



TESIS DE MAESTRÍA EN INGENIERÍA AMBIENTAL
INSTITUTO DE MECÁNICA DE LOS FLUIDOS E INGENIERÍA AMBIENTAL
Facultad de ingeniería, Universidad de la República

IMPLEMENTACIÓN DE UN MODELO HIDRODINÁMICO
TRIDIMENSIONAL EN EL EMBALSE DE PASO SEVERINO.
Aportes para la modelación de calidad de agua

Agustín Ríos

Tutora: Mónica Fossati

Co-tutor: Nicolás Rezzano

Resumen

El embalse de Paso Severino es una de las principales reservas de agua dulce de Uruguay. Su importancia radica en que forma parte del Sistema Metropolitano, que comprende la fracción de la cuenca del río Santa Lucía que aporta a la usina potabilizadora de Aguas Corrientes, que abastece a la población de Montevideo y Área Metropolitana.

Según estudios previos realizados en Paso Severino, el embalse presenta homogeneidad térmica en profundidad durante la mayor parte del año. En determinados períodos, principalmente en verano, las variaciones verticales de temperatura sugieren la existencia de estratificación térmica. El embalse presenta elevadas concentraciones de nitrógeno y fósforo en forma inorgánica, sin embargo la clorofila-a presenta valores en general bajos. Por lo tanto, el embalse ha sido clasificado como hipereutrófico según la concentración de fósforo total, y como mesotrófico en base a la concentración de clorofila-a. El número de especies y la abundancia de fitoplancton reportados son generalmente bajos, con muy bajo número de especies de cianobacterias potencialmente tóxicas, predominando especies asociadas a condiciones de baja luz o turbidez inorgánica y especies adaptadas a la turbulencia.

La descripción de los procesos hidrodinámicos y térmicos del embalse, no incluidos completamente en los estudios existentes, puede contribuir a explicar la baja abundancia de fitoplancton, así como la predominancia de determinadas especies. En este contexto, el objetivo general de la tesis es comprender los procesos hidrodinámicos y térmicos que se producen en el embalse Paso Severino, utilizando como herramienta la modelación numérica, a modo de contribuir a la gestión del embalse y su cuenca.

La información de base utilizada para la implementación del modelo numérico fue recopilada durante la tesis, y fue brindada por OSE, DINAGUA, DINAMA e INUMET. Para lograr el objetivo planteado, y en base al análisis de la información disponible, se implementó el modelo tridimensional Delft3D-FLOW en coordenadas sigma. En el análisis de sensibilidad a los parámetros de calibración del modelo, la velocidad presentó mayor sensibilidad a los coeficientes C_D , ν_V^{back} , ν_H^{back} y D_H^{back} , mientras que la temperatura mostró mayor sensibilidad a C_D , ν_V^{back} , D_V^{back} y al número de Dalton. Los niveles modelados no presentan sensibilidad al coeficiente C_D , pero sí al coeficiente de rugosidad de fondo.

Los parámetros seleccionados en base a la calibración de niveles y temperatura de la capa superficial, fueron utilizados para analizar de forma preliminar la hidrodinámica y la temperatura de Paso Severino en base a una simulación de dos años. El campo de velocidades y el perfil vertical de temperaturas no fueron ajustados al no disponer de datos.

El modelo es capaz de reproducir el comportamiento estacional de la temperatura superficial del agua en el embalse. En general, en el período simulado el embalse presenta homogeneidad térmica vertical entre abril y setiembre, comenzando una débil estratificación a partir de octubre. Pasajes de frentes cálidos en invierno pueden provocar que el embalse se estratifique unos pocos días, y pasajes de frentes fríos en verano, pueden favorecer la mezcla vertical del embalse.

En base a los gradientes de velocidad simulados, se identificaron en el cauce principal las tres zonas características de los embalses: fluvial, de transición y lacustre, las cuales varían su extensión en función de la magnitud de los caudales afluentes.

El modelo es capaz de reproducir la formación de corrientes de densidad en el embalse. Es de fundamental importancia representar adecuadamente estas corrientes, ya que no solo dominan el ingreso y la distribución de contaminantes, sino que también afectan significativamente la estructura térmica del embalse.

La profundidad de la zona de mezcla simulada es altamente dinámica en función de la estructura térmica del embalse, que está influenciada por forzantes meteorológicos y las corrientes de densidad. La relación Z_{eu}/Z_{mix} puede contribuir a explicar la limitación o el favorecimiento de las condiciones para el crecimiento de cianobacterias en Paso Severino.

El trabajo realizado en esta tesis permitió implementar un modelo hidrodinámico y de temperatura tridimensional en el embalse de Paso Severino, en base al cual se pudo realizar una descripción preliminar de los principales procesos hidrodinámicos y térmicos que se producen en el embalse. Para mejorar los resultados del modelo, son necesarios trabajos futuros que incluyan una mejor descripción de los datos hidrológicos y meteorológicos forzantes del sistema, así como mediciones de perfiles verticales de velocidad y temperatura en el embalse.

Palabras clave: Modelación numérica, Hidrodinámica, Embalses.

Este trabajo contó con el apoyo de la Agencia Nacional de Investigación e Innovación a través del otorgamiento de una beca de posgrado.

Índice general

RESUMEN	I
ABREVIATURAS Y ACRÓNIMOS	XV
CAPÍTULO 1 - INTRODUCCIÓN	1
1.1 CONTEXTO	1
1.2 DINÁMICA DE EMBALSES Y MODELACIÓN NUMÉRICA	2
1.3 OBJETIVOS	3
1.3.1 OBJETIVO GENERAL	3
1.3.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS	3
1.4 ESTRUCTURA DEL DOCUMENTO	3
CAPÍTULO 2 – DINÁMICA DE EMBALSES Y CALIDAD DE AGUA	5
2.1 INTRODUCCIÓN	5
2.2 CARACTERÍSTICAS GENERALES	5
2.2.1 DEFINICIÓN, USOS E IMPACTOS	5
2.2.2 ESCALAS DE TIEMPO DE TRANSPORTE	7
2.2.3 ESTRUCTURA VERTICAL	8
2.2.4 MORFOLOGÍA	11
2.3 TRANSPORTE Y MEZCLA EN EMBALSES	13
2.3.1 PRINCIPALES PROCESOS	13
2.3.2 FORZANTES	15
2.3.3 MEZCLA VERTICAL	22
2.3.4 ZONIFICACIÓN LONGITUDINAL	28
2.4 ECUACIONES GOBERNANTES	32
2.4.1 CONSERVACIÓN DE MASA	32
2.4.2 CONSERVACIÓN DE MOMENTO	32
2.4.3 CIERRE DE TURBULENCIA	34
2.4.4 ECUACIÓN DE TRANSPORTE	34
2.4.5 ECUACIÓN DE ESTADO	35
2.4.6 CONDICIONES INICIALES Y DE BORDE	35

CAPÍTULO 3 - ZONA DE ESTUDIO **36**

3.1	INTRODUCCIÓN	36
3.2	CUENCA DEL RÍO SANTA LUCÍA	36
3.3	SISTEMA METROPOLITANO	38
3.4	REPRESA Y EMBALSE DE PASO SEVERINO	40
3.4.1	CARACTERÍSTICAS GENERALES	40
3.4.2	DATOS DISPONIBLES	42
3.4.3	BATIMETRÍA DEL EMBALSE	44
3.4.4	ANÁLISIS DE DATOS DE CAUDALES, NIVELES Y METEOROLÓGICOS	46
3.4.5	CALIDAD DE AGUA EN EL EMBALSE	53

CAPÍTULO 4 – EL MODELO NUMÉRICO DELFT3D-FLOW **66**

4.1	INTRODUCCIÓN	66
4.2	ECUACIONES GOBERNANTES	66
4.2.1	ECUACIONES HIDRODINÁMICAS	66
4.2.2	ECUACIÓN DE TRANSPORTE	72
4.2.3	ECUACIÓN DE ESTADO	73
4.3	CONDICIONES DE BORDE	74
4.3.1	CONDICIONES DE FLUJO EN LA SUPERFICIE LIBRE Y EN EL FONDO	74
4.3.2	CONDICIONES DE FLUJO EN LOS BORDES LATERALES	76
4.3.3	CONDICIONES DE BORDE DE LA ECUACIÓN DE TRANSPORTE	77
4.4	MODELO DE CIERRE DE TURBULENCIA	78
4.5	MODELO DE TRANSFERENCIA DE CALOR	81
4.5.1	BALANCE DE CALOR	83
4.5.2	RADIACIÓN SOLAR NETA	83
4.5.3	RADIACIÓN DE ONDA LARGA	85
4.5.4	EVAPORACIÓN	86
4.5.5	FLUJO CONVECTIVO	88

CAPÍTULO 5 - IMPLEMENTACIÓN DEL MODELO DELFT3D-FLOW EN PASO SEVERINO **90**

5.1	INTRODUCCIÓN	90
5.2	INFORMACIÓN DE BASE	90
5.3	GRILLA DE CÁLCULO Y BATIMETRÍA INTERPOLADA	90
5.4	CONDICIONES DE BORDE	94
5.4.1	BORDES ABIERTOS	94
5.4.2	TENSIÓN DE CORTE EN LA SUPERFICIE LIBRE	97

5.4.3	TENSIÓN DE CORTE EN EL FONDO	97
5.5	DESCARGA DE LA OBRA DE TOMA	97
5.6	CONDICIONES INICIALES	98
5.7	ANÁLISIS DE LA INFLUENCIA DE PARÁMETROS NUMÉRICOS	98
5.8	ANÁLISIS DE LA INFLUENCIA DE LAS CONDICIONES INICIALES	100
5.9	SIMULACIONES DE PRUEBA	101
<u>CAPÍTULO 6 - CALIBRACIÓN Y VALIDACIÓN DE NIVELES Y TEMPERATURA</u>		108
6.1	INTRODUCCIÓN	108
6.2	CARACTERÍSTICAS GENERALES DE LA CALIBRACIÓN	108
6.3	CARACTERÍSTICAS DEL PERÍODO DE CALIBRACIÓN	109
6.4	SENSIBILIDAD DEL MODELO A LOS PARÁMETROS DE CALIBRACIÓN	111
6.4.1	NIVELES	111
6.4.2	VELOCIDADES	114
6.4.3	TEMPERATURA	131
6.5	RESULTADOS CALIBRACIÓN	137
6.6	VALIDACIÓN	139
6.6.1	CARACTERÍSTICAS DEL PERÍODO DE VALIDACIÓN	139
6.6.2	RESULTADOS OBTENIDOS	140
6.7	SIMULACIÓN EXTENDIDA	143
<u>CAPÍTULO 7 - ANÁLISIS DE RESULTADOS</u>		148
7.1	INTRODUCCIÓN	148
7.2	VELOCIDAD	148
7.3	TEMPERATURA	156
7.4	CORRIENTES DE DENSIDAD	161
7.5	MEZCLA VERTICAL	163
<u>CAPÍTULO 8 - CONCLUSIONES</u>		167
<u>REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS</u>		172

ANEXO A	178
A.1 GRILLA HORIZONTAL Y BORDES DEL MODELO	178
A.2 GRILLA VERTICAL	181
A.3 DISCRETIZACIÓN DE LAS ECUACIONES DE MOMENTO Y CONTINUIDAD	181
A.3.1 DISCRETIZACIÓN DE LAS ECUACIONES DE MOMENTO HORIZONTAL	182
A.3.2 DISCRETIZACIÓN DE LAS ECUACIONES DE CONTINUIDAD	185
A.3.3 DISCRETIZACIÓN DE LA ECUACIÓN DE TRANSPORTE	186
A.4 MOJADO Y SECADO	187
A.4.1 CRITERIOS DE MOJADO Y SECADO	188
A.4.2 PROFUNDIDAD DEL FONDO EN PUNTOS DE NIVEL DE AGUA	189
A.4.3 PROFUNDIDAD TOTAL DE AGUA EN PUNTOS DE VELOCIDAD	189
A.5 PARÁMETRO DE SUAVIZADO PARA LAS CONDICIONES DE BORDE	190
ANEXO B	192

Lista de Figuras

2-1: Posibles perfiles verticales de temperatura en embalses.	10
2-2: Embalse de morfología simple, Volta Grande en el río Grande, Brasil. Embalse de morfología compleja, Furnas también en río Grande, Brasil.	12
2-3: perfiles de velocidad característicos de un brazo del embalse de Tres Gargantas, China	13
2-4: (a) advección y difusión molecular. (b) advección, difusión molecular y difusión turbulenta. (c) advección y dispersión.	14
2-5: Inclinación de la superficie de agua asociada a la tensión del viento τ	17
2-6: Formación de corrientes de densidad	19
2-7: Conversión de energía asociada con la descarga.....	21
2-8: La calidad del agua descargada por el embalse depende de la ubicación de los puntos de toma en relación a la termoclina	21
2-9: Efecto del viento en la circulación vertical	23
2-10: Influencia del viento en el perfil vertical de temperatura	24
2-11: Número de Richardson.....	25
2-12: Zona eufótica y zona de mezcla	26
2-13: Esquema de zonificación longitudinal en embalses. Vista en planta y en corte.....	29
2-14: Evolución longitudinal de las características físicas en un embalse	30
2-15: Velocidades longitudinales en capas superficiales, intermedias y profundas en un brazo del embalse de Tres Gargantas, China	31
3-1: Ubicación de la cuenca del río Santa Lucía.	37
3-2: Componentes del Sistema Metropolitano	39
3-3: Vista de la represa y el embalse de PS	41
3-4: Vertedero central de hormigón, represa de PS	42
3-5: Embalse de PS. Principales afluentes y localidades cercanas. Puntos de monitoreo DINAMA y estación hidrométrica DINAGUA.	44
3-6: Batimetría de PS, elaborada a partir de datos brindados por OSE.	45
3-7: Secciones transversales embalse PS. Ambos ejes en metros.	46
3-8: Caudales afluentes, niveles y cota de vertido en Paso Severino. Volúmenes diarios descargados por las obra de toma de la represa.	47
3-9: Ciclo anual de medias y medianas de: caudales afluentes medios diarios; vertido; descargas diarias de válvulas; niveles diarios.	49

3-10: Tiempo de renovación estimado en base anual para el embalse de Paso Severino.	50
3-11: Temperatura, velocidad de viento y HR estación meteorológica de Florida. Precipitación acumulada diaria Estación Mendoza.	51
3-12: Ciclo anual de medias y medianas de temperatura del aire, precipitación acumulada mensual y humedad relativa (2011-2015).	52
3-13: Rosa de vientos estación Florida.	52
3-14: Estaciones de monitoreo en PS	54
3-15: Perfiles verticales de temperatura en febrero y variación temporal de OD en superficie y fondo	55
3-16: Profundidad Disco Secchi en PS	56
3-17: Series temporales de la temperatura del agua en estaciones de monitoreo de PS.	59
3-18: Series temporales de DBO _{5,20} y OD en estaciones de monitoreo de PS.	59
3-19: Series temporales de conductividad y turbidez en las estaciones de monitoreo en PS.	60
3-20: Series temporales de PT en las estaciones de monitoreo en PS.	61
3-21: Series temporales de especies de nitrógeno en las estaciones de monitoreo de PS.	61
3-22: Series temporales de especies de nitrógeno en estaciones de monitoreo PS01 y PS03.	62
3-23: Series temporales de especies de nitrógeno en estaciones de monitoreo PS04 y PS02.	62
3-24: Concentraciones de clorofila-a en las estaciones de monitoreo de PS.	63
3-25: Temperatura del agua y niveles de OD medidos por OSE y DINAMA (PS02) en PS.	63
3-26: Turbidez y conductividad medidos por OSE y DINAMA (PS02) en PS.	64
4-1: Ejemplo de coordenadas verticales σ y en coordenadas Z	67
4-2: Definición del nivel de agua (ζ) y la profundidad (d) a partir de un plano de referencia, y la profundidad total (H).	68
4-3: Resumen de los mecanismos de transferencia de calor en la superficie de agua	81
5-1: Batimetría interpolada en grilla ortogonal de 60 m x 60 m generada mediante la herramienta RGFGRID, y sistema de referencia (m, n).	91
5-2: Puntos de control seleccionados para el análisis de los resultados del modelo.	93
5-3: Capas σ en secciones transversales de PS y PC1, PC2, PC3 y PC4	94
5-4: Condiciones impuestas en los bordes abiertos del dominio e Identificación (ID) de cada subcuenca.	95
5-5: Ubicación de la descarga de la obra de toma en el modelo.	98
5-6: Influencia de profundidad umbral en niveles y caudales vertidos modelados en PS (PC1).	100
5-7: Niveles modelados en Sim 1 y Sim 2. Temperatura modelada en capa superficial (L1) y capa de fondo (L15) en Sim 1 y Sim 2.	101
5-8: Perfiles verticales de velocidades obtenidos en cada simulación de prueba en PC1.	102
5-9: Perfiles verticales de velocidades obtenidos en cada simulación de prueba en PC3.	103

