integrated water quality modeling in a river-reservoir system to support watershed management. *Journal of Environmental Management*, 324:116447.
- Fisher, H. B., List, E. J., Koh, R. C. Y., Imberger, J., and Brooks, N. H. (1979). *Mixing in Inland and Coastal Waters*. Academic Press, New York, NY.
- Gangi, D., Plastani, M., Laprida, C., Lami, A., Dubois, N., Bordet, F., Gogorza, C., Frau, D., and de Tezanos Pinto, P. (2020). Recent cyanobacteria abundance in a large sub-tropical reservoir inferred from analysis of sediment cores. *Journal of Paleolimnology*, 63(3):195–209.
- Gao, Q., He, G., Fang, H., Bai, S., and Huang, L. (2018). Numerical simulation of water age and its potential effects on the water quality in Xiangxi Bay of Three Gorges Reservoir. *Journal of Hydrology*, 566:484–499.

- Gray, E., Mackay, E. B., Elliott, J. A., Folkard, A. M., and Jones, I. D. (2020). Wide-spread inconsistency in estimation of lake mixed depth impacts interpretation of limnological processes. *Water Research*, 168:115136.
- Guizzardi, S. and Sabarots, M. (2018). Modelación Hidrológica e Hidrodinámica del Río Uruguay. In *Actas del XXVIII Congreso Latinoamericano de Hidráulica*, Buenos Aires, Argentina.
- Hervouet, J.-M. (2007). *Hydrodynamics of Free Surface Flows: Modelling with the Finite Element Method*. John Wiley and Sons, Ltd, Paris.
- Hipsey, M. R., Hamilton, D. P., Hanson, P. C., Carey, C. C., Coletti, J. Z., Read, J. S., Ibelings, B. W., Valesini, F. J., and Brookes, J. D. (2015). Predicting the resilience and recovery of aquatic systems: A framework for model evolution within environmental observatories. *Water Resources Research*, 51(9):7023–7043.
- Huisman, J., van Oostveen, P., and Weissing, F. J. (1999). Critical depth and critical turbulence: Two different mechanisms for the development of phytoplankton blooms. *Limnology and Oceanography*, 44(7):1781–1787.
- IMFIA-MA (2022). Informe Final Parte II: Modelación hidrodinámica. Modelación hidro-sedimentológica y de calidad de agua del embalse de Rincón del Bonete. Technical report, Facultad de Ingeniería, Universidad de la República, Montevideo, Uruguay. Cooperación entre el Ministerio de Ambiente (MA) y la Facultad de Ingeniería de la Universidad de la República (IMFIA). Consultado por última vez abril 2025, disponible en https://www.ambiente.gub.uy/oan/documentos/IRN_IMFIA_Informe_Final_Parte2_ENVIADO_20221223.pdf.
- Ingham, D. and Ma, L. (2005). *Fundamental Equations for CFD in River Flow Simulations*, chapter 2, pages 17–49. John Wiley Sons, Ltd.
- Jeznach, L. C., Jones, C., Matthews, T., Tobiasson, J. E., and Ahlfeld, D. P. (2016). A framework for modeling contaminant impacts on reservoir water quality. *Journal of Hydrology*, 537:322–333.
- Jiang, C., Liu, Y., Long, Y., and Wu, C. (2017). Estimation of Residence Time and Transport Trajectory in Tieshangang Bay, China. *Water*, 9(5):321.
- Jouon, A., Douillet, P., Ouillon, S., and Fraunié, P. (2006). Calculations of hydrodynamic time parameters in a semi-opened coastal zone using a 3D hydrodynamic model. *Continental Shelf Research*, 26:1395–1415.
- Junes, R. (2020). Modelo hidrodinámico del río Uruguay: Determinación de los principales patrones de flujo y su variación espacio-temporal en función de los forzantes. Tesis de maestría, Instituto de Mecánica de los Fluidos e Ingeniería Ambiental, Montevideo, Uruguay.

- Kenov, I., Garcia, A., and Neves, R. (2012). Residence time of water in the Mondego estuary (Portugal). *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 106:13–22.
- Lepillanca, F., Martínez de la Escalera, G., Bordet, F., O’Farrell, I., and Piccini, C. (2018). Detección de poblaciones tóxicas de microcystis spp. con distintas preferencias ambientales. estudio de caso: embalse de salto grande. *INNOTEC*, 16:08–16.
- Li, X. and Shen, Y. (2015). Numerical simulation of the impacts of water level variation on water age in Dahuofang Reservoir. *Frontiers of Earth Science*, 9:209–224.
- Lin, L. and Liu, Z. (2019). Partial residence times: determining residence time composition in different subregions. *Ocean Dynamics*, 69:1023–1036.
- Lindim, C., Pinho, J. L., and Vieira, J. M. P. (2011). Analysis of spatial and temporal patterns in a large reservoir using water quality and hydrodynamic modeling. *Ecological Modelling*, 222(14):2485–2494.
- Lucas, L. and Deleersnijder, (2020). Timescale Methods for Simplifying, Understanding and Modeling Biophysical and Water Quality Processes in Coastal Aquatic Ecosystems: A Review. *Water*, 12:2717.
- Lucas, L., Thompson, J., and Brown, L. (2009). Why are diverse relationships observed between phytoplankton biomass and transport time? *Limnology and Oceanography*, 54:381–390.
- Mahanty, M., Mohanty, P., Pattnaik, A., Panda, U., Pradhan, S., and Samal, R. (2016). Hydrodynamics, temperature/salinity variability and residence time in the Chilika lagoon during dry and wet period: Measurement and modeling. *Continental Shelf Research*, 125:28–43.
- Mangini, S., Prendes, H., Huespe, J., Amsler, M., and Piedra-Cueva, I. (2007). Sedimentación de finos en el entorno del embalse de Salto Grande en el Río Uruguay. *Ingeniería del Agua*, 14(4):307–318.
- Matte, P., Secretan, Y., and Morin, J. (2017). Hydrodynamic Modeling of the St. Lawrence Fluvial Estuary. I: Model Setup, Calibration, and Validation. *Journal of Waterway Port Coastal and Ocean Engineering-asce*, 143:04017010.
- Merritt, W. S., Fu, B., Ticehurst, J. L., El Sawah, S., Vigiak, O., Roberts, A. M., Dyer, F., Pollino, C. A., Guillaume, J. H. A., Croke, B. F. W., and Jakeman, A. J. (2017). Realizing modelling outcomes: A synthesis of success factors and their use in a retrospective analysis of 15 Australian water resource projects. *Environmental Modelling Software*, 94:63–72.
- Mi, C., Shatwell, T., Ma, J., Xu, Y., Su, F., and Rinke, K. (2020). Ensemble warming projections in Germany’s largest drinking water reservoir and potential adaptation strategies. *Science of the Total Environment*, 748:141366.

- Mignot, E., Riviere, N., and Dewals, B. (2023). Formulations and diffusivity coefficients of the 2D depth-averaged advection-diffusion models: A literature review. *Water Resources Research*, 59:e2023WR035053.
- Minaglia, C., Celeste, M., and Bordet, F. (2013). Aplicación de índices de estado trófico en el embalse de Salto Grande. *Scientia Interfluvius*, 4(1-2):54–65.
- Monsen, N. E., Cloern, J. E., Lucas, L. V., and Monismith, S. G. (2002). A comment on the use of flushing time, residence time, and age as transport time scales. *Limnology and Oceanography*, 47(5):1545–1553.
- Mouchet, A., Cornaton, F., Deleersnijder, E., and Delhez, J. M. (2016). Partial ages: diagnosing transport processes by means of multiple clocks. *Ocean Dynamics*, 66:367–386.
- Nesmachnow, S. and Iturriaga, S. (2019). Cluster-UY: Collaborative Scientific High Performance Computing in Uruguay. In Torres, M. and Klapp, J., editors, *Supercomputing*, pages 188–202, Cham. Springer International Publishing.
- O’Farrell, I., Bordet, F., and Chaparro, G. (2012). Bloom forming cyanobacterial complexes co-occurring in a subtropical large reservoir: validation of dominant eco-strategies. *Hydrobiologia*, 698(1):175–190.
- O’Farrell, I. and Izaguirre, I. (2014). Phytoplankton of the middle and lower stretches of the Uruguay River. *Advances in Limnology*, 65:113–126.
- Orlob, G., Avenhaus, R., and Foell, W. (1983). *Modeling of Two- and Three-Dimensional Hydrodynamic and Water Quality Processes in Lakes*, chapter 2, pages 274–336. Wiley.
- Park, Y., Cho, K. H., Kang, J.-H., Lee, S. W., and Kim, J. H. (2014). Developing a flow control strategy to reduce nutrient load in a reclaimed multi-reservoir system using a 2D hydrodynamic and water quality model. *Science of the Total Environment*, 466–467:871–880.
- Ponce de León, L. (2023). Dispersión y mezcla en la zona costera del Río de la Plata. Tesis de maestría, Instituto de Mecánica de los Fluidos e Ingeniería Ambiental, Montevideo, Uruguay.
- Qi, H., Lu, J., Chen, X., Sauvage, S., and Sánchez-Pérez, J. (2016). Water age prediction and its potential impacts on water quality using a hydrodynamic model for Poyang Lake, China. *Environmental Science and Pollution Research*, 23:13327–13341.
- Quirós, R. and Luchini, L. (1982). Características limnológicas del embalse de salto grande, iii: Fitoplancton y su relación con parámetros ambientales. *Revista de la Asociación de Ciencias Naturales del Litoral*, 13:49–66.

- Ralston, D. K. and Moore, S. K. (2020). Modeling harmful algal blooms in a changing climate. *Harmful Algae*, 91:101729.
- Ren, Y., Lin, B., Sun, J., and Pan, S. (2014). Predicting water age distribution in the Pearl River Estuary using a three-dimensional model. *Journal of Marine Systems*, 139:276–287.
- Robson, B. J. (2014). When do aquatic systems models provide useful predictions, what is changing, and what is next? *Environmental Modelling Software*, 61:287–296.
- Rodriguez, R., Delgado, S., Fossati, M., and Santoro, P. (2022). Development of a hydrodynamic model for a subtropical reservoir: Salto grande, uruguay. In *Proceedings of the XXVIIIrd TELEMAC-MASCARET User Conference*, pages 65–72.
- Rodriguez, R., Delgado, S., and Santoro, P. (2023). Modelación hidrodinámica del embalse de Salto Grande. In *Anales del XXX Congreso Latinoamericano de Hidráulica, volumen 6A - Agua, Ambiente y Sociedad del Conocimiento*, pages 230–231. IAHR Publishing.
- Rueda, F. J., Moreno-Ostos, E., and Armengol, J. (2006). The residence time of river water in reservoirs. *Ecological Modelling*, 191:260–274.
- Rynne, P., Reniers, A., van de Kreeke, J., and MacMahan, J. (2016). The effect of tidal exchange on residence time in a coastal embayment. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 172:108–120.
- Ríos, A. (2019). Implementación de un modelo hidrodinámico tridimensional en el embalse de Paso Severino. Aportes para la modelación de calidad de agua. Tesis de maestría, Montevideo, Uruguay.
- Santoro, P. (2017). *Numerical modeling of Montevideo Bay hydrodynamics and fine sediment dynamics*. Tesis de doctorado, Instituto de Mecánica de los Fluidos e Ingeniería Ambiental, Montevideo, Uruguay.
- Sapriza, G., Collazos, G., Prendes, H., Huespe, J., and Zamanillo, E. (2021). Relevamiento LIDAR del perilago del embalse de Salto Grande (Argentina-Uruguay). In *Actas del XXIX Congreso Latinoamericano de Hidráulica*, Virtual.
- Shen, Y., Wang, J., Zheng, B., Zhen, H., Feng, Y., Wang, Z., and Yang, X. (2011). Modeling study of residence time and water age in Dahuofang Reservoir in China. *Science China Physics, Mechanics and Astronomy*, 54:127–142.
- Soares, L. M. V. and Calijuri, M. d. C. (2021). Deterministic modelling of freshwater lakes and reservoirs: Current trends and recent progress. *Science of the Total Environment*, 736:139659.

- Song, Y. (2023). Hydrodynamic impacts on algal blooms in reservoirs and bloom mitigation using reservoir operation strategies: A review. *Journal of Hydrology*, 620:129375.
- Summers, E. J. and Ryder, J. L. (2023). A critical review of operational strategies for the management of harmful algal blooms (habs) in inland reservoirs. *Journal of Environmental Management*, 330:117141.
- Sun, Q., Yan, Z., Wang, J., Chen, J.-A., Li, X., Shi, W., Liu, J., and Li, S.-L. (2024). Evaluating impacts of climate and management on reservoir water quality using environmental fluid dynamics code. *Science of the Total Environment*, 875:174608.
- Takeoka, H. (1984). Fundamental concepts of exchange and transport time scales in a coastal sea. *Continental Shelf Research*, 3(3):311–326.
- TELEMAC-MASCARET (2020a). TELEMAC-2D Reference Manual v8p2. Technical report. Reference Manual for TELEMAC-2D.
- TELEMAC-MASCARET (2020b). TELEMAC-2D User Manual v8p2. Technical report. User Manual for TELEMAC-2D.
- Thomann, R. V. and Mueller, J. A. (1987). *Principles of Surface Water Quality Modeling and Control*. Harper & Row, New York, NY.
- USGS (1989). Guide for Selecting Manning’s Roughness Coefficients for Natural Channels and Flood Plains. Technical Report WSP 2339.
- Vinçon-Leite, B. and Casenave, C. (2019). Modelling eutrophication in lake ecosystems: A review. *Science of the Total Environment*, 651:2985–3001.
- Weber, M., Rinke, K., Hipsey, M. R., and Boehrer, B. (2017). Optimizing withdrawal from drinking water reservoirs to reduce downstream temperature pollution and reservoir hypoxia. *Journal of Environmental Management*, 197:96–105.
- Werner Y., J. (2013). Interpretation and Applicability of Residence Time in Reservoirs (Interpretação e Aplicabilidade do Tempo de Residência em Reservatórios). MSc. dissertation, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, Brasil. Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Engenharia de Recursos Hídricos e Ambiental.
- Williams, J. and Esteves, L. S. (2017). Guidance on Setup, Calibration, and Validation of Hydrodynamic, Wave, and Sediment Models for Shelf Seas and Estuaries. *Advances in Civil Engineering*, 2017:1–25.
- Winckler, P. (2018). *Introducción al modelado de procesos costeros*. Universidad de Valparaíso, Valparaíso, Chile. Primera Edición.

- WMO (2024). Improving hydrological services in Southeast Asia and South America. Consultado por última vez abril 2025, disponible en <https://public.wmo.int/media/update/improving-hydrological-services-southeast-asia-and-south-america>.
- Wu, B., Wang, G., Wang, Z., Liu, C., and Ma, J. (2017). Integrated hydrologic and hydrodynamic modeling to assess water exchange in a data-scarce reservoir. *Journal of Hydrology*, 555:15–30.
- Xiao, X., Peng, Y., Zhang, W., Yang, X., Zhang, Z., Ren, B., Zhu, G., and Zhou, S. (2024). Current status and prospects of algal bloom early warning technologies: A review. *Journal of Environmental Management*, 349:119510.
- Zhao, F., Zhan, X., Xu, H., Zhu, G., Zou, W., Zhu, M., Kang, L., Guo, Y., Zhao, X., Wang, Z., and Tang, W. (2022). New insights into eutrophication management: Importance of temperature and water residence time. *Journal of Environmental Sciences*, 111:229–239.
- Zimmerman, J. T. F. (1976). Mixing and flushing of tidal embayments in the western Dutch Wadden Sea: Part I. Distribution of salinity and calculation of mixing time scales. *Netherlands Journal of Sea Research*, 10(2):149–191.

APÉNDICES

Apéndice A

Régimen hidroclimático

En este apéndice se presenta información recopilada a partir de la bibliografía consultada, relacionada con el régimen de precipitaciones, los caudales, la evaporación en la superficie del lago, la temperatura del aire, los vientos, la hidrodinámica del embalse y el transporte de sedimentos.

A.1. Precipitación

La cuenca del río Uruguay se encuentra dentro del área de influencia de las anomalías de temperatura de la superficie del océano Pacífico tropical, comúnmente conocidas como fenómenos de El Niño y La Niña. Estos eventos forman parte de un ciclo completo que puede tener una duración de entre 3 y 7 años (Chalar, 2006).

En la [Tabla A.1](#) se presentan los valores históricos de la precipitación media anual para las distintas cuencas que aportan al embalse de Salto Grande (CTM-SG, 2018). Por otro lado, [Gangi et al. \(2020\)](#) analizaron las tendencias temporales de los datos históricos (1967-2017) sobre la precipitación acumulada anual en la Estación Experimental Agropecuaria del Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria, ubicada a unos 20 km al suroeste del embalse de Salto Grande, mediante pruebas no paramétricas de Mann-Kendall. Los autores concluyeron que no existe una tendencia significativa en la precipitación anual, con valores que oscilan entre 786 y 2.193 mm.

Tabla A.1: Precipitación media anual histórica para cuencas de aporte al embalse (CTM-SG, 2018).

Precipitación media anual histórica (mm)	
Cuenca alta	1.854
Cuenca media	1.552
Cuenca inmediata	1.274

A.2. Caudales

La [Tabla A.2](#) y la [Figura A.1](#) presentan los valores de caudales medios mensuales y anuales, así como los percentiles 10 y 90 para el período de operación 1980-2015 del CHSG ([CTM-SG, 2018](#)).

Tabla A.2: Caudal medio y percentiles para periodo 1980-2015 ([CTM-SG, 2018](#)).

Mes	Media (m^3/s)	Percentil 10 (m^3/s)	Percentil 90 (m^3/s)
Enero	3.724	837	7.375
Febrero	3.845	1.121	7.176
Marzo	3.876	988	7.153
Abril	5.769	905	12.276
Mayo	6.482	1.672	10.592
Junio	6.691	1.664	11.356
Julio	6.616	3.024	10.341
Agosto	5.392	2.299	10.074
Setiembre	5.309	2.043	8.577
Octubre	7.952	3.646	12.093
Noviembre	6.947	2.288	12.642
Diciembre	4.380	1.179	9.569
Anual	5.527	2.940	8.280

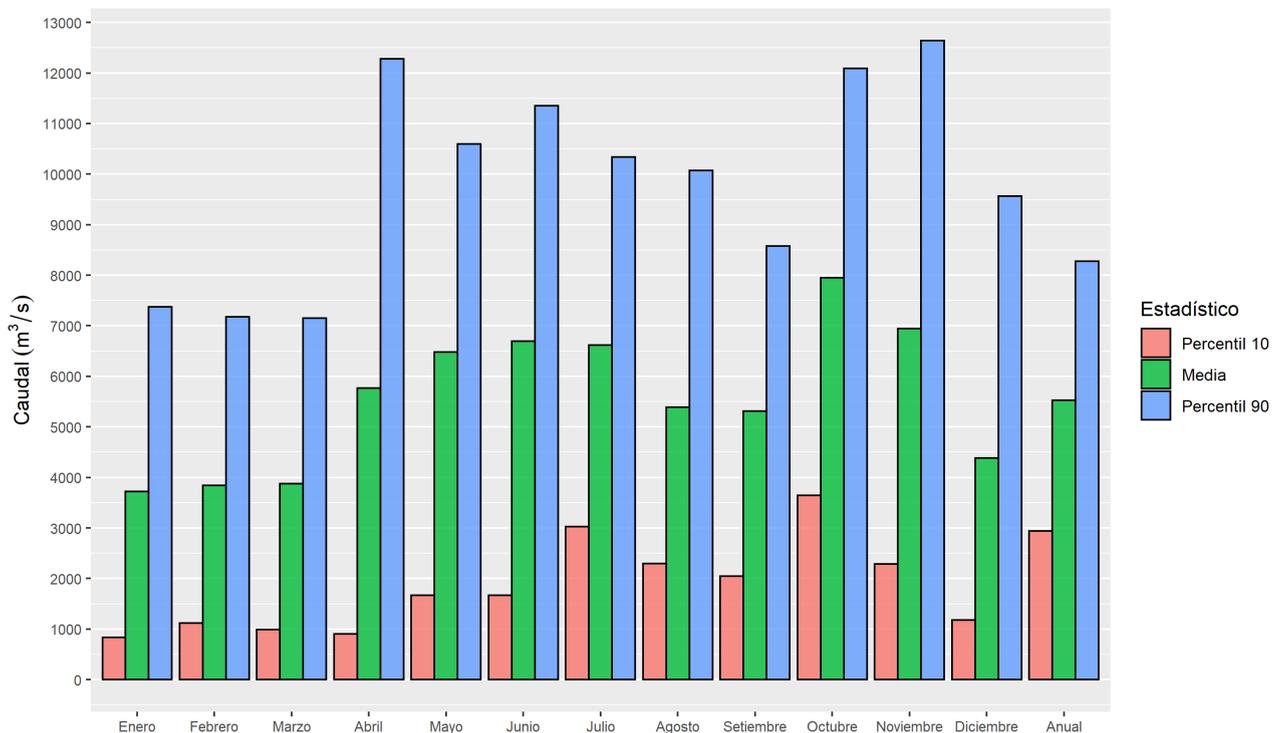


Figura A.1: Caudal medio y percentiles para periodo 1980-2015 ([CTM-SG, 2018](#)).

La [Tabla A.3](#) presenta los caudales medios del canal principal y de los tributarios al embalse, según los datos reportados por [Berón \(1990\)](#). De acuerdo con estos valores, los ríos Arapey y Mocoretá contribuyen, en términos relativos, con menos del 2% del caudal medio del río Uruguay. Por su parte, los aportes de los arroyos Mandisoví, Gualeguaycito e Itapebí son un orden de magnitud menores que los de Arapey y Mocoretá.

Tabla A.3: Área de drenaje y caudal medio de tributarios al embalse de Salto Grande ([Berón, 1990](#)).

Nombre	Área de drenaje (km ²)	Caudal medio (m ³ /s)
Río Uruguay	47.235 (cuenca inmediata)	4.457
Río Arapey	11.850	65,7
Río Mocoreta	3.693	43,2
Río Itapebí	1.835	6,3
Río Mandisovi	974	4,5
Río Gualeguaycito	993	4,2

Los valores presentados en la [Tabla A.2](#) y en la [Figura A.1](#) son coherentes con las observaciones reportadas por [Chalar \(2009\)](#); [O’Farrell et al. \(2012\)](#); [Boltovskoy et al. \(2013\)](#), quienes indican que el sistema se caracteriza por un período de mayores aportes entre abril y noviembre, y por un período de menores aportes durante el verano (diciembre a marzo). Las variaciones en los caudales, según [Chalar \(2009\)](#), se encuentran asociadas al fenómeno ENOS (El Niño-Oscilación del Sur). De acuerdo con [CTM-SG \(2018\)](#), el caudal máximo registrado fue de 37.700m³/s en el año 1992, mientras que el caudal mínimo observado en los últimos 70 años en el río Uruguay fue de 92m³/s en el año 1945.

En [Gangi et al. \(2020\)](#) se analizaron las tendencias temporales de los datos históricos (1994–2017) del nivel de agua y de los caudales en el embalse de Salto Grande, mediante pruebas no paramétricas de Mann-Kendall. Los autores concluyeron que los valores medios anuales de caudal y nivel de agua no presentan tendencias significativas. Sin embargo, identificaron valores más elevados durante los períodos 1994–2005 y 2012–2017, y valores más bajos entre 2004 y 2012.

A.3. Evaporación de la superficie del lago

Para estimar el volumen de agua evaporado desde la superficie del lago, se consideró la información presentada en [CTM-SG \(2018\)](#). Según este informe, la evapotranspiración real media anual de la cuenca inmediata en el año 2018 —estimada como la diferencia entre la precipitación y el escurrimiento real hacia el río— fue de 992mm. Por otro lado, a partir de los registros de los tanques de evaporación de las estaciones meteorológicas ubicadas en la cuenca inmediata, se estimó una evapotranspiración potencial anual de 1.274mm.

Utilizando este último valor y multiplicándolo por el área superficial del embalse (ver [Tabla 3.2](#)), se estimó que, en el año 2018, la superficie media del lago de Salto Grande generó una evaporación de 993Hm^3 de agua. Expresado como una tasa media anual, esto equivale a aproximadamente $30\text{m}^3/\text{s}$, lo que representa cerca del 0,5 % del caudal medio anual histórico del río Uruguay (ver [Tabla A.2](#)).

A.4. Temperatura del aire y vientos

El embalse de Salto Grande está ubicado en una región templada subtropical, con una temperatura media anual de 19°C . Durante el invierno (de julio a septiembre), la temperatura media es de 7°C , mientras que en los meses de verano (de diciembre a marzo) alcanza los 30°C ([Bordet et al., 2017](#)). Los vientos locales predominan del noreste (NE) a lo largo de todo el año, con velocidades medias mensuales que varían entre 10 y $12\text{km}/\text{h}$. En verano y primavera, los vientos predominantes provienen del norte (N), noreste (NE), este (E) y sureste (SE). En otoño e invierno, aunque no son los vientos dominantes, aumenta la frecuencia de vientos provenientes del sur (S) y suroeste (SO) ([O'Farrell et al., 2012](#)).

En [Gangi et al. \(2020\)](#) se analizaron, mediante pruebas no paramétricas de Mann-Kendall, las tendencias temporales de los datos históricos (1967–2017) sobre la temperatura del aire y la velocidad del viento en la Estación Experimental Agropecuaria del Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria. Los autores concluyeron que la temperatura media anual del aire aumentó significativamente durante el período analizado, en un rango de aproximadamente 0.5 a 1°C . Se observó un período de temperaturas medias anuales más bajas entre 1968 y 1992 (con valores inferiores a 19°C) y una tendencia creciente entre 1993 y 2009 (con valores superiores a 19°C). Por otro lado, la velocidad media anual del viento experimentó una disminución significativa de aproximadamente un 44 % de 1967 a 2017. Los valores fueron más altos en 1967 ($8,5\text{km}/\text{h}$), intermedios hasta 1985 (entre $6,05\text{km}/\text{h}$ y $8,5\text{km}/\text{h}$), y los más bajos después de 1985 (inferiores a $5,5\text{km}/\text{h}$).

A.5. Hidrodinámica y transporte de sedimentos

Estudios sobre la hidrodinámica y la sedimentación de finos en el embalse de Salto Grande fueron realizados por FICH-IMFIA entre los años 2002 y 2005, y sus resultados se presentan en [Mangini et al. \(2007\)](#). La [Figura A.2](#) muestra el mapa de ubicación y distribución de los depósitos de finos, elaborado por [Mangini et al. \(2007\)](#).

La zona del embalse con los mayores depósitos de sedimentos finos se extiende desde aguas abajo de la desembocadura del río Mocoreta (aproximadamente en el km 421, según [Figura A.2](#)) hasta las cercanías de la ciudad de Federación (km 385, según [Figura A.2](#)). La posición y los espesores de los depósitos varían considerablemente en el sentido transversal al cauce, con

algunas áreas mostrando diferencias de entre 1 y 8 metros entre ambas márgenes. La [Tabla A.4](#) presenta los tres sectores de depósitos identificados por [Mangini et al. \(2007\)](#), todos ubicados dentro del antiguo cauce.

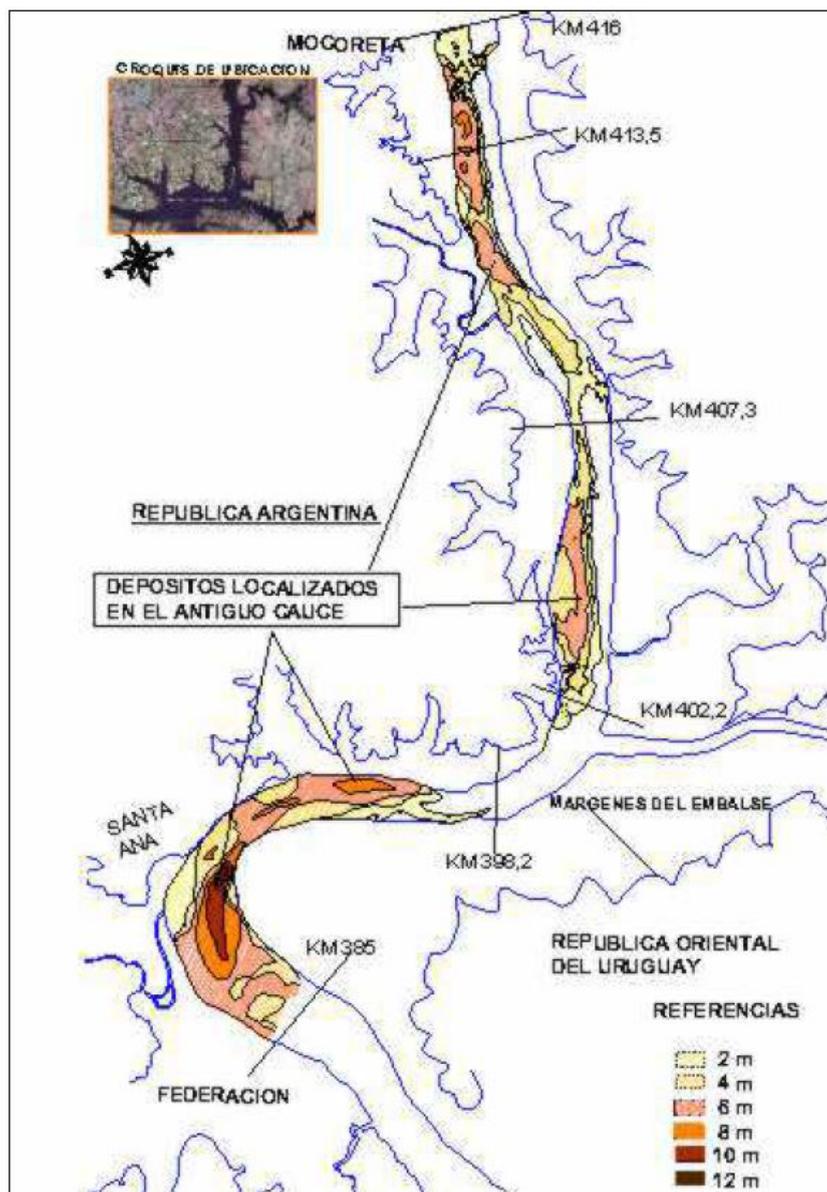


Figura A.2: Ubicación y forma de depósitos de finos ([Mangini et al., 2007](#)).

Tabla A.4: Ubicación y volúmenes de los depósitos ([Mangini et al., 2007](#)).

Sector	Ubicación	Área (ha)	Volumen (Hm ³)
Depósito 1	km 415 – 407	823	30
Depósito 2	km 407 – 400	598	22
Depósito 3	km 398 – 386	1.124	65
Total	27 km	2.545	117

Los valores correspondientes a la velocidad media, la profundidad, la concentración media de sedimentos en la columna de agua y la tensión de corte del lecho, para cada una de las verticales muestreadas a lo largo del tramo estudiado por Mangini et al. (2007), se presentan en la Tabla A.5 y en la Figura A.3. Las velocidades medias oscilan entre 0,35 y 1,19m/s, siendo las menores velocidades registradas en las verticales ubicadas en el último depósito de finos. Estos resultados fueron obtenidos en estado de aguas altas, para un caudal de 15.000 m³/s.

Tabla A.5: Información hidrosedimentológica del tramo con depósitos de finos (Mangini et al., 2007).

Perfil	Vel. media (m/s)	Prof. (m)	Conc. media (mg/L)	Tb (N/m ²)
V2 (km 414,1)	0,75	7	297	1,176
V3 (km 412,4)	1,19	8	282	2,832
V4 (km 411,0)	0,74	11,5	140	0,970
V5 (km 409,2)	1	13	128	1,701
V6 (km 405,9)	1	11	253	1,799
V7 (km 404,9)	0,7	7,5	312	1,001
V8 (km 402,6)	0,76	10	96	1,072
V9 (km 396,9)	0,67	9,5	219	0,848
V10 (km 394,2)	0,35	12	130	0,214
V11 (km 394,2)	0,77	6,5	340	1,271
V12 (km 394,2)	0,55	7,7	157	0,613
V14 (km 394,2)	0,35	16,5	66	0,192

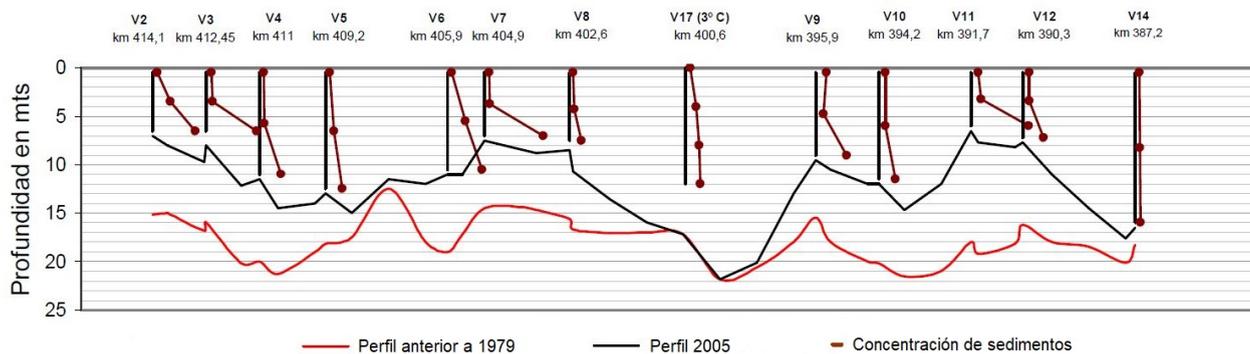
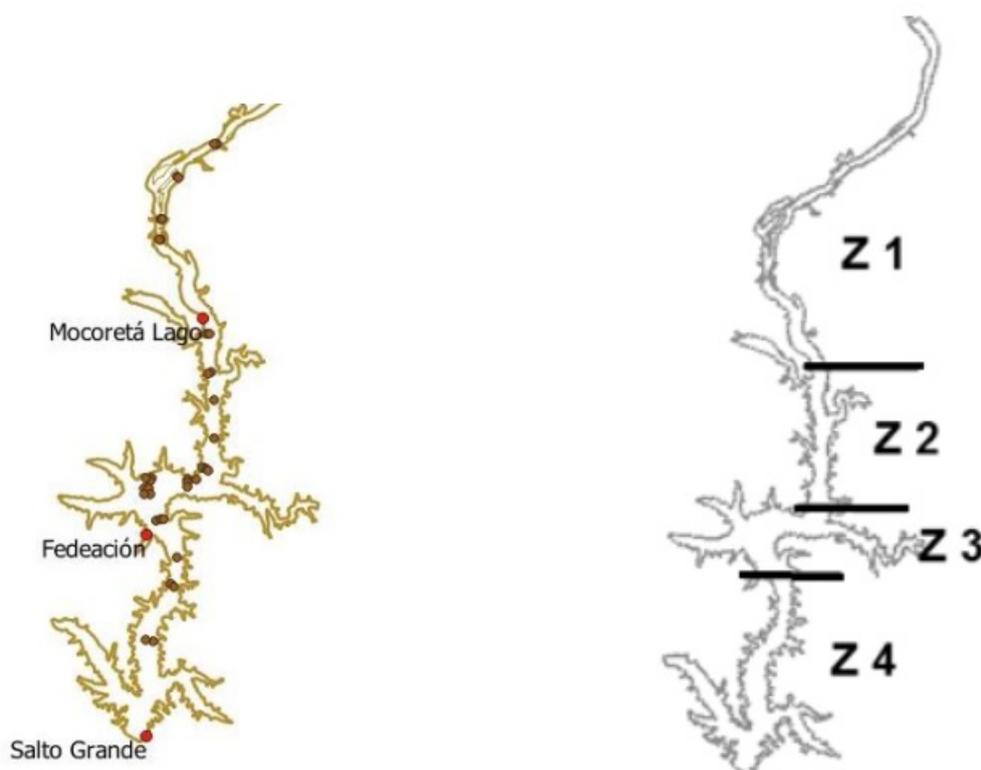


Figura A.3: Perfil hidrosedimentológico en la zona con depósitos de finos (Mangini et al., 2007).

