



**UNIVERSIDAD NACIONAL DEL LITORAL**  
**Facultad de Ingeniería y Ciencias Hídricas**

**ESTUDIO DE LA DISPERSIÓN DE ESCALARES EN EL  
RÍO SALADO MEDIANTE ESTUDIOS DE CAMPO,  
LABORATORIO Y GABINETE.**

**Lucas Emanuel Palman Wirth**

Tesis remitida al Comité Académico de la Maestría  
como parte de los requisitos para la obtención  
del grado de  
MAGÍSTER EN INGENIERÍA  
DE LOS RECURSOS HÍDRICOS  
de la  
UNIVERSIDAD NACIONAL DEL LITORAL

**2021**

Comisión de Posgrado, Facultad de Ingeniería y Ciencias Hídricas, Ciudad Universitaria, Paraje "El Pozo",  
S3000, Santa Fe, Argentina



**UNIVERSIDAD NACIONAL DEL LITORAL**  
**Facultad de Ingeniería y Ciencias Hídricas**

**ESTUDIO DE LA DISPERSIÓN DE ESCALARES EN EL  
RÍO SALADO MEDIANTE ESTUDIOS DE CAMPO,  
LABORATORIO Y GABINETE.**

**Lucas Emanuel Palman Wirth**

**Lugar de Trabajo:**

FICH  
Facultad de Ingeniería y Ciencias Hídricas  
Universidad Nacional del Litoral

**Director:**

Alfredo Trento FICH (UNL)

**Co-director:**

Ana Ma. Teresita Álvarez FICH (UNL)

**Jurado Evaluador:**

Pedocchi Francisco IMFIA-UdeLaR (Uruguay)  
Riccardi, Gerardo FCEIA (UNR)  
Szupiany, Ricardo FICH (UNL)



**UNIVERSIDAD NACIONAL DEL LITORAL**  
**Facultad de Ingeniería y Ciencias Hídricas**

Santa Fe, 19 de mayo de 2021.

Como miembros del Jurado Evaluador de la Tesis de Maestría titulada *“Estudio de la dispersión de escalares en el Río Salado mediante estudios de campo, laboratorio y gabinete”*, desarrollada por el Ing. Lucas Emanuel PALMAN, certificamos que hemos evaluado la Tesis y recomendamos que sea aceptada como parte de los requisitos para la obtención del título de Magister en Ingeniería de los Recursos Hídricos. La aprobación final de esta disertación está condicionada a la presentación de dos copias encuadernadas de la versión final de la Tesis ante el Comité Académico de la Maestría en Ingeniería de los Recursos Hídricos.

-----  
Dr. Gerardo Riccardi

-----  
Dr. Francisco Pedocchi

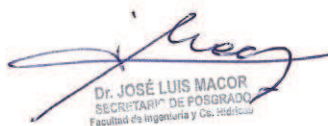
-----  
Dr. Ricardo Szupiany

Santa Fe, 19 de mayo de 2021.

Certifico haber leído esta Tesis preparada bajo mi dirección y recomiendo que sea aceptada como parte de los requisitos para la obtención del título de Magister en Ingeniería de los Recursos Hídricos.

-----  
Mag. Ana María Teresita Álvarez  
Codirectora de Tesis

-----  
Dr. Alfredo Trento  
Director de Tesis

  
Dr. JOSÉ LUIS MACOR  
SECRETARÍA DE POSGRADO  
Facultad de Ingeniería y Ciencias Hídricas

Universidad Nacional del Litoral  
Facultad de Ingeniería y  
Ciencias Hídricas  
Secretaría de Posgrado

Ciudad Universitaria  
C.C. 217  
Ruta Nacional N° 168 - Km. 472,4  
(3000) Santa Fe  
Tel: (54) (0342) 4575 229  
Fax: (54) (0342) 4575 224  
E-mail: posgrado@fich.unl.edu.ar

## **Declaración legal del autor**

Esta Tesis ha sido remitida como parte de los requisitos para la obtención del grado académico de Magíster en Ingeniería de los Recursos Hídricos ante la Universidad Nacional del Litoral y ha sido depositada en la Biblioteca de la Facultad de Ingeniería y Ciencias Hídricas para que esté a disposición de sus lectores bajo las condiciones estipuladas por el Reglamento de la mencionada Biblioteca.

Citaciones breves de esta Tesis son permitidas sin la necesidad de un permiso especial, en la suposición de que la fuente sea correctamente citada. Solicitudes de permiso para una citación extendida o para la reproducción parcial o total de este manuscrito serán exigidas por el portador legal del derecho de propiedad intelectual de la obra.

A Paloma, a mis padres

## AGRADECIMIENTOS

En primer lugar, a la Universidad Nacional, pública y gratuita, sostenida por el esfuerzo de cada Argentino, principalmente por los que menos tienen.

A mi Director y Co-Directora, Alfredo y Tere. No solo por su dedicación en todo el proceso de elaboración de la Tesis, sino, principalmente, por su compromiso dentro y fuera de la universidad, su lucha por una sociedad más justa, su ética intachable.

A Daniela, mi compañera, en todo momento.

A mis amigos.

A Claudio Zenclussen y Martín Pez, integrantes del proyecto, cuyos aportes en la planificación de la campaña de trazadores como en la confección del modelo numérico, fueron fundamentales en el desarrollo de ésta Tesis.

A Francisco Latosinski y Lucas Domínguez, por su participación en los relevamientos de campo, y su predisposición invaluable de asesoramiento ante cualquier duda.

Al chofer y al timonel de la FICH, por su responsabilidad profesional durante el desarrollo de las tareas de campo.

A la Facultad de Ingeniería y Ciencias Hídricas, por facilitar los equipos de medición, por el dictado de los cursos de la Maestría.

A todo el grupo de trabajo del proyecto: Matías Imhoff, Verónica Lanza, Sebastián Villalba, Elián Stürtz, Ileana Menna, Alex Wolfenson, por su colaboración, sugerencias y sobre todo su capacidad de trabajo en equipo.

## INDICE GENERAL

RESUMEN.....	XIII
ABSTRACT.....	XIV
1 INTRODUCCIÓN.....	1
2 OBJETIVOS.....	3
2.1 GENERALES .....	3
2.2 PARTICULARES .....	3
3 CARACTERÍSTICAS HIDROAMBIENTALES DEL TRAMO DE ESTUDIO	
4	
4 ANTECEDENTES Y MARCO TEÓRICO.....	11
4.1 Definiciones .....	11
4.1.1 Ley de Fick.....	11
4.1.2 Dispersión en canales .....	12
4.2 Modelo Matemático.....	13
4.3 Métodos de observación.....	19
4.3.1 Método de los momentos.....	19
4.3.2 Simulación numérica.....	19
4.4 Métodos estimación .....	20
4.4.1 Formulas analíticas .....	20
4.4.2 Formulas empíricas.....	24
5 MODELO NUMÉRICO.....	30
5.1 Características generales del modelo.....	30
5.2 Escala espacial y temporal del modelo conceptual y numérico .....	32
5.2.1 Conflicto de escala y tipos de modelos de transporte.....	33
5.2.2 Escala espacial .....	33
5.2.3 Escala temporal .....	34
5.2.4 Campo próximo y lejano.....	34
5.3 Modelo Hidrodinámico.....	35
5.3.1 Formulación Matemática del Modelo Hidrodinámico .....	35
5.3.2 Modelación Numérica del modelo hidrodinámico 2DH .....	38
5.3.3 Condición de contorno.....	38
5.3.4 Malla.....	39
5.4 Modelo de transporte Lagrangeano .....	41
5.4.1 Formulación numérica.....	43
5.4.2 Verificación del modelo de transporte .....	43
6 ESTUDIOS DE CAMPO .....	48
6.1 Ensayo de trazadores .....	48
6.1.1 Consideraciones.....	48
6.1.2 Materiales y método .....	49
6.1.3 Resultados .....	58
6.2 Medición Hidrodinámica.....	62
7 DETERMINACIÓN DE $K_L$ Y $K_T$ .....	69
7.1 SIMULACIÓN NUMÉRICA .....	69
7.1.1 Simulación hidrodinámica.....	69

7.1.2	Simulación de Transporte del trazador .....	73
7.2	ESTIMACIONES ANALÍTICAS Y EMPÍRICAS.....	90
7.2.1	Ecuaciones analíticas.....	90
7.2.2	Ecuaciones empíricas .....	94
7.3	DISCUSIÓN DE RESULTADOS.....	96
8	CONCLUSIONES.....	100
8.1	GENERALES .....	100
8.2	APORTES DE LA TESIS .....	101
8.3	FUTUROS ESTUDIOS .....	102
9	ANEXO .....	103
10	GLOSARIO .....	115
11	BIBLIOGRAFÍA.....	117

## ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 3.1:	Ubicación zona de estudio. ....	5
Figura 3.2:	Detalle tramo de estudio. Imagen Google Earth – 9-8-2018 (HRP70=1.12 m).....	5
Figura 3.3:	Cuencas del Río Salado en la Prov. de Santa Fe. ....	6
Figura 3.4:	Caudales medios mensuales. Serie 1954-2016. ....	7
Figura 3.5:	Curvas granulométricas típicas del sedimento en suspensión en el tramo de estudio (adaptado de Filippa et al., 2011). ....	8
Figura 4.1:	Mezcla de solutos de acuerdo con la teoría de dispersión por advección diferencial. (Park 2017). ....	13
Figura 4.2:	Esquema del fenómeno de dispersión en cauces .....	17
Figura 4.3:	Metodologías para determinación de coeficientes de dispersión (adaptado de Baek y Seo, 2016).....	18
Figura 4.4:	Conceptualización del método de Chickwendu para determinación de $D_L$ , (adaptado de Boxal y Guymmer 2003).....	23
Figura 4.5:	Esquema de discretización del perfil vertical .....	24
Figura 5.1:	Escala espacial y temporal típica de los procesos de mezcla. (Adaptado de Jirka et al., 1976).....	35
Figura 5.2:	Sistema de coordenadas del Modelo Hidrodinámico (Rosman, 2015) ...	36
Figura 5.3:	Dominio de modelación. Tramo de estudio. ....	39
Figura 5.4:	Malla del tramo de estudio.....	40
Figura 5.5:	Detalle de nodos y elementos.....	40
Figura 5.6:	Vista general (superior) y detalle (inferior) de la malla canal prototipo. Los nodos resaltados con un círculo verde indican los puntos de control. ....	44
Figura 5.7:	Resultados gráficos. Comparación de nubes modelo analítico (izq.) y numérico (der.). Nube 1 a 500 m del punto de inyección (PI).....	46
Figura 5.8:	Perfiles de Concentración-Progresiva $x$ . ....	46
Figura 5.9:	Perfiles de Concentración-Progresiva $y$ . ....	47
Figura 6.1:	Rodamina WT en estado sólido (izq.) y disuelta en agua de río (der.)...	50
Figura 6.2:	Sonda YSI, sensor de Rodamina y esquema de funcionamiento. ....	51
Figura 6.3:	Embarcación semirrígida. Navegación al punto de inyección. ....	51
Figura 6.4:	Embarcación atada y ADCP 1200 kHz. ....	52
Figura 6.5:	Preparación de equipos de campaña. ....	53



Figura 6.6: Equipo DGPS. ....	53
Figura 6.7: Verificación Sensor de Rodamina. ....	55
Figura 6.8: Zona del ensayo. Ubicación de muestreos. (Imagen Google Earth 14-1-2016 HRP70=3.95 m) .....	56
Figura 6.9: Inyección del trazador. Secuencia fotográfica.....	57
Figura 6.10: Ubicación de muestreos desde las márgenes. Imagen Google Earth....	58
Figura 6.11: Curva <i>C-t</i> . Nube S1 – Progresiva 1000 m.....	60
Figura 6.12: Curva <i>C-t</i> . Nube S2 – Progresiva 3000 m.....	60
Figura 6.13: Curva <i>C-t</i> . Nube S3 – Progresiva 4500 m.....	61
Figura 6.14: Curvas <i>C-t</i> . Nubes S1, S2 y S3.....	61
Figura 6.15: Valores de concentración y desvíos de muestras tomadas desde la margen en S1. Los valores negativos de concentración indican ausencia de trazador.....	62
Figura 6.16: Batimetrías y aforos con ADCP campaña 1-4-2014. (Imagen Google Earth 9-8-2017).....	63
Figura 6.17: Sección de aforo S0. Prog. desde MI. Velocidad principal (escala derecha en cm/s) y vectores de flujo secundario.....	65
Figura 6.18: Sección de aforo R1. Prog. desde MI. Velocidad principal (escala derecha en cm/s) y vectores de flujo secundario.....	65
Figura 6.19: Sección de aforo R2. Prog. desde MI. Velocidad principal (escala derecha en cm/s) y vectores de flujo secundario .....	66
Figura 6.20: Sección de aforo R3. Prog. desde MI. Velocidad principal (escala derecha en cm/s) y vectores de flujo secundario.....	66
Figura 6.21: Sección de aforo R4. Prog. desde MI. Velocidad principal (escala derecha en cm/s) y vectores de flujo secundario.....	67
Figura 6.22: Sección de aforo R5. Prog. desde MI. Velocidad principal (escala derecha en cm/s) y vectores de flujo secundario.....	67
Figura 6.23: Perfiles de velocidad transversal medidos en el centro de la sección S0, R1, R2, R3, R4 y R5. ....	68
Figura 7.1: Comparación de resultados medidos y simulados. ....	70
Figura 7.2: Comparación de resultados medidos y simulados. ....	71
Figura 7.3: Mapa de profundidades simuladas. (Imagen Google Earth 9-8-2017) ..	72
Figura 7.4: Mapa de velocidades módulos simuladas. (Imagen Google Earth 9-8-2017) .....	72
Figura 7.5: Mapa de tensiones de corte simuladas (Imagen Google Earth 9-8-2017).....	73
Figura 7.6: Nubes de partículas en los instantes 1560 s, 3990 s y 5910 s. ....	75
Figura 7.7: Curvas de isoconcentraciones en los instantes 1560 s, 3990 s y 5910 s... 75	
Figura 7.8: Detalles de nubes (izq.) y curvas de isoconcentraciones (der.) para los instantes 1560 s, 3990 s y 5910 s.....	76
Figura 7.9: Campo de velocidades (módulo) y curvas de concentración.....	77
Figura 7.10: Curvas de concentración simuladas (traza negra) y.....	78
Figura 7.11: Curvas de concentración simuladas (traza negra) y.....	78
Figura 7.12: Curvas de concentración simuladas (traza negra) y.....	79
Figura 7.13: Concentraciones simuladas y medidas desde la margen. ....	79
Figura 7.14: Evolución de la nube de partículas simulada para los tiempos 900 s, 1500 s, 2100 s, 3000 s, 3900 s, 5100 s y 6300 s. Línea de <i>talweg</i> (traza amarilla) y línea de	

máxima velocidad (traza azul) y ubicación de secciones de medición de trazador. .	81
Figura 7.15: Evolución del trazador Tramo 1. Desde el tiempo 300 s a 1500 s. Nube de partículas (arriba) y curvas de isoconcentración (abajo). Línea de <i>talweg</i> (traza amarilla) y línea de máxima velocidad (traza azul) y curvas de isovelocidad (grises). PI (punto de inyección); <i>W</i> : ancho superficial. ....	82
Figura 7.16: Evolución del trazador Tramo 2 para el tiempo 2100 s, 2400 s y 2700 s. Nube de partículas (izq.) y curvas de isoconcentración (der.). Línea de <i>talweg</i> (traza amarilla) y línea de máxima velocidad (traza azul) y curvas de isovelocidad (grises). ....	84
Figura 7.17: Evolución del trazador Tramo 3 para el tiempo 3600 s, 3900 s y 4500 s. Nube de partículas (izq.) y curvas de isoconcentración (der.). Línea de <i>talweg</i> (traza amarilla) y línea de máxima velocidad (traza azul) y curvas de isovelocidad (grises). ....	86
Figura 7.18: Evolución del trazador Tramo 4 para el tiempo 5400 s, 5700 s y 6000 s. Nube de partículas (izq.) y curvas de isoconcentración (der.). Línea de <i>talweg</i> (traza amarilla) y línea de máxima velocidad (traza azul) y curvas de isovelocidad (grises). ....	88
Figura 7.19: Variación espacial de $K_L$ . ....	89
Figura 7.20: Variación espacial de $K_T$ . ....	89
Figura 7.21: Comparación $K_T$ calibrado y estimado con expresiones analíticas .....	92
Figura 7.22: Comparación $K_L$ calibrado y $D_L$ estimado con Chickwendu. ....	92
Figura 7.23: Variación de $K_T$ y $D_L$ en meandro calculados por Fischer. ....	93
Figura 7.24: Variación de $K_T$ y $D_L$ en meandro calculados por Chickwendu. ....	93
Figura 7.25: Variación de $K_T$ y $D_L$ en meandro calculados por SisBaHiA. ....	93
Figura 7.26: Comparación $K_T$ calibrado y estimado. ....	94
Figura 7.27: $K_T$ medidos y calibrados en función de relaciones hidráulicas. ....	97
Figura 7.28: $K_L$ medidos y calibrados en función de relaciones hidráulicas. ....	97
Figura 1: Imagen Google Earth 18-5-2020 $H_{RP70}=0.86$ m. Sección S0. ....	103
Figura 2: Campo de velocidades en sección S0. ....	104
Figura 3: Sección de aforo S0. Prog. desde MI. Velocidad principal (escala derecha en cm/s) y vectores de flujo secundario. ....	104
Figura 4: Imagen Google Earth 18-5-2020 $H_{RP70}=0.86$ m. Sección R1, R2, R3, R4 y R5. ....	105
Figura 5: Campo de velocidades en R1. ....	106
Figura 6: Sección de aforo R1. Prog. desde MI. Velocidad principal (escala derecha en cm/s) y vectores de flujo secundario. ....	106
Figura 7: Campo de velocidades en sección R2. ....	107
Figura 8: Sección de aforo R2. Prog. desde MI. Velocidad principal (escala derecha en cm/s) y vectores de flujo secundario. ....	108
Figura 9: Campo de velocidades en sección R4. ....	109
Figura 10: Sección de aforo R4. Prog. desde MI. Velocidad principal (escala derecha en cm/s) y vectores de flujo secundario. ....	109
Figura 11: Campo de velocidades en sección R3. ....	110
Figura 10: Sección de aforo R3. Prog. desde MI. Velocidad principal (escala derecha en cm/s) y vectores de flujo secundario. ....	111
Figura 13: Campo de velocidades en sección R5. ....	112

Figura 14: Sección de aforo R5. Prog. desde MI. Velocidad principal (escala derecha en cm/s) y vectores de flujo secundario..... 113

Figura 15: (arriba) Imagen satelital Google Earth 10-10-2005 -  $H_{RP70}=0.11$  m. Se aprecia el frente de avance del *point bar*. (abajo) Perfil batimétrico donde se indica la profundidad del banco en diferentes tramos..... 113

Figura 16: Imágenes Landsat 7 para 14-12-2013 y 5-7-2015 señalando el *point bar* aguas arriba de R5. Las imágenes dan cuenta de la presencia del banco antes y después de la campaña de 2014..... 114

Figura 17: Línea de *talweg* y de máxima velocidad simulada. Campaña 1-4-2014. 114

## ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 3.1: Valores típicos de SDT y SST del tramo de estudio. .... 9

Tabla 5.1: Valores de rugosidad equivalente adaptado de Abbott y Basco (1989)... 37

Tabla 5.2: Condiciones de contorno e iniciales. .... 39

Tabla 5.3: Datos de entrada al modelo de transporte..... 45

Tabla 5.4: Resultados comparados modelo analítico vs numérico.  $C_p$ : Concentración pico,  $t_p$ : tiempo de concentración pico (desde la inyección), *Long. X* e *Y*: extensión de la nube en *x* e *y* respectivamente..... 47

Tabla 5.5: Cálculo de masa. .... 47

Tabla 6.1: Estimación de  $L_{CT}$  y  $L_{CV}$  y de la masa de trazador a inyectar para diferentes escenarios. Donde  $S_f$  es la pendiente de energía normal..... 55

Tabla 6.2: Valores característicos de las nubes medidas..... 59

Tabla 6.3: Resumen de aforos con ADCP..... 64

Tabla 7.1: Condiciones iniciales y de borde del sistema hidrodinámico..... 69

Tabla 7.2: Resultados comparados de mediciones y simulación. .... 69

Tabla 7.3: Variables de entrada al modelo..... 74

Tabla 7.4: Cálculo de conservación de masa ..... 74

Tabla 7.5: Cálculo de masa asumiendo mezcla completa en la transversal. .... 74

Tabla 7.6: Comparación de estadísticos de curvas de concentración ..... 80

Tabla 7.7: Coeficientes de dispersión calculados en las secciones de medición. .... 80

Tabla 7.8: Cálculo de  $D_L$  con fórmulas analíticas y  $K_L$  con SisBaHiA. .... 90

Tabla 7.9: Cálculo de  $K_T$  con fórmulas analíticas y SisBaHiA..... 90

Tabla 7.10: Estimación de  $D_L$  con expresiones empíricas y  $K_L$  calculado con SisBaHiA. .... 95

Tabla 7.11: Estimación de  $K_T$  con expresiones empíricas. .... 95

Tabla 7.12: Set de datos de  $K_T$  y  $K_L$  medidos (cont.). .... 98

Tabla 7.13: Set de datos de Set de datos de  $K_T$  y  $K_L$  medidos. .... 99

## RESUMEN

En el presente trabajo se estudió el transporte de escalares en un tramo del río Salado (Santa Fe) aplicando métodos de campo, laboratorio y gabinete. El tramo de análisis recibe descargas de tipo industrial y domiciliarias, que son luego transportadas por el río, por lo que su estudio reviste importancia desde el punto de vista ambiental. El transporte de escalares puede ser explicado por la ecuación de advección-dispersión, y cuyos parámetros fundamentales son los coeficientes de dispersión transversal ( $K_T$ ) y longitudinal ( $K_L$ ). Para la determinación de  $K_T$  y  $K_L$  se realizó un ensayo con trazador fluorescente y mediciones hidrodinámicas en un escenario de cauce lleno. Se llevó a cabo una inyección instantánea del trazador conservativo Rodamina WT y se registró el pasaje de la nube en tres secciones aguas abajo con una sonda multiparamétrica. Se realizaron mediciones de detalle tanto de la geometría del cauce como del campo de velocidades utilizando un equipo *Doppler*. El tramo de meandros tortuosos, curvas cerradas, secciones irregulares y un escenario hidrométrico de crecida, generaron un complejo campo de flujo con altas velocidades migrando entre las márgenes y desfasadas de la línea de *talweg*. Estas condiciones hicieron que la nube de trazador evolucione con una configuración irregular generando tres zonas de altas concentraciones en una misma sección y largas colas. Dicha configuración se mantuvo en todo el tramo simulado, verificándose así la bidimensionalidad del fenómeno. Las metodologías para determinar  $K_T$  y  $K_L$  fueron: simulación numérica hidrodinámica y transporte con un modelo 2DH, aplicación de ecuaciones analíticas y expresiones empíricas. La simulación consistió, primero, en implementar y calibrar el módulo hidrodinámico. Luego se aplicó el módulo de transporte Lagrangeano y se ajustaron los coeficientes mediante la comparación de las curvas concentración medidas y simuladas con muy buenos resultados.

Se aplicaron las expresiones analíticas de Fischer (integral triple) y Chickwendu que utilizan las velocidades medidas en detalle para el cálculo de los coeficientes  $K_T$ . Los valores obtenidos por ambas expresiones fueron del mismo orden que los simulados. En el cálculo de  $K_L$  el método de Chickwendu mostró resultados satisfactorios.

Se emplearon una decena de expresiones empíricas disponibles en la literatura, de las cuales algunas mostraron muy buenos ajustes en el cálculo de  $K_T$ .

## ABSTRACT

Present work, the transport of scalars in a stretch of the Salado River (Santa Fe) were studied applying field, laboratory and cabinet methods. The analysis section's receives industrial and domestic discharges, which are then transported by the river, so its study is important from an environmental point of view. Scalar transport can be explained by the advection-dispersion equation, whose fundamental parameters are the transverse ( $K_T$ ) and longitudinal ( $K_L$ ) dispersion coefficients. For the determination of  $K_T$  and  $K_L$ , fluorescent tracer test and detailed hydrodynamic measurements were performed in a *bankfull* scenerie. A instantaneous injection of the conservative tracer Rhodamine WT was conducted and the passage of the cloud in three downstream reach was recorded with a multiparametric probe. Detailed measurements of both the channel geometry and the flow field using *Doppler* equipment were made. The section of tortuous meanders, sharp curves, irregular sections and a flood hydrometric stage, generated a complex flow field with high speeds migrating between the margins and out of phase of the talweg line. These conditions caused the tracer cloud to evolve with an irregular configuration, generating three zones of high concentrations in the same section and long tails. This configuration was maintained throughout the simulated stretch, verifying then two-dimensionality of the phenomenon. To determine the  $K_T$  and  $K_L$ , hydrodynamic and transport numerical simulations were performed with a 2DH model, and analytical equations and empirical expressions were evaluated. The simulation consisted, first, of implementing and calibrating the hydrodynamic module. Then the Lagrangean transport modulus was applied and the coefficients were adjusted by comparing the measured and simulated concentration curves with very good results.

The analytical expressions of Fischer and Chickwendu were applied that use the velocity measuring on detail for the calculation of the  $K_T$  coefficients. The values obtained by both expressions were of the same order as those simulated. In the calculation of  $K_L$  the Chickwendu method showed satisfactory results.

A dozen empirical expressions were used, which calculated values much higher than those simulated, with some exceptions in the  $K_T$  calculation where very good adjustments were achieved.

# 1 INTRODUCCIÓN

Los escalares que transportan los cursos de agua (como los sedimentos) son fundamentales en el desarrollo de las poblaciones, ya que sus características físico-químicas y su distribución, serán condicionantes en el uso del recurso tales como el aprovechamiento para consumo humano y animal, la navegación, la conservación y desarrollo de los ecosistemas, o actividades deportivas y recreativas. Junto con los sedimentos, los constituyentes -entendiendo como tal a cualquier ente que describe de alguna forma el estado de la calidad del medio en el que se encuentra-, como el oxígeno disuelto (OD), la demanda bioquímica de oxígeno (DBO), metales pesados, sales y bacterias coliformes son transportados por los cursos de agua y son fundamentales desde el punto de vista ambiental. Cada uno de estos constituyentes posee una mecánica propia de transporte conforme a sus características físico-químicas intrínsecas y del medio donde se encuentran, por lo que el conocimiento de su distribución espacial y temporal es esencial para la toma de decisiones.

Estos constituyentes ingresan a los cuerpos de agua ya sea a través de fuentes puntuales, como descargas industriales, o de manera difusa a través del lavado de la cuenca. En el caso particular de la cuenca inferior del río Salado, que forma parte de una región donde se asientan ciudades, poblaciones e importantes industrias agroalimenticias, ambos tipos de fuentes están presentes. En las últimas décadas distintos autores (Gallo et al., [2006](#), Gagnetten y Paggi, [2009](#); Cazenave et al., [2009](#); Zilli y Gagnetten, [2005](#); Gagnetten y Ceresoli, [2004](#)) han estudiado las características hidroambientales de este tramo del río (entre las localidades de San Justo y Esperanza) y sus afluentes (los arroyos Cululú y Las Prusianas) ya que constituyen los receptores naturales de distintas descargas industriales, pluviales y domiciliarias, en muchos casos con escaso o nulo tratamiento. Otras fuentes importantes de contaminación en esta cuenca son aquellas derivadas de la actividad agrícola, que ingresan a los cursos de agua a través del lavado de la cuenca (fuentes difusas) durante las lluvias. Cabe destacar el agravante de que en los últimos 20 años se ha producido un cambio exponencial en el uso del suelo y en las técnicas agrícolas, introduciendo en el sistema agroquímicos capaces de incorporarse a los sedimentos y a los cursos de agua (Etchegoyen et al., [2017](#)).

El transporte de dichos constituyentes puede ser explicado por el fenómeno de la dispersión en escurrimientos turbulentos, ya que combina los efectos difusivos de la turbulencia y la advección diferencial del escurrimiento. La ecuación que representa este fenómeno es conocida como “ecuación de advección-difusión” y explica la variación temporal y espacial de la concentración de un constituyente. En dicha ecuación los procesos de transporte debidos a la turbulencia son parametrizados por los coeficientes de difusión turbulenta en las tres direcciones,  $x$ ,  $y$ ,  $z$ . Dependiendo del tipo de fuente (ubicación, caudal), las características de la descarga (instantánea, constante, puntual, lineal), del cuerpo receptor (tramo de río, laguna, estuario) y del grado de precisión requerido, se puede prescindir de alguna dirección de cálculo, reduciendo de esta manera tiempo y trabajo para representar el fenómeno. Para el caso de estudio, el cuerpo receptor es un tramo del río Salado con una relación ancho/profundidad cercano a 20 (o superior), lo que validaría la hipótesis de bidimensionalidad del fenómeno en las direcciones longitudinal y transversal del escurrimiento (Holly, [1975](#)). Este proceso puede ser parametrizado mediante un coeficiente de dispersión longitudinal ( $K_L$ ) y otro transversal ( $K_T$ ), los cuales representan la parte del transporte asociado a la turbulencia

producto de la advección diferencial del flujo en el sentido longitudinal y transversal a la dirección de la corriente.

Los coeficientes de dispersión pueden ser determinados de diversas formas (Fischer, [1968](#)): analítica, empírica, por ajuste y empleo de trazadores, siendo éste último el método más preciso y apropiado, debido a que se disuelve completamente en el agua, actúa en forma pasiva con la corriente y se mueve como una partícula más de agua. En este sentido, el grupo de trabajo cuenta con experiencia en este tipo de ensayos, siendo el más reciente el realizado en el año 2014, en un tramo del río Salado cercano a la ciudad de Esperanza (Santa Fe), en el cual se realizó una inyección puntual (e instantánea) de un trazador fluorescente (Rodamina WT) y se registró el pasaje de la nube de trazador en tres secciones previamente seleccionadas. A partir de las mediciones de concentraciones, y asumiendo ciertas hipótesis, se realizó una primera aproximación para calcular el coeficiente de dispersión longitudinal,  $D_L$  (empleado en modelos 1D). Este antecedente será la base de la presente propuesta, en la que se pretende dar un paso más, y calcular los coeficientes de dispersión, mediante la implementación y calibración de un modelo numérico bidimensional (hidrodinámico y de transporte).

La simulación del transporte requiere de los coeficientes de dispersión transversal y longitudinal para representar el fenómeno. Trabajos previos (Trento y Alvarez, [2011](#)), han avanzado en la modelación numérica del transporte de sedimentos finos y metales pesados, lo que constituye una herramienta innovadora para el área de estudio y un marco conceptual fundamental para el desarrollo de la presente propuesta de tesis.

En este sentido, se pretende aportar herramientas que permitan dimensionar con mayor precisión el comportamiento de una pluma de constituyente que se transporta por el río.

## **2 OBJETIVOS**

### **2.1 GENERALES**

La tesis tiene como objetivo estudiar la dispersión de escalares en el río Salado aplicando métodos de campo, laboratorio y gabinete.

### **2.2 PARTICULARES**

Para abordar el objetivo general, se plantean los siguientes objetivos específicos:

- Determinar los coeficientes de dispersión longitudinal y transversal a partir de un ensayo con trazador fluorescente.
- Implementar y calibrar el módulo hidrodinámico y de transporte de un sistema computacional 2DH en un tramo del río Salado.
- Verificar las fórmulas empíricas y analíticas disponibles en la bibliografía para el cálculo de los coeficientes de dispersión longitudinal y transversal.



### **3 CARACTERÍSTICAS HIDROAMBIENTALES DEL TRAMO DE ESTUDIO**

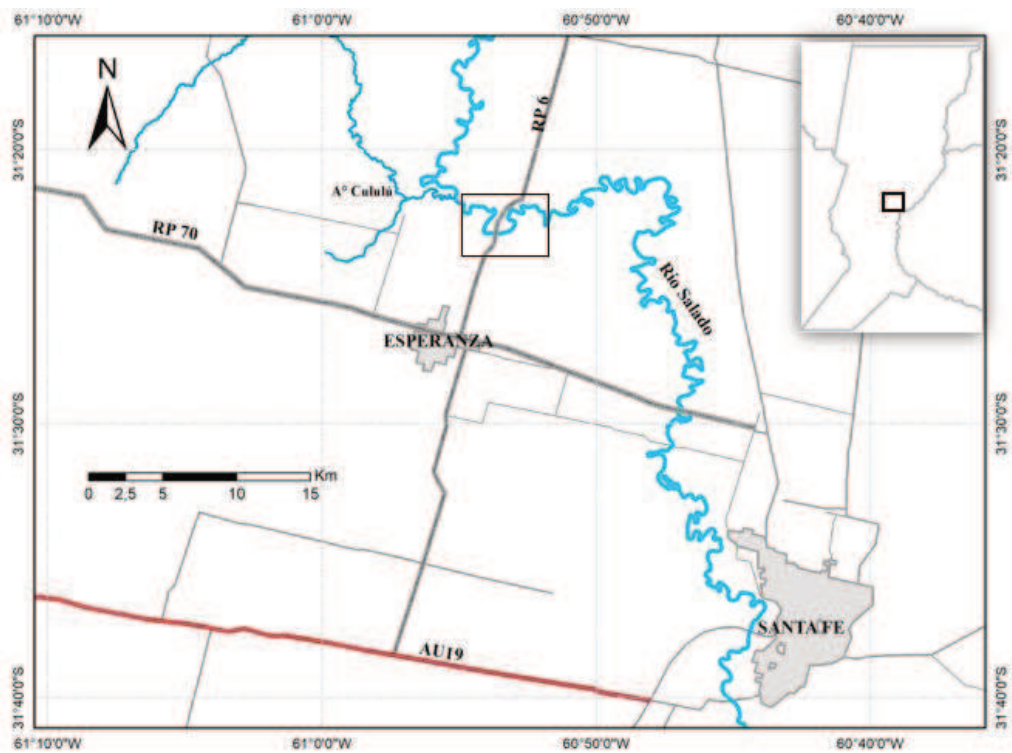
La zona de estudio pertenece a la cuenca inferior del río Salado en inmediaciones a la localidad de Esperanza. En las **Figura 3.1** y **Figura 3.2** se aprecian la ubicación regional y detalle del tramo.

El río Salado, llamado en su nacimiento Pasaje o Juramento, se desarrolla sobre las provincias de Salta, Catamarca, Tucumán, Santiago del Estero, Chaco y Santa Fe (**Figura 3.3**) con una cuenca cuya superficie es del orden de los 247.000 Km<sup>2</sup> y una longitud de unos 1500 Km (Iriondo, [2012](#)). Si bien no existe un límite definido, convencionalmente se considera como Cuenca Inferior del Río Salado al área que se desarrolla en la provincia de Santa Fe a partir de la sección en la cual el río ingresa a la misma, a la altura de la ciudad de Tostado. A partir de esta entrada, el río escurre en dirección Noroeste - Sureste por un cauce que va perdiendo capacidad de conducción hasta casi anularse, luego recibe los aportes del río Calchaquí. Este último concentra los caudales provenientes del sector denominado Bajos Submeridionales.

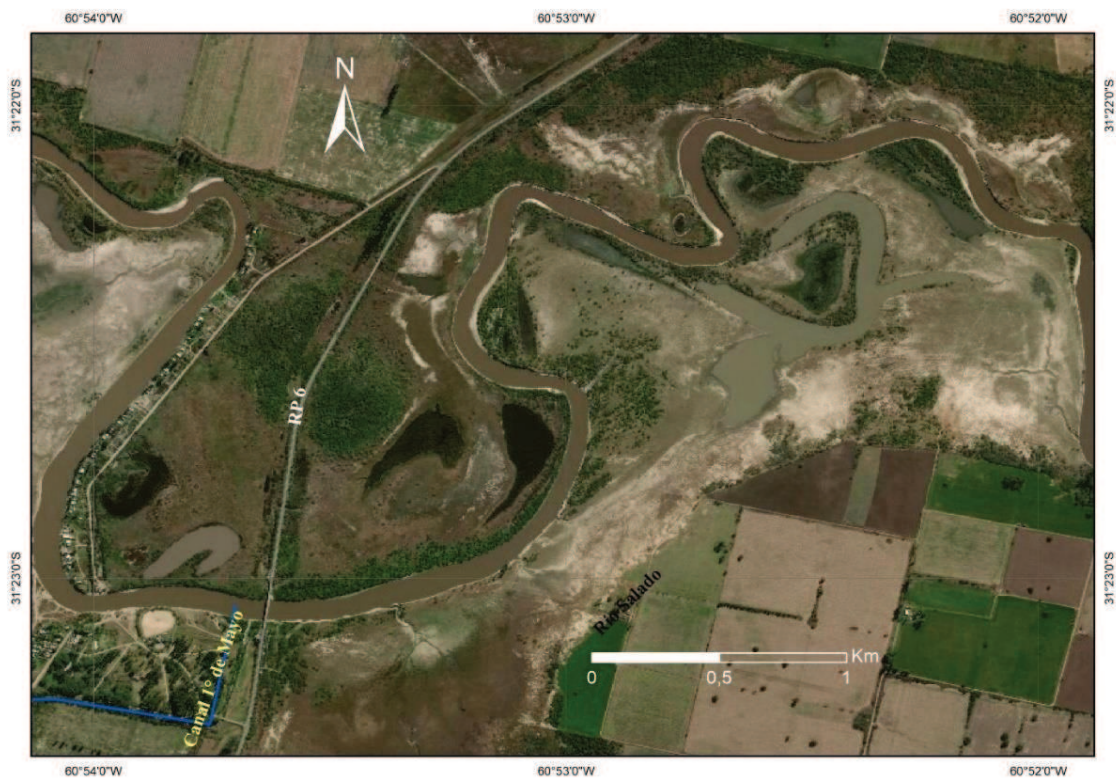
El tramo inferior del Río Salado se comporta como río de llanura con escasa pendiente y numerosos meandros. En un año hidrológico se observan tres periodos bien marcados: de estiaje durante los meses de julio a diciembre, de media en los meses de enero, y de mayo a julio, y de crecidas en los meses de febrero, marzo y abril (Sosa, [2012](#)).

Sobre la margen derecha se desarrollan los principales afluentes originados en la provincia de Santa Fe, como los arroyos Las Conchas, San Antonio, Cululú y en menor importancia el arroyo Arizmendi y La Vizcachera.

Como característica general el valle aluvial del río Salado tiene anchos de 4.0 a 8.0 Km con un cauce principal meandroso de 80 m aproximadamente, en tanto los arroyos afluentes tienen un ancho de 1.5 a 2.0 Km.



**Figura 3.1:** Ubicación zona de estudio.



**Figura 3.2:** Detalle tramo de estudio. Imagen Google Earth – 9-8-2018 ( $H_{RP70}=1.12$  m).



**Figura 3.3:** Cuencas del Río Salado en la Prov. de Santa Fe.

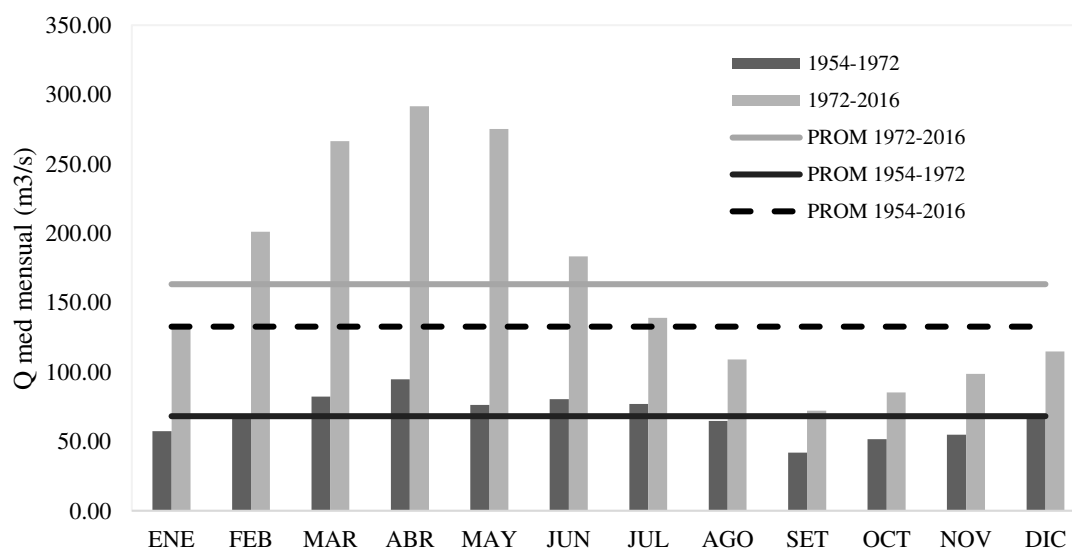
Los aportes más importantes al tramo inferior del río Salado provienen de la porción sur de los Bajos Submeridionales. Los hidrogramas generados en dicha zona presentan picos abatidos pero extensos en el tiempo con duraciones generalmente mayores a 1 mes, formando un gran volumen de escorrentía. Los aportes de las cuencas de margen izquierda, debido a los gradientes topográficos más pronunciados, generan hidrogramas con caudales picos pronunciados, con mayor celeridad de onda y menor tiempo de base, pudiendo trasladarse sobre la crecida proveniente de los Bajos Submeridionales (Ferreira, 2006).

A través del desarrollo del proyecto “Sistema de Alerta Temprano de Crecidas del Río Salado” la provincia de Santa Fe ha implementado estaciones hidrométricas en diferentes secciones de control, pero no se realiza una medición sistemática de caudales. Hasta el presente la estación con mayor extensión de registros continuos, se ubica en la Ruta Provincial 70 (RP70) sobre el cauce principal, ubicada unos 30 Km aguas abajo de la zona de estudio (de aquí en adelante la altura hidrométrica en RP70, se denomina  $H_{RP70}$ )

La Subsecretaría de Recursos Hídricos (SSRH) publicó hasta el año 2008, anuarios con estadísticas hidrológicas de toda la red disponible en el territorio nacional, que para el caso de la estación de RP70 abarcó el período 1954-2007. Sin embargo, la SSRH continúa publicando información hidrométrica diaria a través de su entorno web (<http://bdhi.hidricosargentina.gob.ar/>), lo que permitió realizar una actualización de los caudales medios mensuales hasta el año 2016. Del análisis realizado a partir de la información de la SSRH, surge que el módulo resultante para el período 1954-2016 en RP70 es de 132 m<sup>3</sup>/s, en tanto que el máximo puntual registrado es alrededor de 4000 m<sup>3</sup>/s (producido en la crecida del año 2003) y el mínimo puntual de 3.0 m<sup>3</sup>/s.

En base a lo observado (**Figura 3.4**), vale destacar dos aspectos importantes en relación a la evolución del drenaje del sistema. Por un lado, el cambio en el régimen de precipitaciones a partir de la década del 70' (Canziani, [2003](#); Pedraza, [2005](#)) demostrado por el aumento de la frecuencia e intensidad de las lluvias convectivas y un incremento generalizado de los montos anuales de precipitación donde la media anual del período 1972-2009 es aproximadamente un 20% mayor a la correspondiente del período 1954-1972. Y por otro, el impacto de los cambios físicos producidos en la cuenca inferior del río Salado sobre el régimen de escurrimiento, debido a los efectos de las obras de drenaje y las modificaciones en el uso del suelo (Giacosa, [2007](#)). La red de canales -construidas a partir de la década del 80'- no sólo genera un aumento en la respuesta de la cuenca ante un evento pluvial (especialmente para recurrencias de 5 a 10 años) sino que drenan sectores bajos que funcionaban como zonas de retención y laminación. Por otro lado, se ha demostrado que el cambio de uso de suelo en la cuenca del A° Cululú (zonas dedicadas a la ganadería pasaron a la agricultura intensiva), se tradujo en incrementos de los caudales del 12 al 24 % (Giacosa, [2007](#)).

Los efectos de estos cambios (físicos y climáticos) se reflejaron en la serie de caudales medios mensuales, donde el módulo pasó de 68 m<sup>3</sup>/s en el período 1954-1972 a 163 m<sup>3</sup>/s en el período 1972-2016, es decir, un aumento de 140%.



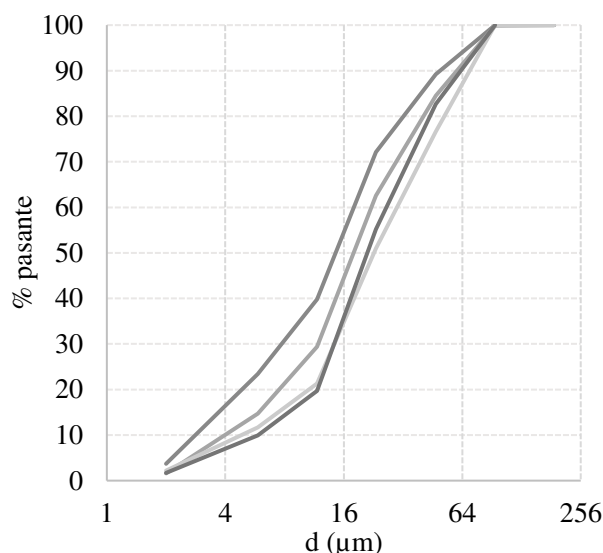
**Figura 3.4:** Caudales medios mensuales. Serie 1954-2016.

Desde el punto de vista ambiental, los cambios físicos de la cuenca tienen particular relevancia. El cambio de uso de suelo, -motivado por el sistema productivo que incluye siembra directa y uso de agroquímicos-, y la ampliación de la red de canales generan impactos en la calidad del agua del río Salado, tanto por la disponibilidad de sedimentos como de otros constituyentes presentes en el suelo.

En este sentido, tanto los caudales mínimos como máximos se tornan relevantes ante la presencia de una fuente contaminante (puntual o difusa). En el caso de caudales mínimos, el río tendrá poca capacidad de depuración (ej. bajo OD), mientras que para caudales medios y altos, el impacto del transporte (por ej. de metales pesados que permanecen en el medio) se sentirá tanto en las zonas de salida del sistema como en las planicies de inundación.

Por otro lado, el tramo inferior del río Salado se caracteriza por poseer un amplio valle de inundación de un ancho promedio de entre 2.0 y 2.5 km, meandros abandonados y un cauce tortuoso con albardones, excavado sobre una llanura aluvial bien desarrollada formada por depósitos loésicos compuestos predominantemente por limos gruesos, arena muy fina y arcilla. En ambas orillas, al igual que en todo el curso del Salado, se desarrollan albardones que cada tanto se interrumpen por cárcavas que comunican el cauce principal con bañados y zonas anegadizas (Sosa, [2012](#)). Posee un cauce meandriforme irregular, de ondas generalmente tortuosas y asimétricas (Ramonell y Amsler, [2003](#)), con márgenes cohesivos y transporte de fondo formado por material fino principalmente, aunque es posible identificar numerosos tramos donde el material de fondo predominante es arena media y fina (Szupiany et al., [2005](#); No publicado 2017).

De acuerdo a estudios antecedentes (Villalba et al., [2017](#); Filippa et al., [2011](#)) el transporte en suspensión para aguas medias y bajas ( $6.0 \text{ m}^3/\text{s} < Q < 200 \text{ m}^3/\text{s}$ ) está compuesto en un 90% de limos y arcillas. En la **Figura 3.5** se presentan curvas granulométricas del sedimento suspendido típicas del tramo de estudio.



**Figura 3.5:** Curvas granulométricas típicas del sedimento en suspensión en el tramo de estudio (adaptado de Filippa et al., [2011](#)).

El transporte de fondo, por el contrario, está compuesto de arenas medias ( $d_{50} \approx 0.27 \text{ mm}$ ) uniformes (desvíos  $< 2.0$ ) que se transportan como dunas bidimensionales con alturas variables de 0.30 a 1.0 m y longitudes de entre 10 y 60 m (Villalba et al., [2017](#); Szupiany et al., [2005](#)). Villalba ([2017](#)) demostró para una situación de cauce lleno que el transporte en suspensión representa el 90% del transporte total.

Según informa Iriondo ([2012](#)) el río Salado está caracterizado por transportar una alta concentración de sales disueltas. Los valores absolutos de estas concentraciones son altamente variables; aunque se observa una tendencia a la dilución desde que entra a la provincia de Santa Fe (cerca de Tostado) hasta la desembocadura en Cuatro Bocas (unión con el río Calchaquí).

Básicamente, el agua es clorurada/sódica, con un considerable porcentaje de sulfatos; los contenidos de calcio y de bicarbonato son sorprendentemente bajos. En la parte alta, donde fluye de noroeste a sureste (antes de confluir con el Golondrinas-



Calchaquí) se saliniza fuertemente, hasta llegar a formar pequeñas salinas.

En la **Tabla 3.1** se resumen valores típicos -disponibles- de Sólidos Disueltos Totales (SDT) y Sólidos Suspendidos Totales (SST) para diferentes condiciones hidrométricas.

Río/Tramo	SDT (mg/L)	SST (mg/L)	Q (m <sup>3</sup> /s)	Referencia
Río Salado RP 6	2820	200	95.00	Gallo et al., <a href="#">2006</a>
	970	140	166.70	
	3350	200	84.50	
	1590	90	309.00	
	1880	160	221.00	Trento et al., <a href="#">2011</a> Pez et al., <a href="#">2016</a> Villalba et al., <a href="#">2017</a> 2017 No publicado
		125	4.45	
		200	203.00	
	1430	405	202.00	
	4730	320	43.40	

**Tabla 3.1:** Valores típicos de SDT y SST del tramo de estudio.

Desde el punto de vista de la calidad del agua, en las últimas décadas distintos autores (Gallo et al. [2006](#); Gagnetten y Paggi; [2009](#); Cazenave et al., [2009](#); Zilli y Gagnetten, [2005](#); Gagnetten y Ceresoli, [2004](#)) han estudiado las características hidroambientales de este tramo del río (entre las localidades de San Justo y Esperanza) y sus afluentes (los arroyos Cululú y Las Prusianas) ya que constituyen los receptores naturales de distintas descargas industriales, pluviales y domiciliarias, en muchos casos con escaso o nulo tratamiento. Además, fuentes importantes de contaminación en esta cuenca son aquellas derivadas de la actividad agrícola, que ingresan a los cursos de agua a través del lavado de la cuenca (fuentes difusas) durante las lluvias. Cabe destacar el agravante de que en los últimos 20 años se ha producido un cambio exponencial en el uso del suelo y en las técnicas agrícolas, introduciendo en el sistema agroquímicos capaces de incorporarse a los sedimentos y a los cursos de agua (Etchegoyen et al., [2017](#)).

Entre las fuentes de polución más importantes en la zona, se destacan: 1) descarga industrial (Curtiembre) aguas debajo de RP6 mediante difusores en el lecho del cauce, 2) canal de desagües pluviales (1° de Mayo) aguas arriba de RP6, 3) descarga de la planta de tratamiento de líquidos cloacales (Aguas Santafercinas S.A.; ASSA) aguas abajo de RP6.

La descarga industrial, además impactar en la calidad del agua, produce el incremento de la floculación sobre el flujo de la margen derecha, debido a la turbulencia generada por la descarga de sedimentos y cromo de dicha fuente (Filippa, [2014](#)).

Por su parte, el canal Primero de Mayo fue ejecutado originalmente a los fines de evacuar los excesos pluviales de la localidad de Esperanza, pero con el paso del tiempo se convirtió en receptor de descargas domiciliarias, industriales<sup>1</sup> y camiones atmosféricos (Gagnetten, [2008](#)).

<sup>1</sup> Debatén sobre la contaminación en Humboldt (2001). *El Litoral*.

<https://www.ellitoral.com/index.php/diarios/2001/01/26/regionales/REGI-01.html>. Visitada el 19-6-2020.