5-10: Perfiles verticales de velocidad obtenidos en cada simulación de prueba en PC4.	104
5-11: Magnitud de velocidad en capa superficial 22/12/2012 12:00 hs obtenida en cada simulación de prueba.	105
5-12: Magnitud de velocidad en capa de fondo 22/12/2012 12:00 hs obtenida en cada simulación de prueba.	105
5-13: Magnitud de velocidad en capa superficial 01/01/2013 12:00 hs obtenida en cada simulación de prueba.	106
5-14: Perfil vertical de temperatura modelada para el período diciembre 2012 – enero 2013 en PC1. SimPrueba3 (arriba) y SimPrueba4 (abajo).....	107
5-15: Influencia del viento como forzante en la temperatura superficial modelada en PC1. Comparación con datos medidos enero 2013.	107
6-1: caudales de entrada diarios; niveles diarios; cota de vertido y volúmenes diarios descargados por obra de toma. Período de calibración (diciembre 2012 – enero 2013).	109
6-2: Temperatura del aire horaria; velocidad de viento horaria a 10 m de altura; humedad relativa horaria y temperatura media diaria de los afluentes. Período de calibración (diciembre 2012 – enero 2013).....	110
6-3: Rosa de vientos estación Florida período de calibración (elaboración con software WRPLOT a partir de datos del INUMET).....	111
6-4: Máxima diferencia en niveles modelados para el rango de variación analizado de los parámetros n y C_D en PC1, PC2, PC3 y PC4.....	112
6-5: Influencia del coeficiente de Manning en los niveles modelados en PC1. Comparación de niveles modelados con datos medidos.	113
6-6: Máximas diferencias entre magnitud de velocidades modeladas en PC1 para el rango de variación del coeficiente de Manning analizado.	114
6-7: Máximas diferencias entre magnitud de velocidades modeladas en PC2 para el rango de variación del coeficiente de Manning analizado.	115
6-8: Velocidades modeladas en PC1 (izquierda) y PC4 (derecha) entre el 20/12/2012 y el 23/12/2012, para distintos coeficientes de Manning.	116
6-9: Velocidades modeladas en PC2 (izquierda) y PC3 (derecha) entre el 20/12/2012 y el 23/12/2012, para distintos coeficientes de Manning.	116
6-10: Máximas diferencias entre magnitud de velocidades modeladas en los puntos de control para el rango de variación del coeficiente CD	118
6-11: Variación espacial del campo de velocidades el 02/01/2013 a las 06:00 hs en superficie (arriba) y fondo (abajo) para $CD = 0,0005$ (izquierda) y $CD = 0,0015$ (derecha).	119
6-12: Variación espacial del campo de velocidades el 02/01/2013 a las 12:00 hs en superficie (arriba) y fondo (abajo) para $CD = 0,0005$ (izquierda) y $CD = 0,0015$ (derecha).	120
6-13: Máximas diferencias entre magnitud de velocidades modeladas en PC1 para el rango de variación de $vHback$. y $DHback$. analizado.	122

6-14: Máximas diferencias entre magnitud de velocidades modeladas en PC2 para el rango de variación de <i>vHback</i> . y <i>DHback</i> . analizado.	122
6-15: Máximas diferencias entre magnitud de velocidades modeladas en PC3 para el rango de variación de <i>vHback</i> . y <i>DHback</i> . analizado.	123
6-16: Máximas diferencias entre magnitud de velocidades modeladas en PC4 para el rango de variación de <i>vHback</i> . y <i>DHback</i> . analizado.	123
6-17: Velocidades modeladas en PC3 entre el 20/12/2012 y el 03/01/2013 para distintos valores de <i>vHback</i> . y <i>DHback</i>	124
6-18: Variación espacial del campo de velocidades el 22/12/2012 a las 12:00 hs en superficie (arriba) y fondo (abajo) para distintos valores de <i>vHback</i> . y <i>DHback</i>	125
6-19: Variación espacial del campo de velocidades el 02/01/2013 a las 12:00 hs en superficie (arriba) y fondo (abajo) para distintos valores de <i>vHback</i> . y <i>DHback</i>	125
6-20: Máximas diferencias entre magnitud de velocidades modeladas en PC1 para el rango de variación de <i>vVback</i>	126
6-21: Máximas diferencias entre magnitud de velocidades modeladas en PC2 para el rango de variación de <i>vVback</i>	127
6-22: Máximas diferencias entre magnitud de velocidades modeladas en PC3 para el rango de variación de <i>vVback</i>	127
6-23: Máximas diferencias entre magnitud de velocidades modeladas en PC4 para el rango de variación de <i>vVback</i>	128
6-24: Velocidades modeladas en PC3 entre el 20/12/2012 y el 01/01/2013 para distintos valores de <i>vVback</i>	128
6-25: Variación espacial del campo de velocidades el 22/12/2012 a las 12:00 hs en superficie (arriba) y fondo (abajo) para distintos valores de <i>vVback</i>	129
6-26: Variación espacial del campo de velocidades el 02/01/2013 a las 12:00 hs en superficie (arriba) y fondo (abajo) para distintos valores de <i>vVback</i>	130
6-27: Temperaturas modeladas en PC1 y PC3 diciembre 2012 – enero 2013, para distintos valores de <i>CD</i> . 133	
6-28: Temperaturas modeladas en PC2 y PC4 diciembre 2012 – enero 2013, para distintos valores de <i>CD</i> . 133	
6-29: Temperaturas modeladas en PC1 y PC3 diciembre 2012 – enero 2013, para distintos valores de <i>vVback</i>	134
6-30: Temperaturas modeladas en PC2 y PC4 diciembre 2012 – enero 2013, para distintos valores de <i>vVback</i>	134
6-31: Comparación datos medidos y temperatura modelada en PC1 para distintos valores de <i>CD</i> , enero 2013.	135
6-32: Comparación datos medidos y temperatura modelada en PC1 para distintos valores de <i>vVback</i> ., enero 2013.....	136
6-33: Comparación datos medidos y temperatura modelada en PC1 para distintos valores de <i>DVback</i> ., enero 2013.....	136

6-34: Niveles, caudales vertidos y temperaturas observados y modelados en el embalse de Paso Severino para el período de calibración en PC1.....	138
6-35: Caudales de entrada diarios; niveles diarios; cota de vertido y volúmenes diarios descargados por las válvulas. Período de validación (febrero 2013 – mayo 2013).	139
6-36: Temperatura del aire horaria; velocidad y dirección de viento horaria a 10 m de altura; humedad relativa horaria y temperatura media diaria de los afluentes. Período de validación (febrero 2013 - mayo 2013).....	140
6-37: Rosa de vientos estación Florida período de validación (elaboración con software WRPLOT a partir de datos del INUMET).....	140
6-38: Comparación de niveles, caudales vertidos y temperaturas modeladas para el período 01/02/2013 a 01/06/2013 para la configuración de parámetros seleccionada, con datos registrados por OSE y DINAMA.	142
6-39: Caudales de entrada diarios; niveles diarios; cota de vertido y volúmenes diarios descargados por las válvulas. Período extendido (2013 – 2014).	143
6-40: Temperatura del aire horaria y velocidad de viento horaria a 10 m de altura (2013 - 2014).	144
6-41: Rosa de vientos estación Florida período 2013 - 2014 (elaboración con software WRPLOT a partir de datos del INUMET).....	144
6-42: Comparación de niveles y temperaturas modeladas para el período 01/01/2013 a 31/12/2014 para la configuración de parámetros seleccionada con datos registrados por OSE y DINAMA en PC1.	146
6-43: Comparación de temperaturas modeladas para el período 01/01/2013 a 31/12/2014 para la configuración de parámetros seleccionada con datos.	147
7-1: Sección longitudinal del cauce principal del embalse de Paso Severino.....	149
7-2: Perfiles longitudinales de velocidad promediada en vertical en el cauce principal del embalse de Paso Severino, para distintas condiciones de caudal afluente.	150
7-3: Magnitud de la velocidad modelada en PC2, capas 1 y 15 (2013-2014).	151
7-4: Magnitud de la velocidad modelada en PC3, capas 1 y 15 (2013-2014).	151
7-5: Magnitud de la velocidad modelada en PC1, capas 1 y 15 (2013-2014).	151
7-6: Magnitud de la velocidad modelada en PC4, capas 1 y 15 (2013-2014).	152
7-7: Velocidad en capa superficial y capa de fondo para distintas intensidades de caudales afluentes.....	153
7-8: Circulación en el entorno de PC1 y PC2. Capa 1 y capa 15.	154
7-9: Circulación en el entorno de PC2 y PC3. Capa 1 y capa 15.	155
7-10: Perfil vertical de la componente n de la velocidad simulada en PC2, PC3 y PC1 el 16/10/2013 (condiciones de calma).	156
7-11: Perfil vertical de temperatura en PC1, 2013-2014.	157
7-12: Perfil vertical de temperatura en PC2, 2013-2014.	158
7-13: Perfil vertical de temperatura en PC3, 2013-2014.	158
7-14: Perfil vertical de temperatura en PC4, 2013-2014.	159

7-15: Perfil de temperatura en secciones transversales de PC1, PC2, PC3 y PC4 02/01/2014.	160
7-16: Perfil de temperatura en secciones transversales de PC1, PC2, PC3 y PC4 15/01/2014.	160
7-17: Perfil longitudinal de temperatura simulado en Paso Severino durante eventos de crecida en distintas estaciones del año.	161
7-18: Sección correspondiente al brazo del arroyo Isla Mala.	162
7-19: Componente m de la velocidad modelada en un brazo del embalse el 08/09/2013.	162
7-20: Componente m de la velocidad modelada en un brazo del embalse el 04/02/2014.	163
7-21: Velocidad de viento a 10 m y perfil vertical de temperatura simulada en PC1 en verano 2013-2014.	164
7-22: Perfiles verticales de temperatura simulada en PC1 los días 15/12/2013, 31/12/2013, 06/01/2014 y 14/02/2014.	165
7-23: Perfiles verticales de componentes de velocidad simulada en PC1 los días 15/12/2013, 31/12/2013, 06/01/2014 y 14/02/2014.	166
A-1: Arreglo de celda horizontal utilizada en Delft3D-FLOW.	178
A-2: Grilla numérica escalonada tipo Arakawa-C utilizada en Delft3D-FLOW. Variables con las mismas coordenadas (izquierda). Volumen computacional (derecha).	179
A-3: Ejemplo de grilla horizontal en Delft3D-FLOW.	180
A-4: Volumen de control en la esquina de abajo y a la izquierda (izquierda). Volumen de control en la esquina abajo y a la derecha (derecha).	180
A-5: Arreglo de celda vertical utilizada en Delft3D-FLOW.	181
A-6: Definición de la profundidad del fondo en una celda.	188

Lista de Tablas

3-1: Características del embalse de PS.	42
3-2: Datos brindados por las instituciones en el marco de la tesis.....	44
3-3: Estadísticos del caudal afluente y niveles en PS período 2004 – 2015.	49
3-4: Precipitación acumulada anual.....	54
5-1: Espesor de las capas σ	93
5-2: Coordenadas (m, n) de los puntos de control.	94
5-3: Subcuencas de aporte consideradas en el modelo y sus respectivas áreas	96
5-4: Relación Q-H ingresada en como condición de borde abierto en la descarga.....	97
5-5: Valores de referencia considerados para los parámetros del modelo.	99
5-6: Parámetros numéricos seleccionados para la implementación del modelo.	100
5-7: Condiciones iniciales de nivel y temperatura especificadas en Sim 1 y Sim 2.	101
5-8: Simulaciones de prueba realizadas.....	103
6-1: Rangos de valores evaluados para analizar la sensibilidad a los parámetros de calibración del modelo en el embalse de PS.....	112
6-2: Sensibilidad de los parámetros de calibración del modelo.....	133
6-3: Valores seleccionados para los parámetros de calibración del modelo.	137
B-1: Estándares de calidad para Clase 1 según Decreto 253/979 y modificativos.	194
B-2: Estándares de calidad para Clase 3 según Decreto 253/979 y modificativos.	195

Abreviaturas y acrónimos

AACC	Aguas Corrientes
DBO	Demanda Bioquímica de Oxígeno
DINAGUA	Dirección Nacional de Aguas
DINAMA	Dirección Nacional de Medio Ambiente
DINOT	Dirección Nacional de Ordenamiento Territorial
FCien	Facultad de Ciencias
GESTA-Agua	Grupo de Estandarización Técnica de Agua
ICOLD	International Commission on Large Dams
IMFIA	Instituto de Mecánica de los Fluidos e Ingeniería Ambiental
INIA	Instituto Nacional de Investigación Agropecuaria
INUMET	Instituto Uruguayo de Meteorología
JICA	Agencia de Cooperación Internacional del Japón
MVOTMA	Ministerio de Vivienda, Ordenamiento Territorial y Medio Ambiente
NH₄⁺	Amonio
NO₂⁻	Nitrito
NO₃⁻	Nitrato
NT	Nitrógeno Total
OD	Oxígeno Disuelto
OSE	Obras Sanitarias del Estado

PC	Punto de Control
PNA	Plan Nacional de Aguas
PT	Fósforo Total
PO₄³⁻	Ortofosfato
PS	Paso Severino
RANS	Reynold-Average Navier-Stokes
SNAP	Sistema Nacional de Áreas Protegidas
UdelaR	Universidad de la República
URSEA	Unidad Reguladora de Servicios de Energía y Agua
USEPA	U.S. Environmental Protection Agency
WCD	World Commision on Dams

Capítulo 1

Introducción

1.1 Contexto

El embalse de Paso Severino, ubicado sobre el río Santa Lucía Chico y con una capacidad de almacenamiento de 65 Hm³, es una de las principales reservas de agua dulce de Uruguay. Su importancia radica en que forma parte del Sistema Metropolitano, que comprende la fracción de la cuenca del río Santa Lucía que aporta a la usina potabilizadora de Aguas Corrientes (AACC). En la usina de AACC, el agua bruta captada del río Santa Lucía se potabiliza y se eleva para su distribución, abasteciendo a la población de Montevideo y Área Metropolitana, aproximadamente el 57 % de la población total de Uruguay.

La cuenca del río Santa Lucía es de importancia estratégica para el país. Esto se debe a que además de ser fuente de agua bruta para potabilización, es de gran relevancia para la actividad económica, ya que es uno de los principales polos de producción de alimentos. El desafío es el desarrollo en la cuenca de actividades productivas relevantes para el desarrollo económico del país preservando la calidad de los cuerpos de agua. Para lograr dicha articulación es de particular importancia por un lado identificar y controlar los aportes, tanto puntuales como difusos, y por otro monitorear la calidad de los cursos de agua.

En los últimos años han ocurrido importantes episodios de agua elevada al consumo con olor y sabor no característicos en los sistemas más grandes de abastecimiento de Uruguay: Sistema Metropolitano en 2013 y Sistema Laguna del Sauce en 2015. El evento de olor y sabor en el agua distribuida en Montevideo y Área Metropolitana, producido en marzo del 2013, generó alarma pública y motivó la preocupación de los organismos competentes. La causa que produjo el evento se asoció a la presencia de geosmina, un metabolito producido por algunas cianobacterias que confiere al agua sabor y olor a tierra.

Ante este evento, la Dirección Nacional de Medio Ambiente (DINAMA) promovió en mayo de 2013 el “Plan de Acción para la Protección de la Calidad Ambiental y la Disponibilidad de las Fuentes de Agua Potable en la Cuenca del Río Santa Lucía”. Este Plan, que involucra a diversos ministerios, fue desarrollado con el objetivo de formular y ejecutar las acciones que permitan controlar, detener y revertir el proceso de deterioro de la calidad del agua en la cuenca, haciendo énfasis en el control de las fuentes (URSEA, 2017; MVOTMA, 2017).

La DINAMA cuenta desde diciembre de 2004 con una red de monitoreo que ha permitido generar una mínima base de datos. En base a estos datos, según MVOTMA/DINAMA (2015) la evolución del estado trófico en el río Santa Lucía Chico muestra un incremento desde un estado mesotrófico en las nacientes, hasta un estado eutrófico, supereutrófico e hipereutrófico en la entrada al embalse de Paso Severino.