Más recientemente, Collazos et al. (2021) presentaron los resultados de trabajos de campo en los que se recolectaron más de 60 muestras de sedimento de fondo mediante un cono de arrastre, con el objetivo de realizar un análisis granulométrico. Las ubicaciones de muestreo se indican en la Figura A.4a. A partir de estos datos, los autores dividieron el embalse en cuatro zonas con características sedimentológicas diferenciadas, como se muestra en la Figura A.4b y se detalla a continuación:

- Zona Z1: Depositos de arenas prácticamente puras (o con vestigios de limos), con D50 entre 250 y 380 micras. Este tramo funciona como un río, aunque está influenciado por el remanso de la represa.
- Zona Z2: Se depositan arenas más finas, así como limos. El porcentaje de finos varía del 10 al 100 %, con una heterogeneidad espacial asociada al régimen hidráulico.
- Zona Z3: En la zona media o central del embalse predominan los sedimentos finos (limos y arcillas), con porcentajes que oscilan entre el 73 y el 98 %, y vestigios de arenas muy finas. Los valores medios de D50 son de 9 micras (granulómetro) y 3 micras (densímetro).
- Zona Z4: Predominan fuertemente las arcillas limosas. Los vestigios de arenas encontrados en la parte más al norte de esta zona podrían provenir de la re-suspensión de material depositado previamente en la zona Z3, movilizado durante eventos de crecida.



(a) Puntos de muestreo de fondo

(b) Zonificación sedimentológica del embalse

Figura A.4: Puntos de muestreos de fondo y zonas de sedimentación (Collazos et al., 2021)

Collazos et al. (2021) concluyeron que, según las hipótesis consideradas y el método de estimación empleado, la tasa media anual de sedimentación en el embalse durante el período 2004–2019 se encuentra en el rango de 8 a 11Hm³/año. Asimismo, señalaron que, hasta el momento, los depósitos de sedimentos se localizan principalmente en la zona de volumen “muerto” del embalse, sin afectar su rango operativo.

Apéndice B

Calidad de agua

En este apéndice se describen las principales características de la calidad del agua en el embalse, considerando aspectos como el estado trófico, la estructura térmica vertical y los fenómenos de floraciones de cianobacterias.

B.1. Estado trófico

El patrón anual de las principales variables físicas, químicas y biológicas del embalse fue descrito en sus inicios por [Quirós and Luchini \(1982\)](#) para el periodo 1980-1981. Además de las condiciones hidrológicas y climáticas, estos autores identificaron a la turbidez inorgánica como un factor limitante significativo para la producción de fitoplancton. Posteriormente, [Berón \(1990\)](#) caracterizó las condiciones del embalse durante el período 1980-1984, destacando su naturaleza eutrófica y la alta variabilidad ambiental del sistema, el cual puede comportarse como un río o como un lago, dependiendo de las variaciones en el tiempo de retención hidráulico. Además, [Berón \(1990\)](#) también señala que el fitoplancton en el embalse está limitado por la turbidez inorgánica, salvo en los extremos de los brazos, donde la dinámica está influenciada principalmente por la renovación de agua en el centro del embalse y por el efecto de lavado provocado por las lluvias en los brazos laterales.

A fines de la década de 1990 y principios de los 2000, el embalse de Salto Grande fue clasificado como eutrófico según [Chalar and Conde \(2000\)](#); [De León and Chalar \(2003\)](#), aunque en estos estudios no se especifica la metodología utilizada para dicha caracterización. En el trabajo de [Minaglia et al. \(2013\)](#), se determinó el estado trófico del río Uruguay en el tramo comprendido entre Monte Caseros/Bella Unión y la represa de Salto Grande durante el verano de 2010, empleando diversos índices tróficos (Carlson, OECD y el Índice de Contaminación Trófico de Ramírez y Viña). El parámetro fósforo total, común a todos estos índices, permitió clasificar el área de estudio como eutrófica. Esta clasificación fue respaldada por valores de transparencia del agua y concentración de clorofila-a. No obstante, [Minaglia et al. \(2013\)](#) observó que

no existía una correlación lineal entre la abundancia de cianobacterias y la concentración de nutrientes, concluyendo que estos últimos no serían un factor limitante para la proliferación de cianobacterias en el embalse de Salto Grande.

Según los informes bienales de la Comisión Administradora del Río Uruguay (CARU), durante el período 2013-2014 se realizaron muestreos semanales en verano y mensuales en el resto del año en el embalse de Salto Grande. Los resultados de concentración de clorofila-a indicaron que el embalse de Salto Grande se encuentra en un estado trófico que varía de eutrófico a hipereutrófico (CARU, 2016). En el período 2015-2016, los muestreos semanales confirmaron que el embalse mantiene estas características, mientras que las estaciones lólicas presentaron condiciones que oscilan entre mesotróficas y eutróficas (CARU, 2018b). El sitio con mayores concentraciones de cianobacterias y clorofila-a fue Cañada Vieja Águila (CVA), ubicada en la margen derecha del embalse, donde se observó una abundancia promedio de 161.036 células/mL y una concentración de clorofila-a de 636 $\mu\text{g/L}$ (ver Figura B.1).

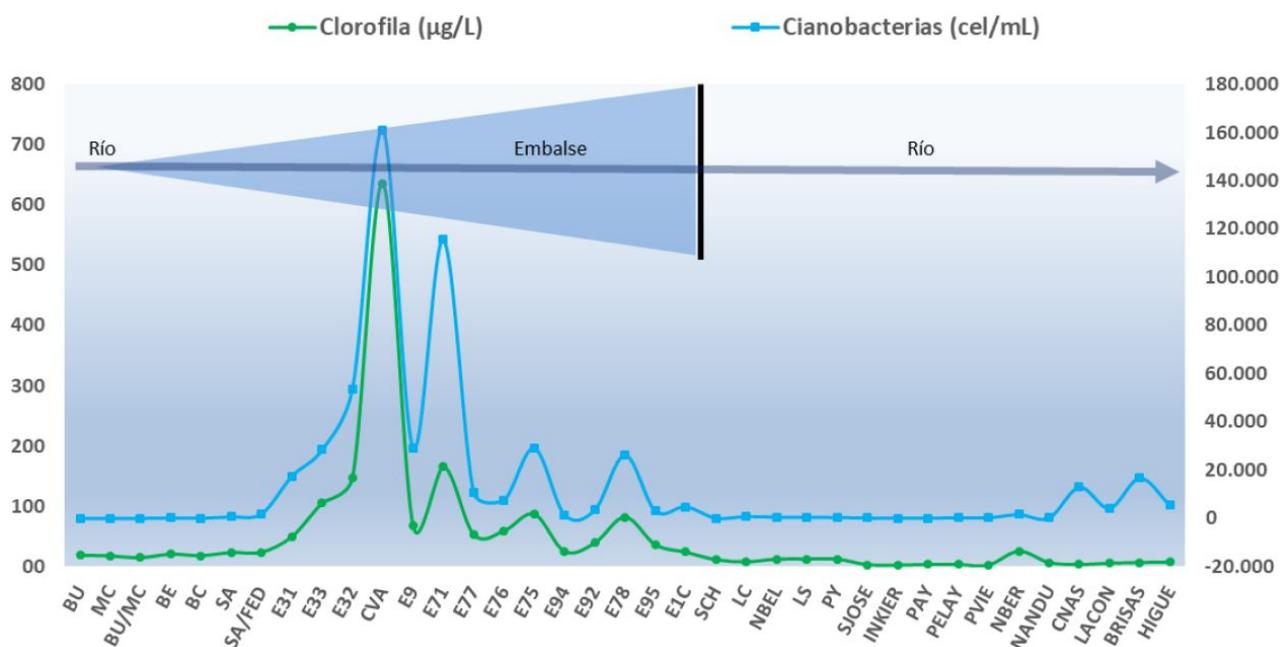


Figura B.1: Variaciones de la abundancia promedio de cianobacteria y de la concentración de clorofila-a, de norte a sur en 37 estaciones analizadas en CARU (2018b) para el periodo 2015-2016. La represa de Salto Grande se identifica con la barra negra.

Según CARU (2018a), la desembocadura del brazo Gualeguaycito (ver Figura B.2) experimentó episodios de mortandad de peces desde la década de 1990. En particular, tras un evento ocurrido en octubre de 2014, se realizó una caracterización ambiental que incluyó análisis de la calidad del agua, los sedimentos y la biota, durante los meses de noviembre y diciembre de 2014, así como en enero, mayo y septiembre de 2015. Además, se analizaron imágenes satelitales correspondientes a los eventos de mortandad de peces ocurridos en 2009, 2010 y 2012, que revelaron elevados niveles de clorofila-a en el cuerpo de agua.

Los resultados de [CARU \(2018a\)](#) indicaron que los cuerpos de agua de Cañada La Vieja Águila, Gualeguaycito e Isthilart presentaron características de eutrofia a hipereutrofia, atribuibles a elevados niveles de nutrientes (fósforo y nitrógeno), clorofila-a, cianobacterias y cianotoxinas (microcistina). El informe sugiere que la mortandad de peces podría ser el resultado de una combinación de factores, tales como temperaturas elevadas y una posible disminución del oxígeno. Esta situación se asocia con una hidrodinámica particular en la zona, donde la desembocadura del lecho hacia el embalse presenta una elevación u obstrucción, y los aportes de los tributarios son mínimos. Esto genera una baja tasa de renovación de agua, lo que contribuye al deterioro de la calidad ambiental.

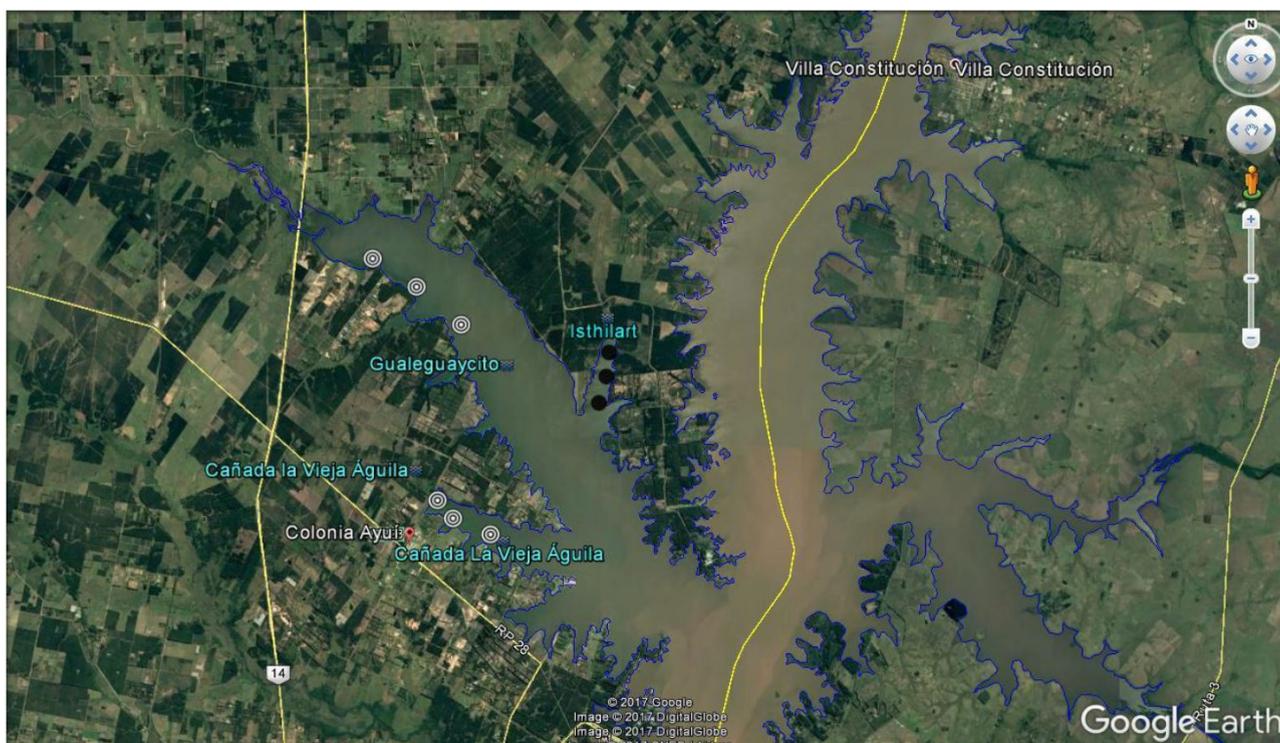


Figura B.2: Área de desembocadura de la cuenca hidrográfica del brazo Gualeguaycito ([CARU, 2018a](#)).

B.2. Estructura térmica vertical

[Berón \(1990\)](#) señala que las diferencias entre las temperaturas de la superficie y del fondo del embalse indican la ausencia de una estratificación térmica estacional permanente, o al menos de períodos prolongados. Observaciones realizadas a fines de la década de 1990 y durante la década de 2000 por [Chalar and Conde \(2000\)](#) y [Chalar \(2009\)](#), corroboran estas afirmaciones y sugieren que el embalse presenta un régimen térmico polimíctico. En este tipo de régimen, la estacionalidad del ciclo hidrológico cumple un rol fundamental, generando condiciones de tipo

lacustre durante el verano y un comportamiento más lótico en invierno. Además, la estabilidad térmica no se sostiene por períodos prolongados debido a que la extracción de agua para almacenamiento se realiza desde niveles profundos, y a que los pulsos asociados a la generación de energía eléctrica contribuyen a la desestabilización de la estructura térmica del embalse.

Según Boltovskoy et al. (2013), la temperatura del agua superficial en el embalse varía estacionalmente entre aproximadamente 12 y 30°C, siendo las aguas costeras poco profundas generalmente más cálidas que las del canal central, especialmente en las proximidades de la presa. La Figura B.3 muestra perfiles de temperatura registrados aguas abajo de la desembocadura del río Guauguaycito durante los veranos de 2010 y 2011, con mediciones realizadas a intervalos de 1 metro de profundidad, desde la superficie hasta el fondo. Estos perfiles evidencian la presencia de estratificaciones térmicas débiles y de corta duración, con termoclinas que se mantienen aproximadamente durante una semana. La ruptura de esta estratificación térmica, observada en los perfiles presentados en la Figura B.3, se atribuye a procesos de mezcla turbulenta generados por los aportes de caudal y las variaciones en el nivel del agua (O'Farrell et al., 2012).

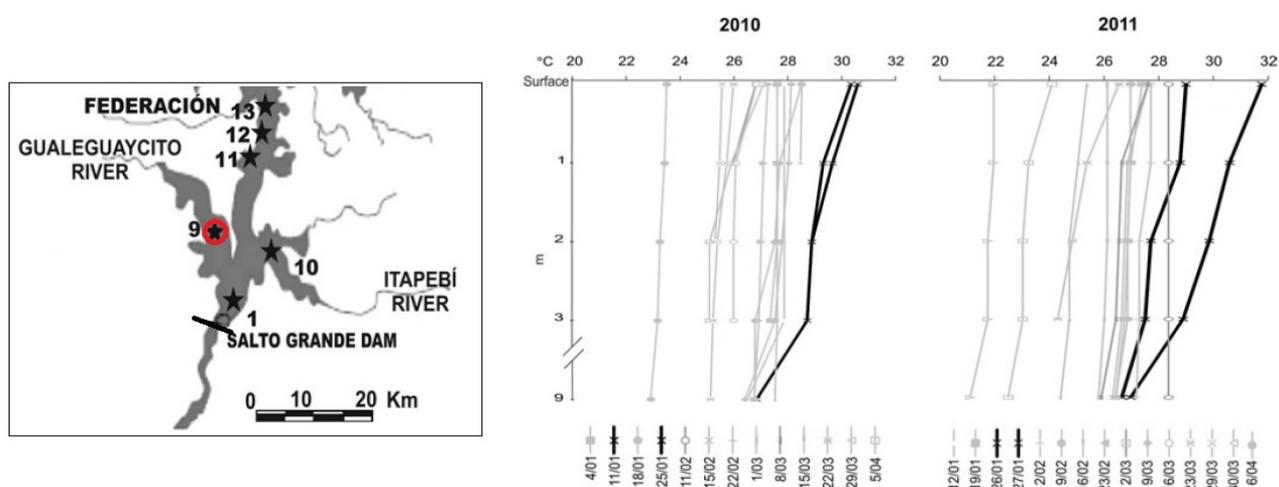


Figura B.3: Perfil vertical de temperatura aguas abajo de la desembocadura del río Guauguaycito (punto de muestreo número 9) durante verano de 2010 y verano de 2011 (O'Farrell et al., 2012).

B.3. Floración de cianobacterias

El embalse de Salto Grande presenta dos subsistemas biológicos diferenciados: por un lado, los brazos laterales, dominados por cianobacterias como *Microcystis*, *Dolichospermum* y *Ceratium*, con mayores abundancias durante los períodos cálidos; y por otro, el canal principal, caracterizado por un predominio de algas diatomeas (Quirós and Luchini, 1982; Berón, 1990; De León and Chalar, 2003; O'Farrell et al., 2012; Bordet et al., 2017). La influencia de las actividades humanas en la cuenca, como la agricultura y la urbanización, favorece la proliferación

de cianobacterias, especialmente en las zonas dendríticas y menos profundas del embalse, donde especies como *Microcystis* y *Dolichospermum* dominan gracias a sus estrategias adaptativas, como la formación de espumas y la fijación de nitrógeno (O'Farrell et al., 2012; O'Farrell and Izaguirre, 2014). Las poblaciones tóxicas de *Microcystis* que florecen durante el verano presentarían diferencias genéticas respecto de aquellas que persisten en invierno. Variables ambientales como la temperatura y la conductividad del agua se identifican como factores determinantes en la regulación de su abundancia y toxicidad (Lepillanica et al., 2018).

Según O'Farrell et al. (2012), durante el período 2007–2011, las condiciones hidrológicas desempeñaron un papel fundamental en la regulación de las floraciones de cianobacterias en el embalse de Salto Grande. Un aumento en los aportes y en el nivel del agua condujo a una disminución en la abundancia de cianobacterias, debido a procesos de lavado y dilución. Además, este incremento en el caudal favoreció la mezcla vertical de la columna de agua, lo que interrumpió la estratificación térmica y dificultó la flotación de las cianobacterias hacia la superficie. Los análisis multivariados realizados por estos autores confirmaron que las variaciones interanuales en la intensidad de las floraciones estaban estrechamente relacionadas con los cambios en los aportes hídricos y el nivel de agua del embalse.

En este sentido, Bordet et al. (2017) observó entre julio de 2012 y diciembre de 2013 que la descarga de tributarios, el nivel del agua, la velocidad del viento y la temperatura influyeron en la mezcla y en la penetración de luz en el embalse, afectando la distribución vertical de *Microcystis*, *Dolichospermum* y *Ceratium furcoides*. Durante períodos de fuertes estratificaciones térmicas, las cianobacterias presentaron una distribución heterogénea y formaron espumas superficiales susceptibles al desplazamiento horizontal. Además, las floraciones de cianobacterias y dinoflagelados no se produjeron cuando el caudal entrante superó los $10.000, m^3/s$, y la influencia de los nutrientes en la distribución vertical del fitoplancton fue secundaria respecto al efecto de la luz.

Por otro lado, los resultados reportados por De León and Chalar (2003) indican que el tiempo de residencia del embalse es mayor en verano (hasta 24 días en diciembre) y menor en invierno (con un mínimo de 4 días en julio), con una media anual de 14 días. Además, los autores observaron una correlación positiva entre la temperatura del agua y el tiempo de residencia. En invierno, los sólidos suspendidos, fosfatos y fósforo total alcanzan niveles máximos y muestran una correlación positiva entre sí, pero negativa con el tiempo de residencia. En contraste, los nitratos y silicatos son más elevados en verano, lo cual está relacionado con el aumento de la precipitación local.

Por último, en CARU (2018b), a través de un análisis de correspondencia canónica se identificó que las variables más influyentes en las diferencias espacio-temporales de la comunidad fitoplanctónica, en orden de importancia, fueron: temperatura, nivel del agua, oxígeno disuelto, fósforo total, conductividad y turbidez.

Apéndice C

Análisis de datos disponibles

En este apéndice se presenta la información recopilada junto con un análisis de los datos disponibles. La [Tabla C.1](#) resume, para cada variable considerada, la estación de observación correspondiente, la fuente de información y el período temporal cubierto. Por su parte, la [Figura C.1](#) muestra la ubicación de las estaciones de medición de caudal, niveles hidrométricos, así como de intensidad y dirección del viento.

Tabla C.1: Información disponible.

Variable	Estación	Fuente	Periodo
Batimetría	-	CTM-SG	2019
Caudal	Arapey Chico	CTM-SG Telemétrica	2015 - 2020
Caudal	Arapey Grande	CTM-SG Telemétrica	1998 - 2020
Caudal	Paso de la Cruz	CTM-SG Telemétrica	2012 - 2020
Caudal	Paso de los Libres	CTM-SG Telemétrica	1908 - 2020
Caudal diario aporte	Represa	CTM-SG	1980 - 2020
Caudal diario vertido	Represa	CTM-SG	1980 - 2020
Caudal diario turbinado	Represa	CTM-SG	1980 - 2020
Caudal horario vertido	Represa	CTM-SG	1995 - 2020
Caudal horario turbinado	Represa	CTM-SG	1995 - 2020
Nivel de la superficie libre	Monte Caseros	CTM-SG Telemétrica	2017 - 2020
Nivel de la superficie libre	Mocoreta Lago	CTM-SG Telemétrica	2015 - 2020
Nivel de la superficie libre	Santa Ana	CTM-SG Telemétrica	2018 - 2020
Nivel de la superficie libre	Federación	CTM-SG Telemétrica	2015 - 2020
Nivel de la superficie libre	Salto Grande	CTM-SG Telemétrica	2013 - 2020
Nivel de la superficie libre	Represa	CTM-SG	1998 - 2020
Componentes del viento	Salto Grande	ECMWF ERA5	1997 - 2020

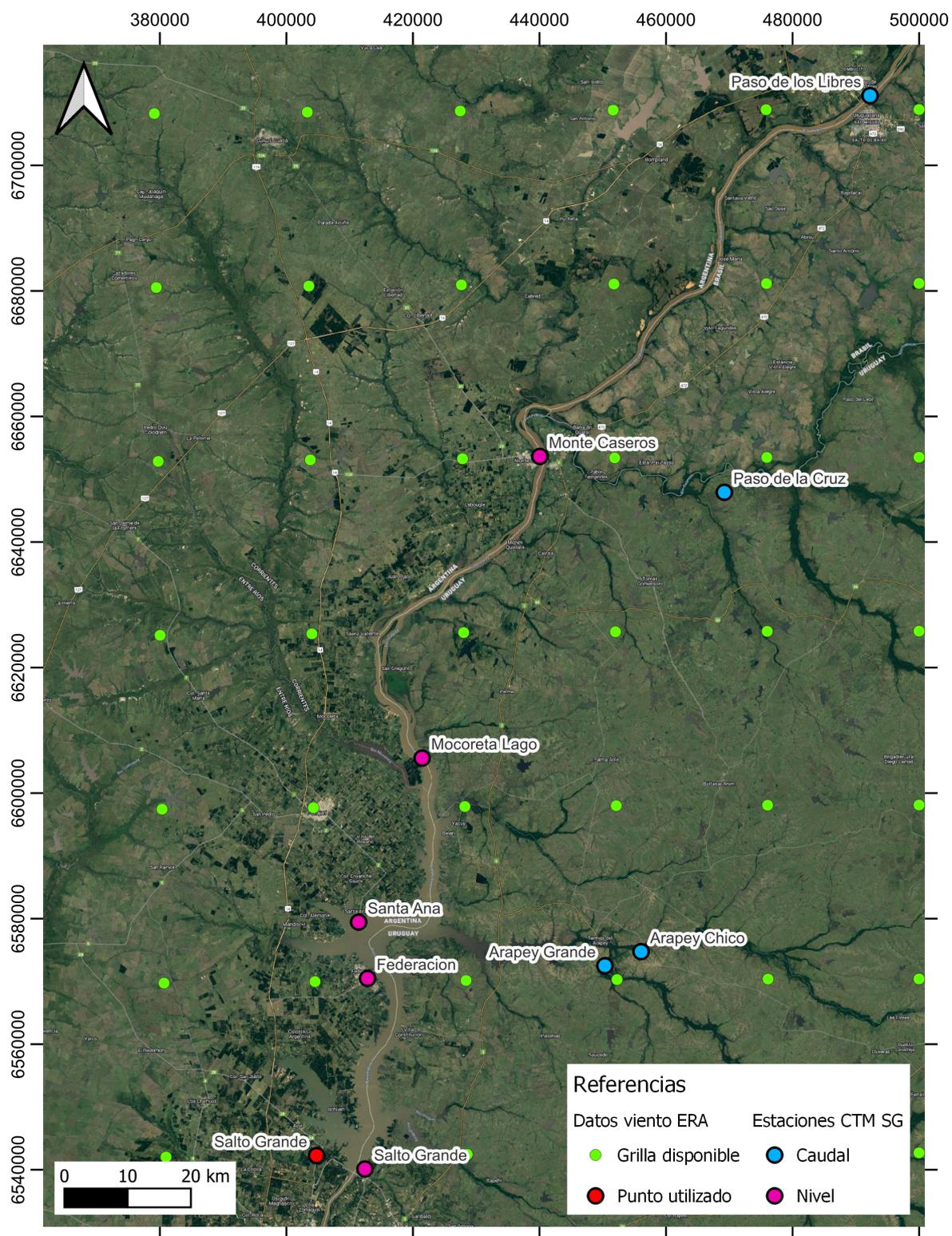


Figura C.1: Ubicación de estaciones CTM-SG (nivel y caudal), grilla ERA5 y punto de viento.

C.1. Batimetría

La batimetría suministrada por CTM-SG, validada en 2019, cubre la región comprendida desde la represa hasta aproximadamente 10 kilómetros aguas arriba de Monte Caseros. En total, se registraron más de 115.000 puntos en un área de 684 km², con aproximadamente 400 perfiles transversales espaciados entre 500 y 1.000 metros, así como perfiles longitudinales del canal principal y de sus tributarios, con una resolución espacial del orden de 10 m. En la [Figura C.2](#) se presenta el histograma de los valores de cota de fondo, mientras que la [Tabla C.2](#) muestra los estadísticos descriptivos correspondientes. Todos los valores están referidos al cero del Ministerio de Obras Públicas (MOP) de Argentina. La [Figura C.3](#) presenta la distribución espacial de la batimetría, mientras que los detalles de los datos pueden observarse en las Vistas 1, 2 y 3, presentadas en la [Figura C.4](#) a [Figura C.6](#).

Tabla C.2: Estadísticos descriptivos de batimetría, referidos al cero del MOP.

Estadístico	Valor (m)
Mínimo	-4,91
Máximo	40,86
Media	26,92
Mediana	27,88
Desviación est.	5,77
Moda	33,85
Percentil 10	18,28
Percentil 25	24,17
Percentil 75	27,88
Percentil 90	33,31

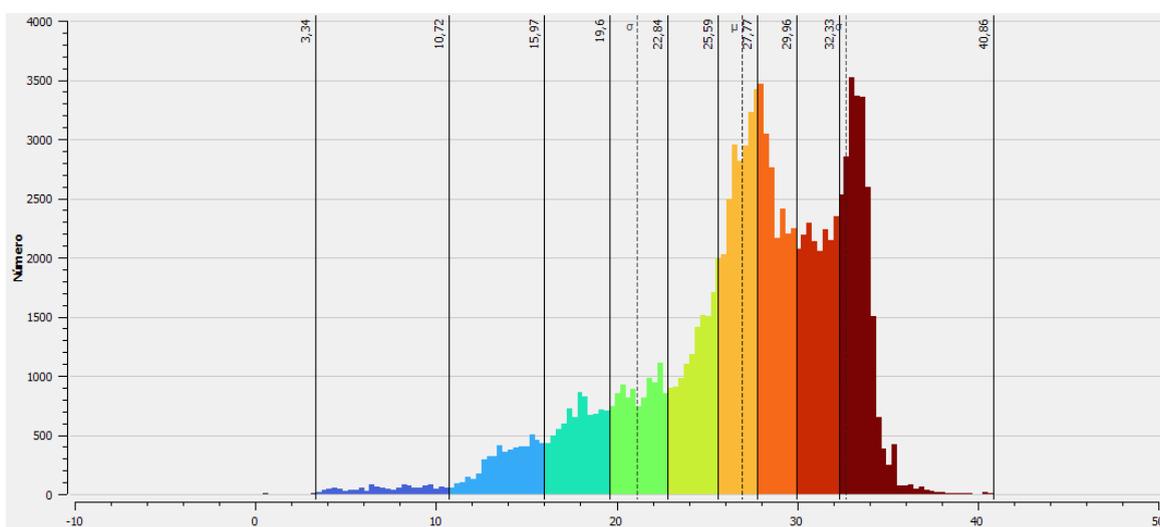


Figura C.2: Histograma de datos batimetría, referidos al cero del M.O.P.

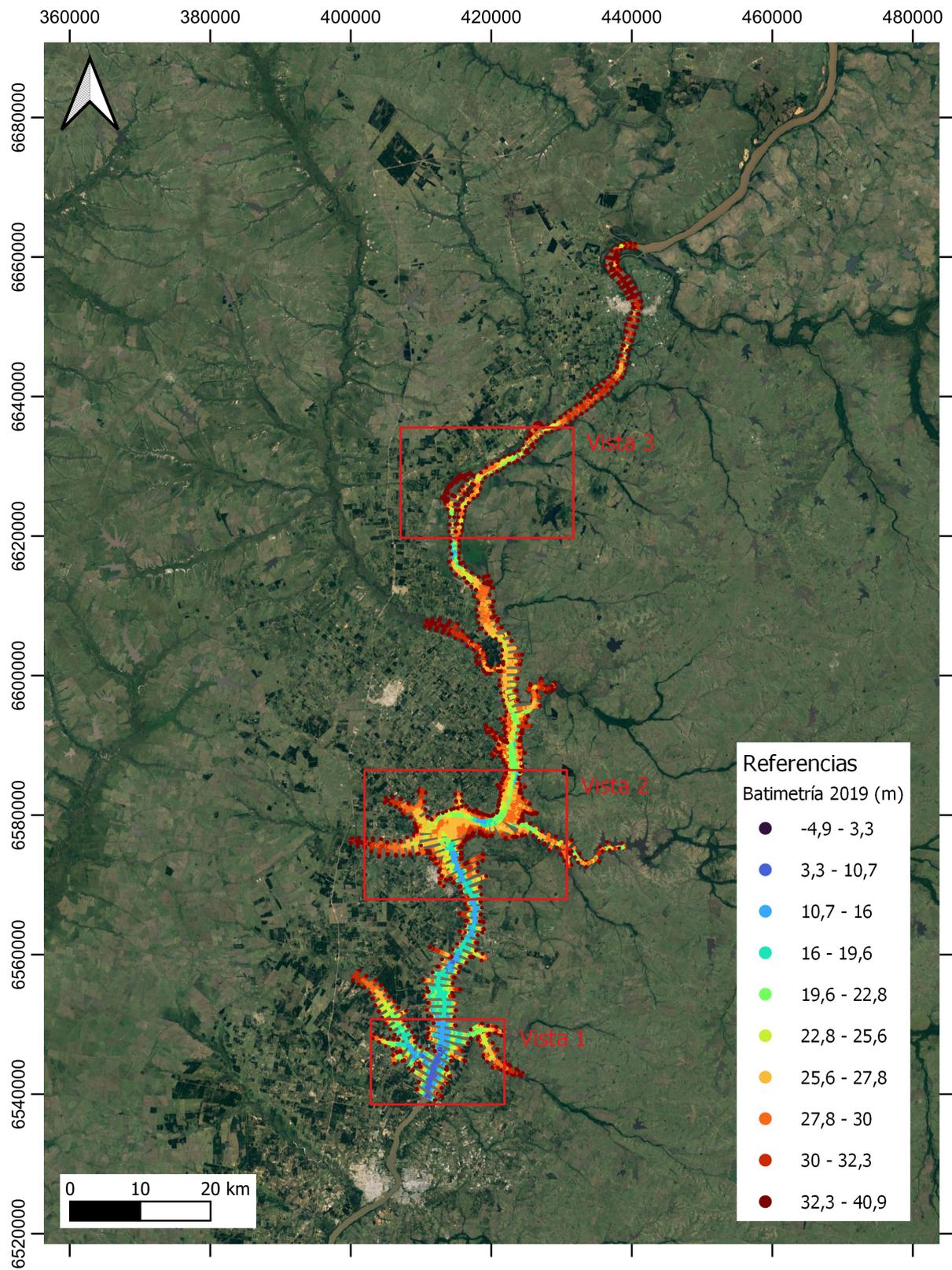


Figura C.3: Distribución espacial de datos de batimetría, referidos al cero del M.O.P.