La descarga de ASSA se produce unos 500 m aguas abajo de RP6 mediante un entubado sobre la margen derecha. En los últimos años ha sido denunciada por el Municipio en reiteradas oportunidades por descargas sin tratamientos al canal 1° de Mayo debido a roturas en la cañería de conducción<sup>2</sup>.

En el marco del proyecto de investigación donde se desarrolla la tesis, se han llevado a cabo por casi dos décadas numerosos estudios en el tramo inferior del río Salado (y sus efluentes) comprendido entre la localidad de Manucho y la Ruta Provincial 70 (RP70). Entre los trabajos se destacan aquellos vinculados a la dinámica del transporte de sedimentos finos y metales pesados en el cauce principal, así como otras variables de calidad como temperatura, turbiedad, oxígeno disuelto y salinidad. Trabajos realizados en el marco de una tesis doctoral (Filippa, [2014](#)) y de maestría (Alvarez, [2012](#)) permiten afirmar que el escurrimiento transporta principalmente sedimentos finos floculados, originados principalmente por la presencia de arcillas y limos finos con propiedades cohesivas. Estos agregados son muy importantes desde un punto de vista ambiental por su gran superficie de contacto con el flujo, que les permite ser agentes del transporte de distintos constituyentes orgánicos e inorgánicos presentes en el escurrimiento (Dyer, [1989](#)). En efecto, se ha demostrado la presencia de materia orgánica (Trento et al., [2000](#)), de metales pesados como cromo, hierro y manganeso (Gallo et al., [2006](#)), y de cromo en la biota (Zilli y Gagnetten [2005](#); Gagnetten y Paggi, [2009](#)) para el tramo en estudio, algunos de los cuales -como los metales pesados- no se degradan, sino que persisten en el ambiente en diversos modos y pueden depositarse, resuspenderse, alojarse en los tejidos de seres vivos o ser transportados grandes distancias hasta depositarse en el lecho, actuando como fuentes secundarias de contaminación (Hartnett y Berry, [2010](#)).

---

<sup>2</sup> El Salado sufre un alto nivel de contaminación por el vertido de líquidos cloacales, ¿qué hace el Municipio?. (2017) *Play Televisión*. <http://playtelevision.com.ar/esperanza-rio-salado-contaminacion/>

## 4 ANTECEDENTES Y MARCO TEÓRICO

En este capítulo se introducen los principales conceptos relacionados al transporte de constituyentes en cauces naturales.

### 4.1 Definiciones

#### 4.1.1 Ley de Fick

La Ley de Fick describe el transporte de partículas derivados de la agitación térmica de las partículas. Si un constituyente y el fluido receptor poseen la misma densidad, existe una tendencia de que el constituyente se esparza por todo el medio después de un tiempo suficientemente largo. La historia de un constituyente lanzado en un canal puede ser dividida en dos períodos: 1) el primero, iniciado a partir del instante del lanzamiento, en el cual existe un desbalance entre la advección diferencial (dado por las variaciones de velocidad a lo ancho del cauce) y la difusión vertical. Las varianzas espaciales de la nube aumentan de forma tal que sus derivadas temporales no son constantes. Por lo tanto, no existen coeficientes de dispersión constantes pues estos crecen con el tiempo. Este período, caracterizado por la mayor importancia relativa de los efectos advectivos sobre los efectos difusivos y es denominado como *período de Fischer*; 2) después de ocurrido un tiempo a partir del lanzamiento, el constituyente adquiere una concentración prácticamente uniforme en la dirección vertical del escurrimiento, resultando un valor prácticamente constante para los coeficientes transversal y longitudinal. Este período es denominado *período de Taylor* y tiene dos características fundamentales: en primer lugar, la varianza longitudinal de concentración media del constituyente en la sección transversal, se incrementa linealmente con el tiempo. En segundo lugar, cualquier asimetría introducida por la velocidad de corte en la zona advectiva o por la distribución inicial del trazador comienza a decaer lentamente y, finalmente, la distribución del trazador espacial se vuelve Gaussiana<sup>3</sup>(Rutherford [1994](#)).

La zona en la cual la varianza se incrementa linealmente es conocida como “zona de equilibrio”. La ley de *Fick* predice que la varianza de una nube de trazador se incrementa linealmente con el tiempo. El hecho de que el análisis de Taylor demuestre este mismo comportamiento en la zona de equilibrio, sugiere que la concentración media en una sección puede ser modelada usando la ley de *Fick*. En el *período de Fischer*, esta semejanza no es válida, por lo que se requiere de un modelo *No Fickeano* para representar el fenómeno.

En la mezcla de constituyentes 2D, hay dos tipos de mezclas *No Fickeanas*: el desequilibrio durante el período inicial y el efecto de zona muerta en la zona de recirculación. Después de completar la mezcla vertical, la mezcla 2D se ve afectada principalmente por la velocidad de corte en vertical dada su distribución no uniforme. Una vez transcurrido el tiempo suficiente, la advección inducida por la velocidad de corte se hace dominante respecto la difusión vertical, y el desequilibrio entre el

---

<sup>3</sup> Se refiere a que la forma de la curva de concentraciones sigue un perfil acampanado semejante a la curva de Gauss.



transporte horizontal y la mezcla vertical hace que la mezcla sea *No Fickeana*, y la variación de la curva de concentración aumenta de manera no lineal con el tiempo (Rutherford, 1994). Siguiendo estos procesos de mezcla, el modelo de dispersión de Fick solo se puede aplicar en el período de Taylor debido al aumento lineal de la varianza. Sin embargo, en el período Taylor, la mezcla *No Fickeana* se puede encontrar en zonas de recirculación debido a las irregularidades del canal. La zona de recirculación atrapa al constituyente, y hace que la nube tenga una distribución con una larga cola, que no puede explicarse usando la ley de Fick. Chatwin en 1970 determinó que la duración del período inicial está dada por la siguiente expresión (Park y Seo, 2018):

$$t_i = 0.4 \frac{\bar{h}^2}{\varepsilon_y} \quad (4.1)$$

Siendo  $t_i$  el tiempo de Taylor,  $\bar{h}$ , la profundidad del cauce,  $\varepsilon_y$  el coeficiente de difusión turbulenta en la vertical.

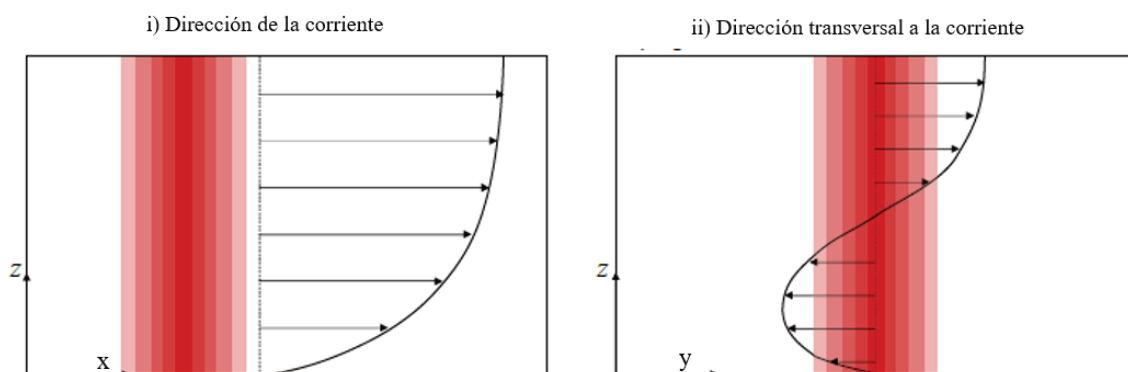
Por lo tanto, antes del período de Taylor, las curvas de concentración son asimétricas, mientras que superado dicho período, las curvas se acercan a la distribución simétrica, para la que sería aplicable el modelo de dispersión Fickeano.

#### 4.1.2 Dispersión en canales

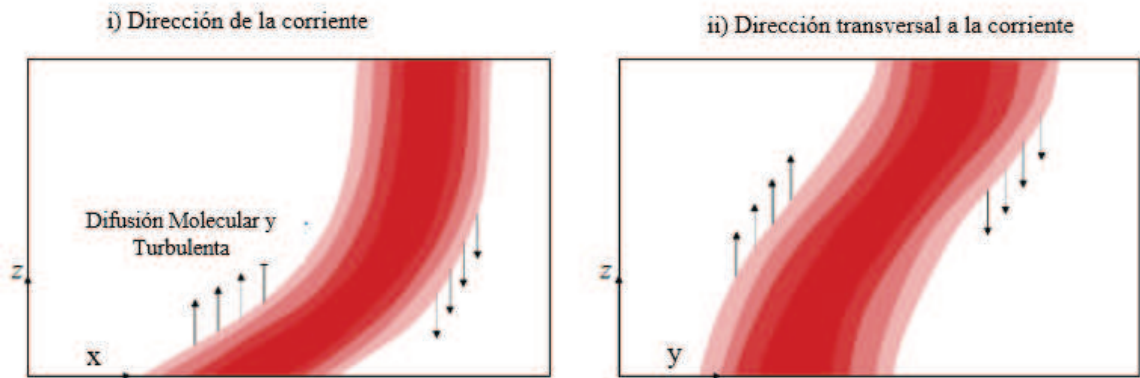
Se define como *difusión turbulenta* al movimiento aleatorio de partículas causado por remolinos turbulentos de los más variados tamaños y orientaciones. Mientras que la *advección diferencial* es un concepto relativo a la ocurrencia del fenómeno de los esfuerzos de corte (*shear*), el cual ocurre cuando las capas adyacentes de un fluido presentan desplazamientos relativos entre sí. El efecto resultante de la acción conjunta de la difusión y la advección diferencial se denomina *dispersión*.

Para ilustrar estos conceptos, en la **Figura 4.1** se esquematizan los casos de una fuente lineal siendo transportada por un perfil de velocidad no uniforme en la vertical:

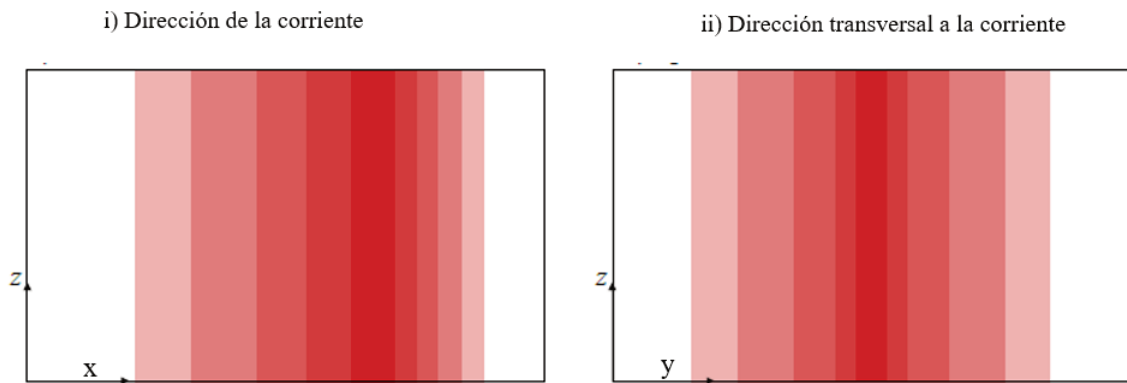
- a) Inyección de trazador en flujo con advección diferencial



b) Advección diferencial



c) Mezcla vertical completa



**Figura 4.1:** Mezcla de solutos de acuerdo con la teoría de dispersión por advección diferencial. (Park [2017](#)).

## 4.2 Modelo Matemático

Cuando un material soluble se introduce en un flujo viscoso, es sometido a movimientos de diverso origen, tales como el derivado de la agitación térmica de las partículas (a escala molecular) y el originado por los torbellinos presentes en el escurrimiento con tamaños y direcciones diversas, o aquel causado por la presencia de un campo vectorial como lo es el flujo en un curso de agua. El primero de estos movimientos es denominado Difusión Molecular y representa el desplazamiento aleatorio de partículas de un constituyente en un medio receptor, se encuentre o no en movimiento este último. Dicho fenómeno fue representado matemáticamente por Fick en 1855 (Eiger, [1991](#)) basándose en la semejanza con la conducción de calor y electricidad en conductores. Fick demostró (4.2) que el flujo de masa es proporcional al gradiente de concentraciones.

$$\vec{F} = -D\vec{\nabla}C \quad (4.2)$$

Donde  $F$  es un flujo de masa por unidad de área ( $MT^{-1}L^{-2}$ ),  $D$  es un parámetro

“coeficiente de difusión molecular” ( $L^2T$ ) y  $\vec{\nabla}C$  es el gradiente de concentración  $C$  ( $ML^{-3}$ ). Esta ecuación describe la dispersión de masa en un fluido con velocidad media igual a cero. Si se supone ahora que el fluido tiene velocidad propia (y en régimen laminar), el constituyente será transportado no sólo por difusión sino por advección. De esta manera a la ecuación (4.2) se le adiciona el término advectivo  $\vec{U}C$ , donde  $\vec{U}$  es el vector velocidad:

$$\vec{F} = \vec{U}C - D\vec{\nabla}C \quad (4.3)$$

Debido a que el escurrimiento en ríos es turbulento ( $Re > 2000$ ), el análisis precedente es (sólo) un acercamiento al estudio de la difusión. Uno de los abordajes más importantes en el estudio y desarrollo de modelos de la difusión en flujos turbulentos fue realizado por Taylor (1922, 1953, 1954). Es sabido que un flujo turbulento se caracteriza, entre otras cosas, por ser desorganizado, tridimensional e impermanente (Teenekes y Lumley, 1972); es decir, no es posible prever exactamente cómo varían espacial y temporalmente las características hidrodinámicas del flujo, tales como la velocidad, la presión y la densidad. Esto condujo al abordaje de un modelo conceptual basado en la hipótesis de que una variable turbulenta en un punto dado en el espacio puede ser descompuesta en un valor medio temporal al cual se superpone una fluctuación turbulenta que oscila de forma imprevisible en torno a dicho valor medio.

A partir del modelo conceptual mencionado y operando en la ecuación (4.3), se obtuvo la ecuación (4.4) para los valores medios temporales de las variables, denominada “ecuación de advección-difusión”. En la práctica, los valores medios de velocidades y concentración resultan más importantes que los valores instantáneos.

$$\begin{aligned} \frac{\partial \bar{C}}{\partial t} + \bar{u} \frac{\partial \bar{C}}{\partial x} + \bar{v} \frac{\partial \bar{C}}{\partial y} + \bar{w} \frac{\partial \bar{C}}{\partial z} \\ = D \left( \frac{\partial^2 \bar{C}}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \bar{C}}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 \bar{C}}{\partial z^2} \right) - \left( \frac{\partial \overline{u'c'}}{\partial x} + \frac{\partial \overline{v'c'}}{\partial y} + \frac{\partial \overline{w'c'}}{\partial z} \right) \end{aligned} \quad (4.4)$$

Donde:  $\bar{C}$  es la concentración media,  $c'$  es la fluctuación de la concentración,  $\bar{u}$ ,  $\bar{v}$  y  $\bar{w}$  representan las velocidades medias temporales del flujo en las direcciones  $x$ ,  $y$ ,  $z$  respectivamente (siendo  $x$  la dirección del escurrimiento,  $y$  la transversal y  $z$  la vertical),  $\overline{u'c'}$ ,  $\overline{v'c'}$ ,  $\overline{w'c'}$  representan los valores medios de los productos de las fluctuaciones turbulentas en las tres direcciones. Esta ecuación muestra que el cálculo de la concentración media  $\bar{C}$ , depende del conocimiento de las fluctuaciones turbulentas de muy compleja resolución y la alternativa para su abordaje es conocida como Modelación de Turbulencia. Por analogía con el análisis de Prandtl y Von Karman (en Kundu y Cohen, 1990) y admitiendo que las fluctuaciones turbulentas tienen carácter difusivo, se tiene que:

$$\overline{u'c'} = \varepsilon_x \frac{\partial \bar{C}}{\partial x}, \quad \overline{v'c'} = \varepsilon_y \frac{\partial \bar{C}}{\partial y}, \quad \overline{w'c'} = \varepsilon_z \frac{\partial \bar{C}}{\partial z}$$

Donde  $\varepsilon_x$ ,  $\varepsilon_y$  y  $\varepsilon_z$  son los denominados coeficientes de difusión turbulenta. En forma más general la ecuación (4.4) se expresa como:

$$\begin{aligned}
& \frac{\partial \bar{C}}{\partial t} + \underbrace{\bar{u} \frac{\partial \bar{C}}{\partial x} + \bar{v} \frac{\partial \bar{C}}{\partial y} + \bar{w} \frac{\partial \bar{C}}{\partial z}}_{\text{advección}} \\
& = \underbrace{\frac{\partial}{\partial x} \left[ (D + \varepsilon_x) \frac{\partial \bar{C}}{\partial x} \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[ (D + \varepsilon_y) \frac{\partial \bar{C}}{\partial y} \right] + \frac{\partial}{\partial z} \left[ (D + \varepsilon_z) \frac{\partial \bar{C}}{\partial z} \right]}_{\text{difusión molecular y turbulenta}}
\end{aligned} \tag{4.5}$$

En el caso de cauces naturales, la difusión molecular  $D$  es despreciable en comparación con los efectos de la difusión turbulenta (entre 4 y 10 órdenes de magnitud), (Eiger, 1991).

Dependiendo de la naturaleza de la fuente y del cuerpo receptor (condiciones iniciales y de borde), se han desarrollado múltiples soluciones analíticas de la ecuación (4.5). Las fuentes pueden ser de tipo instantánea o continua (en el tiempo) y puntual, lineal o plana (en el espacio). Se dice que una fuente es de tipo instantánea y puntual, cuando una masa de un constituyente es inyectada durante un corto tiempo en un lugar acotado del espacio. Para este caso, la masa inyectada sufrirá los efectos difusivos en las tres direcciones (ej.: un derrame accidental de petróleo) durante un tiempo en el tramo denominado campo cercano (*near field*). Si pasado un tiempo, la *nube* del constituyente alcanza la mezcla en la dirección vertical, la derivada de la concentración respecto de dicha variable se anula, y el fenómeno se puede considerar 2D y el tramo se denomina campo medio (*intermediate field*). Finalmente, cuando la nube evoluciona y alcanza la mezcla completa en la dirección transversal, el fenómeno se vuelve 1D, con lo que las concentraciones sólo varían en una dirección (en la dirección principal del escurrimiento) siendo sus principales mecanismos de transporte la advección diferencial y la difusión turbulenta. Este fenómeno se desarrolla en el campo lejano (*far field*) y es conocido como dispersión longitudinal.

En cauces naturales (como el caso de estudio) es muy común que la relación ancho/profundidad sea superior a 10 (Menendez, 1997), con lo cual es válida la hipótesis de que la mezcla completa en la dirección vertical se produce casi instantáneamente. De esta manera, se justifica la aplicación de un modelo 2D integrado en la vertical (Holly, 1975), y la ecuación (4.5) resulta:

$$H \frac{\partial C}{\partial t} + \frac{\partial HUC}{\partial x} + \frac{\partial HVC}{\partial y} = \frac{\partial}{\partial x} \left( HK_L \frac{\partial C}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( HK_T \frac{\partial C}{\partial y} \right) \tag{4.6}$$

Siendo  $H$ , la profundidad puntual y  $U$  y  $V$  son las componentes de las velocidades promediadas en la vertical en las direcciones  $x$  e  $y$  respectivamente. Luego de la integración, los promedios son eliminados y los coeficientes  $K_L$  y  $K_T$  representan el transporte debido a las fluctuaciones turbulentas y las variaciones verticales de la velocidad longitudinal y transversal. Estos coeficientes se denominan de dispersión longitudinal y transversal respectivamente.

En la Ec. (4.6) la tasa de mezcla transversal es determinada por dos procesos: la difusión turbulenta (parametrizado por un coeficiente de difusión) y las variaciones verticales de velocidad transversal (parametrizado por un coeficiente de dispersión).

Para la mayoría de los casos, por conveniencia, estos coeficientes generalmente se combinan en un solo coeficiente de mezcla,  $K_T$  (Rutherford, [1994](#)).

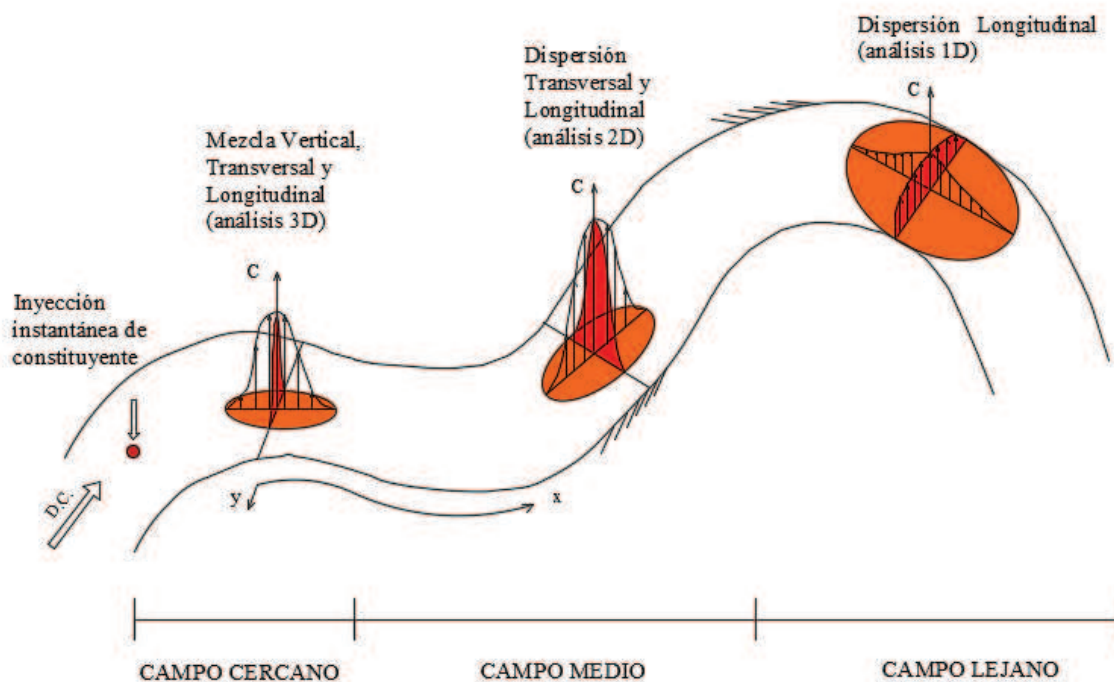
Finalmente, una vez que el constituyente se ha mezclado completamente en sección transversal, las variaciones de concentración en sentido longitudinal son explicadas por la ecuación (4.7), la cual surge de integrar la ecuación (4.6) a lo ancho del cauce:

$$H \frac{\partial C}{\partial t} + \frac{\partial HuC}{\partial x} = \frac{\partial}{\partial x} \left( HD_L \frac{\partial C}{\partial x} \right) \quad (4.7)$$

Así,  $D_L$  es el coeficiente de dispersión longitudinal para el caso de transporte 1D.

Aunque las ecuaciones (4.5), (4.6) y (4.7), son similares en forma, son diferentes por naturaleza (Deng, [2002](#)).  $K_L$  y  $K_T$  provienen de los gradientes de velocidad y concentración vertical y, por lo tanto, de la desviación de las velocidades longitudinal y transversal medias en la vertical. Mientras que  $\varepsilon_x$ ,  $\varepsilon_y$  y  $\varepsilon_z$  se originan de los remolinos turbulentos y, por lo tanto, de la desviación de las velocidades instantáneas longitudinales, laterales y verticales de sus valores promediados en el tiempo. Los remolinos turbulentos a escalas pequeñas son el mecanismo predominante en el proceso de difusión turbulenta, y la variación de velocidad en la sección transversal es el mecanismo predominante en el proceso de dispersión longitudinal. Siguiendo esta lógica,  $D_L$ , representa los efectos combinados de las tensiones de corte debido a las variaciones de velocidad transversal y vertical.

A modo de ilustrar el fenómeno descrito, en la **Figura 4.2**: Esquema del fenómeno de dispersión en cauces se presenta un esquema simplificado de la evolución de una “nube” de un constituyente que ha ingresado al cauce de manera puntual e instantánea. En la misma se visualizan las curvas de concentración para el campo cercano, medio y lejano.



**Figura 4.2:** Esquema del fenómeno de dispersión en cauces (adaptado de Seo et al., 2016)

Cuando se utiliza la ecuación de advección-dispersión bidimensional (4.6) para el análisis de la mezcla en dos direcciones ya sea en cauces poco profundos ó estuarios, se deben proporcionar coeficientes de dispersión tanto longitudinal ( $K_L$ ) como transversal ( $K_T$ ). La dispersión transversal ha sido estudiada activamente por muchos investigadores tanto en laboratorio como en campo (Yotsukura y Cobb, 1972; Holly, 1975; Fischer et al., 1979; Sayre y Chang, 1979; Beltaos, 1979; Rutherford, 1994) en base a ensayos de trazadores realizados en condiciones estacionarias (inyección continua de trazador). Por su parte, el coeficiente de dispersión longitudinal de la ecuación (4.7), aún no ha sido suficientemente estudiado (Seo et al., 2016). Esto se debe a que la mayoría de los estudios de campo durante las décadas del 70' y 80' se realizaron en condiciones estacionarias (inyección continua) para determinar  $K_T$  despreciando la dispersión longitudinal.

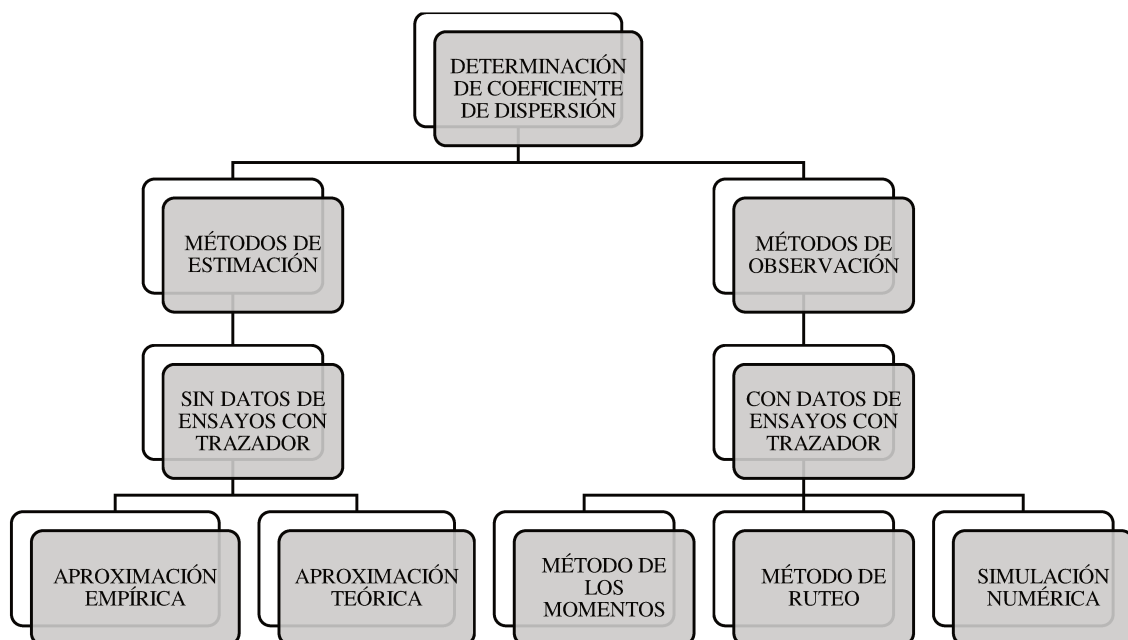
Solo en los últimos años se realizaron estudios de trazadores en condiciones no estacionarias basadas en inyecciones instantáneas de trazador, y de esa manera, se pudieron calcular los coeficientes de dispersión longitudinal y transversal a partir de los datos de las curvas de tiempo - concentración en dos dimensiones (Roldao et al., 1998; Baek y Seo, 2010; Seo et al., 2016).

Se ha demostrado que la utilización de fórmulas clásicas para estimar el coeficiente de dispersión longitudinal (como la de Fischer de 1979), basadas en la ecuación unidimensional produce errores considerables. Choi (2017) reportó valores de  $D_L$  de hasta dos órdenes de magnitud superiores a los calculados con la ecuación (4.7).

Como se puede apreciar en la ecuación (4.7), la principal dificultad en la resolución del fenómeno radica en la determinación de los coeficientes de dispersión, ya que las restantes variables son mensurables con los equipamientos disponibles en la actualidad. La determinación los mismos puede ser abordada de diversas formas, tales como soluciones analíticas, métodos empíricos, aplicación de métodos numéricos y

ensayo con trazadores. En términos generales, las metodologías para la obtención de dichos parámetros de dispersión se dividen en dos categorías principales: *métodos de estimación y de observación* (**Figura 4.3**).

Los *métodos de estimación* consisten en la determinación de los coeficientes, en ausencia de curvas de concentración medidas, en base a relaciones de variables hidráulicas y geométricas del cauce y pueden hallarse mediante aproximaciones teóricas o empíricas. Las ecuaciones teóricas son derivadas del concepto de dispersión debido a la advección diferencial causada por los contornos mientras que, las ecuaciones empíricas basadas en relaciones hidráulicas y geométricas, surgen a partir de análisis de regresión. Esta metodología es sumamente útil en cálculos preliminares y existen numerosas expresiones para estimar los coeficientes de dispersión longitudinal y transversal que han sido analizadas y comparadas en trabajos recientes como los de Ashan (2008) y Baek y Seo (2016).



**Figura 4.3:** Metodologías para determinación de coeficientes de dispersión (adaptado de Baek y Seo, 2016)

Por su parte, los *métodos de observación* para la obtención de los coeficientes se basan en el *método de los momentos* (Fischer, 1966, Sayre y Chang, 1968). Este método fue concebido originalmente para estimar  $K_T$  en condiciones estacionarias (inyección continua) y consiste en convertir la ecuación de balance de masa diferencial en una ecuación para los momentos espaciales de la distribución de la concentración. Aceptando el comportamiento *Fickeano* del fenómeno de dispersión, los coeficientes de dispersión (para procesos donde la tasa de transporte de masa es proporcional al gradiente de concentración) se relacionan linealmente con la tasa de aumento de la varianza de la distribución de la concentración (si la varianza no se ve afectada por el decaimiento del trazador o por los límites del cuerpo de agua). El método fue mejorado por Holley et al. (Rutherford, 1994), permitiendo incorporar a la ecuación original las variaciones de velocidad transversal y la presencia de las márgenes. La metodología se extiende para el cálculo de la dispersión longitudinal 1D y se conoce como Método de la Mancha Congelada (Fischer, 1966).



Beltaos (1979), perfeccionó el método de los momentos combinando dicha teoría con el concepto de *Stream-tube* de Yotsukura y Cobb (1972). La nueva ecuación denominada *Stream-tube Moments Method* permite incorporar las variaciones de velocidad en la sección transversal, la irregularidad del cauce y el efecto de borde de las márgenes para la determinación de  $K_T$ .

Una metodología alternativa al método de los momentos es el llamado *método de ruteo*. Fischer (1966) empleó el procedimiento de enrutamiento a la solución analítica del modelo de mezcla unidimensional para calcular el coeficiente de dispersión longitudinal en el campo lejano. Esta metodología permite calcular la curva de concentración en una sección aguas abajo de la inyección, a partir de otra medida. Se trata de un método de ajuste, ya que a partir de valores medidos de concentración se determinan el coeficiente de dispersión -longitudinal o transversal- hasta lograr el ajuste de las curvas medidas y calculadas. En 2004, Baek, propuso una metodología superadora al método de los momentos denominado *Stream-Tube Routing Procedure* (ST-RP) combinando el concepto de *stream tube* y el de ruteo para determinar  $K_T$  e incorpora las irregularidades del cauce y la variación de velocidades en la sección transversal (Choi 2017). Posteriormente Baek y Seo (2010), partiendo de la ecuación unidimensional, expandieron a una ecuación bidimensional para que ese procedimiento se pueda aplicar al campo intermedio de mezcla bajo la condición de concentración variable en el tiempo y lo denominaron *2D Stream-Tube Routing Procedure* (2DST-RP). En este caso, además de valores de concentración en las dos direcciones, se requiere información hidrodinámica para su aplicación.

Finalmente, se incluye dentro de la clasificación de la **Figura 4.3**, la simulación numérica, debido a la semejanza con el método de ruteo para el cálculo de la dispersión.

Se detallan a continuación las metodologías descriptas, que serán utilizadas en la presente tesis para la determinación de los coeficientes de dispersión.

## 4.3 Métodos de observación

### 4.3.1 Método de los momentos

El ensayo de campo, originalmente, se planificó de manera tal de aplicar el método de los momentos para la determinación de los coeficientes de dispersión transversal y longitudinal, por tratarse del más preciso. Sin embargo, debido a limitaciones -ajenas a la voluntad del equipo-, la información recolectada en el ensayo de campo de 2014 (y a la imposibilidad de realizar otros posteriores) no cumple con todos los requisitos para la aplicación de este método, como por ejemplo, la falta de mediciones de concentración en la dirección transversal de escurrimiento.

Sin embargo, un análisis primigenio de la información llevó al grupo de trabajo a asumir ciertas hipótesis para la aplicación del método para un caso 1D (Zenclussen et al., 2015). Se verificó en el marco de esta Tesis, que estos supuestos eran incorrectos, y por lo tanto los cálculos del coeficiente de dispersión longitudinal eran equivocados.

### 4.3.2 Simulación numérica

Una metodología alternativa utilizada para la estimación de los coeficientes es a partir de modelación numérica. Estrictamente hablando, para su aplicación no se



requiere de curvas de concentración medidas ya que el sistema calcula los coeficientes a partir de información hidrodinámica. Sin embargo, para el caso de estudio, los valores medidos de concentración son comparados con los simulados hasta lograr el mejor ajuste de las curvas, modificando los coeficientes de dispersión.

Entre los modelos numéricos disponibles en la actualidad (LISFLOOD-FP, IBER, HEC-RAS, DELFT), se destaca el Sistema de Base Hidrodinámica Ambiental (SisBaHiA) desarrollado por Rosman (2015). El modelo es de tipo cuasi 3D y cuenta, entre otros, con módulos de circulación hidrodinámico 3D o 2DH y módulos de transporte Langrangeanos y Eulerianos ampliamente utilizados por estudiantes de maestría y doctorado de la Universidad Federal de Río de Janeiro y que se encuentran disponibles en la web de la fundación para su consulta. (<http://www.coc.ufrj.br>).

El módulo hidrodinámico de SisBaHiA fue implementado en el grupo de investigación en el tramo del río Salado bajo análisis, con resultados satisfactorios en escenario de aguas medias (Pez et. al, 2016; Palman et. al, 2017) y altas (Imhoff et. al, 2018). En todos los casos se contó con información de campo (batimetría, hidrodinámica, muestras de sedimentos) que permitió calibrar los parámetros del modelo y lograr buenos ajustes de los perfiles transversales y verticales de velocidad.

El módulo de transporte Langrangeano advectivo-difusivo es especialmente adecuado para representar problemas tales como plumas de emisarios de la costa, derrame de petróleo, transporte de material flotante, mezcla de masas de agua, entre otros, pudiendo incluirse reacciones cinéticas conforme al material transportado. Para el caso de estudio, el trazador a utilizar es de tipo pasivo y conservativo, lo cual reducirá el número de variables y parámetros a calibrar, siendo los principales, los coeficientes de dispersión.

La elección de SisBaHiA para el desarrollo de la tesis se justifica no sólo por los resultados satisfactorios obtenidos -tanto en el grupo de investigación como en trabajos antecedentes- y la experiencia adquirida, sino que además se cuenta con un convenio (PEN0 - 6906) celebrado entre el Dr. Alfredo Trento y la Fundação Coordenação de Projetos, Pesquisas e Estudos Tecnológicos (COPPETEC) de la Universidad Federal de Río de Janeiro, para el uso de este sistema.

En el inciso 5 se detallan los modelos matemáticos y numéricos del sistema y una verificación del modelo de transporte.

## **4.4 Métodos estimación**

A continuación, se presenta una selección de ecuaciones disponibles en la bibliografía que serán utilizadas en el presente trabajo.

### **4.4.1 Formulas analíticas**

#### **4.4.1.1 Fórmula de Fischer**

Las ecuaciones teóricas para determinar los coeficientes de dispersión se pueden derivar del concepto de dispersión de flujo debido a los esfuerzos de corte (*shear flow*), que hace las contribuciones predominantes de la mezcla transversal.

Fischer (1968), siguiendo el razonamiento del método de Taylor (1954), derivó la ecuación de conservación de masa pero teniendo en cuenta las variaciones transversales de velocidad (y despreciando las verticales) y obtuvo la siguiente expresión para estimar el coeficiente de dispersión longitudinal (1D):

$$D_L = -\frac{1}{A} \int_0^W u' \int_0^y \frac{1}{\varepsilon_y h} \int_0^y u' h \, dy \, dy \, dy \quad (4.8)$$

Donde:  $u'$  representa los desvíos espaciales de  $u$ , respecto de la velocidad media en la transversal;  $y$  es la coordenada transversal y  $\varepsilon_y$  es el coeficiente de difusión transversal. Una primera aproximación de  $\varepsilon_y$  fue propuesta por Elder en 1959 (Eiger, [1991](#))  $\varepsilon_y = 0.23Hu_*$

Este resultado es solo una estimación porque se basa en el concepto de flujo uniforme en una sección transversal constante (Fischer et al., [1979](#)).

Esta ecuación asume que el mecanismo de dispersión por corte predomina sobre los demás mecanismos de mezcla (el gradiente de velocidad en la transversal debe ser grande para que la dispersión por corte predomine sobre los demás mecanismos) y que la dispersión por corte transversal gobierna el proceso de mezcla y no la dispersión por corte vertical. Por lo tanto, tan sólo puede ser aplicada a ríos donde el ancho ( $W$ ) sea mucho mayor que la profundidad media. Fischer et al. ([1979](#)) recomiendan una relación ancho/profundidad mayor a 6.

Siguiendo el mismo razonamiento que en la obtención de la ec. (4.8) pero cambiando el dominio de integración (en la dirección vertical) es posible estimar el coeficiente de dispersión transversal:

$$K_T = -\frac{1}{H} \int_0^h v' \int_0^z \frac{1}{\varepsilon_z} \int_0^z v' \, dz \, dz \, dz \quad (4.9)$$

Donde:  $v'$  representa los desvíos espaciales respecto de la velocidad media en la vertical  $v$ ;  $v$  velocidad media vertical en la dirección transversal;  $z$  es la coordenada vertical y  $\varepsilon_z$  es el coeficiente de difusión vertical que en canales abiertos varía parabólicamente con la profundidad:

$$\varepsilon_z = ku_*z \left(1 - \frac{z}{H}\right) \quad (4.10)$$

Donde:  $k$  es la constante de Von Karman y se adopta igual a 0.41 y  $u_*$  es la velocidad de corte.

La ecuación (4.8) permite calcular el coeficiente de dispersión longitudinal asumiendo mezcla completa en la transversal, mientras que (4.9), permite el cálculo de la dispersión transversal, pero para una vertical determinada. En otras palabras, la ecuación (4.8) es válida para el tramo donde transporte puede considerarse unidimensional, mientras que con la ec. (4.9), el  $K_T$  obtenido es de tipo puntual, lo que permite obtener la variación del coeficiente a lo ancho de una sección. Ambas ecuaciones se pueden resolver discretizando como una sumatoria.

La aplicación de la ec. (4.8) y (4.9) requiere de información de detalle para su aplicación para lo cual la utilización de la tecnología *Doppler* fue fundamental pues permite obtener información hidrodinámica de detalle en poco tiempo.

Shin ([2018](#)) realizó una revisión de los estudios previos que emplearon equipos ADCP para estimar el coeficiente de dispersión y mostró que la mayoría de ellos se centraron principalmente en la dispersión longitudinal unidimensional, es decir, para aplicaciones en el campo lejano (Ec.(4.8)). Entre los trabajos pioneros se destacan el de

Bogle (1997), Carr y Rheman (2007), y Shen (2010). La mayoría de estos trabajos compararon la dispersión calculada con la estimada a partir de mediciones con trazadores, con buenos resultados.

Díaz Lozada et al. (2017), calcularon  $D_L$  para diferentes ríos de la región central de Argentina utilizando información medida con ADCP y utilizando funciones de aproximación de los perfiles de velocidad y fondo de modo de eliminar los “ruidos” y facilitar la integración numérica de la Ec. (4.9). Zhu et al. (2016) estimaron  $D_L$  a partir de mediciones de ADCP y ensayo de trazadores. Demostraron, además, que la ecuación es poco sensible al coeficiente de difusión transversal, comparando la adopción de un valor constante y variable (a lo ancho de la sección).

Lee y Seo (2013) a partir de experimentos en canales de laboratorio meandriforme utilizaron los componentes de velocidad vertical para predecir los coeficientes de dispersión longitudinal y transversal. Presentaron los resultados en una forma espacial bidimensional y los resultados se transformaron en una forma cartesiana. En los últimos años otros autores como Shin (2018) y Jun et al. (2019) calcularon el coeficiente de dispersión transversal  $K_T$  utilizando información de ADCP, ensayos de trazadores y métodos de ruteo con muy buenos resultados.

#### 4.4.1.2 Método de Chickwendu

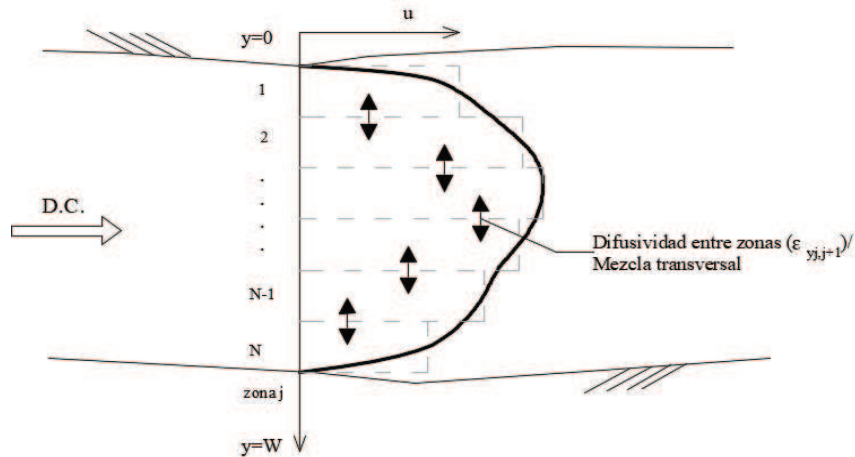
Chikwendu en 1986, presentó un método aproximado para estimar el coeficiente  $K_L$  basado en los principios de la Ec. (4.9) pero con una solución más sencilla (Boxal y Guymer, 2006). El método originalmente, presentó la derivación de un método para cálculo de coeficientes de dispersión longitudinal para flujo de canal o tubería bidimensional laminar o turbulento, considerando un perfil vertical de velocidades primarias dividido en  $N$  zonas discretas. Chickwendu presentó la ecuación para evaluar los efectos de dispersión longitudinal a partir del perfil vertical de velocidad. Sin embargo, en cauces abiertos, es el perfil transversal de velocidades medias en la vertical el que más contribuye a la mezcla longitudinal. Por esta razón Boxal y Guymer (2003) adaptaron la ecuación original de modo de contemplar las variaciones de velocidad a lo ancho del cauce:

$$D_L = \sum_{j=1}^{N-1} (a_1 + a_2 + \dots + a_j)^2 [1 - (a_1 + a_2 + \dots + a_j)]^2 \frac{(u_{1 \rightarrow j} - u_{j+1 \rightarrow N})^2}{b_{j(j+1)}} + \sum_{j=1}^N a_j \varepsilon_{xj} \quad (4.11)$$

Donde:  $a_j = dw/W$  es el espesor adimensional de la zona  $j$ ;  $dw$  ancho de la zona  $j$ ;  $u_{1 \rightarrow j} = (\sum_{k=1}^j a_k u_k) / \sum_{k=1}^j a_k$  es la velocidad media en las primeras  $j$  zonas;  $u_{j+1 \rightarrow N} = (\sum_{k=j+1}^N a_k u_k) / \sum_{k=j+1}^N a_k$  es la velocidad media en las últimas  $N-j$  zonas;  $b_{j(j+1)} = (\varepsilon_{zj} + \varepsilon_{z(j+1)}) / (W^2 (a_j + a_{j+1}))$ ;  $\varepsilon_{zj}$  y  $\varepsilon_{xj}$  son las difusión transversal y longitudinal en la zona  $j$  respectivamente.

La difusión longitudinal es necesaria para resolver la Ec. (4.11). Sin embargo, es ampliamente aceptado que la dispersión longitudinal es el proceso de mezcla longitudinal dominante en varios órdenes de magnitud, por lo tanto, este término podría ser despreciado.

El método divide el flujo en  $N$  zonas de flujo paralelo, cada una considerada bien mezclada y moviéndose a una velocidad uniforme. Se obtiene una ecuación de dispersión para cada zona y se tiene en cuenta la mezcla transversal entre las zonas. En la **Figura 4.4** se muestra el esquema del método:



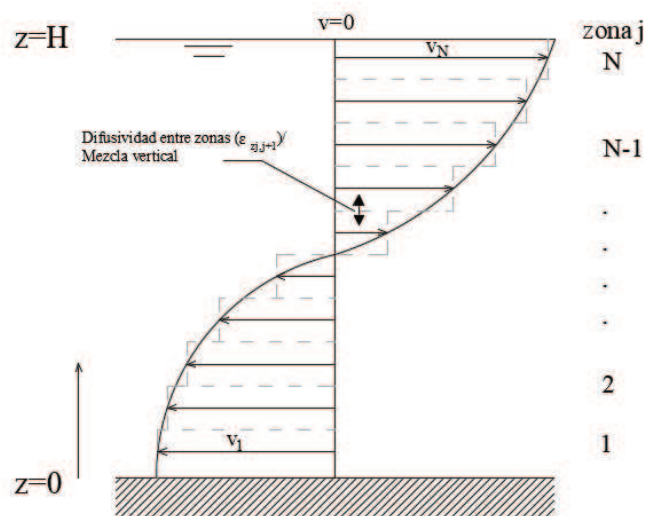
**Figura 4.4:** Conceptualización del método de Chickwendu para determinación de  $D_L$ , (adaptado de Boxal y Guymer [2003](#))

Boxal y Guymer, ([2003](#)) extendieron la técnica para estimar  $K_T$  a partir de perfiles verticales de velocidad transversal ( $v$ ).

La profundidad del flujo se divide en  $N$  zonas, y cada zona se considera bien mezclada con una velocidad transversal constante y un coeficiente de mezcla interzona vertical  $\varepsilon_z$ ; el subíndice  $j$  denota una zona específica. El coeficiente de mezcla transversal puede expresarse como:

$$K_T = \sum_{j=1}^{N-1} (a_1 + a_2 + \dots + a_j)^2 [1 - (a_1 + a_2 + \dots + a_j)]^2 \frac{(v_{1 \rightarrow j} - v_{j+1 \rightarrow N})^2}{b_{j(j+1)}} + \sum_{j=1}^N a_j \varepsilon_{y_j} \quad (4.12)$$

Donde:  $a_j = dz/H$  es el espesor adimensional de la zona  $j$ ;  $dz$  espesor de la zona  $j$ ;  $v_{1 \rightarrow j} = (\sum_{k=1}^j a_k v_k) / \sum_{k=1}^j a_k$  es la velocidad media transversal en las primeras  $j$  zonas;  $v_{j+1 \rightarrow N} = (\sum_{k=j+1}^N a_k v_k) / \sum_{k=j+1}^N a_k$  es la velocidad media transversal en las últimas  $N-j$  zonas;  $b_{j(j+1)} = (\varepsilon_{zj} + \varepsilon_{zj+1}) / H^2 (a_j + a_{j+1})$ ;  $\varepsilon_{zj}$  y  $\varepsilon_{y_j}$  son las difusiones vertical y transversal en la zona  $j$  respectivamente. En la **Figura 4.5** se muestra el esquema del método:



**Figura 4.5:** Esquema de discretización del perfil vertical de velocidad transversal.

Para la aplicación de las expresiones (4.8) a (4.9) se requiere de información de la hidrodinámica de detalle y de la geometría de la sección para lo cual se utilizó un equipo *Doppler*.

#### 4.4.2 Formulas empíricas

Existen numerosas expresiones empíricas para la determinación del coeficiente de dispersión longitudinal y transversal. Tales ecuaciones se obtuvieron para ciertas condiciones de flujo y secciones características teniendo en cuenta los principales parámetros hidráulicos como la forma de sección transversal, velocidad y profundidad media, pendiente del tramo, entre otras.

Como se mencionó anteriormente, la mayoría de las expresiones para estimar la dispersión transversal se realizaron en base a ensayos de trazadores para condiciones estacionarias (Shin [2018](#)). Mientras que, para el cálculo de la dispersión longitudinal, se utilizaron datos provenientes de inyecciones instantáneas pero aplicadas al campo lejano y condiciones medias del flujo (Fischer [1979](#)).

##### 4.4.2.1 Coeficiente de Dispersión Longitudinal Unidimensional ( $D_L$ )

a) Fórmula de Fischer (1975)

En 1975, Fischer et al propuso la siguiente expresión (Fischer et al. [1979](#)):

$$D_L = I \frac{u'^2 l^2}{\varepsilon_y} \quad (4.13)$$

donde,  $I$  es una integral no dimensional,  $u'$  son los desvíos de la velocidad media, cuyo valor depende de la distribución de velocidad en la transversal,  $l$  es la distancia desde el punto de máxima velocidad a la margen más distante. Fischer ([1975](#)) seleccionó el valor de  $I$  como 0.07;  $l = 0.7W$ ,  $W$  es el ancho del cauce; y  $\varepsilon_y$  es el coeficiente de difusión turbulenta transversal media. Sustituyendo estos

valores en la ecuación (3.16), derivó la siguiente ecuación:

$$D_L = 0.011 \frac{u^2 W^2}{\bar{h} u_*} \quad (4.14)$$

Donde  $\bar{h}$  es la profundidad media en la sección,  $u_*$  es la velocidad de corte media en la sección y  $u$  la velocidad media en la sección.

La Ec. (4.14) no refleja explícitamente la presencia de zonas muertas, que tienen impacto significativo en la dispersión.

b) Fórmula de Liu (1977)

Liu (Eiger, [1991](#)) realizó un análisis exhaustivo de experimentos con trazadores en canales de laboratorio y cursos de agua teniendo en cuenta el papel del gradiente de velocidad lateral en la dispersión en corrientes naturales y propuso la siguiente expresión:

$$D_L = 0.18 \left( \frac{u_*}{u} \right)^{1.5} \frac{u^2 W^2}{\bar{h} u_*} \quad (4.15)$$

c) Fórmula de Seo y Cheong (1998)

Seo y Cheong ([1998](#)) utilizaron 59 conjuntos de datos de ríos en Estados Unidos. Realizaron análisis dimensional para seleccionar variables apropiadas para la construcción del modelo y aplicar un método de regresión múltiple no lineal, para obtener la siguiente ecuación:

$$D_L = 5.915 \left( \frac{u}{u_*} \right)^{1.428} \left( \frac{W}{\bar{h}} \right)^{0.62} \bar{h} u_* \quad (4.16)$$

d) Koussis and Rodriguez.Mirasol (1998)

Los autores proponen estimar el coeficiente de dispersión con una ecuación empírica y un modelo de redes neuronales artificiales (ANN), basado en los datos estimados con el método analítico de Fischer (Ec. (4.8))

$$D_L = \left[ 7.428 + 1.775 \left( \frac{u}{u_*} \right)^{0.572} \left( \frac{W}{\bar{h}} \right)^{0.62} \right] \left( \frac{u}{u_*} \right) \bar{h} u_* \quad (4.17)$$

e) Fórmula de Deng (2001)

Deng et al. ([2001](#)) sugirieron una expresión para el coeficiente de mezcla transversal y lo usaron para derivar una expresión para el coeficiente de dispersión longitudinal a través de integración directa de la triple integral de Fischer. Los autores obtuvieron la siguiente expresión

$$D_L = 5.915 \left( \frac{0.15}{8 \varepsilon_{t0}} \right) \left( \frac{W}{\bar{h}} \right)^{\frac{5}{3}} \left( \frac{u}{u_*} \right)^2 \bar{h} u_*, \quad (4.18)$$

$$\varepsilon_{to} = 0.145 + \frac{1}{3520} \frac{u}{u_*} \left( \frac{W}{h} \right)^{1.38}$$

Donde  $\varepsilon_{to}$  es el coeficiente de mezcla transversal adimensional. El modelo se limita a tramos rectos y uniformes con relaciones ancho/profundidad mayor a 10. El método propuesto fue verificado tanto en canales rectos artificiales como en ríos naturales sinuosos.

f) Fórmula de Jael (2008)

$$D_L = 16.072 \bar{h} u_* \left( \frac{u}{u_*} \right)^{-0.4088} \left( \frac{W}{h} \right)^{0.5398} \quad (4.19)$$

g) Fórmula de Bashitialshaaer et al. (2011)

Como pudo observarse, la forma general de las ecuaciones puede escribirse como:

$$D_L = a \left( \frac{u}{u_*} \right)^b \left( \frac{W}{h} \right)^c (S_n)^d \bar{h} u_* \quad (4.20)$$

Donde  $S_n$  es la sinuosidad del cauce, y a, b, c y d, son las constantes de ajuste.