1.2 Dinámica de embalses y modelación numérica

Los embalses son cuerpos de agua artificiales, que presentan características intermedias entre ríos y lagos. La hidrodinámica y temperatura de los embalses son regidas principalmente por la advección del cauce principal; factores meteorológicos; y las pautas operacionales de la represa (Ford & Johnson, 1986). La influencia de los distintos factores mencionados resulta en procesos hidrodinámicos y térmicos de cierta complejidad: se generan gradientes longitudinales en las características hidrodinámicas y en la calidad del agua, diferenciándose una zona fluvial, una de transición y otra lacustre (Thornton et al, 1981); se producen giros y seiches (Ford & Johnson, 1986); se desarrollan procesos de estratificación y mezcla (Ford & Johnson, 1986); y se generan corrientes preferenciales resultantes de las diferencias de densidad entre el agua que ingresa por el cauce principal y el embalse (Ford & Johnson, 1983). Adicionalmente, los brazos generados por los afluentes interactúan con el cauce principal, pudiéndose generar en los mismos corrientes bi-direccionales en lugar de flujo de aguas arriba hacia aguas abajo (Mao, Jiang & Dai, 2015; Yang et al, 2018; Lang et al, 2019). Los procesos hidrodinámicos y térmicos de los embalses impactan significativamente en el transporte y la mezcla de las distintas componentes físicas, químicas y biológicas, siendo factores determinantes en la calidad del agua y la ecología de estos cuerpos de agua (Ford & Johnson, 1986; Chin, 2012; Ji, 2017).

Desde hace ya algunas décadas, los modelos numéricos se han convertido en herramientas relevantes en la toma de decisiones en distintos países. El uso de modelos como complemento a la información brindada por las redes y campañas de monitoreo, permite una mejora en la comprensión de procesos ambientales complejos. Sin embargo, no debe perderse de vista que los modelos no son una réplica exacta de la complejidad inherente a los sistemas ambientales, y por tanto no se proponen representar todos los aspectos del sistema, sino solo aquellos aspectos considerados más relevantes de forma consistente con la información disponible, los recursos, y el conocimiento científico (USEPA, 2009).

En este contexto, los modelos numéricos han sido ampliamente utilizados a nivel internacional para estudiar los procesos hidrodinámicos y térmicos en embalses, y su vinculación con la calidad del agua y la ecología (Lindim, Pinho & Vieira, 2011; He et al, 2011; Chanudet et al, 2012; Lee et al., 2013; Chanudet et al, 2016; Han et al, 2016; Arteaga, 2017; He et al, 2017).

1.3 Objetivos

1.3.1 Objetivo general

El objetivo general de la tesis es comprender los procesos hidrodinámicos y térmicos que se producen en Paso Severino, utilizando como herramienta la modelación numérica, a modo de contribuir a la gestión del embalse y su cuenca.

1.3.2 Objetivos específicos

Los objetivos específicos son los siguientes:

- Analizar los datos hidrológicos, meteorológicos y de calidad de agua disponibles.
- Implementar el modelo Delft3D-FLOW en el embalse de Paso Severino.
- Analizar la sensibilidad de los parámetros de calibración del modelo en niveles, velocidades y temperatura obtenidos en distintas simulaciones.
- Calibrar el modelo para reproducir datos de niveles y temperatura superficial medidos en un punto cercano a la represa.
- Analizar aspectos hidrodinámicos y térmicos y su posible vinculación con procesos de calidad de agua.

1.4 Estructura del documento

El documento está constituido por 8 capítulos, siendo el primero esta introducción, el Capítulo 8 las conclusiones y dos anexos.

En el Capítulo 2, *Dinámica de Embalses y Calidad de Agua*, se presentan los aspectos conceptuales vinculados tanto a los beneficios e impactos ambientales y socio-económicos de estos cuerpos de agua artificiales, como a la hidrodinámica y estructura térmica, y la relación de estas características con la calidad del agua. Esto proporciona el marco de referencia para el análisis de los resultados obtenidos en la implementación del modelo Delft3D-FLOW en Paso Severino.

En el Capítulo 3, *Zona de estudio*, se realiza una presentación general de la cuenca del río Santa Lucía y el Sistema Metropolitano y se describen las principales características de la represa y el embalse de Paso Severino que son de interés para este trabajo de tesis. En ese sentido, se procesan datos batimétricos, hidrológicos, meteorológicos, de calidad de agua, y de operación de la represa que fueron brindados por distintas instituciones. Dicho análisis permite obtener una aproximación al funcionamiento del sistema que sirve como referencia para la implementación del modelo y la selección del período de calibración.

En el Capítulo 4, *El modelo numérico Delft3D-FLOW*, se presentan las características del modelo que son de interés para su implementación en el embalse de Paso Severino. Se describen las ecuaciones utilizadas por el modelo numérico para describir la hidrodinámica

y la temperatura en cuerpos de agua, y las condiciones de borde requeridas para resolverlas. El Delft3D-FLOW permite escoger entre diversos modelos de balance de calor para modelar el campo de temperaturas. De entre los posibles, se selecciona el modelo que se considera más adecuado para el caso de estudio de acuerdo a los datos disponibles y a antecedentes de aplicaciones similares.

En el Capítulo 5 se presenta la implementación del modelo Delft3D-FLOW en el embalse de Paso Severino. Se implementa el modelo tridimensional en coordenadas σ con el objetivo de reproducir preliminarmente los niveles, el campo de velocidades y el campo de temperaturas en el cuerpo de agua. En este Capítulo se describe la generación de la grilla horizontal y vertical sobre la batimetría existente, las condiciones iniciales y de borde utilizadas, así como resultados obtenidos de simulaciones de prueba. Estas simulaciones permiten analizar preliminarmente la influencia de algunos parámetros numéricos, de las condiciones iniciales, de los distintos forzantes y de la variación de la densidad por la variación en la temperatura en los resultados del modelo en Paso Severino.

En el Capítulo 6, se presenta la calibración del modelo utilizando datos de niveles y temperatura superficial en el embalse de Paso Severino. Se presenta además en este Capítulo un análisis de sensibilidad de los resultados del modelo a los distintos parámetros de calibración del modelo. Se selecciona una configuración de parámetros que ajuste razonablemente a los datos medidos, en base a la cual se realiza un análisis preliminar de la dinámica del embalse y su posible vinculación con procesos de transporte y calidad de agua.

En el Capítulo 7 se analizan preliminarmente los resultados obtenidos en la simulación de un período de dos años (2013-2014). El análisis se realiza tomando como referencia los procesos descritos en el Capítulo 2 de la tesis. En ese sentido, se describe el proceso de mezcla y estratificación del embalse, identificando la variabilidad de la zona de mezcla en base a al gradiente vertical de temperatura; se presenta una zonificación del cauce principal del embalse en base a los gradientes de velocidad modelada; se presenta la ocurrencia de corrientes de densidad y su influencia en el intercambio entre el cauce principal y uno de los brazos.

En el Anexo A se presentan los aspectos numéricos del modelo Delft3D-FLOW, y en el Anexo B se presentan los estándares de calidad de agua establecidos para los cuerpos de agua Clase 1 y Clase 3 del Decreto 253/979 y modificativos.

Capítulo 2

Dinámica de embalses y calidad de agua

2.1 Introducción

En primer lugar, se presentan las definiciones de embalse y represa considerados en esta tesis, y se mencionan los potenciales beneficios socio-económicos de los embalses y sus impactos en los ecosistemas y las comunidades, brindando un marco que refleja la importancia de estudiar estos cuerpos de agua.

Luego se analizan los principales procesos hidrodinámicos de mezcla y transporte en los embalses y la influencia de los distintos forzantes, con un enfoque hacia su relación con la calidad de agua. Se citan diversos estudios desarrollados en las últimas décadas que incluyen la modelación como herramienta para analizar los distintos fenómenos presentados.

Por último, se presentan las ecuaciones gobernantes que permiten describir el flujo de agua y calor en embalses.

2.2 Características generales

2.2.1 Definición, usos e impactos

Los embalses son cuerpos de agua formados artificialmente por el represamiento de un cuerpo de agua lótico.

El término represa suele emplearse, de manera confusa, tanto a la estructura física que retiene el agua, como al cuerpo de agua formado. A los efectos de este trabajo, la expresión represa será utilizada para describir la estructura física, y el término embalse, será empleado para referirse al cuerpo de agua artificialmente formado (Chapman, 1996).

Si bien los embalses generalmente se consideran como cuerpos de agua similares a los lagos, suelen tener importantes diferencias. Los embalses son cuerpos de agua particulares, que presentan características intermedias entre ríos y lagos, y el régimen de operación de la represa, determinado por el propósito para el cual fue creado el embalse, puede alterar significativamente sus características.

Estos cuerpos de agua artificiales, tuvieron su auge a nivel internacional durante la segunda mitad del Siglo XX, motivado por la creciente demanda de agua para distintos usos, que no puede ser satisfecha por ríos, lagos o agua subterránea.

Los principales usos de los embalses son:

- abastecimiento de agua para potabilizar;
- generación de energía hidroeléctrica;
- riego agrícola;
- recreación;
- control de inundaciones;
- navegación.

Actualmente, existen alrededor de 59.000 grandes represas alrededor del mundo, capaces de almacenar más de 16.000 km³ de agua¹ (ICOLD, 2018).

Más allá de los beneficios sociales y económicos que supone la generación de embalses, son considerados actualmente uno de los principales impactos antropogénicos en el ciclo hidrológico, en conjunto con la explotación de acuíferos, la canalización de cursos fluviales y el trasvase de cuencas (Rosenberg, McCully, Pringle, 2000). La alteración del ciclo hidrológico genera otros impactos, directos e indirectos, en los ecosistemas terrestres y acuáticos, y en las comunidades, tanto aguas arriba como aguas abajo de la represa.

Entre los impactos más destacados sobre los ecosistemas, se encuentran la destrucción de bosques y desplazamiento de animales por inundación de tierras; la pérdida de zonas riparias, humedales y planicies de inundación aguas abajo de la represa; la alteración del transporte de sedimentos y de los ciclos de nutrientes; eutrofización; cambios en la productividad primaria; afectación de la migración de peces y emisión de gases de efecto invernadero. Por otro lado, los impactos socio-económicos no son menos importantes, estimándose a nivel global que entre 40 y 80 millones de personas han sido desplazadas por la generación de embalses, y más de 400 millones de personas ubicadas aguas abajo de represas fueron afectadas negativamente, por los impactos generados sobre la pesca y la agricultura (WCD, 2000; Rosenberg, McCully, Pringle, 2000; Nilsson et al, 2005; Moran et al 2018).

Algunos de los impactos esperados, como la eutrofización, afecta directamente algunos usos humanos como la potabilización y la recreación. Es entonces de particular interés conocer la interacción de los procesos hidrodinámicos con los procesos químicos y biológicos que ocurren en el cuerpo de agua, a modo de contribuir con una adecuada gestión del mismo.

¹ *Las grandes represas se definen como aquellas de altura mayor o igual a 15 m desde la fundación hasta la cresta, o represas entre 5 m y 15 m de altura capaces de embalsar más de 3 Hm³ de agua (ICOLD, 2018).*

2.2.2 Escalas de tiempo de transporte

Como se mencionó en el punto anterior, la principal función de los embalses es almacenar agua para distintos usos. El agua ingresa a éstos principalmente a través del cauce principal y sus afluentes, y también a través del escurrimiento superficial, de la precipitación sobre el espejo de agua y de aportes de agua subterránea. Las salidas de agua son por el vertedero principal que controla el nivel en el embalse; por obras de toma gestionadas de acuerdo a las pautas operacionales; por infiltración y por evaporación del espejo de agua (Ji, 2017).

Los procesos hidrodinámicos de los embalses influyen significativamente en el transporte y la mezcla de las distintas componentes físicas, químicas y biológicas. Los conceptos de tiempo de renovación, edad y tiempo de residencia, concebidos como medidas de retención de la masa de agua dentro de ciertos límites definidos en el sistema, ofrecen una descripción de primer orden de los complejos procesos de transporte y mezcla que tienen lugar en el cuerpo de agua (Monsen et al, 2002).

El **tiempo de renovación** es un parámetro global que describe características generales de un cuerpo de agua, sin identificar los procesos físicos subyacentes y su distribución espacial. Para un dominio dado, el tiempo de renovación (T_F) puede expresarse como la relación entre el volumen almacenado dentro de las fronteras del sistema (V) con el caudal que fluye a través del sistema (Q), según la Ecuación 2-1 (Monsen et al, 2002; Rueda, Moreno-Ostos, Armengol, 2005):

$$T_F = \frac{V}{Q} \quad (2-1)$$

Este parámetro, representa el tiempo requerido para que toda la masa de agua del sistema sea reemplazada por el agua que ingresa al dominio.

Los embalses en áreas densamente pobladas o agrícolas, cuyas cuencas no reciben una gestión adecuada, tienen tendencia a acumular nutrientes. Este efecto puede verse atenuado si el tiempo de renovación en el embalse es breve (Chapman, 1996).

La expresión anterior asume la hipótesis de que el sistema acuático se encuentra completamente mezclado, actuando como un reactor continuo agitado, donde cualquier masa que se introduce se mezcla instantáneamente en todo el dominio.

En sistemas donde la hidrodinámica presenta una importante variabilidad espacial y temporal, como sucede en la mayoría de los embalses, no es claro qué caudales ni qué volúmenes deben emplearse en la Ecuación 2-1, ni en qué escala temporal (anual, mensual, semanal) dicha expresión es válida (Rueda, Moreno-Ostos, Armengol, 2005).

La **edad**, es única para cada parcela de agua dentro del dominio de interés, y se define como el tiempo que ha pasado desde que la parcela de agua ingresó al dominio a través de uno de sus bordes (Monsen et al, 2002).

El **tiempo de residencia** representa el tiempo que una parcela, a partir de una ubicación específica dentro del cuerpo de agua, permanecerá en el mismo antes de salir (Monsen, 2002). Si el tiempo de residencia es largo, es esperable que los procesos internos, como la estratificación y el flujo de nutrientes desde los sedimentos influyan significativamente en la calidad de agua del embalse. Si el tiempo de residencia es corto, la calidad de agua del embalse estará principalmente controlada por los afluentes (Ji, 2017).

Por lo tanto, el tiempo de renovación es una medida integral del sistema, mientras que la edad y el tiempo de residencia son medidas locales (es decir, variables espacialmente dentro del dominio). La selección de la escala de tiempo de transporte más adecuada depende entonces de las preguntas que se buscan responder. Si el objetivo es comparar las características generales de diferentes sistemas de agua, una medida integral podría ser apropiada. Sin embargo, si se busca estudiar la importancia de ciertas reacciones químicas o procesos biológicos en distintas regiones del dominio, es más adecuado una escala de transporte local (Monsen et al, 2002). El estudio de las escalas de tiempo de transporte en embalses ha sido abordado mediante la modelación numérica por algunos autores como Rueda, Moreno-Ostos, Armengol (2005); Shen et al (2011); Li & Shen (2015) y Moreno & Toro (2018).

2.2.3 Estructura vertical

La estructura vertical de un embalse está estrechamente relacionada con el proceso de estratificación y vuelco que se desarrolla en el mismo. La estratificación es el ordenamiento de la columna de agua en capas verticales de diferente densidad. Estas diferencias de densidad pueden deberse a gradientes de temperatura, concentración de sólidos disueltos y en suspensión, o salinidad. En embalses continentales, la estratificación térmica suele ser la más común, y es la única considerada en este trabajo de tesis. El ciclo anual de estratificación térmica y vuelco representa uno de los procesos más importantes que ocurren en los embalses. Este aspecto vuelve fundamental poder representar e interpretar adecuadamente la estructura térmica de estos cuerpos de agua (Ji, 2008).

El vuelco es un proceso de mezcla vertical, que se debe a la inestabilidad causada por el enfriamiento del agua superficial. Los nutrientes que comúnmente se depositan en el fondo del lago se pueden resuspender, y tornarse disponibles para el crecimiento de fitoplancton.

En general, todos los embalses se estratifican, aunque sea por unas pocas horas. Los embalses fuertemente estratificados son típicamente profundos y se caracterizan por isotermas horizontales. Los embalses débilmente estratificados se caracterizan por isotermas

que se inclinan a lo largo del eje longitudinal del embalse, y los embalses no estratificados se caracterizan por isotermas que son esencialmente verticales, en cuyo caso la distribución de la temperatura en cualquier ubicación es aproximadamente uniforme con la profundidad.

La clasificación según el patrón anual de estratificación y mezcla en embalses puede asemejarse al empleado para lagos naturales (Chin, 2012):

- Amícticos: lagos que nunca se mezclan, y están completamente cubiertos por hielo. Se encuentran en zonas árticas y antárticas, así como en montañas muy altas.
- Holomícticos: se mezclan completamente al menos una vez al año, distinguiéndose las siguientes sub-categorías:
 - Oligomícticos: raramente mezclados, con escasa circulación.
 - Monomícticos: se mezclan completamente una vez al año. En climas cálidos, donde la temperatura del agua en invierno nunca desciende a menos de 4 °C, la estratificación se produce en verano y la mezcla se da en otoño, permaneciendo las condiciones de mezcla hasta la primavera.
 - Dimícticos: lagos que se mezclan completamente dos veces al año, durante el otoño y la primavera, permaneciendo estratificados en verano e invierno. Patrón típico de lagos de climas templados-fríos, con heladas invernales que resultan en capas de hielo en la superficie del lago.
 - Polimícticos: lagos que circulan continuamente, no alcanzando nunca una estratificación completa. En general es el caso de lagos someros, que se mezclan por acción del viento.
- Meromícticos: lagos en los que el agua no circula en la columna de agua entera, por lo que el agua de las capas profundas no se mezcla nunca con la de las capas superficiales.