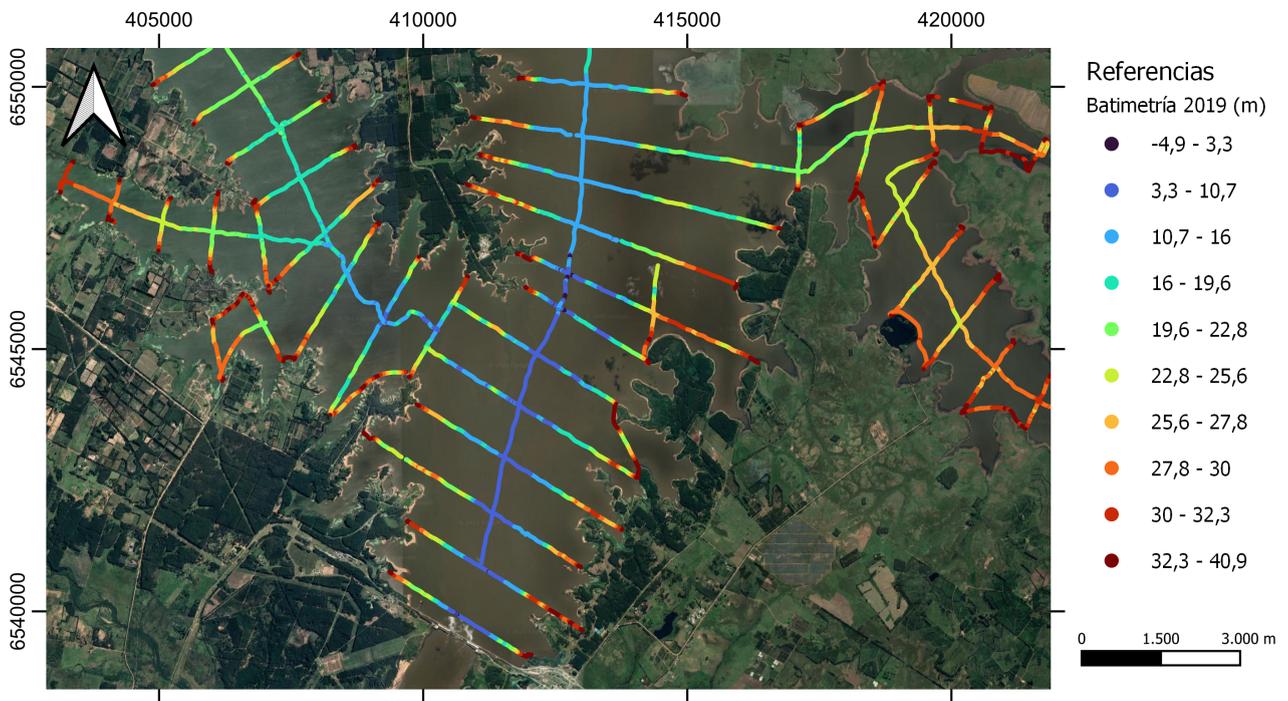


Figura C.4: Detalle de batimetría, Vista 1. Cotas referidas al cero del M.O.P.

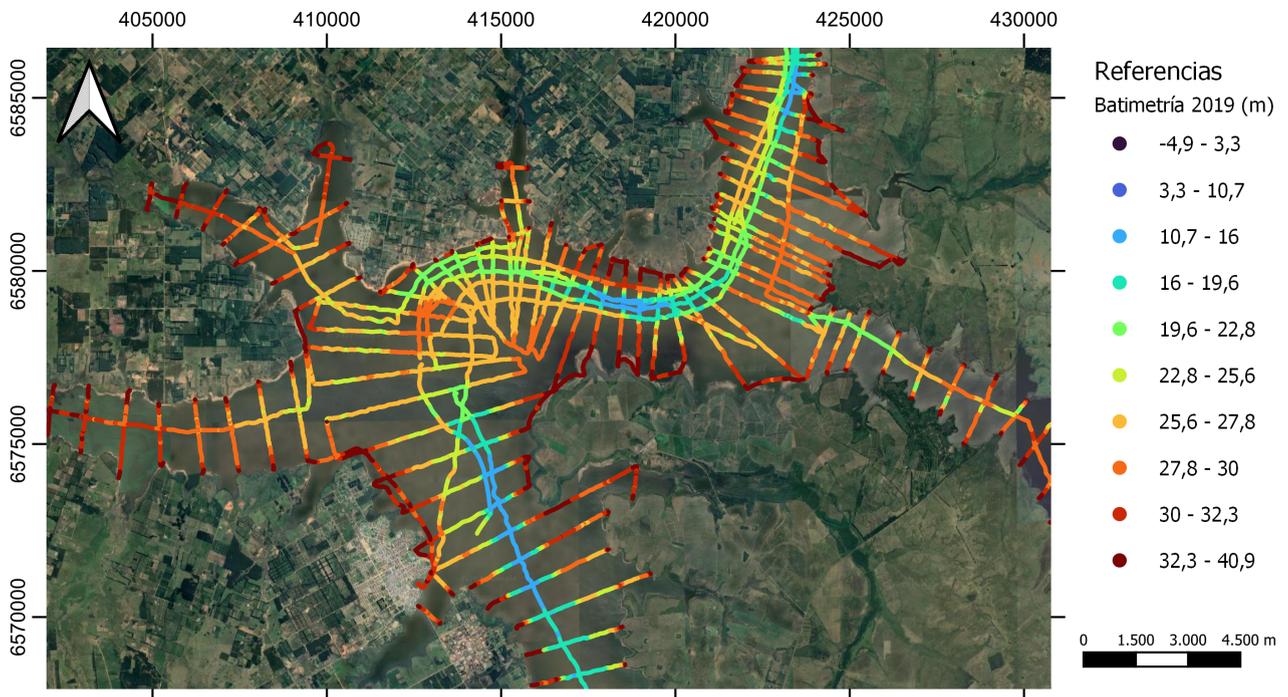


Figura C.5: Detalle de batimetría, Vista 2. Cotas referidas al cero del M.O.P.

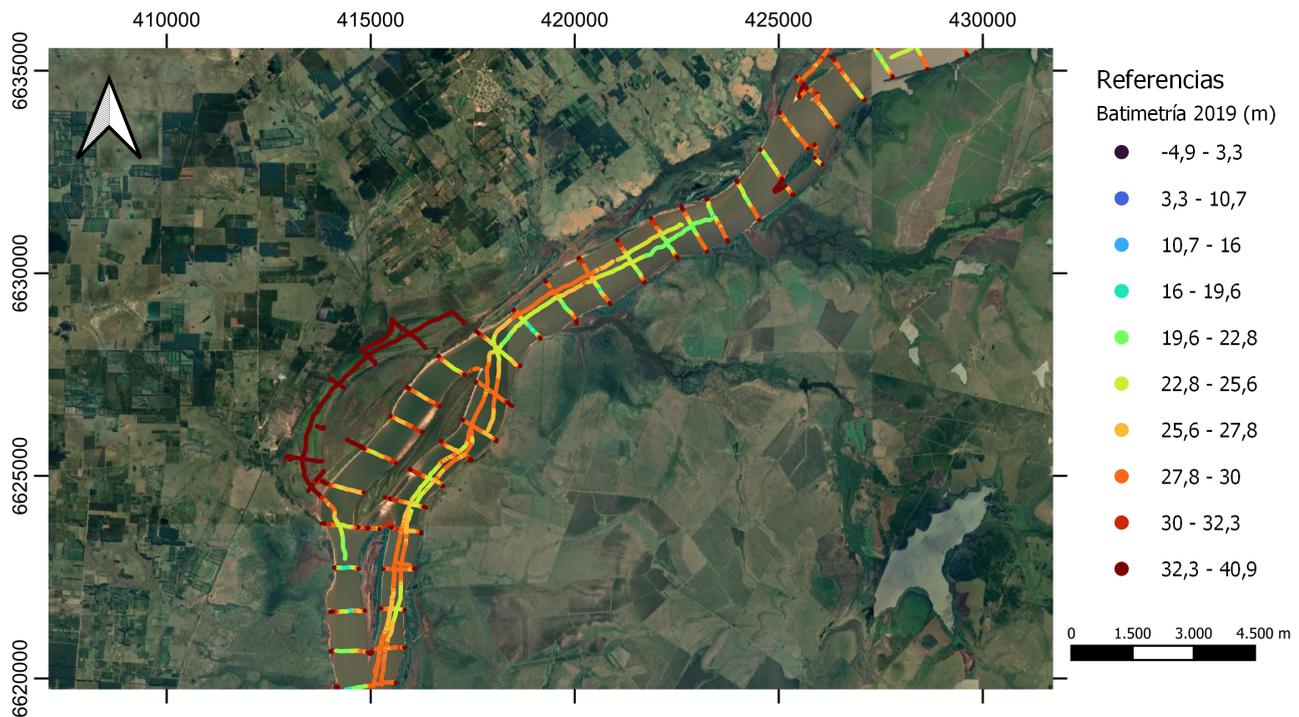


Figura C.6: Detalle de batimetría, Vista 3. Cotas referidas al cero del M.O.P.

C.2. Caudales

La [Tabla C.3](#) presenta un resumen del periodo de información disponible para la serie de caudales observados. A continuación, se presentan de manera detallada las series de caudales correspondientes a cada estación.

Tabla C.3: Información disponible de caudales.

Estación	Periodo
Arapey Chico	17/12/2015 - 05/11/2020
Arapey Grande	03/01/1998 - 05/11/2020
Paso de la Cruz	28/02/2012 - 05/11/2020
Paso de los Libres	07/03/1908 - 05/11/2020
Caudal diario aporte Represa	01/01/1980 - 04/11/2020
Caudal diario vertido Represa	01/01/1980 - 04/11/2020
Caudal diario turbinado Represa	01/01/1980 - 04/11/2020
Caudal horario vertido Represa	1995 - 2020
Caudal horario turbinado Represa	1995 - 2020

C.2.1. Arapey Chico

La [Figura C.7](#) presenta la serie temporal de caudales para la estación *Arapey Chico*, donde se destacan la mediana o percentil 50 ($8,7 \text{ m}^3/\text{s}$), la media ($48,8 \text{ m}^3/\text{s}$) y el percentil 90 ($82,6 \text{ m}^3/\text{s}$). El periodo de datos observados abarca desde el 17 de diciembre de 2015 hasta el 5 de noviembre de 2020, con una frecuencia de observación de 15 minutos y aproximadamente un 0,7% de valores faltantes. El valor máximo de la serie es $1.978 \text{ m}^3/\text{s}$, registrado el 21 de abril de 2016, mientras que el valor mínimo es $7,3 \text{ m}^3/\text{s}$, alcanzado en distintos periodos de febrero y marzo de 2020.

C.2.2. Arapey Grande

La [Figura C.8](#) presenta la serie temporal de caudales para la estación *Arapey Grande*, donde se destacan la mediana o percentil 50 ($34,0 \text{ m}^3/\text{s}$), la media ($164,9 \text{ m}^3/\text{s}$) y el percentil 90 ($320,0 \text{ m}^3/\text{s}$). El periodo de datos observados abarca desde el 3 de enero de 1998 hasta el 5 de noviembre de 2020. La frecuencia de observación es de 1 hora para el periodo de 1998 a agosto de 2014, y de 15 minutos desde agosto de 2014 hasta noviembre de 2020. Se registraron periodos de datos faltantes entre marzo y septiembre de 2006, así como de octubre a abril de 2011. El valor máximo de la serie es $9.580 \text{ m}^3/\text{s}$, registrado el 26 de abril de 2002, mientras que el valor mínimo, $3,5 \text{ m}^3/\text{s}$, fue registrado en distintos periodos de enero de 2015 y en enero-febrero de 2018.

C.2.3. Paso de la Cruz

La [Figura C.9](#) presenta la serie temporal de caudales para la estación *Paso de la Cruz*. Se destacan la mediana ($94,2 \text{ m}^3/\text{s}$), la media ($294,9 \text{ m}^3/\text{s}$) y el percentil 90 ($886,9 \text{ m}^3/\text{s}$). El periodo de datos observados abarca desde el 6 de noviembre de 2013 hasta el 5 de noviembre de 2020, con una frecuencia de observación de 15 minutos y un 0,7% de datos faltantes. El valor máximo de la serie es $5.427 \text{ m}^3/\text{s}$, registrado el 24 de diciembre de 2015, mientras que el valor mínimo es $11,2 \text{ m}^3/\text{s}$, registrado el 31 de diciembre de 2013.

C.2.4. Paso de los Libres

La [Figura C.10](#) presenta la serie temporal de caudales para la estación *Paso de los Libres*, donde se destacan el percentil 50 ($3.220 \text{ m}^3/\text{s}$), la media ($4.486 \text{ m}^3/\text{s}$) y el percentil 90 ($9.424 \text{ m}^3/\text{s}$). El valor máximo de la serie es $35.993 \text{ m}^3/\text{s}$, registrado el 19 de julio de 1983, mientras que el valor mínimo es $419 \text{ m}^3/\text{s}$, registrado el 4 de mayo de 2020. El periodo de datos observados abarca desde el 7 de marzo de 1908 hasta el 5 de noviembre de 2020. La frecuencia de observación es diaria para el periodo de 1908 a 1990, de 2 horas para el periodo de 1991 a febrero de 2003,

y de 15 minutos a partir de marzo de 2003. La [Tabla C.4](#) presenta los estadísticos descriptivos para el caudal en la estación *Paso de los Libres*, desagregados por periodos.

Dada la extensión de la serie de datos, se realiza un análisis de los caudales medios diarios, mensuales y anuales. Como criterio, se establece que solo se incluirán aquellos años en los que se registre menos del 5 % de datos faltantes en los días correspondientes al mes y año considerados. Siguiendo este enfoque, se dispone de una serie de 51 años para los valores promedio diarios anuales. En cuanto a los promedios diarios mensuales, se cuenta con 30 registros mensuales para el mismo periodo, cubriendo todos los meses. La [Tabla C.5](#) y la [Figura C.11](#) presentan, respectivamente, los estadísticos del caudal medio diario mensual y su representación gráfica mediante un gráfico de cajas. Por otro lado, la [Tabla C.6](#) detalla los estadísticos descriptivos del caudal medio diario anual.

C.2.5. Caudales erogados y balance hidrológico de paso diario

Según lo informado por CTM-SG, se dispone de un modelo de balance hidrológico diario basado en la variación de niveles, la curva nivel-volumen, el caudal vertido y los aportes de los tributarios. Este modelo permite calcular series diarias de caudales de aporte, vertido y turbinado. La [Figura C.12](#) muestra la serie temporal de estos caudales, con datos registrados desde el 1 de enero de 1980 hasta el 4 de noviembre de 2020.

Para el periodo de enero de 1985 a diciembre de 2019, la serie de caudal diario de aporte presenta un valor mínimo de 268 m³/s, registrado el 7 de enero de 1986, y un valor máximo de 37.221 m³/s, registrado el 8 de junio de 1992. El percentil 10 es 1.128 m³/s, el percentil 50 es 4.063 m³/s, el valor medio 5.510 m³/s) y el percentil 90 es 11.619 m³/s.

Para el mismo periodo, la serie de caudal diario turbinado presenta un mínimo de 188 m³/s, registrado el 22 de mayo de 1997, y un máximo de 9.715 m³/s, registrado el 23 de noviembre de 1993. El percentil 10 es 1.051 m³/s, el percentil 50 es 4.389 m³/s), el valor medio 4.513 m³/s y el percentil 90 es 8.131 m³/s. En cuanto al caudal diario vertido, el valor máximo registrado es de 24.506 m³/s, ocurrido el 30 de diciembre de 2015.

La [Tabla C.7](#) y la [Figura C.13](#) presentan, respectivamente, los estadísticos descriptivos del caudal diario de aporte medio mensual y el gráfico de cajas asociado. La [Tabla C.8](#) muestra los estadísticos descriptivos del caudal diario turbinado medio mensual, mientras que la [Figura C.14](#) incluye el gráfico de cajas correspondiente. El periodo considerado es de enero de 1985 a diciembre de 2019.

C.2.6. Caudal vertido y turbinado horario

El periodo de datos de caudal vertido y turbinado horario abarca desde el 10 de setiembre de 1998 hasta el 21 de octubre de 2020, con una proporción de registros faltantes menor al 0,1 %. Durante este periodo, el valor máximo horario del caudal turbinado fue de 9.760 m³/s,

registrado a las 08:00 horas del 3 de mayo de 2002, mientras que el valor máximo horario del caudal vertido alcanzó los $25.863 \text{ m}^3/\text{s}$, registrado a las 12:00 horas del 29 de diciembre de 2015. La [Figura C.15](#) presenta el gráfico de cajas correspondiente al caudal horario turbinado, considerando el periodo 1999–2019.

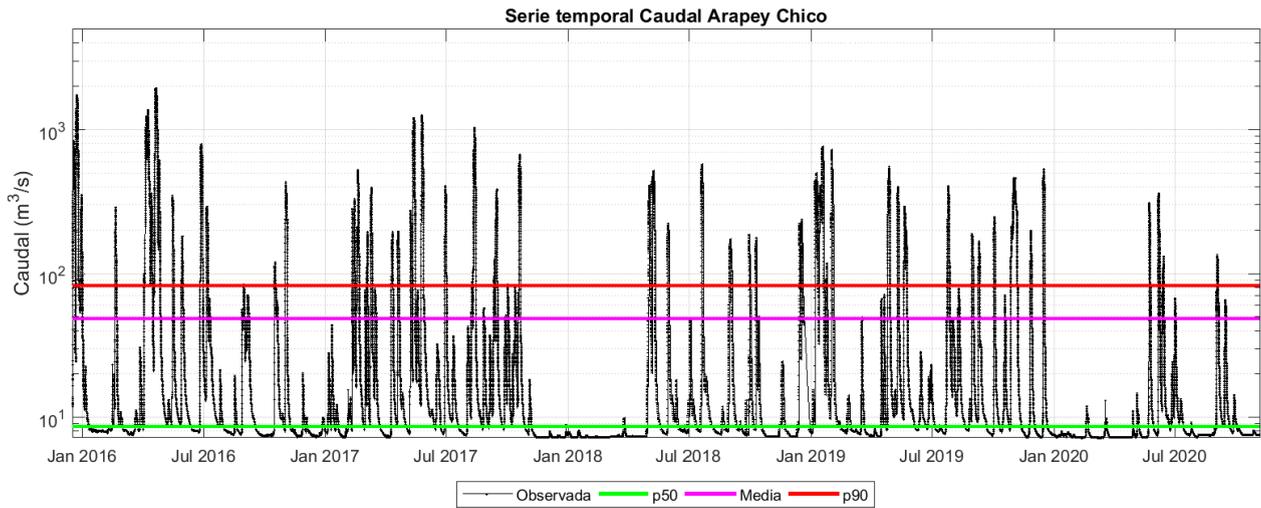


Figura C.7: Serie temporal de caudal, estación *Arapey Chico*.

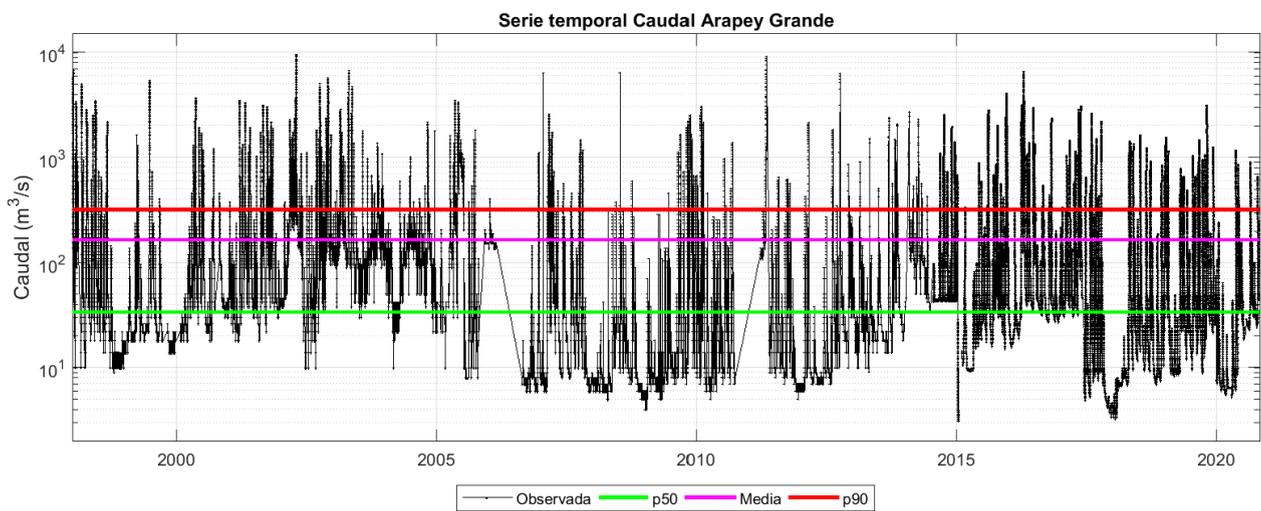


Figura C.8: Serie temporal de caudal, estación *Arapey Grande*.

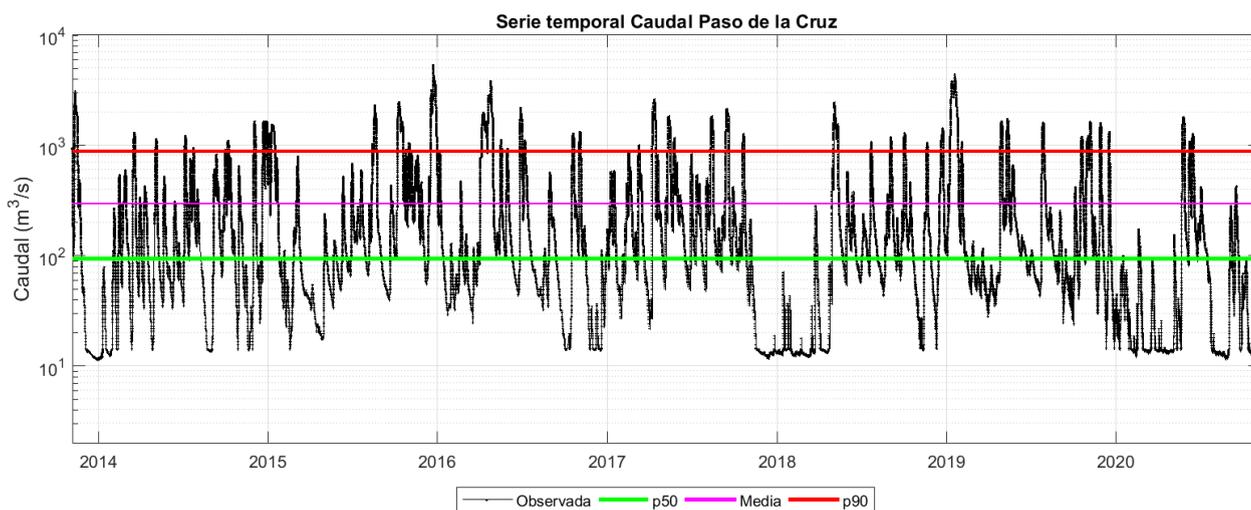


Figura C.9: Serie temporal de caudal, estación *Paso de la Cruz*.

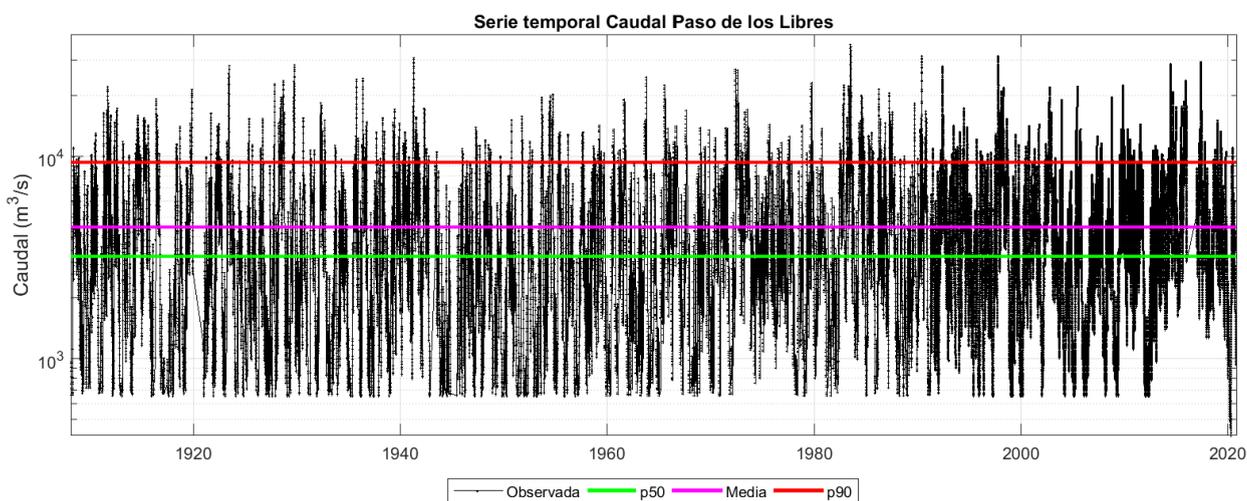


Figura C.10: Gráfico de evolución temporal de caudal en estación *Paso de los Libres*.

Tabla C.4: Estadísticos descriptivos del caudal en *Paso de los Libres*, según periodos temporales.

Estadístico (m^3/s)	Periodo 1908-2020	Periodo 1908-1990	Periodo 1991-2020
Percentil 10	996	959	996
Percentil 25	1.813	1.595	1.825
Mediana	3.220	3.149	3.220
Media	4.486	4.504	4.485
Percentil 75	5.933	6.224	5.915
Percentil 90	9.424	9.891	9.404
Desviación estandar	3.951	4.011	3.949

Tabla C.5: Estadísticos descriptivos del caudal medio diario mensual, estación *Paso de los Libres*.

Caudal medio diario mensual (m^3/s)						
Mes	Perc. 10	Perc. 25	Perc. 50	Media	Perc. 75	Perc. 90
Enero	1.120	1.792	2.425	3.636	4.479	9.153
Febrero	980	1.560	3.018	3.439	4.120	6.562
Marzo	1.015	1.676	2.976	3.430	4.266	5.527
Abril	1.135	2.159	3.218	4.476	6.633	8.594
Mayo	1.048	2.453	6.014	6.432	8.491	11.540
Junio	1.639	3.549	5.451	6.272	8.840	11.123
Julio	2.893	3.313	5.505	6.668	8.770	13.042
Agosto	2.231	2.561	4.751	5.266	6.756	9.642
Setiembre	1.926	3.263	4.474	4.838	6.313	7.941
Octubre	3.330	4.895	6.497	7.006	8.163	11.028
Noviembre	2.928	4.040	5.121	5.695	7.554	9.798
Diciembre	1.488	1.780	2.799	4.036	4.955	8.914

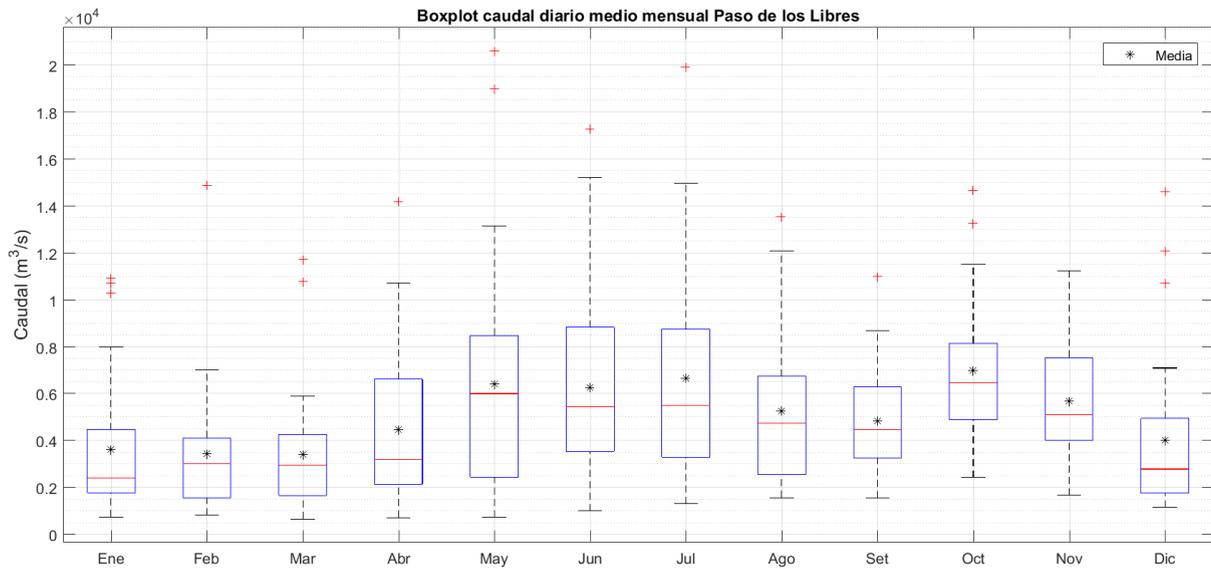


Figura C.11: Gráfico de cajas para caudal medio diario mensual, estación *Paso de los Libres*.

Tabla C.6: Estadísticos descriptivos del caudal medio diario anual, estación *Paso de los Libres*.

Estadístico	Valor (m ³ /s)
Desviación est.	1.604
Mínimo	1.872
Percentil 10	2.926
Percentil 25	3.821
Mediana	4.646
Media	4.855
Percentil 75	6.018
Percentil 90	7.121
Máximo	8.816

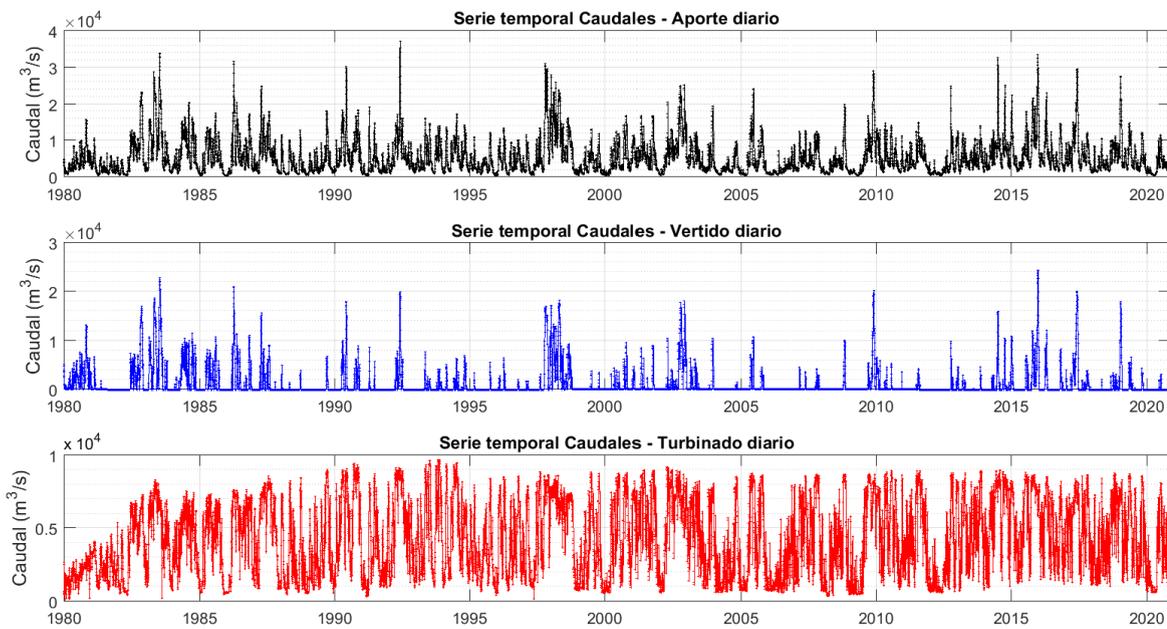


Figura C.12: Series temporales de caudal diarios de Aporte, Vertido y Turbinado, según CTM-SG.

Tabla C.7: Estadísticos descriptivos del caudal diario de Aporte medio mensual periodo 1985-2019.

Caudal diario Aporte medio mensual (m^3/s)						
Mes	Perc. 10	Perc. 25	Perc. 50	Media	Perc. 75	Perc. 90
Enero	816	1.145	2.862	4.263	5.961	10.691
Febrero	1.05	1.522	3.059	3.804	4.796	7.320
Marzo	961	1.661	3.369	3.789	5.103	6.967
Abril	1.028	2.485	4.366	5.936	8.671	13.396
Mayo	1.591	2.545	6.835	6.186	8.845	10.360
Junio	1.642	3.325	5.908	6.510	8.367	13.459
Julio	3.327	4.081	5.638	6.092	7.493	10.034
Agosto	2.353	3.101	4.459	4.889	5.848	8.538
Setiembre	1.974	2.825	4.893	5.263	7.052	9.549
Octubre	3.964	5.199	7.448	7.927	9.957	12.846
Noviembre	2.288	3.602	5.840	6.830	9.215	12.247
Diciembre	1.057	1.893	2.706	4.566	6.151	10.673

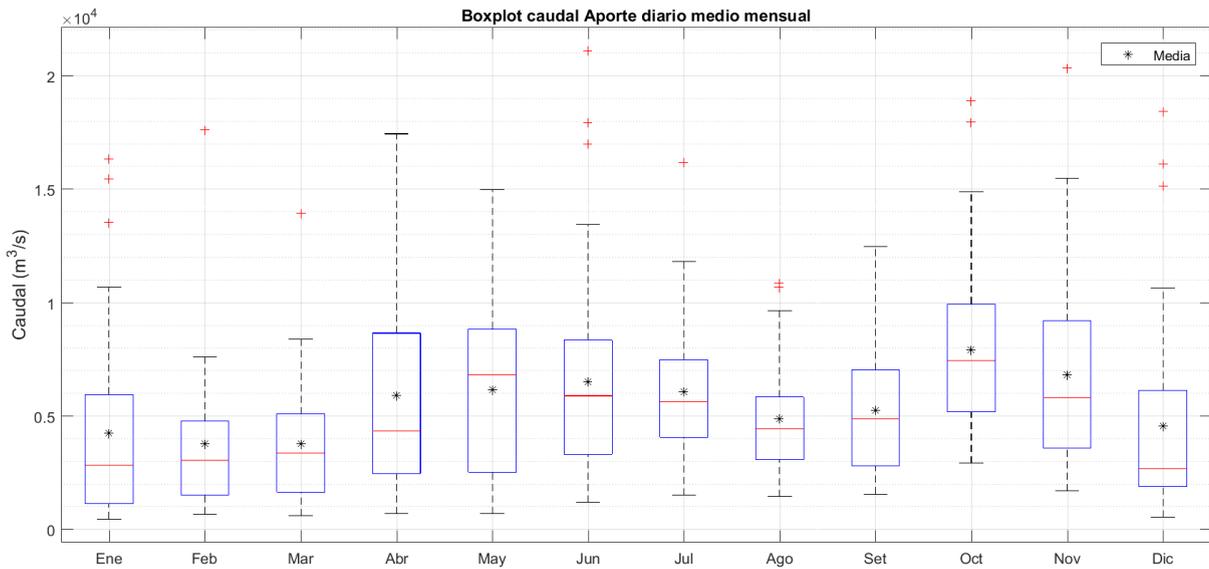


Figura C.13: Gráfico de cajas para el caudal diario de Aporte medio mensual periodo 1985-2019.