A partir de un análisis dimensional y utilizando un set de 70 datos de 30 ríos y los arroyos en los EE. UU., Bashitialshaaer et al. (2011) arribaron a la siguiente expresión:

$$D_L = 20.95 \left( \frac{u}{u_*} \right)^{0.87} \left( \frac{W}{h} \right)^{0.5} (S_n)^{0.3} \bar{h} u_* \quad (4.21)$$

#### 4.4.2.2 Coeficiente de Dispersión Transversal ( $K_T$ )

La determinación del coeficiente de dispersión transversal presenta una serie de dificultades en relación al longitudinal, entre otras cosas, debido a que es afectado por las corrientes secundarias, la forma de inyección del constituyente, las condiciones de entrada del flujo en canales, la relación ancho/profundidad, el desconocimiento de la variación de tensión de corte y velocidad longitudinal  $z$ , entre otras (Fischer 1979).

Numerosos ensayos de campo y laboratorio fueron realizados para diferentes condiciones con resultados poco satisfactorios. Así, por ejemplo, la relación  $K_T/\bar{h}u_*$  puede tomar valores de 0.10 a 0.20 para canales rectos y uniformes, mientras que en canales naturales con secciones irregulares toma valores del orden de 0.40 y en cauces meandriformes y con secciones fuertemente irregulares varía en el rango 0.40-0.80. En la práctica para canales naturales se asume un valor de  $0.60 \pm 50\%$ .

a) Fischer (1969)

En 1969 Fischer presentó un análisis análogo a que se aplica normalmente para la

dispersión longitudinal, para predecir el coeficiente de dispersión transversal. Basado en distribuciones de velocidad en meandros, calculado por Rozovskii, Fischer propuso:

$$K_T = 25u_*\bar{h}\left(\frac{u}{u_*}\right)^2\left(\frac{\bar{h}}{R_c}\right)^2 \quad (4.22)$$

Donde  $R_c$  es el radio de curvatura del meandro y  $\bar{h}$  es la profundidad media en la sección.

b) Bansal (1971)

Bansal desarrolló una ecuación empírica en ríos naturales basada en una técnica de regresión que incluyó la relación entre el ancho del canal y la profundidad (Baek y Seo, [2016](#)):

$$K_T = 0.002u_*\bar{h}\left(\frac{W}{\bar{h}}\right)^{1.498} \quad (4.23)$$

c) Yotsukura y Sayre (1976)

Yotsukura y Sayre ajustaron una ecuación a través de conjuntos de datos de dispersión adquiridos tanto del canal de laboratorio como alrededor de una curva en el río Missouri (Baek y Seo, [2016](#)):

$$K_T = 0.04u_*\bar{h}\left(\frac{u}{u_*}\right)^2\left(\frac{W}{R_c}\right)^2 \quad (4.24)$$

d) Fórmula de Fischer (1979)

Fischer et al. ([1979](#)) propuso una expresión para estimar el  $K_T$  basada en ensayos de trazador en canales y cauces naturales.

$$K_T = 0.60\bar{h}u_* \quad (4.25)$$

e) Smeithlov (1990)

Para grandes ríos y basado en mediciones de 11 ríos de los E.E.U.U., Smeithlov propuso la siguiente ecuación (Lanzaoni et al., [2018](#)):

$$K_T = \frac{1}{3520} \frac{u}{u_*} \left(\frac{W}{\bar{h}}\right)^{1.38} \quad (4.26)$$

f) Rutherford ([1994](#))



Utilizando un set de 139 datos experimentales de diferentes autores, Rutherford ajustó la siguiente expresión:

$$K_T = 0.1226 \frac{W}{u_*} \left( \frac{W}{\bar{h}} \right)^{-0.9434} \quad (4.27)$$

g) Fórmula de Gharbi y Verrette (1998)

Gharbi y Verrette (Baek y Seo, [2016](#)) sugirieron una fórmula empírica que tiene en cuenta el coeficiente de dispersión longitudinal y la relación de aspecto del cauce:

$$K_T = 0.0035 \left[ \frac{(Q/\bar{h})^{1.75} (W/\bar{h})^{0.25}}{K_L^{0.75}} \right] + 0.0005 \quad (4.28)$$

h) Deng ([2001](#))

La expresión del coeficiente de mezcla transversal sugerida originalmente para la integración directa de la integral triple de Fischer en la determinación del coeficiente de dispersión longitudinal.

$$K_T = \bar{h} u_* \left[ 0.145 + \frac{1}{3530} \frac{u}{u_*} \left( \frac{W}{\bar{h}} \right)^{1.38} \right] \quad (4.29)$$

i) Fórmula de Jeon et al. (2007)

Jeon et al. ([2007](#)) propusieron una ecuación utilizando la sinusidad para reflejar los efectos de las curvas. Recopilaron 32 conjuntos de datos en 16 flujos, luego se utilizaron 16 del número total de conjuntos para desarrollar una ecuación empírica, y los 16 conjuntos restantes se usaron para validar la ecuación desarrollada. El resultado es:

$$K_T = 0.029 \bar{h} u_* \left( \frac{\bar{u}}{u_*} \right)^{0.463} \left( \frac{W}{\bar{h}} \right)^{0.299} S_n^{0.733} \quad (4.30)$$

Donde:  $S_n$  es la sinusidad. El valor de la sinusidad en los ríos rectos es la unidad, por lo que esta ecuación es aplicable tanto a canales meandriiformes como rectos.

j) Fórmula de Baek y Seo (2011)

Baek y Seo ([2016](#)) desarrollaron una ecuación que refleja las variaciones de velocidad transversal. Asumieron que la distribución vertical de la velocidad transversal varía linealmente con la profundidad del agua. La ecuación es:

$$K_T = \frac{1}{6k} \bar{h} u_* \left( \frac{v_s}{u_*} \right)^2 \quad (4.31)$$

Donde  $v_s$  es la velocidad transversal de la superficie del agua y  $k=0.41$ .

k) Aghababaei et al. (2017)

Aghababaei et al. (2017) desarrollaron fórmulas utilizando los parámetros hidráulicos y geométricos de los ríos mediante dos técnicas: regresión lineal múltiple (Multiple Linear Regression) y regresión simbólica basada en programación genética (Genetic Programming Symbolic Regression). Dos conjuntos extensos de datos que incluyen datos de canales y cauces naturales rectos y meandriformes fueron empleados para desarrollar las fórmulas. Las expresiones (4.32) y (4.33) corresponden a cauces rectos y meandriformes utilizando MLR y las (4.34) y (4.35) con el método GPSR respectivamente:

$$K_T = 0.0159 \bar{h} u_* \left( \frac{u}{u_*} \right)^{-0.148} \left( \frac{W}{\bar{h}} \right)^{0.126} \quad (4.32)$$

$$K_T = 0.0159 \bar{h} u_* \left( \frac{u}{u_*} \right)^{-0.148} \left( \frac{W}{\bar{h}} \right)^{0.126} \left[ 1 + \left( 0.501 \left( \left( \frac{u}{u_*} \right)^{0.447} (S_n - 1)^{0.275} \right) \right) \right] \quad (4.33)$$

$$K_T = \bar{h} u_* \left( 0.0138 + (0.464) \frac{u}{u_*} \right) \quad (4.34)$$

$$K_T = \bar{h} u_* \left\{ 0.463 + \left[ (0.464) \frac{u}{u_*} \right] + \left[ 8.824 * 10^{-9} \left( S_n^{\left( \frac{u}{u_*} \right)} \right) + \left[ 0.149 \left( S_n^{\left( \frac{u}{u_*} + (2.306 Fr S_n^2) - 25.283 \right)} \right) \right] - \left[ 0.474 \left( S_n^{\left( 0.054 \frac{W}{\bar{h}} - 20.371 \right)} \right) \right] \right\} \quad (4.35)$$

## 5 MODELO NUMÉRICO

### 5.1 Características generales del modelo

SisBaHiA® - Sistema Base de Hidrodinámica Ambiental es un sistema profesional de modelos computacionales registrados por la Fundación Coppetec, un organismo que gestiona los acuerdos y contratos de investigación en COPPE / UFRJ - Instituto Luiz Coimbra de Pós Graduação e Pesquisa de Engenharia (COPPE) de la Universidad Federal de Río de Janeiro (UFRJ).

Los diversos módulos SisBaHiA se describen brevemente a continuación (Rosman, [2015](#)):

**1. Modelo hidrodinámico:** es un modelo de circulación hidrodinámica 3D o 2DH optimizado para cuerpos de agua naturales. Los resultados pueden ser 3D o 2DH, dependiendo de los datos de entrada. "Optimizado" se utiliza en el sentido de un modelo diseñado para una representación óptima de flujos en dominios naturales con geometría compleja. Los procesos de calibración se minimizan debido a factores como: discretización espacial a través de elementos finitos cuadráticos y transformaciones, lo que permite un mapeo óptimo de cuerpos de agua con costas y batimetría compleja, campos de viento y fricción en el fondo, que pueden variar dinámicamente con el tiempo y en el espacio, y el modelado de turbulencias multiescala basado en la simulación de gran vórtice (LES). Los efectos del gradiente de densidad se pueden incluir al acoplar modelos de transporte de sal y calor de los Modelos de calidad del agua, ver más abajo, a los modelos hidrodinámicos. También puede incluir la evolución morfológica del fondo, con el acoplamiento del modelo de transporte de sedimentos que se describe a continuación.

**2. Modelo de transporte Euleriano:** es un modelo de uso general para simular el transporte advectivo-difusivo con reacciones cinéticas de escalares disueltos o partículas suspendidas en el cuerpo de agua. El modelo se puede aplicar a flujos 2DH o a capas seleccionadas de flujos 3D. Dicho modelo permite el uso de casi cualquier tipo de reacción cinética de descomposición o producción del contaminante que se está modelando, incluso a través de curvas de descomposición proporcionadas a través de tablas y valores. También es posible simular procesos de pérdida de masa por sedimentación.

**3. Modelos de calidad del agua y de eutrofización:** este es un conjunto de modelos de transporte de Euleriano, para la simulación acoplada de hasta 11 parámetros de calidad del agua e indicadores de eutrofización: sal, temperatura, OD-DBO, nutrientes compuestos de nitrógeno y fósforo y biomasa. Dichos modelos se pueden aplicar a flujos 2DH o a capas seleccionadas de flujos 3D.

**4. Modelos de transporte de sedimentos y evolución morfológica del fondo:** estos son modelos que calculan el transporte de sedimentos y las tasas de erosión y sedimentación en el fondo. Puede funcionar acoplado dinámicamente a un modelo hidrodinámico, permitiendo así estudios de evolución morfológica de fondo. El modelo permite múltiples opciones de formulación de transporte, como Van Rijn, Engelund-

Hansen, Myer-Peter Muller, Nielsen y Yalin. Se pueden incluir otras formulaciones. También puede funcionar en modo desacoplado, solo para estimar flujos sólidos.

**5. Modelo de transporte Lagrangeano-Determinístico:** es un modelo de propósito general para simular el transporte advectivo-difusivo con reacciones cinéticas, para capas seleccionadas de flujos 3D o 2DH. Este modelo es especialmente adecuado para simular varios tipos de problemas, por ejemplo:

- Plumitas de desagües o puntos de descarga de efluentes a lo largo de la costa. Permite la simulación de columnas de aguas residuales con caudales variables y tasas de desintegración (T90) que varían según la época del año, las horas del día, las condiciones de la capa de nubes, etc.

- Derrames de petróleo, instantáneos o por un período definido. En este caso, el modelo puede seguir las mismas curvas de equilibrio de masa que ADIOS2 y puede incluir los efectos de la dinámica de Fay en la fase inicial del derrame.

- Mezcla de cuerpos de agua, tiempos de intercambio y renovación de cuerpos de agua entre diferentes sectores de un cuerpo de agua.

- Transporte de materiales flotantes, incluidos aceites y grasas.

- Determinación de los tiempos de residencia en cuerpos de agua naturales, lo que permite obtener mapas isométricos de tiempos de residencia en diferentes sectores de cuerpos de agua con geometría compleja.

- Determinación de tendencias en la deriva de sedimentos, sustancias disueltas o partículas flotantes.

- Determinación de corrientes residuales lagrangianas.

- Estudios de dragado, con determinación de penachos en el sitio de dragado y en ubicaciones fuera de lugar.

- Determinación de la masa y la altura del material sedimentado, por ejemplo, en botas fuera del dragado.

- El modelo le permite elegir transporte gratuito o condicionado. El modelado con transporte condicionado es especialmente útil en el análisis de procesos sedimentológicos. El transporte puede estar condicionado por valores mínimos de velocidad, o de tensión en el fondo ejercida solo por corrientes, o de tensión en el fondo ejercida conjuntamente por olas y corrientes.

- El modelo Lagrangeano permite el uso de prácticamente cualquier tipo de reacción cinética de descomposición o producción del contaminante que se está modelando, incluso a través de curvas de descomposición proporcionadas a través de tablas y valores. También es posible simular procesos de pérdida de masa por sedimentación.

**6. Modelo de transporte Lagrangeano - Probabilístico:** junto con el modelo anterior, permite obtener resultados probabilísticos calculados a partir de N eventos o de resultados durante un período de tiempo T. Ejemplos de resultados: probabilidad de tocar la costa, probabilidad paso (o visita) de manchas o plumas de plumas, probabilidad de contaminación con concentración por encima de un valor límite, probabilidad de paso con una vida útil por debajo de un límite determinado, etc.

**7. Modelo de campo cercano para emisarios y fuentes puntuales:** este módulo se inserta en el bloque Modelo de transporte Lagrangeano y funciona acoplado dinámicamente a un modelo hidrodinámico. El modelo considera las características geométricas de las líneas de difusión, los perfiles verticales variables de densidad en el

medio receptor, la turbidez variable del agua para calcular la incidencia de la radiación solar. La radiación solar se calcula como una función de la latitud y longitud de la ubicación, que varía desde la fecha y la hora del comienzo de la modulación, con variación y cobertura de nubes, etc. En el caso de los análisis de desagües cloacales, acepta diferentes tipos de bacterias, como coliformes tolerantes al calor, *Escherichia Colli* y enterococos, además de las curvas de descomposición prescritas por el usuario.

**8. Modelo de generación de olas:** es un modelo para generar olas por campos de viento permanentes o variables. Determina si la generación de olas estará limitada por el *fetch* o la duración del viento. Permite calcular, con el tiempo, la distribución espacial en el dominio de los parámetros climáticos de las olas generadas, tales como: alturas significativas y promedios cuadráticos, períodos pico, tensiones oscilatorias en el fondo debido a las olas, etc.

**9. Modelo de propagación de ondas:** este es un programa para la propagación de ondas monocromáticas, o espectros de ondas, con efectos de refracción, difracción, disipación y ruptura.

**10. Módulo de análisis y pronóstico de mareas:** a través de este módulo, se pueden realizar análisis armónicos de niveles o registros actuales para obtener las constantes. Con el módulo *Forecast*, que proporciona las constantes armónicas de niveles o corrientes, las predicciones de valores se realizan en series de tiempo a intervalos definidos por el usuario, así como series de máximos y mínimos entre una fecha inicial y una fecha final especificada por usuario.

**Interfaz de trabajo:** todos los modelos están integrados en una interfaz de trabajo amigable. Se pueden generar muchos tipos de salida de gráficos, incluidas animaciones, con modelos en ejecución. Varias herramientas de edición de malla están disponibles en la interfaz que interactúa directamente con los siguientes programas comerciales:

- a. **Argus One:** programa para generar y editar mallas de elementos finitos directamente importables por SisBAHIA. Para obtener detalles sobre Argus One, visite [www.argusone.com](http://www.argusone.com), donde puede comprar el programa y descargar una versión demo que funciona con limitaciones
- b. **Grapher y Surfer:** programas utilizados por SisBAHIA para presentar resultados en gráficos y mapas. En [www.goldensoftware.com](http://www.goldensoftware.com) puede obtener más detalles sobre los programas, puede descargar versiones de demostración que funcionan parcialmente con SisBaHiA.

De los modelos mencionados, en la presente tesis se utilizan el módulo hidrodinámico 2DH y el modelo de transporte Lagrangeano (determinístico) para representar el transporte del constituyente.

## 5.2 Escala espacial y temporal del modelo conceptual y numérico

### 5.2.1 Conflicto de escala y tipos de modelos de transporte

Al modelar el transporte de contaminantes como las manchas de petróleo y las plumas de desagües submarinos, es habitual tener un conflicto entre las escalas espaciales de las manchas o plumas y las escalas de discretización utilizadas en el modelo hidrodinámico (Rosman, 2015). Cuando se define una discretización numérica para un modelo hidrodinámico, las escalas resolubles se imponen naturalmente, definiendo qué fenómenos se pueden resolver. Formalmente, basado en el teorema de muestreo de Nyquist, en un modelo numérico, las escalas no resolubles en una dimensión dada son todas escalas menores al doble de la escala de discretización en el espacio ( $\Delta x$ ,  $\Delta y$ ,  $\Delta z$ ) y tiempo ( $\Delta t$ ). Por ejemplo: si el incremento de tiempo es  $\Delta t$ , cualquier fenómeno con un período o duración inferior a  $2\Delta t$  será irresoluble; cualquier vórtice horizontal, pluma de efluente o mancha de aceite menor de  $2(\Delta x^2 + \Delta y^2)^{1/2}$  no será resoluble. En la práctica, para resolverse razonablemente en una cuadrícula numérica o cuadrícula, el fenómeno debe tener una escala al menos 4 veces mayor que la escala de discretización. Y, para poder resolverse efectivamente, el fenómeno debe ser al menos 8 veces mayor que la escala de discretización.

En el caso del modelo Lagrangeano, la mancha o pluma está representada por una nube con numerosas partículas, y el principal problema es el de calcular la posición en el espacio continuo de cada partícula. Como el espacio es continuo, el conflicto de escalas desaparece, porque la discretización del modelo hidrodinámico se usa solo para interpolaciones del campo de velocidades, lo que es perfectamente adecuado. Solo en los momentos en que se desea calcular la concentración, se genera una malla dedicada y suficientemente refinada alrededor de la nube de partículas, lo que permite el cálculo con gran precisión. Además, los modelos Lagrangeanos son absolutamente seguros, sin problemas de conservación de masa que a veces ocurren en los modelos eulerianos.

### 5.2.2 Escala espacial

- i) Longitud del tramo de estudio ( $L$ ): la primera escala definida fue la escala espacial total de análisis (8.0 Km), es decir, la longitud del tramo de estudio. Es en esta escala donde puede apreciarse de manera global la distribución espacial de las distintas variables asociadas al transporte de constituyente.
- ii) Ancho promedio del río ( $W$ ) y profundidad promedio ( $\bar{h}$ ): el análisis de las variables en estas escalas permite evaluar la evolución de los procesos en las direcciones transversal y vertical del río. Para un caso de cauce lleno, el ancho es del orden de los 80 m y la profundidad de 3.0 m.
- iii) Longitud de impacto ambiental del trazador en la columna de agua ( $L_A$ ): se define como la distancia longitudinal, desde la fuente, a la cual la concentración del trazador cae por debajo de una concentración de referencia (10  $\mu\text{g/L}$ ) y está relacionado con el límite de detección de la sonda. Esta escala dependerá de la masa de trazador inyectada y las condiciones hidrodinámicas del río. Un límite máximo -basado en la experiencia previa de ensayo con trazadores- vinculado a condiciones de caudales altos permitió calcular que dicha distancia es del orden de los 4.5 Km.
- iv) Longitud de mezcla completa ( $L_m$ ): representa la distancia longitudinal a la cual la nube del trazador se encuentra completamente mezclada en la dirección transversal (es decir, que el valor de la concentración es constante en dicha dirección para una sección dada). Matemáticamente se puede estimar según la

ecuación empírica propuesta por Fischer et al. (1979). Por experiencias previas, esta escala está en el orden de 1.5 Km.

Relación entre escalas espaciales

$$L > L_A > L_m \gg B \gg \bar{h}$$

### 5.2.3 Escala temporal

- i) Tiempo de viaje ( $T_v$ ): es el tiempo que demora una partícula de agua en recorrer la distancia total del tramo, transportándose con la velocidad media del escurrimiento.
- ii) Tiempo de mezcla completa en la dirección transversal ( $T_t$ ): es el tiempo que demora el trazador desde que es inyectado hasta que alcanza la distancia de mezcla completa  $L_m$ .

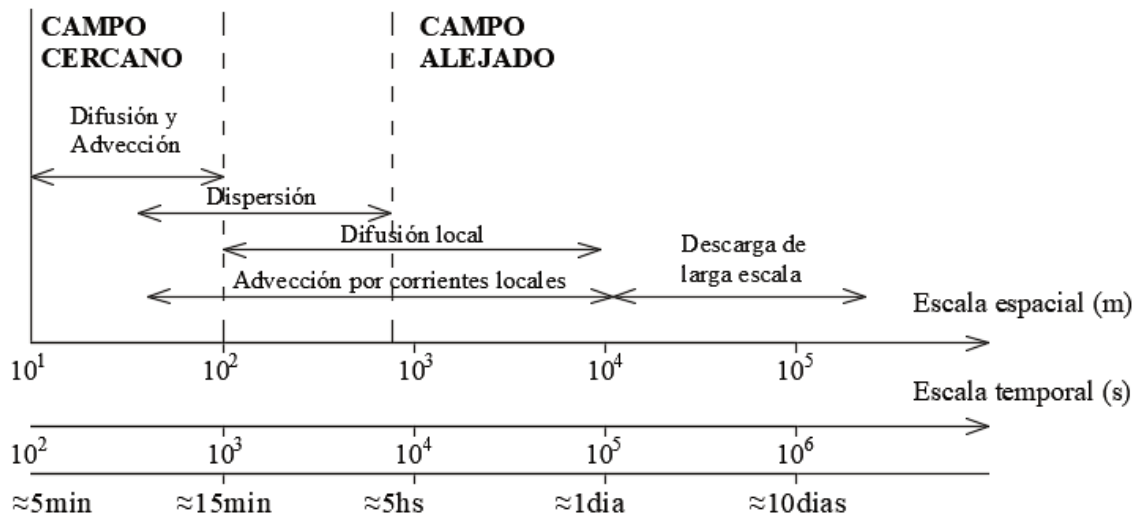
Relación entre escalas temporales

$$T_v > T_t$$

### 5.2.4 Campo próximo y lejano

Los procesos involucrados en la distribución de los efluentes liberados en un cauce dependen de la acción conjunta entre las condiciones ambientales y las configuraciones físicas del emisario.

La mayoría de los procesos ocurren simultáneamente, pero con una escala temporal y espacial significativamente diferente. Los procesos de mezcla de descargas de efluentes en un cuerpo receptor se pueden dividir en dos zonas: campos cercanos y lejanos, como se ilustra en la **Figura 5.1** (adaptado de Jirka et al., [1976](#)).



**Figura 5.1:** Escala espacial y temporal típica de los procesos de mezcla. (Adaptado de Jirka et al., 1976)

### 5.3 Modelo Hidrodinámico

#### 5.3.1 Formulación Matemática del Modelo Hidrodinámico

El modelo matemático en el que se basa SisBaHiA, considera la ecuación de conservación de masa integrada a lo largo de la vertical (5.11) y las dos ecuaciones de conservación de cantidad de movimiento con la aproximación de aguas someras para escurrimientos homogéneos integrados en la vertical, ecuaciones (5.12) y (5.2) respectivamente. En la **Figura 5.2** se presenta el sistema de coordenadas adoptado por SisBaHiA.

$$\begin{aligned} \frac{\partial U}{\partial t} + U \frac{\partial U}{\partial x} + V \frac{\partial U}{\partial y} - 2\phi \text{sen}\theta U &= \\ &= -g \frac{\partial \zeta}{\partial x} \\ &+ \frac{1}{\rho_o(H + \zeta)} \left( \frac{\partial((H + \zeta)\tau_{xx})}{\partial x} + \frac{\partial((H + \zeta)\tau_{xy})}{\partial y} + (\tau_x^S + \tau_x^B) \right) \end{aligned} \quad (5.1)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial V}{\partial t} + U \frac{\partial V}{\partial x} + V \frac{\partial V}{\partial y} - 2\phi \text{sen}\theta V &= \\ &= -g \frac{\partial \zeta}{\partial y} \\ &+ \frac{1}{\rho_o(H + \zeta)} \left( \frac{\partial((H + \zeta)\tau_{xy})}{\partial x} + \frac{\partial((H + \zeta)\tau_{yy})}{\partial y} + (\tau_y^S + \tau_y^B) \right) \end{aligned} \quad (5.2)$$

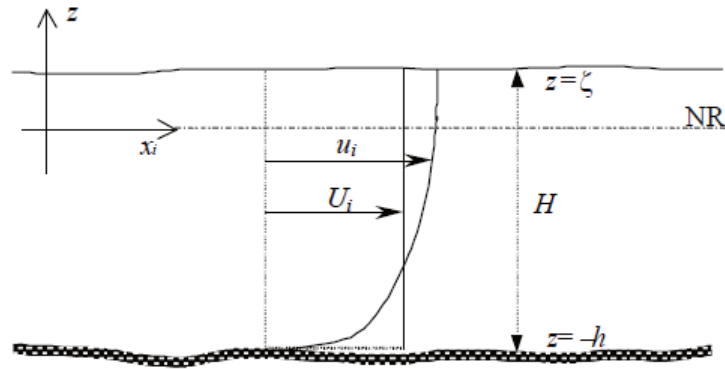
$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{\partial U(H + \zeta)}{\partial x} + \frac{\partial V(H + \zeta)}{\partial y} = 0 \quad (5.3)$$



Donde  $U$  y  $V$  se definen como:

$$U(x, y, t) = \frac{1}{H} \int_{-h}^{\zeta} u(x, y, z, t) dz \quad \text{y} \quad V(x, y, t) = \frac{1}{H} \int_{-h}^{\zeta} v(x, y, z, t) dz \quad (5.4)$$

Donde  $t$  es el tiempo,  $x$  e  $y$  son las direcciones principales en el sentido longitudinal y transversal, respectivamente;  $-h$  es la cota de fondo,  $\zeta(x, y, t)$  es la cota de pelo de agua o distancia vertical sobre un plano de referencia,  $H(x, y, t) = \zeta + h$  es la profundidad total;  $U$  y  $V$  son las componentes de las velocidades promediadas en la vertical en las direcciones  $x$  e  $y$  respectivamente;  $g$  es la aceleración de la gravedad;  $\rho_o$  es la densidad del agua;  $\tau_{xx}$ ,  $\tau_{yy}$ , son las tensiones turbulentas;  $\tau_x^B$  y  $\tau_y^B$  son las tensiones resistivas en el lecho;  $\tau_x^S$  y  $\tau_y^S$  las tensiones resistivas en la superficie del agua, todas ellas en las direcciones indicadas por los subíndices;  $\varnothing$  es la velocidad angular de rotación de la Tierra en el sistema de coordenadas local;  $\theta$  es el ángulo que indica la latitud en radianes. El tratamiento de la turbulencia está basado en la técnica de filtrado (Rosman, 1987) y es auto-ajutable en la escala de sub-grilla.



**Figura 5.2:** Sistema de coordenadas del Modelo Hidrodinámico (Rosman, 2015)

### Tensiones de corte del lecho y superficie

La tensión de corte de fondo es calculada a través de la siguiente expresión:

$$\tau_i^B = \rho_o \beta U_i \quad (i = 1, 2) \quad (5.5)$$

Donde  $\beta$  es el parámetro que depende del modo de aplicación del módulo 2DH. En este caso se utiliza el módulo 2DH desacoplado del modelo 3D y la ley cuadrática empleada es:

$$\beta = \frac{g}{C_h^2} \sqrt{U^2 + V^2} \quad (5.6)$$

Donde  $C_h$  es el coeficiente de Chézy definido como:

$$C_h = 18 \log_{10} \left( \frac{6H}{\varepsilon} \right) \quad (5.7)$$

Donde  $\varepsilon = k_s$  es la altura de rugosidad equivalente. Los valores recomendados para el uso del modelo 2DH se presentan en Tabla 5.1 adaptados de Abbot y Basco (1989):

Lecho con dunas	$\varepsilon$ (m)
Predominancia de finos	0.0001-0.01
Predominancia de arenas finas	0.007-0.015
Predominancia de arenas medias	0.01-0.03
Predominancia de arenas gruesas	0.025-0.05
Predominancia de arenas muy gruesas	0.04-0.08
Predominancia de arenas con gravas	0.05-0.12
Sedimento con vegetación	0.05-0.15
Sedimento con obstáculos (piedras, troncos)	0.15-0.40
Fondo de piedra o rocoso	
Fondo de ladrillo	0.0003-0.001
Fondo de piedra lisa	0.001-0.003
Fondo de asfalto	0.003-0.007
Canto rodado ( $d_{50} < 3$ cm)	0.007-0.015
Fondo con piedras medias ( $d_{50} < 8$ cm)	0.015-0.04
Fondo con piedras ( $d_{50} < 20$ cm)	0.04-0.10
Fondo con rocas ( $d_{50} < 50$ cm)	0.1-0.25

**Tabla 5.1:** Valores de rugosidad equivalente adaptado de Abbott y Basco (1989)

También es común especificar el parámetro  $\beta$  en términos del coeficiente de Manning  $n$  o el coeficiente de Darcy - Weisbach  $f$ . Dichos coeficientes tienen la siguiente equivalencia:

$$C_h = \frac{H^{1/6}}{n} = \sqrt{\frac{8g}{f}} \quad (5.8)$$

Las tensiones de superficie  $\tau_i^S$  es calculada con una expresión cuadrática:

$$\tau_i^S = \rho_{ar} C_D W_{10}^2 \cos \Phi_i \quad (i = 1,2) \quad (5.9)$$

Donde  $\rho_{ar}$  es la densidad del aire,  $C_D$  es el coeficiente de arrastre del viento,  $W_{10}$  es la velocidad del viento a 10 m de la superficie y  $\Phi_i$  es el ángulo entre el vector del viento y la dirección  $x$ . El coeficiente de arrastre se calcula a partir de una ecuación (5.10) propuesta por Wu en 1982 (Rosman, 2015):

$$C_D = \min[(0.63 + 0.066W_{10}^2). 0.001; 0.00261] \quad (5.10)$$

Para analizar la relevancia de este esfuerzo se realizó un cálculo preliminar utilizando información de una estación meteorológica cercana a la localidad de Esperanza. Se aplicaron las expresiones (5.9) y (5.10) con los valores de velocidad (3.0 m/s) y dirección del viento (110 °), obteniéndose un valor de tensión superficial de 0.0032 N/m<sup>2</sup>. Este valor es al menos tres órdenes de magnitud menor que las tensiones de fondo, razón por la cual no fue tomada en cuenta en las simulaciones.

## Tensiones turbulentas en el módulo 2DH

Las llamadas tensiones turbulentas son en realidad flujos de cantidad de movimiento por unidad de masa, asociadas con escalas irresolubles en el tiempo y el espacio. SisBaHiA utiliza un procedimiento de filtrado a través de una integral de convolución entre función de filtrado y la función de la variable deseada. Para mayores detalles del método ver Rosman ([1987](#)) y Rosman y Gobbi ([1991](#)).

### 5.3.2 Modelación Numérica del modelo hidrodinámico 2DH

El modelo 2DH puede ser ejecutado de manera independiente y realiza los siguientes pasos para resolver el campo de velocidad 2DH en cualquier momento:

1. Solución de módulo 2DH ( $\zeta$ ,  $U$ ,  $V$ ), resolviendo simultáneamente las ecuaciones (5.1), (5.2) y (5.3). Para esto, el modelo utiliza un esquema numérico implícito de segundo orden para la discretización temporal y elementos finitos con elementos subparamétricos Lagrangeanos cuadráticos para la discretización espacial. Los esfuerzos de fricción en el fondo 2DH dependen de los perfiles de velocidad 3D calculados en los dos períodos de tiempo anteriores. (Se debe establecer una condición inicial para el primer paso)
2. Actualiza los vectores de solución de ( $\zeta$ ,  $U$ ,  $V$ ) y regresa al paso 1 para calcular las soluciones para la próxima vez, repitiendo este procedimiento hasta que se complete el tiempo de simulación especificado.

### 5.3.3 Condición de contorno

Para el problema de la circulación hidrodinámica, es necesario establecer condiciones límite para el campo de velocidad y elevación de la superficie libre del agua.

La imposición de la elevación de la superficie libre, o niveles de agua, es generalmente la forzante principal prescrita a lo largo de los *contornos abiertos*. En un dominio de modelado, los contornos abiertos representan los límites del dominio, como la entrada a una bahía o estuario, y no un contorno físico (Rosman [2015](#)).

Los *contornos de la tierra*, representan bancos y secciones de ríos o canales que están incluidos en el dominio de modelado.

Para cuerpos de agua poco profundos, como el caso de estudio, la condición límite típica en los límites de tierra es la especificación de la componente de velocidad ( $U_N$ ) o flujo ( $Q_N$ ) normal al contorno. Y la condición típica en contornos abiertos es determinar la elevación de la superficie libre a lo largo del contorno abierto en cualquier momento.

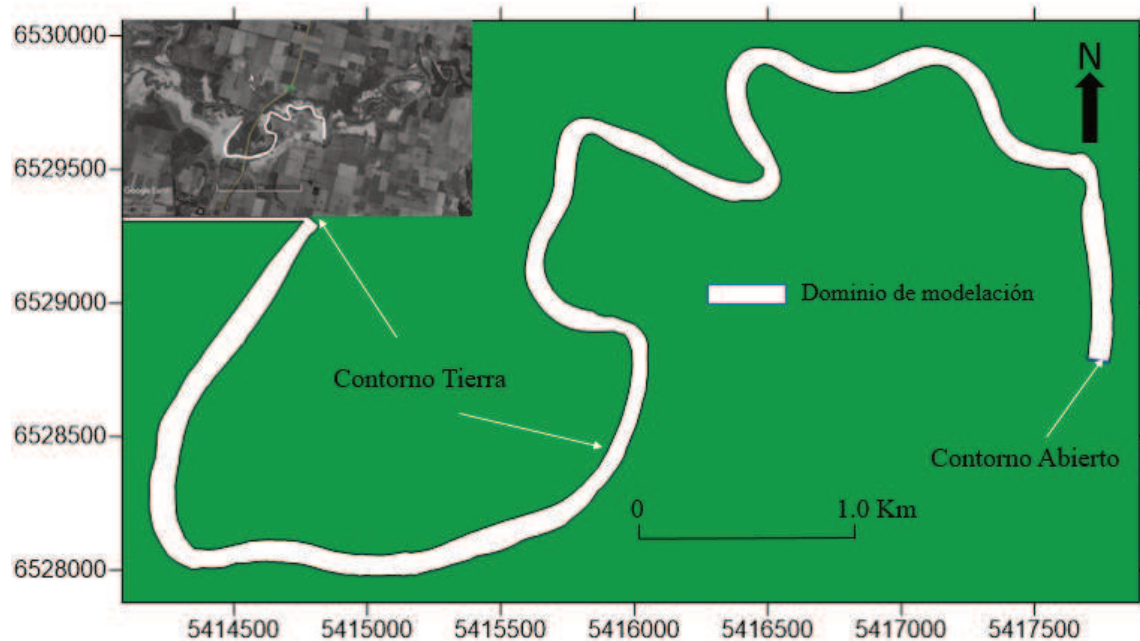
Cuando ocurren situaciones de entradas subcríticas en tierra o contornos abiertos, es necesario establecer dos condiciones. En este caso, la condición adicional habitual es la fijar la velocidad tangencial cero en el punto de entrada.

En la Figura **Figura 5.3** se presenta un esquema de las condiciones de borde para el caso de estudio.

Se realizarán simulaciones en régimen estacionario y las condiciones de contorno e iniciales se resumen en la **Tabla 5.2**:

Nodo	Condiciones de borde
Contorno Tierra Aguas Arriba	$Q_N > 0$
Contorno Abierto aguas abajo	$\zeta$
Contorno Tierra Márgenes	$Q_N = 0$
Nodo	Condiciones iniciales
Todos los nodos	U, V y $\zeta$

**Tabla 5.2:** Condiciones de contorno e iniciales.



**Figura 5.3:** Dominio de modelación. Tramo de estudio.

### 5.3.4 Malla

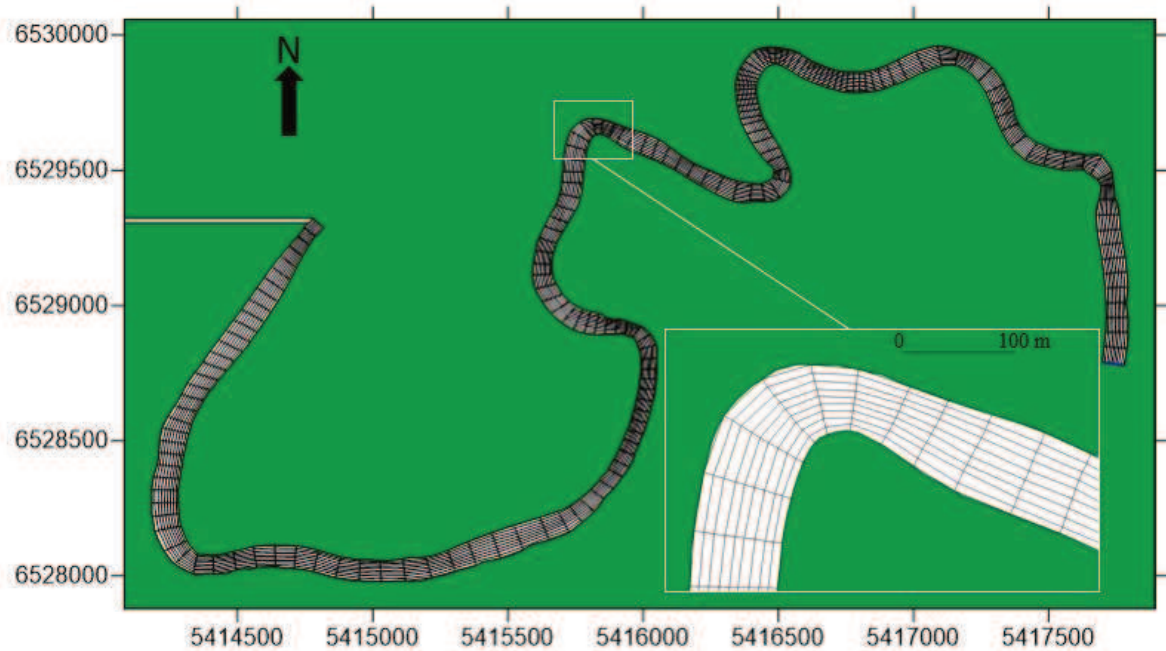
Para la discretización del dominio espacial del módulo 2DH, se utilizan elementos cuadráticos finitos. Se puede utilizar elementos finitos cuadrangulares de 9 nodos o elementos triangulares finitos de 6 nodos, en una formulación lagrangeana subparamétrica.

Los elementos cuadráticos de Lagrangeanos subparamétricos tienen su geometría definida por polinomios de Lagrangeanos lineales, mientras que las variables de flujo y los parámetros de dominio están definidos por polinomios de Lagrangeanos cuadráticos.

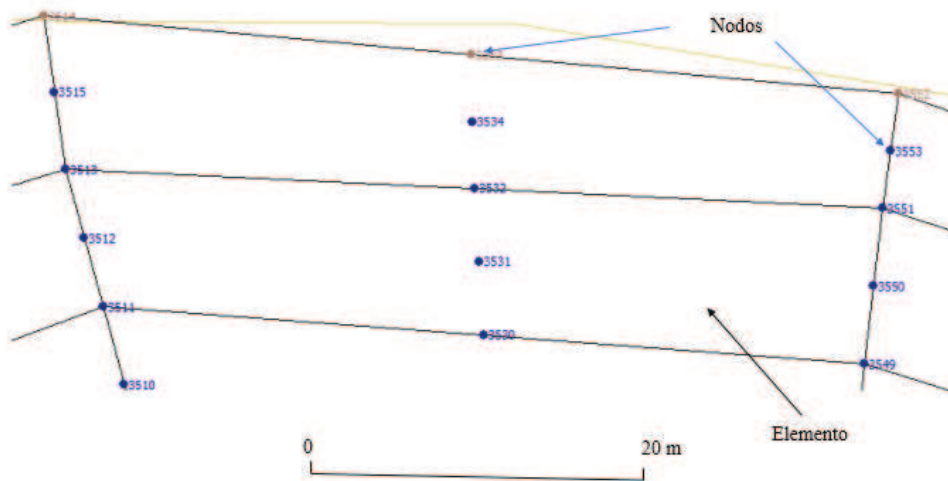
En consecuencia, los vértices de los elementos definen linealmente su geometría, mientras que las variables de flujo y los parámetros de dominio se definen de forma cuadrática. Para esto, se requiere un nudo adicional exactamente en el medio de cada lado del elemento y, en el caso de cuadriláteros, también un nudo en el centro del elemento. De esta manera se garantiza un esquema numérico potencialmente de

cuarto orden.

Para el caso de estudio, se utilizaron únicamente elementos cuadrangulares, como se aprecia en las **Figura 5.4** y **Figura 5.5**.



**Figura 5.4:** Malla del tramo de estudio.



**Figura 5.5:** Detalle de nodos y elementos

La discretización consta de 6859 nodos y 1690 elementos cuadrangulares. Cada elemento tiene una longitud aproximada (en la dirección de la corriente) de  $\Delta x=50$  m y un ancho (trasversal a la corriente) de  $\Delta y=6.0$  m. Teniendo en cuenta que el ancho del cauce (para condición de cauce lleno) es del orden de los 70 m, cada nodo tendrá una

equidistancia del orden de los 3.0 m en dicha dirección.

A fin de evitar la incertidumbre de los cálculos en la cabecera y en la descarga se ubicaron los límites de simulación lo suficientemente alejados de las zonas de interés.

## 5.4 Modelo de transporte Lagrangeano

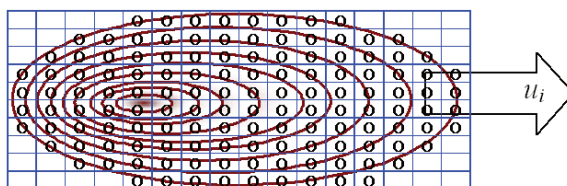
El módulo de transporte Lagrangeano se utiliza para la simulación del transporte advectivo-dispersivo con reacciones cinéticas y permite representar la distribución de concentraciones del constituyente a partir una nube de partículas. El Modelo de Transporte Lagrangeano Advectivo Difusivo con Reacciones cinéticas (MTLADR) disponible en SisBaHiA, es ideal para simular el transporte de escalares que pueden estar flotando, mezclados u ocupando sólo una capa en la columna de agua. Este tipo de modelo es más adecuado para simular el transporte de nubes o plumas contaminantes pequeñas en relación al dominio del modelo hidrodinámico o que presenten fuertes gradientes, como por ejemplo plumas de emisarios o manchas de aceite oriundas de eventuales derrames (Rosman, [2015](#)).

Este tipo de modelo tiene la ventaja de utilizar el campo de velocidades generado por el modelo hidrodinámico, sin estar restringido a las eventuales limitaciones de escala impuestas por la malla de discretización del mismo. Las partículas son inicialmente dispuestas en la región de la fuente aleatoriamente y son transportadas por las corrientes calculadas a través del modelo hidrodinámico.

En relación a las condiciones de contorno, existen fundamentalmente dos tipos. El primero es a lo largo de los contornos abiertos, por ejemplo, cuando una partícula atraviesa un segmento de contorno, sale del dominio modelado y se pierde. Por ese motivo, el contorno abierto (aguas abajo) se ubicará a unos 8.0 Km del punto de inyección, de modo que si las partículas dejaran el dominio, no causarían pérdidas sensibles al problema que se está modelando. El segundo tipo ocurre a lo largo de contornos de tierra. Se pueden considerar dos situaciones: 1- la partícula que alcanza la frontera retorna al medio sin sufrir ninguna pérdida de masa; 2- la partícula vuelve al cuerpo, pero una fracción de su masa es absorbida en el tramo de la frontera alcanzada. Para este caso, a priori, se considerará la situación 1, aunque se prevé el análisis de esta condición mediante el cálculo de conservación de masa de las curvas de concentración medidas.

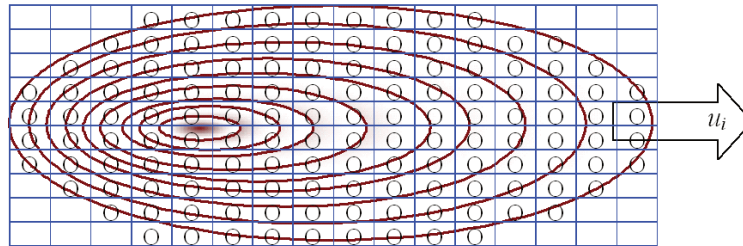
Para analizar desde una perspectiva Lagrangeana el modelo de transporte, se considera lo siguiente:

- Suponiendo que una cuadrícula de números divide una nube de contaminantes y que se calcula la masa de contaminantes en cada celda de la cuadrícula. Supongamos que el centroide de cada celda representa una partícula, con la cantidad de masa calculada en cada celda, como se muestra a continuación.





- Se puede asociar una nube individual de contaminante con cada partícula, de tal manera que, al agregar todas las nubes individuales de partículas, el resultado es la nube global contaminante.
- Cada partícula es transportada por advección, con una velocidad en la escala resoluble  $u_i$ , y sufre una desviación aleatoria de su advección resoluble debido a las velocidades difusivas  $u_i'$ , estando aún sujeta a difusión. Después de un tiempo, el resultado se vería así:



- Evidentemente, los dibujos anteriores son demasiado "organizados" para ser realistas, pero la idea es clara: como se sugiere en los dibujos, aparecen dos mecanismos difusivos: uno debido a las desviaciones aleatorias causadas por las velocidades difusivas  $u_i'$  que dispersan las partículas, aumentando el tamaño de las partículas de la nube entera. Y otro, en forma de una difusión efectiva en relación con cada partícula, aumenta el tamaño de las partículas representadas por partículas individuales, de tal manera que la nube global es el resultado de la adición de los puntos individuales de cada partícula.

Se puede observar que, cualquier partícula es el centroide de la "mancha individual de una partícula", por lo que el volumen de integración de una mancha individual debe ser igual a la masa de la partícula. La forma de la mancha individual depende de la función de distribución de masa adoptada. Como las manchas individuales suelen ser muy pequeñas en comparación con el dominio de interés, pueden considerarse localmente homogéneas, pero no necesariamente isotrópicas. En estas condiciones de homogeneidad local, las funciones de distribución de masa gaussianas para un punto individual dado alrededor de su centroide (la posición de "partícula") son una buena aproximación.

Existen varias formas de determinar el campo de concentración, una vez que la nube de partículas es definida. Un punto importante es la definición de la malla en la que la masa de cada partícula se distribuirá en cada celda. El tamaño de la malla definirá el tamaño de cada celda, y debe ser pequeño en comparación con la escala espacial de la mancha. Dependiendo de esta escala, se puede usar la malla del modelo hidrodinámico, aunque, en general, la escala de discretización del modelo hidrodinámico es demasiado grande para representar la nube de constituyentes. La cantidad de masa de una partícula dada que puede estar en una celda dada  $i$  de la malla de concentración, cuyo centro está en la posición  $(x, y, z)_i$ , se determinará mediante la siguiente expresión:

$$m_i(x, y, z) = \frac{MR(t_v)f}{\sum_{n=1}^{Np} f_n} \quad (5.11)$$

Donde  $M$  es la masa total inyectada,  $R(t_v)$  es una función de reacción cinética, donde

$t_v$  es el tiempo de vida medio de la partícula,  $f_n$  es una función de distribución espacial y  $N_p$  es el número de partículas presentes en la celda de análisis.

Después de que todas las partículas tienen sus masas distribuidas sobre las celdas de la malla, la concentración de cada sustancia en una celda dada simplemente se convierte en la cantidad de masa dividida por el volumen de la celda. El área de la celda quedará definida por la sub-malla definida por el usuario y la altura es una función de la altura instantánea de la columna de agua.

#### 5.4.1 Formulación numérica

Con el modelo Lagrangeano, en general, las fuentes contaminantes están representadas por una determinada cantidad de partículas lanzadas en la región fuente a intervalos de tiempo regulares. Las partículas están dispuestas aleatoriamente en la región de origen y se ven afectadas por las corrientes calculadas a través del modelo hidrodinámico. La posición de cualquier partícula en el siguiente instante,  $P^{n+1}$ , se determina a través de la expansión en serie de Taylor:

$$P^{n+1} = P^n + \Delta t \frac{dP^n}{dt} + \frac{\Delta t^2}{2!} \frac{d^2P^n}{dt^2} + T. A. D. \quad (5.12)$$

donde T.A.D., son los términos de alto orden despreciados. Las derivadas temporales de  $P$  se obtienen del campo de velocidad resoluble, como se describe a continuación:

$$\begin{aligned} \frac{dP}{dt} &= \vec{V}(u, v, w) \\ \frac{dP}{dt} &= \frac{d^2P}{dt^2} = \frac{d\vec{V}}{dt} = \frac{\partial \vec{V}}{\partial t} + u \frac{\partial \vec{V}}{\partial x} + v \frac{\partial \vec{V}}{\partial y} + w \frac{\partial \vec{V}}{\partial z} \end{aligned} \quad (5.13)$$

Donde se admite que en escalas resolubles, las velocidades que promueven el transporte advectivo de partículas y las velocidades son las mismas que las calculadas por el Módulo Hidrodinámico. La inclusión de términos de aceleración en la determinación de posición es opcional, pero permite el uso de intervalos de tiempo significativamente más largos, con buena precisión. Después de la determinación de la nueva posición de cada partícula, una desviación aleatoria, causada por los movimientos en escalas no resolubles que generan "velocidades de difusión", pueden ser incluidos. La magnitud del desvío aleatorio es una función de las derivadas espaciales de las difusividades turbulentas.

#### 5.4.2 Verificación del modelo de transporte

Para analizar el funcionamiento del modelo numérico, se realizaron simulaciones para un canal prototipo comparándolo con la una solución exacta bidimensional.

- 1) Canal prototipo



El canal es de sección rectangular con  $W = 80$  m,  $H = 2.0$  m. La longitud del tramo es de 5.0 Km con pendiente uniforme  $S_o = 0.0002$ .