En un lago monomíctico, la estratificación comienza en primavera y alcanza su pico en el verano, cuando las fuerzas de flotación confinan el agua a mayor temperatura en las capas superficiales. La temperatura superficial decrece gradualmente al final del verano y durante el otoño. En invierno, la masa de agua suele estar completamente mezclada como resultado del vuelco del lago, favorecido por las condiciones meteorológicas de baja temperatura del aire, fuertes vientos y radiación solar débil.

La estructura térmica de los embalses presenta también variaciones interanuales, asociadas a las diferencias en la energía solar, el viento y los caudales afluentes que se producen año a año. En zonas tropicales, puede presentarse estratificación durante la tarde y vuelco durante la noche, aspecto que debe tenerse en cuenta a la hora de realizar mediciones de las distintas variables de calidad de agua (Chin, 2012).

En zonas con tiempos de residencia elevados, en verano puede desarrollarse un perfil vertical de temperatura similar al observado en lagos, donde se pueden identificar tres capas: el epilimnio, el metalimnio y el hipolimnio, según se presenta en la Figura 2-1 (a). En zonas con tiempos de residencia cortos, no se desarrolla dicho perfil, siendo la distribución vertical de temperatura similar a la observada en ríos, según se presenta en la Figura 2-1 (b).

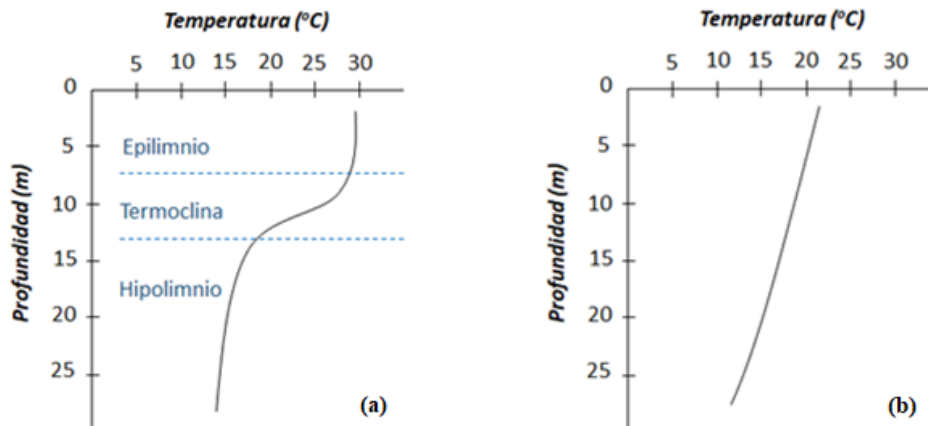


Figura 2-1: Posibles perfiles verticales de temperatura en embalses.

El epilimnio es la capa superior, donde la temperatura es relativamente uniforme con la profundidad. Esta capa generalmente está bien mezclada por la acción del viento, y representa el agua más cálida y menos densa. La mezcla vertical en el epilimnio es importante para mantener el fitoplancton en suspensión dentro de la zona fótica (Ji, 2017).

Por debajo del epilimnio se encuentra el metalimnio, denominado termoclina en el caso de la estratificación térmica. Es una zona intermedia de gran estabilidad, que representa la transición entre el agua superficial a mayor temperatura y el agua fría del fondo. Esta zona presenta el mayor gradiente de variación de temperatura con la profundidad (generalmente, mayor a 1 °C/m). Una característica importante de la termoclina es que limita el intercambio vertical de energía cinética turbulenta generada por el viento en la superficie o por la fricción del fondo. Dado que la transferencia de momento en profundidad es inhibida, la capa superior de la columna de agua se puede movilizar fácilmente por la fuerza del viento sobre la superficie del agua (Ji, 2017).

El hipolimnio es la capa que se extiende hasta el fondo de la columna de agua, donde la temperatura decrece constantemente. Es típicamente la capa más fría en verano, no se altera fácilmente por el viento, y la escasa o nula disponibilidad de luz limita la fotosíntesis (Ji, 2017).

Dos conceptos importantes para la descripción de la estructura vertical de los embalses son el de la capa de mezcla y la zona eufótica. La capa de mezcla es la zona isotrópica superficial,

altamente dinámica. Un método para cuantificar la profundidad de la zona de mezcla es a través del gradiente de temperatura. Lawrence et al. (2000) y Liu et al. (2012) establecieron la profundidad hasta la cual se extiende la zona de mezcla como aquella en que el gradiente de temperatura es menor a $0,2 \text{ }^\circ\text{C/m}$. La zona eufótica es la zona superficial de la columna de agua en la cual la luz solar es suficiente para que se produzca la fotosíntesis. Generalmente se calcula como la profundidad a la cual la Radiación Fotosintéticamente Activa es el 1 % de la incidente.

Se denomina Radiación Fotosintéticamente Activa a la cantidad de radiación del rango de longitudes de onda que son capaces de producir actividad fotosintética, comprendido aproximadamente entre los 400 nm y los 700 nm. La profundidad de la zona eufótica suele correlacionarse y estimarse a partir de mediciones de profundidad del disco Secchi (Liu et al., 2012).

2.2.4 Morfología

Los embalses tienen forma dendrítica, que van desde morfologías simples como la presentada en la Figura 2-2 (arriba), hasta otras mucho más complejas, como se puede observar en la Figura 2-2 (abajo).

La variación morfológica es mucho mayor en embalses que en lagos naturales, aspecto que tiene una gran influencia en la ecología de estos cuerpos de agua, ya que el tiempo de residencia en los brazos puede ser mucho mayor que en el canal principal. En embalses con morfologías complejas, el ciclo de sucesión de fitoplancton sigue su propio patrón temporal en cada brazo y está fuera de fase con el canal principal (Tundisi, Matsumura-Tundisi, Calijuri 1993; Tufford & McKellar, 1999).

Los brazos interactúan con el canal principal, pudiéndose generar en los mismos corrientes bi-direccionales en lugar de flujo de aguas arriba hacia aguas abajo. Estas características hidrodinámicas impactan en la distribución de nutrientes y otros contaminantes, en la estructura térmica de los brazos, y por lo tanto en su calidad de agua y ecología. El impacto de esta interacción en la formación de blooms de fitoplancton ha sido ampliamente estudiado para el brazo del río *Xiangxi*, uno de los brazos del embalse de *Tres Gargantas* de China (Liu et al, 2012; Mao, Jiang & Dai, 2015; Yang et al, 2018; Lang et al, 2019). En la Figura 2-3 se presenta el perfil de velocidades en el brazo del río *Xiangxi* para distintas condiciones de estructura térmica: período de temperatura uniforme (a) y períodos de estratificación (b) y (c). Los valores positivos de velocidad indican ingreso de agua desde el cauce principal del embalse hacia el brazo, y los valores negativos indican que el flujo es desde el brazo hacia el cauce principal.

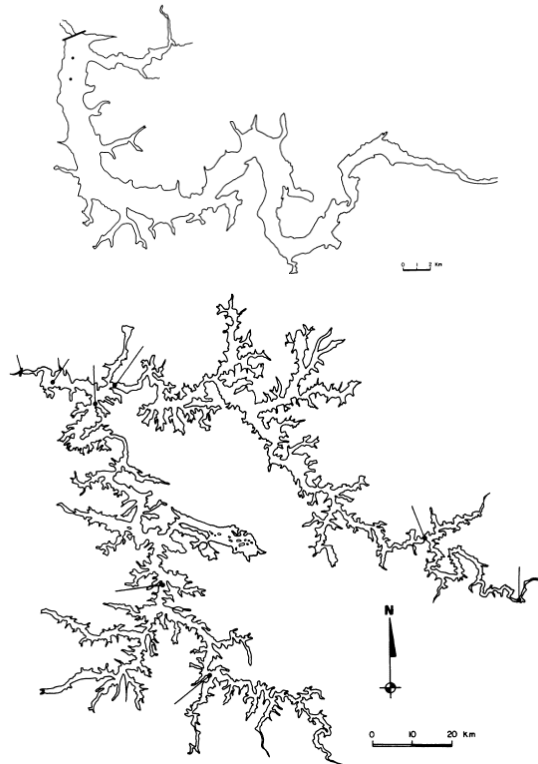


Figura 2-2: Embalse de morfología simple, Volta Grande en el río Grande, Brasil (arriba). Embalse de morfología compleja, Furnas también en río Grande, Brasil (abajo) (Tundisi, Matsumura-Tundisi, Calijuri 1993).

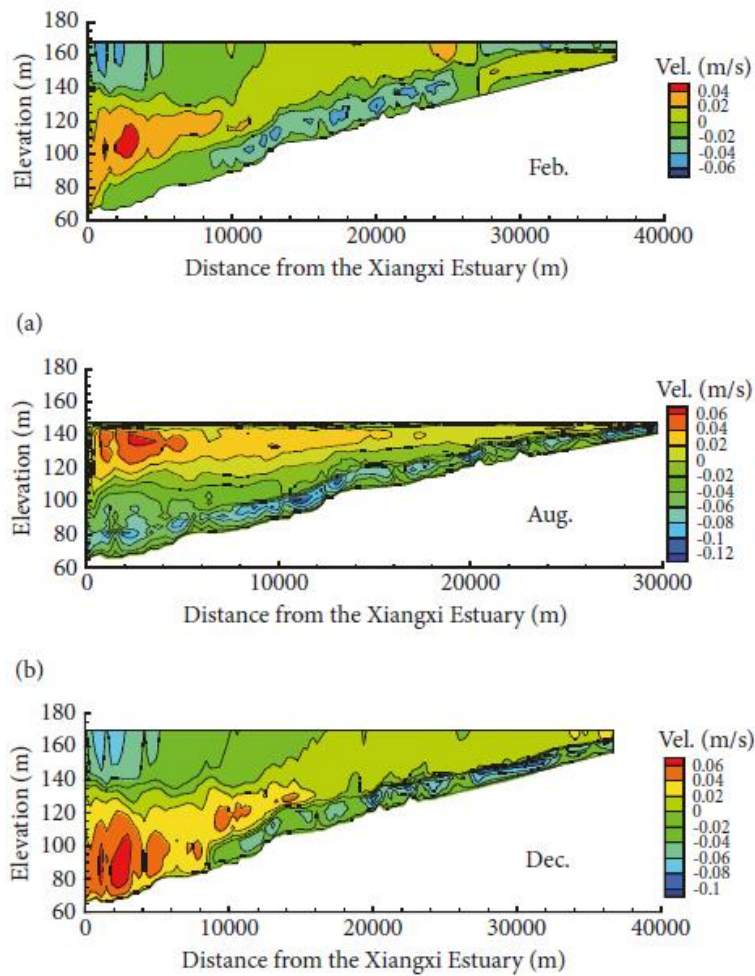


Figura 2-3: perfiles de velocidad característicos de un brazo del embalse de Tres Gargantas, China (Lang et al, 2019).

2.3 Transporte y mezcla en embalses

2.3.1 Principales procesos

La hidrodinámica influye significativamente en el transporte y la mezcla de las distintas componentes físicas, químicas y biológicas en un curso de agua. La calidad de agua y las características ecosistémicas dependen por lo tanto de estas complejas interacciones. En los embalses, al igual que en otros cuerpos de agua, los principales procesos que afectan el transporte y la mezcla son la advección, la dispersión y la convección.

La advección es el transporte asociado al flujo medio del agua. El material es trasladado en la dirección del flujo, pero no se distorsiona ni diluye. Suele ser el principal mecanismo de transporte longitudinal en ríos. La convección refiere a la mezcla vertical del agua y sus componentes, inducida por inestabilidades en el fluido asociadas a diferencias de densidad. La dispersión es la mezcla asociada a las variaciones espaciales de la velocidad media, e incluye los efectos combinados de la difusión molecular y la difusión turbulenta. La difusión molecular es un proceso mediante el cual una determinada propiedad del fluido se transfiere

por un gradiente de concentración mediante el movimiento aleatorio de las moléculas, sin que tenga lugar ningún transporte de las partículas de fluido. La difusión molecular ocurre lentamente, por lo que es importante en escalas menores, por ejemplo en el fondo de los lagos. La difusión turbulenta resulta del intercambio de momento entre parcelas de agua en un flujo turbulento, y suele ser el componente dominante de la dispersión. La difusión turbulenta es mucho mayor que la difusión molecular (Chin, 2012; Ji, 2017).

En la Figura 2-4, se ilustran los efectos de cada proceso en el transporte de un trazador conservativo. En la Figura 2-4 (a), el campo de velocidades del fluido es uniforme, el flujo es laminar, y la mezcla solo se debe a la difusión molecular. En la Figura 2-4 (b), el campo de velocidades medias del fluido es uniforme, el flujo es turbulento, y la mezcla se asocia tanto a la difusión molecular como a la difusión turbulenta. Se observa que el trazador en (b) se esparce en un área mayor, dado que como se mencionó, la difusión turbulenta es mucho mayor a la difusión molecular. En la Figura 2-4 (c), la velocidad media no es uniforme, el flujo es turbulento, por lo que la mezcla se asocia a la dispersión y a la difusión molecular y turbulenta.

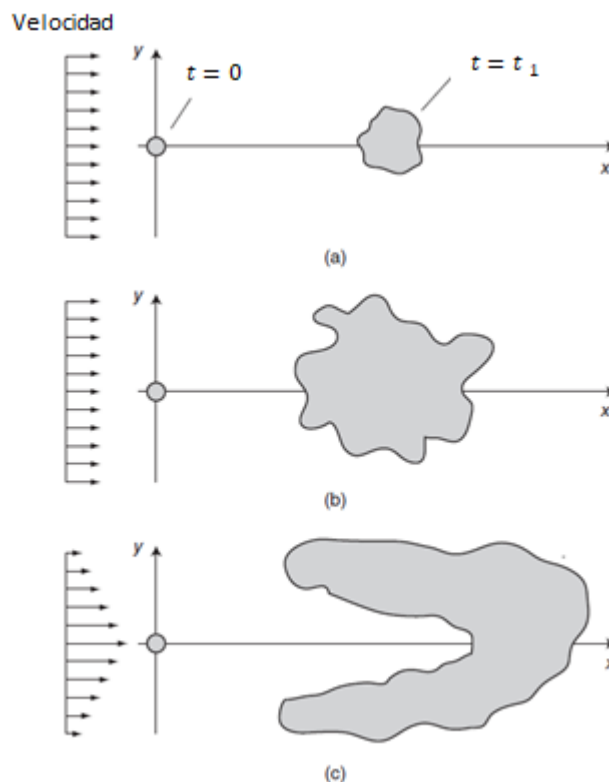


Figura 2-4: (a) advección y difusión molecular. (b) advección, difusión molecular y difusión turbulenta. (c) advección y dispersión (Adaptado de Chin, 2012).

La mezcla en embalses es un proceso dinámico, que varía espacial y temporalmente, siendo influenciada por la morfología del embalse; la advección asociada al ingreso de agua por los afluentes; la ubicación y el régimen de operación de las descargas; y la transferencia de

energía asociada al viento, la radiación solar y otros forzantes meteorológicos (Ford & Johnson, 1986).

Los procesos de mezcla varían en el eje longitudinal de un embalse, distinguiéndose tres zonas características: la zona fluvial, de transición y lacustre (Thornton et al, 1981). Este comportamiento está fuertemente influenciado por la morfología y la dinámica de ingreso de los afluentes al cuerpo de agua.

2.3.2 Forzantes

Como se mencionó anteriormente, los procesos de mezcla en los embalses están influenciados por forzantes externos, los cuales presentan variaciones en escalas temporales que suelen ir de horas a meses.

El agua ingresa a los embalses a través de sus tributarios, del escurrimiento superficial, de la precipitación sobre el espejo de agua y de aportes de agua subterránea. Por otra parte, las salidas de agua son por vertido, obras de toma, infiltración y evaporación.

A continuación, se describe la influencia de los principales forzantes en los procesos hidrodinámicos que tienen lugar los embalses.

2.3.2.1 Procesos de transferencia de calor

Los principales procesos de transferencia de calor son la radiación solar (radiación de onda corta), la radiación atmosférica (radiación de onda larga), la irradiación del agua, la convección y la evaporación, entre otros.