Tabla C.8: Estadísticos descriptivos del caudal diario Turbinado medio mensual periodo 1985-2019.

Caudal diario Turbinado medio mensual (m^3/s)						
Mes	Perc. 10	Perc. 25	Perc. 50	Media	Perc. 75	Perc. 90
Enero	934	1.135	2.903	3.304	5.127	6.656
Febrero	1.147	1.645	3.075	3.403	4.688	6.569
Marzo	891	1.681	3.734	3.437	4.991	6.214
Abril	1.238	2.563	4.203	4.378	6.506	7.246
Mayo	1.501	2.849	5.97	5.018	6.6784	7.601
Junio	1.704	3.321	5.043	5.058	7.143	8.215
Julio	3.248	3.849	5.37	5.309	6.94	7.73
Agosto	2.469	3.328	4.765	4.586	5.826	7.093
Setiembre	2.005	2.965	4.988	4.693	6.034	7.174
Octubre	3.823	4.902	6.192	6.103	7.514	8.199
Noviembre	2.383	3.926	5.465	5.293	6.961	8.071
Diciembre	1.096	1.895	2.985	3.527	5.496	6.388

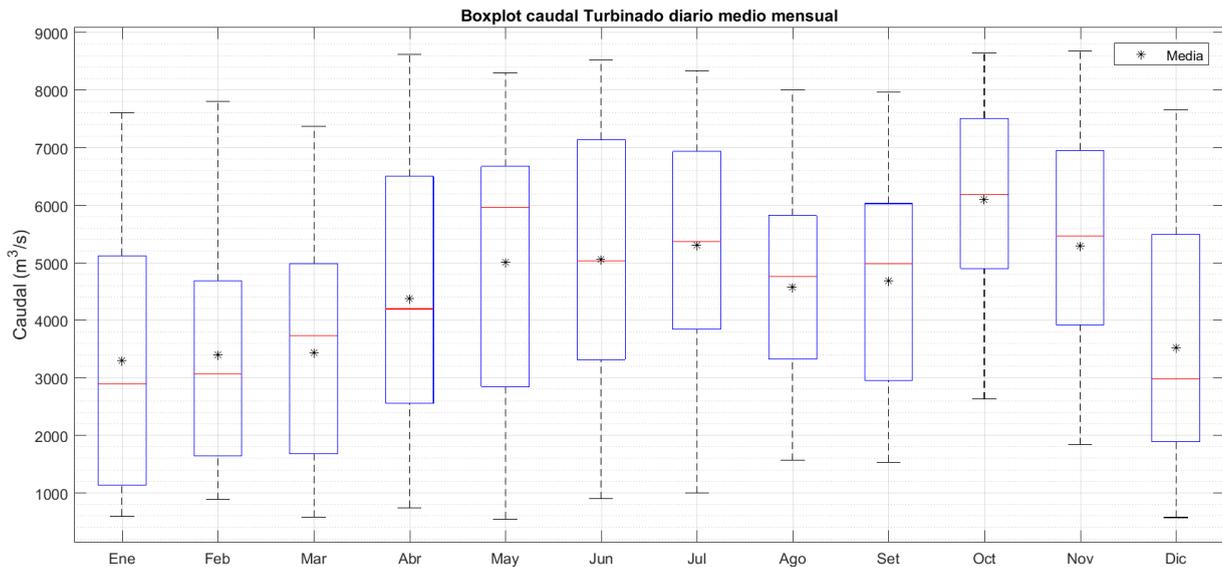


Figura C.14: Gráfico de cajas para caudal diario Turbinado medio mensual periodo 1985-2019.

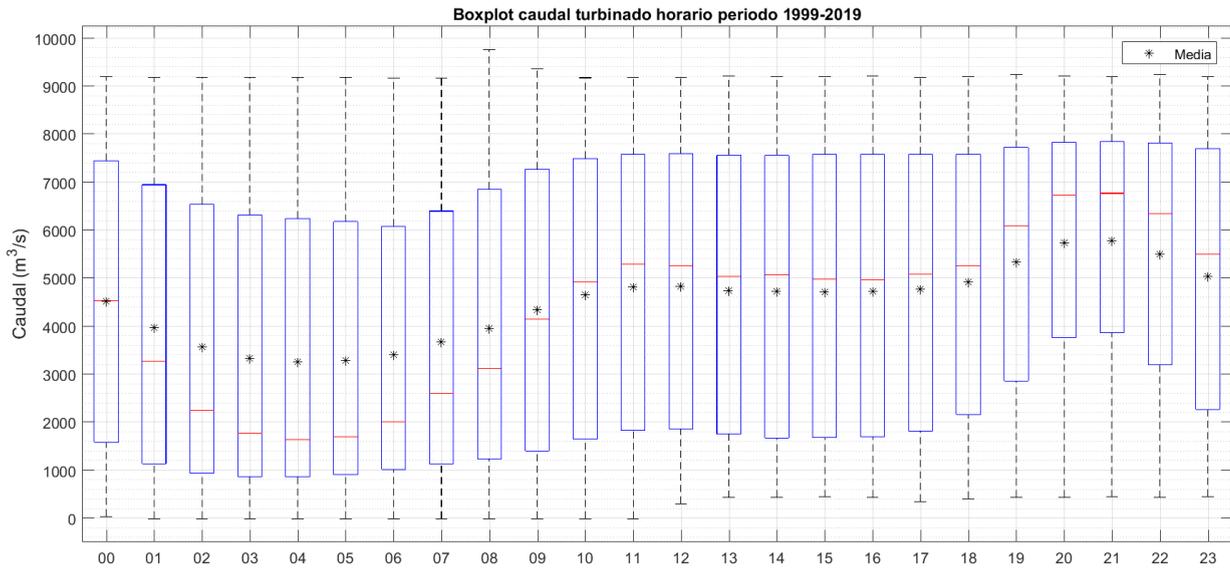


Figura C.15: Gráfico de cajas para caudal horario Turbinado periodo 1999-2019.

C.3. Nivel de la superficie libre

La [Tabla C.9](#) resume la información disponible sobre el nivel de la superficie libre, referida al cero del MOP. Los datos correspondientes a la estación *Monte Caseros* fueron obtenidos del sitio web de CTM-SG; los niveles registrados en esta estación están referidos al cero de la escala local. Para convertir estos valores a la referencia del cero MOP., se debe sumar 33,23 m a la escala local. A continuación, se presenta un análisis exploratorio de la información disponible sobre el nivel de la superficie libre, integrando tanto las estaciones telemétricas (con frecuencia de 15 minutos) como los niveles medidos en la represa (con frecuencia de 1 hora).

Tabla C.9: Información disponible de nivel de la superficie libre.

Estación	Periodo
Monte Caseros	14/02/2017 - 31/12/2020
Mocoreta Lago	22/04/2015 - 11/11/2020
Santa Ana	28/02/2018 - 11/11/2020
Federación	15/09/2015 - 11/11/2020
Salto Grande	05/09/2013 - 11/11/2020
Represa	10/09/1998 - 21/10/2020

C.3.1. Estaciones telemétricas

En la [Figura C.16](#) se presenta la serie temporal de niveles para las estaciones telemétricas *Monte Caseros*, *Mocoreta Lago*, *Santa Ana*, *Federación* y *Salto Grande*, con una frecuencia de observación de 15 minutos. Se destaca el comportamiento diferencial de la estación *Monte Caseros*, de carácter fluvial, en contraste con las demás estaciones, cuyo comportamiento está mayormente influenciado por el embalse. La [Figura C.17](#) muestra el gráfico de cajas para las cinco estaciones, considerando el periodo comprendido entre el 28 de febrero de 2018 y el 11 de noviembre de 2020, correspondiente al intervalo de datos disponibles para la estación *Santa Ana*. La [Tabla C.10](#) resume los estadísticos descriptivos asociados al periodo considerado.

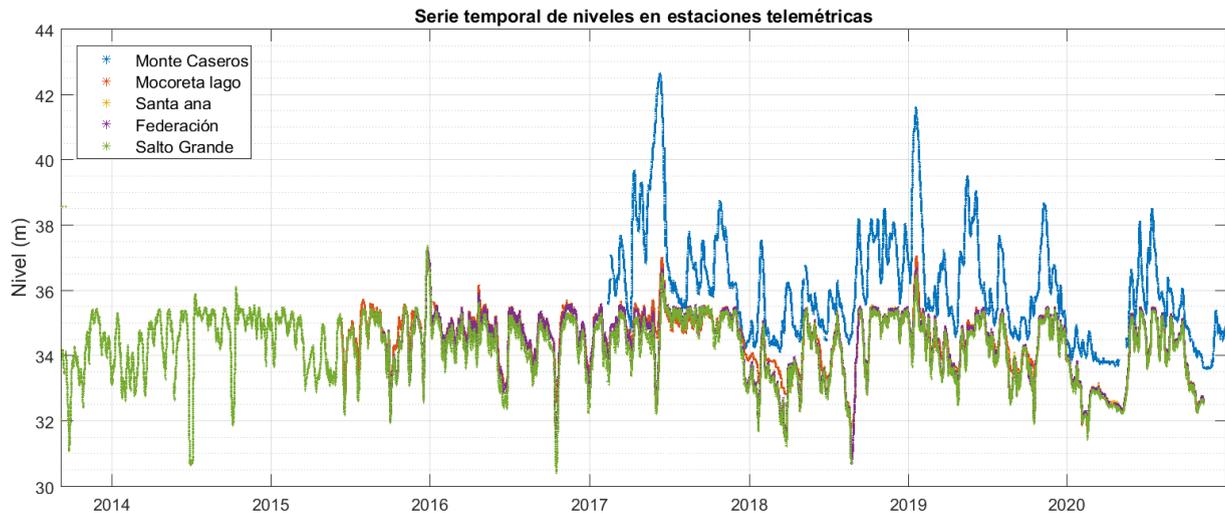


Figura C.16: Niveles de la superficie libre para estaciones telemétricas, referidos a cero MOP.

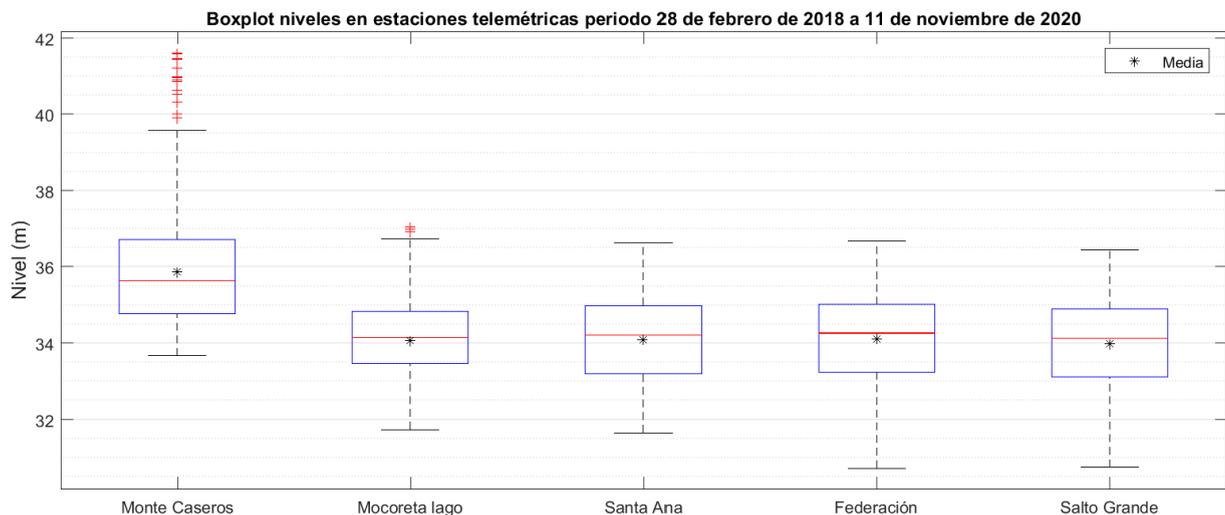


Figura C.17: Gráfico de cajas nivel de la superficie libre estaciones telemétricas, periodo 28/02/2018 a 11/11/2020, referidas a cero MOP.

Tabla C.10: Estadísticos descriptivos nivel de la superficie libre estaciones telemétricas, periodo 28/02/2018 a 11/11/2020, referidos a cero MOP.

Nivel superficie libre (m)						
Estación	Perc. 10	Perc. 25	Perc. 50	Media	Perc. 75	Perc. 90
Monte Caseros	34,16	34,78	35,65	35,88	36,73	37,86
Mocoreta lago	32,62	33,47	34,15	34,07	34,84	35,25
Santa Ana	32,62	33,21	34,21	34,09	34,99	35,34
Federación	32,61	33,24	34,27	34,11	35,02	35,37
Salto Grande	32,50	33,13	34,13	34,00	34,90	35,25

C.3.2. Represa

Se dispone de una serie temporal de niveles medidos en la represa (limnómetro), cuyo periodo de observación abarca desde el 10 de setiembre de 1998 hasta el 21 de octubre de 2020. La frecuencia de los datos es horaria y la cantidad de registros faltantes es despreciable (menor al 0,1 %). El valor mínimo registrado es de 29,23 m, correspondiente al 3 de julio de 2014, mientras que el valor máximo es de 37,13 m, observado el 26 de diciembre de 2015. La [Figura C.18](#) presenta la serie temporal de niveles en la represa, junto con el nivel máximo extraordinario (NME) de 38,80 m, el nivel nominal (NN) de operación de 35,00 m, y los valores estadísticos de la serie: percentil 50 igual a 34,31 m, valor medio de 34,55 m y percentil 90 de 35,32 m.

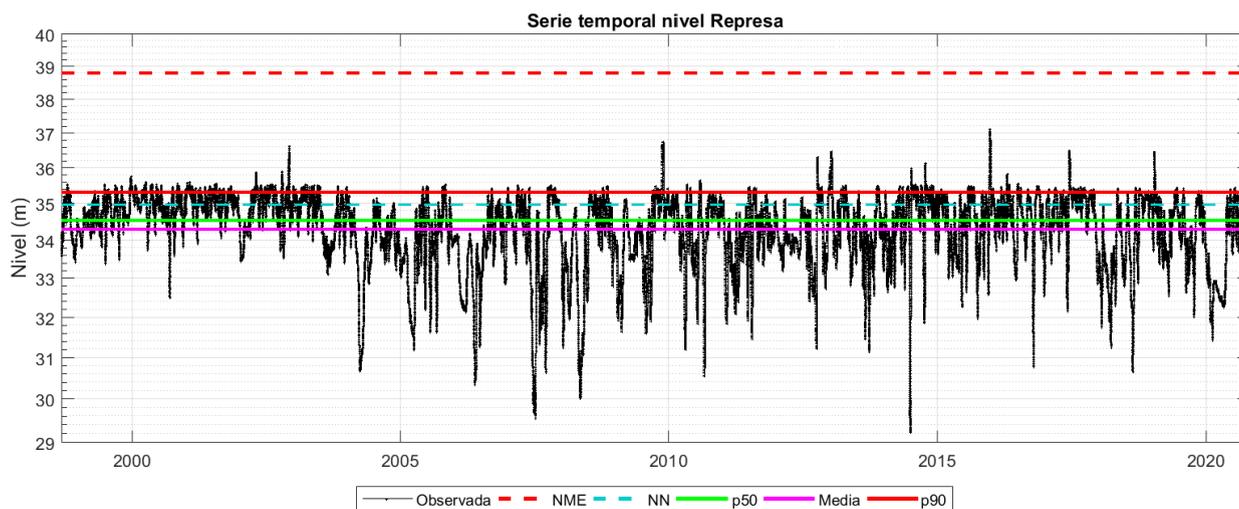


Figura C.18: Nivel en represa, periodo 10 de setiembre de 1998 a 21 de octubre de 2020, referidos a cero MOP.

C.4. Velocidad del viento

La [Figura C.19](#) presenta la serie temporal (expresado en GMT -3) de componentes u , v y el módulo de la intensidad de velocidad de viento para el punto seleccionado del producto ERA5, cercano a la represa (ver [Figura C.1](#)). Por otro lado, la [Figura C.20](#) presenta la rosa de los vientos.

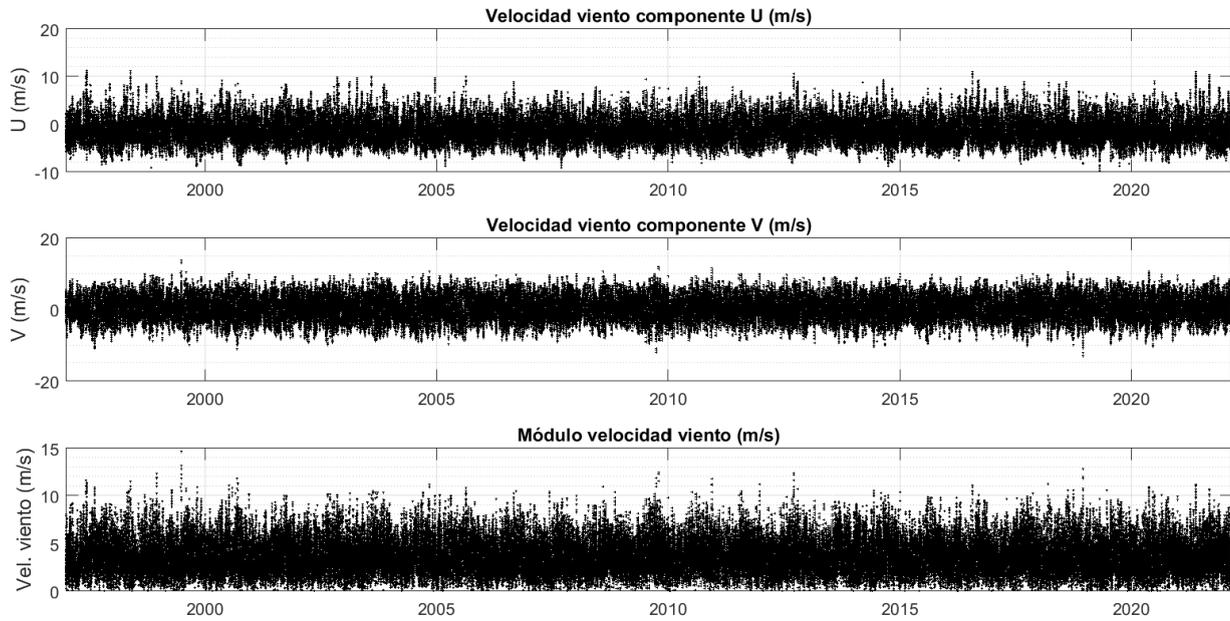


Figura C.19: Series temporales de componentes u , v y módulo de intensidad de velocidad de viento ECMWF ERA5 para punto seleccionado cercano a represa, periodo enero 1997 a febrero 2022 (en GMT -3).

El periodo temporal de datos disponibles abarca el 1 de enero de 1997 hasta el 27 de febrero de 2022, con frecuencia horaria. El valor máximo del módulo de la velocidad del viento es $14,7 \text{ m/s}$ registrado a las 21:00 del día 28 de junio de 1999, para este módulo las componentes de la velocidad del viento son $u = -4,94 \text{ m/s}$ y $v = 13,85 \text{ m/s}$. La [Tabla C.11](#) presenta los mínimos y máximos por componentes de la velocidad del viento, indicando la fecha de ocurrencia de los mismos.

Tabla C.11: Componentes de la velocidad del viento.

Estadístico	$u \text{ (m/s)}$	$v \text{ (m/s)}$	Fecha
Mínimo valor de la componente u	-9.70	0.39	11:00 del 25 de abril de 2019
Máximo valor de la componente u	11.3	2.23	10:00 del 26 de mayo de 1998
Mínimo valor de la componente v	-1.05	-12.8	06:00 del 14 de diciembre de 2018
Máximo valor de la componente v	-4.94	13.85	21:00 del día 28 de junio de 1999

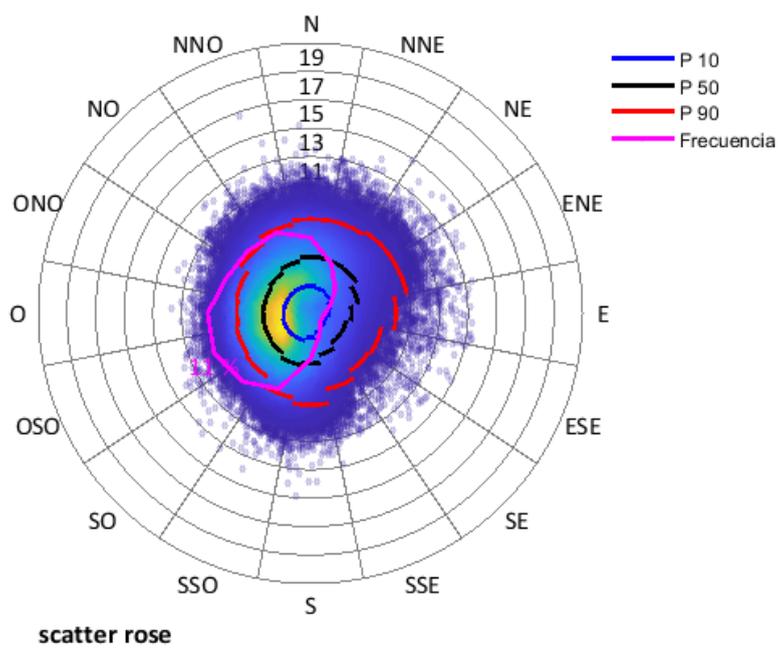


Figura C.20: Rosa de los vientos ECMWF ERA5 para punto seleccionado cercano a represa, periodo enero 1997 a febrero 2022.

Apéndice D

Detalle malla computacional SG-T2D

De la [Figura D.1](#) a la [Figura D.5](#) se presentan vistas en detalle de la malla computacional.

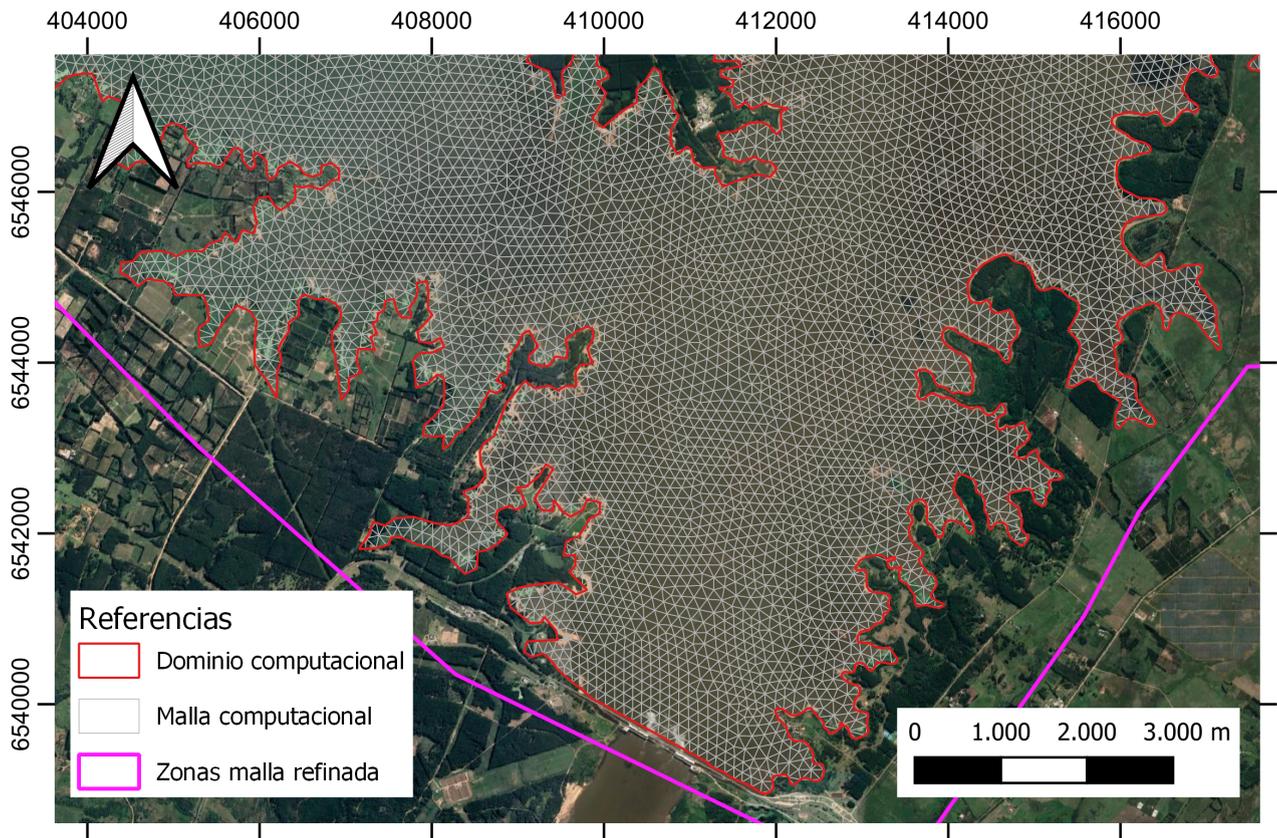


Figura D.1: Malla de cálculo, vista 1.

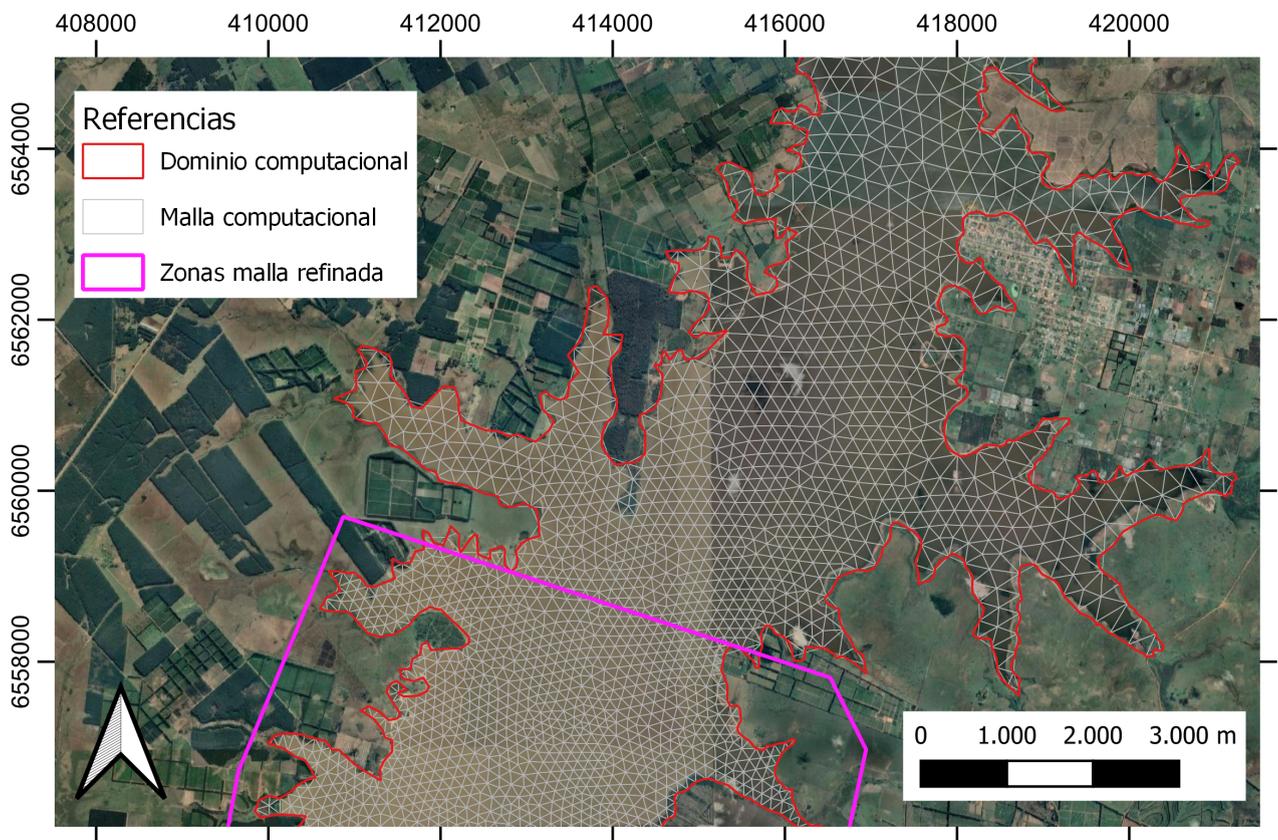


Figura D.2: Malla de cálculo, vista 2.

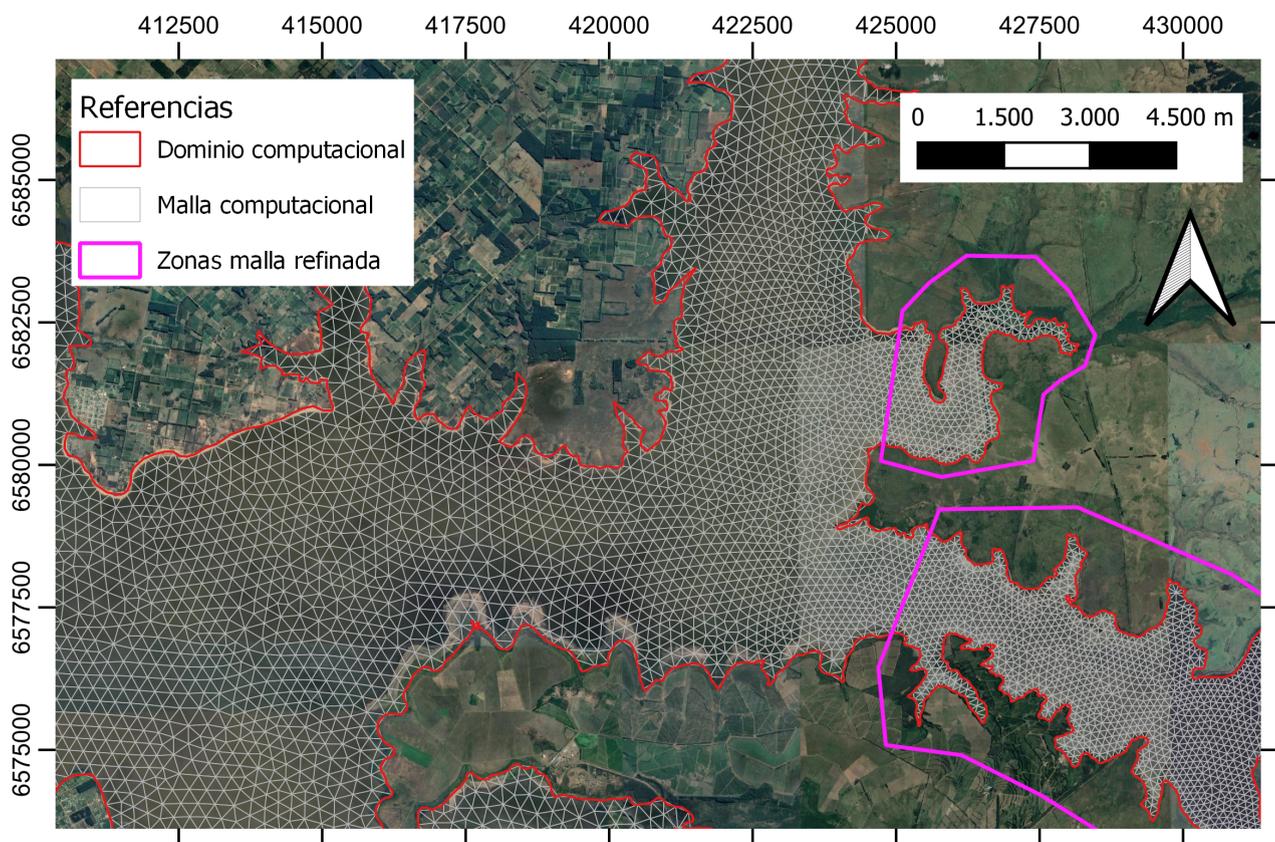


Figura D.3: Malla de cálculo, vista 3.