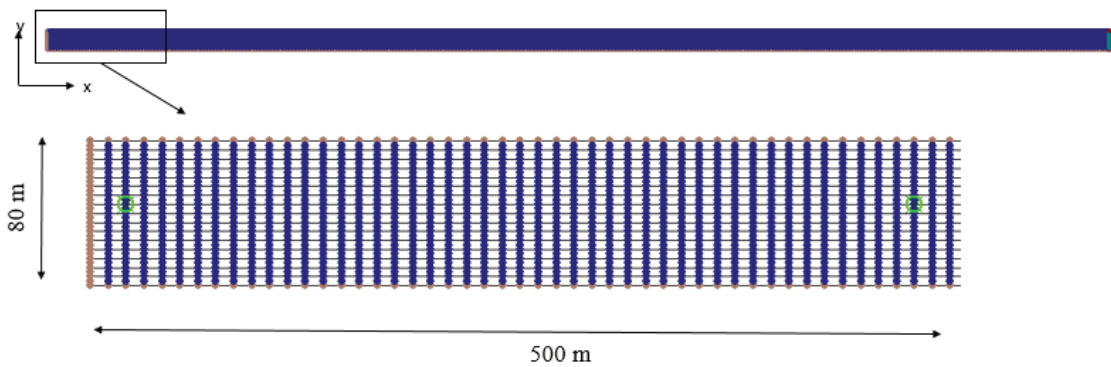
2) Condiciones de borde modelo hidrodinámico

El modelo hidrodinámico 2DH se utilizará bajo condiciones estacionarias con un caudal  $Q = 80$  m<sup>3</sup>/s. La condición de borde aguas abajo es la cota de pelo de agua para flujo uniforme (tirante normal).

Se utilizó un paso de tiempo de simulación de 2.0 s.

3) Malla del modelo hidrodinámico

La malla está compuesta por 3600 con elementos cuadrangulares y un total de 14833 nodos de cálculo. De esta manera cada elemento tendrá  $\Delta x=20.0$  m x  $\Delta y=5.0$  m. de En la **Figura 5.6** se presenta una vista general y un detalle de la malla.



**Figura 5.6:** Vista general (superior) y detalle (inferior) de la malla canal prototipo. Los nodos resaltados con un círculo verde indican los puntos de control.

4) Modelo analítico (solución exacta)

La solución exacta de la ecuación de transporte bidimensional fue presentada por Diachisin en 1963 (Roldao et. al, 1998). La ecuación (5.14) representa la distribución de concentraciones para el caso de una inyección plana instantánea:

$$C(x, y, t) = \frac{M}{4\pi Ht\sqrt{K_L K_T}} e^{-\left[\frac{(x-u_x t)^2}{4K_L t} + \frac{(y-u_y t)^2}{4K_T t}\right]} \quad (5.14)$$

Donde:  $C$  es la concentración (Kg/m<sup>3</sup>),  $M$  es la masa total inyectada (Kg),  $H$  es la profundidad (m),  $x$  e  $y$  son las distancias longitudinal y transversal medidas desde el punto de inyección (m),  $t$  (s) es el tiempo posterior a la inyección,  $u_x$  y  $u_y$  son las velocidades medias en la dirección  $x$  e  $y$  respectivamente (m/s).

5) Modelo de transporte Lagrangeano (SiSBaHiA)

Las características de la inyección y condiciones de borde para la implementación del

modelo son las siguientes:

Condición de contorno:

$$C(0,y,t) = 0.0 \text{ para } y = 0$$

$$C(L,y,t) = \partial C / \partial x = 0 \text{ para } y = L$$

Condición inicial:

$$C(x = 400 \text{ m}, y = 40 \text{ m}, t = 0.0) = M/AH$$

$$C(x \neq 400 \text{ m}, y \neq 40 \text{ m}, t = 0.0) = 0.0$$

Donde  $M$ , es la masa del trazador,  $A$ , es el área en planta de la nube inicial (inyección) y  $H$  es la profundidad del punto de inyección.

Los coeficientes de dispersión se estimaron mediante ecuaciones empíricas propuestas por SiSBaHiA:

$$K_L = \alpha 5.93 u_* H \quad (5.15)$$

$$K_T = \beta 0.15 u_* H \quad (5.16)$$

Donde  $\alpha$  y  $\beta$  son coeficientes de calibración. Para este caso se adoptó un valor igual a 1 para ambos coeficientes.

## 6) Resultados (SiSBaHiA)

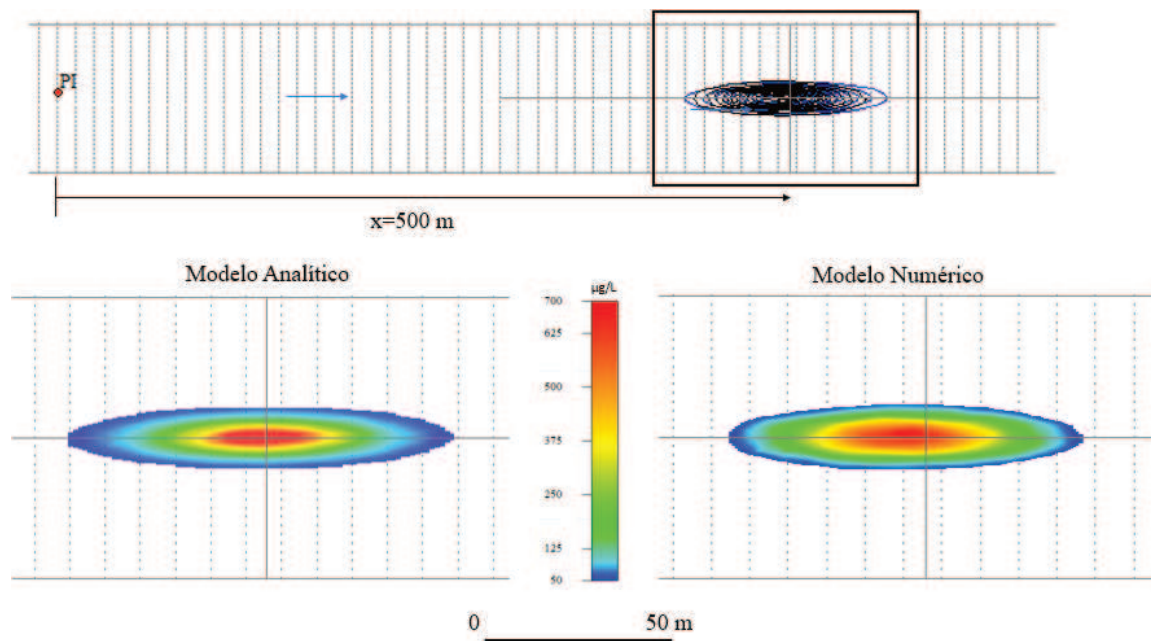
En la **Tabla 5.3** se resumen los resultados del modelo hidrodinámico, los datos de la inyección final y las condiciones de convergencia del modelo numérico:

HIDRODINÁMICA		INYECCIÓN		MODELO NUMÉRICO	
$Q$ ( $m^3/s$ )	80	$M$ (g)	500	$Pt$	40000
$\varepsilon$ (m)	0.05	$A$ ( $m^2$ )	150	$\Delta t$ (s)	2.0
$H$ (m)	1.48	$t_{iny}$ (s)	20.00	$\Delta y$ (m)	5.0
$u_x$ (m/s)	0.71	$C$ ( $\mu g/m^3$ )	$8.45 \cdot 10^5$	$\Delta x$ (m)	20
$u_y$ (m/s)	0.00	$K_L$ ( $m^2/s$ )	0.507		
$u_*$ (m/s)	0.055	$K_T$ ( $m^2/s$ )	0.013		

**Tabla 5.3:** Datos de entrada al modelo de transporte.

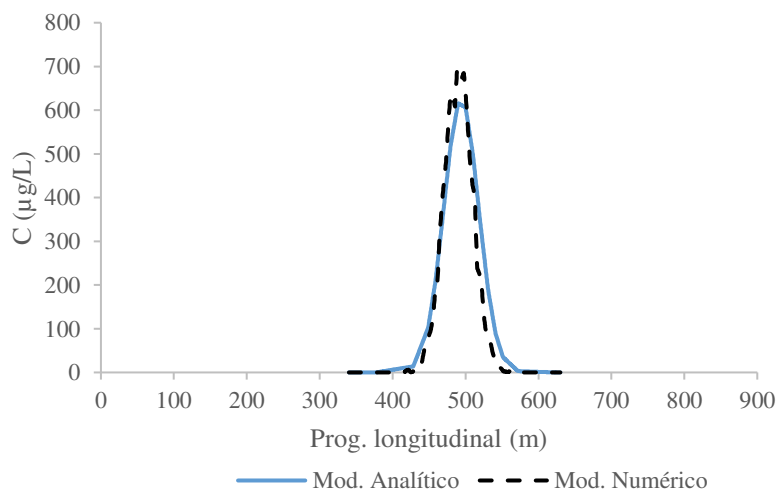
Donde  $t_{iny}$  es el tiempo que dura la inyección del trazador y  $Pt$ , el número de partículas lanzadas.

Los resultados comparados del modelo numérico y la solución analítica se presentan en la **Figura 5.7**. En la parte superior se aprecia el punto de inyección (PI) y las curvas de isoconcentración superpuestas en la progresiva 500 m, mientras que en la parte inferior se visualizan por separadas.

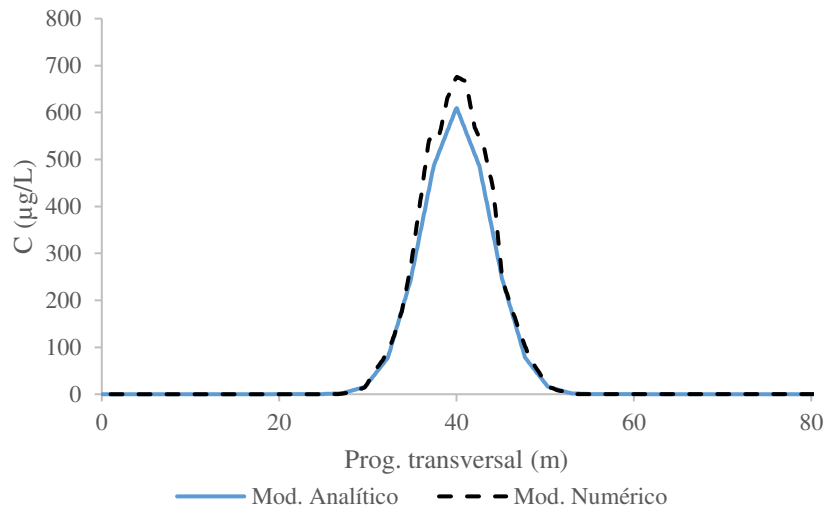


**Figura 5.7:** Resultados gráficos. Comparación de nubes modelo analítico (izq.) y numérico (der.). Nube 1 a 500 m del punto de inyección (PI).

En las **Figura 5.8** y **Figura 5.9** se presentan los perfiles de concentración en sentido transversal y longitudinal al eje del cauce para el modelo analítico y numérico. Mientras que en la **Tabla 5.4** se resumen las variables más importantes y los errores relativos del modelo numérico. Para verificar la conservación de masa del modelo, se multiplicó la cantidad partículas lanzadas ( $Pt$ ) por la masa asignada por el sistema ( $m_p$ ) como se aprecia en la **Tabla 5.5**.



**Figura 5.8:** Perfiles de Concentración-Progressiva  $x$ .



**Figura 5.9:** Perfiles de Concentración-Progresiva y.

Variable	Mod. Analítico	Mod. Numérico	Error (%)
$C_p$ ( $\mu\text{g/L}$ )	615.42	695.41	11.5%
$t_p$ (min)	11.14	11.43	2.5%
Long. X	163.00	152.00	-7.2%
Long. Y	30.40	31.00	1.9%

**Tabla 5.4:** Resultados comparados modelo analítico vs numérico.  $C_p$ : Concentración pico,  $t_p$ : tiempo de concentración pico (desde la inyección), Long. X e Y: extensión de la nube en x e y respectivamente.

Masa inyectada (gr)	Partículas			
	$Pt$	$m_p$ (mg)	Masa total (gr)	Err (%)
500	40000	1.25E-02	500	0.0

**Tabla 5.5:** Cálculo de masa.

Se puede apreciar buena performance del modelo numérico en todas las variables analizadas y se comprueba la conservación de masa. Vale destacar que las nubes calculadas por el modelo numérico son sensibles a al paso de tiempo de simulación ( $dt$ ), el número de partículas totales lanzadas ( $Pt$ ) y la dimensión -y forma- inicial de la fuente ( $A$ ).

## 6 ESTUDIOS DE CAMPO

### 6.1 Ensayo de trazadores

#### 6.1.1 Consideraciones

Como se ha mencionado, el antecedente más relevante para el desarrollo de la presente tesis, fue el ensayo de trazador realizado en abril de 2014 (Zenclusen et al., [2015](#); Palman et al., [2016](#)).

El ensayo, originalmente, fue planificado para escenarios de aguas bajas. En función de esta hipótesis se definieron las siguientes características del ensayo:

- a) Distancia de mezcla completa: se calculó la distancia de mezcla completa en la transversal y vertical con expresiones empíricas que están en función de variables hidrodinámicas y geométricas. Dichas variables se obtuvieron de simulaciones hidrodinámicas con un modelo 1D calibrado previamente (Imhoff y Trento, [2012](#)) para diferentes escenarios. Los caudales simulados variaron entre 10 y 45 m<sup>3</sup>/s, con velocidades de 0.16 a 0.52 m/s y las longitudes variaron de 5 a 30 m para la mezcla en vertical y de 1200 a 2500 m en la transversal.
- b) Masa de trazador a inyectar: la masa depende de las condiciones hidrodinámicas, de la sensibilidad del sensor del trazador y de la distancia al punto de medición. En función de los escenarios mencionados, la masa estimada varió entre 400 y 700 gramos de trazador.
- c) Metodología de medición desde embarcación: la medición de la nube se realizaría con la embarcación en movimiento navegando en “zig-zag” de modo de obtener valores de concentración, coordenadas y tiempo ( $C-x-y-t$ ).

Sin embargo, el día del ensayo, el río se encontraba transitando el pico de una crecida producto de lluvias caídas en los días previos. El caudal medido el 1-4-2014 fue del orden de los 180 m<sup>3</sup>/s -similar al caudal de *bankfull* (cauce lleno) en el tramo de RP 6-, con velocidades medias de entre 0.70 y 1.00 m/s, profundidades de 3.5 m y anchos de 70 a 80 m. Por esta razón se debieron reorganizar las tareas de campo planificadas en gabinete.

Los principales cambios que se debieron realizar fueron:

- Masa de trazador a inyectar: se debió aplicar toda la masa disponible en relación a lo previsto originalmente.
- Mediciones de las nubes: las altas velocidades de la corriente y arrastre de materiales como ramas, dificultaban y tornaban peligrosa la maniobra de “zig-zag” con la embarcación para medir la nube desplazándose ( $C-x-y-t$ ). Por esta razón, se optó por realizar la medición con la embarcación anclada en el centro del cauce y obtener así registros de concentración vs tiempo ( $C-t$ ).
- Muestreo desde las márgenes: con el fin de verificar la distancia de mezcla completa, los ayudantes que debían posicionarse en las márgenes (2 MD y 2 MI) para tal fin, debieron ajustar la ubicación definitiva en función de las condiciones de acceso al cauce.

En resumen, el ensayo se realizó asumiendo que la mezcla completa se daría luego de la progresiva 1000 m, por lo que se fijaron como secciones de medición las progresivas 1000 m (S1), 3000 m (S2) y 4500 m (S3). Bajo el supuesto de que en las secciones S2 y S3 la mancha se comportaría como 1D, bastaría con medir las curvas concentración-tiempo en dichas secciones (con la embarcación fija) para calcular el coeficiente de dispersión longitudinal ( $D_L$ ) por el “Método de la Mancha Congelada”.

A continuación, se describen las tareas de campo y gabinete llevadas a cabo.

## 6.1.2 Materiales y método

Se detalla a continuación los materiales y equipos utilizados para el ensayo. Luego se describen las tareas previas al ensayo y finalmente el ensayo.

### 6.1.2.1 Materiales y equipos de campo

**Trazador:** Un constituyente describe de alguna forma el estado de la calidad del medio en el que se encuentra y se puede clasificar en: a) Conservativo (ej.: sal) y No Conservativo (ej.: OD, DBO) dependiendo si la distribución espacial es o no afectada por reacciones con otros constituyentes; b) Activo (ej.: temperatura) o Pasivo (ej.: OD) si su presencia afecta o no a las características del escurrimiento.

En el presente trabajo se utilizó Rodamina WT, un trazador muy utilizado en hidrología ya que se trata de un constituyente de tipo conservativo y pasivo. Entre las características más sobresalientes se destacan: 1) no ser tóxico para la salud humana y el medio ambiente para el rango de concentraciones de los ensayos (Smart y Laidlaw, [1977](#); Behrens et al., [2001](#)), 2) no presentar cambios sensibles de fluorescencia ante variaciones importantes de temperatura (-25 a 25 °C), 3) tener bajas tasas de fotodecaimiento (tanto por luz solar como artificial), 4) resistencia a la absorción, tanto de la materia orgánica como inorgánica, 5) la estabilidad de la fluorescencia a valores de pH comprendidos entre 6 y 10; 6) su relativo bajo costo. Las características 2) a 5) permiten aseverar que se trata de un constituyente de tipo pasivo y conservativo para la duración del ensayo.

Comercialmente se obtiene tanto en estado sólido -polvo- y líquido, diluido en variadas relaciones porcentuales. Para el caso, se contaba la rodamina en estado sólido, que para la inyección fue diluida en 5.0 L de agua de río.

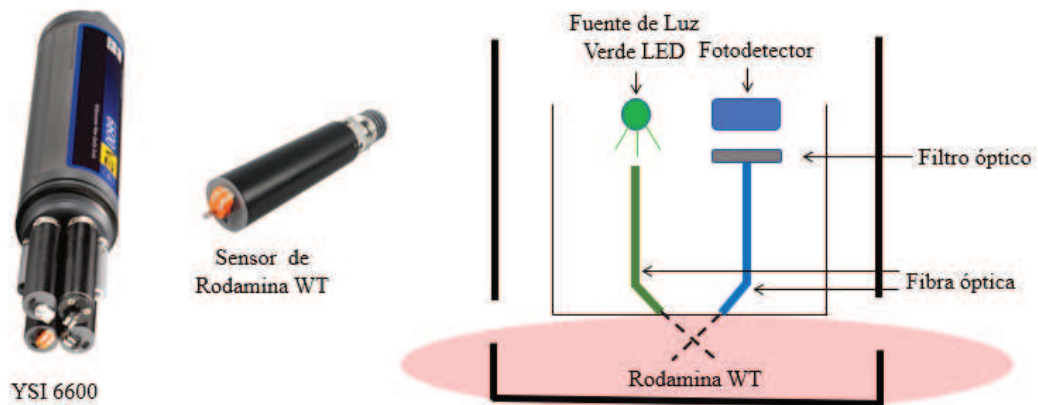


**Figura 6.1:** Rodamina WT en estado sólido (izq.) y disuelta en agua de río (der.)

**Sonda Multiparamétrica YSI 6600:** la sonda multiparamétrica YSI 6600 está equipada con diversos sensores que permiten registrar variables tales como turbiedad, pH/ORP, OD, conductividad/temperatura, y concentración de rodamina. Este último, registra concentraciones en el rango: 0 a 200  $\mu\text{g/L}$  de rodamina (FS) (equivalente a 0-100% FS) con una resolución de 0.1  $\mu\text{g/L}$  FS (0.1% FS) y una seguridad de 1.0  $\mu\text{g/L}$  FS (5% lectura) hasta una profundidad de 60 m, tanto en agua salada como en agua dulce (YSI User Manual, [2012](#)).

El sensor de rodamina es de tipo óptico y el principio de funcionamiento consiste en irradiar con una longitud de onda particular un volumen de agua cercano al cabezal, luego la rodamina al ser irradiada reacciona emitiendo una longitud de onda mayor, que es detectada por el sensor (**Figura 6.2**). El intervalo de muestreo es regulado por el operador.





**Figura 6.2:** Sonda YSI, sensor de Rodamina y esquema de funcionamiento.

Los registros de fluorescencia obtenidos en el campo, si bien describen correctamente el pasaje de las nubes de trazador, según la propia experiencia, pueden presentar desvíos medios del orden de  $2 \mu\text{g/L}$ . Los pulsos de sedimentos, la turbulencia del flujo y la radiación solar pueden generar cambios instantáneos en la zona de medición del sensor, los cuales también son registrados.

**Embarcación:** se utilizó una embarcación hidrográfica semirrígida con motor fuera de borda de 30Hp y montada con pluma para ascenso-descenso de instrumental, disponible en la FICH (**Figura 6.3**).



**Figura 6.3:** Embarcación semirrígida. Navegación al punto de inyección.

**Acoustic Doppler Current Profiler (ADCP):** para el registro de las variables hidrodinámicas se contó con un equipo modelo Workhorse Río Grande de 1200 kHz (Teledyne RDI), que permite determinar velocidades (rango entre  $\pm 20 \text{ m/s}$ ) y



profundidades de la sección (rango entre 0.5 y 30 m). El equipo va montado en una embarcación especial (Riverboat Teledyne Osceancience) que es remolcada por el semirrígido (**Figura 6.4** y **Figura 6.6**).

El ADCP se conecta a una PC a bordo equipada con el software específico del fabricante, *WinRiver II* (Teledyne, [2008](#)). Es el programa de recopilación de datos de descarga en tiempo real para operar el ADCP, y verifica que el ADCP haya recibido los comandos.



**Figura 6.4:** Embarcación atada y ADCP 1200 kHz.



**Figura 6.5:** Preparación de equipos de campaña.

**Differential Geopositional System (DGPS):** el Sistema de Posicionamiento Global brinda información trabajando a tiempo real (Real Time Kinematic - RTK), permite obtener coordenadas horizontales con una precisión de  $\pm 0.02$  m, con una frecuencia aproximada de 1 Hz. El equipo está compuesto de la estación de referencia, navegador GPS, módem y equipos de comunicaciones para transmisión de correcciones diferenciales a tiempo real.



**Figura 6.6:** Equipo DGPS.

### 6.1.2.2 Tareas previas al ensayo

Como actividades complementarias previas a la salida de campo, se realizaron tareas de planificación, estimación de masa de trazador a inyectar, simulación numérica 1D y calibración de los equipos.

#### 6.1.2.2.1 Masa de trazador

Como se mencionara previamente, la masa calculada para escenarios de aguas bajas, se debió recalculer el día del ensayo con las nuevas condiciones.

La estimación se realizó aplicando la fórmula propuesta por Fischer et al. (1979):

$$M = QC_{pL}T_s$$
$$T_s = \frac{6\sigma}{u} \quad (6.1)$$
$$\sigma = 2D_L t$$

Donde,  $M$  es la masa de trazador,  $Q$  es el caudal,  $C_{pL}$  es la concentración de referencia en la sección de interés,  $T_s$  es la duración de pasaje de la nube,  $\sigma$  es el desvío de la nube,  $D_L$  es el coeficiente de dispersión longitudinal (estimado como  $5.93u_*H$ )  $u$  es la velocidad media en la sección y  $t$  es el tiempo de viaje medio de la nube hasta la sección de muestreo.

En la **Tabla 6.1** se resume la masa a inyectar para escenarios de aguas bajas y la utilizada el día de la campaña.

#### 6.1.2.2.2 Secciones de muestreo

Las secciones de muestreo se determinaron en función de la distancia de mezcla completa en la dirección vertical y transversal y la resolución del sensor de Rodamina. Estas variables definieron las distancias mínima y máxima para la medición.

Las distancias de mezcla completa en la vertical ( $L_{CV}$ ) y en la transversal ( $L_{CT}$ ) fueron estimadas con las expresiones propuestas por Fischer et al. (1979):

$$L_{CV} > 0.3 \frac{u\bar{h}^2}{\varepsilon_z} \quad (6.2)$$

$$L_{CT} > 0.1 \frac{uW^2}{\varepsilon_y} \quad (6.3)$$

$$\text{Con } \varepsilon_z = 0.067u_*\bar{h} \text{ y } \varepsilon_y = 0.23u_*\bar{h}$$

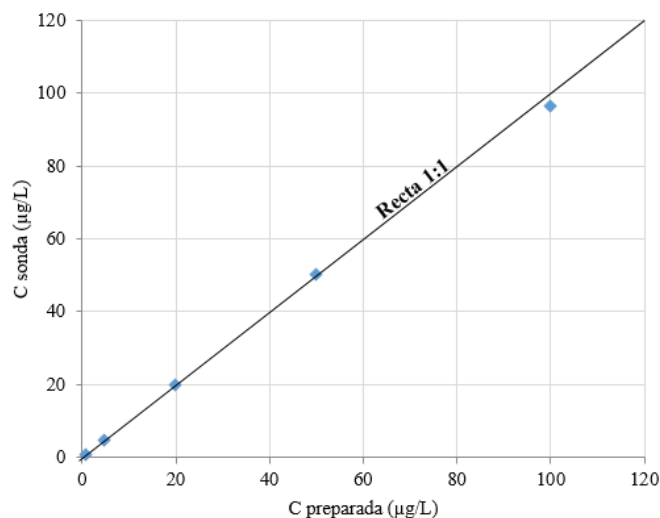
Como se describió anteriormente, la resolución del equipo es de  $0.1 \mu\text{g/L}$ . Por lo tanto, se adoptó como concentración límite valores superiores a 10 veces la resolución para la sección de muestreo más alejada, ubicada a 4500 m (LS3) del punto de inyección.

Escenario	$Q$ (m <sup>3</sup> /s)	$\bar{h}$ (m)	$W$ (m)	$S_f$ (m)	$u$ (m)	$u_*$ (m/s)	$L_{cv}$ (m)	$L_{CT}$ (m)	$L_{S3}$ (m)	$t$ (s)	$T_s$ (s)	$M$ (Kg)
Aguas bajas precampaña	10	1.13	30	0.0002	0.16	0.0471	17.20	1177	4500	28125	4994	0.50
	20	1.23	35	0.0002	0.20	0.0491	22.43	1763	4500	22500	3808	0.76
	45	2.30	40	0.0002	0.40	0.0671	61.35	1801	4500	11250	2153	0.97
Escenario 1-4-2014	180	3.00	80	0.00015	0.90	0.0664	182.0	12570	4500	5000	724	1.30

**Tabla 6.1:** Estimación de  $L_{CT}$  y  $L_{cv}$  y de la masa de trazador a inyectar para diferentes escenarios. Donde  $S_f$  es la pendiente de energía normal.

### 6.1.2.2.3 Calibración Sensor de Rodamina

Una tarea fundamental fue la calibración de la sonda YSI, particularmente del sensor de Rodamina. Esta tarea consistió en verificar (o ajustar) que las lecturas de los sensores se correspondan con valores conocidos preparados con los reactivos establecidos por el fabricante. El sensor de Rodamina se calibró con preparados de Rodamina WT en polvo y agua destilada en tres valores de concentración: 0 (agua destilada), 35 y 100  $\mu\text{g/L}$ . Luego se realizó la verificación, utilizando 5 pares de valores de concentración (**Figura 6.7**), obteniendo un ajuste perfecto.



**Figura 6.7:** Verificación Sensor de Rodamina.

### 6.1.2.3 Ensayo de campo

El día del ensayo, se estableció un campamento unos 800 m aguas abajo del puente de RP6 y durante las primeras horas los grupos de trabajo se dieron a la tarea de la instalación y puesta a punto de todos los instrumentos (DGPS, ADCP, Sonda YSI, etc.). Alrededor de las 11:00 am, el grupo integrado por el Dr. Francisco Latosinsky, Dr. Lucas Dominguez y el Sr. Roberto Mir comenzaron con las mediciones en inmediaciones del campamento utilizando el equipo ADCP a fin de conocer la magnitud de las condiciones hidrodinámicas del río. Se continuó luego con el relevamiento hidrodinámico y batimétrico del tramo de 8.0 Km que se extendió hasta las 15:00 hs.

Mientras, el grupo ubicado en el campamento, además de reorganizar las tareas



planificadas en función del nuevo escenario hidrométrico, se realizaron tareas tales como la verificación *in situ* del sensor de rodamina<sup>4</sup>, preparación del trazador para su inyección, medición de la cota del pelo de agua en el puente de RP6, entre otras.

En la **Figura 6.8** se presentan las zonas de medición (en la imagen satelital del sistema Google Earth, la altura hidrométrica en RP70 fue de 3.95 m, mientras que el día del ensayo fue de 3.21 m).



**Figura 6.8:** Zona del ensayo. Ubicación de muestreos. (Imagen Google Earth 14-1-2016  $H_{RP70}=3.95$  m)

Se prepararon 6 flotadores superficiales que se arrojaron simultáneamente con la inyección de la rodamina, para divisar desde la superficie el movimiento aproximado de la nube (puesto que el color propio del trazador no puede visualizarse dada la turbidez del agua del río). La inyección del trazador se realizó en el medio de la sección transversal en inmediaciones del puente de RP6 a las 15:02, desde la popa de la embarcación, manteniendo velocidad constante hacia aguas arriba, procurando no contaminar con trazador el casco del bote (**Figura 6.9**). Luego de vertida por completo la masa de trazador, se posicionó la embarcación sobre la margen izquierda del río para evitar el contacto con la nube y se navegó hasta la sección S1 (**Figura 6.10**), 1000 m aguas abajo de la sección de inyección.

---

<sup>4</sup> El rango medido fue de 0.0  $\mu\text{g/L}$  y 54  $\mu\text{g/L}$  utilizando agua del río. De esta manera se validó la curva de calibración del sensor, constatándose la fiabilidad de las mediciones puesto que no fue afectado por las condiciones hidroambientales.

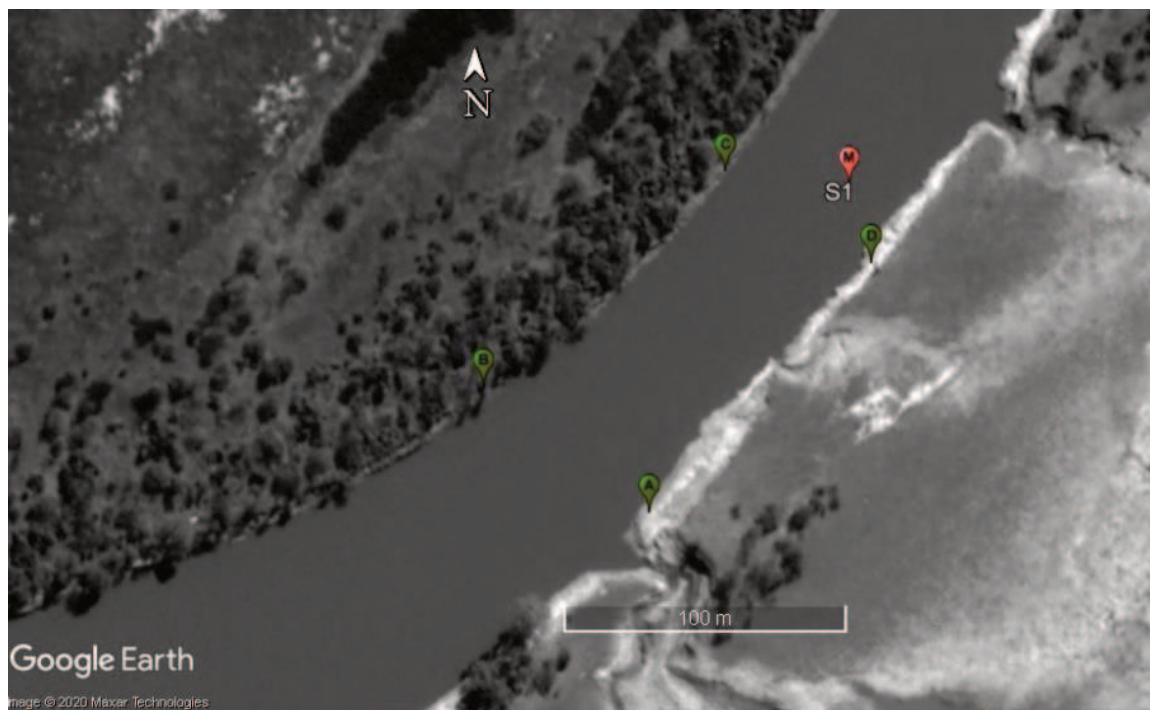


**Figura 6.9:** Inyección del trazador. Secuencia fotográfica.

La embarcación se ancló en el centro de la sección y se aguardó la llegada de los flotadores para comenzar las mediciones. Se obtuvieron los registros  $C$  vs  $t$ , capturándose el paso completo de la nube de rodamina (Nube 1) y en simultáneo se tomaron muestras de 100 mL de agua, para luego contrastarlas en laboratorio con las mediciones *in situ*. En dicha sección, además, 4 integrantes del equipo ubicados en ambas márgenes del cauce, realizaron muestreos de 100 mL a intervalos regulares a fin de verificar la distancia de mezcla completa en la transversal.

Posteriormente se desplazó la embarcación a las secciones 2 y 3 (ubicadas a 3000 m y 4500 m aguas abajo de RP6, respectivamente) realizando un procedimiento similar al de la sección 1.

A los fines de verificar la distancia de mezcla completa en la transversal, se tomaron muestras desde la margen en la sección 1 (**Figura 6.10**). La ubicación de los colaboradores se realizó en función de la longitud de la mezcla completa en la trasversal estimada con la fórmula (6.2), la cual fue del orden de los 1500 m, aunque por cuestiones prácticas se ubicaron aguas arriba de la sección 1. Los operadores comenzaron los muestreos al divisar los flotadores; de manera coordinada las muestras se realizaron a intervalos constantes de 60 segundos. Desde la embarcación se dio aviso a los muestreadores cuando la sonda dejó de registrar valores positivos de trazador a fin de finalizar la toma de muestras.



**Figura 6.10:** Ubicación de muestreos desde las márgenes. Imagen Google Earth.

Además, se colectaron muestras de agua en las distintas secciones para la posterior determinación en laboratorio de sólidos suspendidos totales (SST), sólidos disueltos totales (SDT) y granulometría de sedimentos suspendidos.

### 6.1.3 Resultados

Se logró registrar el pasaje de la nube en 3 secciones, ubicadas a 1000 (S1), 3000 (S2) y 4500 m (S3) del punto de inyección, y cuyas concentraciones máximas fueron de 38, 12.4 y 6.9  $\mu\text{g/L}$  respectivamente.

El sensor de rodamina tiene incorporada una escobilla ó “wiper”, que realiza un ciclo de limpieza del cabezal del sensor de manera automática cada 5 minutos. El ciclo tiene una duración de 60 s y durante ese lapso el sensor no realiza mediciones, pero el software (*Ecowatch*) asigna valores iguales al último registro previo a la limpieza.

Por las particularidades del sensor comentadas, es necesario realizar un tratamiento sobre los registros obtenidos, a fin de eliminar valores inconsistentes.

Para el tratamiento de datos, se detectaron los ciclos de limpieza de los “wiper” y se eliminaron los valores de concentración asociados a ellos. Para ajustar una tendencia promedio se calculó la concentración media para un intervalo temporal de 60 s.

En las **Figura 6.11** a **Figura 6.13** se presentan las curvas  $C-t$  medidas para cada nube, donde se aprecian los datos sin depurar de la sonda, los promedios y sus correspondientes desvíos y los valores medidos en laboratorio a partir de las muestras de agua desde la embarcación. En la **Figura 6.14** se muestran las 3 curvas medidas a fin de tener perspectiva de la evolución de la nube. En la **Figura 6.16** se muestran los registros de concentración de las muestras tomadas desde la margen en inmediaciones de la progresiva 1000 m (**Figura 6.10**).



Se calcularon dos estadísticos importantes de la distribución como ser la media y el desvío temporal utilizando las expresiones (6.4) y (6.5):

$$\mu_t = \frac{\sum_i \frac{(t_{i+1} - t_i)}{2} C_i}{\sum_i C_i} \quad (6.4)$$

$$\sigma_t = \sqrt{\frac{\sum_i (\mu_i - t_i)^2 C_i}{\sum_i C_i}} \quad (6.5)$$

En la **Tabla 6.2:** Valores característicos de las nubes medidas. se presentan los estadísticos de las mediciones como la concentración máxima ( $C_p$ ) y el tiempo asociado ( $t_p$ ), la media ( $\mu_i$ ) y el desvío temporal ( $\sigma_i$ ) de cada nube.

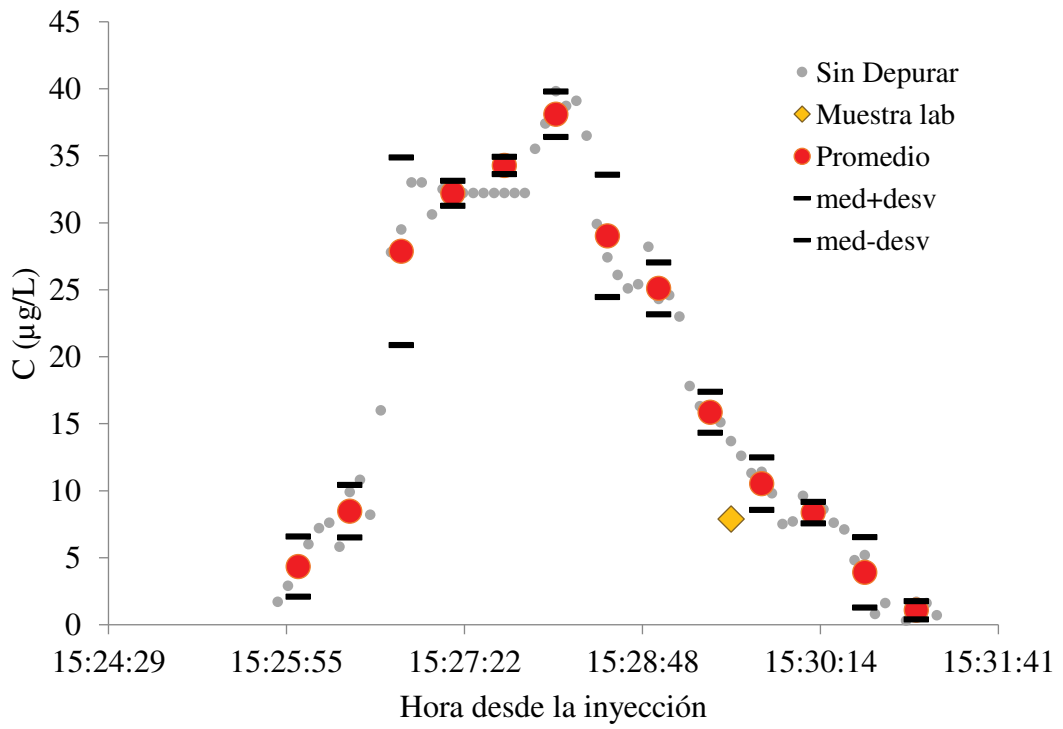
Nube	Prog. (m)	$C_p$ ( $\mu\text{g/L}$ )	$t_p$ (min)	$\mu_t$ (min)	$\sigma_t$ (min)
S1	1000	38.10	25.93	27.88	1.12
S2	3000	12.43	66.28	70.07	3.59
S3	4500	6.91	98.47	103.14	4.58

**Tabla 6.2:** Valores característicos de las nubes medidas.

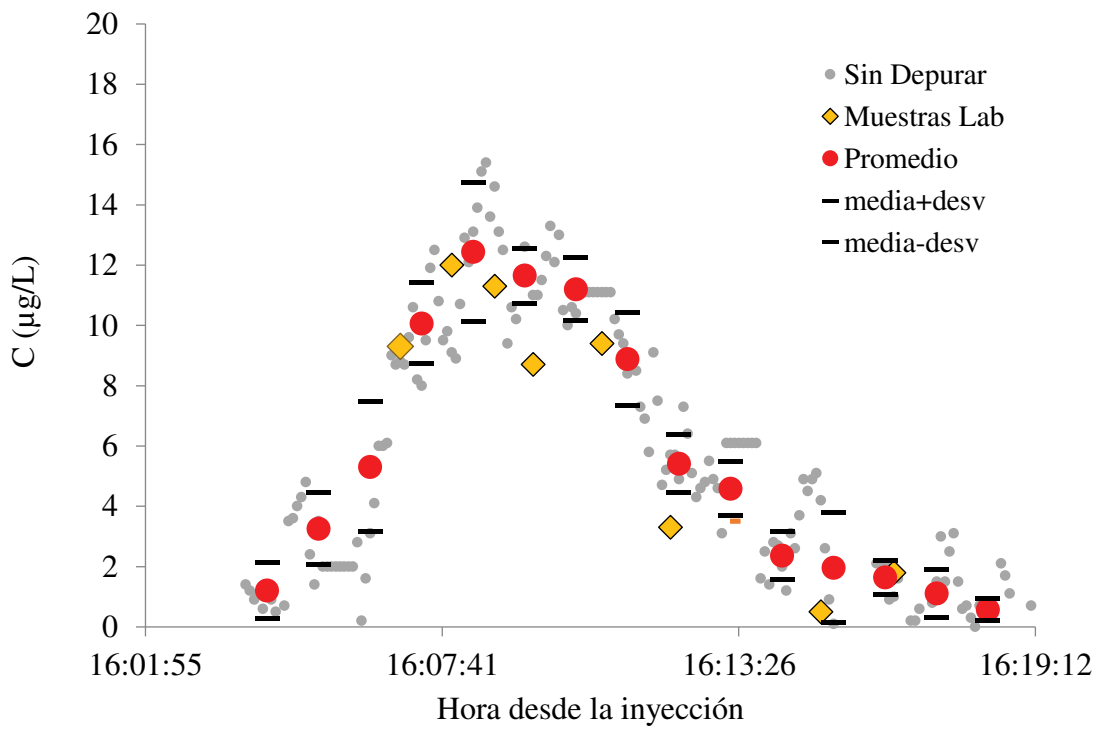
Se aprecia la asimetría de las nubes tanto gráficamente como en el desfase temporal entre la media ( $\mu_t$ ) y el pico ( $t_p$ ). Este comportamiento *No Fickiano* está vinculado con las zonas de recirculación debido a las irregularidades del cauce en la margen y el lecho. La zona de recirculación atrapa al constituyente, y hace que la nube tenga una distribución con una larga cola (Rutherford [1994](#)).

Por otro lado, la mayor parte de las muestras tomadas desde las márgenes en inmediaciones de la sección S1 acusan ausencia de trazador, con algunas excepciones en los primeros instantes en los puntos A y B. Debido al espaciado intervalo de muestreo en relación a la velocidad de traslado de la nube -sólo- se logró un registro parcial de la misma. Además, es de notar que en las muestras tomadas en el punto C no se registraron valores positivos de concentración, mientras que en D, en una de las muestras se tuvo registro de rodamina.

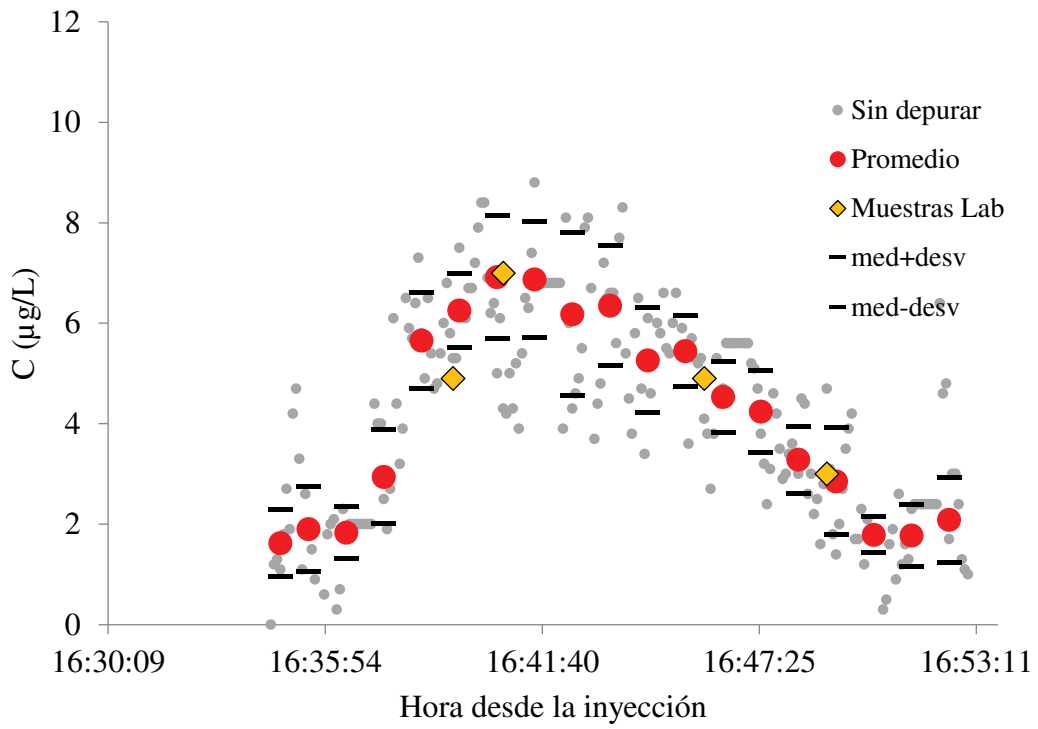




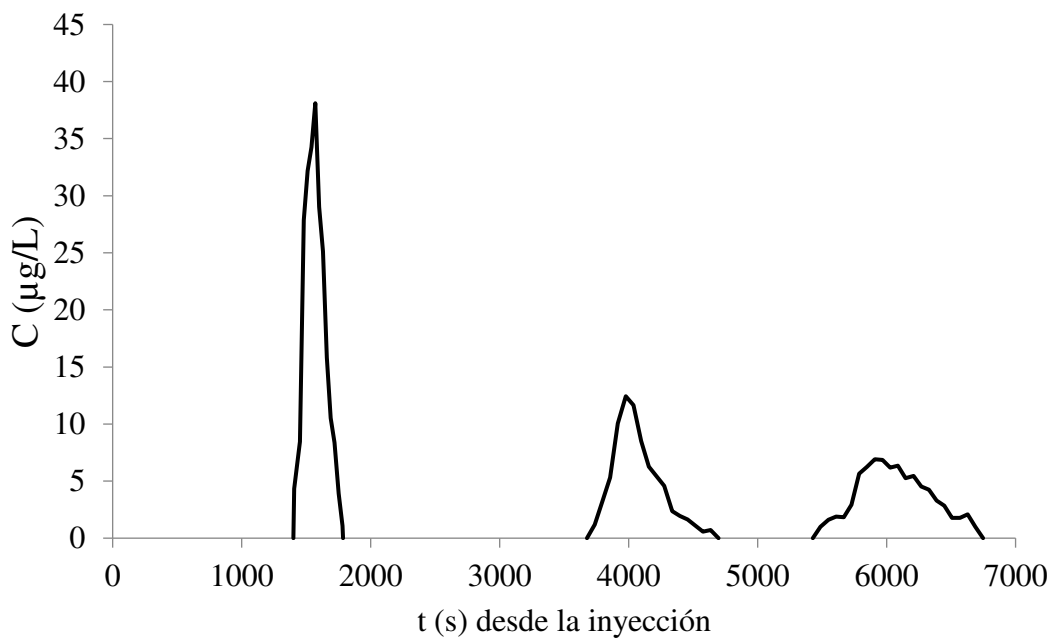
**Figura 6.11:** Curva  $C-t$ . Nube S1 – Progresiva 1000 m.



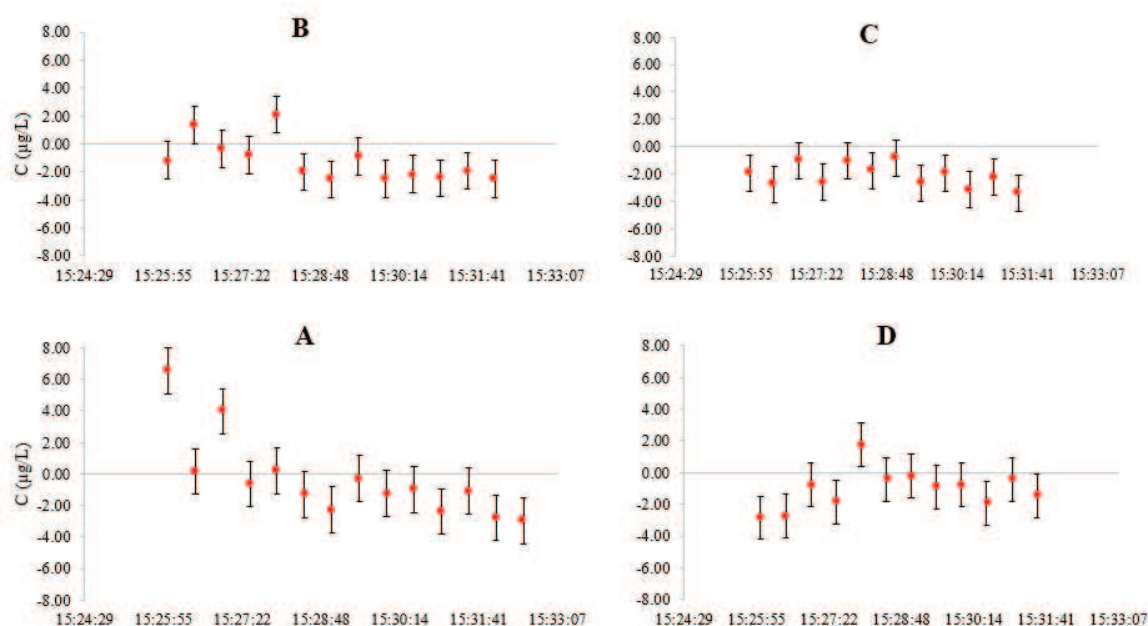
**Figura 6.12:** Curva  $C-t$ . Nube S2 – Progresiva 3000 m.



**Figura 6.13:** Curva *C-t*. Nube S3 – Progresiva 4500 m.



**Figura 6.14:** Curvas *C-t*. Nubes S1, S2 y S3.



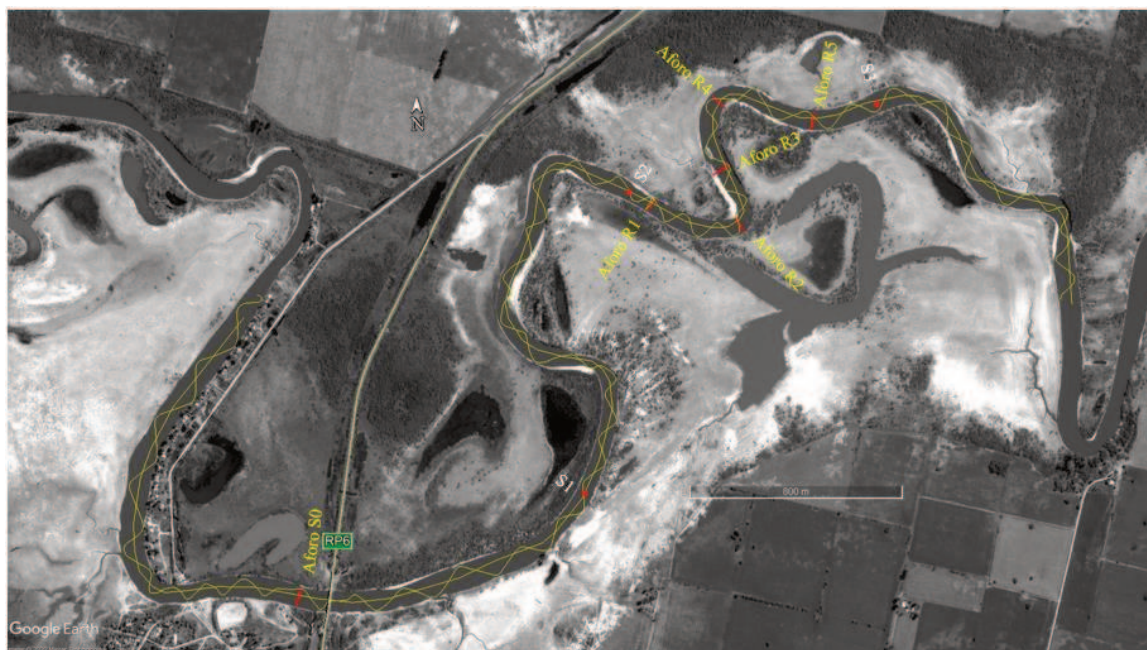
**Figura 6.15:** Valores de concentración y desvíos de muestras tomadas desde la margen en S1. Los valores negativos de concentración indican ausencia de trazador.