Estos procesos impactan en el régimen de mezcla de los embalses alterando la densidad del agua; y produciendo mezcla convectiva en períodos de pérdida de calor. Los períodos de enfriamiento y mezcla convectiva ocurren hacia el final del verano, otoño e invierno, cuando las pérdidas de calor del cuerpo de agua exceden las ganancias. La mezcla convectiva también ocurre en los ciclos diurnos de calentamiento y enfriamiento.

La importancia relativa de estos procesos depende principalmente del momento del día y del año, la ubicación del embalse (latitud y elevación), la topografía del terreno circundante, y condiciones meteorológicas como la temperatura y humedad relativa del aire, la nubosidad, y la velocidad y dirección de viento (Ford & Johnson, 1986).

2.3.2.2 Efecto del viento

Cuando el viento sopla en la superficie de agua, genera una tensión de corte que resulta en una transferencia de momento al cuerpo de agua. La masa de agua puede responder a esta tensión en unas pocas horas y al cese de la misma en aproximadamente el mismo tiempo. La tensión generada por el viento es determinada fundamentalmente por la velocidad y

dirección del mismo; y un coeficiente denominado coeficiente de arrastre de viento C_D (Ji, 2017).

La energía generada por el viento es utilizada por diversos fenómenos físicos que, directa o indirectamente, provocan la mezcla. Estos fenómenos incluyen ondas superficiales e internas, corrientes de circulación, *seiches* y turbulencia (Ford & Johnson, 1986). El viento puede modificar la circulación y convertirse en un forzante principal en ocasiones, pudiendo las corrientes superficiales alcanzar intensidades del 2 % al 4 % de la velocidad del viento (Ji, 2017). Si el terreno circundante al embalse consiste en cerros, árboles, barrancos, estos pueden proteger a la superficie del agua del efecto del viento a lo largo de distancias considerables. Además, la velocidad del viento puede aumentar en la superficie del agua debido a la disminución de la rugosidad con respecto al terreno (Ford & Johnson, 1986).

Este forzante presenta variaciones a distintas escalas temporales, que van desde variaciones diurnas (por ejemplo, asociadas a la brisa marina), variaciones sinópticas (del orden de días) y variaciones estacionales en los vientos dominantes (Ji, 2017).

En cuerpos de agua cerrados o semicerrados como lagos, embalses o estuarios pueden ocurrir oscilaciones periódicas del nivel de agua, asociadas fundamentalmente al efecto del viento. Estas oscilaciones se denominan *seiches*. Cuando el viento sopla sobre la superficie de agua de manera prolongada, se genera un gradiente en los niveles, acumulándose agua en el sector hacia el cual sopla el viento, siendo la tensión del viento balanceada por el cambio en la presión hidrostática. Cuando el viento se detiene o cambia de dirección repentinamente, se producen oscilaciones, que decaen gradualmente debido a la fricción de fondo. En embalses, también pueden generarse *seiches* a partir del cierre de las válvulas en la represa luego de descargar grandes volúmenes de agua (Ji, 2017).

Si el embalse está estratificado, la termoclina responde a la fuerza del viento inclinándose en la dirección opuesta, como se puede observar en la Figura 2-5. Si la tensión ejercida por el viento es suficientemente grande, la capa inferior puede llegar a quedar expuesta en la superficie, pudiendo aportar agua a menor temperatura con bajo contenido de oxígeno disuelto (OD) y alto contenido de nutrientes. Estas aguas, más frías y ricas en nutrientes, pueden promover el desarrollo de blooms de fitoplancton de distinta composición a la que suele ocurrir comúnmente en el embalse (Ford & Johnson, 1986).

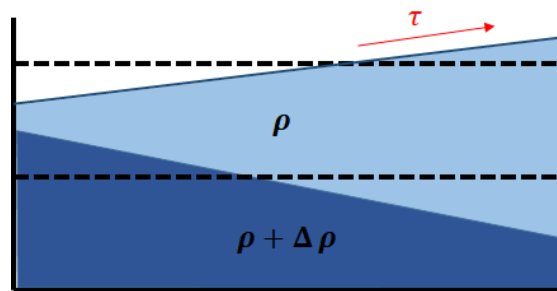


Figura 2-5: Inclinación de la superficie de agua asociada a la tensión del viento τ (adaptado de Ford & Johnson, 1986).

2.3.2.3 Caudales afluentes

Los afluentes suelen representar la mayor contribución de componentes disueltos y particulados a los embalses, siendo secundaria la importancia del agua subterránea y la deposición atmosférica. Cuando los niveles del embalse están aumentando por el ingreso de una crecida, el agua del cauce principal suele fluir hacia los brazos del embalse, acarreado distintos componentes, que pueden permanecer en estas zonas e impactar la calidad del agua. A continuación, cuando el nivel disminuye, hay una salida neta de agua del embalse y se produce el transporte de las distintas componentes desde los brazos hacia el cuerpo principal (Ford & Johnson, 1986).

Por lo tanto, comprender el comportamiento de las corrientes afluentes que ingresan en el embalse es fundamental para contribuir a una correcta gestión de la calidad de agua del mismo. Existen diversos factores que complejizan la dinámica de ingreso de los afluentes a los embalses, entre los que se destacan la morfología del terreno; las características variables de las crecidas (caudales y densidad); y la variabilidad en las condiciones ambientales de los embalses (Ford & Johnson, 1983).

Cuando un tributario ingresa al embalse, si no hay diferencias de densidad entre el agua afluente y la del embalse, estas se mezclan rápidamente. Si hay diferencias en las densidades, la mezcla turbulenta se verá afectada, y el afluente se moverá como una corriente de densidad, según se presenta en la Figura 2-6.

Los flujos de densidad difieren de los flujos de fluidos normales, debido a que la flotabilidad del fluido circundante reduce la fuerza de gravedad por la diferencia de densidad normalizada, resultando la fuerza de gravedad reducida $(\Delta\rho/\rho) \cdot \vec{g}$.

En los embalses, las corrientes de densidad se deben principalmente a diferencias de temperatura, aunque también pueden producirse por diferencias de concentraciones de sólidos (Ford & Johnson, 1983).

Cuando los ríos están a mayor temperatura que el embalse, el agua que ingresa (menos densa) empuja el agua del embalse hasta un punto en que son dominados por las fuerzas de flotación

y se esparcen en todas las direcciones sobre la superficie del embalse. Eventualmente, se producirá mezcla asociada a la tensión ejercida por el viento o a los procesos diurnos de calentamiento y enfriamiento. Este fenómeno se presenta en la Figura 2-6 (a).

En el caso de que los ríos estén a menor temperatura que el embalse, el agua que ingresa (más densa) empuja el agua del embalse hasta que las fuerzas de flotación dominen a las fuerzas advectivas y el afluyente se sumerja hasta una profundidad a la cual la densidad del cuerpo receptor es igual a la del afluyente. Esto puede ocurrir en una capa intermedia o siguiendo el canal del río original en las capas más profundas del embalse, según se puede observar en la Figura 2-6 (b) y Figura 2-6 (c).

Tanto la magnitud de los caudales afluentes como la temperatura (y por lo tanto la densidad), son altamente variables. Más allá de que los caudales puedan ser estimados con relativa facilidad, la complejidad está en que para los estudios de corrientes de densidad es fundamental determinar la velocidad del caudal afluyente (Ford & Johnson, 1983).

La temperatura de los afluentes suele presentar grandes variabilidades, tanto estacionales, como sinópticas (5 a 10 días) y diurnas, en respuesta a los forzantes hidrometeorológicos, y puede ser medida o estimada con cierta facilidad. La formación de corrientes de densidad suele ser más común en verano, ya que una misma diferencia en la temperatura del agua, produce mayor diferencia de densidades a mayores temperaturas (Ford & Johnson, 1983; Ji, 2017).

Las condiciones ambientales de los embalses que son importantes para el análisis de las corrientes de densidad son la estratificación térmica y las corrientes. Estas condiciones no suelen ser fácil de medir ni de predecir, ya que dependen de diversos factores externos (Ford & Johnson, 1983).

La zona en la cual el afluyente, más denso que el embalse, se sumerge debajo de la superficie de agua y se convierte en corriente de densidad, se denomina punto de inmersión. La ubicación de este punto suele ser dinámica en respuesta a los distintos eventos de precipitación.

Debido a la tensión de corte entre la corriente de densidad y el agua del embalse, ésta es arrastrada hacia aguas abajo induciéndose un contraflujo en la capa superior. Este patrón de velocidades, implica que la superficie del embalse en el punto de inmersión pueda identificarse por la acumulación de materiales flotantes que ingresan con el afluyente (ramas, hojas, residuos, etc.), según se puede observar en la Figura 2-6 (b) y Figura 2-6 (c).

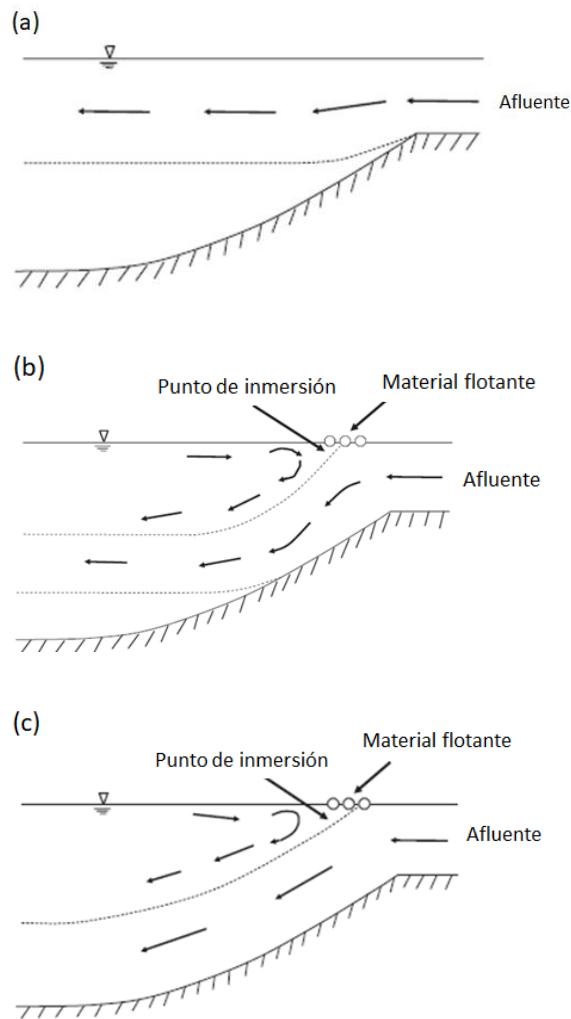


Figura 2-6: Formación de corrientes de densidad (adaptado de Ji, 2017)

Como se mencionó, el ingreso y la distribución de los distintos componentes en el embalse, principalmente nutrientes, patógenos y materia orgánica, son dominados por las corrientes de densidad e influenciados también por la estructura térmica del embalse.

Cuando un afluente ingresa a mayor temperatura que el embalse, genera un impacto directo en la calidad de agua del mismo, ya que introduce materia orgánica, patógenos y nutrientes directamente en las aguas superficiales y en la zona fótica. La materia orgánica puede disminuir las concentraciones de OD en la capa de mezcla; la concentración de patógenos puede afectar la recreación por contacto directo; y las cargas de nutrientes en la zona eufótica pueden estimular el desarrollo de blooms de fitoplancton de forma inmediata. En estas condiciones, es esperable que se alcancen máximas concentraciones de fitoplancton en las cabeceras del embalse disminuyendo hacia aguas abajo (Ford & Johnson, 1983; Ford & Johnson, 1986; Ji, 2017; Chin, 2012).

Cuando en verano ingresa una corriente afluyente más densa que el agua del embalse, las cargas de sedimentos, nutrientes y materia orgánica se transportan hacia la termoclina o el hipolimnio. La materia orgánica es descompuesta por acción de microorganismos, contribuyendo al agotamiento del OD en la termoclina o el hipolimnio. Los nutrientes no están directamente disponibles en la zona fótica, y por lo tanto es probable que no tengan un efecto inmediato en el crecimiento de algas (Ford & Johnson, 1983; Ford & Johnson, 1986).

Si la corriente ingresa hacia el fondo del embalse, el aumento de la turbulencia debido al efecto de la rugosidad puede favorecer la transferencia de componentes reducidos y resolubilizados como el amonio, el fósforo, el hierro, el manganeso y el sulfuro de hidrógeno desde el sedimento a la columna de agua (Ford & Johnson, 1986).

Durante las tormentas, ciertos componentes (fósforo, patógenos, sólidos) ingresan en el tramo ascendente del hidrograma, mientras que otros (nitratos, metales) en el extremo descendente. Por lo tanto, el destino final de cada componente dependerá también en cómo se carga en el hidrograma (Ford & Johnson, 1983).

Diversos modelos simplificados han sido desarrollados para representar los parámetros que describen las corrientes de densidad, como su espesor, la velocidad de propagación, la dilución y la ubicación del punto de inmersión. En general, estos modelos asumen flujo estacionario y uniforme, perfiles de velocidad uniformes, densidad constante en el embalse, ancho constante, entre otras hipótesis (Alavian et al, 1992).

En los últimos años, la simulación numérica ha sido ampliamente utilizada para el estudio de las corrientes de densidad en embalses (Rueda, Fleenor, de Vicente, 2007; Chung, Hipsey, Imberger, 2009; Marti, Mills, Imberger, 2011; Chung et al, 2013; Liu et al, 2015; An & Julien, 2014).

2.3.2.4 Descargas

En los embalses, las descargas están reguladas principalmente por las estructuras de control de la represa: los vertederos y las obras de toma. Las extracciones de las obras de toma se realizan fundamentalmente de acuerdo a los objetivos para los cuales fue creado el embalse, por ejemplo, en función de la demanda de agua bruta para potabilizar. Eventualmente, también se tienen en cuenta requerimientos de caudales mínimos aguas abajo de la represa.

Sin embargo, debe considerarse que las descargas producen corrientes que afectan al régimen de mezcla en el embalse, su estructura térmica y la calidad del agua. Estas corrientes se generan debido a que la energía potencial asociada con el nivel de agua es convertida en energía cinética (Ford & Johnson, 1986).

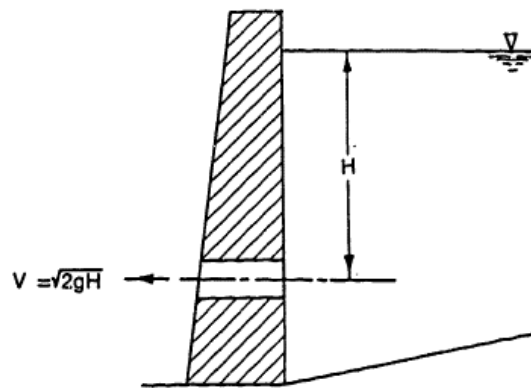


Figura 2-7: Conversión de energía asociada con la descarga (Ford & Johnson, 1986).

La instalación de obras de toma a distintos niveles, como se presenta en la Figura 2-8, permite controlar el régimen térmico del río aguas abajo así como modificar la estructura térmica de la columna de agua del embalse, mediante la extracción selectiva de aguas superficiales, medias o profundas (Ford & Johnson, 1986).

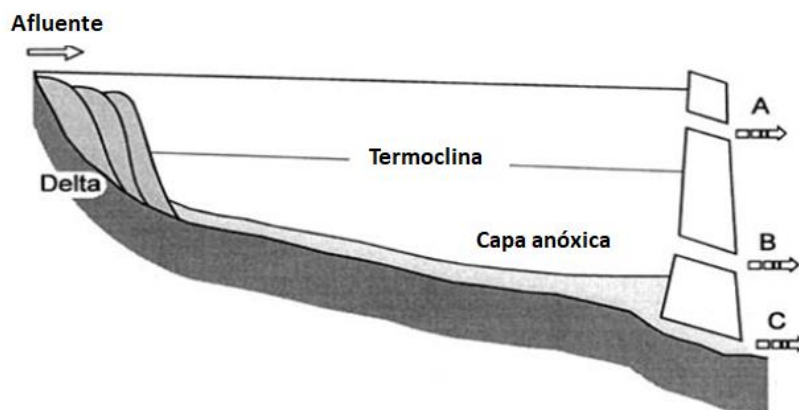


Figura 2-8: La calidad del agua descargada por el embalse depende de la ubicación de los puntos de toma en relación a la termoclina (Chapman, 1996).

El estudio de los efectos de las descargas en la estructura térmica del embalse y la calidad de agua ha sido abordado ampliamente a través de modelos computacionales en los últimos años (Casamitjana et al, 2003; Çaliskan & Elçi, 2009; Marcé et al., 2010; Zouabi-Aloui, Adelana, Gueddari, 2015; Weber et al., 2017).