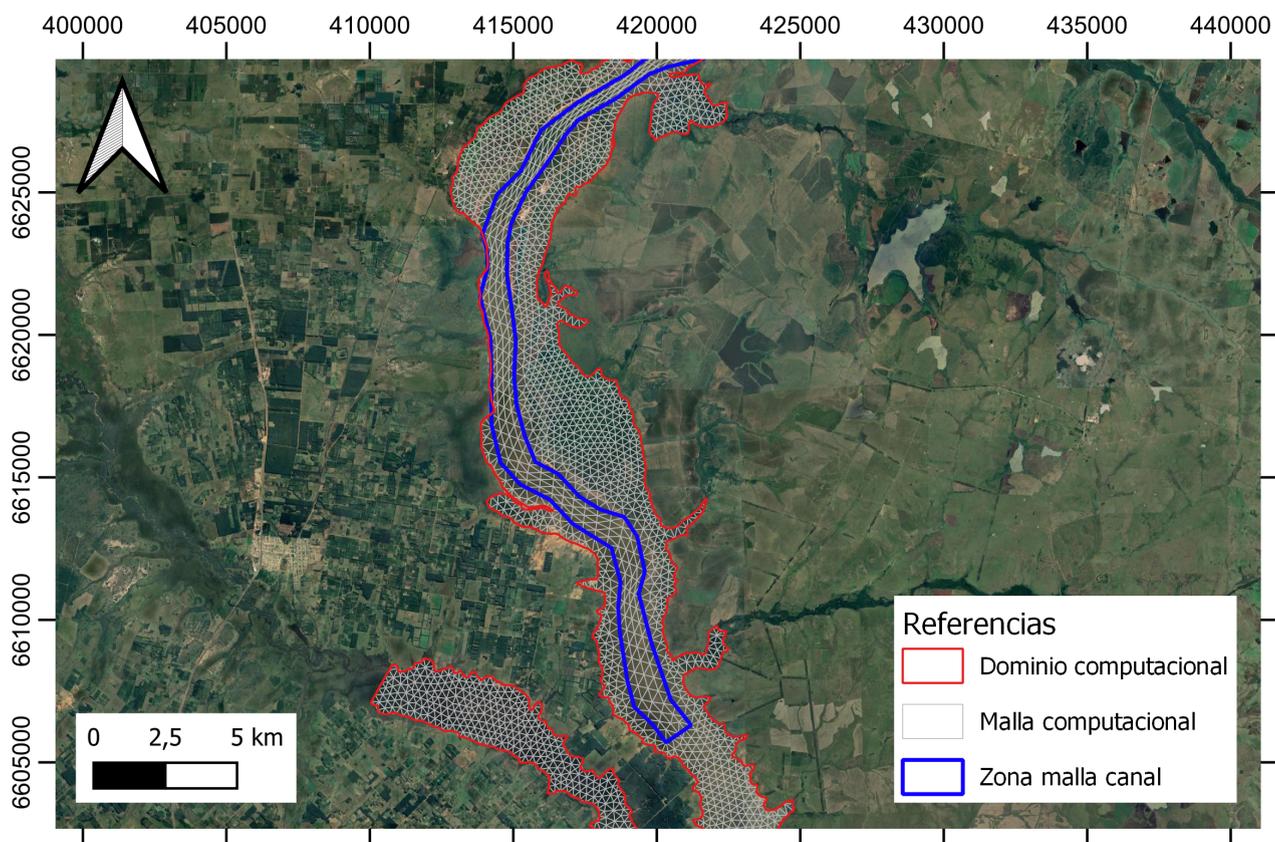


Figura D.4: Malla de cálculo, vista 4.

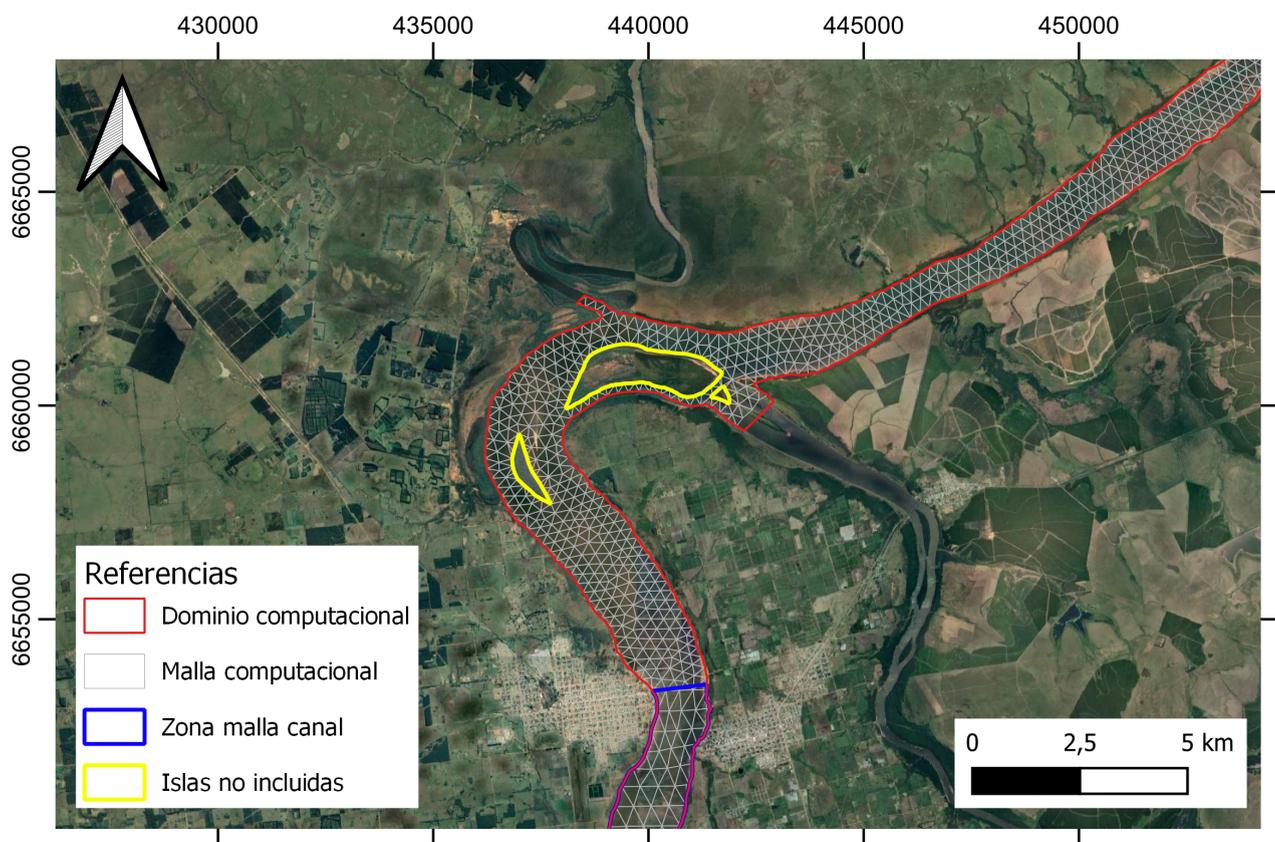


Figura D.5: Malla de cálculo, vista 5.

Apéndice E

Detalle resultados métricas calibración y verificación

De la [Figura E.1](#) a la [Figura E.10](#), se presentan de forma tabulada los resultados obtenidos de las métricas para cada estación, utilizando una escala de colores que va del rojo al verde, donde el rojo representa los peores desempeños y el verde los mejores. Los resultados se muestran agrupando el valor de n y variando los valores de C_w y viceversa.

MONTE CASEROS										
C_w	n (s/m ^{1/3})	Ventana 1			Ventana 2			Ventana 3		
		BIAS (m)	MAE (m)	RMSE (m)	BIAS (m)	MAE (m)	RMSE (m)	BIAS (m)	MAE (m)	RMSE (m)
$1,0 \times 10^6$	0.020	0.2483	0.2483	0.2682	0.322	0.322	0.398	0.0714	0.0878	0.1221
	0.024	0.0175	0.107	0.136	0.0693	0.1668	0.2278	0.1895	0.206	0.2284
	0.025	0.0387	0.1159	0.1494	0.0073	0.1748	0.223	0.2541	0.2625	0.29
	0.026	0.0947	0.1453	0.1808	0.0541	0.1965	0.2386	0.3179	0.3209	0.3525
	0.030	0.3152	0.3246	0.3703	0.2952	0.3616	0.4179	0.5675	0.5675	0.6045
$1,25 \times 10^6$	0.020	0.2487	0.2487	0.2686	0.3218	0.3218	0.3977	0.0712	0.0883	0.1224
	0.024	0.0177	0.1068	0.1358	0.069	0.1665	0.2277	0.1897	0.2061	0.2286
	0.025	0.0384	0.1157	0.149	0.0071	0.1746	0.2228	0.2543	0.2626	0.2901
	0.026	0.0944	0.1451	0.1803	0.0543	0.1964	0.2385	0.3181	0.3211	0.3526
	0.030	0.3149	0.3242	0.3698	0.2954	0.3618	0.4179	0.5676	0.5676	0.6045
$1,5 \times 10^6$	0.020	0.2489	0.2489	0.2689	0.3214	0.3214	0.3975	0.0708	0.0886	0.1225
	0.024	0.018	0.1066	0.1356	0.0688	0.1662	0.2275	0.1898	0.2063	0.2288
	0.025	0.0381	0.1155	0.1486	0.0069	0.1744	0.2227	0.2546	0.2627	0.2904
	0.026	0.0941	0.1448	0.1799	0.0546	0.1962	0.2384	0.3183	0.3212	0.3528
	0.030	0.3147	0.3239	0.3694	0.2956	0.3619	0.4179	0.5678	0.5678	0.6046
$2,0 \times 10^6$	0.020	0.2494	0.2494	0.2696	0.3208	0.3208	0.3971	0.0702	0.09	0.1234
	0.024	0.0185	0.1064	0.1355	0.0682	0.1658	0.2272	0.1903	0.2068	0.2294
	0.025	0.0375	0.1155	0.1481	0.0063	0.174	0.2225	0.255	0.263	0.2909
	0.026	0.0936	0.1444	0.1792	0.0551	0.1961	0.2383	0.3187	0.3217	0.3532
	0.030	0.3143	0.3233	0.3686	0.2961	0.3622	0.418	0.5681	0.5681	0.6049

Figura E.1: Resultados agrupados por C_w , estación Monte Caseros.

MONTE CASEROS										
n (s/m ^{1/3})	Cw	Ventana 1			Ventana 2			Ventana 3		
		BIAS (m)	MAE (m)	RMSE (m)	BIAS (m)	MAE (m)	RMSE (m)	BIAS (m)	MAE (m)	RMSE (m)
0.020	1,0 x 10 ⁻⁶	-0.2483	0.2483	0.2682	-0.3220	0.3220	0.3980	-0.0714	0.0878	0.1221
	1,25 x 10 ⁻⁶	-0.2487	0.2487	0.2686	-0.3218	0.3218	0.3977	-0.0712	0.0883	0.1224
	1,5 x 10 ⁻⁶	-0.2489	0.2489	0.2689	-0.3214	0.3214	0.3975	-0.0708	0.0886	0.1225
	2,0 x 10 ⁻⁶	-0.2494	0.2494	0.2696	-0.3208	0.3208	0.3971	-0.0702	0.0900	0.1234
0.024	1,0 x 10 ⁻⁶	-0.0175	0.1070	0.1360	-0.0693	0.1668	0.2278	0.1895	0.2060	0.2284
	1,25 x 10 ⁻⁶	-0.0177	0.1068	0.1358	-0.0690	0.1665	0.2277	0.1897	0.2061	0.2286
	1,5 x 10 ⁻⁶	-0.0180	0.1066	0.1356	-0.0688	0.1662	0.2275	0.1898	0.2063	0.2288
	2,0 x 10 ⁻⁶	-0.0185	0.1064	0.1355	-0.0682	0.1658	0.2272	0.1903	0.2068	0.2294
0.025	1,0 x 10 ⁻⁶	0.0387	0.1159	0.1494	-0.0073	0.1748	0.2230	0.2541	0.2625	0.2900
	1,25 x 10 ⁻⁶	0.0384	0.1157	0.1490	-0.0071	0.1746	0.2228	0.2543	0.2626	0.2901
	1,5 x 10 ⁻⁶	0.0381	0.1155	0.1486	-0.0069	0.1744	0.2227	0.2546	0.2627	0.2904
	2,0 x 10 ⁻⁶	0.0375	0.1155	0.1481	-0.0063	0.1740	0.2225	0.2550	0.2630	0.2909
0.026	1,0 x 10 ⁻⁶	0.0947	0.1453	0.1808	0.0541	0.1965	0.2386	0.3179	0.3209	0.3525
	1,25 x 10 ⁻⁶	0.0944	0.1451	0.1803	0.0543	0.1964	0.2385	0.3181	0.3211	0.3526
	1,5 x 10 ⁻⁶	0.0941	0.1448	0.1799	0.0546	0.1962	0.2384	0.3183	0.3212	0.3528
	2,0 x 10 ⁻⁶	0.0936	0.1444	0.1792	0.0551	0.1961	0.2383	0.3187	0.3217	0.3532
0.030	1,0 x 10 ⁻⁶	0.3152	0.3246	0.3703	0.2952	0.3616	0.4179	0.5675	0.5675	0.6045
	1,25 x 10 ⁻⁶	0.3149	0.3242	0.3698	0.2954	0.3618	0.4179	0.5676	0.5676	0.6045
	1,5 x 10 ⁻⁶	0.3147	0.3239	0.3694	0.2956	0.3619	0.4179	0.5678	0.5678	0.6046
	2,0 x 10 ⁻⁶	0.3143	0.3233	0.3686	0.2961	0.3622	0.4180	0.5681	0.5681	0.6049

Figura E.2: Resultados agrupados por n , estación Monte Caseros.

MOCORETA LAGO										
Cw	n (s/m ^{1/3})	Ventana 1			Ventana 2			Ventana 3		
		BIAS (m)	MAE (m)	RMSE (m)	BIAS (m)	MAE (m)	RMSE (m)	BIAS (m)	MAE (m)	RMSE (m)
1,0 x 10 ⁻⁶	0.020	-0.3215	0.3712	0.5227	-0.1127	0.1527	0.2416	0.0240	0.0386	0.0475
	0.024	-0.3035	0.3618	0.5101	-0.0788	0.1493	0.2346	0.0016	0.0416	0.0542
	0.025	-0.2986	0.3595	0.5069	-0.0696	0.1521	0.2352	0.0086	0.0441	0.0593
	0.026	-0.2935	0.3572	0.5037	-0.0602	0.1556	0.2369	0.0159	0.0472	0.0656
	0.030	-0.2718	0.3487	0.4910	-0.0201	0.1744	0.2549	0.0471	0.0656	0.0982
1,25 x 10 ⁻⁶	0.020	-0.3218	0.3711	0.5227	-0.1122	0.1522	0.2414	0.0238	0.0387	0.0475
	0.024	-0.3037	0.3616	0.5100	-0.0783	0.1490	0.2345	0.0019	0.0418	0.0541
	0.025	-0.2988	0.3593	0.5068	-0.0692	0.1518	0.2351	0.0089	0.0443	0.0593
	0.026	-0.2937	0.3570	0.5036	-0.0597	0.1553	0.2367	0.0162	0.0474	0.0655
	0.030	-0.2721	0.3484	0.4908	-0.0196	0.1741	0.2548	0.0474	0.0658	0.0982
1,5 x 10 ⁻⁶	0.020	-0.3220	0.3711	0.5227	-0.1117	0.1518	0.2412	0.0233	0.0389	0.0476
	0.024	-0.3039	0.3615	0.5100	-0.0779	0.1486	0.2343	0.0022	0.0421	0.0543
	0.025	-0.2991	0.3592	0.5068	-0.0687	0.1515	0.2349	0.0092	0.0446	0.0594
	0.026	-0.2939	0.3569	0.5035	-0.0593	0.1549	0.2366	0.0165	0.0477	0.0655
	0.030	-0.2722	0.3482	0.4907	-0.0192	0.1739	0.2547	0.0478	0.0660	0.0982
2,0 x 10 ⁻⁶	0.020	-0.3224	0.3710	0.5226	-0.1108	0.1509	0.2409	0.0226	0.0397	0.0484
	0.024	-0.3044	0.3614	0.5100	-0.0769	0.1480	0.2340	0.0030	0.0432	0.0549
	0.025	-0.2995	0.3590	0.5067	-0.0677	0.1508	0.2346	0.0100	0.0456	0.0599
	0.026	-0.2944	0.3567	0.5035	-0.0583	0.1544	0.2363	0.0172	0.0487	0.0660
	0.030	-0.2725	0.3479	0.4905	-0.0182	0.1735	0.2545	0.0485	0.0668	0.0985

Figura E.3: Resultados agrupados por C_w , estación Mocoreta.

MOCORETA LAGO										
n (s/m ^{1/3})	Cw	Ventana 1			Ventana 2			Ventana 3		
		BIAS (m)	MAE (m)	RMSE (m)	BIAS (m)	MAE (m)	RMSE (m)	BIAS (m)	MAE (m)	RMSE (m)
0.020	1,0 x 10 ⁻⁶	-0.3215	0.3712	0.5227	-0.1127	0.1527	0.2416	-0.0240	0.0386	0.0475
	1,25 x 10 ⁻⁶	-0.3218	0.3711	0.5227	-0.1122	0.1522	0.2414	-0.0238	0.0387	0.0475
	1,5 x 10 ⁻⁶	-0.3220	0.3711	0.5227	-0.1117	0.1518	0.2412	-0.0233	0.0389	0.0476
	2,0 x 10 ⁻⁶	-0.3224	0.3710	0.5226	-0.1108	0.1509	0.2409	-0.0226	0.0397	0.0484
0.024	1,0 x 10 ⁻⁶	-0.3035	0.3618	0.5101	-0.0788	0.1493	0.2346	0.0016	0.0416	0.0542
	1,25 x 10 ⁻⁶	-0.3037	0.3616	0.5100	-0.0783	0.1490	0.2345	0.0019	0.0418	0.0541
	1,5 x 10 ⁻⁶	-0.3039	0.3615	0.5100	-0.0779	0.1486	0.2343	0.0022	0.0421	0.0543
	2,0 x 10 ⁻⁶	-0.3044	0.3614	0.5100	-0.0769	0.1480	0.2340	0.0030	0.0432	0.0549
0.025	1,0 x 10 ⁻⁶	-0.2986	0.3595	0.5069	-0.0696	0.1521	0.2352	0.0086	0.0441	0.0593
	1,25 x 10 ⁻⁶	-0.2988	0.3593	0.5068	-0.0692	0.1518	0.2351	0.0089	0.0443	0.0593
	1,5 x 10 ⁻⁶	-0.2991	0.3592	0.5068	-0.0687	0.1515	0.2349	0.0092	0.0446	0.0594
	2,0 x 10 ⁻⁶	-0.2995	0.3590	0.5067	-0.0677	0.1508	0.2346	0.0100	0.0456	0.0599
0.026	1,0 x 10 ⁻⁶	-0.2935	0.3572	0.5037	-0.0602	0.1556	0.2369	0.0159	0.0472	0.0656
	1,25 x 10 ⁻⁶	-0.2937	0.3570	0.5036	-0.0597	0.1553	0.2367	0.0162	0.0474	0.0655
	1,5 x 10 ⁻⁶	-0.2939	0.3569	0.5035	-0.0593	0.1549	0.2366	0.0165	0.0477	0.0655
	2,0 x 10 ⁻⁶	-0.2944	0.3567	0.5035	-0.0583	0.1544	0.2363	0.0172	0.0487	0.0660
0.030	1,0 x 10 ⁻⁶	-0.2718	0.3487	0.4910	-0.0201	0.1744	0.2549	0.0471	0.0656	0.0982
	1,25 x 10 ⁻⁶	-0.2721	0.3484	0.4908	-0.0196	0.1741	0.2548	0.0474	0.0658	0.0982
	1,5 x 10 ⁻⁶	-0.2722	0.3482	0.4907	-0.0192	0.1739	0.2547	0.0478	0.0660	0.0982
	2,0 x 10 ⁻⁶	-0.2725	0.3479	0.4905	-0.0182	0.1735	0.2545	0.0485	0.0668	0.0985

Figura E.4: Resultados agrupados por n , estación Mocreata.

SANTA ANA										
Cw	n (s/m ^{1/3})	Ventana 1			Ventana 2			Ventana 3		
		BIAS (m)	MAE (m)	RMSE (m)	BIAS (m)	MAE (m)	RMSE (m)	BIAS (m)	MAE (m)	RMSE (m)
1,0 x 10 ⁻⁶	0.020	-0.0841	0.0865	0.1005	-0.0846	0.0947	0.1176	-0.1307	0.1307	0.1345
	0.024	-0.0816	0.0843	0.0983	-0.0787	0.0900	0.1126	-0.1270	0.1270	0.1308
	0.025	-0.0809	0.0837	0.0976	-0.0770	0.0888	0.1114	-0.1260	0.1260	0.1298
	0.026	-0.0802	0.0831	0.0970	-0.0753	0.0877	0.1102	-0.1249	0.1249	0.1287
	0.030	-0.0772	0.0804	0.0943	-0.0678	0.0838	0.1062	-0.1201	0.1201	0.1242
1,25 x 10 ⁻⁶	0.020	-0.0842	0.0866	0.1005	-0.0843	0.0944	0.1173	-0.1305	0.1305	0.1343
	0.024	-0.0816	0.0843	0.0982	-0.0784	0.0897	0.1123	-0.1267	0.1267	0.1306
	0.025	-0.0810	0.0837	0.0976	-0.0767	0.0885	0.1111	-0.1257	0.1257	0.1296
	0.026	-0.0803	0.0830	0.0970	-0.0750	0.0874	0.1099	-0.1246	0.1246	0.1285
	0.030	-0.0772	0.0803	0.0942	-0.0675	0.0835	0.1059	-0.1199	0.1199	0.1239
1,5 x 10 ⁻⁶	0.020	-0.0843	0.0866	0.1005	-0.0840	0.0942	0.1170	-0.1302	0.1302	0.1340
	0.024	-0.0817	0.0843	0.0982	-0.0780	0.0894	0.1121	-0.1265	0.1265	0.1303
	0.025	-0.0811	0.0837	0.0976	-0.0764	0.0882	0.1109	-0.1255	0.1255	0.1293
	0.026	-0.0803	0.0831	0.0970	-0.0747	0.0871	0.1097	-0.1244	0.1244	0.1282
	0.030	-0.0773	0.0803	0.0942	-0.0672	0.0833	0.1057	-0.1196	0.1196	0.1236
2,0 x 10 ⁻⁶	0.020	-0.0843	0.0866	0.1005	-0.0833	0.0937	0.1166	-0.1296	0.1296	0.1336
	0.024	-0.0818	0.0844	0.0982	-0.0774	0.0889	0.1116	-0.1259	0.1259	0.1298
	0.025	-0.0812	0.0837	0.0976	-0.0757	0.0877	0.1104	-0.1249	0.1249	0.1288
	0.026	-0.0805	0.0831	0.0970	-0.0740	0.0866	0.1092	-0.1238	0.1238	0.1277
	0.030	-0.0773	0.0803	0.0942	-0.0665	0.0828	0.1052	-0.1190	0.1190	0.1231

Figura E.5: Resultados agrupados por C_w , estación Santa Ana.

SANTA ANA										
n (s/m ^{1/3})	Cw	Ventana 1			Ventana 2			Ventana 3		
		BIAS (m)	MAE (m)	RMSE (m)	BIAS (m)	MAE (m)	RMSE (m)	BIAS (m)	MAE (m)	RMSE (m)
0.020	1,0 x 10 ⁻⁶	-0.0841	0.0865	0.1005	-0.0846	0.0947	0.1176	-0.1307	0.1307	0.1345
	1,25 x 10 ⁻⁶	-0.0842	0.0866	0.1005	-0.0843	0.0944	0.1173	-0.1305	0.1305	0.1343
	1,5 x 10 ⁻⁶	-0.0843	0.0866	0.1005	-0.0840	0.0942	0.1170	-0.1302	0.1302	0.1340
	2,0 x 10 ⁻⁶	-0.0843	0.0866	0.1005	-0.0833	0.0937	0.1166	-0.1296	0.1296	0.1336
0.024	1,0 x 10 ⁻⁶	-0.0816	0.0843	0.0983	-0.0787	0.0900	0.1126	-0.1270	0.1270	0.1308
	1,25 x 10 ⁻⁶	-0.0816	0.0843	0.0982	-0.0784	0.0897	0.1123	-0.1267	0.1267	0.1306
	1,5 x 10 ⁻⁶	-0.0817	0.0843	0.0982	-0.0780	0.0894	0.1121	-0.1265	0.1265	0.1303
	2,0 x 10 ⁻⁶	-0.0818	0.0844	0.0982	-0.0774	0.0889	0.1116	-0.1259	0.1259	0.1298
0.025	1,0 x 10 ⁻⁶	-0.0809	0.0837	0.0976	-0.0770	0.0888	0.1114	-0.1260	0.1260	0.1298
	1,25 x 10 ⁻⁶	-0.0810	0.0837	0.0976	-0.0767	0.0885	0.1111	-0.1257	0.1257	0.1296
	1,5 x 10 ⁻⁶	-0.0811	0.0837	0.0976	-0.0764	0.0882	0.1109	-0.1255	0.1255	0.1293
	2,0 x 10 ⁻⁶	-0.0812	0.0837	0.0976	-0.0757	0.0877	0.1104	-0.1249	0.1249	0.1288
0.026	1,0 x 10 ⁻⁶	-0.0802	0.0831	0.0970	-0.0753	0.0877	0.1102	-0.1249	0.1249	0.1287
	1,25 x 10 ⁻⁶	-0.0803	0.0830	0.0970	-0.0750	0.0874	0.1099	-0.1246	0.1246	0.1285
	1,5 x 10 ⁻⁶	-0.0803	0.0831	0.0970	-0.0747	0.0871	0.1097	-0.1244	0.1244	0.1282
	2,0 x 10 ⁻⁶	-0.0805	0.0831	0.0970	-0.0740	0.0866	0.1092	-0.1238	0.1238	0.1277
0.030	1,0 x 10 ⁻⁶	-0.0772	0.0804	0.0943	-0.0678	0.0838	0.1062	-0.1201	0.1201	0.1242
	1,25 x 10 ⁻⁶	-0.0772	0.0803	0.0942	-0.0675	0.0835	0.1059	-0.1199	0.1199	0.1239
	1,5 x 10 ⁻⁶	-0.0773	0.0803	0.0942	-0.0672	0.0833	0.1057	-0.1196	0.1196	0.1236
	2,0 x 10 ⁻⁶	-0.0773	0.0803	0.0942	-0.0665	0.0828	0.1052	-0.1190	0.1190	0.1231

Figura E.6: Resultados agrupados por n , estación Santa Ana.

FEDERACIÓN										
Cw	n (s/m ^{1/3})	Ventana 1			Ventana 2			Ventana 3		
		BIAS (m)	MAE (m)	RMSE (m)	BIAS (m)	MAE (m)	RMSE (m)	BIAS (m)	MAE (m)	RMSE (m)
1,0 x 10 ⁻⁶	0.020	-0.1014	0.1036	0.1180	-0.1149	0.1328	0.1456	-0.1223	0.1223	0.1263
	0.024	-0.0993	0.1018	0.1161	-0.1097	0.1280	0.1399	-0.1192	0.1192	0.1232
	0.025	-0.0988	0.1013	0.1157	-0.1082	0.1267	0.1384	-0.1183	0.1183	0.1223
	0.026	-0.0982	0.1008	0.1152	-0.1067	0.1254	0.1369	-0.1174	0.1174	0.1214
	0.030	-0.0958	0.0987	0.1131	-0.1001	0.1197	0.1309	-0.1134	0.1134	0.1176
1,25 x 10 ⁻⁶	0.020	-0.1014	0.1037	0.1180	-0.1147	0.1327	0.1455	-0.1222	0.1222	0.1262
	0.024	-0.0993	0.1017	0.1161	-0.1095	0.1279	0.1398	-0.1190	0.1190	0.1230
	0.025	-0.0988	0.1013	0.1156	-0.1080	0.1266	0.1383	-0.1182	0.1182	0.1222
	0.026	-0.0982	0.1008	0.1151	-0.1065	0.1253	0.1368	-0.1173	0.1173	0.1213
	0.030	-0.0958	0.0987	0.1130	-0.1000	0.1196	0.1308	-0.1133	0.1133	0.1174
1,5 x 10 ⁻⁶	0.020	-0.1015	0.1036	0.1180	-0.1145	0.1326	0.1454	-0.1220	0.1220	0.1260
	0.024	-0.0994	0.1017	0.1161	-0.1093	0.1278	0.1396	-0.1189	0.1189	0.1229
	0.025	-0.0989	0.1013	0.1156	-0.1078	0.1265	0.1381	-0.1181	0.1181	0.1220
	0.026	-0.0983	0.1008	0.1151	-0.1063	0.1252	0.1366	-0.1171	0.1171	0.1211
	0.030	-0.0959	0.0986	0.1130	-0.0998	0.1195	0.1307	-0.1131	0.1131	0.1173
2,0 x 10 ⁻⁶	0.020	-0.1015	0.1036	0.1179	-0.1141	0.1324	0.1451	-0.1218	0.1218	0.1258
	0.024	-0.0995	0.1018	0.1161	-0.1089	0.1276	0.1394	-0.1187	0.1187	0.1226
	0.025	-0.0989	0.1013	0.1156	-0.1074	0.1263	0.1379	-0.1178	0.1178	0.1218
	0.026	-0.0984	0.1008	0.1151	-0.1059	0.1249	0.1364	-0.1169	0.1169	0.1209
	0.030	-0.0959	0.0985	0.1129	-0.0994	0.1193	0.1304	-0.1128	0.1128	0.1170

Figura E.7: Resultados agrupados por C_w , estación Federación.

FEDERACIÓN										
n (s/m ^{1/3})	Cw	Ventana 1			Ventana 2			Ventana 3		
		BIAS (m)	MAE (m)	RMSE (m)	BIAS (m)	MAE (m)	RMSE (m)	BIAS (m)	MAE (m)	RMSE (m)
0.020	1,0 x 10 ⁻⁶	-0.1014	0.1036	0.1180	-0.1149	0.1328	0.1456	-0.1223	0.1223	0.1263
	1,25 x 10 ⁻⁶	-0.1014	0.1037	0.1180	-0.1147	0.1327	0.1455	-0.1222	0.1222	0.1262
	1,5 x 10 ⁻⁶	-0.1015	0.1036	0.1180	-0.1145	0.1326	0.1454	-0.1220	0.1220	0.1260
	2,0 x 10 ⁻⁶	-0.1015	0.1036	0.1179	-0.1141	0.1324	0.1451	-0.1218	0.1218	0.1258
0.024	1,0 x 10 ⁻⁶	-0.0993	0.1018	0.1161	-0.1097	0.1280	0.1399	-0.1192	0.1192	0.1232
	1,25 x 10 ⁻⁶	-0.0993	0.1017	0.1161	-0.1095	0.1279	0.1398	-0.1190	0.1190	0.1230
	1,5 x 10 ⁻⁶	-0.0994	0.1017	0.1161	-0.1093	0.1278	0.1396	-0.1189	0.1189	0.1229
	2,0 x 10 ⁻⁶	-0.0995	0.1018	0.1161	-0.1089	0.1276	0.1394	-0.1187	0.1187	0.1226
0.025	1,0 x 10 ⁻⁶	-0.0988	0.1013	0.1157	-0.1082	0.1267	0.1384	-0.1183	0.1183	0.1223
	1,25 x 10 ⁻⁶	-0.0988	0.1013	0.1156	-0.1080	0.1266	0.1383	-0.1182	0.1182	0.1222
	1,5 x 10 ⁻⁶	-0.0989	0.1013	0.1156	-0.1078	0.1265	0.1381	-0.1181	0.1181	0.1220
	2,0 x 10 ⁻⁶	-0.0989	0.1013	0.1156	-0.1074	0.1263	0.1379	-0.1178	0.1178	0.1218
0.026	1,0 x 10 ⁻⁶	-0.0982	0.1008	0.1152	-0.1067	0.1254	0.1369	-0.1174	0.1174	0.1214
	1,25 x 10 ⁻⁶	-0.0982	0.1008	0.1151	-0.1065	0.1253	0.1368	-0.1173	0.1173	0.1213
	1,5 x 10 ⁻⁶	-0.0983	0.1008	0.1151	-0.1063	0.1252	0.1366	-0.1171	0.1171	0.1211
	2,0 x 10 ⁻⁶	-0.0984	0.1008	0.1151	-0.1059	0.1249	0.1364	-0.1169	0.1169	0.1209
0.030	1,0 x 10 ⁻⁶	-0.0958	0.0987	0.1131	-0.1001	0.1197	0.1309	-0.1134	0.1134	0.1176
	1,25 x 10 ⁻⁶	-0.0958	0.0987	0.1130	-0.1000	0.1196	0.1308	-0.1133	0.1133	0.1174
	1,5 x 10 ⁻⁶	-0.0959	0.0986	0.1130	-0.0998	0.1195	0.1307	-0.1131	0.1131	0.1173
	2,0 x 10 ⁻⁶	-0.0959	0.0985	0.1129	-0.0994	0.1193	0.1304	-0.1128	0.1128	0.1170

Figura E.8: Resultados agrupados por n , estación Federación.

SALTO GRANDE										
Cw	n (s/m ^{1/3})	Ventana 1			Ventana 2			Ventana 3		
		BIAS (m)	MAE (m)	RMSE (m)	BIAS (m)	MAE (m)	RMSE (m)	BIAS (m)	MAE (m)	RMSE (m)
1,0 x 10 ⁻⁶	0.020	-0.0146	0.0494	0.0602	-0.0234	0.0615	0.0775	-0.0393	0.0447	0.0529
	0.024	-0.0147	0.0498	0.0607	-0.0232	0.0615	0.0776	-0.0392	0.0450	0.0534
	0.025	-0.0147	0.0499	0.0608	-0.0231	0.0615	0.0776	-0.0391	0.0450	0.0535
	0.026	-0.0147	0.0500	0.0610	-0.0230	0.0615	0.0776	-0.0391	0.0451	0.0537
	0.030	-0.0147	0.0504	0.0617	-0.0228	0.0616	0.0778	-0.0389	0.0454	0.0543
1,25 x 10 ⁻⁶	0.020	-0.0147	0.0494	0.0602	-0.0234	0.0615	0.0775	-0.0393	0.0448	0.0530
	0.024	-0.0147	0.0498	0.0607	-0.0232	0.0615	0.0776	-0.0392	0.0450	0.0535
	0.025	-0.0147	0.0499	0.0609	-0.0231	0.0615	0.0776	-0.0391	0.0451	0.0536
	0.026	-0.0147	0.0500	0.0610	-0.0231	0.0615	0.0776	-0.0391	0.0452	0.0538
	0.030	-0.0147	0.0505	0.0617	-0.0228	0.0616	0.0778	-0.0389	0.0455	0.0544
1,5 x 10 ⁻⁶	0.020	-0.0147	0.0494	0.0602	-0.0235	0.0615	0.0775	-0.0393	0.0448	0.0532
	0.024	-0.0147	0.0498	0.0607	-0.0232	0.0615	0.0776	-0.0392	0.0451	0.0536
	0.025	-0.0148	0.0499	0.0609	-0.0231	0.0615	0.0776	-0.0392	0.0452	0.0537
	0.026	-0.0148	0.0500	0.0610	-0.0231	0.0615	0.0776	-0.0391	0.0452	0.0539
	0.030	-0.0148	0.0505	0.0617	-0.0228	0.0616	0.0778	-0.0389	0.0455	0.0544
2,0 x 10 ⁻⁶	0.020	-0.0147	0.0495	0.0604	-0.0235	0.0615	0.0775	-0.0393	0.0450	0.0535
	0.024	-0.0148	0.0499	0.0609	-0.0232	0.0615	0.0776	-0.0392	0.0452	0.0539
	0.025	-0.0148	0.0500	0.0610	-0.0232	0.0615	0.0776	-0.0392	0.0453	0.0540
	0.026	-0.0148	0.0501	0.0612	-0.0231	0.0615	0.0776	-0.0391	0.0454	0.0541
	0.030	-0.0148	0.0505	0.0618	-0.0228	0.0616	0.0778	-0.0390	0.0457	0.0547

Figura E.9: Resultados agrupados por C_w , estación Salto Grande.