## 6.2 Medición Hidrodinámica

Las mediciones llevadas a cabo durante la campaña del 1-4-2014 consistieron en el relevamiento batimétrico del tramo de 8.0 Km y 6 aforos utilizando ADCP (Acoustic Doppler Current Profiler), modelo Workhorse Río Grande de 1200 kHz (Teledyne RDI). En la **Figura 6.16** se presenta un esquema de las mediciones batimétricas (traza amarilla) y la ubicación de las 6 secciones de aforo (traza roja).

La batimetría se realizó navegando en “zig-zag” hacia aguas abajo y luego en sentido contrario, por el centro del cauce, de manera de obtener la suficiente densidad de puntos para representar adecuadamente las secciones. Las coordenadas en planta de cada punto se obtuvieron con el DGPS. La coordenada altimétrica ( $z$ ) se obtuvo de la siguiente manera: se acotó el pelo de agua en la progresiva del puente de RP6 a partir un punto fijo (materializado por el grupo de trabajo) con cota IGN (Instituto Geográfico Nacional) materializado sobre el tablero; luego, con la pendiente hidráulica obtenida con el DGPS, se calcularon las cotas de pelo de agua para todo el tramo y finalmente, se calcularon las cotas del lecho a partir de la diferencia entre el pelo de agua y la profundidad en cada punto.

Las secciones de aforos se definieron en función de los objetivos. La sección S0, por la cercanía al punto de inyección permitió conocer la hidrodinámica previa al ensayo de trazadores. Las secciones R1 a R5 tenían por objetivo analizar el campo de velocidades y el transporte en el meandro más regulares el tramo.



**Figura 6.16:** Batimetrías y aforos con ADCP campaña 1-4-2014. (Imagen Google Earth 9-8-2017)

Una limitación del ADCP que merece atención es que no puede medir la sección completa del río por diversas razones (Tarrab, [2013](#)):

a) en las zonas cercanas a los márgenes o bordes no puede medir debido a que no hay una profundidad suficiente para acceder con la embarcación o para que pueda sumergirse el ADCP. Estas distancias son ingresadas por el usuario y varió en cada sección, promediando los 5.0 m.

b) la zona cercana a la superficie tampoco es posible medirla. Esta zona la podemos descomponer en otras dos zonas más pequeñas, la primera está definida por la profundidad de inmersión mínima que requiere el emisor-receptor para emitir y recibir señal sin interrupción. La segunda zona se denomina distancia sin registro o *blanking distance*, es aquella longitud en la cual el transductor no registra un cambio en la frecuencia de la onda sonora debido a que esta retorna muy rápidamente lo cual impide medir la velocidad del fluido. Ambas zonas son del orden de los 0.80 m.

c) la zona cercana al fondo (entre un 6 y un 10 % de la profundidad) no es posible medir debido a que el equipo no puede diferenciar entre el rebote que se produce en las partículas que viajan suspendidas en el flujo y el rebote de la onda acústica contra el fondo del lecho. La distancia no medida desde el fondo fue de 0.80 m.

Si bien el ADCP no puede medir en los sectores mencionados, el caudal que fluye por estas zonas se estima mediante diversas fórmulas de extrapolación disponibles a elección del usuario.

En cada sección de aforo se realizó un número par de cruces o transectas (4 en R1, R2, R3, R4 y R5 y 2 en S0), con un tiempo mínimo de medición del orden de los 300 segundos (5.0 min), y una velocidad de cruce menor que la velocidad del flujo, lo que garantizó precisión en la medición del caudal menor al 5% en todas las secciones aforadas.

Para el procesamiento y análisis de la información obtenida con ADCP en las secciones de aforo, se utilizó el programa Velocity Mapping Toolbox (VMT). Este

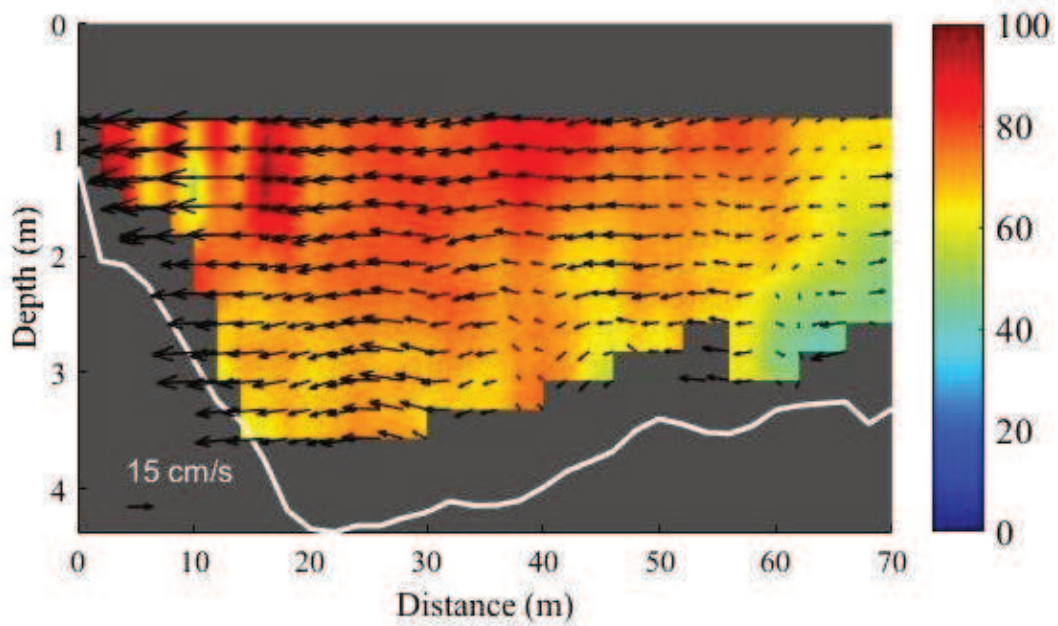
programa de uso público, es una potente herramienta que permite un rápido procesamiento (rotación de vectores, proyección, promedio y suavizado), visualización y análisis de una gama de conjuntos de datos derivados de ADCP (Parson et al. 2013) y fue utilizada para obtener el campo de flujo medio. Para el caso de estudio la orientación de los vectores de velocidad principal y transversal quedaron definidos en función de una sección transversal promedio del conjunto de transectas realizadas; así, las componentes principal y transversal del flujo, se orientan ortogonal y paralelo, respectivamente, a dicho plano. Este esquema se denomina “sin rotación” (Parson et al. 2013).

En la **Tabla 6.3** se presenta un resumen de los aforos promedios en cada sección y en las **Figura 6.17** a **Figura 6.22** se presentan los campos de velocidades de cada sección obtenidas desde VMT, y en la **Figura 6.23** los perfiles verticales de velocidad transversal<sup>5</sup> en el centro de cada sección:

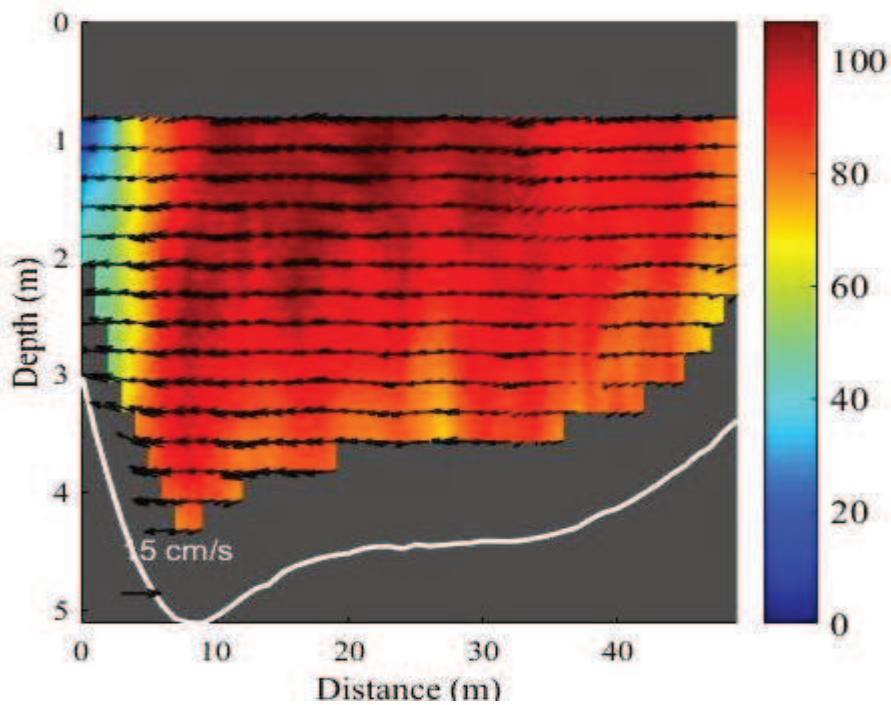
Sección	Ancho medido (m)	Ancho total (m)	$\bar{h}$ (m)	$A$ (m <sup>2</sup> )	$u$ (m/s)	$Q$ (m <sup>3</sup> /s)	Error medio Q (%)
S0	67.78	74.14	3.50	246.50	0.74	174.0	4.5
R1	66.20	54.00	4.40	221.00	0.88	181.9	2.0
R2	45.00	78.20	4.17	287.00	0.75	196.8	3.0
R3	61.72	77.00	3.87	234.00	0.79	182.7	2.5
R4	66.01	79.00	3.70	267.00	0.76	185.6	3.9
R5	64.30	74.00	3.47	239.24	0.80	183.6	3.1

**Tabla 6.3:** Resumen de aforos con ADCP.

<sup>5</sup> En este caso la velocidad  $v$ , es el vector perpendicular a la dirección del escurrimiento; diferente al vector  $v$  de la ec. 5-4, que representa la componente y del módulo de velocidad.

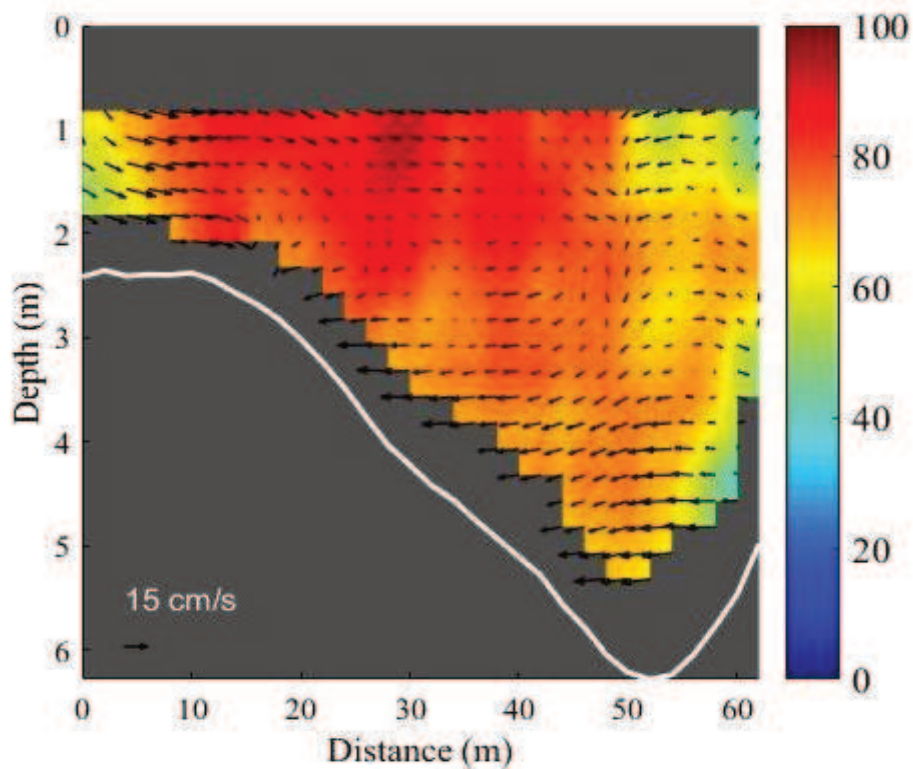


**Figura 6.17:** Sección de aforo S0. Prog. desde MI. Velocidad principal (escala derecha en cm/s) y vectores de flujo secundario.

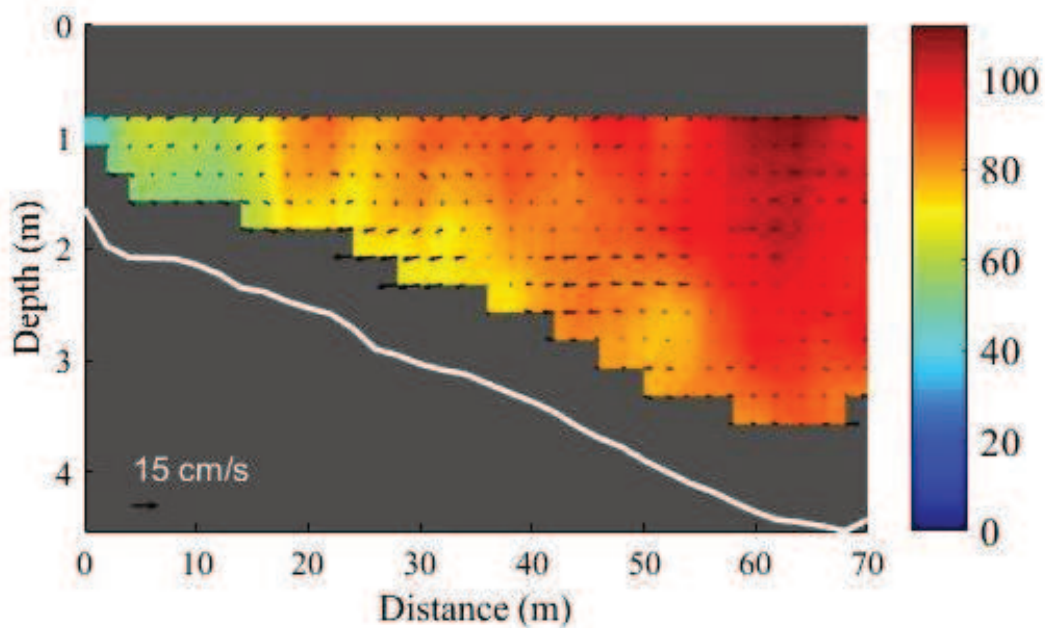


**Figura 6.18:** Sección de aforo R1. Prog. desde MI. Velocidad principal (escala derecha en cm/s) y vectores de flujo secundario.

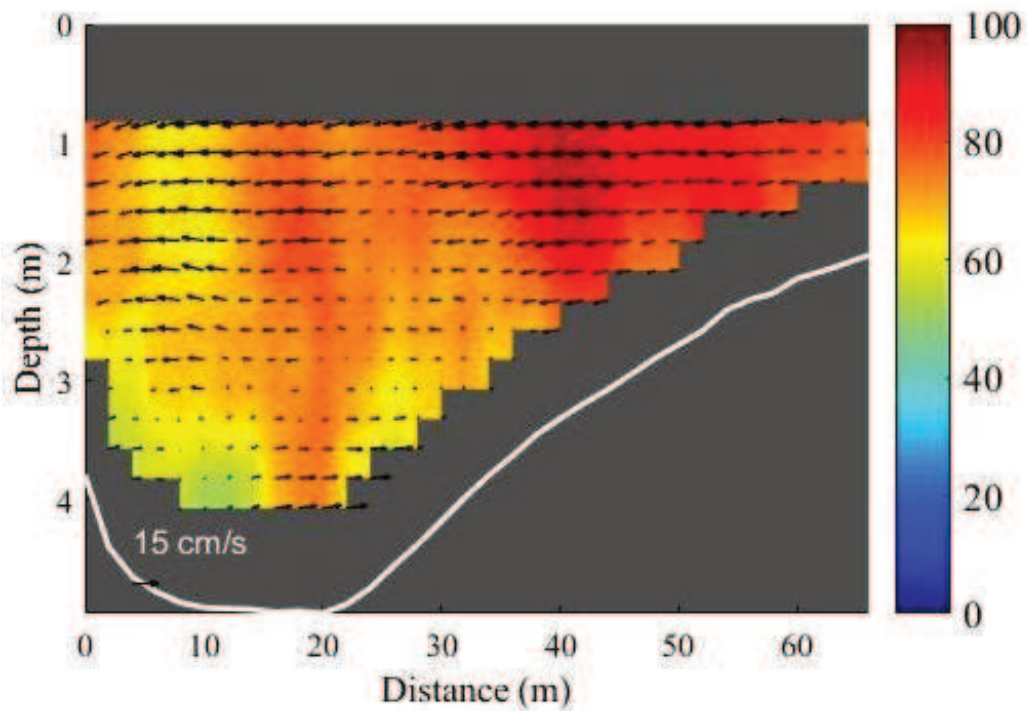




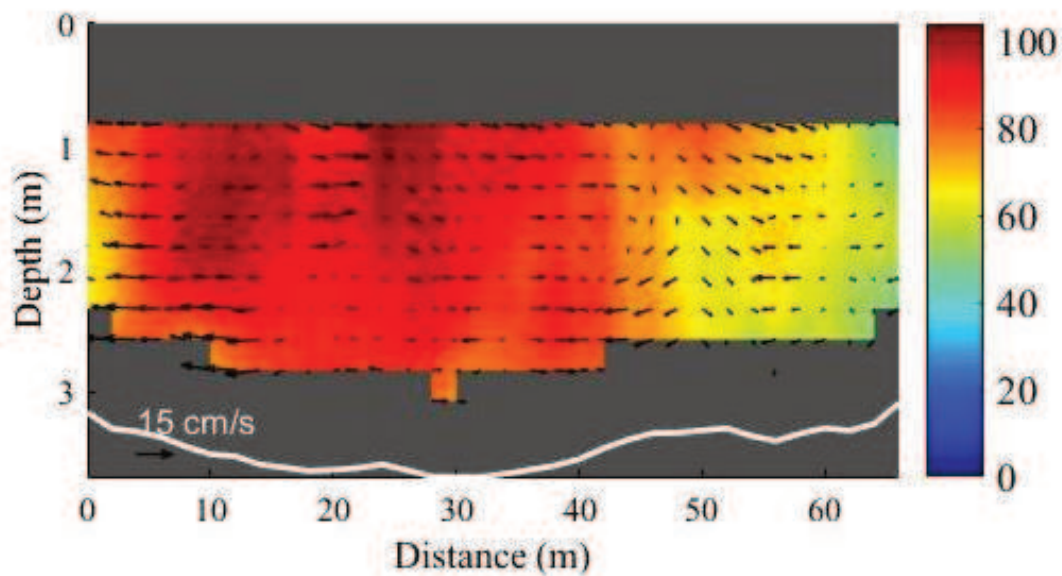
**Figura 6.19:** Sección de aforo R2. Prog. desde MI. Velocidad principal (escala derecha en cm/s) y vectores de flujo secundario



**Figura 6.20:** Sección de aforo R3. Prog. desde MI. Velocidad principal (escala derecha en cm/s) y vectores de flujo secundario.

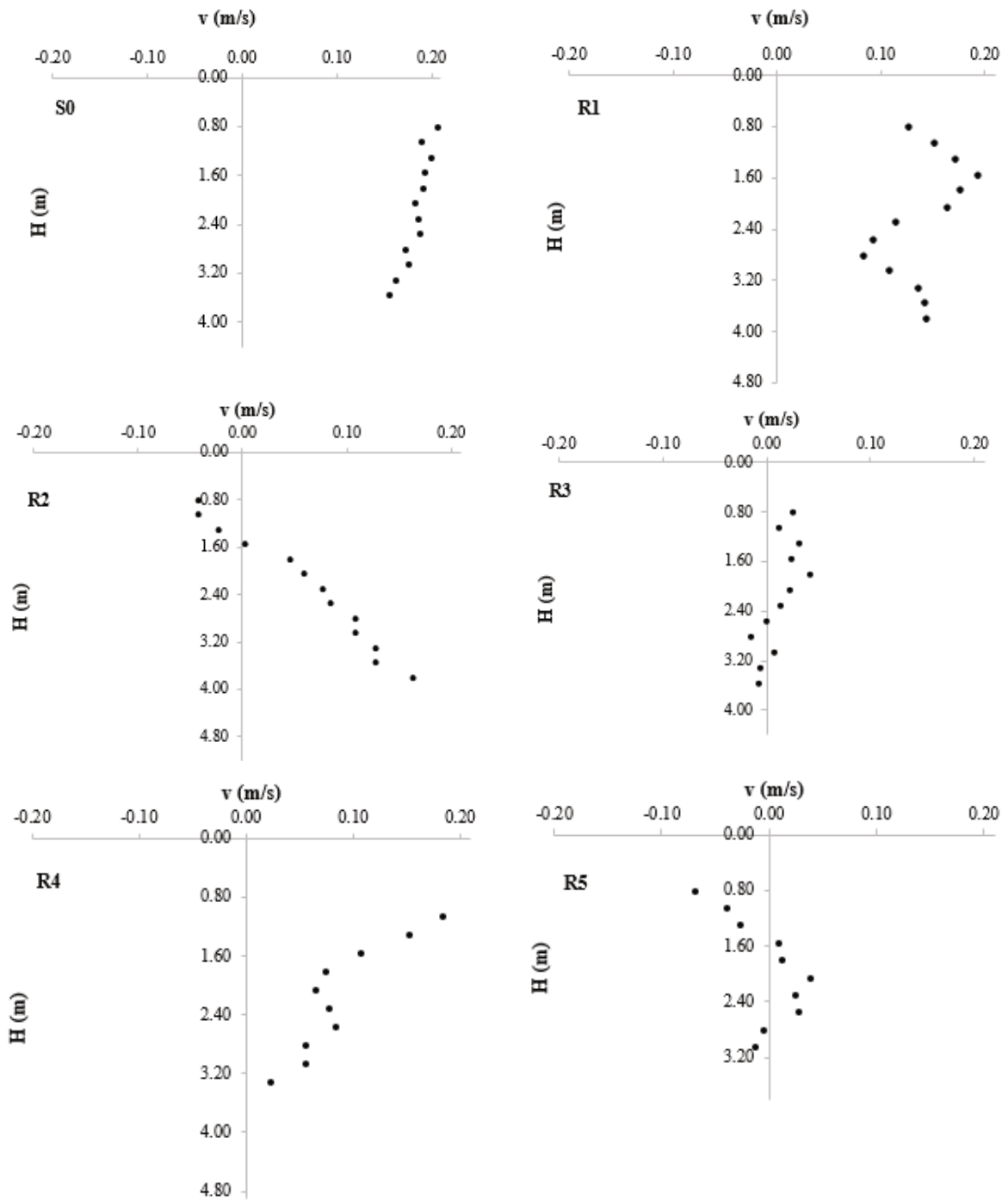


**Figura 6.21:** Sección de aforo R4. Prog. desde MI. Velocidad principal (escala derecha en cm/s) y vectores de flujo secundario.



**Figura 6.22:** Sección de aforo R5. Prog. desde MI. Velocidad principal (escala derecha en cm/s) y vectores de flujo secundario.





**Figura 6.23:** Perfiles de velocidad transversal medidos en el centro de la sección S0, R1, R2, R3, R4 y R5.

## 7 DETERMINACIÓN DE $K_L$ Y $K_T$

### 7.1 SIMULACIÓN NUMÉRICA

La simulación numérica mediante el sistema SisBaHiA se dividió en 2 etapas: la simulación bidimensional hidrodinámica y la simulación de transporte Lagrangeano.

#### 7.1.1 Simulación hidrodinámica

La batimetría obtenida de las mediciones con ADCP se organizó de modo de tener un set de datos  $x, y, z$ . Estos datos son tomados y luego interpolados por SisBaHiA (cuenta con diferentes metodologías) a fin de asignar a cada nodo un valor de cota.

La simulación se realizó para condición estacionaria. Para ello se ingresó el caudal (constante) en la cabecera y la cota de pelo de agua a la salida del tramo. Las condiciones iniciales y de borde de la simulación se resumen en la **Tabla 7.1**

Nodo	Condiciones de borde
Contorno Tierra Aguas Arriba	$Q_N = 185 \text{ m}^3/\text{s}$
Contorno Abierto aguas abajo	$\zeta = 17.40 \text{ m}$
Contorno Tierra Márgenes	$Q_N = 0$
Nodo	Condiciones iniciales
Todos los nodos	$U=0, V=0$ y $\zeta$ variable

**Tabla 7.1:** Condiciones iniciales y de borde del sistema hidrodinámico.

Para la rugosidad ( $\varepsilon = k_s$ ) se tomaron inicialmente los valores calculados por Villalba et al. (2017) para el mismo tramo de cauce y similares condiciones hidrodinámicas ( $Q = 202 \text{ m}^3/\text{s}$ ). En dicho trabajo, se midieron perfiles de dunas y perfiles de velocidad en vertical (con embarcación estática) para determinar la rugosidad mediante el ajuste de la ecuación logarítmica en diferentes secciones. Los valores variaron en el rango  $0.06 \text{ m} < \varepsilon < 0.19 \text{ m}$ . Para el presente trabajo, el valor de rugosidad surgido del proceso de calibración, fue  $\varepsilon = 0.07 \text{ m}$ .

En la **Tabla 7.2** se comparan los resultados de la simulación con las mediciones de campo en las secciones de aforo. Se aprecia un buen ajuste entre el caudal calculado ( $Q_{calc}$ ) y medido ( $Q_{obs}$ ) con errores medios (por exceso) del 6.6% mientras que las velocidades medias en la sección calculadas ( $u_{calc}$ ) y medidas ( $u_{obs}$ ) promediaron un error del 1.0% (por defecto).

Además, se comparó el valor de la cota de pelo de agua simulado (18.68 m) para la sección de RP6 con el valor medido (18.66 m), resultando en una diferencia de 2.0 cm.

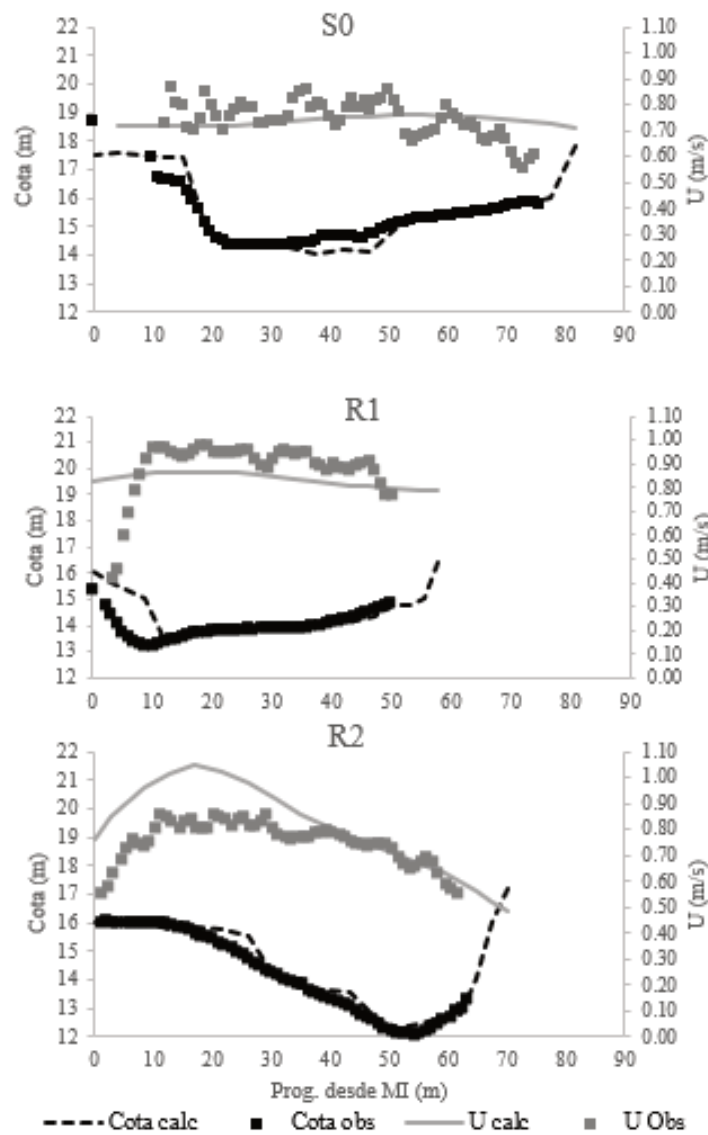
Sección	$Q_{calc}$ ( $\text{m}^3/\text{s}$ )	$Q_{obs}$ ( $\text{m}^3/\text{s}$ )	Error $Q$ (%)	$u_{calc}$ (m/s)	$u_{obs}$ (m/s)	Error $u$ (%)
S0	192.35	179.73	-7.01%	0.74	0.72	-2.10%
R1	190.39	181.85	-4.71%	0.83	0.88	5.15%
R2	208.86	195.00	-7.10%	0.78	0.75	-4.62%
R3	196.61	175.12	-12.32%	0.75	0.79	5.58%
R4	188.92	185.60	-1.81%	0.69	0.76	8.76%
R5	190.20	177.87	-6.90%	0.81	0.80	-0.68%

**Tabla 7.2:** Resultados comparados de mediciones y simulación.

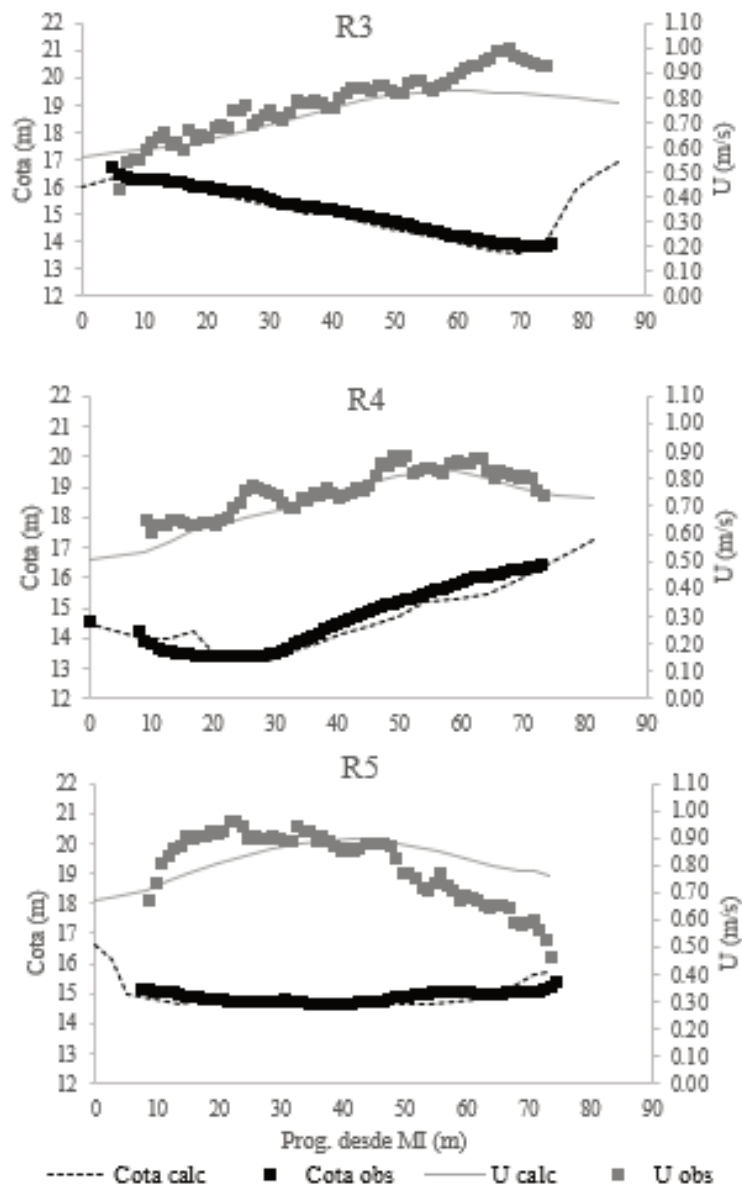
En las **Figura 7.1** y **Figura 7.2** se presentan los resultados comparados de la simulación hidrodinámica en las secciones medidas con ADCP. Se aprecia que la batimetría representa adecuadamente las secciones al igual que las distribuciones de velocidad en la transversal. En las Figuras,  $U$  representa la velocidad módulo promedio en la vertical.

Las **Figura 7.3**, **Figura 7.4** y **Figura 7.5** representan, respectivamente, los mapas de profundidades, velocidades módulos y tensiones de corte en todo el tramo.

Para una mayor comprensión de la compleja hidrodinámica del tramo, en el Apartado I se presenta un análisis más acabado de las mediciones en las secciones de aforo apoyados con resultados de la simulación.



**Figura 7.1:** Comparación de resultados medidos y simulados. Secciones S0, R1 y R2.



**Figura 7.2:** Comparación de resultados medidos y simulados. Secciones R3, R4 y R5.



Figura 7.3: Mapa de profundidades simuladas. (Imagen Google Earth 9-8-2017)

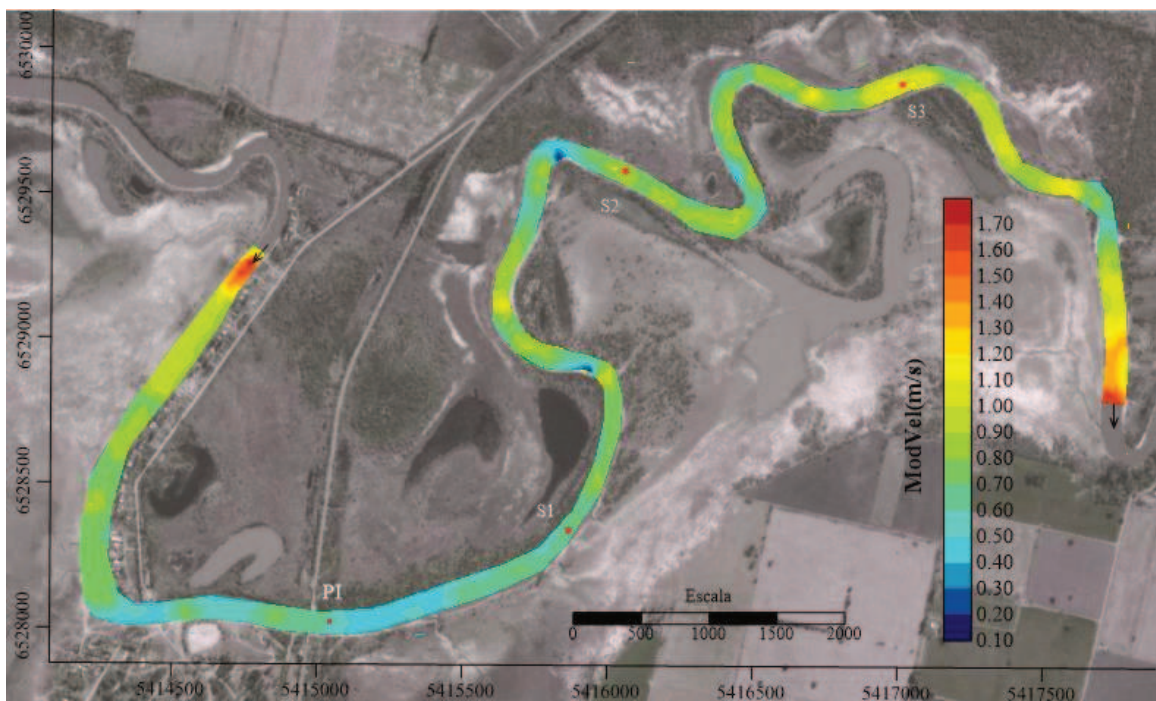


Figura 7.4: Mapa de velocidades módulos simuladas. (Imagen Google Earth 9-8-2017)





**Figura 7.5:** Mapa de tensiones de corte simuladas (Imagen Google Earth 9-8-2017).

### 7.1.2 Simulación de Transporte del trazador

Como se observó en la sección 5.4, para la aplicación del modelo de transporte Lagrangeano se deben definir las siguientes variables: número total de partículas ( $Pt$ ) que representan la nube, los coeficientes  $\alpha$  y  $\beta$  de las ecuaciones (5.15) y (5.16), el paso de tiempo de cálculo ( $\Delta t$ ), concentración y caudal de la inyección y volumen inicial de la mancha. Este último queda definido por un área en planta ( $A_n$ ) y su proyección en la profundidad del cauce.

Al tratarse de un modelo 2D, la representación de la inyección supone una fuente vertical mezclada instantáneamente. Sin embargo, como se indicó en la sección 4.2, para el ensayo se determinó que la distancia ( $L_{CV}$ ) en la que ocurre la mezcla completa en la vertical es del orden de los 180 m (**Tabla 6.1**). Con lo cual, tanto la definición del área en planta ( $A_n$ ) como la ubicación del punto de inyección en el modelo están condicionados por  $L_{CV}$  y fue tenida en cuenta durante el proceso de calibración.

En la **Tabla 7.3** se resumen las variables del modelo de transporte:

$Masa (g)$	1000
$A_n (m^2)$	10.00
$\Delta t (s)$	0.5
$t_{iny} (s)$	15.00
$C (\mu g/L)$	2.00E-08
$Pt$	40000
$\alpha$	parámetro de ajuste
$\beta$	parámetro de ajuste

**Tabla 7.3:** Variables de entrada al modelo de transporte.

Se verificó la masa presente en las nubes simuladas, a fin de analizar si se cumple la hipótesis de conservación. En el caso de las partículas este cálculo resultó sencillo, y consistió multiplicar la cantidad partículas lanzadas ( $Pt$ ) por la masa asignada por el sistema ( $m_p$ ). Otra comprobación consistió en calcular la masa a partir de las manchas  $C-t-y$ , es decir, la masa en cada nodo a lo ancho de una sección. Para ello se procedió de la siguiente manera: 1) se calculó el caudal específico en cada nodo ( $m^2/s$ ), 2) luego el caudal parcial entre nodos ( $m^3/s$ ), 3) se calculó el área bajo la curva  $C-t$  en cada nodo ( $\mu gL/s$ ), 4) luego el caudal sólido entre nodos ( $\mu g$ ), y finalmente 5) se calcula la masa total a partir de la sumatoria de 4). En la **Tabla 7.4** se presenta la masa calculada a partir de la simulación según las metodologías descriptas anteriormente.

Sección	Masa inyectada (gr)	Partículas				Curva $C-t$	
		$Pt$	$m_p$ (mg)	Masa (gr)	Error (%)	Masa (gr)	Error (%)
S1	1000	40020	2.49E-05	1000	0.0%	1031.5	-3.15%
S2	1000	40020	2.49E-05	1000	0.0%	1000.3	-0.03%
S3	1000	40020	2.49E-05	1000	0.0%	1001.1	-0.11%

**Tabla 7.4:** Cálculo de conservación de masa

Si se aplica la metodología detallada anteriormente para el cálculo de la masa de trazador, pero asumiendo que existe mezcla completa en la transversal en las secciones de medición, se obtendrían valores diferentes a 1.0 Kg (**Tabla 7.5**). Esto ratifica la bondad de los resultados logrados con el modelo.

Sección	Área bajo la curva ( $\mu s/L$ )	$Q$ ( $m^3/s$ )	Masa (gr)
S1	5907.0	185.0	1092.8
S2	4617.0	185.0	854.1
S3	4783.0	185.0	884.8

**Tabla 7.5:** Cálculo de masa asumiendo mezcla completa en la transversal.

En las **Figura 7.6** a **Figura 7.8** se muestra el detalle de las nubes de partículas y las curvas de isoconcentración para los tiempos 1560 s, 3990 s y 5910 s. Estos corresponden a la máxima concentración registrada en las secciones S1, S2 y S3 respectivamente. En la **Figura 7.9** se muestra el detalle del campo de velocidades (con las curvas de concentración superpuesta) en las secciones mencionadas.



El mejor ajuste se logró para coeficientes  $\alpha=\beta=1$ , que en términos de la ecuación de Elder (Fischer, 1979) implican relaciones de  $K_L/Hu_*=5.93$  y  $K_T/Hu_*=0.15$ . Los resultados comparados de las curvas de concentración simuladas y medidas se presentan en las **Figura 7.10**, **Figura 7.11** y **Figura 7.12**.

En la **Tabla 7.6** se resumen los estadísticos de las nubes observadas y calculadas en las secciones S1, S2 y S3 y en la **Tabla 7.7** se presentan los coeficientes de dispersión longitudinal y transversal calculados con el modelo.

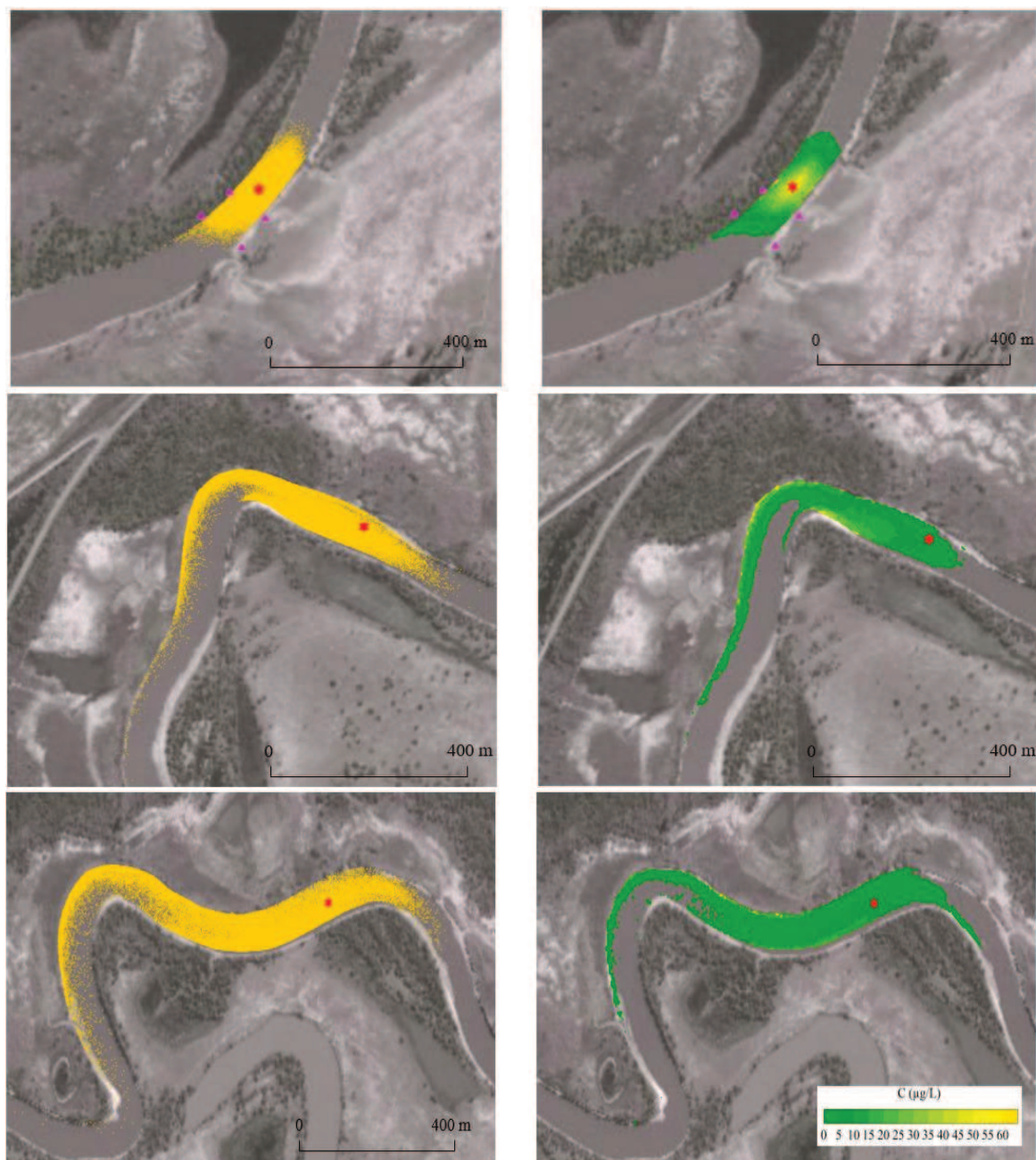
En la **Figura 7.13** se comparan las concentraciones medidas en la margen (**Figura 6.10**) con los valores simulados.



**Figura 7.6:** Nubes de partículas en los instantes 1560 s, 3990 s y 5910 s.

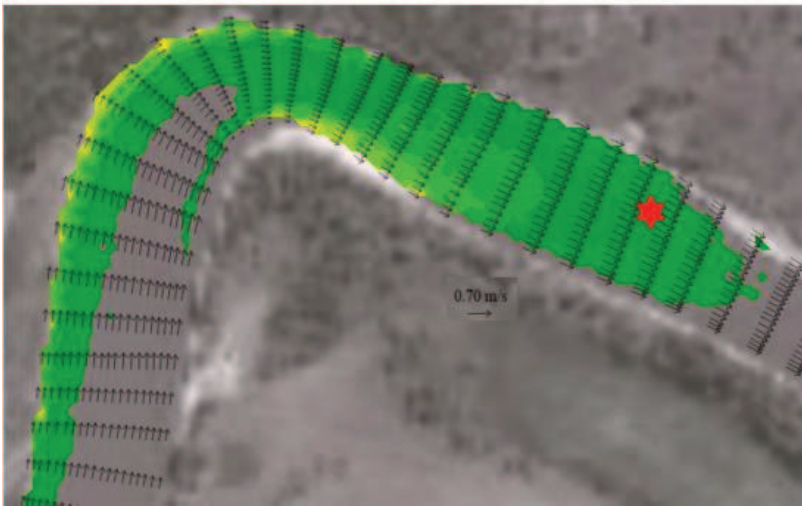
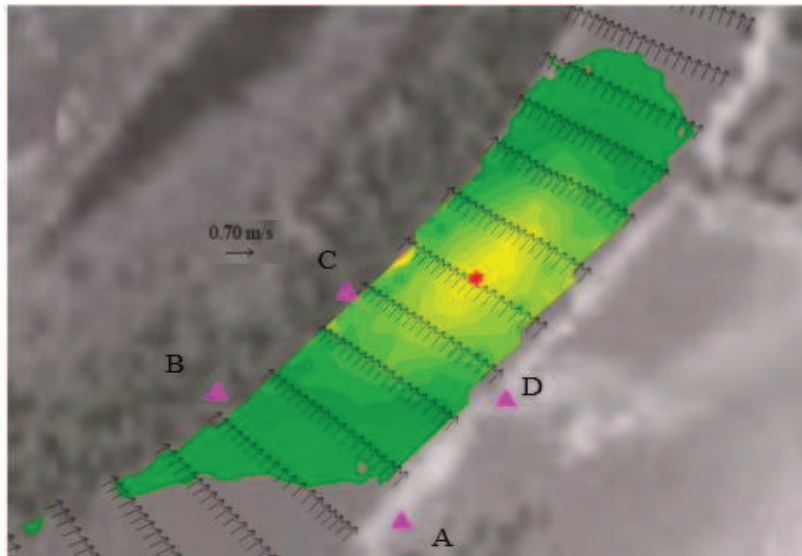


**Figura 7.7:** Curvas de isoconcentraciones en los instantes 1560 s, 3990 s y 5910 s.

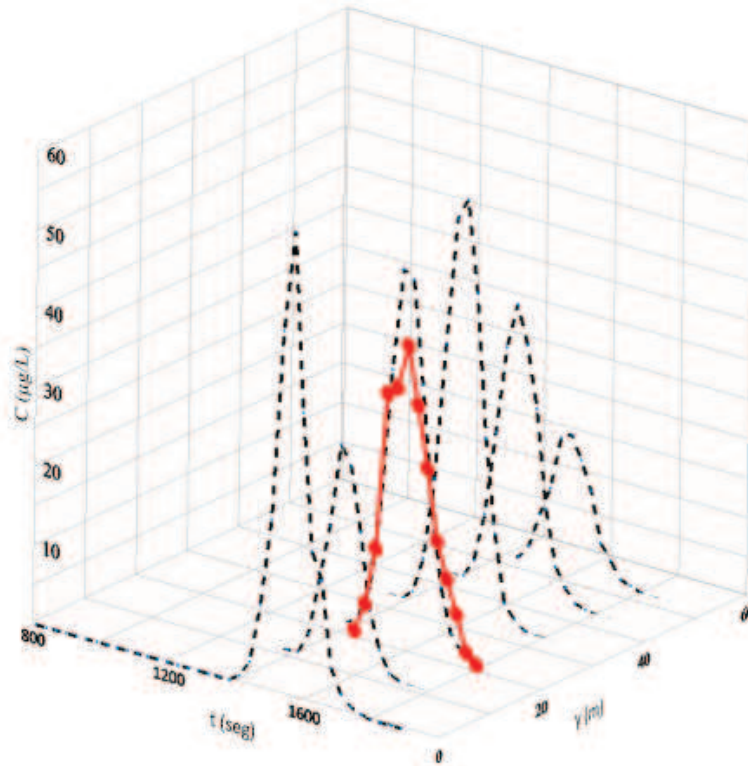


**Figura 7.8:** Detalles de nubes (izq.) y curvas de isoconcentraciones (der.) para los instantes 1560 s, 3990 s y 5910 s.

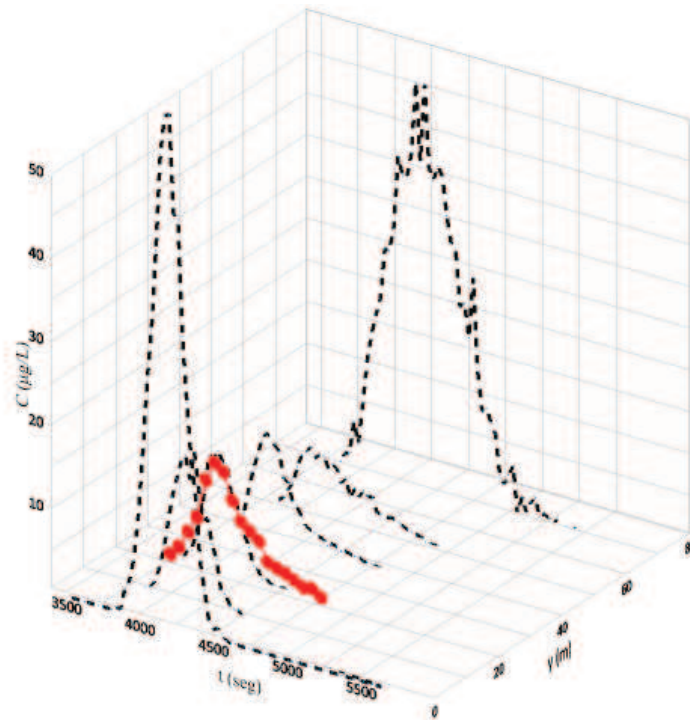




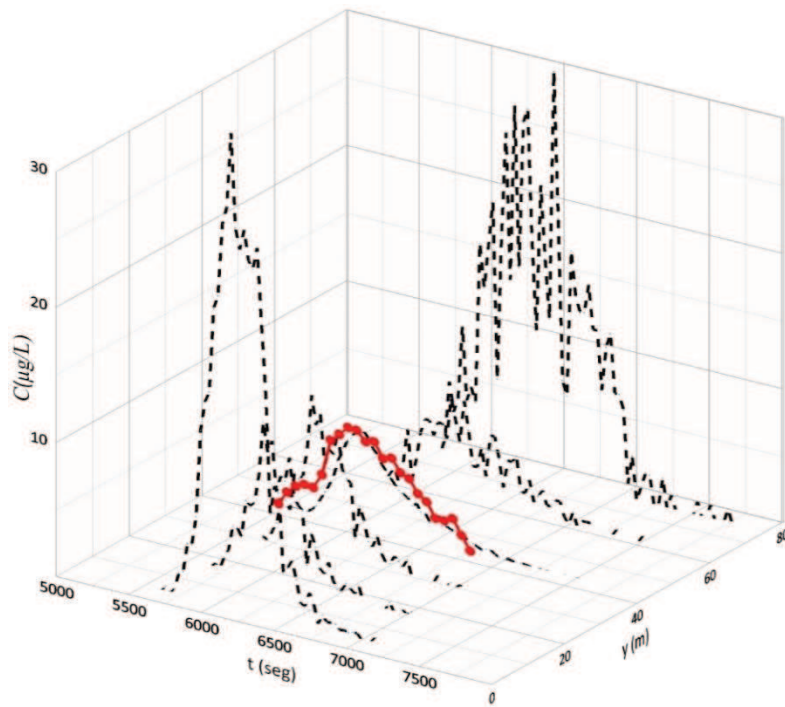
**Figura 7.9:** Campo de velocidades (módulo) y curvas de concentración en S1, S2 y S3.