La descarga de agua del hipolimnio suele ser la estrategia estándar de operación en las represas. Extraer agua del fondo del embalse permite purgar componentes reducidos y resolubilizados del hipolimnio, como el fósforo, que se disponibilizan si esta capa alcanza el estado anóxico. Asimismo, al descargar agua fría del hipolimnio, la columna de agua tiende a almacenar calor, resultando en una expansión del epilimnio y contracción del hipolimnio. Esto produce una disminución de la estabilidad térmica de la columna de agua,

lo que puede apresurar el vuelco de otoño. Reducir el tiempo de residencia en el hipolimnio, puede a su vez prevenir el desarrollo de las condiciones anóxicas que tienden a establecerse en el mismo, limitando aún más la disponibilidad de fósforo en la columna de agua (Casamitjana et al, 2003; Çaliskan & Elçi, 2009; Marcé et al., 2010; Zouabi-Aloui, Adelana, Gueddari, 2015; Weber et al., 2017). No obstante, la descarga de agua fría afecta el régimen térmico del río aguas abajo de la represa, modificando el hábitat y las respectivas comunidades biológicas (Nilsson et al, 2005). Las descargas superficiales generalmente disipan el calor del embalse ya que se remueve directamente la capa a mayor temperatura. Por lo tanto, se genera una expansión del hipolimnio posibilitando que la zona fótica llegue hasta el mismo, aumentando el riesgo del desarrollo de blooms de fitoplancton, debido al contenido de nutrientes en el hipolimnio. A su vez, un mayor tiempo de residencia en las capas más profundas promueve la anoxia y la consiguiente acumulación de nutrientes y metales disueltos. Los mismos, pueden disponibilizarse luego de un evento de mezcla, aumentando la producción primaria y reduciendo la calidad de agua (Casamitjana et al, 2003; Çaliskan & Elçi, 2009; Marcé et al., 2010; Zouabi-Aloui, Adelana, Gueddari, 2015; Weber et al., 2017).

2.3.3 Mezcla vertical

2.3.3.1 Forzantes

El ciclo anual de estratificación térmica en un embalse es la causa principal de las variaciones en la estabilidad vertical y la turbulencia, mientras que las corrientes de densidad pueden modificar en el corto plazo la estructura vertical de la estratificación estacional (Liu et al., 2012).

Los principales factores que influyen en el proceso de estratificación son la densidad del agua; la radiación solar y la transferencia de calor en la interfaz aire/agua; la mezcla resultante de la advección (afluentes y descargas) y la mezcla asociada al efecto del viento (Ford & Johnson, 1986).

Debido al carácter dinámico de los factores que determinan la estratificación, la estructura térmica siempre está experimentando cambios, tanto a escala anual como sinóptica o incluso diaria. La temperatura del agua responde a estos ciclos con un pequeño retraso (Ford & Johnson, 1986).

El ciclo anual tiene un período de 365 días y exhibe variaciones estacionales en la temperatura resultante de cambios en la radiación solar, temperatura del aire, viento y caudales. Los ciclos sinópticos típicamente tienen un período de 5 a 7 días, y corresponden con el pasaje de frentes fríos o cálidos que pueden causar períodos de estratificación temporales. Los ciclos diarios tienen períodos de 24 horas y corresponden al calentamiento diurno y enfriamiento nocturno (Ford & Johnson, 1986).

La radiación solar es absorbida en la superficie del agua y selectivamente con la profundidad dependiendo de la longitud de onda, las propiedades del agua y los sólidos en suspensión. A diferencia del calentamiento de la columna de agua, el enfriamiento solo ocurre en la superficie del agua (Ford & Johnson, 1986).

Como se mencionó en el punto 2.3.2.2, la transferencia de momento del viento a la superficie del agua es un factor relevante en la circulación en los embalses, y una fuente de energía importante para la mezcla vertical.

La energía del viento se convierte en turbulencia en la capa superficial y luego se transfiere en profundidad por difusión turbulenta, hasta que el gradiente térmico disipa la energía. La mezcla turbulenta tiene una estructura vertical en capas: el movimiento del agua se limita en gran medida al epilimnio, siendo las corrientes en el hipolimnio débiles. En ocasiones, en respuesta al movimiento del agua en el epilimnio, también se puede establecer una contracorriente en el hipolimnio (Ji, 2017), como se presenta en la Figura 2-9 (derecha).

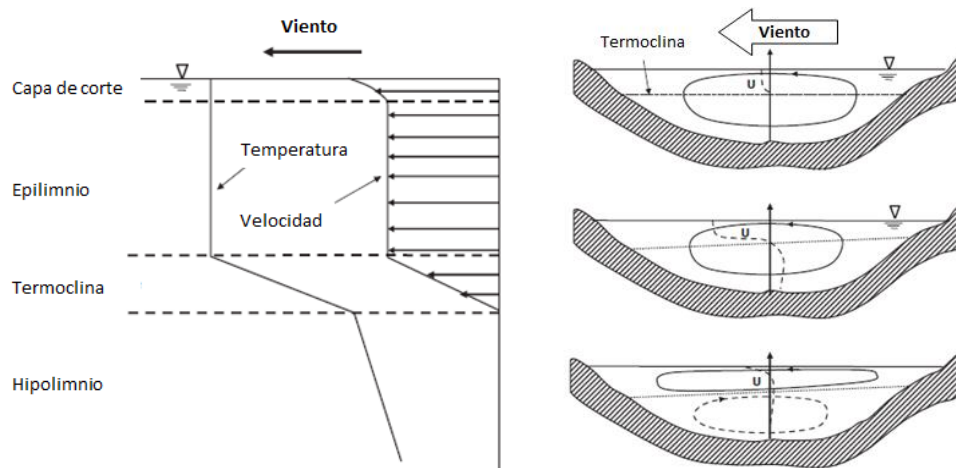


Figura 2-9: Efecto del viento en la circulación vertical (adaptado de Ji, 2017)

La mezcla causada por el viento, provoca que la forma del perfil vertical de temperaturas en lugar de presentar un decaimiento exponencial con la profundidad, presente la mencionada estructura de una capa bien mezclada por sobre una zona con gradientes de temperatura, como se presenta en la Figura 2-10 (Ford & Johnson, 1986).

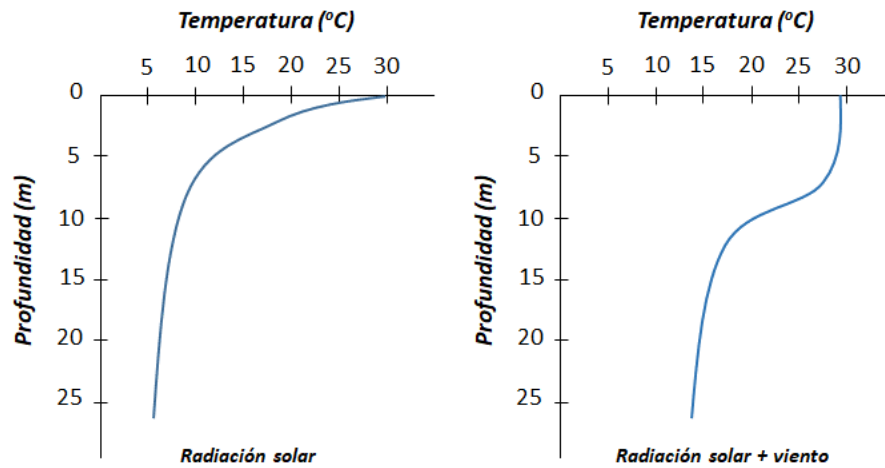


Figura 2-10: Influencia del viento en el perfil vertical de temperatura (adaptado de Ford & Johnson, 1986).

También existen gradientes horizontales de temperatura asociados a calentamientos diferenciales en las cabeceras y zonas litorales del embalse, que se enfrían y calientan más rápidamente. La ocurrencia de seiches o surgencias también puede generar variaciones horizontales y verticales de temperatura (Ford & Johnson, 1986).

Si el tiempo de renovación medio anual del embalse es elevado (por ejemplo, del orden de 6 meses), es esperable que la estratificación sea dominada por los forzantes meteorológicos. Si el tiempo de renovación medio anual es pequeño (por ejemplo, menor a 20 días), el sistema va a estar dominado advectivamente por los afluentes y las descargas, y va a presentar estratificaciones débiles e intermitentes. Durante tormentas, el tiempo de renovación de estos sistemas puede ser de unas pocas horas, lo cual indica la importancia de conocer las características de los aportes para predecir la estructura térmica del embalse. Para tiempos de renovación intermedios (por ejemplo, entre 20 días y 6 meses), hay una influencia equilibrada entre forzantes meteorológicos y advectivos. En estos sistemas, es posible que el patrón de estratificación presente variaciones significativas año a año (Ford & Johnson, 1986).

2.3.3.2 Medidas del potencial de mezcla

La estratificación vertical puede estimarse mediante el número de Richardson, que provee información cuantitativa de la relación entre el efecto estabilizador de la flotación y el efecto desestabilizador de la tensión de corte (Ji, 2017; Chin, 2012; Liu et al., 2012):

$$Ri = \frac{-g \frac{\delta\rho}{\delta z}}{\rho \left[\left(\frac{\delta u}{\delta z} \right)^2 + \left(\frac{\delta v}{\delta z} \right)^2 \right]} \quad (2-2)$$

Donde Ri es el Número de Richardson; g es la aceleración gravitacional ($L.T^{-2}$); ρ es la densidad del agua ($L.T^{-3}$); z es la coordenada vertical, positiva hacia abajo; u, v son las componentes horizontales de la velocidad en el embalse ($L.T^{-1}$).

Por lo tanto, el número de Richardson indica la tendencia de la columna de agua a mezclarse o a resistir la mezcla (Ji, 2017):

- Si $Ri > 0$, la columna de agua presenta una estratificación estable. Esto se cumple especialmente cuando $Ri \gg 0$. En general, un valor de 10 suele indicar la presencia de una fuerte estratificación vertical, inhibiéndose casi completamente la mezcla vertical.
- Si $Ri < 0,25$, puede producirse mezcla de la columna de agua. A medida que Ri se acerca a cero, la columna de agua se aproxima a una condición neutra, y la densidad se uniformiza en toda la columna de agua.
- Si $Ri < 0$, la estratificación es inestable, produciéndose el vuelco de la masa de agua.

Liu (2012) utilizó el número de Richardson como una medida de la estabilidad vertical y la turbulencia del agua en la *Bahía de Xiangxi*, uno de los brazos del embalse de “*Tres Gargantas*” en China. En la Figura 2-11 se pueden observar los perfiles de Ri obtenidos durante un período de estratificación débil en invierno (2010-2-1) y durante un periodo de fuerte estratificación en verano (2010-8-2). Durante el invierno (2010-2-1), el perfil de Ri presenta valores pequeños y uniformes, indicando una buena mezcla en los 30 m superiores; mientras que durante el verano, el perfil de Ri presentó importantes variaciones en el rango 0,6 a 188, siendo la mezcla vertical limitada. El pico de Ri en verano, que se produce a unos 15 m de profundidad, se asocia a una corriente de densidad que ingresó a la bahía como un flujo laminar.

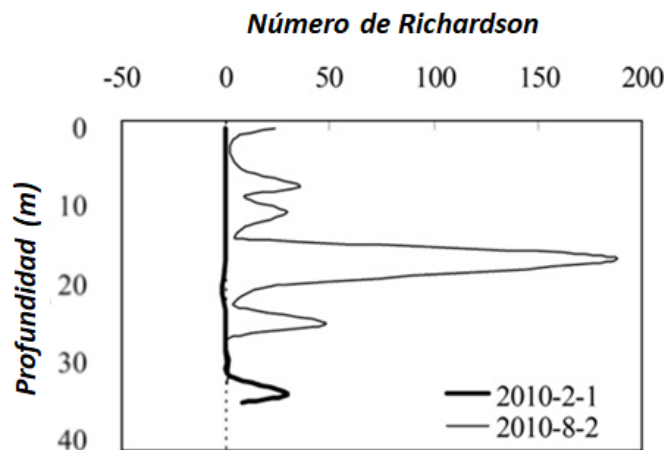


Figura 2-11: Número de Richardson (adaptado de Liu et al, 2012)

2.3.3.3 Efectos sobre el crecimiento de fitoplancton

Por debajo del nivel de la zona eufótica, la luz disponible no es suficiente para mantener la fotosíntesis, por lo que el fitoplancton debe utilizar energía almacenada para mantener su crecimiento. Sin embargo, las reservas de energía suelen ser limitadas, por lo que si el fitoplancton pasa mucho tiempo por debajo de la zona eufótica, su crecimiento se verá limitado (Lawrence et al, 2000).

La razón entre la profundidad de la zona eufótica (Z_{eu}) y la profundidad de la zona de mezcla (Z_{mix}), es utilizada entonces como un indicador de la proporción de tiempo en que las células acceden a la luz solar, según se ilustra en la Figura 2-12.

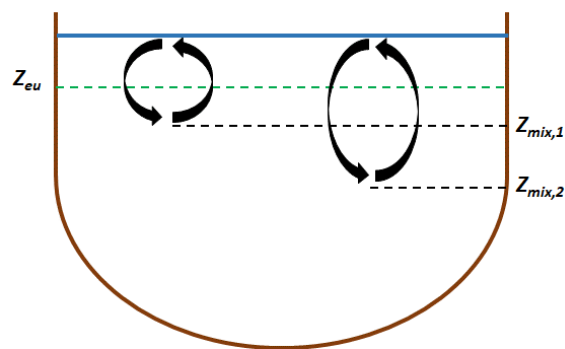


Figura 2-12: Zona eufótica y zona de mezcla (adaptado de Lawrence et al, 2000)

Si la relación Z_{eu}/Z_{mix} es menor a un *valor crítico* es poco probable que ocurran blooms de fitoplancton debido a la falta de luz solar. Para zonas subtropicales, donde hay una diferencia estacional significativa en la duración del día, el *valor crítico* presenta un rango de variación. Liu et al. (2012), basándose en Oliver et al. (2000), adoptaron un rango de 0,20 (fines de primavera a principios de otoño) a 0,35 (fines de otoño a principios de primavera). Si $Z_{eu}/Z_{mix} = 1$, y los nutrientes no son limitantes, es probable que se produzcan intensos blooms de fitoplancton (Liu et al., 2012).

Las diferencias significativas en la movilidad vertical entre las especies de fitoplancton, permiten predecir la sucesión de fitoplancton asociada con las condiciones de mezcla vertical. Por ejemplo, las algas que no son capaces de flotar, como las diatomeas, predominan cuando la mezcla y la turbulencia son importantes. Las algas con flagelos o vacuolas predominan cuando la columna de agua está estratificada. Las cianobacterias regulan su posición en la columna de agua mediante vacuolas: descienden para absorber nutrientes y ascienden para absorber luz solar. Cuando Z_{mix} es pequeña, las diatomeas se hunden por debajo de la capa de mezcla y son reemplazadas por las cianobacterias (Liu et al., 2012).

2.3.3.4 *Efectos sobre la calidad del agua*

Las características de los procesos de mezcla vertical son determinantes en las condiciones de calidad de agua. Como se mencionó anteriormente, en verano la columna de agua se encuentra estratificada. En el epilimnio, la temperatura y las distintas variables de calidad de agua son uniformes, presentando gradientes significativos en la termoclina, que actúa como barrera entre el epilimnio y el hipolimnio.

El OD se consume fundamentalmente por oxidación del carbono orgánico, nitrificación y respiración; mientras que los aportes de OD más importantes son mediante reaeración superficial y fotosíntesis. La demanda de oxígeno incluye dos componentes: la demanda de oxígeno en la columna de agua y la demanda de oxígeno de los sedimentos.

Los embalses eutróficos presentan amplios cambios estacionales en la calidad del agua. Las algas sedimentan luego de morir, aumentando la demanda de oxígeno del fondo. La estratificación impide que el oxígeno atmosférico llegue a las capas más profundas, las cuales a su vez suelen ser muy oscuras para que ocurra fotosíntesis (a excepción que la zona eufótica se extienda más allá de la termoclina). Como resultado, no hay fuentes de oxígeno en el hipolimnio para recuperar el oxígeno perdido en la oxidación de materia orgánica. Esto puede llevar a un agotamiento de OD en el hipolimnio en el verano.

Las anaerobiosis del fondo afecta la solubilidad del fósforo y de algunos metales, como el manganeso y el hierro, que en estas condiciones son liberados hacia la columna de agua por difusión. Además, los procesos de fermentación liberan gases como metano (CH₄) y sulfuro de hidrógeno (H₂S) a la columna de agua.

En consecuencia, el hipolimnio suele presentar elevadas concentraciones de nutrientes y bajos niveles de OD, especialmente hacia fines del verano.

A fines de verano o principios de otoño, cuando suele producirse el vuelco, el OD del epilimnio se transfiere hacia el hipolimnio y el agua del fondo rica en nutrientes se mezcla en toda la columna de agua. Estos nutrientes, pasan a estar disponibles en la zona eufótica y pueden favorecer el crecimiento excesivo de fitoplancton.