SALTO GRANDE										
n (s/m ^{1/3})	Cw	Ventana 1			Ventana 2			Ventana 3		
		BIAS (m)	MAE (m)	RMSE (m)	BIAS (m)	MAE (m)	RMSE (m)	BIAS (m)	MAE (m)	RMSE (m)
0.020	1,0 x 10 ⁻⁶	-0.0146	0.0494	0.0602	-0.0234	0.0615	0.0775	-0.0393	0.0447	0.0529
	1,25 x 10 ⁻⁶	-0.0147	0.0494	0.0602	-0.0234	0.0615	0.0775	-0.0393	0.0448	0.0530
	1,5 x 10 ⁻⁶	-0.0147	0.0494	0.0602	-0.0235	0.0615	0.0775	-0.0393	0.0448	0.0532
	2,0 x 10 ⁻⁶	-0.0147	0.0495	0.0604	-0.0235	0.0615	0.0775	-0.0393	0.0450	0.0535
0.024	1,0 x 10 ⁻⁶	-0.0147	0.0498	0.0607	-0.0232	0.0615	0.0776	-0.0392	0.0450	0.0534
	1,25 x 10 ⁻⁶	-0.0147	0.0498	0.0607	-0.0232	0.0615	0.0776	-0.0392	0.0450	0.0535
	1,5 x 10 ⁻⁶	-0.0147	0.0498	0.0607	-0.0232	0.0615	0.0776	-0.0392	0.0451	0.0536
	2,0 x 10 ⁻⁶	-0.0148	0.0499	0.0609	-0.0232	0.0615	0.0776	-0.0392	0.0452	0.0539
0.025	1,0 x 10 ⁻⁶	-0.0147	0.0499	0.0608	-0.0231	0.0615	0.0776	-0.0391	0.0450	0.0535
	1,25 x 10 ⁻⁶	-0.0147	0.0499	0.0609	-0.0231	0.0615	0.0776	-0.0391	0.0451	0.0536
	1,5 x 10 ⁻⁶	-0.0148	0.0499	0.0609	-0.0231	0.0615	0.0776	-0.0392	0.0452	0.0537
	2,0 x 10 ⁻⁶	-0.0148	0.0500	0.0610	-0.0232	0.0615	0.0776	-0.0392	0.0453	0.0540
0.026	1,0 x 10 ⁻⁶	-0.0147	0.0500	0.0610	-0.0230	0.0615	0.0776	-0.0391	0.0451	0.0537
	1,25 x 10 ⁻⁶	-0.0147	0.0500	0.0610	-0.0231	0.0615	0.0776	-0.0391	0.0452	0.0538
	1,5 x 10 ⁻⁶	-0.0148	0.0500	0.0610	-0.0231	0.0615	0.0776	-0.0391	0.0452	0.0539
	2,0 x 10 ⁻⁶	-0.0148	0.0501	0.0612	-0.0231	0.0615	0.0776	-0.0391	0.0454	0.0541
0.030	1,0 x 10 ⁻⁶	-0.0147	0.0504	0.0617	-0.0228	0.0616	0.0778	-0.0389	0.0454	0.0543
	1,25 x 10 ⁻⁶	-0.0147	0.0505	0.0617	-0.0228	0.0616	0.0778	-0.0389	0.0455	0.0544
	1,5 x 10 ⁻⁶	-0.0148	0.0505	0.0617	-0.0228	0.0616	0.0778	-0.0389	0.0455	0.0544
	2,0 x 10 ⁻⁶	-0.0148	0.0505	0.0618	-0.0228	0.0616	0.0778	-0.0390	0.0457	0.0547

Figura E.10: Resultados agrupados por n , estación Salto Grande.

Apéndice F

Detalle caracterización hidrodinámica

En este apéndice, de la [Figura F.1](#) a la [Figura F.10](#) se presentan los campos espaciales de la magnitud de la velocidad y la profundidad de la columna de agua, para todo el dominio computacional, asociados a los percentiles 10, 25, 50, 75 y 90.

Por otro lado, de la [Figura F.11](#) a la [Figura F.18](#) se presentan la distribución de las variables profundidad de la columna de agua, magnitud y dirección de la velocidad en las secciones transversales 2 a 9 para el canal principal.

Finalmente, de la [Figura F.19](#) a la [Figura F.19](#) presenta las series temporales de niveles y caudales los períodos no estacionarios seleccionados.

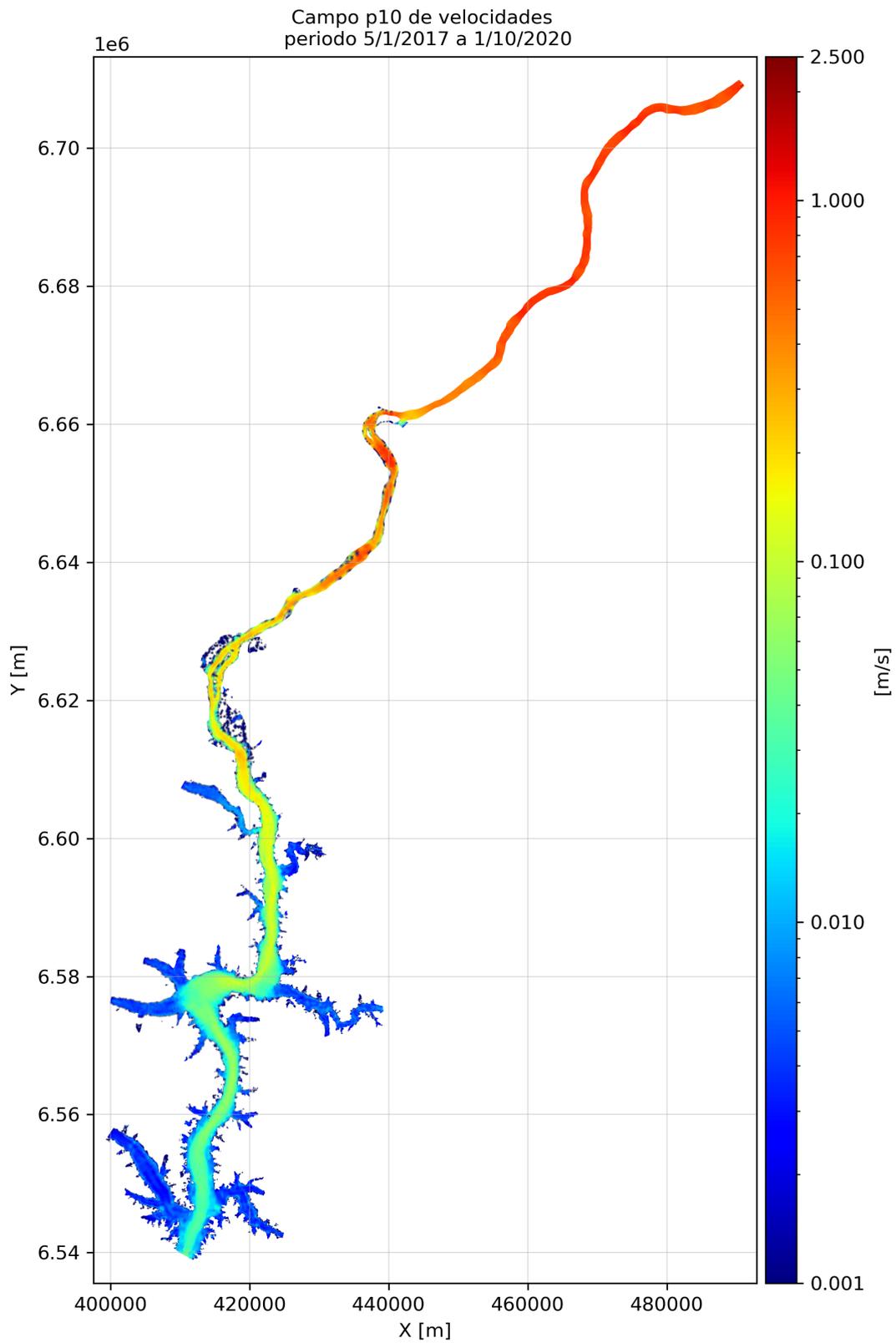


Figura F.1: Campo percentil 10 módulo de la velocidad.

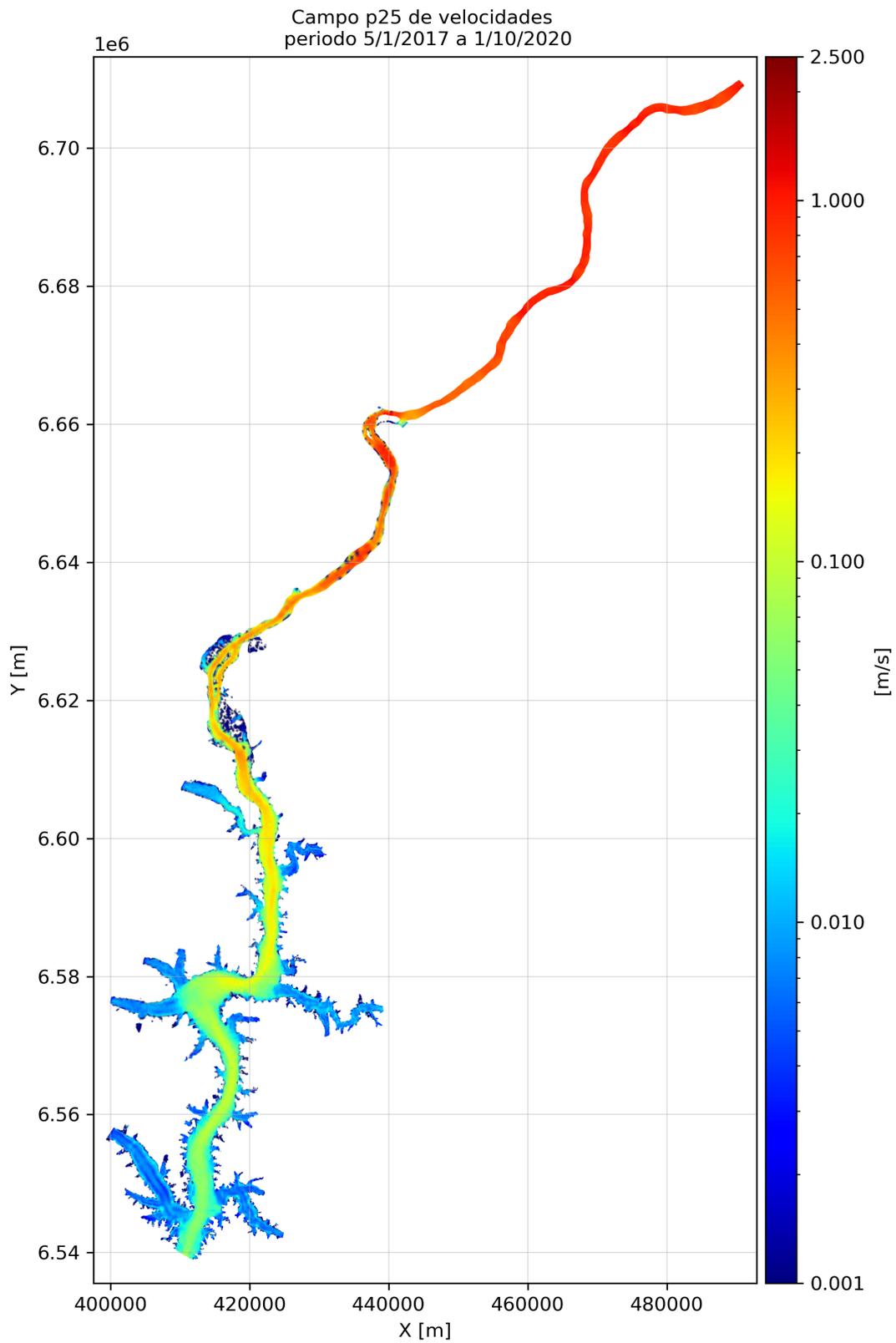


Figura F.2: Campo percentil 25 módulo de la velocidad.

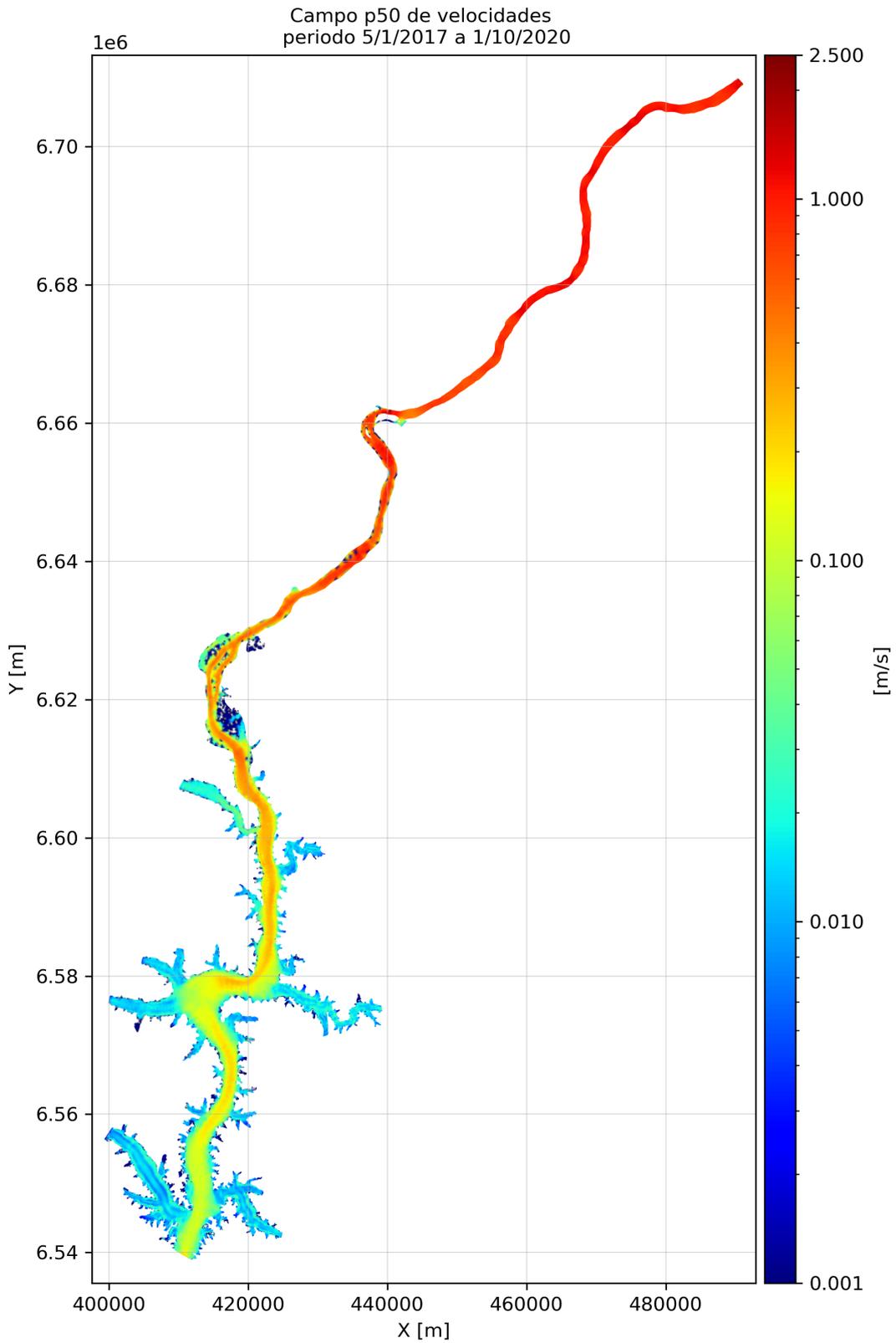


Figura F.3: Campo percentil 50 módulo de la velocidad.

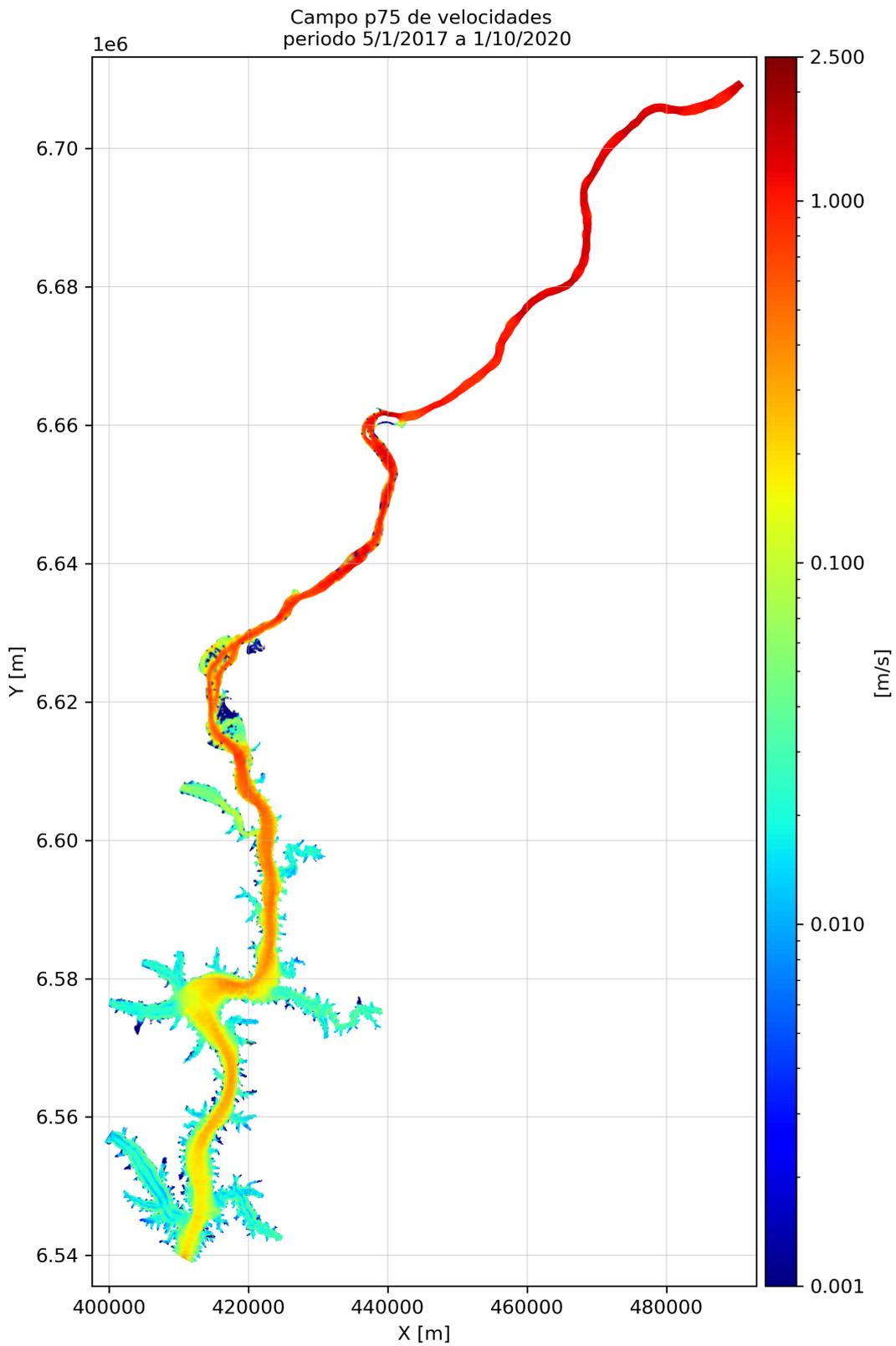


Figura F.4: Campo percentil 75 módulo de la velocidad.

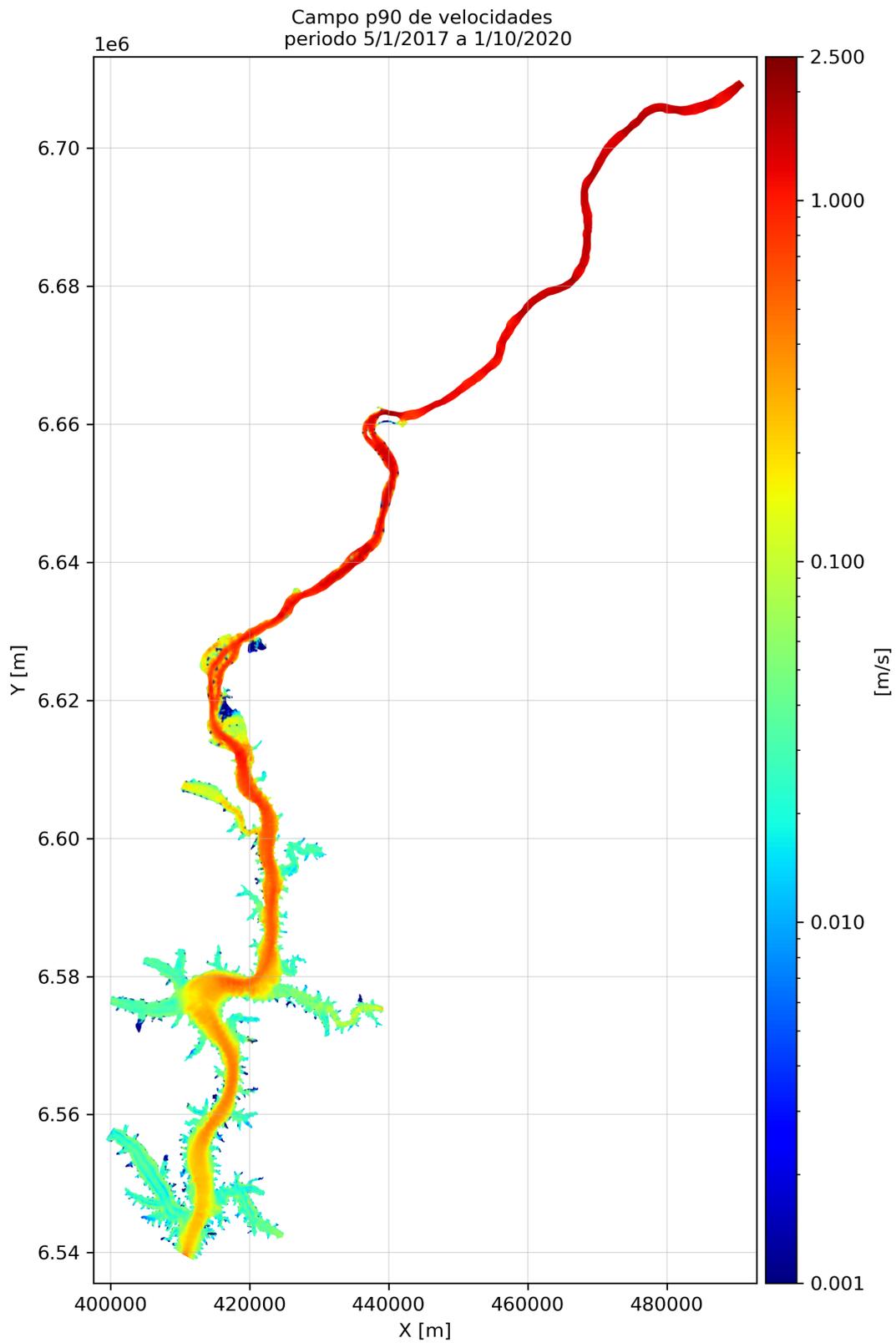


Figura F.5: Campo percentil 90 módulo de la velocidad.

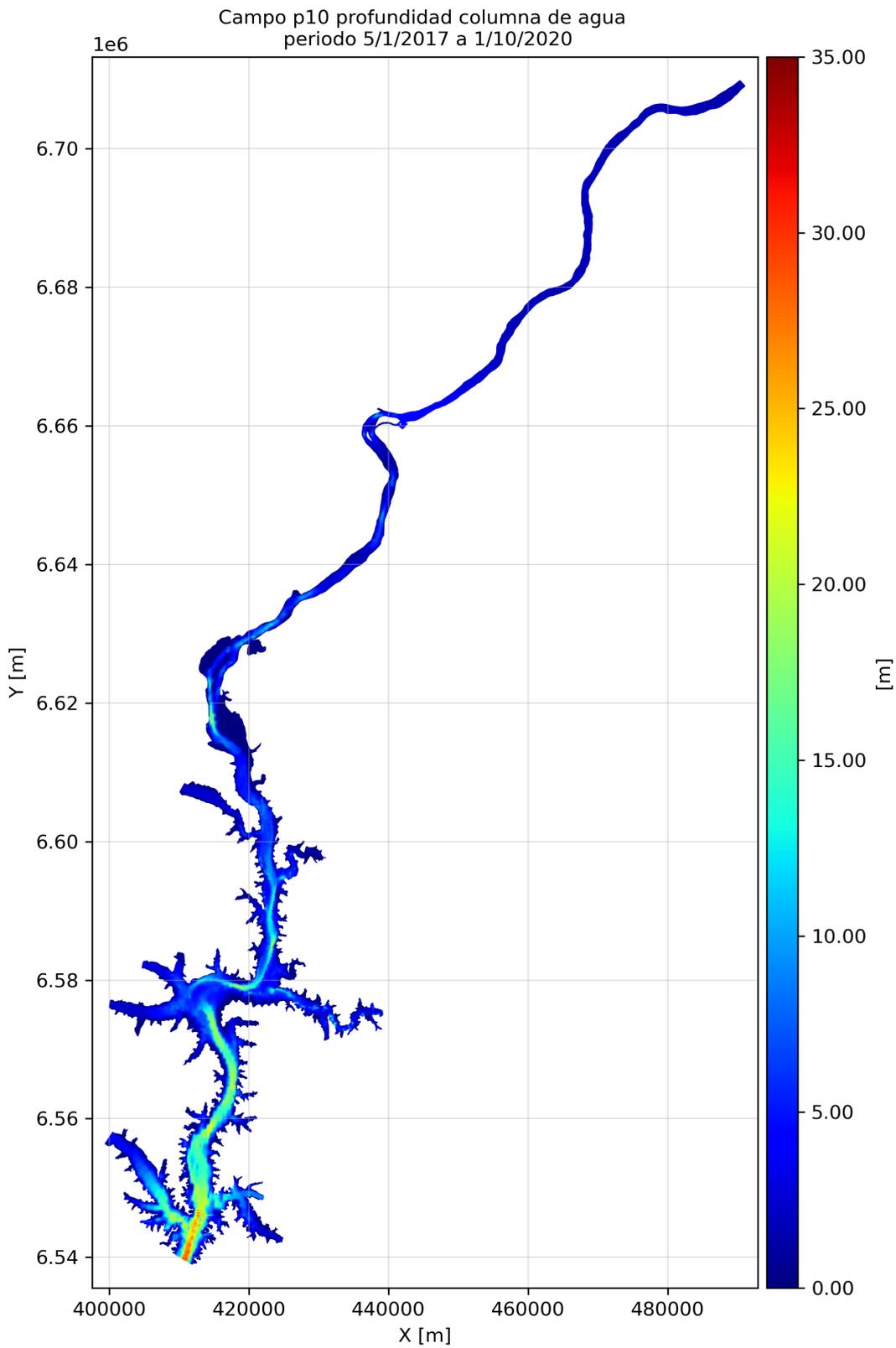


Figura F.6: Campo percentil 10 profundidad columna de agua.

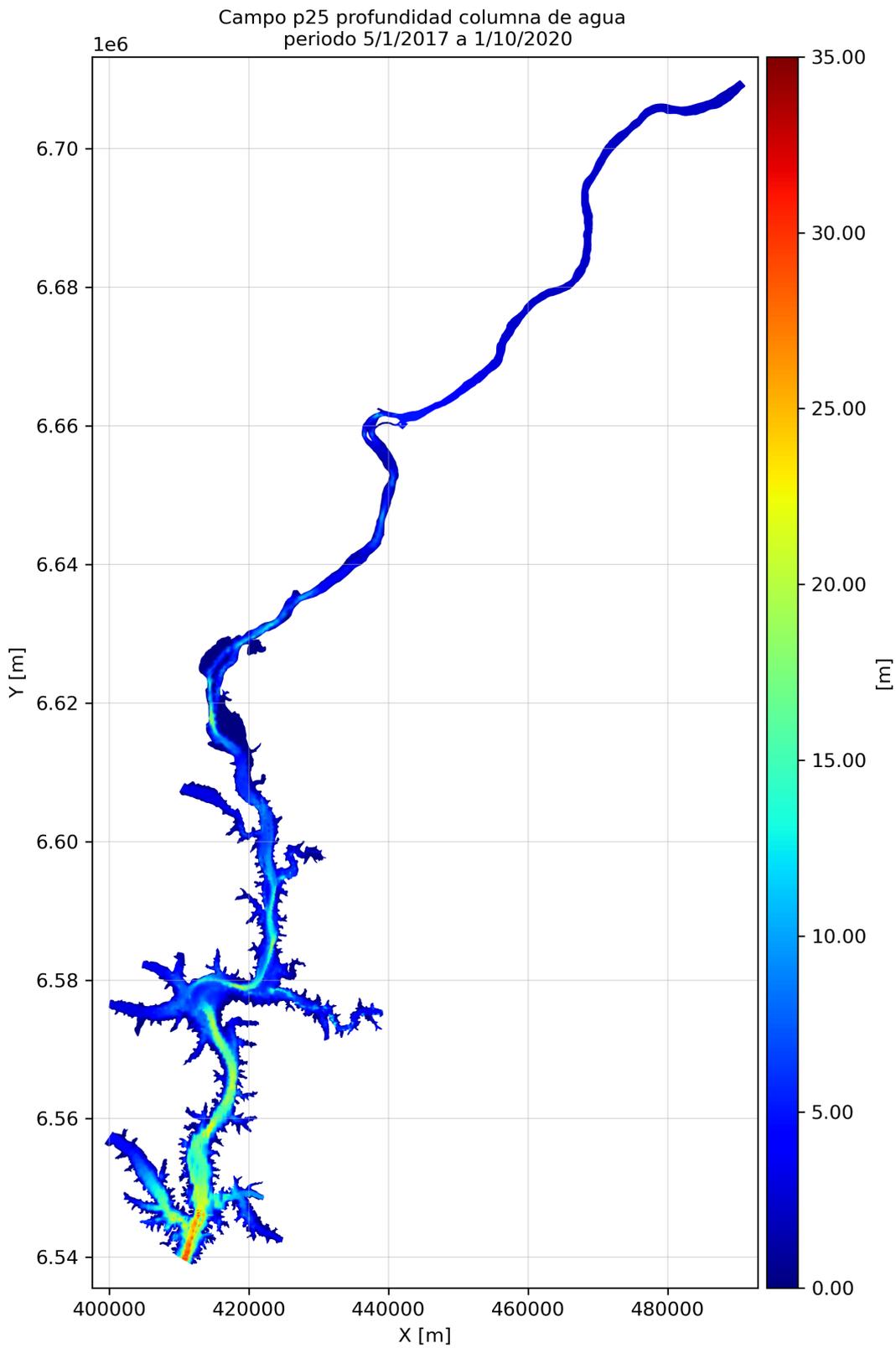


Figura F.7: Campo percentil 25 profundidad columna de agua.