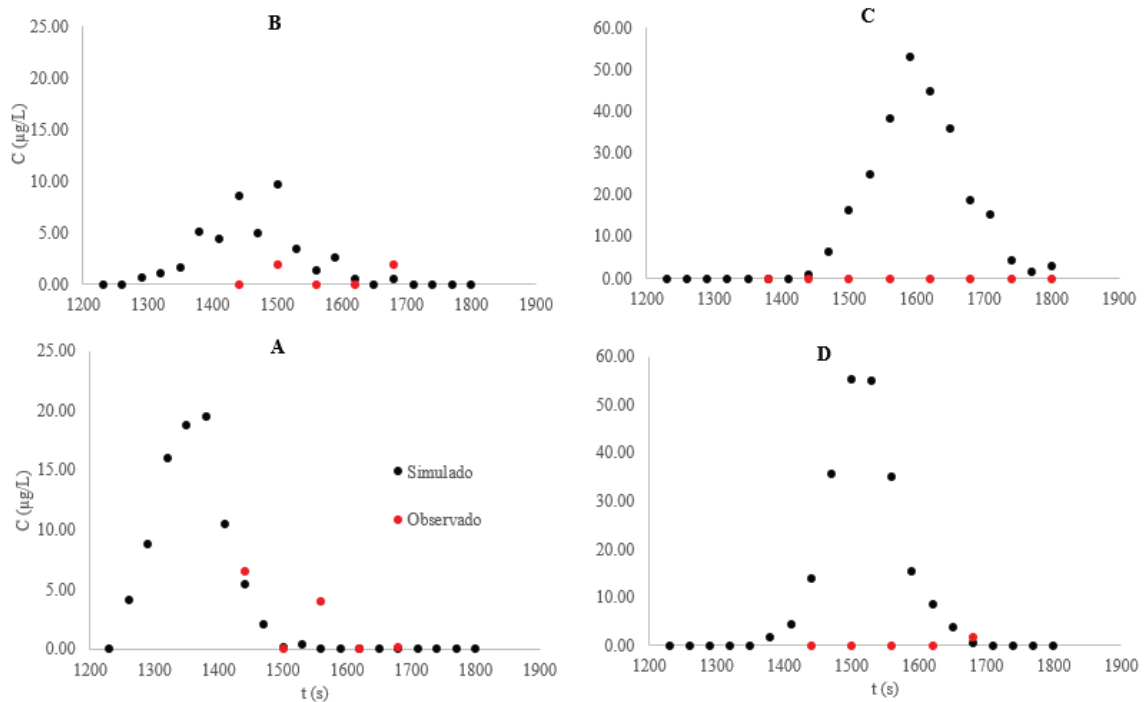
**Figura 7.10:** Curvas de concentración simuladas (traza negra) y medida (traza roja). Sección S1 desde MD.



**Figura 7.11:** Curvas de concentración simuladas (traza negra) y medida (traza roja). Sección S2 desde MD.



**Figura 7.12:** Curvas de concentración simuladas (traza negra) y medida (traza roja). Sección S3 desde MD.



**Figura 7.13:** Concentraciones simuladas y medidas desde la margen.

Nube	Prog. (m)	Caso	$C_p$ ( $\mu\text{g/L}$ )	$t_p$ (min)	$\mu_t$ (min)	$\sigma_t$ (min)
S1	1000	OBSERVADO	38.1	25.93	27.88	1.12
		SIMULADO	46.8	25.50	25.79	1.00
		ERROR %	-23%	1.7%	7.5%	11%
S2	3000	OBSERVADO	12.4	66.28	70.07	3.59
		SIMULADO	12.5	67.00	68.88	5.11
		ERROR %	-1.1%	-1.1%	1.7%	-42%
S3	4500	OBSERVADO	6.9	98.47	103.14	4.58
		SIMULADO	6.9	100.50	102.58	5.78
		ERROR %	-1.0%	-2.1%	0.5%	-26%

**Tabla 7.6:** Comparación de estadísticos de curvas de concentración observadas y simuladas. Error por exceso (-) y por defecto (+).

Nube	$K_L$ ( $\text{m}^2/\text{s}$ )		$K_T$ ( $\text{m}^2/\text{s}$ )		$K_L/K_T$
	medio	máx.	medio	máx.	
S1	1.051	1.374	0.027	0.035	39.53
S2	1.256	1.460	0.032	0.037	39.53
S3	1.023	1.273	0.026	0.032	39.53

**Tabla 7.7:** Coeficientes de dispersión calculados en las secciones de medición.

Dada la complejidad y singularidades del campo de flujo, se realizó un análisis de la evolución del trazador en diferentes tramos. En la **Figura 7.14** se presenta una vista general de la nube de partículas para diferentes tiempos y las **Figura 7.15 a Figura 7.18** el detalle de los tramos analizados. Para una mejor visualización de la distribución espacial de las partículas, la simulación se realizó con 4000 partículas. Las figuras incluyen curvas de isovelocidad (escala gris) y la línea de *talweg* (máxima profundidad) y la línea de máxima velocidad.





**Figura 7.14:** Evolución de la nube de partículas simulada para los tiempos 900 s, 1500 s, 2100 s, 3000 s, 3900 s, 5100 s y 6300 s. Línea de *talweg* (traza amarilla) y línea de máxima velocidad (traza azul) y ubicación de secciones de medición de trazador.

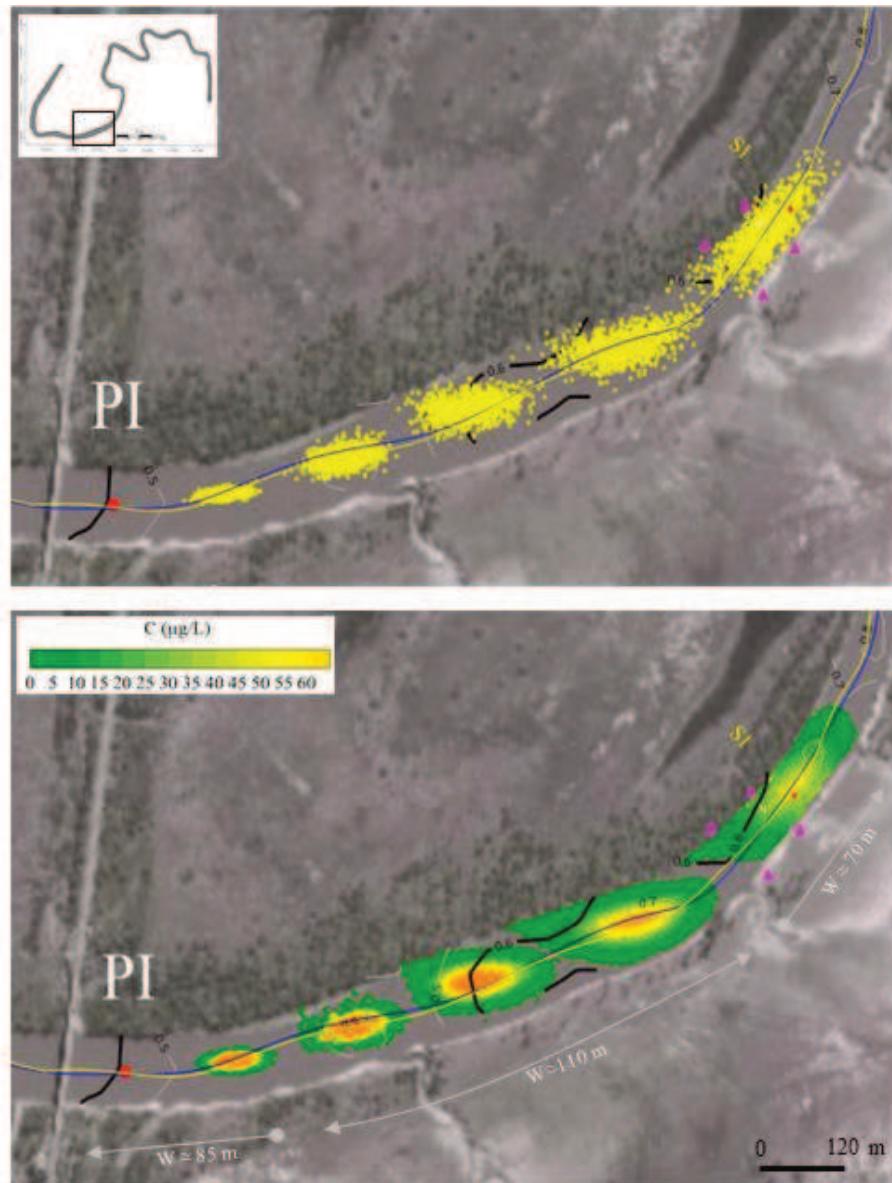
**Tramo 1:** desde Prog. 0.0 m a Prog. 1100 m. Nube en  $t = 0.0$  s, 300 s, 600 s, 900 s, 1200 s y 1500 s.

El tramo presenta una expansión seguida de una contracción gradual (**Figura 7.15**): en la zona de lanzamiento el ancho medio es de 85 m, luego aumenta a 110 m y finalmente en inmediaciones a la zona de medición S1 se contrae a 70 m. Esta transición tiene efectos sobre el campo de velocidades, donde la media pasa de 0.60 m/s a 0.45 m/s y luego aumenta a valores de 0.70 m/s. La nube de partículas tiende a agruparse sobre la línea de máxima velocidad. En la expansión, las partículas se dispersan hacia las zonas de menor velocidad ubicadas en las márgenes y las curvas de concentración muestran un proceso de expansión y rotación causado por el cambio de dirección de los vectores de velocidad en la curva. Luego, la nube ingresa en la zona de contracción y alcanza las márgenes del cauce. La contracción no solo genera un aumento de velocidades (y tensiones de corte) en toda la sección incluyendo las márgenes, sino que provoca una concentración de las partículas. Este aumento de partículas sobre las márgenes redunda en una maximización de la concentración debido a que, a menor profundidad, menor es el volumen de integración en el cálculo de las concentraciones.

Los resultados de la simulación en S1 muestran buen ajuste respecto de las curvas observadas (**Figura 7.10**). El mayor error (23%) se da en la  $C_p$  (**Tabla 7.6**) mientras que el tiempo al pico el error es despreciable. Es posible que la diferencia entre las  $C_p$  esté asociada a la medición, ya que, durante el desarrollo del pico de la curva, se activó el *wipper* del sensor. Esta función tiene un período de 60 s durante la cual la sonda registra un valor constante como se puede apreciar en la **Figura 6.11**. La **Figura 7.10** refleja también la irregularidad de las curvas  $C-t-y$  en la transversal, y las altas concentraciones en la margen derecha.



La simulación confirmó la presencia de trazador sobre las márgenes (**Figura 7.13**), tal como lo revelan -algunas- las muestras tomadas por los operadores A, B, C y D (**Figura 6.10**). Sin embargo, las mediciones no logran representar adecuadamente el pasaje de la nube, debido a cuestiones tales como: 1) el retraso en el inicio de toma de muestras por parte de los operadores (muestras A y B), 2) dificultades y/o limitaciones en el acceso al cauce para la toma de muestras dada la situación de crecida (muestra C y D), y 3) falta de información topo/batimétrica en las márgenes para ingresar al modelo (A, B, C y D).



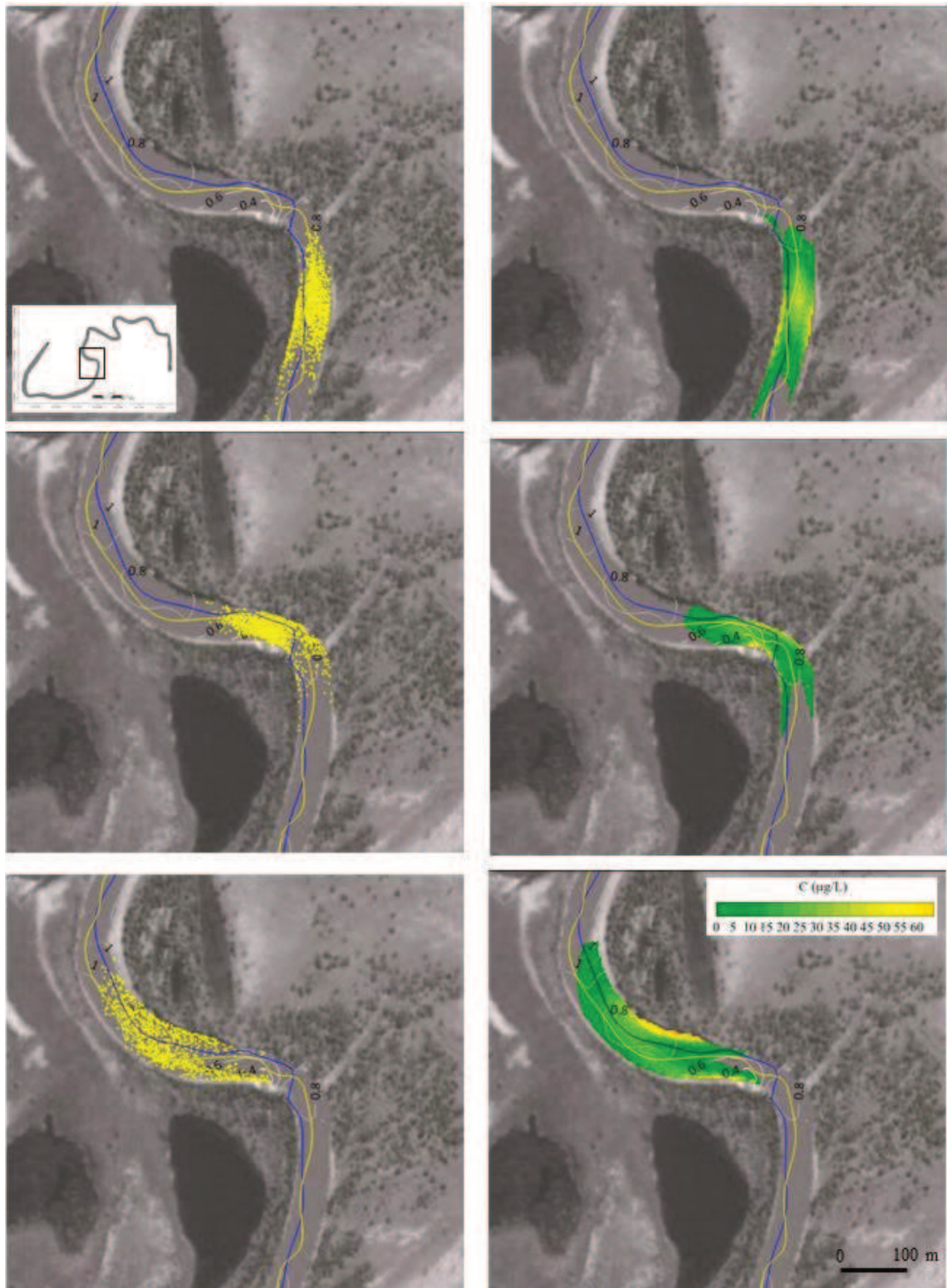
**Figura 7.15:** Evolución del trazador Tramo 1. Desde el tiempo 300 s a 1500 s. Nube de partículas (arriba) y curvas de isoconcentración (abajo). Línea de *talweg* (traza amarilla) y línea de máxima velocidad (traza azul) y curvas de isovelocidad (grises). PI (punto de inyección); *W*: ancho superficial.

**Tramo 2:** desde Prog. 1200 m a Prog. 2000 m. Nube en  $t = 2100$  s, 2400 s y 2700 s.

El tramo presenta dos características principales que son, la presencia de una curva cerrada (ángulo  $\sim 90^\circ$ ) seguida de un ensanchamiento de la sección (pasando de 65 a 100 m). Como se aprecia en la **Figura 7.15** y **Figura 7.16**, aguas arriba de la curva, la línea de velocidades máximas se recuesta sobre la margen izquierda hasta alcanzar el ápice de la curva, donde ocurre un cambio brusco de las máximas hacia la margen derecha. Las velocidades y tensiones de corte (**Figura 7.4** y **Figura 7.5**) pasan de valores del orden 1.0 m/s a 0.15 m/s y de 7.0 N/m<sup>2</sup> a 0.5 N/m<sup>2</sup> respectivamente. Además, las curvas de isovelocidad muestran las grandes variaciones espaciales (tanto en el sentido transversal como longitudinal), lo cual torna sumamente compleja la dinámica del tramo.

La nube de partículas ingresa al tramo ( $t = 2100$  s) con una configuración en planta tipo “V” invertida, con acumulación en el centro de la sección y un rezago de partículas en las márgenes, conforme la distribución de velocidades en la transversal. Como se mencionó en el Tramo 1, las partículas sobre las márgenes maximizan las concentraciones haciéndose muy evidentes en este tramo. Las curvas de concentración muestran 3 zonas con altos valores bien definidas: en el centro y en ambas márgenes. Las curvas presentan un patrón similar a la nube de partículas, donde los máximos del centro del cauce se adelantan en relación a las márgenes. Este efecto se agudiza a medida que la nube ingresa al meandro: las partículas ( $t=2400$  s) tienden a alinearse a la traza de máxima velocidad, aunque con una inercia propia; esto es, las partículas cambian de trayectoria hacia la margen derecha de manera gradual y no abrupta como las velocidades. Las altas concentraciones aguas abajo del *point bar* (banco o barra en punta) reflejan esta inercia.

En el tramo de expansión a la salida del meandro, la nube ( $t = 2700$  s) intenta acomodarse a la línea de máxima velocidad (0.90 m/s) que ahora se desarrolla hacia el centro de la sección. Sin embargo, las bajas velocidades (0.15 m/s) sobre margen izquierda aguas abajo de la curva, generan una ralentización brusca de las partículas que eran transportadas con velocidades del orden de 1.0 m/s. En la margen opuesta, las partículas se adelantan debido al aumento de velocidades y al cambio de dirección a la salida de la curva. Este complejo campo de velocidades genera curvas de concentración cada vez más irregulares, con valores en las márgenes que triplican a los del centro de la sección.



**Figura 7.16:** Evolución del trazador Tramo 2 para el tiempo 2100 s, 2400 s y 2700 s. Nube de partículas (izq.) y curvas de isoconcentración (der.). Línea de *talweg* (traza amarilla) y línea de máxima velocidad (traza azul) y curvas de isovelocidad (grises).

**Tramo 3:** desde Prog. 2000 m a Prog. 3500 m. Nube en  $t = 3600$  s, 3900 s y a 4500 s

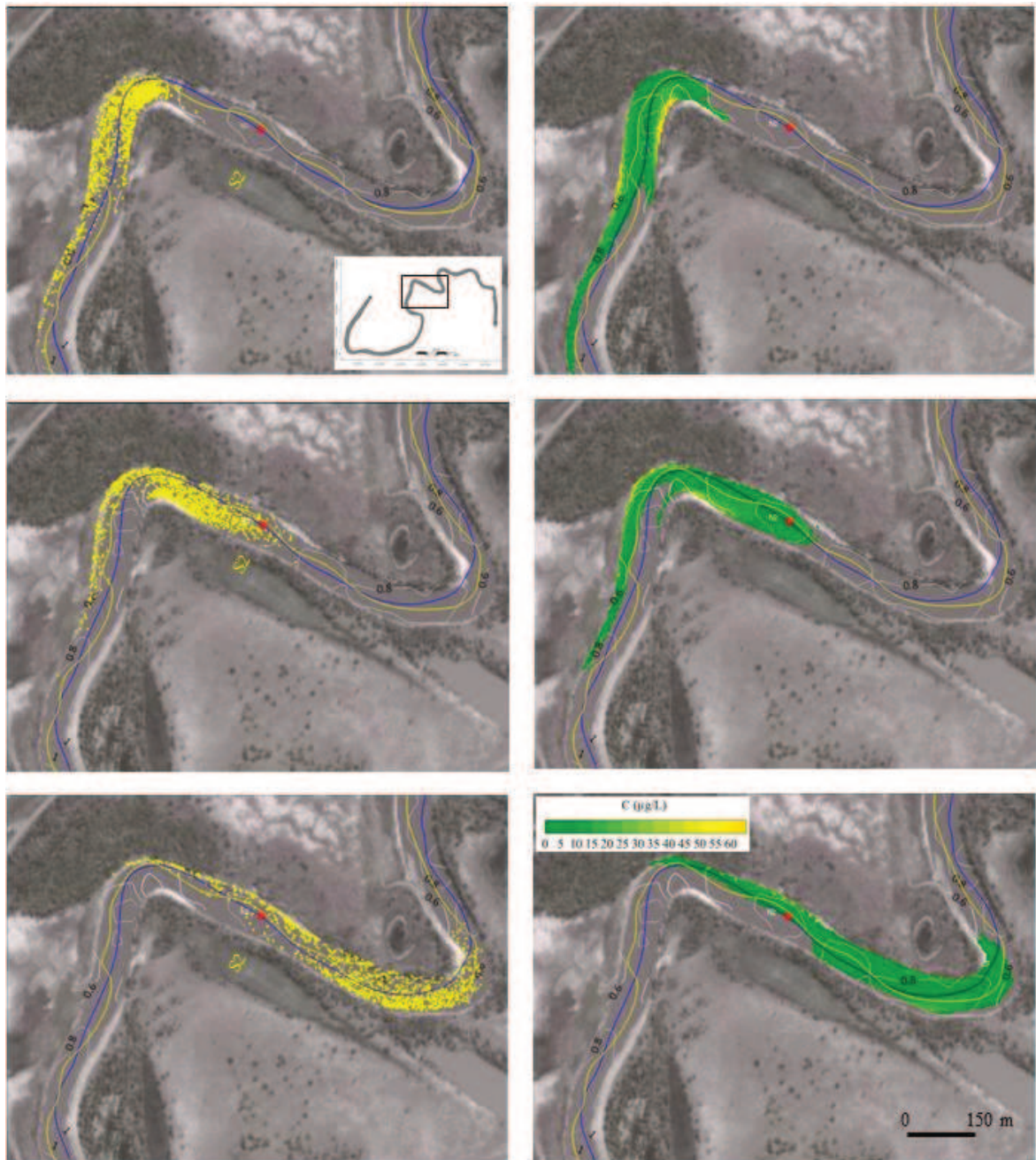
En la **Figura 7.17** se aprecia que la nube evoluciona con la misma configuración que en el Tramo 2; con acumulación de partículas en el centro (siguiendo la traza de máxima velocidad) y largas colas que dan lugar a altas concentraciones en las márgenes.

En  $t=3600$  s, la extensión de la mancha alcanza los 880 m. Este primer tramo, previo al meandro cerrado, presenta velocidades relativamente uniformes en sentido transversal, y con variaciones en sentido longitudinal entre 0.80 y 0.60 m/s. En  $t=3900$  s, la nube alcanza el meandro cerrado donde se midieron profundidades del orden de los 9.00 m. En esta curva, la velocidad media disminuye notablemente, pasando de 0.80 m/s a 0.40 m/s debido al incremento de la sección conforme al aumento de las profundidades. También se da una fuerte disminución de las tensiones de corte, que pasan de  $3.0 \text{ N/m}^2$  a  $0.70 \text{ N/m}^2$  (por la Ec. (5.14) la tensión de corte es proporcional al cuadrado de la velocidad e inversamente al logaritmo de la profundidad), y por lo tanto de la dispersión de partículas, que tienden a acumularse en la curva. Esta acumulación es mayor sobre la margen interna del meandro, pues las velocidades son menores que en la margen opuesta. Las curvas de concentración evolucionan de manera similar al instante anterior ( $t=3600$  s), aunque con los máximos de las márgenes menos distantes entre sí.

En el tramo de aguas abajo del meandro existe una expansión de la sección seguida de una contracción, donde el ancho pasa de 87 m a 67 m en un tramo de 260 m. Las velocidades y las tensiones de corte recuperan los valores previos a la curva con promedios del orden de 0.80 m/s y de  $3.0 \text{ N/m}^2$  respectivamente. Consecuente con este aumento, la dispersión de partículas ( $t = 4500$  s) se incrementa y la extensión de la curva de concentración alcanza los 870 m.

En este tramo se realizó la segunda medición de trazador. Las curvas  $C$ - $t$ -y observadas y simuladas (**Figura 7.11**), presentan buen ajuste, con errores del orden del 2.0 % tanto en el  $C_p$  y  $t_p$ , aunque el error en el desvío fue del 42%. La **Figura 7.11** muestra también que las concentraciones máximas en las márgenes son hasta 5 veces superiores a las del centro del cauce. Las duraciones de pasaje de la nube simuladas en las verticales son similares (700 s) a excepción de la curva de margen izquierda que duplica en tiempo a las restantes (1200 s). Esto último refleja el rezago del transporte sobre la margen izquierda que se viene desarrollando desde  $t=2700$  s aproximadamente.





**Figura 7.17:** Evolución del trazador Tramo 3 para el tiempo 3600 s, 3900 s y 4500 s. Nube de partículas (izq.) y curvas de isoconcentración (der.). Línea de *talweg* (traza amarilla) y línea de máxima velocidad (traza azul) y curvas de isovelocidad (grises).

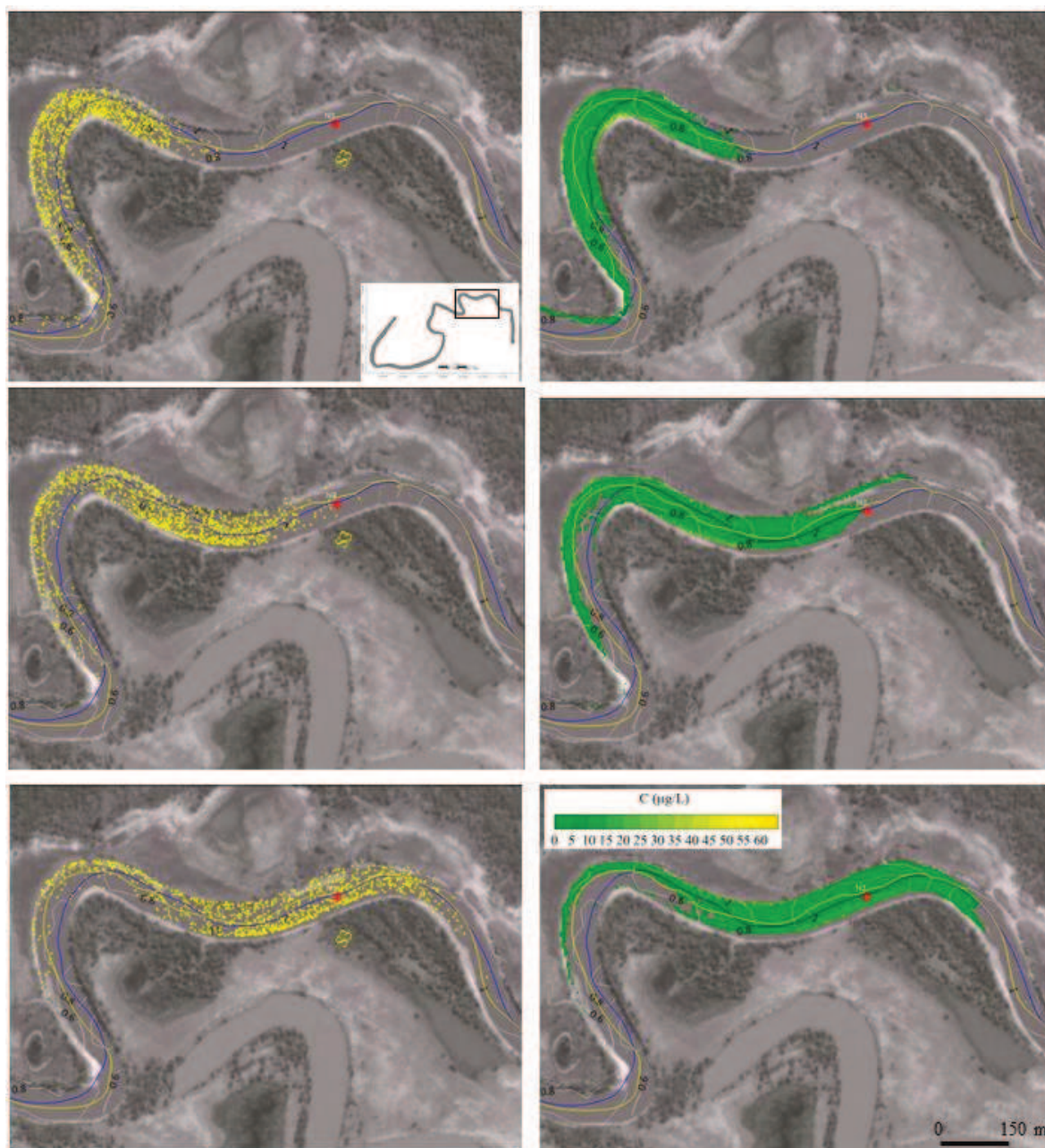
**Tramo 4:** desde Prog. 3500 m a Prog. 5500 m. Nube  $t = 5400$  s, 5700 s y 6000 s.

Una de las características particulares del tramo (**Figura 7.18**) es el desfase entre la línea de *talweg* y de máxima velocidad, inclusive en los meandros R2 y R4, donde las velocidades máximas se dan sobre la margen interna (o deposicional) de la curva -y donde las profundidades son menores-, y las mínimas sobre la margen cóncava (**Figura 6.19** y **Figura 6.21**). Esto último suele ocurrir durante las crecidas, donde el cauce tiende a rectificarse (ej.: aumento de la pendiente de energía) a través del *point bar* generando un patrón de flujo diferente al de aguas bajas, con altas velocidades en la margen interna de la curva (Kasvi et al., 2017; McGlowen y Garner, 1970).

En términos medios, la velocidad y tensión de corte aguas arriba de S3, es relativamente uniforme con valores en el rango de 0.60 a 0.80 m/s y 2.0 a 4.0 N/m<sup>2</sup> respectivamente. Luego, en inmediaciones de S3, se da un aumento local de las velocidades medias a valores de 1.0 m/s y tensiones de corte que alcanzan los 7.0 N/m<sup>2</sup>. Este aumento está relacionado con una disminución de las profundidades en dicha zona y se extiende longitudinalmente unos 200 m.

En relación al transporte, la nube se comporta de manera similar a lo visto previamente: hay una concentración de partículas sobre la línea de máxima velocidad y aumenta la dispersión, pero conservando el patrón irregular de altas concentraciones en las márgenes. En la **Figura 7.12** se aprecia con claridad este comportamiento del trazador, donde las concentraciones máximas en las márgenes superan en 5 veces a las del centro del cauce. La simulación muestra un buen ajuste con la curva medida con errores despreciables en  $C_p$  y  $t_p$  pero con una diferencia del 26% en el desvío. Al igual que en S2, la duración de pasaje de la nube en margen izquierda es mayor que en las restantes verticales.

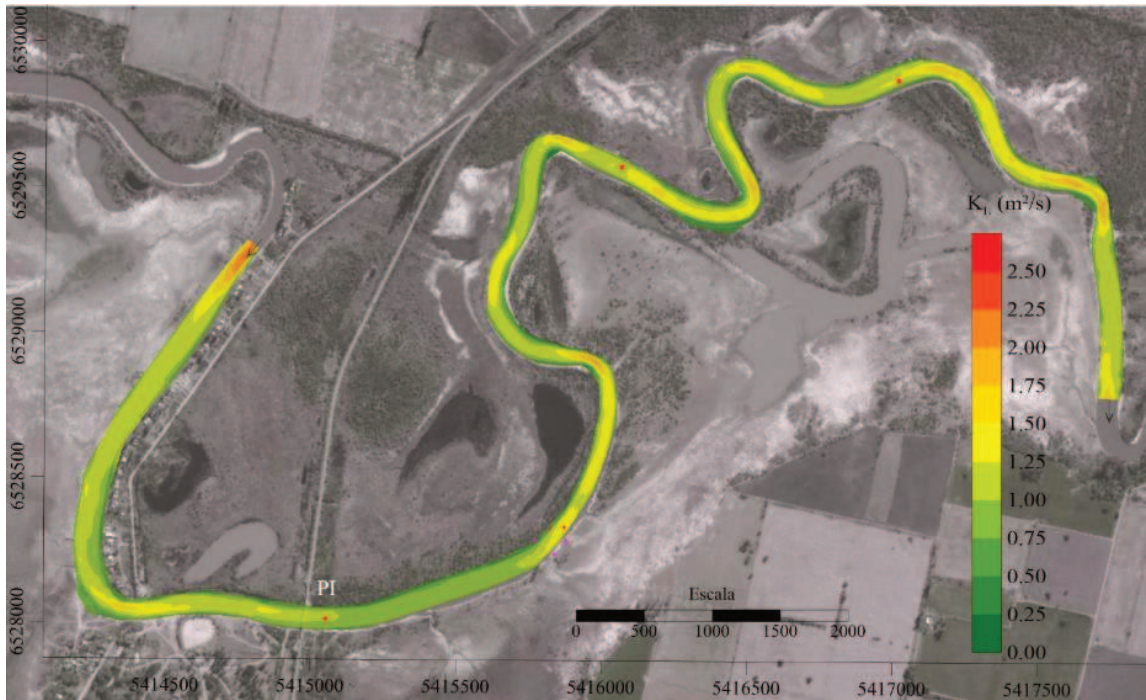




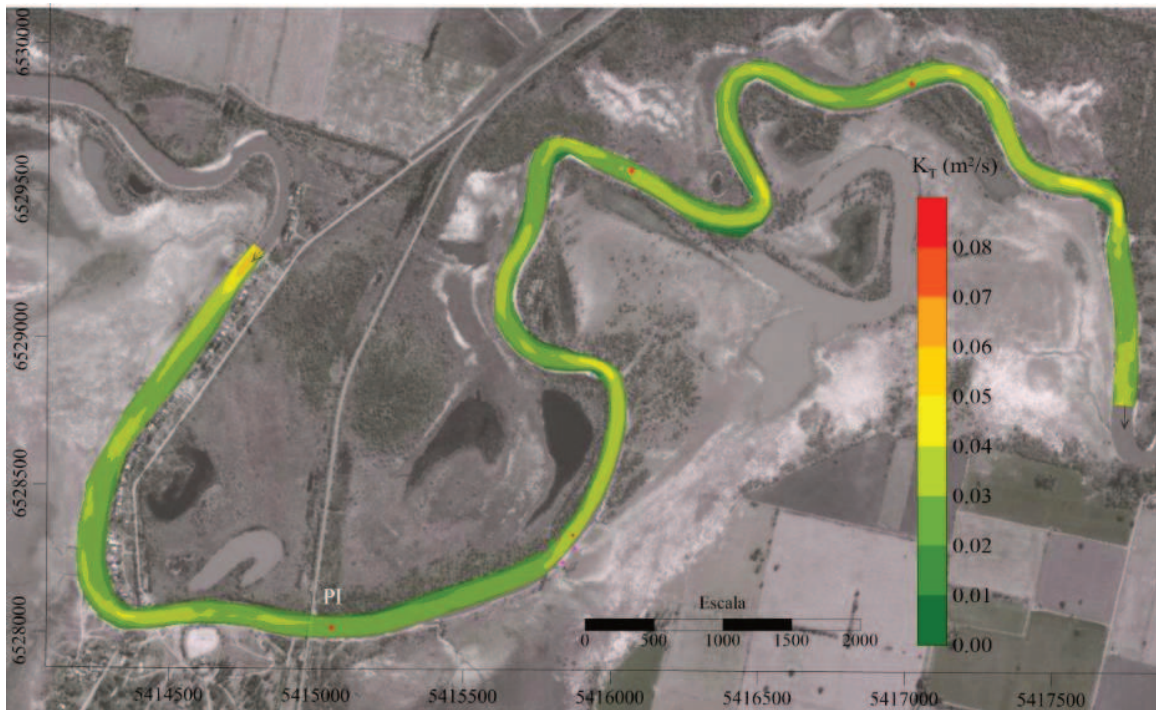
**Figura 7.18:** Evolución del trazador Tramo 4 para el tiempo 5400 s, 5700 s y 6000 s. Nube de partículas (izq.) y curvas de isoconcentración (der.). Línea de *talweg* (traza amarilla) y línea de máxima velocidad (traza azul) y curvas de isovelocidad (grises).

Conforme las expresiones (5.15) y (5.16), SiSBaHiA calcula los coeficientes de dispersión para cada nodo en función de la velocidad de corte ( $u_*$ ) y la profundidad ( $H$ ), en dicho punto, por lo tanto, fue posible confeccionar un mapa que muestra la variación espacial de  $K_L$  y  $K_T$  (Figura 7.19 y Figura 7.20).





**Figura 7.19:** Variación espacial de  $K_L$ .



**Figura 7.20:** Variación espacial de  $K_T$ .

## 7.2 ESTIMACIONES ANALÍTICAS Y EMPÍRICAS

### 7.2.1 Ecuaciones analíticas

Se aplicaron las expresiones de Fischer y Chickwendu para el cálculo de  $D_L$  (4.8) y (4.11) y  $K_T$  ((4.9) y (4.12)) en las secciones de aforo S0, R1, R2, R3, R4 y R5 para estimar los coeficientes de dispersión.

Para la determinación de la dispersión longitudinal se utilizaron los perfiles de velocidad media en la vertical (Figura 7.1 y Figura 7.2), y la distribución vertical de velocidad transversal (Figura 6.23) obtenidos de las mediciones con ADCP utilizando el programa VMT (ver sección 6.2). El cálculo de  $K_T$ , se realizó en la vertical media del cauce, -ya que la expresión es para cálculos puntuales-.

En la Tabla 7.8 se resumen las variables hidráulicas medidas de cada sección, los coeficientes  $D_L$  calculados analíticamente y los  $K_L$  (SB med) medios en la sección calculados por SisBaHiA con la ecuación (5.15). La Tabla 7.9, se resume las variables hidráulicas medidas en la vertical ubicada en el centro de la sección y los coeficientes  $K_T$  calculados analíticamente y por SisBaHiA (SB punt.) con la ecuación (5.16). Los valores de velocidad de corte  $u_{*med}$  y  $u_{*punt}$  representan, respectivamente, el valor medio en la sección y el valor medio en la vertical calculados con SisBaHiA.

Sección	$u_{*med}$ (m/s)	$\bar{h}$ (m)	$u$ (m/s)	$W$ (m)	$W/\bar{h}$	$u/u_{*med}$	$S_n$	$D_L$ (m <sup>2</sup> /s)		$K_L$ (m <sup>2</sup> /s)
								Fischer (4.8)	Chickwendu (4.11)	SB med (5.15)
S0	0.051	3.07	0.74	74.14	26.62	14.42	1.02	6.15	0.04	0.91
R1	0.055	3.84	0.88	54.00	14.33	16.00		8.53	0.54	1.26
R2	0.053	3.70	0.75	78.20	21.59	14.15		10.23	0.35	1.11
R3	0.051	3.08	0.79	77.00	25.39	15.49	1.97	225.36	1.34	0.95
R4	0.047	3.41	0.76	79.00	22.95	16.17		46.70	0.29	0.93
R5	0.055	3.03	0.80	74.00	24.98	14.55		90.27	0.74	1.00

**Tabla 7.8:** Cálculo de  $D_L$  con fórmulas analíticas y  $K_L$  con SisBaHiA.

Sección	$u_{*punt}$ (m/s)	$H$ (m)	$U$ (m/s)	$W$ (m)	$W/\bar{h}$	$U/u_{*punt}$	$S_n$	$K_T$ (m <sup>2</sup> /s)		
								Fischer (4.9)	Chickwendu (4.12)	SB punt (5.16)
S0	0.051	4.36	0.72	74.14	26.62	14.04	1.02	0.0082	0.003	0.025
R1	0.056	4.69	0.95	54.00	14.33	16.87		0.0008	0.003	0.035
R2	0.060	5.11	0.79	78.20	21.59	13.25		0.0096	0.100	0.038
R3	0.053	4.32	0.94	77.00	25.39	17.64	1.97	0.0007	0.022	0.030
R4	0.057	4.90	0.77	79.00	22.95	13.50		0.0200	0.045	0.028
R5	0.058	3.70	0.88	74.00	24.98	15.17		0.0044	0.032	0.030

**Tabla 7.9:** Cálculo de  $K_T$  con fórmulas analíticas y SisBaHiA.

Las estimaciones de  $K_T$  por el método de Fischer y Chickwendu están dentro del mismo orden de magnitud que los valores de calibración y en el caso particular de Fischer, subestima en todos los casos (Figura 7.21). Se aprecia que no existe tendencia de los valores estimados con los de calibración.

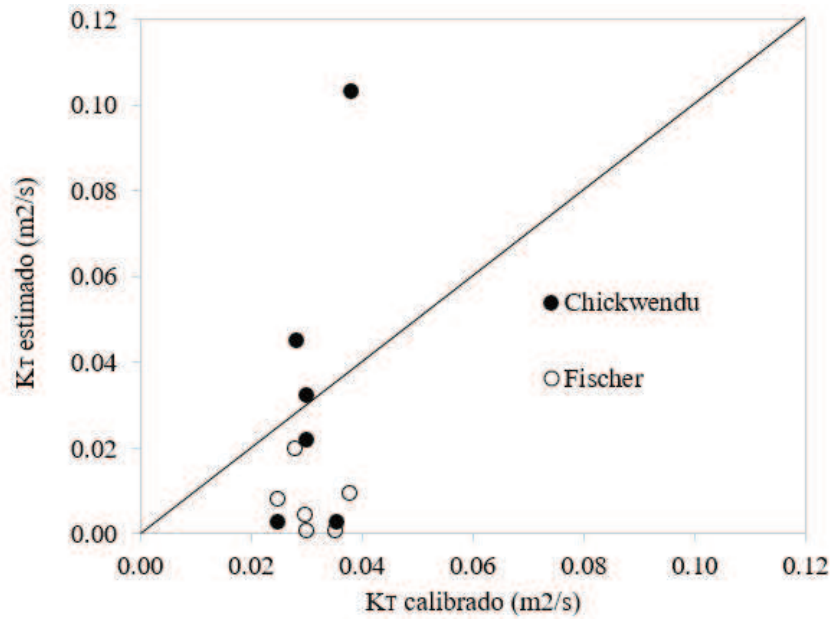
Como era esperable, los  $D_L$  calculados por Fischer sobrestiman hasta en 2

órdenes de magnitud los valores de calibración. Por el contrario, con el método de Chickwendu se obtuvieron muy buenos resultados con valores del mismo orden de magnitud y con errores medios del orden de 50%, la mayoría por subestimación (**Figura 7.22**). Por otro lado, los valores estimados no presentan una tendencia con los valores de calibración.

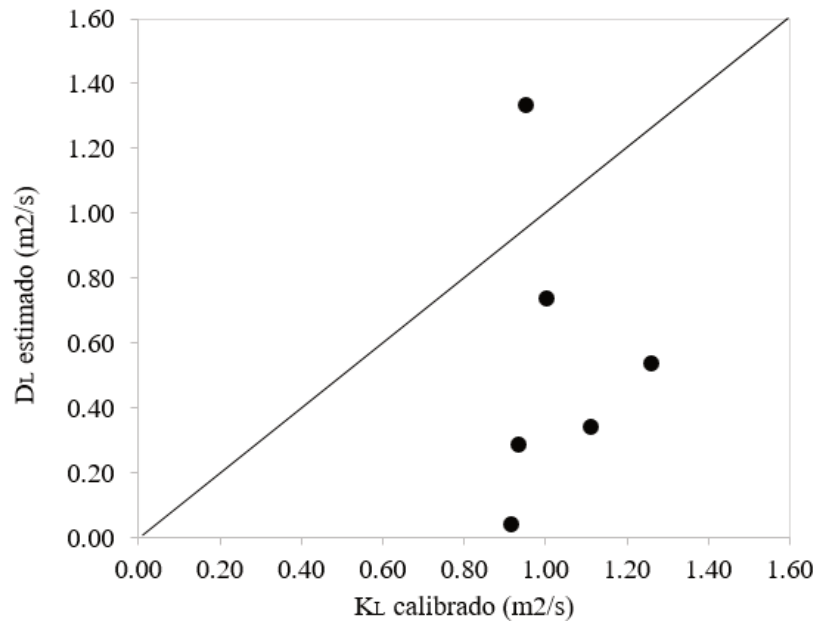
El alto valor de  $D_L$  en R3 (y en particular el calculado por Fischer) difiere significativamente respecto de las demás secciones, aunque las variables hidráulicas medias son muy similares (Tabla 7.8). Sin embargo, cuando se analiza el perfil de velocidad  $U$  en la sección transversal (**Figura 7.2**) se aprecia un mayor gradiente que en las restantes secciones y una forma de cuantificarlo es mediante la relación entre la velocidad máxima y mínima: mientras que en R3 es de 4:1, en las demás secciones esta relación varía entre 1.5:1 y 2.8:1. Más precisamente, esto se traduce en un aumento en los desvíos  $u'$  lo cual genera el aumento de la dispersión dada su relación directa conforme la Ec. (4.8).

Tanto los  $D_L$  como los  $K_T$  estimados en las secciones R1 a R5 están correlacionados y presentan idéntico patrón de variación en el tramo por ambas metodologías (**Figura 7.23** y **Figura 7.24**). En los ápices del meandro  $K_T$  alcanza valores máximos y  $D_L$  se reduce a valores mínimos, mientras que, en las zonas de pasos del meandro (tramo entre curvas), se da el comportamiento opuesto. Esto es debido que en el ápice del meandro las altas velocidades transversales (**Figura 6.23**) causadas por las corrientes secundarias provocan el incremento de la dispersión transversal y por lo tanto la disminución de la dispersión longitudinal. En la zona de paso -el comportamiento es similar al de cauces rectos- las velocidades trasversales se hacen débiles,  $K_T$  disminuye y  $D_L$  se incrementa apreciablemente. Esto confirma la relación inversa que existe entre la tasa de mezcla transversal y longitudinal. Boxal y Guymer (2006) obtuvieron similares resultados en un canal de laboratorio, y posteriormente autores como Choi (2017) y Park (2017) demostraron este mismo comportamiento con  $K_L$  y  $K_T$  a partir de ensayos de campo.

El análisis anterior, no se refleja en los valores calculados por SisBaHiA, por el contrario,  $K_T$  y  $K_L$  varían de manera conjunta. Y esto es debido a que el sistema calcula los coeficientes en base a las ecuaciones (5.15) y (5.16), donde los coeficientes son proporcionales a las mismas variables,  $u_*$  y  $H$ .



**Figura 7.21:** Comparación  $K_T$  calibrado y estimado con expresiones analíticas



**Figura 7.22:** Comparación  $K_L$  calibrado y  $D_L$  estimado con Chickwendu.

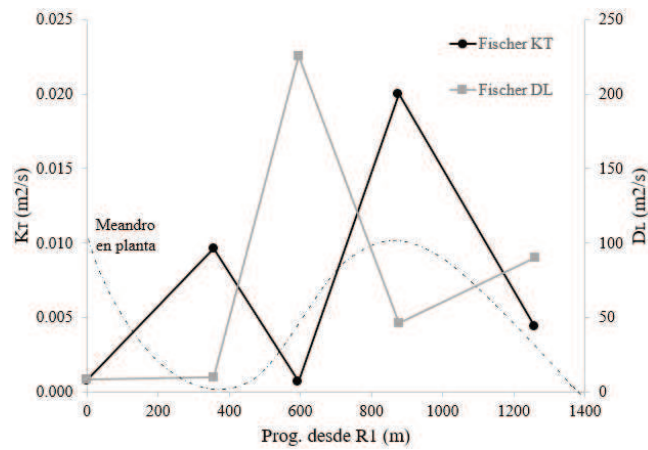


Figura 7.23: Variación de  $K_T$  y  $D_L$  en meandro calculados por Fischer.

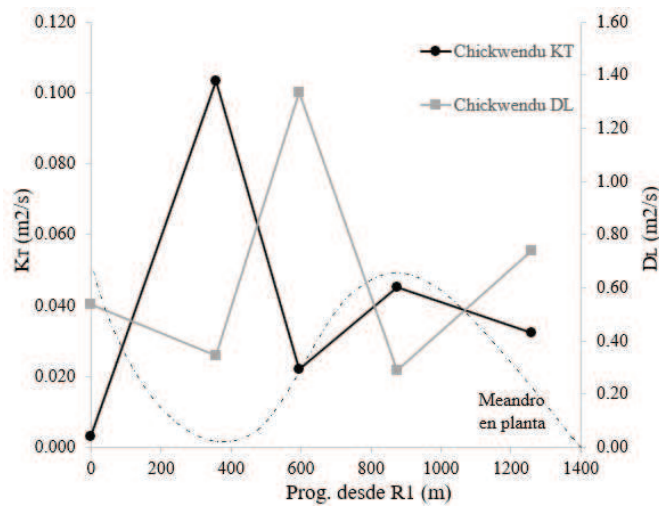


Figura 7.24: Variación de  $K_T$  y  $D_L$  en meandro calculados por Chickwendu.

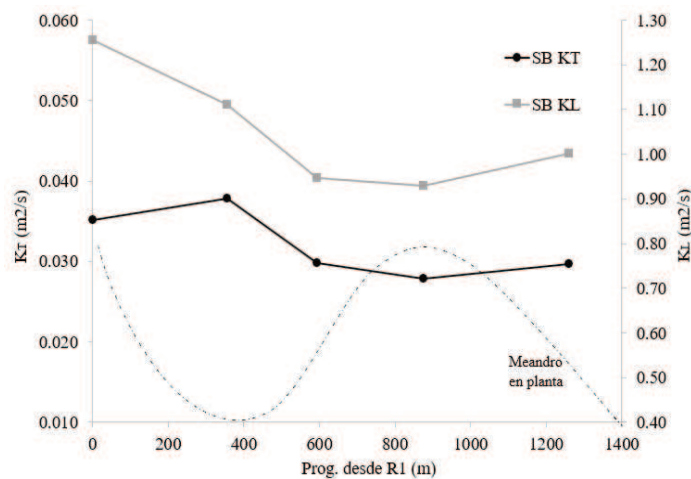


Figura 7.25: Variación de  $K_T$  y  $D_L$  en meandro calculados por SisBaHiA.



## 7.2.2 Ecuaciones empíricas

Se aplicaron las expresiones (4.14) a (4.21) para estimar  $D_L$  y las expresiones (4.22) a (4.35) para estimar  $K_T$  tanto en las secciones de aforo (S0, R1, R2, R3, R4 y R5) como en las de medición del trazador (S1, S2 y S3). Vale mencionar que la ubicación de la sección S2 se encuentra a unos 90 metros de la sección de aforo R1 pero en S2 y S3 no se pudo contar con mediciones hidrodinámicas, razón por la cual se utilizaron los valores de profundidad, velocidad y velocidad de corte calculados en la simulación.

En las Tabla 7.10 y Tabla 7.11 se presentan, respectivamente, los valores de  $D_L$  y  $K_T$  estimados. Se resaltan las columnas de las ecuaciones (5.15) y (5.16) ya que estos valores corresponden a los de calibración del modelo.

Como era de esperar, las expresiones para estimar el coeficiente de dispersión longitudinal,  $D_L$ , sobreestiman los valores de calibración en dos órdenes de magnitud en casi todas las fórmulas (a excepción de la Ec. (4.19), que calculó valores del mismo orden y errores medios de 400%). Estos resultados confirman la bidimensionalidad del fenómeno en todo el tramo conforme los resultados de la simulación.