En invierno, la columna de agua suele estar mezclada verticalmente, lo que conduce a que las variables de calidad de agua sean uniformes. Tanto la concentración de nutrientes como de OD suelen ser elevadas durante el invierno. Los elevados niveles de OD se deben a que la capacidad del agua de retener oxígeno en invierno es alta y el consumo de oxígeno por oxidación de materia orgánica es bajo. Por su parte, la concentración de nutrientes es elevada debido a que la productividad biológica en el agua fría es baja. Estos elevados niveles de nutrientes, pueden contribuir posteriormente a floraciones en la primavera.

A su vez, las concentraciones de OD pueden sufrir importantes variaciones durante el día, causadas principalmente por la fotosíntesis y en segundo lugar por la variación diurna de la temperatura del agua.

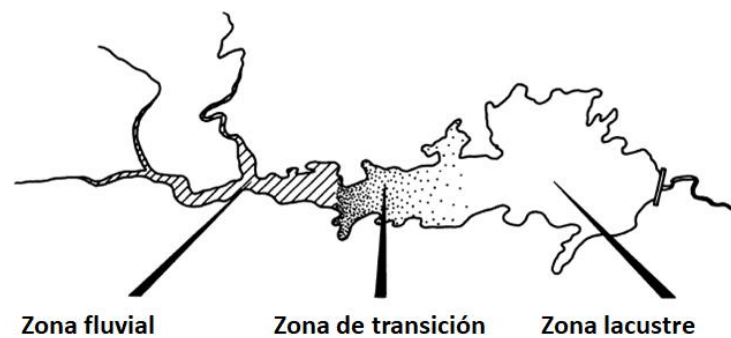
Durante el día, la fotosíntesis consume dióxido de carbono y libera OD, resultando en un aumento en las concentraciones de OD, que alcanzan su máximo antes del anochecer. Durante la noche, la fotosíntesis se detiene pero la respiración continúa, lo que implica una disminución en el OD, que alcanza su mínimo en la mañana. Los organismos acuáticos pueden verse afectados más por el mínimo diario de OD que por las medias diarias, por lo que es importante que un monitoreo de calidad de agua incluya los mínimos diarios.

La variación de temperatura del agua afecta la solubilidad del oxígeno: a mayores temperaturas, la solubilidad es menor. Adicionalmente, las mayores temperaturas aumentan la tasa de consumo de oxígeno durante la descomposición de la materia orgánica. Por lo tanto, la variación diurna de la temperatura del agua conduce a menores concentraciones OD en la tarde y mayores concentraciones por la mañana, efecto exactamente opuesto al generado por la fotosíntesis (Ji, 2017).

2.3.4 Zonificación longitudinal

Los principales afluentes de los embalses típicamente se encuentran a distancias considerables de la descarga en la represa, por lo que estos cuerpos de agua suelen exhibir importantes variaciones longitudinales en las características hidrodinámicas y de calidad de agua. Los embalses presentan gradientes longitudinales de velocidad, turbidez, concentración de nutrientes, productividad, entre otras variables (Thornton et al., 1981; Lind, Terrell, Kimmel, 1993; Tufford & McKellar 1999).

Para explicar estos gradientes longitudinales, Thornton (1981) propuso un modelo heurístico que divide al embalse en tres zonas, de aguas arriba a aguas abajo: fluvial, de transición y lacustre, según se presenta en la Figura 2-13.



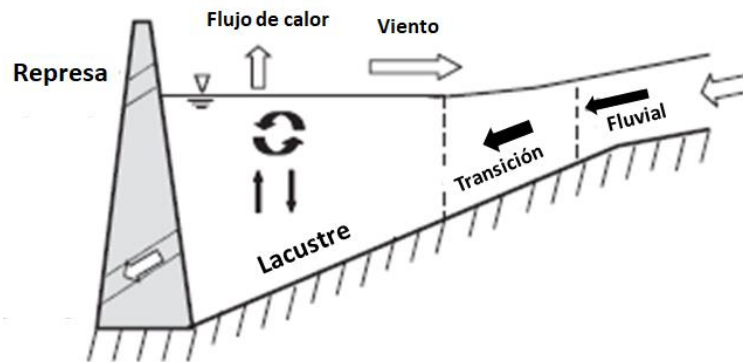


Figura 2-13: Esquema de zonificación longitudinal en embalses. Vista en planta (adaptado de Kimmel & Groeger, 1984) y en corte (adaptado de Ji, 2017).

La zonificación longitudinal es dependiente de la influencia advectiva del cauce principal, y por lo tanto suele presentar variación temporal. Las zonas fluvial, de transición y lacustre de los embalses se expanden y contraen en respuesta a los aportes de la escorrentía y a la operación de la represa (Lind, Terrell, Kimmel, 1993). Un embalse puede ser predominantemente fluvial durante períodos de tiempos de residencia cortos o totalmente lacustre durante períodos de tiempos de residencia elevados (Soares et al., 2011).

La zona fluvial se caracteriza por ser angosta y estar bien mezclada. La fuerza gravitacional debido a la pendiente de la superficie de agua domina el flujo y el transporte. El flujo advectivo transporta importantes cantidades de nutrientes y partículas en suspensión, lo que resulta en una elevada turbidez que limita la penetración de la luz y en consecuencia la fotosíntesis (Ji, 2017).

La zona de transición es una zona intermedia que se presenta entre las condiciones fluviales y lacustres de los embalses. La pendiente de la superficie de agua decrece gradualmente, hasta ser prácticamente nula en la zona lacustre. La disminución de la pendiente provoca una disminución de las velocidades, que favorece la deposición de partículas, con el subsecuente aumento en la penetración de la luz. En esta zona, las fuerzas de flotación debido a la diferencia de densidad entre los afluentes y el agua de la zona lacustre es más significativa (Ji, 2008).

La zona lacustre es similar a un lago, principalmente en la parte cercana a la represa. En esta zona, las fuerzas de flotación dominan el flujo. Debido a las bajas velocidades, las concentraciones de partículas en suspensión son bajas, y la penetración de la luz es suficiente para promover el crecimiento de fitoplancton. Al darse las condiciones para el desarrollo de fitoplancton, la concentración de nutrientes suele disminuir en las capas superiores de la zona lacustre. Los sedimentos depositados en el fondo del embalse sufren un proceso de diagénesis, que eventualmente resulta en la liberación de nutrientes a la columna de agua. Este proceso de reciclaje interno de nutrientes también afecta los niveles de OD en las capas

más profundas, lo que puede generar condiciones anóxicas en las mismas debido a la demanda de oxígeno de los sedimentos (Ji, 2017).

La fertilidad generalmente decrece desde aguas arriba hacia aguas abajo a medida que el suministro advectivo de nutrientes decrece. Como consecuencia, el estado trófico (definido usualmente por la profundidad de disco Secchi, la concentración de nutrientes y la concentración de clorofila) suele evolucionar de condiciones eutróficas en la entrada al embalse a condiciones más oligotróficas hacia aguas abajo (Lind, Terrell, Kimmel, 1993).

Existe una considerable incertidumbre respecto a la relación entre la hidrodinámica y la biomasa de fitoplancton en embalses (Mao, Jiang, Dai, 2015). Mientras los estudios muestran principalmente una relación negativa entre la velocidad del flujo y la biomasa, hay reportes de relaciones no significativas e incluso positivas (Søballe & Bachmann, 1984). Por su parte, estudios recientes a escala de laboratorio sostienen que las condiciones hidrodinámicas moderadas promueven el crecimiento de fitoplancton en comparación con el agua estática (Song et al., 2018). La evolución longitudinal de las principales características físicas se resume en la Figura 2-14:

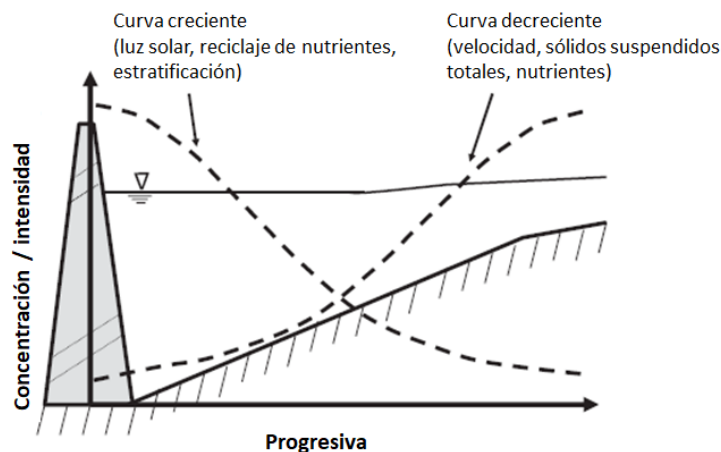


Figura 2-14: Evolución longitudinal de las características físicas en un embalse (adaptado de Ji, 2017).

Dada la heterogeneidad de las condiciones ambientales de los embalses, estos no deben considerarse como cuerpos de agua uniformes para su gestión, ya que distintas partes de un mismo embalse pueden resultar más adecuadas para distintos usos (por ejemplo, la pesca aguas arriba y la recreación y el suministro de agua para potabilizar aguas abajo). Dicha heterogeneidad, implica que se requiera un programa de monitoreo más detallado para definir su estado trófico del que generalmente es requerido para determinar el estado trófico de lagos naturales. En estos últimos, es común muestrear perfiles verticales en una única estación ubicada en la zona más profunda del lago (Lind, Terrell, Kimmel, 1993).

La relación entre la zonificación longitudinal y la ocurrencia de blooms de fitoplancton fue estudiada para la Bahía de Xiangxi, uno de los brazos del embalse de las Tres Gargantas en

China por Mao, Jiang & Dai (2015). El brazo no está directamente obstruido por la represa pero está fuertemente perturbado por el cauce principal. Además de las típicas zonas fluvial, de transición y lacustre, se distingue una zona influenciada por el cauce principal, donde el agua de las capas superiores ingresa desde dicho cauce al brazo (velocidades negativas en la Figura 2-15) mientras que el agua sale del brazo hacia el cauce principal en las capas más profundas (velocidades positivas Figura 2-15).

En la Figura 2-15 (a) se presenta esta zonificación para el brazo del embalse para un caudal relativamente bajo ($Q = 11,73 \text{ m}^3/\text{s}$) y en la Figura 2-15 (b) para un caudal relativamente alto ($Q = 65,1 \text{ m}^3/\text{s}$). Se observa que, para el caudal bajo, no es sencillo diferenciar la zona lacustre de la zona de transición basándose únicamente en el gradiente de velocidades.

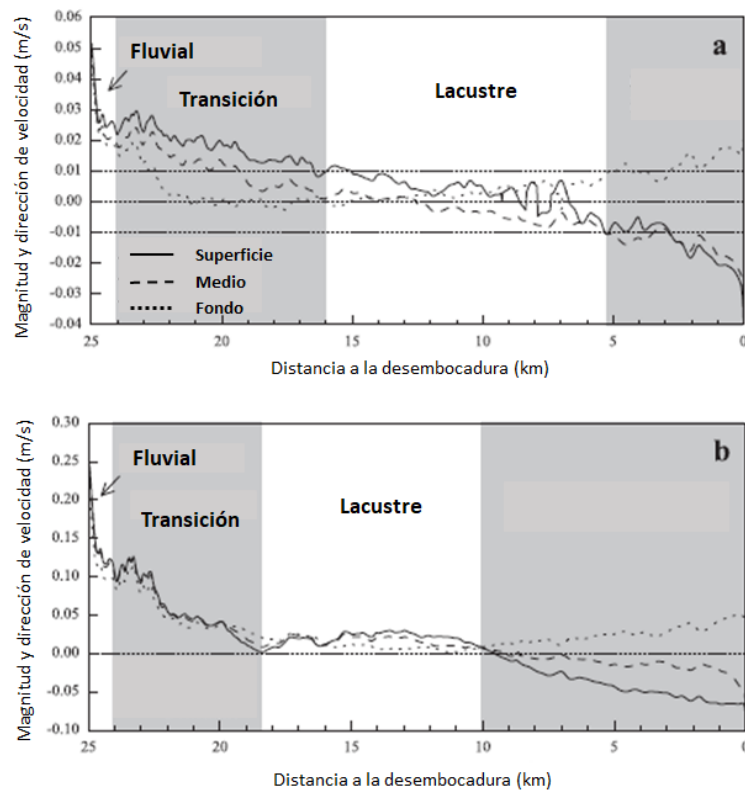


Figura 2-15: Velocidades longitudinales en capas superficiales, intermedias y profundas en un brazo del embalse de Tres Gargantas, China (adaptado de Mao, Jiang, Dai 2015).

Las concentraciones de nutrientes (Nitrógeno Total y Fósforo Total) están por encima de los límites teóricos de eutrofización en todo el brazo, lo que indica que, bajo condiciones meteorológicas e hidrodinámicas favorables, existen altas probabilidades de que se produzcan blooms de fitoplancton. En este estudio, las mayores concentraciones de clorofila-a en el brazo del embalse, se presentan principalmente en la zona de transición y la zona lacustre, donde las velocidades son menores. La concentración de clorofila-a es notoriamente menor en la zona fluvial y en el tramo de influencia del cauce principal. El estudio concluye

que, bajo condiciones eutróficas, la hidrodinámica es el principal factor en determinar la distribución espacial de la biomasa de fitoplancton durante eventos de blooms.

2.4 Ecuaciones gobernantes

Las leyes que gobiernan los procesos hidrodinámicos en un embalse incluyen la conservación de masa, la conservación de momento, la ecuación de transporte para las propiedades del agua y una ecuación de estado.

2.4.1 Conservación de masa

La ecuación de continuidad surge a partir de un balance de masa para un volumen de control definido en la columna de agua. Asumiendo que el fluido es incompresible ($\frac{\delta\rho}{\delta t} = 0$), y despreciando las entradas y salidas de masa y las reacciones químicas y biológicas, la ecuación de continuidad se expresa como:

$$\nabla \cdot \vec{v} = 0$$

Donde ρ es la densidad del fluido y \vec{v} representa el campo de velocidades.

La ecuación de continuidad en coordenadas Cartesianas, puede expresarse como:

$$\frac{\delta u}{\delta x} + \frac{\delta v}{\delta y} + \frac{\delta w}{\delta z} = 0 \quad (2-3)$$

Donde u , v , w son las componentes de la velocidad en las direcciones x , y , z respectivamente.

2.4.2 Conservación de momento

La Ecuación de Navier-Stokes deriva de la conservación de momento, que se obtiene de la aplicación de la segunda ley de Newton en un volumen de control. Para fluidos newtonianos incompresibles, la ecuación de Navier-Stokes resulta:

$$\frac{d\vec{v}}{dt} = \vec{g} - \frac{1}{\rho} \cdot \nabla p + \nu \nabla^2 \vec{v} - 2\vec{\Omega} \times \vec{v} \quad (2-4)$$

Donde \vec{g} es la aceleración gravitacional; p es la presión del agua; ν es la viscosidad molecular del agua y $\vec{\Omega}$ es la velocidad angular de la Tierra.

El término $\frac{d\vec{v}}{dt}$ representa la aceleración, y los términos del lado derecho de la ecuación de Navier-Stokes, representan las fuerzas que causan esta aceleración. Uno de los principales objetivos de la modelación hidrodinámica es estimar cómo las corrientes cambian con el tiempo, lo cual es especificado por este término.

El término de gradientes de presiones $-\frac{1}{\rho} \cdot \nabla p$, representa los efectos de la variación espacial de la presión de agua. Los factores que contribuyen a los gradientes de presiones son las pendientes de la superficie del agua (componente barotrópica) y cambios en la densidad del agua (componente baroclínica).

El término viscoso, $\nu \nabla^2 \vec{v}$ incluye los efectos de la viscosidad del agua.

El término de Coriolis, $-2\vec{\Omega} \times \vec{v}$ solo es significativo en grandes cuerpos de agua, no considerándose relevante para este trabajo de tesis.

Reynolds propuso una técnica matemática para expresar algunas magnitudes físicas como la suma de una componente media y una componente fluctuante. Para la velocidad, resulta:

$$u(x, y, z, t) = \overline{u(x, y, z)} + u'(x, y, z, t) \quad (2-5)$$

$$v(x, y, z, t) = \overline{v(x, y, z)} + v'(x, y, z, t) \quad (2-6)$$

$$w(x, y, z, t) = \overline{w(x, y, z)} + w'(x, y, z, t) \quad (2-7)$$

Donde \bar{u} , \bar{v} , \bar{w} son las componentes medias temporales de la velocidad; y u' , v' , w' representan las fluctuaciones respecto a la velocidad media.