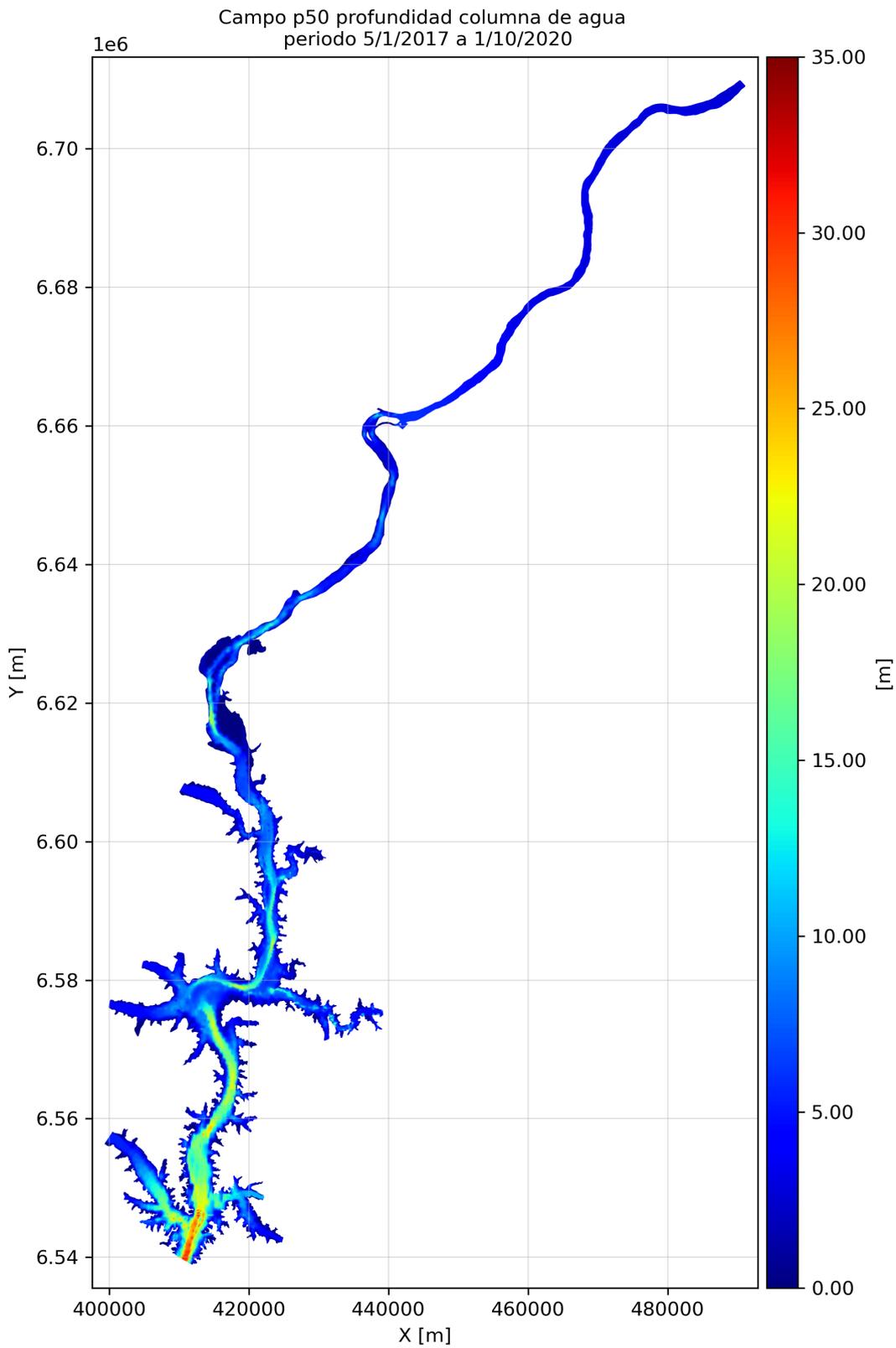


Figura F.8: Campo percentil 50 profundidad columna de agua.

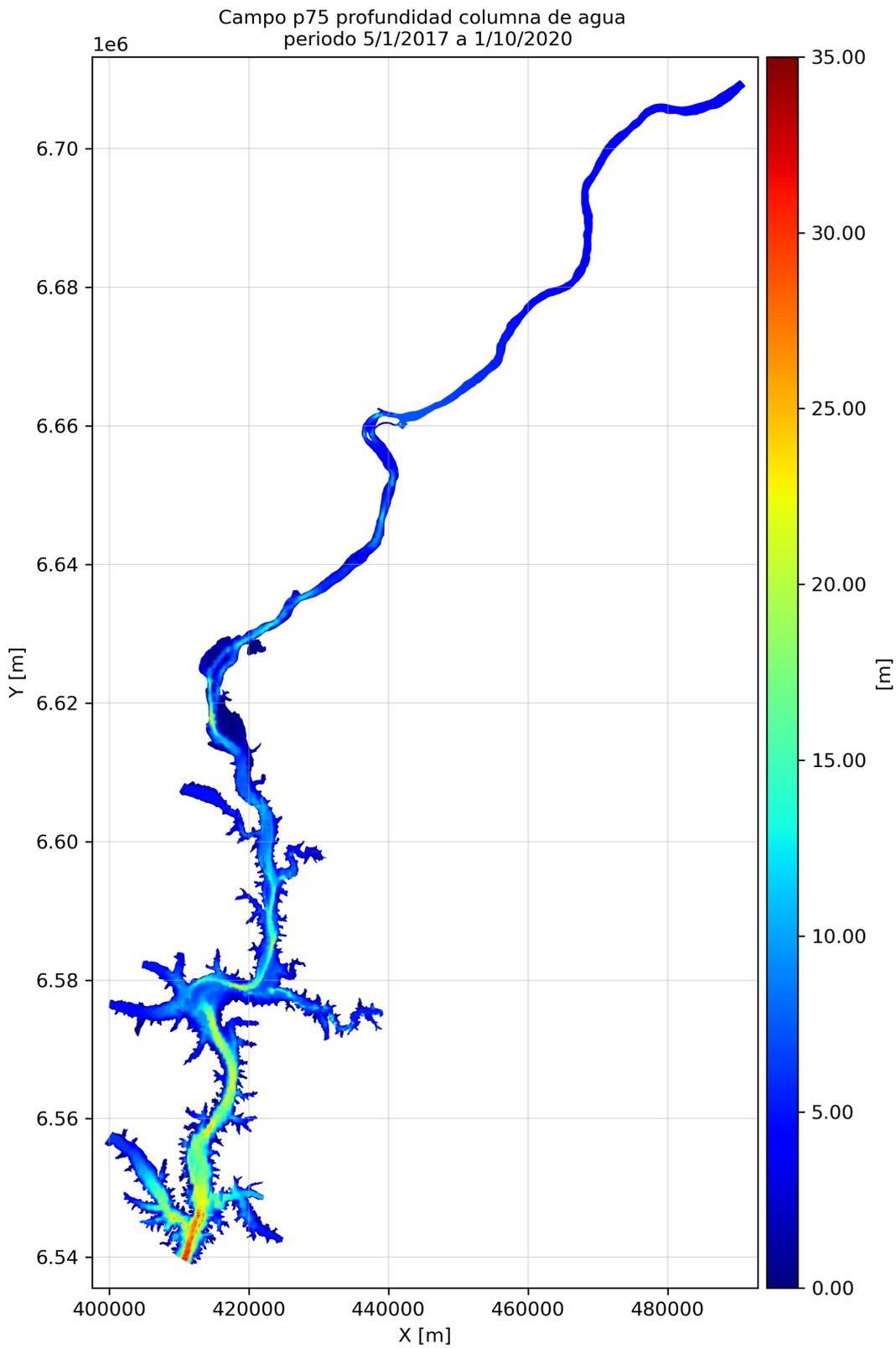


Figura F.9: Campo percentil 75 profundidad columna de agua.

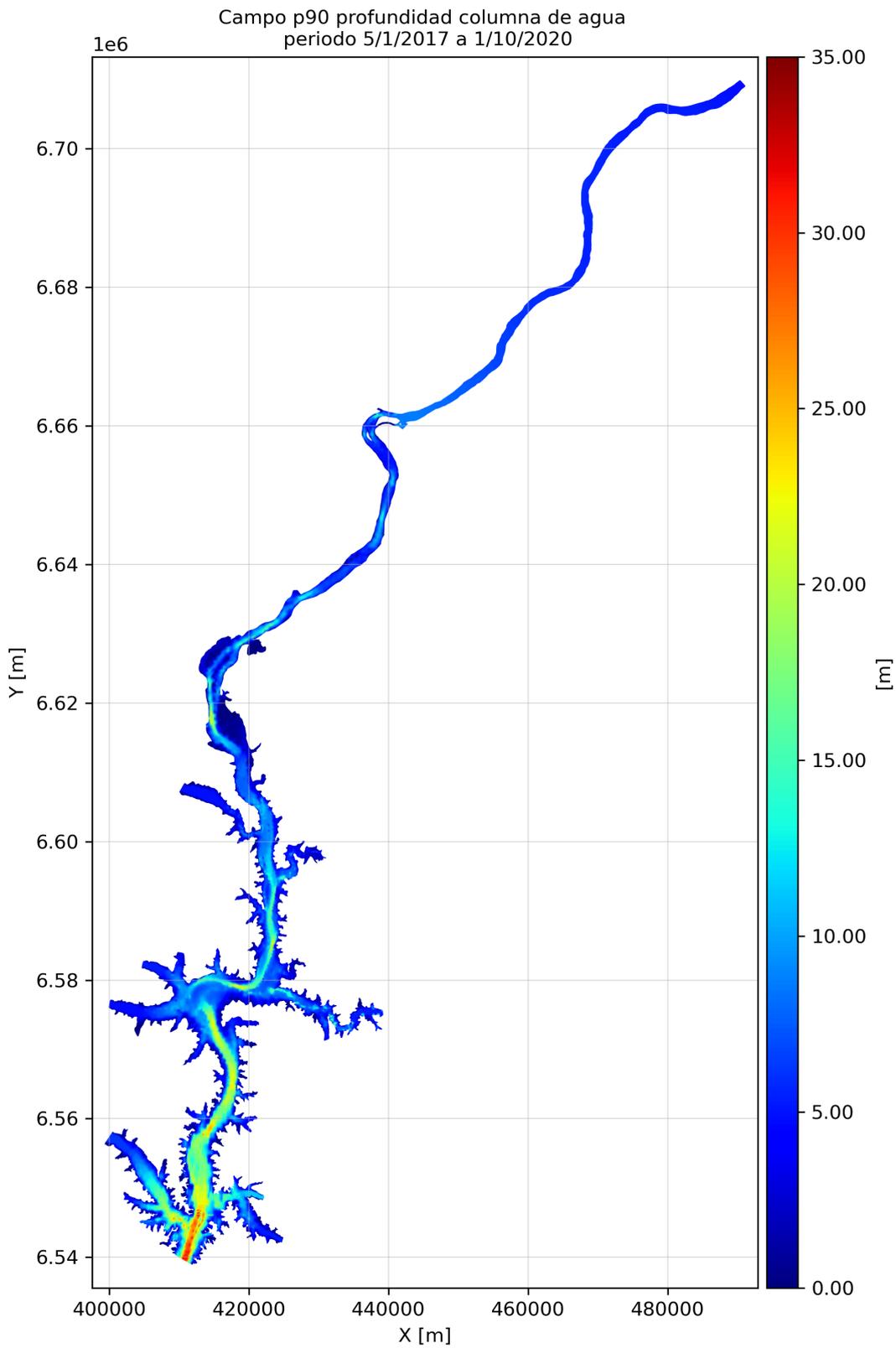


Figura F.10: Campo percentil 90 profundidad columna de agua.

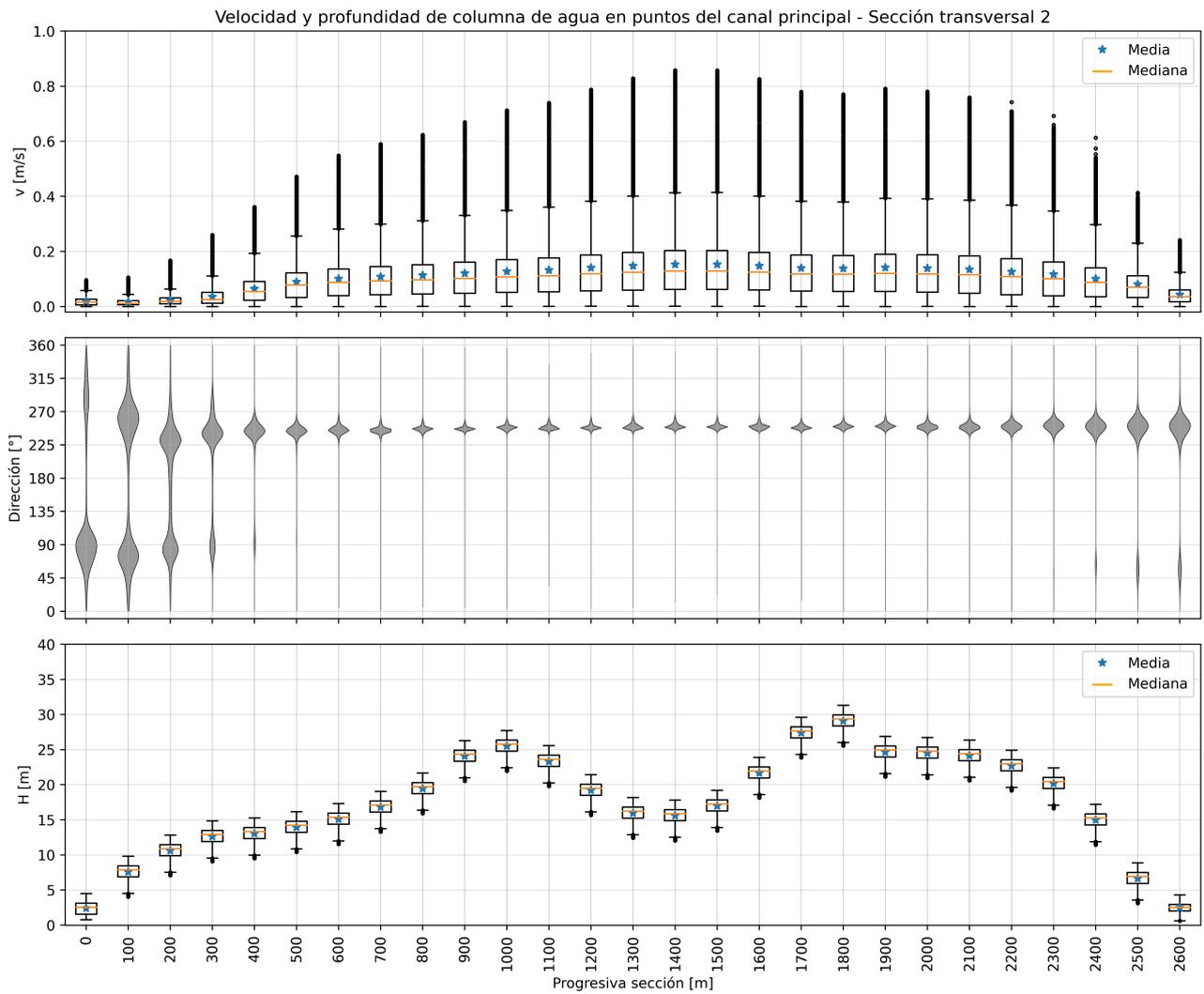


Figura F.11: Diagramas estadísticos sección transversal 2, canal principal.

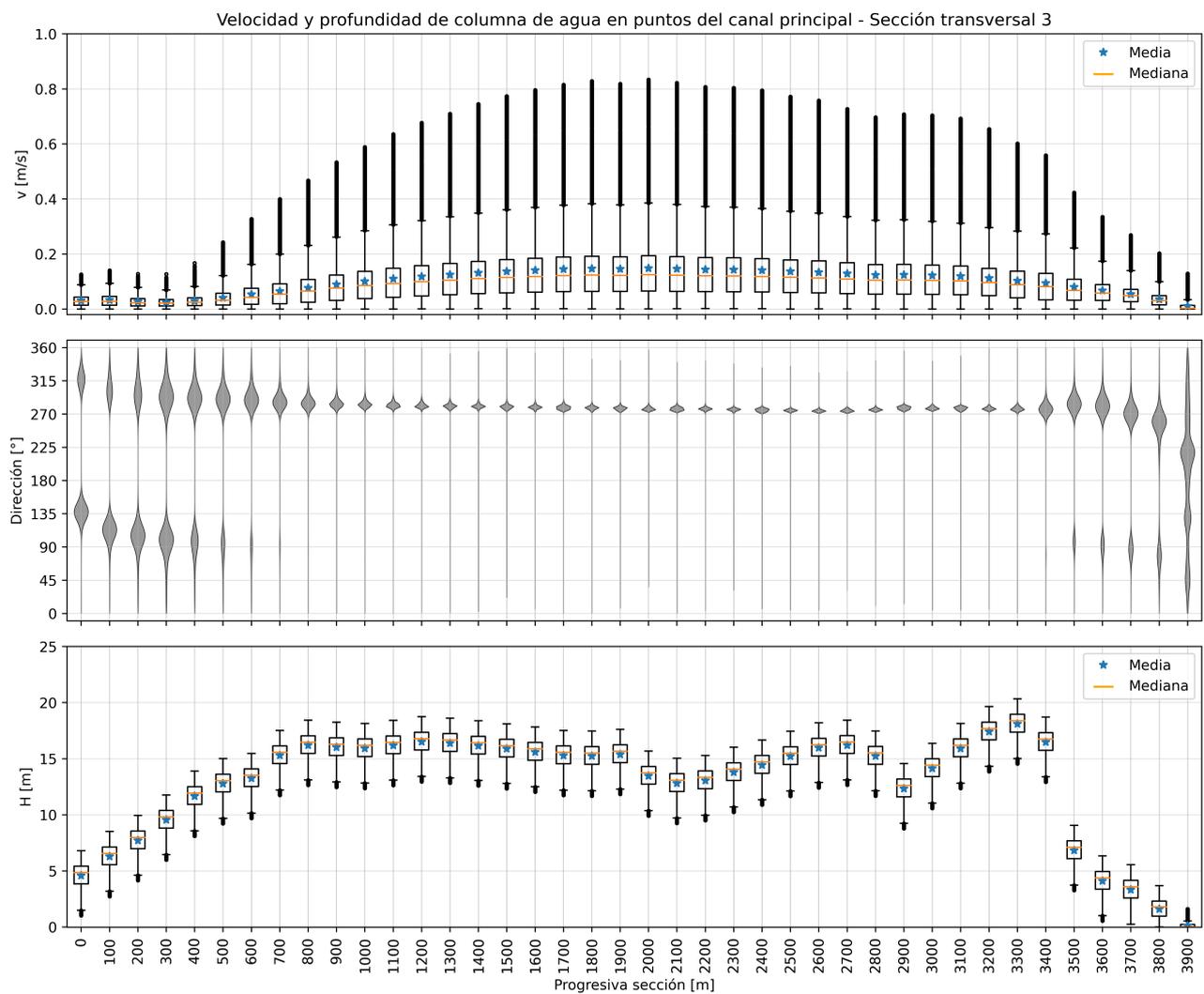


Figura F.12: Diagramas estadísticos sección transversal 3, canal principal.

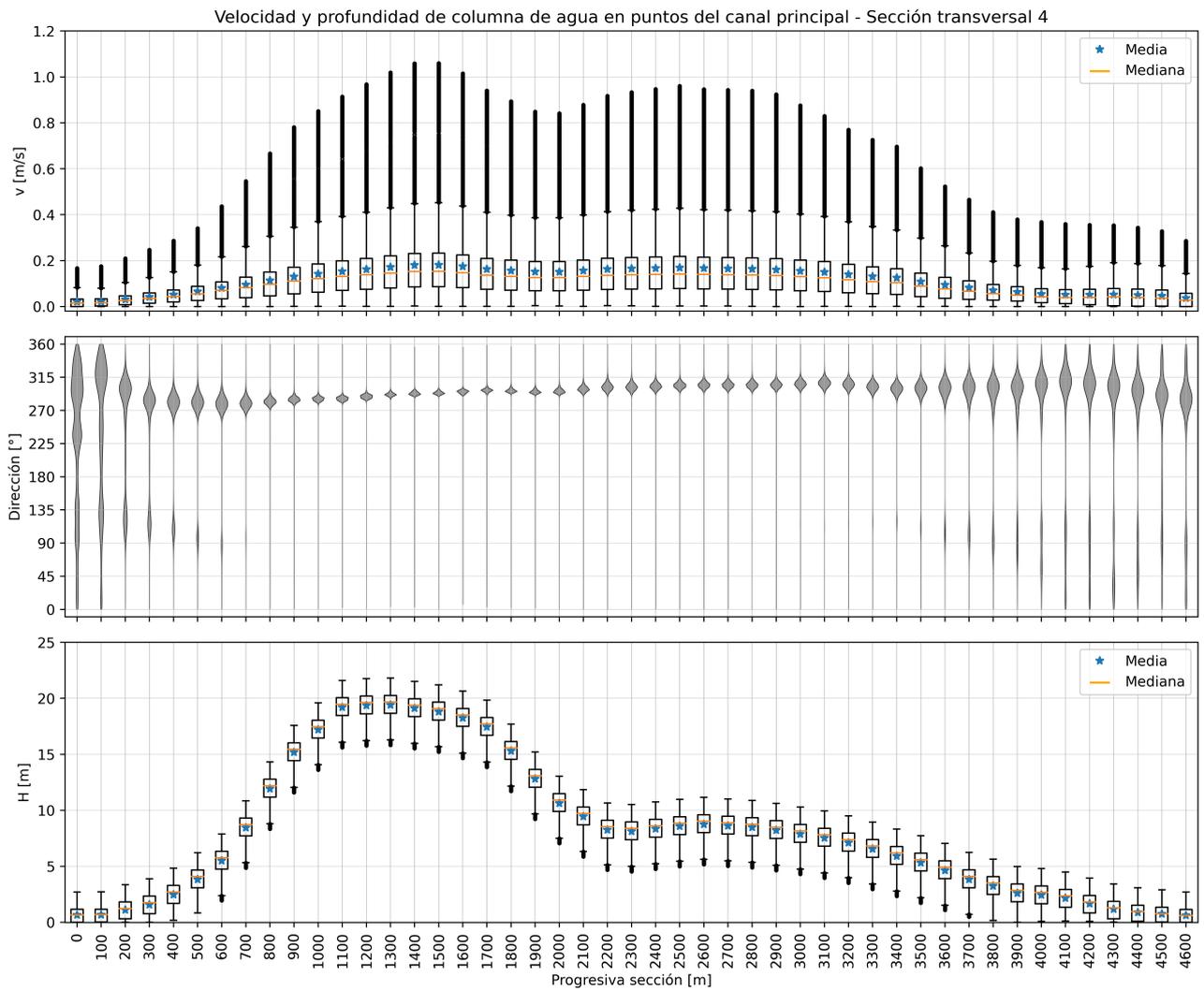


Figura F.13: Diagramas estadísticos sección transversal 4, canal principal.

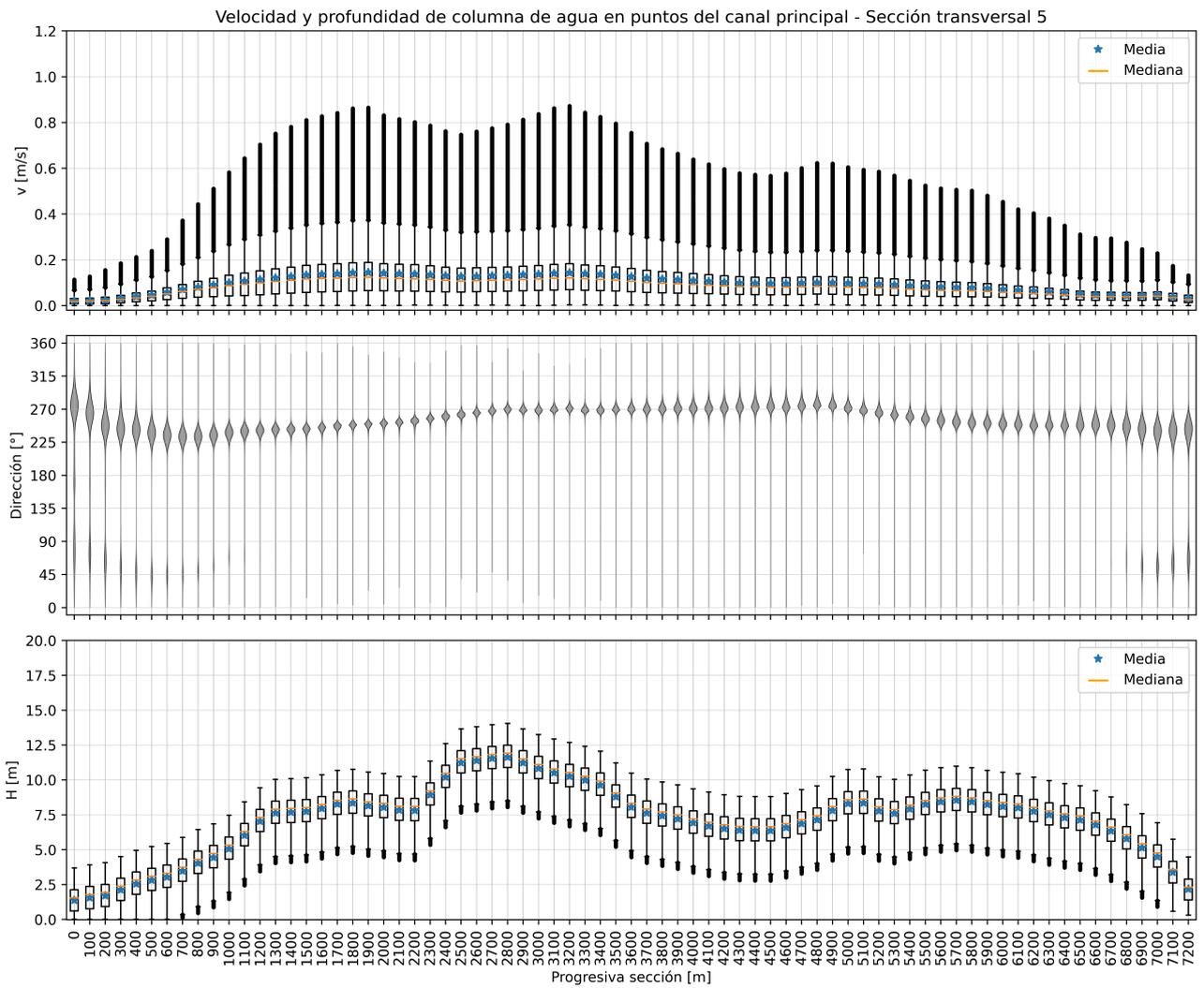


Figura F.14: Diagramas estadísticos sección transversal 5, canal principal.

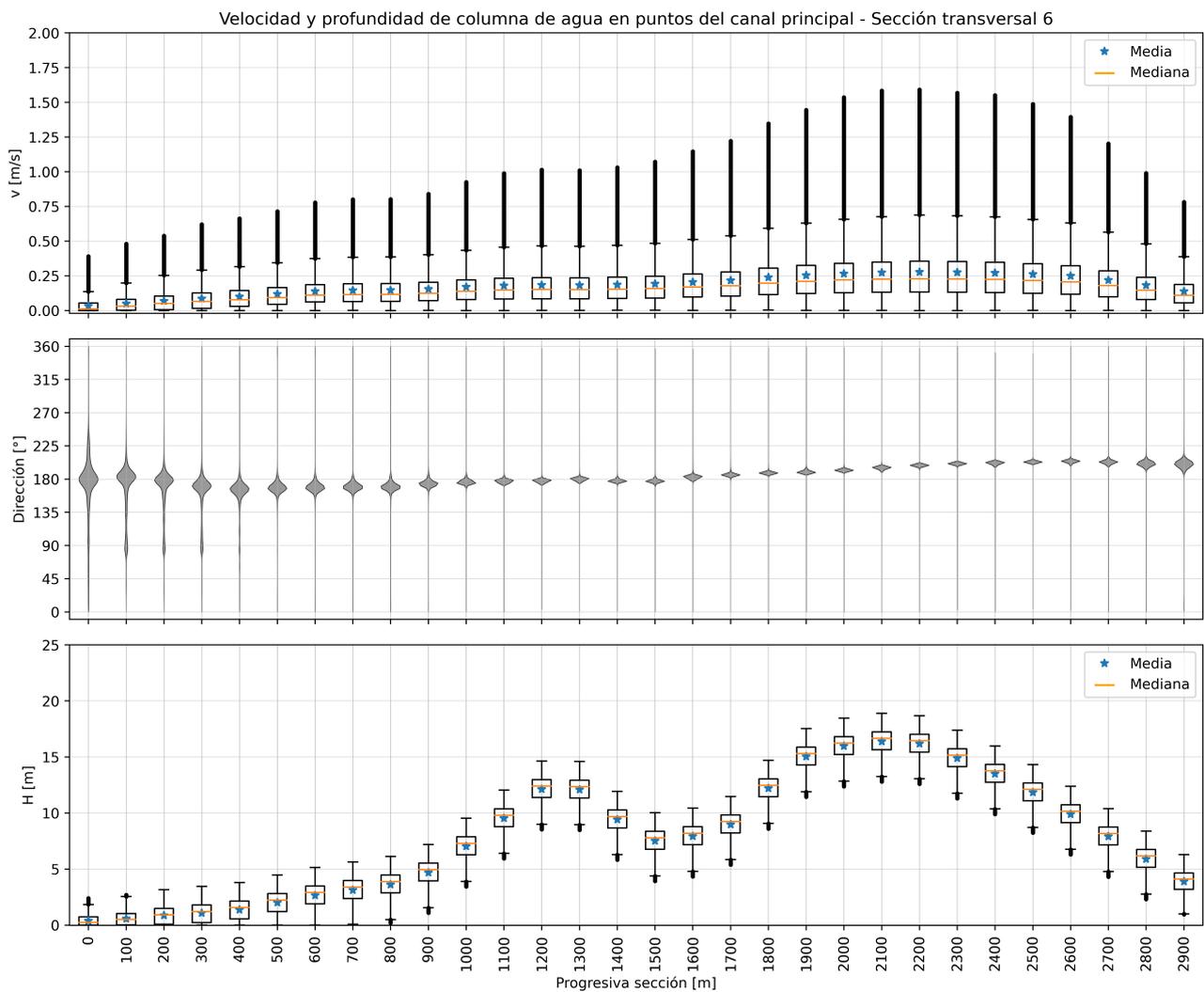


Figura F.15: Diagramas estadísticos sección transversal 6, canal principal.

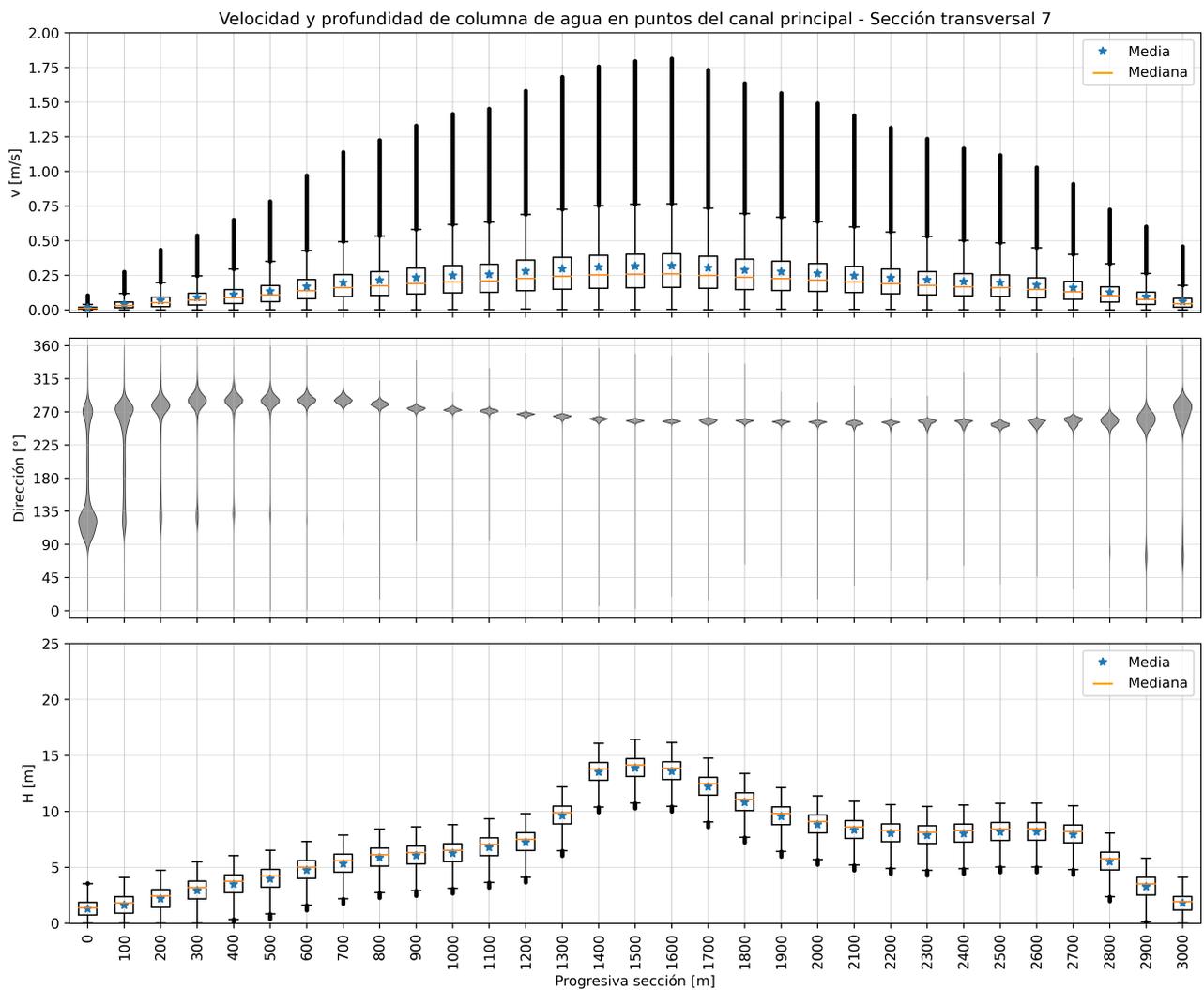


Figura F.16: Diagramas estadísticos sección transversal 7, canal principal.