En el caso de la dispersión transversal, se lograron mejores aproximaciones en relación a los valores de calibración. La mayoría de las expresiones arrojaron valores del mismo orden de magnitud y hasta un orden superior, con algunas excepciones como la fórmula de Gharbi y Varrette (Ec. (4.28)), con valores de hasta 3 órdenes superiores.

Los mejores ajustes en todas las secciones se obtuvieron con las expresiones de Rutherford (Ec. (4.27)) y de Aghababaei et al. en sus dos versiones sin sinusidad (Ec. (4.32) y (4.34)) con errores del orden del 5% (Figura 7.26).

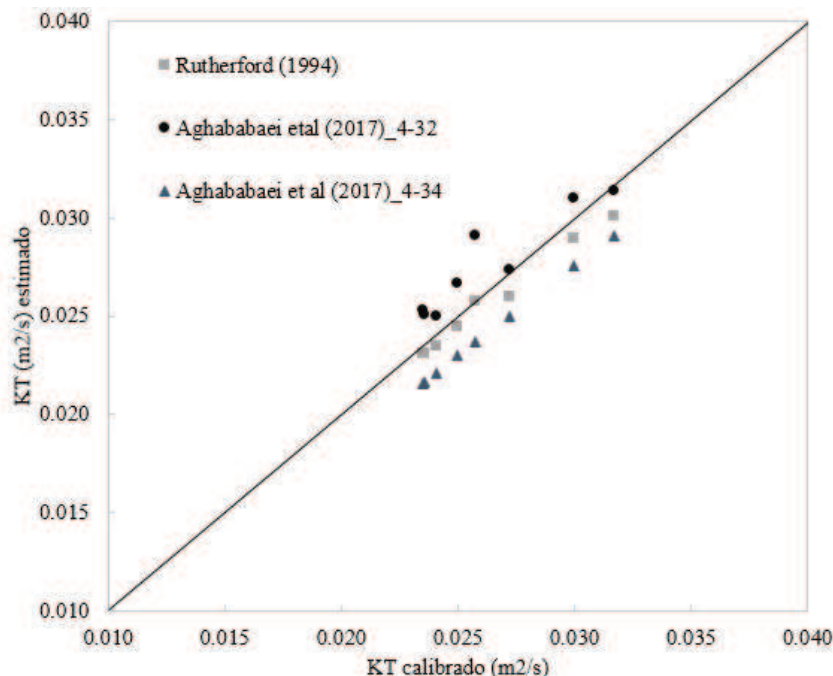


Figura 7.26: Comparación  $K_T$  calibrado y estimado.

Sección	$\bar{h}$ (m)	W (m)	$u_*$ (m/s)	$u$ (m/s)	$(K_L)$	Ec. (4.14	Ec. (4.15	Ec. (4.16	Ec. (4.17	Ec. (4.18	Ec. (4.19	Ec. (4.20	Ec. (4.21
					Ec. (5.15								
S0	3.07	74.14	0.051	0.74	0.93	258.69	76.59	323.63	341.97	1650.50	4.97	174.44	173.73
S1	4.12	65.20	0.044	0.66	1.07	111.68	31.46	283.49	388.04	1333.00	4.27	224.73	159.13
S2(R1)	3.84	54.00	0.055	0.83	1.25	108.54	30.30	313.76	451.42	1435.76	4.71	221.47	177.57
R2	3.7	78.20	0.054	0.78	1.18	164.13	48.92	331.34	409.08	1624.51	5.27	227.78	185.85
R3	3.08	77.00	0.051	0.79	0.93	272.76	73.21	347.62	384.28	1751.86	4.75	221.58	180.80
R4	3.41	79.00	0.047	0.77	0.95	247.58	61.09	357.89	426.93	1777.41	4.45	224.17	182.91
R5	3.03	74.00	0.055	0.80	0.99	237.62	70.09	329.74	360.85	1673.47	5.07	218.63	178.39
S3	2.23	78.00	0.077	1.03	1.02	413.49	138.30	373.53	340.31	1936.92	6.51	215.11	203.14

**Tabla 7.10:** Estimación de  $D_L$  con expresiones empíricas y  $K_L$  calculado con SisBaHiA.

Sec.	$\bar{h}$ (m)	W (m)	$u_*$ (m/s)	$u$ (m/s)	$(K_T)$	Ec. (4.22	Ec. (4.23	Ec. (4.24	Ec. (4.25	Ec. (4.26	Ec. (4.27	Ec. (4.28	Ec. (4.29	Ec. (4.30	Ec. (4.31	Ec. (4.32	Ec. (4.33	Ec. (4.34	Ec. (4.35
					Ec. (5.16														
S0	3.07	74.14	0.051	0.74	0.023	0.016	0.043	0.018	0.094	0.384	0.023	10.350	0.083	0.042	0.075	0.025	0.040	0.022	0.040
S1	4.12	65.20	0.044	0.66	0.027	0.035	0.023	0.014	0.109	0.192	0.026	5.343	0.061	0.098	0.097	0.027	0.084	0.025	0.585
S2(R1)	3.84	54.00	0.055	0.83	0.032	1.965	0.023	0.645	0.127	0.169	0.030	4.972	0.066	0.082	0.288	0.031	0.086	0.029	0.099
R2	3.7	78.20	0.054	0.78	0.030	1.179	0.033	0.675	0.120	0.237	0.029	5.930	0.076	0.079	0.086	0.031	0.082	0.028	0.093
R3	3.08	77.00	0.051	0.79	0.024	0.739	0.041	0.778	0.094	0.387	0.023	11.805	0.083	0.070	0.004	0.025	0.067	0.022	0.073
R4	3.41	79.00	0.047	0.77	0.024	1.033	0.035	0.865	0.096	0.350	0.023	8.624	0.079	0.071	0.004	0.025	0.068	0.022	0.075
R5	3.03	74.00	0.055	0.8	0.025	0.669	0.041	0.656	0.100	0.346	0.025	9.723	0.082	0.072	0.003	0.027	0.071	0.023	0.077
S3	2.23	78.00	0.077	1.03	0.026	0.135	0.071	0.265	0.103	0.513	0.026	19.880	0.113	0.055	0.119	0.029	0.059	0.024	0.080

**Tabla 7.11:** Estimación de  $K_T$  con expresiones empíricas.



### 7.3 DISCUSIÓN DE RESULTADOS

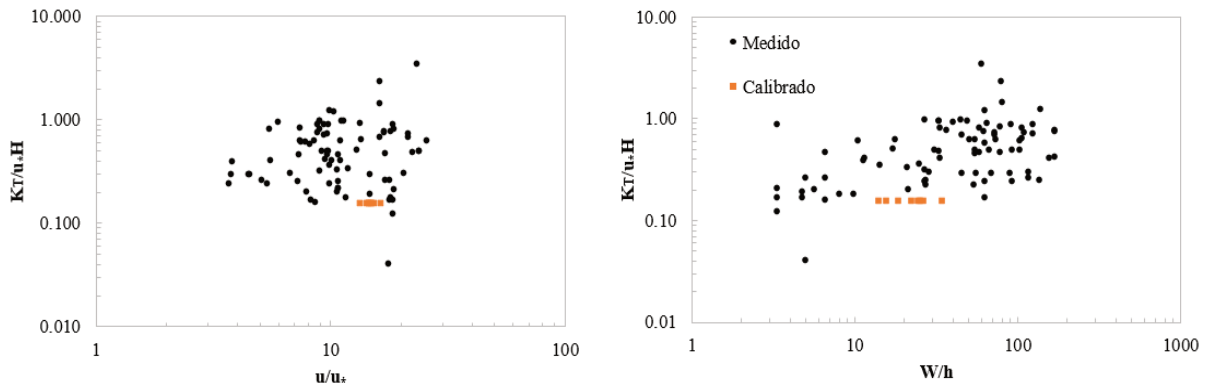
El mejor método para estimar los coeficientes es a partir de ensayos con trazadores ya que estos se transportan con la hidrodinámica del río. Por esta razón los coeficientes calibrados en el presente estudio se contrastaron con valores obtenidos a partir de ensayos de campo realizados por diferentes autores (Baek [2020](#), Jung [2019](#), Huai [2018](#), Choi [2017](#), Park [2017](#), Seo et al. [2016](#), Lee y Seo [2013](#), Baek y Seo [2010](#), Chau [2000](#), Yotsukura y Cobb [1972](#)). De un total de 84 ensayos de campo, se obtuvo un set de 84 valores de  $K_T$ , 44 de  $K_L$  y los parámetros hidráulicos y geométricos. De estos ensayos, 14, fueron obtenidos en canales de laboratorio (Tabla 7.12 y Tabla 7.13).

Una forma habitual de presentar los parámetros es en función de las relaciones hidráulicas como ancho/profundidad y velocidad/velocidad de corte. En las **Figura 7.27** y **Figura 7.28** se presentan las relaciones  $K_T/Hu_*$  y  $K_L/Hu_*$  vs  $W/h$  y  $u/u_*$  medidos por otros autores y calibrados en el presente estudio.

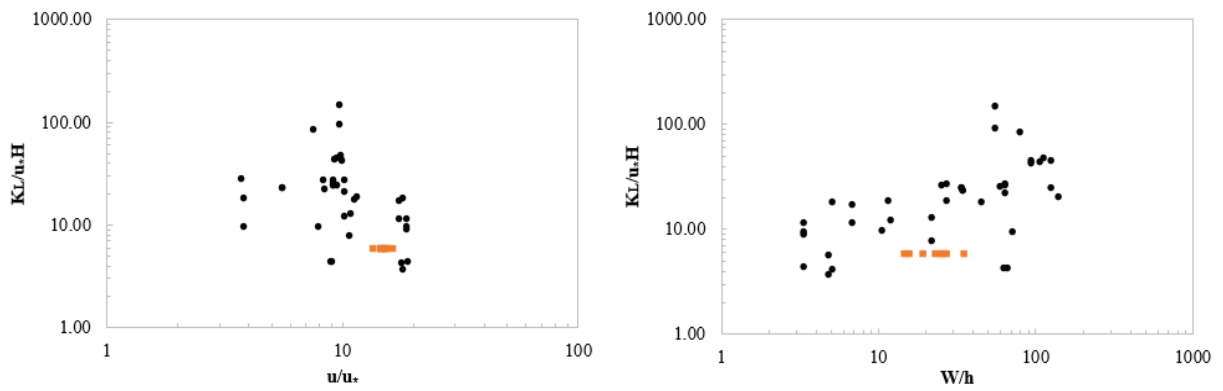
Como se aprecia hay gran dispersión en los datos, aunque existe un incremento de  $K_T$  conforme se incrementa  $W/h$  y  $u/u_*$ . Choi ([2017](#)) explica que la razón de este aumento es que la corriente secundaria se vuelve más fuerte y, por lo tanto, el coeficiente de dispersión transversal se incrementa en las secciones del canal de mayor relación ancho/profundidad. En el caso de  $K_L$  el aumento de  $W/h$  redundaría en aumentos de la dispersión, pero en el caso de  $u/u_*$  no parece haber una relación clara.

El rango de valores  $K_T/Hu_*$  medidos en campo es de 0.02 a 3.4, con un promedio de 0.56 mientras que la relación  $K_L/Hu_*$  varía entre 0.32 y 149.5 y un promedio de 27.4. Los valores de  $K_T/Hu_*$  y  $K_L/Hu_*$  calibrados (0.15 y 5.93) son constantes ya que el modelo no permite la variación espacial de los coeficientes  $\alpha$  y  $\beta$  de las ecuaciones (5.15) y (5.16) respectivamente. Se aprecia que los coeficientes están dentro del orden de valores medidos en campo, y más precisamente en el límite inferior de la serie de datos (ambos coeficientes presentan relaciones de 1:5 comparados con los valores medios de la serie). Un análisis de sensibilidad mostró que una disminución del 50% de  $K_T$ , (manteniendo las demás variables constantes) causó una disminución del orden del 2% de la  $C_p$ , mientras que la misma variación porcentual del  $K_L$  causó un aumento del orden del 40% de la  $C_p$ .

Una de las principales limitaciones para valorar los coeficientes calibrados es la falta de información de concentraciones en el sentido transversal de la corriente. No obstante, los valores de  $K_T$  calculados con las expresiones analíticas (de solidez conceptual), fueron del mismo orden de magnitud a los valores calibrados con el modelo. También, se obtuvo una muy buena correlación de los  $K_T$  estimados con las expresiones de empíricas de Rutherford ([1994](#)) y de Aghababaei et al. ([2017](#)). Los  $D_L$  obtenidos analítica y empíricamente no son comparables con los  $K_L$  calibrados, pues representan diferentes procesos de transporte. Sin embargo, con el método de Chickwendu se obtuvieron valores de dispersión longitudinal del mismo orden de magnitud a los calibrados.



**Figura 7.27:**  $K_T$  medidos y calibrados en función de relaciones hidráulicas.



**Figura 7.28:**  $K_L$  medidos y calibrados en función de relaciones hidráulicas.

Fuente	Canal/Río	W (m)	h (m)	u (m/s)	u* (m/s)	Rc (m)	Sn	W/h	u/u*	KT (m <sup>2</sup> /s)	KT/hu*	KL (m <sup>2</sup> /s)	KL/u*h
Baek D (2020)	Cauce experimental	5.30	0.460	0.550	0.145		1.50	11.52	3.80	0.026	0.39	0.65	19.00
		6.25	0.600	0.640	0.082		1.70	10.42	7.81	0.030	0.61	0.50	10.00
Choi (2017)	Bokha Creek	33.30	0.240	0.550	0.055	908.00	1.02	138.75	10.00	0.016	1.23	0.28	21.15
		20.30	0.350	0.560	0.062	846.00	1.04	58.00	9.03	0.018	0.81	0.58	26.64
	Daegok Creek	11.70	0.470	0.050	0.005	880.00	1.03	24.89	10.00	0.001	0.36	0.06	27.43
		9.20	0.430	0.650	0.061	308.00	1.03	21.40	10.66	0.005	0.20	0.21	7.95
	Daepo Creek	24.80	0.450	0.640	0.066	919.00	1.05	55.11	9.70	0.015	0.49	2.83	95.15
		31.10	0.300	0.420	0.046	824.00	1.15	103.67	9.13	0.007	0.50	0.61	44.47
	Gam Creek	23.00	0.250	0.500	0.051	919.00	1.05	92.00	9.80	0.011	0.88	0.59	46.20
		45.00	0.360	0.560	0.060	824.00	1.15	125.00	9.33	0.015	0.70	0.55	25.54
	Han Creek	16.90	0.500	0.230	0.042	1133.00	1.28	33.80	5.48	0.017	0.82	0.50	23.62
		8.70	0.140	0.390	0.044	133.00	1.04	62.14	8.86	0.005	0.75	0.03	4.47
	Jujung Creek	8.50	0.130	0.370	0.042	133.00	1.04	65.38	8.81	0.005	0.89	0.02	4.46
		42.50	1.270	0.270	0.030	221.00	1.55	33.46	9.00	0.037	0.96	0.97	25.52
	Miho Creek	31.00	0.490	0.400	0.048	345.00	1.54	63.27	8.33	0.004	0.17	0.53	22.70
		39.00	0.870	0.100	0.009	221.00	1.55	44.83	11.11	0.008	0.98	0.14	18.45
Park tesis (2017)	Cauce experimental	5.50	0.480	0.570	0.051		1.50	11.70	10.10	0.010	0.41	0.30	12.30
		6.00	0.600	0.450	0.040		2.50	26.71	11.39	0.023	0.97	0.46	19.40
Seo et al (2016)	Daegok Creek	12.00	0.450	0.170	0.019	880.00	1.03	26.71	9.07	0.003	0.32	0.23	27.74
		9.20	0.430	0.650	0.061	308.00	1.03	21.12	10.70	0.009	0.33	0.35	13.28
	Daepo Creek	25.00	0.450	0.640	0.066	919.00	1.05	54.96	9.67	0.013	0.45	4.46	149.75
		23.00	0.250	0.500	0.051	919.00	1.05	93.00	9.85	0.006	0.50	0.56	44.05
	Gam Creek	45.00	0.360	0.560	0.060	824.00	1.15	124.50	9.33	0.019	0.88	1.01	46.74
		33.50	0.300	0.530	0.054	316.00	1.13	110.80	9.73	0.012	0.72	0.80	48.96
	Han Creek	17.00	0.500	0.230	0.042	1133.00	1.28	33.58	5.53	0.009	0.41	0.50	23.90
		42.50	1.270	0.270	0.030	221.00	1.55	33.40	9.05	0.036	0.96	0.96	25.42
	Miho Creek	31.00	0.490	0.400	0.049	345.00	1.54	63.29	8.21	0.014	0.58	0.65	27.35
Lee y Seo (2013)	Canal de Laboratorio	1.00	0.210	0.140	0.010			4.76	14.74	0.000	0.19	0.01	5.90
		1.00	0.210	0.430	0.024			4.76	17.92	0.001	0.17	0.02	3.80
		1.00	0.300	0.100	0.005			3.33	18.52	0.000	0.17	0.01	9.20
		1.00	0.300	0.300	0.016			3.33	18.75	0.001	0.21	0.02	4.50
		1.00	0.150	0.200	0.012			6.67	17.09	0.000	0.26	0.03	17.70
		1.00	0.150	0.400	0.023			6.67	17.17	0.002	0.47	0.04	11.50
		1.00	0.200	0.150	0.008			5.00	17.86	0.000	0.26	0.03	18.80
		1.00	0.200	0.300	0.017			5.00	17.65	0.000	0.04	0.01	4.30
		1.00	0.300	0.100	0.005			3.33	18.52	0.000	0.12	0.02	9.80
		1.00	0.300	0.200	0.011			3.33	18.52	0.003	0.88	0.04	11.50
Baek y Seo (2010)	Hongcheong	58.60	0.750	0.350	0.047		2.380	78.13	7.45	0.030	0.85	3.09	87.70
		69.90	1.100	0.210	0.057		1.400	63.55	3.68	0.015	0.24	1.78	28.40
		67.00	0.970	0.200	0.053		1.540	69.07	3.77	0.015	0.29	0.50	9.80

**Tabla 7.12:** Set de datos de  $K_T$  y  $K_L$  medidos (cont.).

Fuente	Canal/Río	W (m)	h (m)	u (m/s)	u* (m/s)	Rc (m)	Sn	W/h	u/u*	KT (m <sup>2</sup> /s)	KT/hu*	KL (m <sup>2</sup> /s)	KL/u*h
Seo et al (2006) *	Cheongmicheon Creek	44.50	0.480	0.340	0.063			92.71	5.37	0.007	0.24		
		54.00	0.690	0.340	0.047			78.26	7.31	0.015	0.46		
	Sumgang	65.00	1.020	0.580	0.056			63.73	10.36	0.069	1.21		
		80.10	0.680	0.310	0.046			117.79	6.71	0.009	0.30		
		58.60	0.550	0.540	0.040		2.380	106.55	13.43	0.014	0.64		
Beltaos (1980) *	Athabasca	320.00	2.050	0.860	0.079			156.10	10.90	0.066	0.41		
		373.00	2.200	0.950	0.056			169.55	16.99	0.092	0.75		
		320.00	1.900	0.490	0.052			168.42	9.42	0.041	0.42		
Jung et al (2019)	Nakdong	436.00	5.470	0.150	0.009			79.71	16.22	0.117	2.31		
		429.00	5.290	0.200	0.012			81.10	16.13	0.093	1.42		
Long et al (2002)*	Jialin Jiang	194.00	11.000	1.100	0.130			17.64	8.46	0.901	0.63		
		374.00	7.400	0.890	0.120			50.54	7.42	0.559	0.63		
		330.00	6.000	1.090	0.099			55.00	11.01	0.374	0.63		
		320.00	5.500	1.020	0.094			58.18	10.85	0.238	0.46		
	Chang Jiang	600.00	16.290	1.020	0.057			36.83	17.96	0.722	0.78		
		580.00	14.310	0.710	0.053			40.53	13.37	0.707	0.93		
		638.00	19.140	1.370	0.061			33.33	22.39	0.562	0.48		
Chau (2000)	Canal de Laboratorio	4.00	0.400	0.450	0.025			10.00	18.00	0.000	0.18		
		4.00	0.500	0.350	0.030			8.00	11.67	0.000	0.18		
		4.00	0.600	0.300	0.035			6.67	8.57	0.000	0.16		
		4.00	0.700	0.300	0.038			5.71	7.89	0.001	0.20		
Holly and Nerat (1983)*	Isere	70.00	2.250	1.400	0.059			31.11	23.73	0.066	0.50		
Lau and Krishnappan (1981) *	Grand Bow	59.20	0.510	0.350	0.069			116.08	5.07	0.009	0.26		
	Saskatchewan	104.00	1.000	1.050	0.139			104.00	7.55	0.085	0.61		
		213.00	1.560	0.580	0.080			136.54	7.25	0.031	0.25		
Sayre (1979) *	Missouri	214.00	2.940	1.590	0.074			72.79	21.49	0.159	0.73		
		214.00	1.990	1.390	0.074			107.54	18.78	0.119	0.81		
		214.00	2.940	1.590	0.074			72.79	21.49	0.150	0.69		
Beltaos and Day (1978) *	Lesser Slave	40.30	2.800	0.600	0.050			14.39	12.00	0.048	0.34		
Fischer (1973)*	Atrisco	18.30	0.680	0.630	0.063			26.91	10.00	0.010	0.24		
	South	18.30	0.670	0.660	0.061			27.31	10.82	0.010	0.25		
		18.30	0.370	0.240	0.040			49.46	6.00	0.014	0.95		
		18.30	0.400	0.180	0.040			45.75	4.50	0.005	0.29		
	Bernado	20.10	0.700	1.250	0.061			27.31	10.81	0.009	0.22		
Holley and Abraham (1973) *	Waal	266.00	4.700	0.820	0.056			28.71	20.49	0.013	0.30		
	Ijssel	69.50	4.000	0.970	0.075			56.60	14.64	0.076	0.29		
Sayre and Yeh (1973) *	Missouri	240.00	4.000	1.980	0.085			17.38	12.93	0.153	0.51		
Yotsukura and Cbb (1972)	Missouri	373.00	2.200	0.950	0.056			60.00	23.29	1.156	3.40		
	Missouri	183.00	2.740	1.740	0.073			169.55	16.96	0.094	0.76		
	Atrisco River	36.06	0.670	0.670	0.062			66.79	23.84	0.100	0.50		
	South River	36.06	0.400	0.180	0.040			53.82	10.81	0.009	0.22		
Yotsukura et al (1970) *	Missouri	200.00	2.700	1.800	0.070			90.15	4.48	0.005	0.29		
Bansal (1970) *	Mississippi	177.80	3.900	1.300	0.080			74.07	25.71	0.119	0.63		
								45.59	16.25	0.215	0.69		

**Tabla 7.13:** Set de datos de Set de datos de  $K_T$  y  $K_L$  medidos

\*Huai et al. (2018)

## 8 CONCLUSIONES

### 8.1 GENERALES

En el presente trabajo se estudió en profundidad el transporte de escalares en un tramo del río Salado a partir de mediciones de campo. Se llevó a cabo un ensayo de trazadores de tipo puntual instantáneo en condiciones hidrométricas de cauce lleno, en el cual se registraron curvas concentración-tiempo en tres secciones y mediciones hidrodinámicas de detalle. Se implementó el modelo hidrodinámico y de transporte 2DH SisBaHiA para determinar los coeficientes de dispersión transversal y longitudinal mediante el ajuste de las curvas concentración-tiempo observadas.

El modelo permitió representar satisfactoriamente la compleja hidrodinámica del tramo de río de meandros compuestos, sinuosidad variable (1.02 a 1.97), con curvas fuertes y secciones irregulares. Además, el escenario hidrométrico en el contexto de una crecida, mostró un aspecto hidrodinámico particular en algunos tramos en los cuales la línea de máxima velocidad no coincidió con la línea de *talweg*. Estas características tuvieron efectos muy importantes en el transporte, dado que la nube de partículas se alineó sobre la traza de máxima velocidad (y se rezagaron donde estas fueron menores). Con lo cual, este constante cambio de la traza de máximas velocidades sumado a los cambios de magnitud de las velocidades a lo largo del tramo, hizo que las partículas de trazador se acumulen tanto en el centro del cauce como en las márgenes. Este agrupamiento de partículas generó tres zonas de altas concentraciones, con la particular maximización en las márgenes (en las secciones S2 y S3 las concentraciones máximas en las márgenes quintuplicaron el valor máximo del centro del cauce) dadas las menores profundidades, y por lo tanto menor volumen de integración en el cálculo de las concentraciones. Dicha configuración se mantuvo a lo largo del tramo simulado.

Las curvas simuladas presentaron buena correspondencia con lo observado. Las diferencias entre las concentraciones pico fueron de 23% para la S1, del 1.1% en S2 y 1.0% en S3 (sobreestimando en todos los casos), y las diferencias con el tiempo al pico fueron todas menores al 2%. Los resultados de la simulación muestran que no hubo mezcla homogénea en el sentido transversal del escurrimiento en todo el tramo, lo cual fue verificado mediante el cálculo de masa realizado a partir de las curvas  $C-t$  y el caudal específico en cada nodo de la sección. Esto ratifica la necesidad del análisis bidimensional del transporte en el tramo.

A partir de la simulación se obtuvieron valores de  $K_T$  en el rango 0.025 a 0.055 m<sup>2</sup>/s y  $K_L$  de 0.99 a 2.15 m<sup>2</sup>/s. Las relaciones adimensionales  $K_T/Hu_*$  y  $K_L/Hu_*$  fueron constantes e iguales a 0.15 y 5.93 respectivamente -ya que no es posible variar espacialmente los coeficientes de ajuste del modelo- las cuales se corresponden con los valores para los cuales fueron desarrolladas. Se constató que las relaciones  $K_T/Hu_*$  y  $K_L/Hu_*$  se encuentran dentro del rango de valores medidos por otros autores en ensayos de campo.

Se aplicaron expresiones analíticas (Fischer y Chickwendu) para estimar los coeficientes a partir de las mediciones de detalle del campo de flujo, particularmente de las velocidades medias en la vertical a lo ancho del cauce ( $U$ ) y las velocidades transversales ( $v$ ) en la dirección vertical. En la estimación de  $K_T$  ambas expresiones dieron resultados dentro del mismo orden de magnitud, con diferencias de  $\pm 70\%$  con la fórmula de

Chickwendu y de -75% en el caso de Fischer, es decir, que sobrestimó en todos los casos. Sin embargo, en la determinación del  $D_L$  los resultados fueron variables. Mientras que con la ecuación de Fischer calculó valores de hasta dos órdenes de magnitud, con Chickwendu se obtuvieron mejores resultados con diferencias del orden de  $\pm 63\%$ . Los resultados de Fischer fueron razonables teniendo en cuenta que la expresión es válida para transporte 1D, lo cual no se verificó en este caso. Además, no se verificó la distancia de mezcla dada

Se emplearon una decena de expresiones empíricas para estimar  $K_T$  obteniéndose valores del mismo orden de magnitud y con 3 de ellas (Rutherford, [1994](#) y dos de Aghababaei et al. [2017](#)) se lograron muy buenos ajustes con errores del 5%. En el caso de la dispersión longitudinal no se contó con expresiones empíricas desarrolladas para modelos 2D. No obstante, se aplicaron algunas de las numerosas ecuaciones disponibles en la literatura para el cálculo de  $D_L$ , las cuales sobreestimaron en dos y tres órdenes de magnitud a los valores de calibración.

## 8.2 APORTES DE LA TESIS

El desarrollo de la tesis representa un nuevo aporte a los valiosos estudios precedentes realizados por el grupo de investigación, ya que permitió comprender con mayor detalle el transporte de escalares de un importante río de llanura. La puesta en funcionamiento y calibración de un modelo hidrodinámico 2DH mostró el complejo campo de velocidades en un tramo meandriforme con presencia de curvas cerradas, grandes relaciones ancho/profundidad, secciones irregulares y tramos de expansión y contracción.

El modelo de transporte de partículas bidimensional mostró que el escalar (pasivo y sin decaimiento) se traslada conforme el campo de velocidades, acumulándose sobre la línea de máxima velocidad y rezagándose donde éstas son menores. El continuo cambio de traza de la nube de partículas, generó 3 zonas de alta concentración una vez alcanzadas las márgenes; patrón que se mantuvo en todo el tramo de modelación. Este comportamiento abre una nueva línea de análisis para, por ejemplo, estudiar la presencia de material contaminante en las orillas del río.

Si bien los coeficientes de dispersión determinados tienen un valor intrínseco, es importante tener en cuenta que su validez se acota al escenario hidrométrico analizado, ya que, como se ha visto, es muy sensible a las variaciones del campo de velocidades y a la geometría de la sección y por lo tanto al caudal. Estos coeficientes pueden ser utilizados para estudiar el transporte de constituyentes como el oxígeno disuelto, sales, nitritos o metales pesados asociados a los sedimentos finos, lo que representa un importante aporte desde el punto de vista ambiental.

Se demostró que los métodos analíticos que utilizan información hidrodinámica de detalle, presentaron buena correspondencia con los valores de calibración y constituye el primer antecedente aplicado al río Salado.

La metodología empleada en la tesis para analizar la dinámica del transporte de escalares, podrá ser implementada con diferentes caudales y alturas hidrométricas (una vez realizadas las adaptaciones pertinentes).



### 8.3 FUTUROS ESTUDIOS

Para mejorar los resultados obtenidos se requiere de un nuevo ensayo de campo, en condiciones de aguas medias/bajas ( $H_{RP70}$  entre 2.0 m y 3.0 m) y realizar mediciones de concentración a lo ancho del cauce. Esto permitiría aplicar métodos de observación -como el método de los momentos- en el cálculo de los coeficientes de dispersión, por ser los que mejor representan la dinámica de transporte. Además, se podrá mejorar el ajuste de los coeficientes utilizando el modelo numérico a partir de la comparación con las curvas medidas a lo ancho del cauce.

Para este nuevo escenario se requiere de nuevos relevamientos batimétricos e hidrodinámicos. En caso que las profundidades condicionen ó limiten las mediciones con ADCP, se podrá utilizar el velocímetro *FlowTracker* de tecnología ADV (*Acoustic Doppler Velocimety*) para completar los perfiles de velocidad en vertical y se encuentra disponible en la FICH.

Por otro lado, resultaría de interés ajustar expresiones teóricas a los perfiles de velocidad transversal (ej.: Rozovkii) y longitudinal medidos para mejorar los resultados de las expresiones analíticas. Este ajuste podría ser necesario, para completar el perfil de las zonas no medidas por el ADCP y suavizar las fluctuaciones de las velocidades causadas por ruidos y turbulencia.

## 9 ANEXO

### HIDRODINÁMICA 2014. MEDICIONES Y SIMULACIÓN.

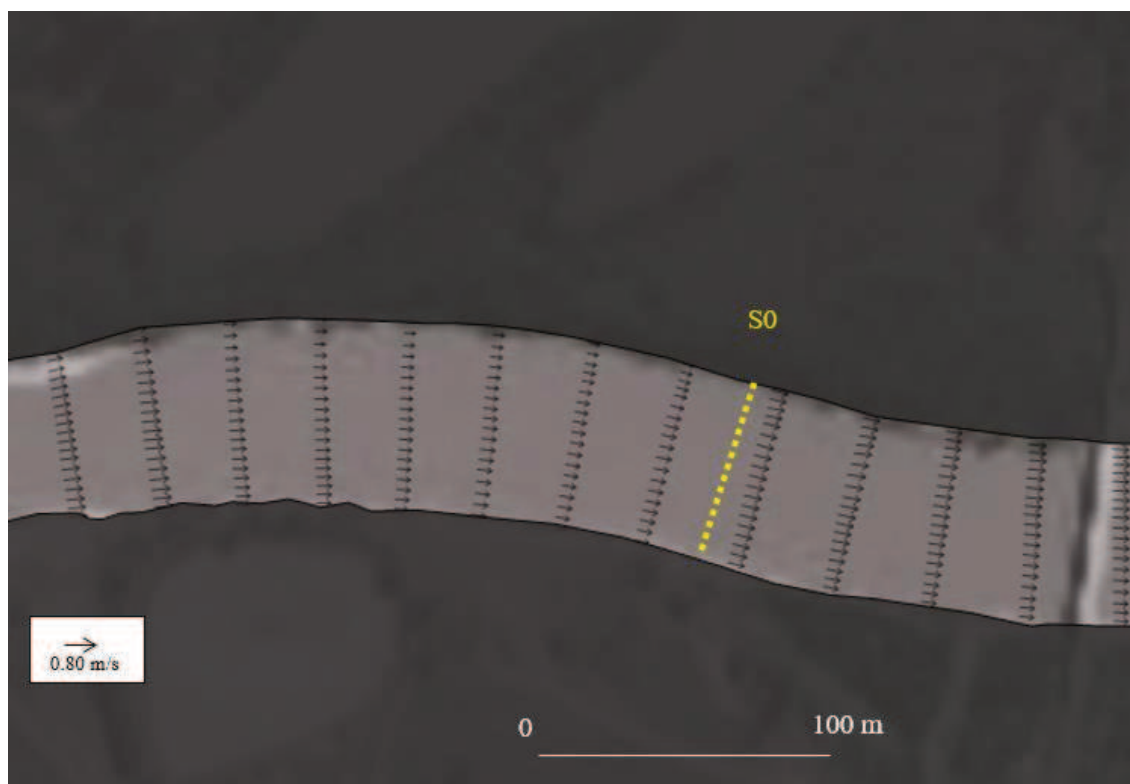
En el presente apartado se realiza un análisis del campo de velocidades medido con ADCP (procesadas con VMT) y los resultados de la simulación. El análisis hidrodinámico del tramo se complementa con imágenes de detalle del río.

En términos medios, para la situación de cauce lleno se observan profundidades de hasta 12 m, siendo la media del orden los 4.0 m, y velocidades comprendidas entre 0.50 y 1.20 m/s. Las tensiones de corte de fondo medias son del orden de los 3.0 N/m<sup>2</sup>, con zonas de mínimos de 1.0 N/m<sup>2</sup> y máximos que alcanzan los 8.0 N/m<sup>2</sup>.

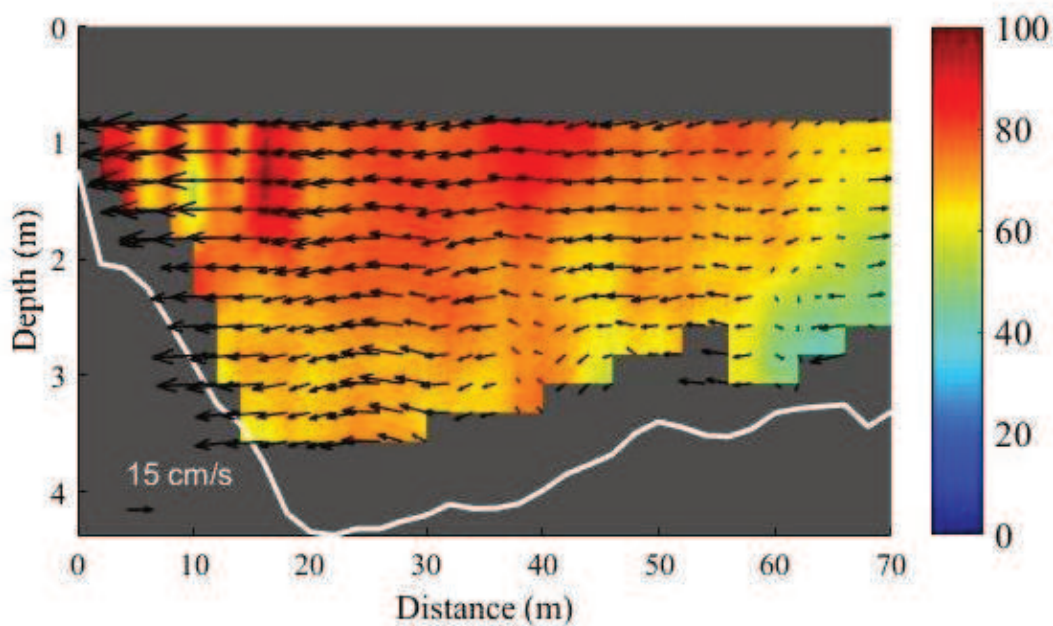
En la sección S0 (**Figura 9.1** y **Figura 9.2**), las velocidades medias verticales medidas ( $U$ ) presentan gran variabilidad espacial (**Figura 9.3**). Si bien el valor medio se encuentra definido alrededor de 0.75 m/s, los desvíos son del orden de los 0.20 m/s. Las mediciones muestran un importante flujo secundario con velocidades transversales ( $v$ ) variando de -0.15 m/s en margen derecha a 0.60 m/s en margen izquierda. La sección S0, se encuentra la transición entre dos curvas (paso) suaves ( $Sn=1.03$ ), y la sección transversal presenta un perfil característico al de un ápice de meandro, con taludes tendidos hacia margen derecha (1/50) y empinados hacia margen izquierda (1/8). El modelo representa adecuadamente (**Figura 7.1 Tesis**) la magnitud de las velocidades y la tendencia del perfil en casi toda la sección, pero es incapaz de representar las fluctuaciones puntuales.



**Figura 9.1:** Imagen Google Earth 18-5-2020  $H_{RP70}=0.86$  m. Sección S0.



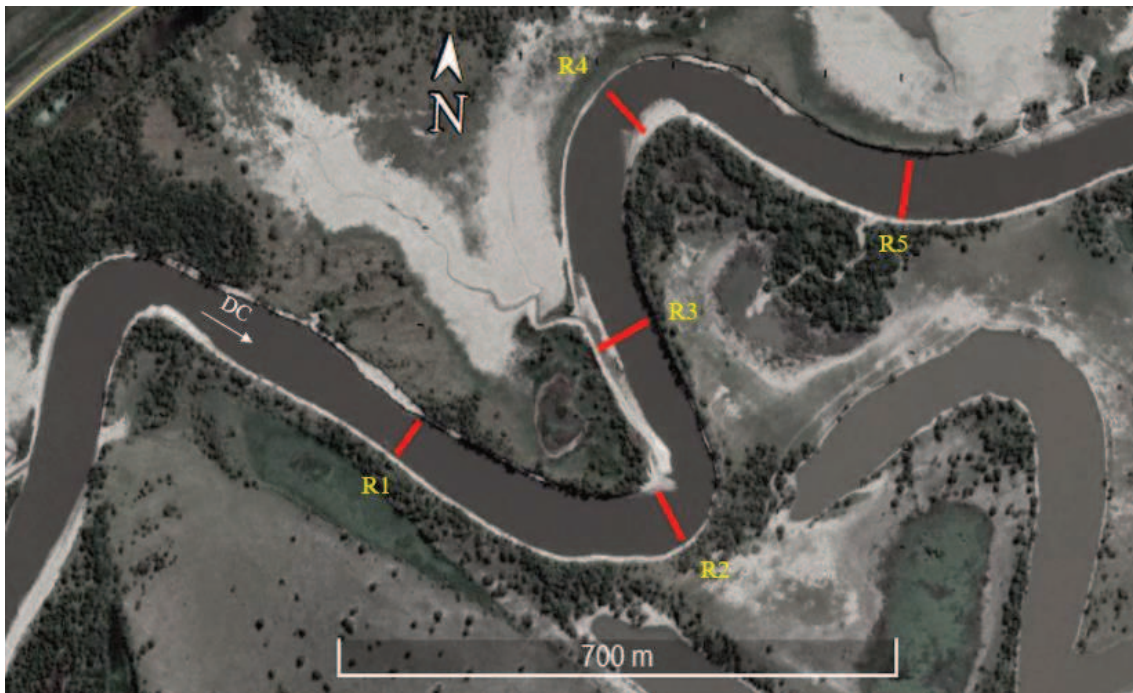
**Figura 9.2:** Campo de velocidades en sección S0.



**Figura 9.3:** Sección de aforo S0. Prog. desde MI. Velocidad principal (escala derecha en cm/s) y vectores de flujo secundario.

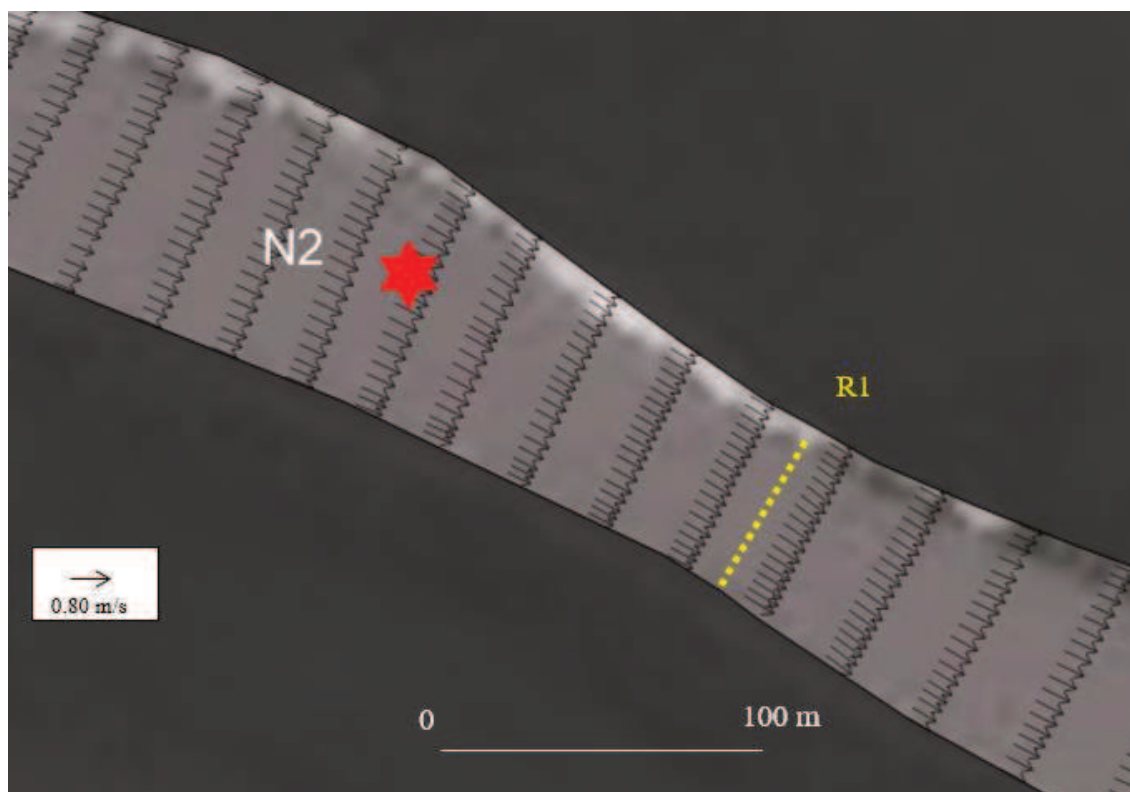
El caso de la sección R1 (Figura 9.4 y Figura 9.5) también se da un hecho particular, donde las velocidades disminuyen abruptamente en inmediaciones de la margen izquierda

(pasando de 0.90 a 0.40 m/s) en la zona más profunda de la sección. Las mediciones (**Figura 9.6**) muestran, además, dos fenómenos que merecen especial atención: 1) que el flujo secundario es del mismo orden de magnitud que la velocidad principal y 2) que existe un fuerte incremento de la velocidad transversal en cercanías de margen izquierda, - pasando de valores medios de 5 cm/s a 25 cm/s en pocos metros- marcando un comportamiento inverso al de la velocidad principal. La sección R1 se encuentra en el paso del meandro. En dicho tramo ocurre una expansión de la sección a la salida del meandro - de aguas arriba- hacia la margen izquierda, seguido por una contracción que finaliza en R1 (el ancho cambia de 87 m a 67 m en un tramo de 160 m). Por otro lado, imágenes satelitales de detalle (**Figura 9.4**) revelan la presencia de una geoforma en planta similar a una barra lateral o un segundo nivel de terraza (barranca) sobre la margen izquierda inmediatamente aguas arriba de R1. Esta configuración tiene al menos 15 años (de 2005 a 2020), y es posible visualizarla solamente para situaciones de aguas medias-bajas, quedando sumergida en escenarios de cauce lleno. Con lo cual, es esperable que la compleja geometría del tramo de aguas arriba a R1, esté causando el aumento de flujos secundarios sobre margen izquierda y una disminución de la velocidad principal. Este efecto no es representado correctamente por el modelo (**Figura 7.1 Tesis**), posiblemente por tratarse de un fenómeno local para el que se requiere mayor detalle batimétrico en las inmediaciones de la sección.

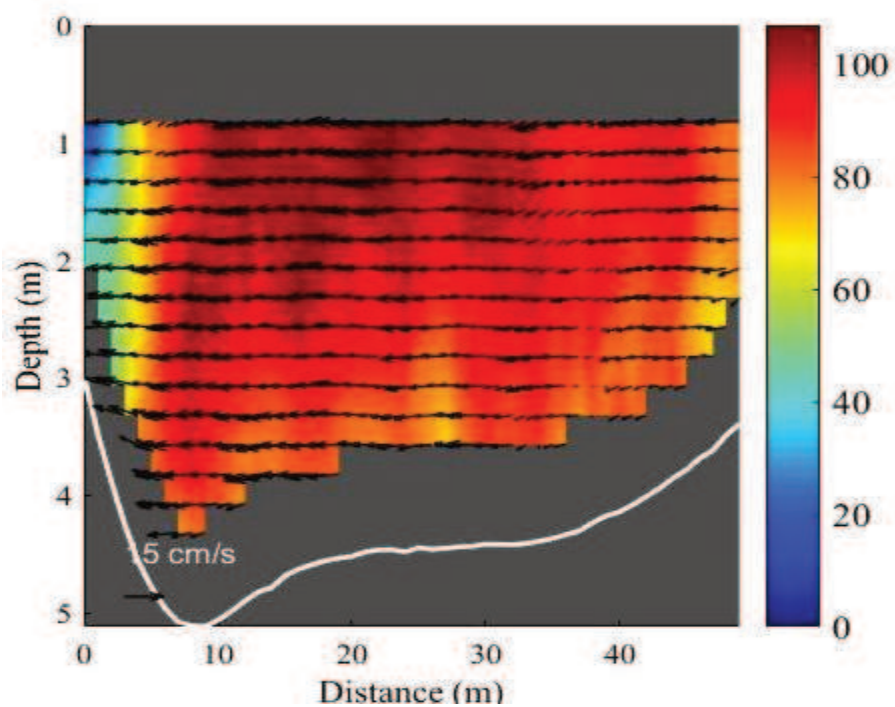


**Figura 9.4:** Imagen Google Earth 18-5-2020  $H_{RP70}=0.86$  m. Sección R1, R2, R3, R4 y R5.



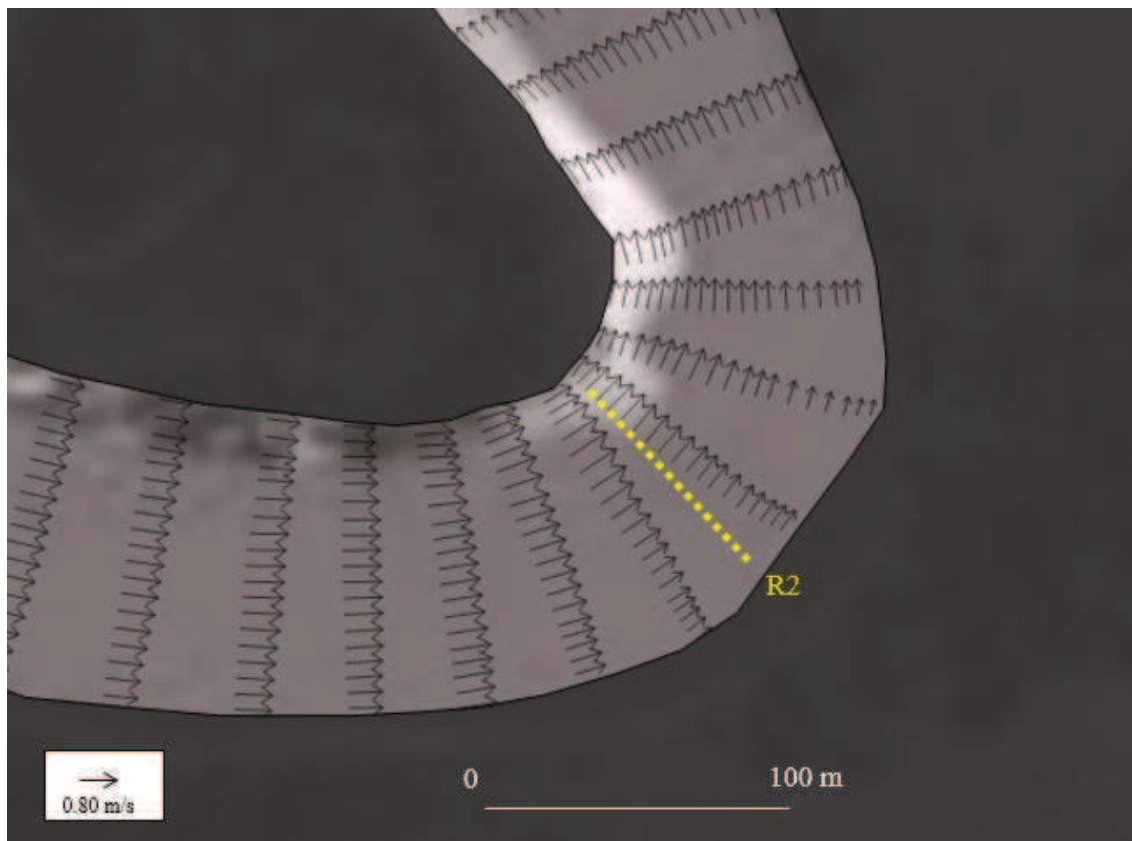


**Figura 9.5:** Campo de velocidades en R1.



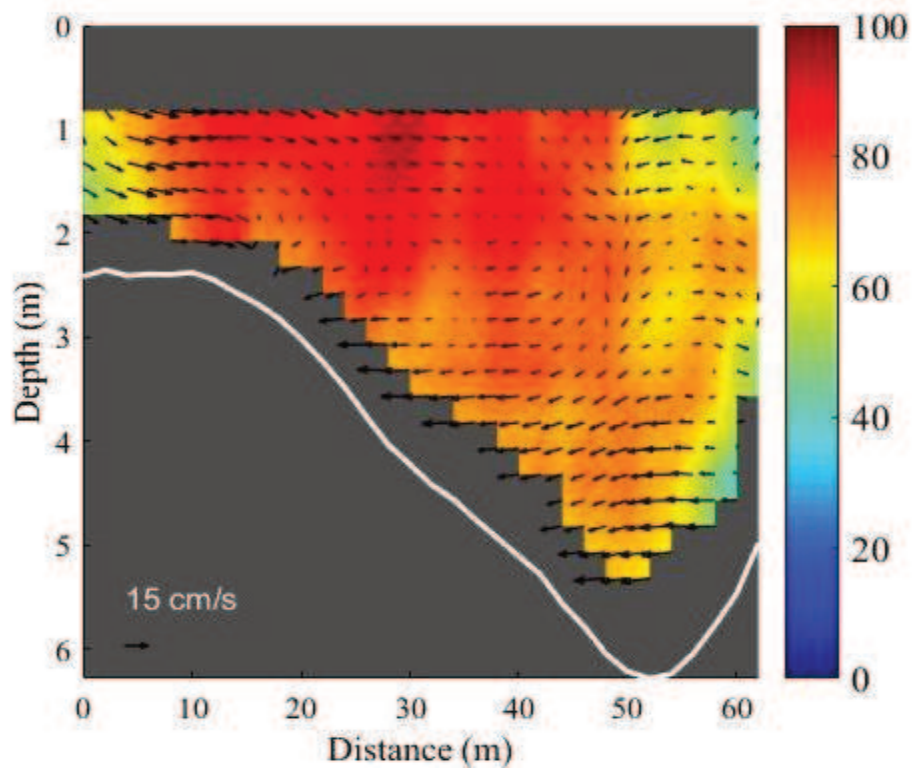
**Figura 9.6:** Sección de aforo R1. Prog. desde MI. Velocidad principal (escala derecha en cm/s) y vectores de flujo secundario.

Las mediciones en algunos ápices de meandros, tales como R2 y R4 ( Figura 9.7, **Figura 9.8**, Figura 9.9 y **Figura 9.10**) muestran velocidades máximas sobre la margen interna o deposicional de la curva -donde las profundidades son menores-, y mínimas sobre la margen cóncava. Caben dos posibles hipótesis (o una combinación de ambas) para explicar este fenómeno. La primera es que durante las crecidas (como es el caso de abril de 2014), el cauce tiende a rectificarse (ej.: aumento de la pendiente de energía) a través del *point bar* generando un patrón de flujo diferente al de aguas bajas, con altas velocidades en la margen interna de la curva (Kasvi et al., 2017; McGlowen y Garner, 1970). Otra explicación posible sería el hecho de que las secciones de aforo no se encuentren *estrictamente* sobre el ápice de la curva; luego, el patrón de velocidades en R1 estaría controlado por la dinámica del tramo de aguas arriba. En las Figura 9.7 y Figura 9.9 se muestran los campos de velocidades simulados, donde se aprecia que las velocidades máximas en la margen cóncava se dan hacia la salida del meandro. El modelo representó satisfactoriamente este fenómeno. En el caso particular de R2, la simulación reproduce el perfil de velocidades observado, aunque sobreestima las máximas sobre la margen izquierda. En los resultados del modelo (Figura 7.1 Tesis) se puede apreciar este patrón de velocidades en otros tramos curvos pero que no fueron medidos en campo.

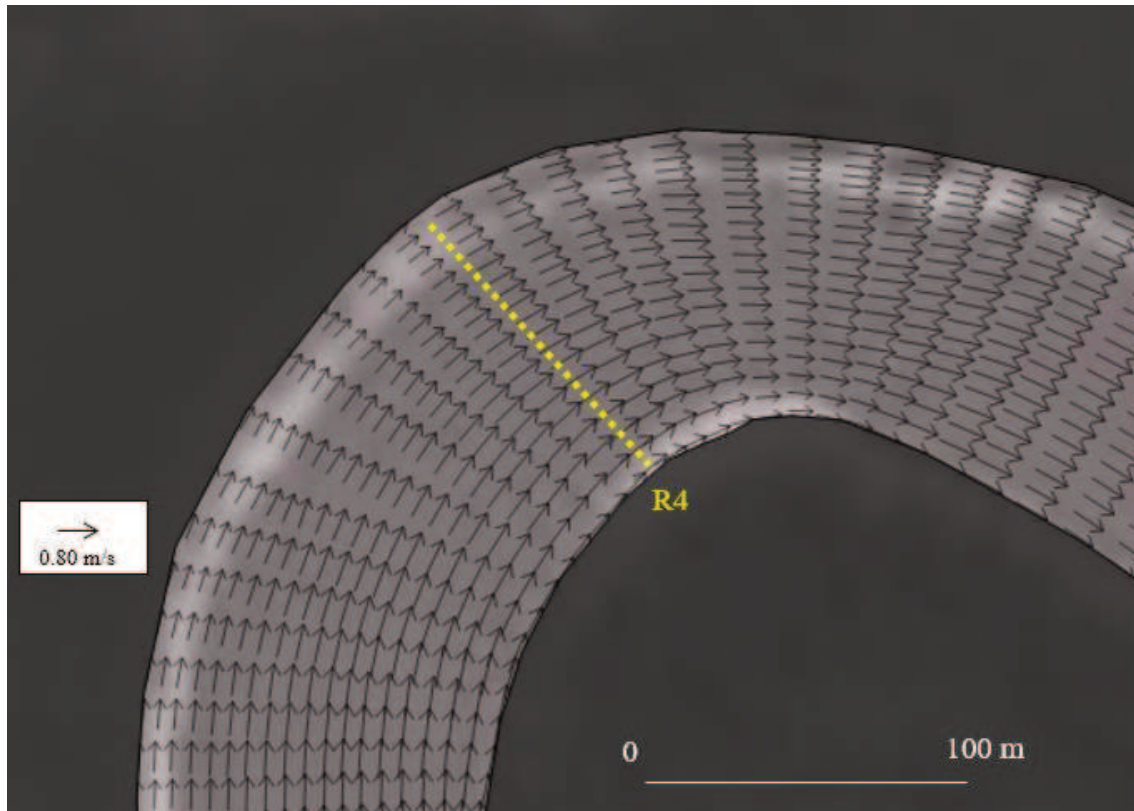


**Figura 9.7:** Campo de velocidades en sección R2.

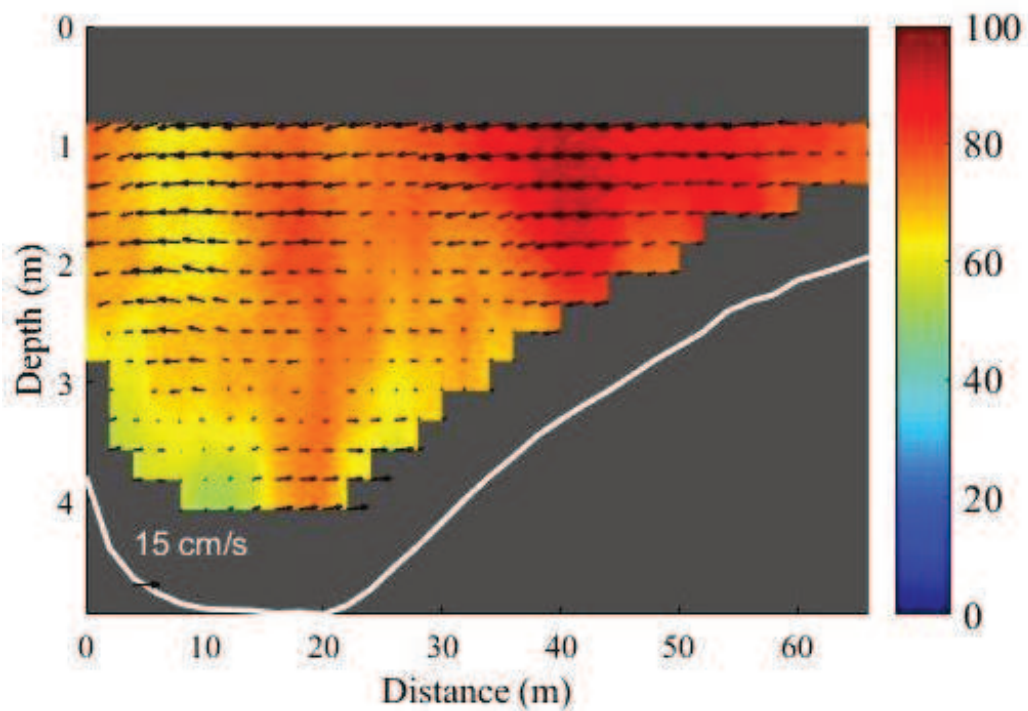




**Figura 9.8:** Sección de aforo R2. Prog. desde MI. Velocidad principal (escala derecha en cm/s) y vectores de flujo secundario

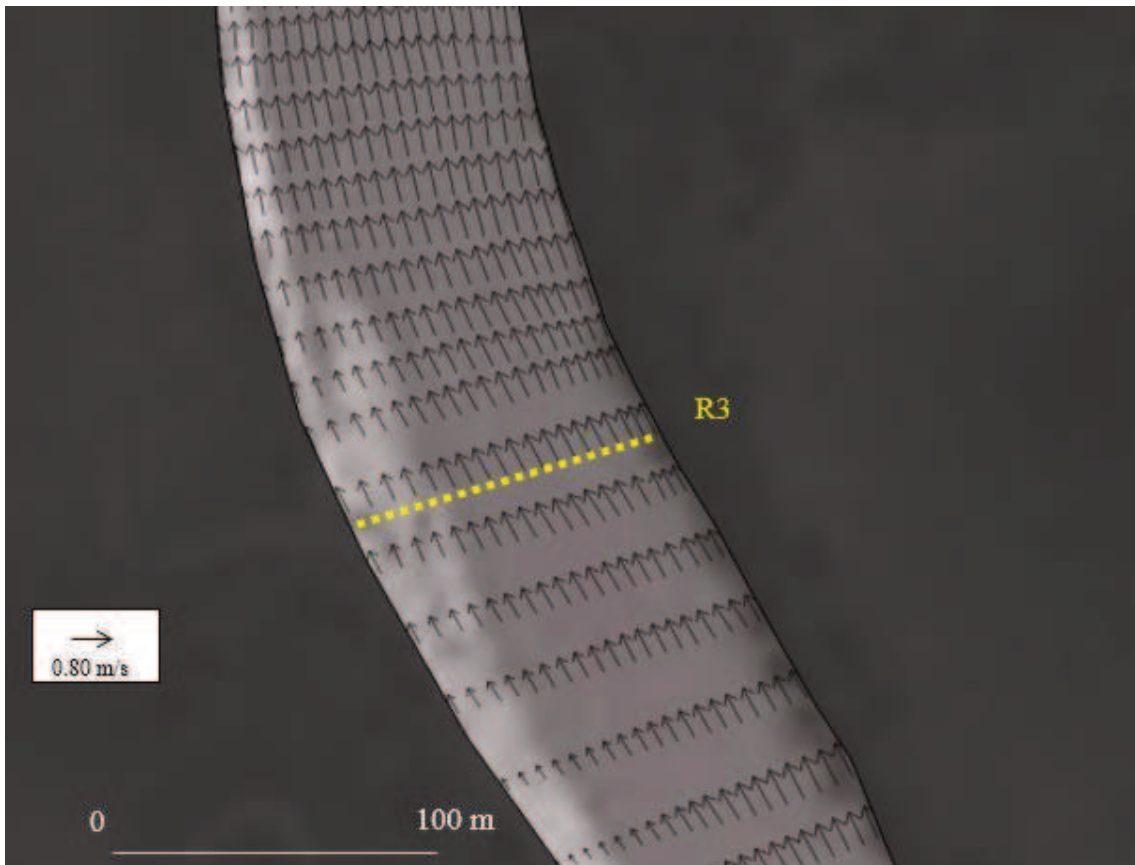


**Figura 9.9:** Campo de velocidades en sección R4.

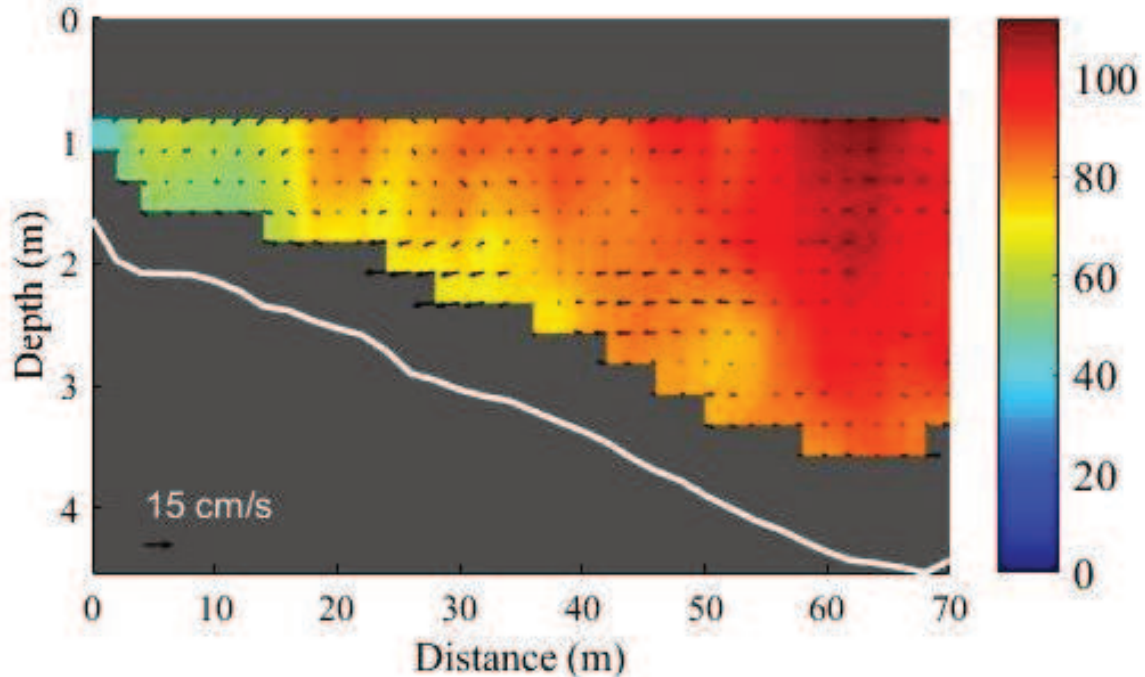


**Figura 9.10:** Sección de aforo R4. Prog. desde MI. Velocidad principal (escala derecha en cm/s) y vectores de flujo secundario.

La sección R3 se encuentra en el de paso de un meandro, (como lo observado en S0), aunque presenta un perfil transversal más típico de los ápices de la curva (Figura 9.11), donde las profundidades y velocidades máximas se ubican sobre la margen derecha del cauce. En imágenes satelitales en situación de aguas bajas se aprecia con claridad la presencia de un banco, (continuidad del *point bar* de R2) que se desarrolla sobre la margen izquierda en un tramo de al menos 300 m. El modelo representa satisfactoriamente el perfil de velocidades ( $U$ ), aunque subestima los máximos en cercanías de la margen derecha (Figura 7.1 Tesis).



**Figura 9.11:** Campo de velocidades en sección R3.

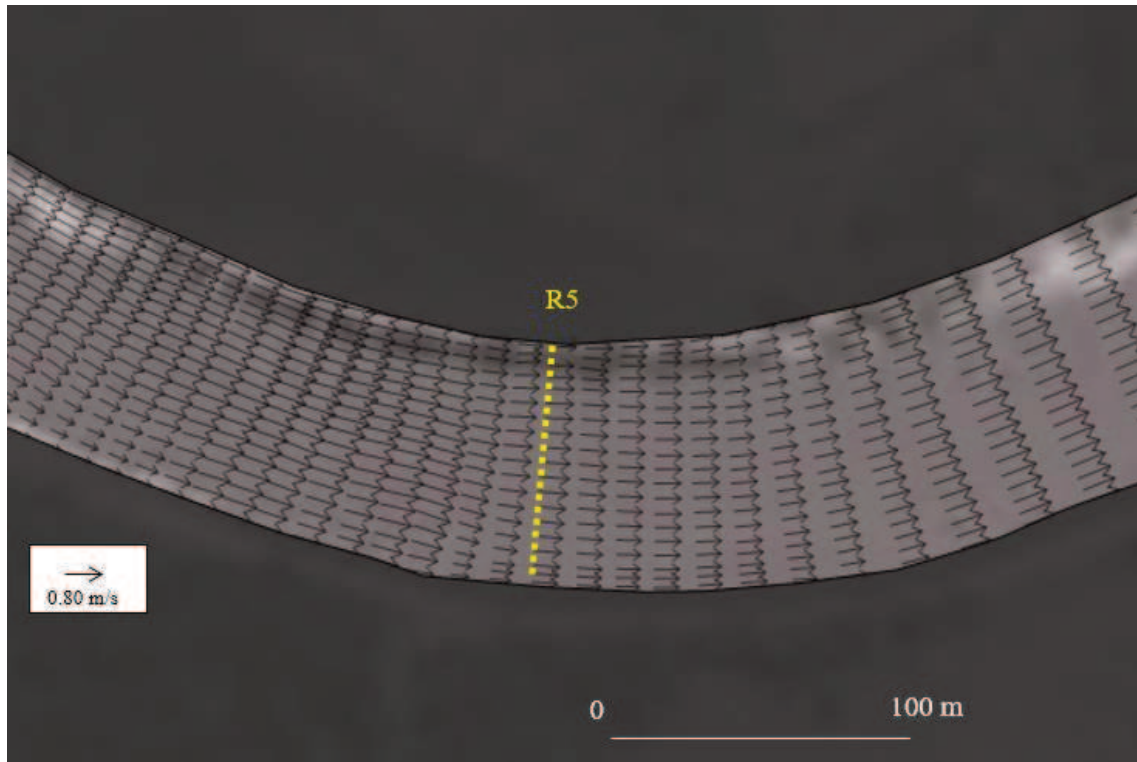


**Figura 9.12:** Sección de aforo R3. Prog. desde MI. Velocidad principal (escala derecha en cm/s) y vectores de flujo secundario.

En la sección en R5, las mediciones muestran un patrón de velocidades similar a lo que ocurre en R2 y R4, donde las velocidades máximas se dan en la margen interna del meandro (Figura 9.13 y **Figura 9.14**). La principal diferencia entre estas, es que en R5 la geometría del cauce es más uniforme -con poca variación de profundidades-, sin el talud tipo (tendido sobre margen izquierda) ya que el inicio del *point bar* se encuentra desplazado unos 60 m (aprox.) hacia aguas abajo del ápice. Este particular patrón de velocidades puede ser analizado con las mismas (posibles) hipótesis que en R2 y R4 y complementada con una particularidad de este tramo. En situaciones de aguas bajas se aprecia el frente de avance del *point bar* del meandro (Figura 9.15 y Figura 9.16) inmediatamente aguas arriba de la sección de aforo, lo cual implica que la geometría de las secciones aguas arriba de R5 tengan taludes tendidos sobre la margen derecha y empinados en la margen opuesta. Esta configuración en la geometría de la sección transversal, diferente a la de R5, podría ser la causa de la disminución de velocidades sobre la margen derecha y que se refleja en las mediciones de la sección de aforo. El modelo representó adecuadamente las profundidades en la sección, pero no así el perfil de velocidad en la transversal (Figura 7.2 Tesis). Si bien las velocidades medias en la sección son muy similares, el perfil calculado con el modelo difiere sensiblemente del observado debido a la falta de detalle batimétrico en el tramo, máxime teniendo en cuenta el análisis anterior.

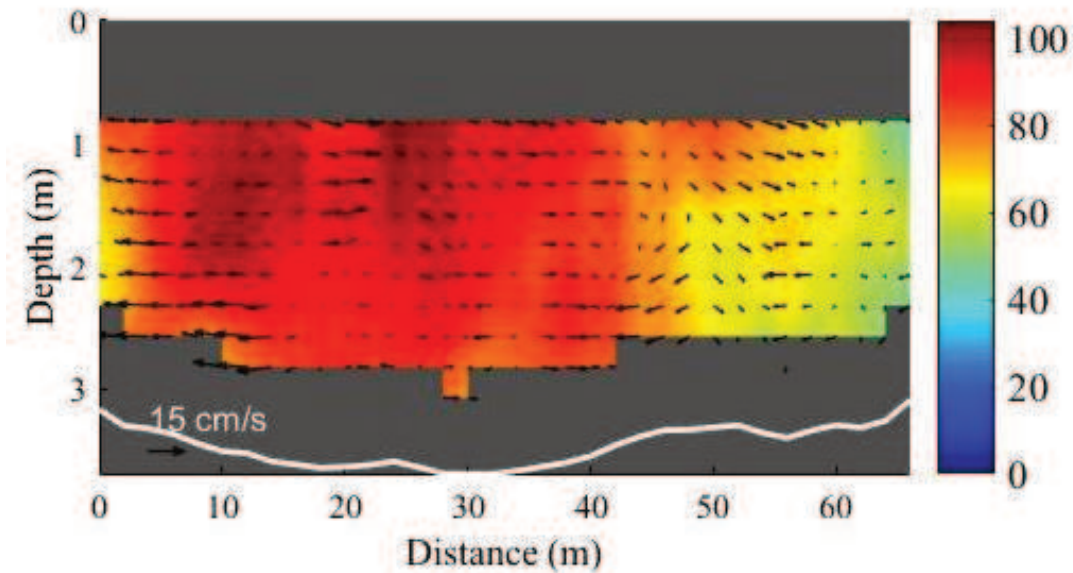
Como síntesis de la complejidad en la hidrodinámica del escenario analizado, la Figura 9.17 muestra el desfasaje de la línea de *talweg* y la línea máxima velocidad módulo en numerosos tramos del río (las cuales surgen de unir la profundidad ( $H$ ) y velocidad módulo ( $U$ ) máxima de cada sección), haciéndose más evidente en el tramo medio e inferior. Como se ha visto en el Cap. 7.2, este fenómeno tiene efectos en el transporte ya

que la nube de partículas se agrupa sobre línea de máximas velocidades y se rezaga donde las velocidades son menores. El acercamiento de la línea de velocidad máxima hacia las márgenes deposicionales, agrupa las partículas y maximiza las concentraciones, dada la menor profundidad de la zona.

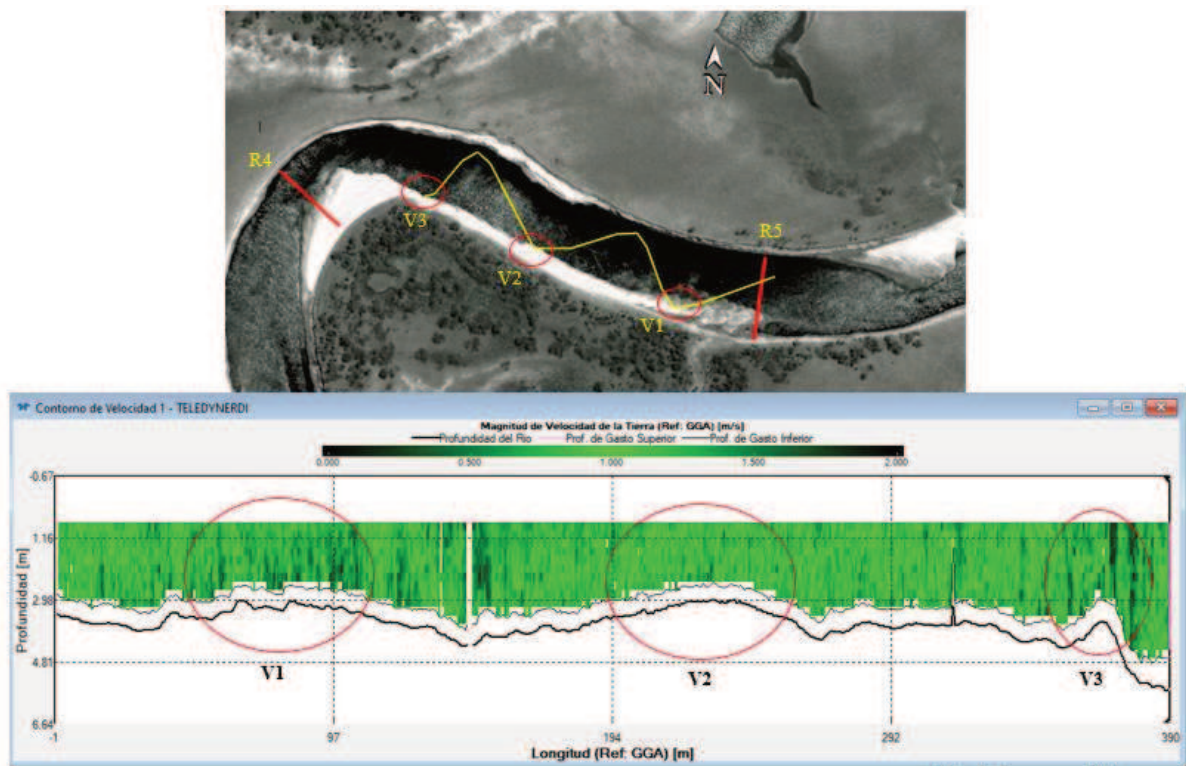


**Figura 9.13:** Campo de velocidades en sección R5.





**Figura 9.14:** Sección de aforo R5. Prog. desde MI. Velocidad principal (escala derecha en cm/s) y vectores de flujo secundario.



**Figura 9.15:** (arriba) Imagen satelital Google Earth 10-10-2005 -  $H_{RP70}=0.11$  m. Se aprecia el frente de avance del *point bar*. (abajo) Perfil batimétrico donde se indica la profundidad del banco en diferentes tramos.





**Figura 9.16:** Imágenes Landsat 7 para 14-12-2013 y 5-7-2015 señalando el *point bar* aguas arriba de R5. Las imágenes dan cuenta de la presencia del banco antes y después de la campaña de 2014.



**Figura 9.17:** Línea de *talweg* y de máxima velocidad simulada. Campaña 1-4-2014.

## 10 GLOSARIO

- A**: área mojada de la sección [ $L^2$ ]  
**C**: concentración instantánea [ $ML^{-3}$ ]  
 **$C_p$** : concentración máxima instantánea [ $ML^{-3}$ ]  
 **$\vec{\nabla}C$** : gradiente de concentración  $C$  [ $ML^{-3}$ ].  
 **$\bar{C}$** : concentración media temporal [ $ML^{-3}$ ]  
 **$c'$** : fluctuación de la concentración [ $ML^{-3}$ ]  
 **$C_h$** : coeficiente de Chézy  
**F**: flujo de masa por unidad de área [ $MT^{-1}L^{-2}$ ]  
**D**: coeficiente de difusión molecular [ $L^2T^{-1}$ ]  
 **$D_L$** : coeficiente de dispersión longitudinal (modelo 1D) [ $L^2T^{-1}$ ]  
**g**: aceleración de la gravedad [ $L^2T^{-1}$ ]  
**h**: cota de fondo [L]  
**H** [x,y,t] =  $\zeta+h$  es la profundidad total [L]  
 **$\bar{h}$** : profundidad media en la sección [L]  
 **$\vec{U}$** : vector de velocidad [ $LT^{-1}$ ]  
**U**: componente de la velocidad media en la vertical en la dirección  $x$  [ $LT^{-1}$ ]  
**V**: componente de la velocidad media en la vertical en la dirección  $y$  [ $LT^{-1}$ ]  
**u**: velocidad media de la sección en la dirección  $x$  [ $LT^{-1}$ ]  
**v**: velocidad media de la sección en la dirección  $y$  [ $LT^{-1}$ ]  
 **$u_*$** : velocidad de corte [ $LT^{-1}$ ]  
 **$u'$** : desvíos espaciales de  $u$  [ $LT^{-1}$ ]  
 **$v'$** : desvíos espaciales de  $v$  [ $LT^{-1}$ ]  
 **$\bar{u}, \bar{v}, \bar{w}$** : velocidades medias temporales del flujo en las direcciones  $x, y, z$  respectivamente [ $LT^{-1}$ ]  
 **$x, y, z$** : coordenadas planas en el sentido del escurrimiento, en el sentido transversal y vertical respectivamente.  
 **$\overline{u'c'}, \overline{v'c'}, \overline{w'c'}$** : representan los valores medios de los productos de las fluctuaciones turbulentas en las tres direcciones. [ $LT^{-1}ML^{-3}$ ]  
 **$K_L$  y  $K_T$** : Coeficientes de dispersión longitudinal y transversal respectivamente (2D) [ $L^2T^{-1}$ ]  
 **$L_{CT}$** : longitud de mezcla completa en la dirección transversal [L]  
 **$L_{CV}$** : longitud de mezcla completa en la dirección vertical [L]  
 **$S_f$** : pendiente de energía [ $LL^{-1}$ ]  
 **$S_o$** : pendiente del pelo de agua [ $LL^{-1}$ ]  
 **$Sn$** : sinuosidad del meandro  
**W**: ancho sección mojada [L]  
 **$\alpha$** : coeficiente de ajuste Ec. 5.14 [ad]  
 **$\beta$** : coeficiente de ajuste Ec. 5.15 [ad]  
 **$\epsilon_x, \epsilon_y, \epsilon_z$** : coeficientes de difusión turbulenta en las direcciones  $x, y, z$  respectivamente [ $L^2T^{-1}$ ]  
 **$\epsilon = k_s$** : altura de rugosidad equivalente [L]  
 **$\rho_o$** : densidad del agua [ $ML^{-3}$ ].

$\tau_{xx}, \tau_{yy}$ : tensiones turbulentas en  $x$  e  $y$  respectivamente [ $MT^{-2}L^{-1}$ ]

$\tau_x^B$  y  $\tau_y^B$ : tensiones resistivas en el lecho en  $x$  e  $y$  respectivamente [ $MT^{-2}L^{-1}$ ]

$\tau_x^S$  y  $\tau_y^S$ : tensiones resistivas en la superficie del agua en  $x$  e  $y$  respectivamente [ $MT^{-2}L^{-1}$ ]

$\varnothing$ : velocidad angular de rotación de la Tierra en el sistema de coordenadas local [ $T^{-1}$ ]

$\theta$ : ángulo que indica la latitud en radianes [ $T^{-1}$ ]

$\zeta[x,y,t]$ : cota de pelo de agua o distancia vertical sobre un plano de referencia [L]

## 11 BIBLIOGRAFÍA

- Abbott, M.B. and Basco, D.R. (1997). *Computational Fluid Dynamics. An introduction for engineer*. Ed. Longman Pub Group. ISBN-10: 0582013658.
- Aghababaei, M., Etemad-Shahidi, A., Jabbari, E. and Taghipour, M. (2017). Estimation of Transverse Mixing Coefficient in Straight and Meandering Streams. *Water Resources Management*. Issue 12/2017.
- Alvarez, A.M. (2012). Tesis de Maestría en Ingeniería de los Recursos Hídricos. Tema: Modelación numérica del transporte de metales pesados y sedimentos finos en cursos fluviales. Caso de estudio: cromo en el río Salado (Santa Fe-Argentina). FICH-UNL, Santa Fe, Argentina.  
<http://bibliotecavirtual.unl.edu.ar:8080/tesis/handle/11185/45/discover>
- Aris, R. (1956). On the dispersion of a solute in a fluid flowing through a tube. *Proc. Royal Soc. of London* 235, 67-77.
- Ashan, N. (2008). Estimating the Coefficient of Dispersion for a Natural Stream. *World Academy of Science, Engineering and Technology* 44,131-135.
- Baek, K.O. and Seo I.W. (2016). On the methods for determining the transverse dispersion coefficient in river mixing. *Advances in Water Resources* 90,1-9.
- Baek, K.O. and Seo I.W. (2010). Routing procedures for observed dispersion coefficients in two-dimensional river mixing. *Advances in Water Resources* 33, 1551–1559.
- Baek K.O. (2018). Flowchart on Choosing Optimal Method of Observing Transverse Dispersion Coefficient for Solute Transport in Open Channel Flow. *Sustainability* 10(5), 1332. ISSN 2071-1050.
- Baek, D. (2020). Routing method for two-dimensional dispersion coefficients in open channel and its application for remotely sensed tracer tests. Doctoral Tesis of Philosophy in Civil and Environmental Engineering Seoul National University.
- Bashitialshaaera, R., Bengtssona, L., Larsona, M. and Perssona, K.M. (2011). Sinuosity effects on Longitudinal Dispersion Coefficient. *Int. J. of Sustainable Water and Environmental Systems*, 2, 77-84.
- Beltaos, S. (1979). Transverse mixing in natural streams. *Canadian Journal of Civil Engineering* 6(4), 575-591.
- Behrens, H., Beims U., Dieter, H., Dietze G., Eikmann, T., Grummt, T...Tilkes, F. (2001). Toxicological and ecotoxicological assessment of water tracers. *Hydrogeology Journal*, 9, 321–325.
- Bogle, G. (1997). Stream velocity profiles and longitudinal dispersion. *J. Hydraul. Eng.* 123 (9), 816–820.
- Boxal, J. B. and Guymer, I. (2003). Longitudinal mixing in meandering channels: New experimental data set and verification of a predictive technique. *J. Hydraul. Eng.* 129 (2), 129–139.
- Boxal, J. B. and Guymer, I. (2006). Analysis and Prediction of Transverse Mixing Coefficients in Natural Channels. *Water Research*, 41, 341 – 354.
- Brunner, G. (2010). HEC-RAS, River Analysis System Hydraulic Reference Manual. *U.S. Army Corps of Engineers Hydrologic Engineering Center (HEC)*.
- Cazenave, J., Bacchetta C., Parma M.J., Scarabotti P. and Wunderlin D. (2009). Multiple biomarkers responses in *Prochilodus lineatus* allowed assessing changes in the

- water quality of Salado River basin (Santa Fe, Argentina). *Environmental Pollution*. 157, 3025–3033.
- Canziani, O. F. (2003). Extreme precipitation events and floods in the Pampas flatlands, in the Province of Buenos Aires. IPCC-WMO Working Group II 3 UNEP Climate Change Impacts, Adaptation and Vulnerability – *IPCC Workshop on the Detection and Attribution of the Effects of Climate Change*. New York, USA.
- Carr, M. L. and Rehmann, Chris R. (2007). Measuring the Dispersion Coefficient with Acoustic Doppler Current Profilers. *Journal of Hydraulic Engineering*, 133, Issue 8.
- Chau, K.W. (2000). Transverse mixing coefficient measurements in an open rectangular channel. *Advances in Environmental Research*, 4, 287:294
- Choi H. J. (2017). Determination of Dispersion Coefficients of 2D Advection-Dispersion Model Based on Transient Tracer Tests. Thesis (Doctor) - Seoul National University Graduate School.
- Deng, Z.Q., Singh, V.P. and Bengtsson L. (2001). Longitudinal Dispersion Coefficient in Straight Rivers. *Journal of Hydraulic Engineering*. 127 Issue 11. DOI: 10.1061/(ASCE)0733-9429(2001)127:11(919).
- Deng, Z.Q., Bengtsson, L., Singh, V. P. and Adrian, D. D. (2002). Longitudinal Dispersion Coefficient in Single-Channel Streams. *Journal of Hydraulic Engineering*, 128 Issue 10.
- Diachishin, A. N. (1963). Dye Dispersion Studies. *Journal of the Sanitary Engineering Division*, ASCE. 89, 3386: 29-49.
- Díaz Lozada, J.M., García C.M., Herrero, H., Romagnoli, M., Cossavella, A. (2017). Estimación del coeficiente de dispersión longitudinal en ríos de la región central de Argentina utilizando ADCP. *Revista Iberoamericana del Agua*. ISSN: 2386-3781 (Print) 2529-8968 (Online).
- Dyer K.R. (1989). Sediment Processes in estuaries: Future research requirements. *Journal of Geophysical Research*, 94, 14327-14339.
- Dunn, B. (1966). Nomographs for determining amount of rhodamine B dye for time-of-travel studies. *Selected Techniques in Water Resources Investigations*. Geological Survey Water-Supply Paper 1892.
- Eiger, S. (1991). Qualidade da agua em ríos e estuários. In *Hidrologia Ambiental*. São Paulo: Epusp/ABRH.
- Etchegoyen, M. A., Ronco, A.E., Almada, P., Abelando, M. and Marino, D.J. (2017). Occurrence and fate of pesticides in the Argentine stretch of the Paraguay-Paraná basin. *Environ Monit Assess*. 189, 63.
- Ferreira G. (2006). Sistema de alerta hidrológico de la cuenca del Río Salado, provincia de Santa Fe, Argentina: avances en su implementación. *Climate Variability and Change—Hydrological Impacts* (Proceedings of the Fifth FRIEND World Conference held at Havana, Cuba), IAHS Publ. 308.
- Filippa, L., Trento, A. and Álvarez, A. M. (2011). Sauter mean diameter determination for the fine fraction of suspended sediments using a LISST-25X diffractometer. *Journal of the International Measurement Confederation*. 45 (2012) 364–368.
- Filippa, L. (2014). Tesis de Doctorado en Ingeniería, Tema: Estudio de la dinámica de la floculación y su relación con el transporte de cromo en el río Salado (Santa Fe).

- FICH-UNL, Santa Fe, Argentina.  
<http://bibliotecavirtual.unl.edu.ar:8080/tesis/handle/11185/23/discover>.
- Fischer, H. (1966). Longitudinal dispersion in laboratory and natural streams. *Technical Report*. W. M. Keck Laboratory of Hydraulics and Water Resources Report, 12. California Institute of Technology, Pasadena, CA.
- Fischer, H. (1968). Methods for Predicting Dispersion Coefficients in Natural Streams, with Applications to Lower Reaches of the Green and Duwamish Rivers Washington. *Geological Survey Professional*, Paper 582-A.
- Fischer, H.B. (1975). Simple method for predicting dispersion in streams Discussion by R.S. McQuivey and T.N. Keefer. *Journal of Environmental Engineering Division*, ASCE, 101(3): 453 – 455.
- Fischer, H.B., List E.J., Koh R.C.Y., Imberger J. and Brooks N.H., (1979). Mixing in inland and coastal waters. New York: Academic Press.
- Gagneten, A. and Ceresoli, N. (2004). Efectos del efluente de curtiembre sobre la abundancia y riqueza de especies del zooplancton en el arroyo Las Prusianas (Santa Fe, Argentina). *Interciencia* [versión impresa]. 29. ISSN 0378-1844.
- Gagneten, A. (2008). Respuestas del zooplancton a la contaminación por cromo en la cuenca del río Salado inferior (Santa Fe, Argentina). Tesis Doctoral. Universidad Nacional Del Litoral. Facultad De Bioquímica Y Ciencias Biológicas.
- Gagneten, A. and Paggi, J.C. (2009). Effects of Heavy Metal Contamination (Cr, Cu, Pb, Cd) and Eutrophication on Zooplankton in the Lower Basin of the Salado River (Argentina). *Water Air Soil Pollut.*, 198, 317–334.
- Gharbi, S. and Verrette J. (1998). Relation between longitudinal and transversal mixing coefficients in natural streams. *Journal Hydraulic Research*, 36(1), 43–53.
- Giacosa, R. (2007). Influencia de los cambios físicos y climáticos en el régimen de escurrimiento del río Salado-Tramo Inferior. *Informe Final Trabajo realizado por UNL-INA-INTA*.
- Gallo, M., Trento, A., Álvarez, A., Beldoménico, H. and Campagnoli, D. (2006). Dissolved and Particulate Heavy Metals in the Salado River (Santa Fe, Argentina). *Water, Air, and Soil Pollution*, 174, 367-384.
- Hartnett, M. and Berry, A. (2010). Transport of lead in the Mersey Estuary: The development of a novel approach to deriving partition coefficients, *Advances in Engineering Software*, 41, 84-91.
- Holly, F.R. (1975). Two-dimensional mass dispersion in rivers. *Hydrology papers Colorado State University*.
- Holley, E. R. and Jirka, G. H. (1986). Mixing in Rivers. Technical Report E-86-11. *US Army Engineer Waterways Experiment Station*, Vicksburg, Mississippi.
- Huai, W., Shi, H., Yang, Z. and Zeng, Y. (2018). Estimating the Transverse Mixing Coefficient in Laboratory Flumes and Natural Rivers. *Water Air Soil Pollut.* 229:252. doi.org/10.1007/s11270-018-3893-z.
- Imhoff, M., Palman, L., Alvarez, A.M. y Trento, A. (2018). Implementación del mapa digital de elevación MDE-AR y un MDT para la simulación del escurrimiento en planicie de inundación. Caso salado (Santa Fe) crecida de 2003. *XXIV Congreso Métodos Numéricos y sus Aplicaciones-ENIEF. Mecánica Computacional. XXXVI*, 1221-1231.



- Imhoff, M. y Trento, A. (2012). Determinación de la rugosidad superficial y anchos de inundación en la planicie del Río Salado (Santa Fe) para la crecida del 2003. *Cuadernos del CURIHAM*. ISSN 1514-2906, 18.
- Iriondo, M. (2012). Aguas subterráneas y superficiales de la provincia de Santa Fe. Segunda Edición. ISBN 978-987-24637-3-1.
- Jeon, T.M., Baek, K.O. and Seo, I.W. (2007). Development of an empirical equation for the transverse dispersion coefficient in natural streams. *Environ. Fluid Mech.* 7, 317–29.
- Jirka, G. H., Abraham, G. and Harleman, D. R. F. (1976). An assessment of techniques for hydrothermal prediction. Department of Civil Engineering, *MIT for U.S. Nuclear Regulatory Commission*.
- Jung, S. H., Seo I. W., Kim, Y. D. and Park, I. (2019). Feasibility of Velocity-Based Method for Transverse Mixing Coefficients in River Mixing Analysis. *Journal of Hydraulic Engineering*, 145 Issue 11.
- Kasvi, E., Laamanen, L., Lotsari, E. and Alho, P. (2017). Flow patterns and morphological changes in a sandy meander bend during a flood—spatially and temporally intensive adcp measurement approach. *Water*, 9(2), 106; doi.org/10.3390/w9020106
- Kundu, P. and Cohen, I. (1990). Fluid Mechanics. Second Edition. Elsevier Science. USA.
- Kilpatrick, F. A. y Wilson J. F. 1989. Measurement of time of travel in streams by dye tracing. *Techniques of Water-Resources Investigations of the United States Geological Survey*. Chapter A9.
- Lanza, V., Palman, L., Trento, A. 2017. Medición del campo de velocidades 2D en un reactor. *V Simposio de Métodos Experimentales en Hidráulica*. Ezeiza, Buenos Aires.
- Lanzoni, S., Ferdousi A. and Tambronic, N. (2018). River banks and channel axis curvature: Effects on the longitudinal dispersion in alluvial rivers. *Advances in Water Resources*, 113, 55–72.
- Leibungut, Ch. and Hadi, S. (1997). A contribution to toxicity of fluorescence dye. *Tracer Hydrology, 7th International Symposium on Water Tracing*. Ed. A. Kranjc, Karst Research Institute ZRC SAZU, Postojna, Slovenia. ISBN 90540108754.
- Lee M. E. and Seo, I. W. (2013). Spatially Variable Dispersion Coefficients in Meandering Channels. *Journal of Hydraulic Engineering*, 139, Issue 2.
- Leonard, B.P. (1979). A Stable and Accurate convective Modelling Procedure Based on Quadratic Upstream Interpolation. *Computer Methods in Applied Mechanics and Engineering*, 19, 59-98.
- Leonard, B.P. (1991). The ULTIMATE Conservative Difference Scheme Applied to Unsteady One-Dimensional Advection. *Computer Methods in Applied Mechanics and Engineering*, 88, 17-74.
- Liu, H. and Cheng, A.H.D. (1980). Modified Fickian model for predicting dispersion. *Journal of Hydraulic Engineering*, 106, HY6.
- Menendez, A. N. (1997). Sedimentologic modeling selection based on study scale, *Journal of Hydraulic Engineering*, 123, 922-925.
- McGowen J. H. and Garner L. E. (1975). Physiographic Features and Stratification Types of Coarse-Grained Point Bars: Modern and Ancient examples. Reprinted from

- Sedimentology, *14*, 1970. Bureau Of Economic Geology The University Of Texas At Austin Austin, Texas 78712 C.G. Groat, Acting Director.
- Palman, L., Alvarez, A.M., Pez, M. y Trento, A. (2016). Cálculo de la dispersión longitudinal con trazador fluorescente en campo, en laboratorio y modelación numérica. *IFRH 2016 - 3er. Encuentro de Investigadores en Formación en Recursos Hídricos*. ISBN 978-978-45194-6-7.
- Palman, L., Imhoff, M., Pez, M., Villalba, S., Alvarez, A.M., Gallo, M. y Trento, A. (2017). Simulación Hidrodinámica para un escenario de cauce lleno en el Río Salado (Santa Fe). *XXIII Congreso Métodos Numéricos y sus Aplicaciones-ENIEF. Mecánica Computacional, XXXV*, 989-1000.
- Park, I. (2017). A Two-dimensional Particle Dispersion Model for Prediction of Pollutant Mixing in Open Channels. Doctoral Tesis of Philosophy in Civil and Environmental Engineering Seoul National University.
- Park, I. and Han, E. (2017). Turbulent Mixing of Floating Pollutants at the Surface of the River. *Journal of Hydraulic Engineering, 143*, Issue 8.
- Park, I. and Seo, W. (2018). Modeling non-Fickian pollutant mixing in open channel flows using two-dimensional particle dispersion model. *Advances in Water Resources 111* (2018), 105–120.
- Parsons, D. R., Jackson, P. R., Czuba, J. A., Engel, F. L., Rhoads, B. L., Oberg, K. A., Best, J. L., Mueller, D. S., Johnson, K. K. and Riley, J.D. (2013). Velocity Mapping Toolbox (VMT): a processing and visualization suite for moving-vessel ADCP measurements. *Earth Surf. Process. Landforms, 38*, 1244–1260.
- Pedraza, R., Rodríguez, E., Collins, J., Pusineri, G., Giacosa, R., Torres, G., Contini, G., Diez, M. y Cristina, I. (2005). Sistema de Alerta Hidrometeorológica de la Cuenca Inferior del Río Salado (1° Etapa). Informe Final. Convenio FICH-Ministerio de Asuntos Hídricos Prov. Santa Fe.
- Pez, M., Villalba, S., Alvarez, A.M., Palman, L. y Trento, A. (2016). Representación 2DH de un pico de crecida en el río Salado (Santa Fe). *XXII Congreso Métodos Numéricos y sus Aplicaciones-ENIEF. Mecánica Computacional, XXXIV*, 2185-2197.
- Ramonell, C. y Amsler M. (2003). Avulsión y rectificación de meandros: consideraciones para su predicción. Primer Simposio Regional sobre Hidráulica de Ríos (RIOS).
- Rathbun, R. E. and Rostad, C. E. (2004). Lateral mixing in the Mississippi River below the confluence with the Ohio River. *Water Resources Research, 40*, W05207, doi:10.1029/2003WR002381
- Roldao, J.S.F., Peclý, J.O.G. e Trento, A.E. (1998). Determinação de coeficientes de dispersão mediante traçadores fluorescentes na Laguna Setúbal (Argentina). *XVII Congresso Latino americano de Hidráulica (IAHR), 1*: 57-68, Guayaquil, Ecuador.
- Rosman, P. (2015). *Referência Técnica do SisBaHiA®*, (www.sisbahia.coppe.ufrj.br)
- Rosman, P.C.C. and E.F. Gobbi. (1990). A Self-Adjusting Subgrid “Turbulence” Model for Shallow Water Flow. *XI Congresso Latino Ibero America-no sobre Métodos Computacionais para Engenharia*, Rio de Janeiro.
- Rosman, P. (1987). Modeling Shallow Water Bodies via Filtering Techniques. *Ph.D. Thesis, Ralph M. Parsons Laboratory for Water Resources and Hydrodynamics, Civil Engineering Department, Massachusetts Intitute of Technology*.

- Rutherford, J. C. (1994). River mixing, Wiley, Chichester, U.K. ISBN 0-471-94282-0.
- Seo, I. W., and Cheong, T. S. (1998). Predicting longitudinal dispersion coefficient in natural streams. *J. Hydr. Engrg. ASCE*, 124(1), 25–32
- Seo, I.W., Choi, H. J., Kim, Y. D. and Han, E. J. (2016). Analysis of Two-Dimensional Mixing in Natural Streams Based on Transient Tracer Tests. *Journal of Hydraulic Engineering*, 142(8). ISSN (print): 0733-9429 | ISSN (online): 1943-7900.
- Sayre, W. and Chang F. (1968). A Laboratory Investigation of Open-Channel Dispersion Processes for Dissolved, Suspended, and Floating Dispersants. *Geological Survey Professional*. Paper 433-E.
- Shen C., Niu, J., Anderson E. J. and Phanikumar M. S. (2010). Estimating longitudinal dispersion in rivers using Acoustic Doppler Current Profilers. *Advances in Water Resources*, 33, 615–623.
- Shin, J. (2018). Study of Two-Dimensional Shear Effects on Flow and Pollutant Transport in Meandering Channels. Doctoral Tesis of Philosophy in Civil and Environmental Engineering Seoul National University.
- Smart P. L. and Laidlaw I. M. S. (1977). An Evaluation of Some Fluorescent Dyes for Water Tracing. *Water Resources Research*. 13, 1.
- Sosa, D. (2012). El agua, excesos y déficits, en la producción Agrícola de secano y pecuaria dentro de la Cuenca inferior del río salado. Tesis Doctoral. Universidade Da Coruña.
- Stefano, L., Ferdousi, A. and Tambroni, N. (2018). River banks and channel axis curvature: Effects on the longitudinal dispersion in alluvial rivers. *Advances in Water Resources*, 113(2018), 55–72.
- Szupiany, R., Trento, A. y Alvarez A. M. T. (2005). Transporte de Sedimentos de Fondo en el Río Salado (Santa Fe, Argentina). *RBRH – Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, 10 n.1, 79-88.
- Taylor, G. I. (1922). Diffusion by Continuous Movements. *Proceedings of the London Mathematical Society*, s2-20, 196-212. doi:10.1112/plms/s2-20.1.196.
- Taylor, G. I. (1953). Dispersion of soluble matter in solvent flowing slowly through a tube. *Proc. R. Soc. Lond. ser. A*. 219, 186-203.
- Taylor, G. I. (1954). The Dispersion of Matter in Turbulent Flow through a Pipe. *Proc. R. Soc. Lond. ser. A*, 223, 446-468.
- Tarrab, L. (2013). Incertidumbres en Mediciones de Caudal con Perfiladores de Corriente Acústicos Doppler desde Plataformas Móviles. Tesis Doctoral en Ingeniería Civil. Universidad Nacional de Córdoba (Argentina).
- Teledyne RD Instruments. (2008). WinRiver II User's Guide.
- Tennekes, H. and Lumley, J. (1972). A first course in turbulence. Cambridge Mass.: The MIT Press. ISBN: 0-262-20019-8.
- Toprak, Z. F. 2016. A Review of Proposed Techniques for Modeling Longitudinal Dispersion. *Journal of Water Resource and Hydraulic Engineering*, 5 Iss. 3, PP. 122-132.
- Trento, A., Alvarez A.M. y Rojas, S. (2000). Simulación Hidrodinámica y del Transporte de Poluentes en el Río Salado (Santa Fe-Argentina). *XIX Congreso Latinoamericano de Hidráulica*, Córdoba, Argentina, pp. 695-704.
- Trento, A. y Alvarez, A.M.T. (2011). A numerical model for the transport of chromium

- and fine sediments. *Environmental Modeling and Assessment*, 16, 6, 551-564.
- Tsai, Y.H. and Holley, E.R. (1978). Temporal moments for longitudinal dispersion. *J. Hydro. Div. ASCE*, 104, 1617-1634.
- Xia, X.M., Lia Y., Yang, H., Wu, C.Y., Sing, T.H. and Pong, H.K. (2004). Observations on the size and settling velocity distributions of suspended sediment in the Pearl River Estuary, China. *Continental Shelf Research*, 24, 1809–1826.
- Villalba, S., Pez, M., Palman, L., Alvarez, A. M. y Trento A. (2017). Caracterización hidrosedimentológica del río Salado (Santa Fe) para un escenario de cauce lleno. *V Simposio Sobre Métodos Experimentales en Hidráulica*. Buenos Aires, Argentina.
- Yotsukura, N., and Cobb, E. D. (1972). Transverse diffusion of solutes in natural streams. *USGS*, Washington, DC.
- YSI User Manual. (2012). 6-Series Multiparameter Water Quality Sondes.
- Zenclusen, C., Palman, L., Alvarez, A. y Trento, A. (2015). Trabajos de laboratorio y campo con un trazador fluorescente para calcular el coeficiente de dispersión longitudinal. *2do Congreso Internacional de Hidrología de llanuras*. Santa Fe.
- Zhu, Z., Motta, D., Jackson P. R. and García M. (2016). Numerical modeling of simultaneous tracer release and piscicide treatment for invasive species control in the Chicago Sanitary and Ship Canal, Chicago, Illinois. *Environmental Fluid Mechanics*, 17(2), 211-229.
- Zilli, F. y Gagnetten, A. (2005). Efectos de la contaminación por metales pesados sobre la comunidad bentónica de la cuenca del arroyo Cululú (Río Salado del Norte, Argentina). *Interciencia* [en línea] 30: [Fecha de consulta: 14 de marzo de 2019] Disponible en: <<http://www.redalyc.org/articulo.oa?id=33910207>> ISSN 0378-1844.