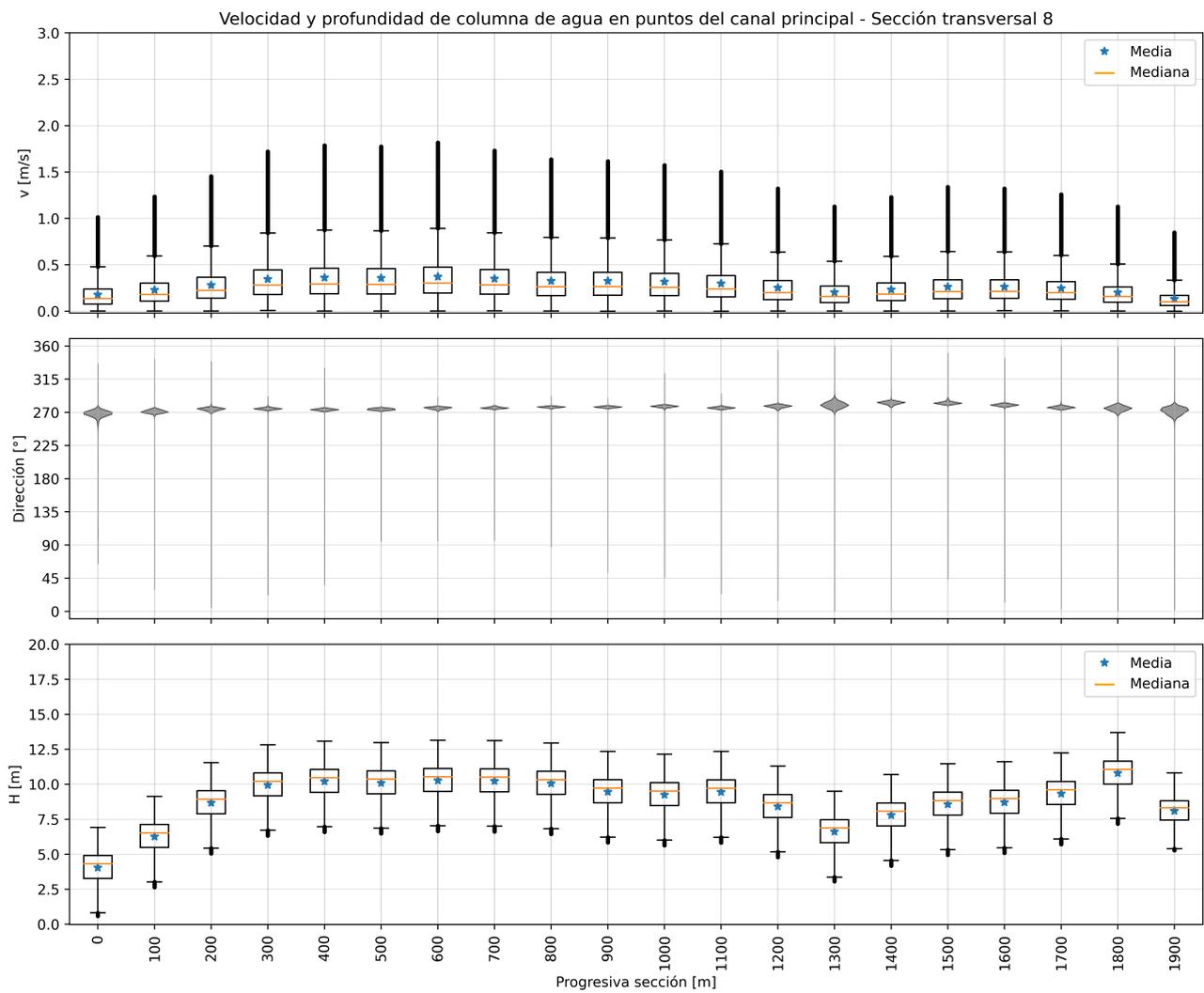


Figura F.17: Diagramas estadísticos sección transversal 8, canal principal.

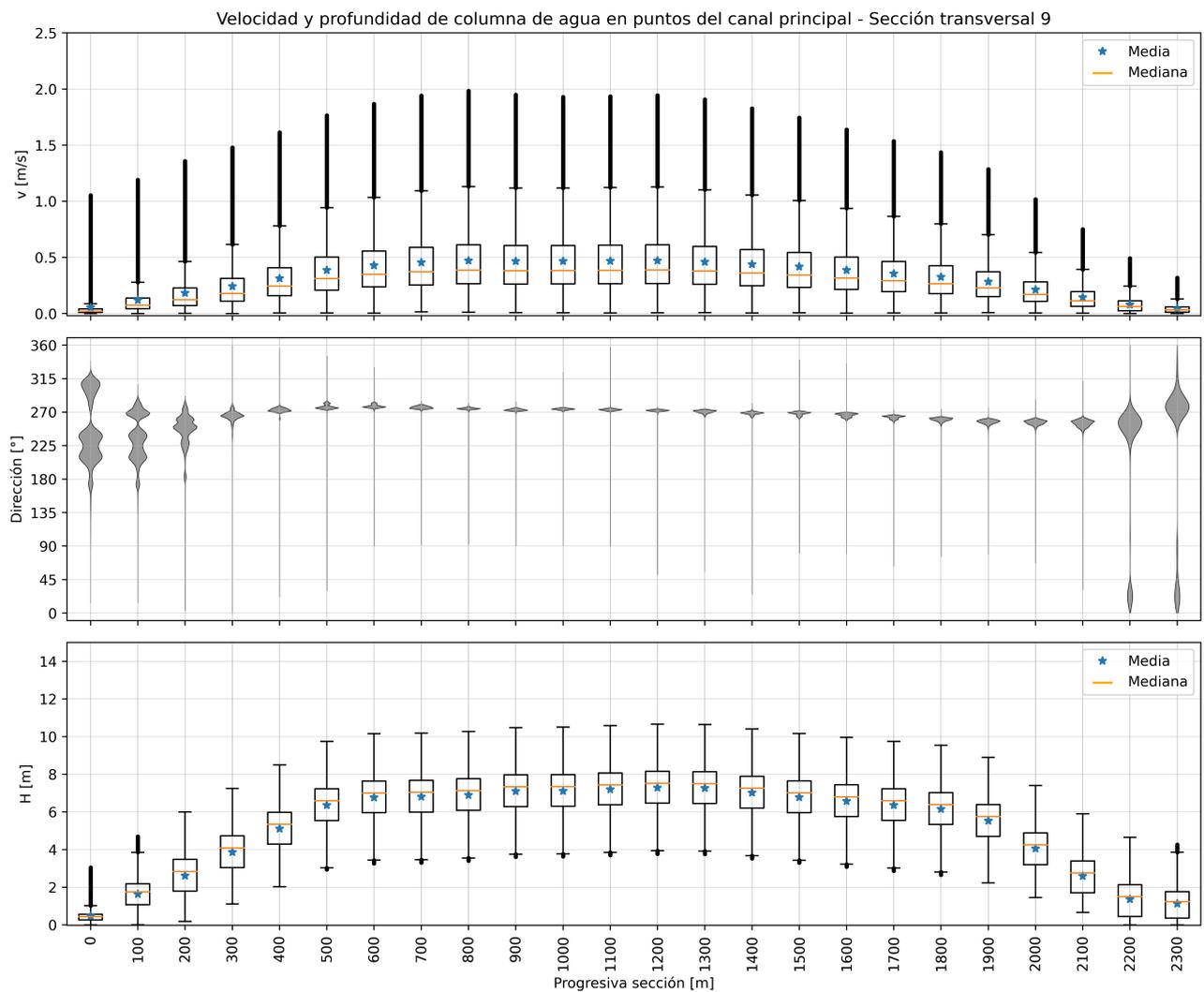


Figura F.18: Diagramas estadísticos sección transversal 9, canal principal.

Periodo 1: 2017-05-29 01:00:00 a 2017-06-19 12:00:00

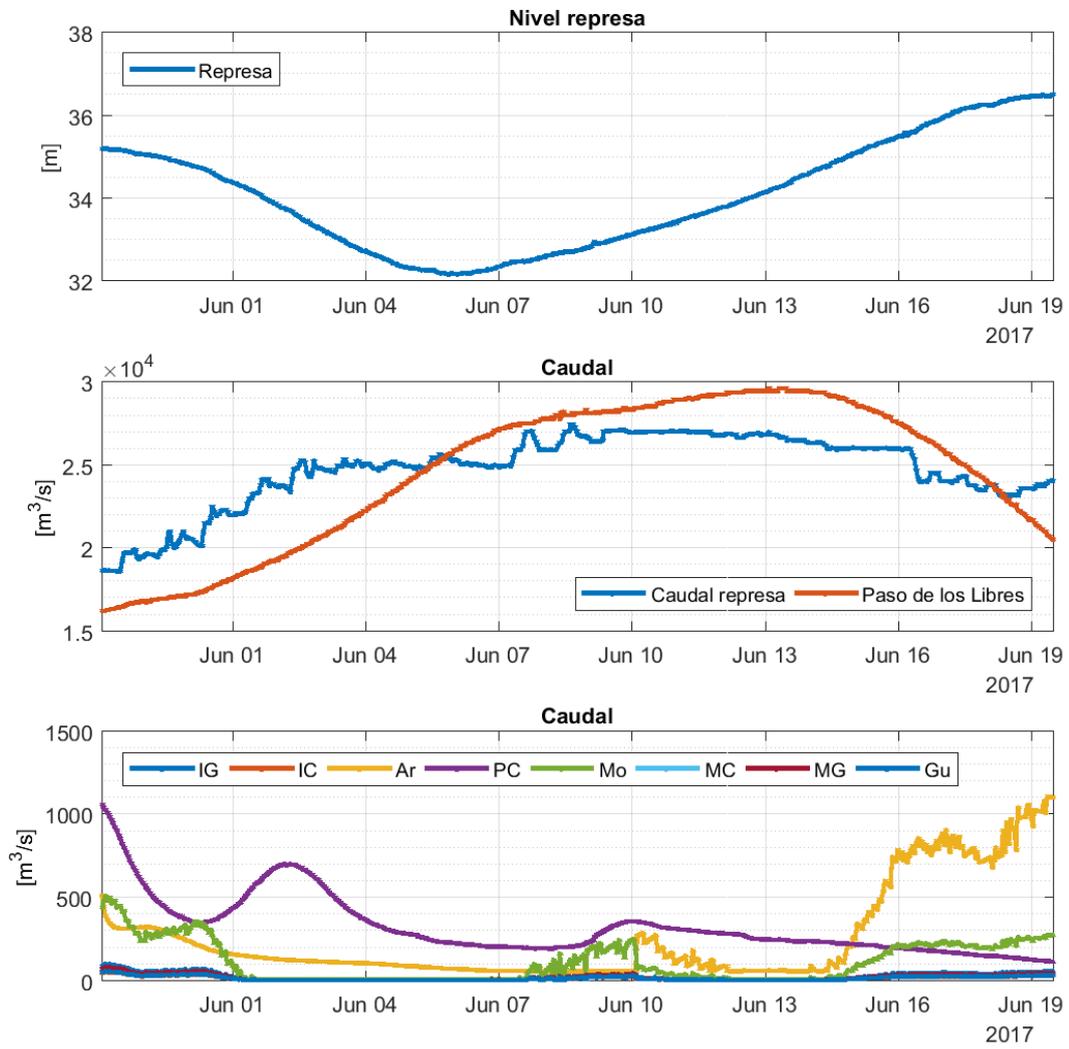


Figura F.19: Nivel y caudales para Periodo 1.

Periodo 2: 2017-10-16 01:00:00 a 2017-11-01 01:00:00

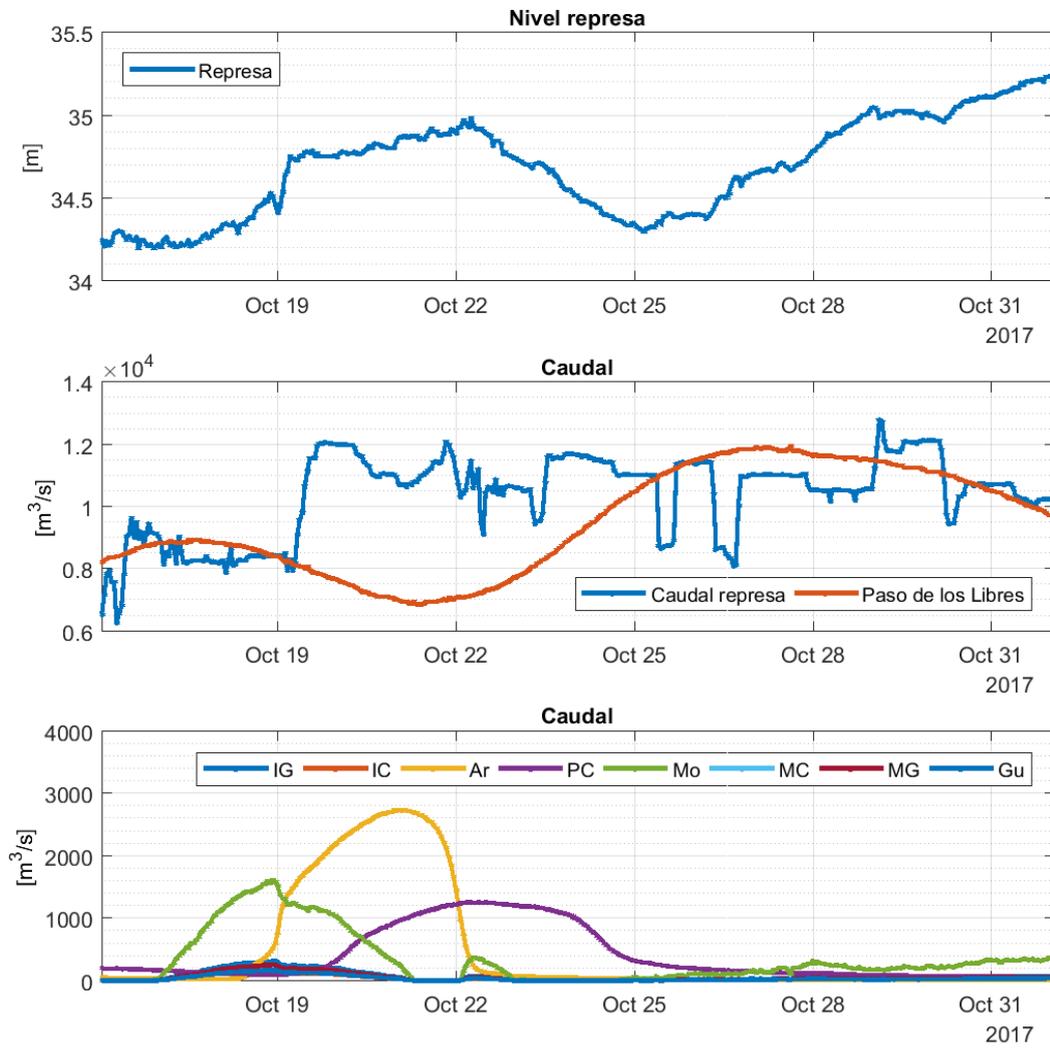


Figura F.20: Nivel y caudales para Periodo 2.

Periodo 3: 2018-05-01 01:00:00 a 2018-05-19 01:00:00

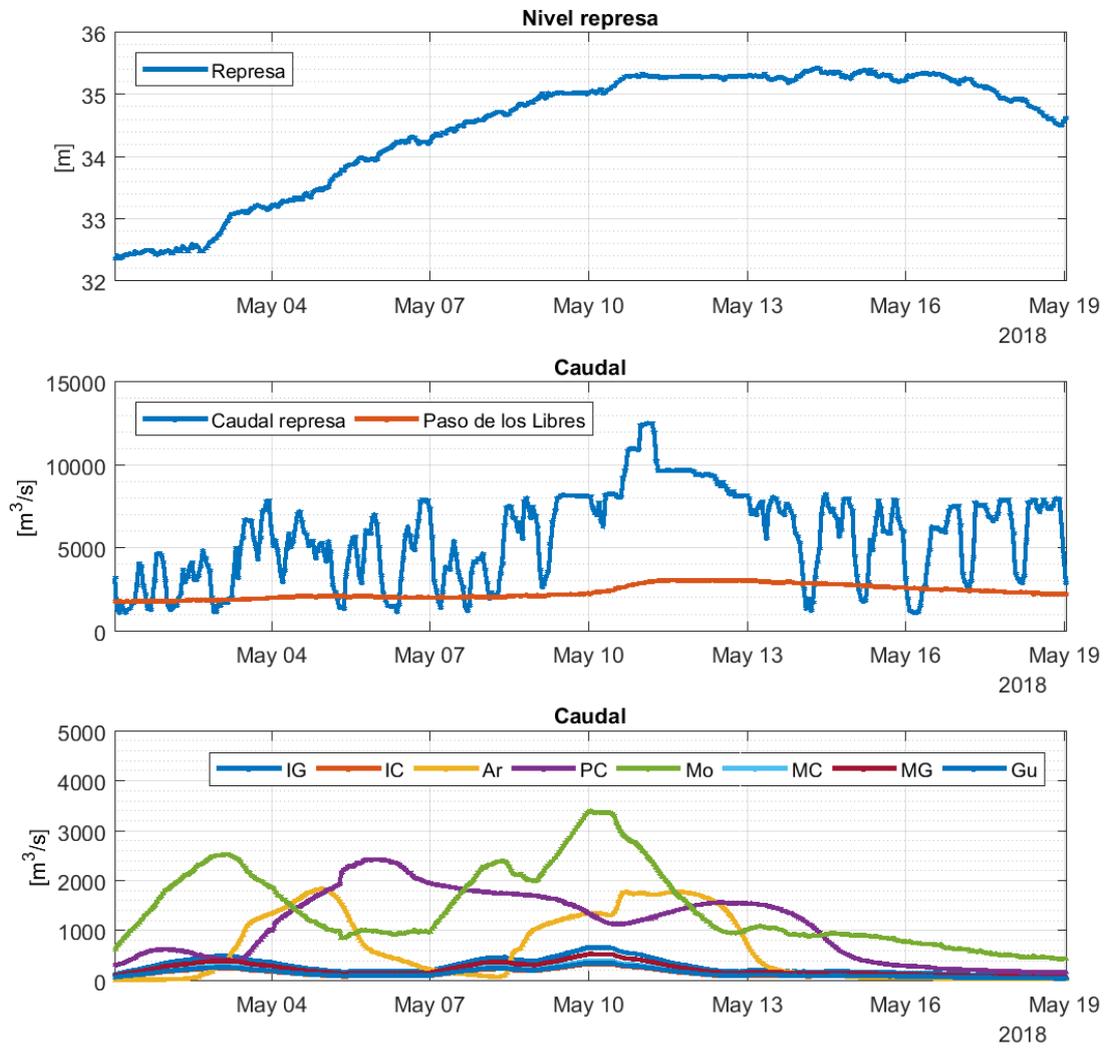


Figura F.21: Nivel y caudales para Periodo 3.

Periodo 4: 2018-08-20 01:00:00 a 2018-09-20 01:00:00

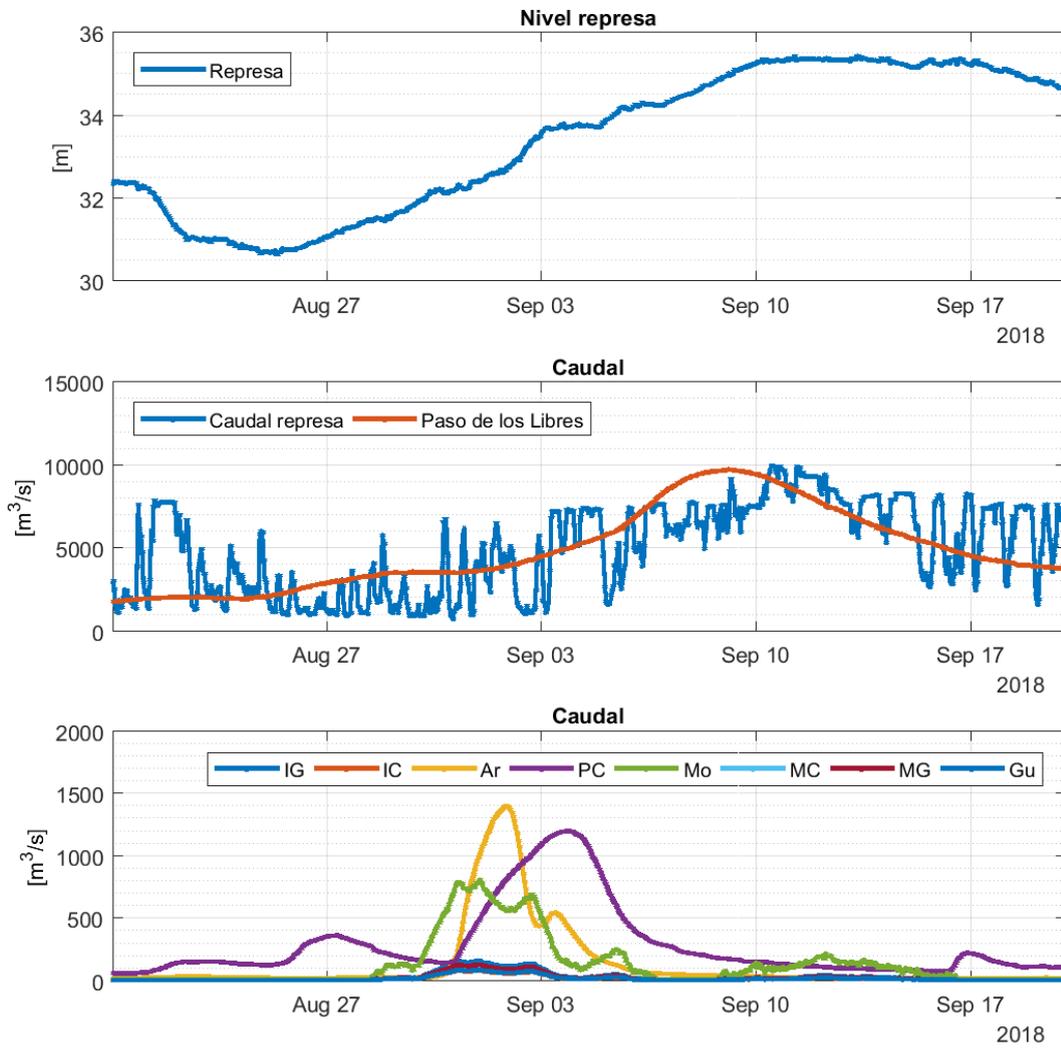


Figura F.22: Nivel y caudales para Periodo 4.

Periodo 5: 2019-01-06 03:00:00 a 2019-02-18 01:00:00

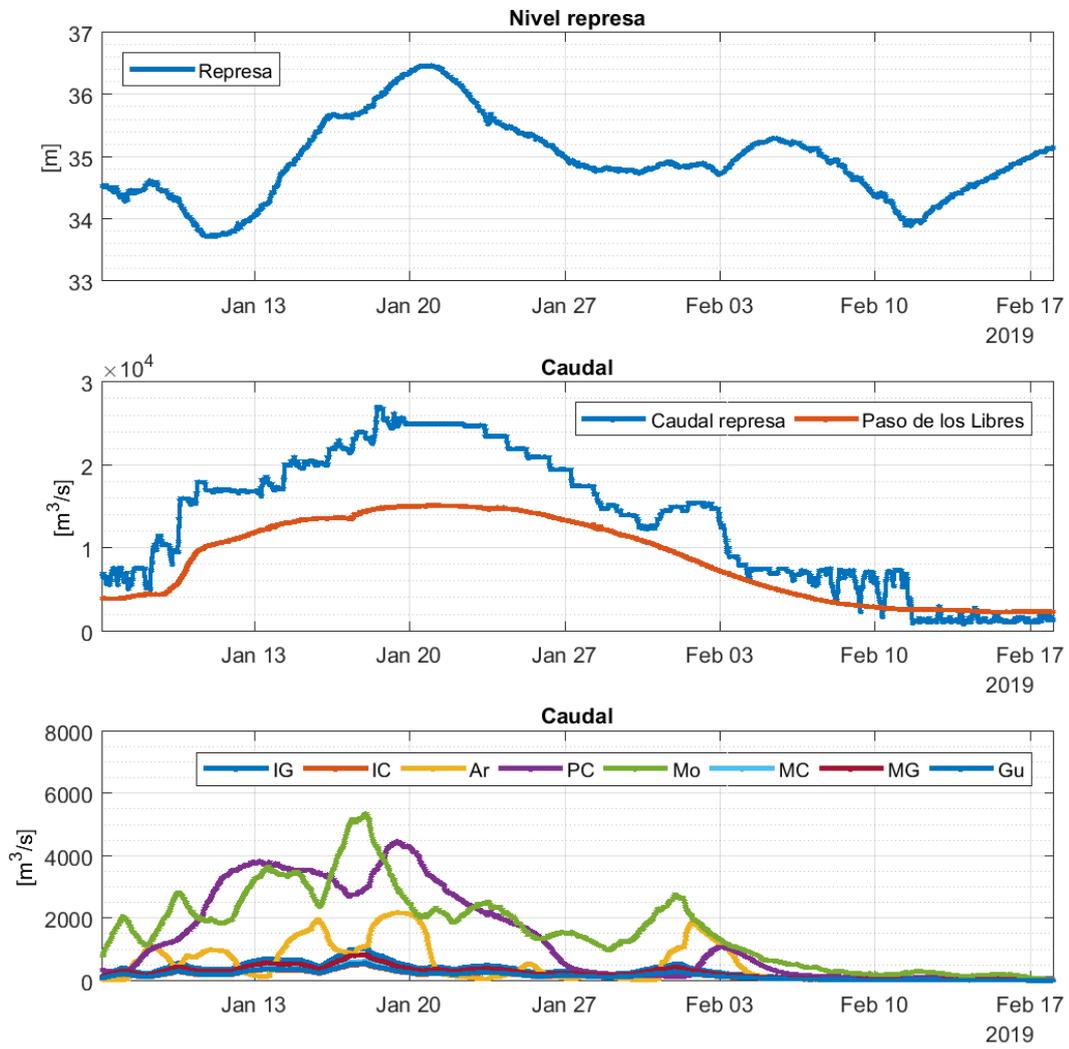


Figura F.23: Nivel y caudales para Periodo 5.

Periodo 6: 2020-03-21 01:00:00 a 2020-05-21 01:00:00

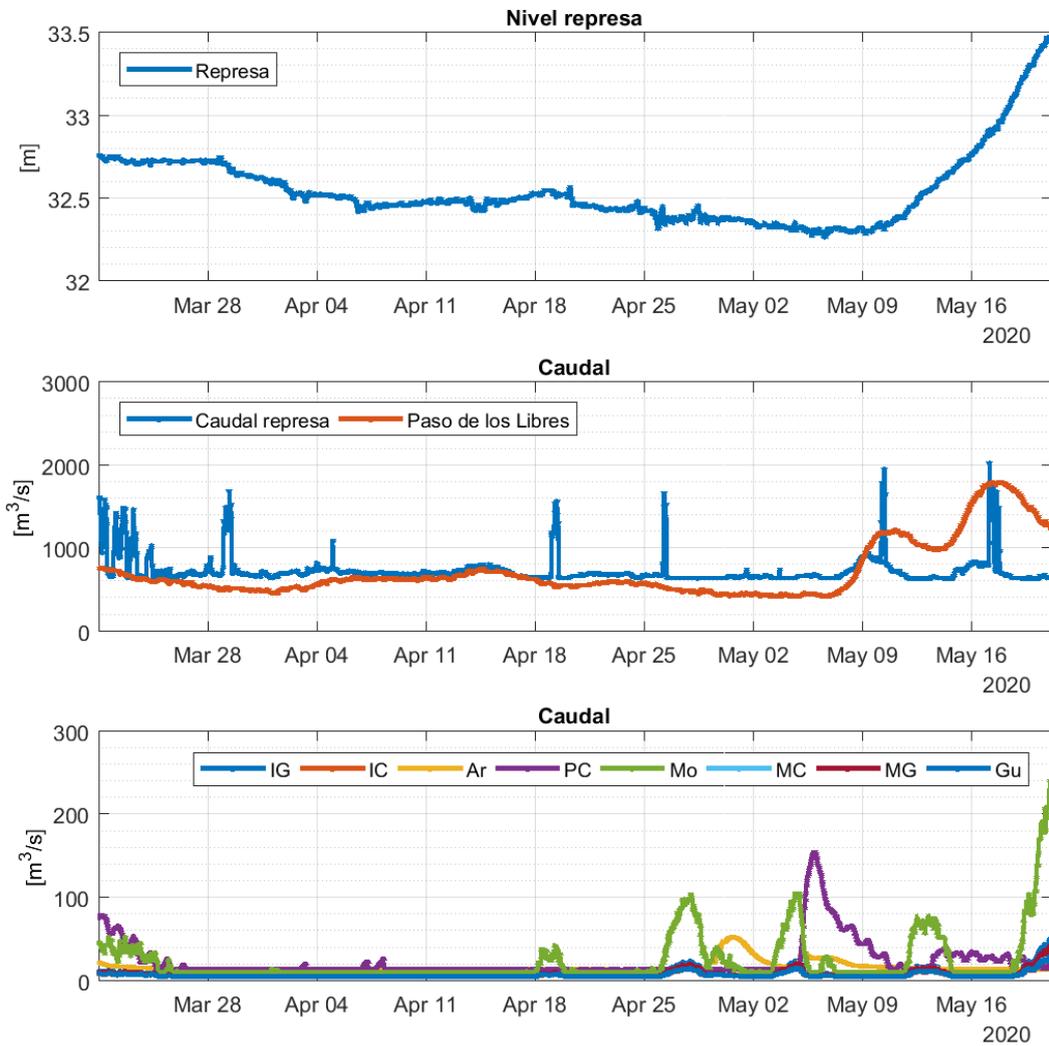


Figura F.24: Nivel y caudales para Periodo 6.

ANEXOS

Anexo A

Normas de uso del CHSG

En este anexo se presentan definiciones de niveles, caudales y modos de operación para el CHSG encontrados en [CTM-SG \(2006\)](#). En este sentido, los niveles de la superficie libre se definen referidas al Cero del Riachuelo (RA o cero MOP). La [Figura 1](#) ilustra la relación entre el Cero del Puerto de Montevideo, el Cero del Riachuelo y el Cero Wharton.

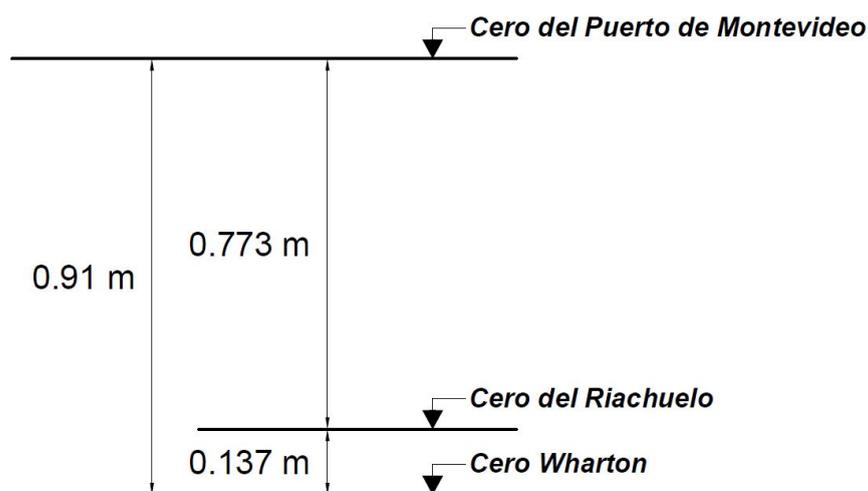


Figura 1: Relación entre cero del Puerto de Montevideo, cero del Riachuelo y cero Wharton.

A continuación, se presentan algunas definiciones encontradas para los niveles.

- **Nivel Máximo Extraordinario:** 38,80 m. Nivel máximo posible durante la crecida de diseño.
- **Nivel Crítico para Crecidas Extraordinarias:** 36,00 m. Nivel cuya superación no debe programarse o mantenerse cuando se cumplen las condiciones hidrológicas necesarias para la ocurrencia de la creciente de diseño.
- **Nivel Máximo Normal:** Definido por la línea de expropiación.
- **Niveles de Servidumbre:** Definen las franjas de ocupación temporaria de aguas durante las crecidas.
- **Nivel Nominal:** 35,00 m.
- **Nivel Mínimo de Operación Extraordinaria:** 25,00 m, coincidente con el Nivel Mínimo de Funcionamiento de las Turbinas.
- **Nivel Mínimo de Funcionamiento de los Vertederos:** 17,00 m.
- **Nivel de Alerta Aguas Abajo:** 11,00 m en la escala del Puerto de Concordia y 11,00 m en la escala del Puerto de Salto.
- **Nivel Aguas Abajo de Flexibilización Operativa:** 12,00 m en la escala del Puerto de Concordia y 12,30 m en la escala del Puerto de Salto.

A continuación, se presentan algunas definiciones para los caudales:

- **Caudal de Aporte:** Caudal medio diario de aporte al embalse.
- **Caudal Aguas Abajo:** Caudal medio diario erogado por la presa.
- **Caudal de Modulación:** 12.000 m^3/s . Máximo caudal medio diario evacuado de modulación.
- **Caudal de Navegación:** 600 m^3/s . Mínimo Caudal Aguas Abajo que permite atender las necesidades de la navegación.
- **Caudal de Agua Potable:** 400 m^3/s . Mínimo Caudal Aguas Abajo que permite atender las necesidades de agua potable de las poblaciones aguas abajo.

La operación del embalse se realiza de acuerdo al Modo de Operación, compatibilizando con las condiciones de seguridad de la propia presa y de las poblaciones aguas abajo. Se destacan los Modos de Operación:

- **Modo de Operación Energética:** Se prioriza la producción energética cuando el promedio del Caudal Pronóstico es superior al Caudal de Navegación, el nivel del embalse es superior al Nivel Mínimo de Operación Energética, y la operación permite un Caudal Aguas Abajo que no supera el Caudal de Modulación.
- **Modo de Operación en Crecida:** Se activa cuando los Caudales de Aporte o Pronóstico generan una programación con Caudal Aguas Abajo superior al Caudal de Modulación. Se definen tres tipos de crecidas:
 - *Crecida Ordinaria:* Los Caudales de Aporte o Pronóstico generan una programación con condiciones de Caudal Aguas Abajo superior al Caudal de Modulación sin superar el Nivel Aguas Abajo de Flexibilización Operativa.
 - *Crecida Extraordinaria:* El Caudal Pronóstico genera una programación donde el Nivel Aguas Abajo de Flexibilización Operativa será superado.
 - *Crecida Crítica:* Considerando los Caudales de Aporte y Pronóstico, el estado de la cuenca y la probabilidad de eventos hidrometeorológicos extremos, su desarrollo puede alcanzar una magnitud cercana o equivalente a la de diseño.
- **Modo de Operación en Estiaje:** Se da cuando los Caudales de Aporte o Pronóstico son menores al Caudal de Navegación. Se definen dos tipos de estiajes:
 - *Estiaje Severo:* El promedio del Caudal Pronóstico es inferior o igual al Caudal de Navegación y superior al Caudal de Agua Potable.
 - *Estiaje Extraordinario:* El promedio del Caudal Pronóstico es inferior o igual al Caudal de Agua Potable.
- **Modo de Operación Especial:** Las alteraciones en los programas de evacuación debidas a causas extraordinarias podrán dar lugar a operaciones especiales a criterio de la CTM-SG, que se encuentra facultada para apartarse de los procedimientos establecidos. Se definen dos tipos de operación especial:
 - *Operación Especial Imprevista:* Por ejemplo, ocasionada por una salida de servicio intempestiva de una o más máquinas en Salto Grande.
 - *Operación Especial Prevista:* Por ejemplo, ocasionada por una situación extraordinaria relacionada con la seguridad estructural de la obra.

[Fin del documento]