El valor medio se define como:

$$\bar{u} = \frac{1}{T} \int_0^T u(t) dt$$

El promedio de las componentes fluctuantes u' , v' , w' es cero:

$$\bar{u} = \bar{\bar{u} + u'} \quad (\bar{\bar{u}} = \bar{u}) \rightarrow \bar{u} = \bar{u} + \bar{u'} \leftrightarrow \bar{u'} = 0$$

Sustituyendo las Ecuaciones 2-5, 2-6 y 2-7 en la Ecuación 2-4, se obtienen las ecuaciones RANS (Reynolds Averaged Navier-Stokes).

$$\frac{\delta \bar{u}}{\delta t} + \bar{u} \frac{\delta \bar{u}}{\delta x} + \bar{v} \frac{\delta \bar{u}}{\delta y} + \bar{w} \frac{\delta \bar{u}}{\delta z} = -\frac{1}{\rho} \frac{\delta \bar{p}}{\delta x} + \frac{1}{\rho} \left[\frac{\delta \tau_{xx}}{\delta x} + \frac{\delta \tau_{xy}}{\delta y} + \frac{\delta \tau_{xz}}{\delta z} \right] + \nu \nabla^2 \bar{u} \quad (2-8)$$

$$\frac{\delta \bar{v}}{\delta t} + \bar{u} \frac{\delta \bar{v}}{\delta x} + \bar{v} \frac{\delta \bar{v}}{\delta y} + \bar{w} \frac{\delta \bar{v}}{\delta z} = -\frac{1}{\rho} \frac{\delta \bar{p}}{\delta y} + \frac{1}{\rho} \left[\frac{\delta \tau_{yx}}{\delta x} + \frac{\delta \tau_{yy}}{\delta y} + \frac{\delta \tau_{yz}}{\delta z} \right] + \nu \nabla^2 \bar{v} \quad (2-9)$$

$$\frac{\delta \bar{w}}{\delta t} + \bar{u} \frac{\delta \bar{w}}{\delta x} + \bar{v} \frac{\delta \bar{w}}{\delta y} + \bar{w} \frac{\delta \bar{w}}{\delta z} = -\frac{1}{\rho} \frac{\delta \bar{p}}{\delta z} + \frac{1}{\rho} \left[\frac{\delta \tau_{zx}}{\delta x} + \frac{\delta \tau_{zy}}{\delta y} + \frac{\delta \tau_{zz}}{\delta z} \right] + \nu \nabla^2 \bar{w} + \vec{g} \quad (2-10)$$

Donde $\tau_{ij} = -\overline{\rho v'_i v'_j}$ (con $i, j = x, y, z$ y $v_i, v_j = u, v, w$) son las tensiones de Reynolds, y resultan ser los únicos términos que incluyen las componentes fluctuantes de las velocidades. Estos términos representan el efecto de los movimientos a escala de sub-grilla. Los principales efectos de los movimientos a esta escala pueden ser vistos en una escala mayor como efectos de mezcla.

En cuerpos de agua como el del caso de estudio, la escala de longitud horizontal es mucho mayor que la vertical, por lo que la ecuación vertical de momento se simplifica a la ley hidrostática:

$$-\frac{1}{\rho} \frac{\delta p}{\delta z} - g = 0 \quad (2-11)$$

2.4.3 Cierre de turbulencia

Las tensiones de Reynolds agregan seis incógnitas a las tres componentes del flujo y la presión, por lo que el problema queda indeterminado. Para resolver este problema, se modelan las tensiones de Reynolds como una función de las velocidades medias, lo que se denomina *cierre de turbulencia*.

Para resolver este problema, Boussinesq introdujo el concepto de viscosidad turbulenta:

$$\tau_{ij} = -\rho v_t \left(\frac{\delta \bar{v}_i}{\delta x_j} + \frac{\delta \bar{v}_j}{\delta x_i} \right) - \frac{2}{3} \rho k \delta_{ij} \quad (2-12)$$

Donde $x_i, x_j = x, y, z$; v_t es el coeficiente de viscosidad turbulenta; k es la energía turbulenta por unidad de masa; y δ es el delta de Kronecker. El segundo término de la Ecuación 2-12 suele despreciarse en modelos numéricos de gran escala, como el de este caso de estudio.

A diferencia de la viscosidad molecular ν , la viscosidad turbulenta v_t es una propiedad del flujo y no del fluido.

Para determinar el coeficiente de viscosidad turbulenta, existen diversos modelos de cierre de turbulencia, como el modelo k-L o el modelo k- ϵ , entre otros.

2.4.4 Ecuación de transporte

Considerando la descomposición de Reynolds, la ecuación de transporte para cantidades escalares, como el calor o sustancias disueltas, sin fuentes ni sumideros, resulta:

$$\frac{\delta \bar{C}}{\delta t} + \bar{v}_i \frac{\delta \bar{C}}{\delta x_i} + \frac{\delta (\overline{v'_i C'})}{\delta x_i} = 0$$

Donde C es la cantidad escalar transportada.

Para determinar las componentes fluctuantes $\overline{v'_i C'}$ se utiliza el concepto de difusividad turbulenta:

$$-\overline{v'_i C'} = D_t \frac{\delta \bar{C}}{\delta x_i}$$

Donde D_t es el coeficiente de difusividad turbulenta.

La ecuación de transporte puede reescribirse entonces:

$$\frac{d\bar{C}}{dt} = \frac{\delta}{\delta x} \left(D_h \frac{\delta \bar{C}}{\delta x} \right) + \frac{\delta}{\delta y} \left(D_h \frac{\delta \bar{C}}{\delta y} \right) + \frac{\delta}{\delta z} \left(D_v \frac{\delta \bar{C}}{\delta z} \right) \quad (2-13)$$

Donde D_h y D_v son los coeficientes de difusividad turbulenta horizontal y vertical respectivamente. Estos coeficientes, al igual que los coeficientes viscosidad turbulenta, se determinan mediante modelos de cierre de turbulencia, como el k-L o el k-ε.

2.4.5 Ecuación de estado

La ecuación de estado relaciona la variación de la densidad con la temperatura y la salinidad:

$$\rho = \rho(S, T_w) \quad (2-14)$$

Donde S es la salinidad y T_w la temperatura del agua.

Existen diversas formulaciones para esta relación, algunas de las cuales se presentan en el Capítulo 4. En este trabajo solo se considera relevante la variación de la densidad con la temperatura del agua.

2.4.6 Condiciones iniciales y de borde

Considerando las ecuaciones gobernantes presentadas (Ecuaciones 2-8, 2-9, 2-11, 2-12, 2-13, 2-14), se tiene un sistema de seis ecuaciones con seis incógnitas, que dadas ciertas condiciones iniciales y condiciones de borde, el sistema está determinado y tiene una única solución.

Las condiciones iniciales especifican el estado del cuerpo de agua al comienzo de la simulación. Las condiciones de borde restringen el dominio al área de interés. Consisten en bordes “tierra-agua” denominados bordes cerrados y bordes “agua-agua” que se denominan bordes abiertos. Los bordes cerrados son bordes naturales, como las orillas de los ríos, mientras que los bordes abiertos son bordes artificiales introducidos para restringir el esfuerzo computacional

Capítulo 3

Zona de estudio

3.1 Introducción

El embalse de Paso Severino se ubica sobre el río Santa Lucía Chico, en el departamento de Florida. Forma parte del Sistema Metropolitano, el cual comprende la fracción de la cuenca del río Santa Lucía que aporta a la usina potabilizadora de AACC.

En este Capítulo, se realiza una presentación general de la cuenca del río Santa Lucía, resaltando su importancia desde el punto de vista antrópico y ecosistémico; y se describe el Sistema Metropolitano, del cual forma parte el embalse de Paso Severino.

Una vez presentada la cuenca del río Santa Lucía y el Sistema Metropolitano, se describen las principales características de la represa y el embalse de Paso Severino que son de interés para este trabajo de tesis. Se presentan y se procesan los datos recopilados en el marco de la tesis: batimétricos, hidrológicos, meteorológicos, de calidad de agua, y de operación de la represa, los cuales fueron brindados por distintas instituciones.

Los datos disponibles son limitados, pero el análisis de estos permite obtener una aproximación al funcionamiento del sistema que sirve como referencia para la implementación del modelo y la selección del período de calibración.

3.2 Cuenca del río Santa Lucía

La cuenca del río Santa Lucía es la cuarta en extensión del Uruguay, se ubica al sur del país y abarca parte de los departamentos de Lavalleja, Florida, Flores, San José, Canelones y Montevideo, con una superficie aproximada de 13.480 km² (Figura 3-1).

El cauce principal es el río homónimo, que tiene sus nacientes en la sierra Carapé, a 250 m de altura, en el departamento de Lavalleja. El río Santa Lucía corre de este a oeste, tiene una longitud de 230 km y desemboca en el Río de la Plata, formando el llamado delta del Tigre. Además del río Santa Lucía, los principales cursos de agua de la cuenca son los ríos Santa Lucía Chico y San José; y los arroyos de la Virgen, Canelón Grande, Canelón Chico, Las Piedras y Colorado (MVOTMA/DINOT, 2016).

En la cuenca inferior se encuentran los Humedales del Santa Lucía. Éstos ingresaron al Sistema Nacional de Áreas Protegidas (SNAP) en febrero de 2015 mediante el Decreto 55/015, formando parte de la denominada *Área Protegida con Recursos Manejados Humedales del Santa Lucía*, que se extiende desde la ciudad de Santa Lucía hasta la desembocadura en el Río de la Plata, abarcando una extensión de 86.517 ha.

La cuenca del río Santa Lucía es una cuenca estratégica para el país, ya que además de su importancia ecológica, y de proveer el agua bruta para potabilización y abastecimiento de más de la mitad de la población de Uruguay, es de gran importancia económica. Esta cuenca concentra el 32 % de la población rural nacional, siendo uno de los principales polos de producción de alimentos y presentando asimismo una importante actividad industrial (MVOTMA/DINOT 2016; MVOTMA, 2017).

La actividad antrópica en la cuenca ha generado impactos en la calidad del agua. Según MVOTMA/DINAMA-JICA (2011), el 81 % del aporte de contaminantes proviene de fuentes difusas y el 19 % de fuentes puntuales. Las fuentes difusas están vinculadas a la producción agropecuaria de la cuenca: agrícola, hortifrutícola y forrajera, tambos, engorde a corral y criaderos de cerdos y aves. Las fuentes puntuales se asocian fundamentalmente a las localidades sin saneamiento adecuado y a las industrias, principalmente frigorífica, láctea y del cuero (MVOTMA, 2017).



Figura 3-1: Ubicación de la cuenca del río Santa Lucía.

En referencia a la evaluación de la calidad de agua de los cursos de la cuenca, la DINAMA cuenta desde diciembre de 2004 con una red de monitoreo (MVOTMA/DINAMA, 2015) que ha permitido generar una mínima base de datos. La red fue diseñada en 2004 y actualizada en 2011, en base a las recomendaciones surgidas de los trabajos conjuntos del MVOTMA y la Agencia de Cooperación Internacional del Japón (JICA) (MVOTMA/DINAMA-JICA, 2007 y MVOTMA/DINAMA-JICA, 2011). Los muestreos son realizados en la superficie de la columna de agua, con una frecuencia bimensual. (MVOTMA/DINAMA, 2015).

En el período 2005-2015, el cumplimiento de los estándares establecidos en el Decreto 253/979 y sus modificativos (ver Anexo B) fue de más del 90 % de las muestras tomadas en la mayoría de los cursos de agua. Las excepciones fueron los arroyos Canelón Grande, Canelón Chico y Colorado, cuyas cuencas presentan una fuerte presión industrial y urbana (MVOTMA/DINAMA, 2015; MVOTMA, 2017).

El parámetro que registró la menor frecuencia en el cumplimiento del estándar de calidad fue el fósforo total, que en la mejor situación alcanzó el 18 % de cumplimiento y fue en la cuenca principal del río Santa Lucía. La variable está directamente asociada al aporte de nutrientes de origen difuso e incrementada por aportes puntuales en las subcuencas de los arroyos Canelón Grande, Canelón Chico y Colorado (MVOTMA/DINAMA, 2015; MVOTMA, 2017).

En virtud de la relevancia de la cuenca a nivel nacional, el 2 de abril de 2013 fue creada la Comisión de Cuenca del Río Santa Lucía, de carácter consultivo, mediante el Decreto N° 106/2013 (MVOTMA, 2017).

3.3 Sistema Metropolitano

El Sistema Metropolitano comprende, a modo ilustrativo, el cauce principal del río Santa Lucía y tres tributarios significativos: el río Santa Lucía Chico, el arroyo Canelón Grande, y el arroyo La Virgen. La planta potabilizadora que abastece a Montevideo y el Área Metropolitana, se ubica en la localidad de AACC, al oeste del Departamento de Canelones, sobre la margen izquierda del río Santa Lucía del cual toma el agua bruta. Cuando se tienen caudales bajos en la cuenca superior, se bombea desde aguas abajo de AACC, llegando a revertir el curso de río Santa Lucía entre la desembocadura del río San José y la usina potabilizadora (URSEA, 2017).

Asimismo, el Sistema posee dos embalses principales: el embalse de Paso Severino, que es el de mayor uso para potabilización por parte de OSE, y el embalse de Canelón Grande, ubicado sobre el curso homónimo, y que se encuentra operativo desde 1955 (URSEA, 2017).

La represa de Paso Severino fue construida sobre el cauce del río Santa Lucía Chico, a modo complementario de la represa de nivel de AACC. Las obras fueron realizadas entre 1983 y

1986, comenzando su llenado en 1987. La descarga del embalse se ubica a aproximadamente 50 km aguas arriba de la planta de AACC.

En la imagen satelital de la Figura 3-2, se presenta la delimitación de la cuenca del río Santa Lucía y sus principales sub-cuencas, y se señalan las principales componentes del Sistema Metropolitano mencionadas.



Figura 3-2: Componentes del Sistema Metropolitano (Elaboración propia sobre Google Earth)

Durante el llenado de Paso Severino, en 1987, se produjo un evento de sabor y olor que generó alarma pública. La situación generada era esperable ya que suelen producirse floraciones durante el llenado de los embalses, asociadas a la remoción del fósforo contenido en los suelos. En este caso, los efectos de la floración fueron controlados poniendo en funcionamiento el descargador de fondo de la represa. (URSEA, 2017).

En los últimos años, los principales desafíos para el proceso de potabilización de aguas a nivel nacional han sido los siguientes (MVOTMA, 2017):

- Presencia de cianotoxinas, y precursores de olor y sabor, asociados a floraciones de cianobacterias. En el período 2013 - 2017 se registraron floraciones en las fuentes superficiales de las que se abastece el 25 % de las plantas potabilizadoras del país. Algunos episodios han tenido duración de hasta cuatro semanas.
- Presencia de atrazina por arrastre producido por las lluvias luego de las aplicaciones de este herbicida en áreas cultivadas con maíz y sorgo. La atrazina está siendo reemplazada por otros agroquímicos, los cuales deberán considerarse en futuros controles.

- Altas concentraciones de materia orgánica que requieren tratamiento específico en varias localidades.
- Presencia de amonio en el río Santa Lucía, a la altura de la planta de Aguas Corrientes, proveniente de los arroyos Canelón Chico y Canelón Grande, indicador de contaminación humana o animal reciente.

Ante el evento de olor y sabor en el agua distribuida en Montevideo y Área Metropolitana producido en marzo del 2013, la DINAMA promovió en mayo del mismo año el “Plan de Acción para la Protección de la Calidad Ambiental y la Disponibilidad de las Fuentes de Agua Potable en la Cuenca del Río Santa Lucía”. Este Plan, que involucra a diversos ministerios, fue desarrollado con el objetivo de formular y ejecutar las acciones que permitan controlar, detener y revertir el proceso de deterioro de la calidad del agua en la cuenca, haciendo énfasis en el control de las fuentes (URSEA, 2017; MVOTMA, 2017).

Las principales medidas del Plan de Acción, apuntan a la mejora de tratamiento de vertidos industriales, domésticos, productivos, zonificación para la regulación de actividades (aplicación de nutrientes y plaguicidas, abrevadero de ganado), registro de las extracciones de agua y alternativas de fuentes de agua para potabilizar (MVOTMA, 2017).

Como está planteado, el Plan de Acción se enfoca en la protección del uso de abastecimiento de agua para potabilizar. Sin embargo, la implementación de muchas de las medidas implica una mejora de la calidad ambiental de los cursos de la cuenca independientemente de su uso (URSEA, 2017).

En el Plan se plantean dos zonas:

- Zona A: abarca el Sistema Metropolitano, es decir a la cuenca hidrográfica de AACC, más la cuenca del río San José y el tramo del río Santa Lucía entre AACC y la desembocadura del río San José. Los cuerpos de agua de esta zona, deben cumplir con las condiciones de fuente de agua para potabilizar mediante tratamiento convencional, establecidas en la *Clase 1* del Decreto 253/979 y modificativos (ver Anexo B).
- Zona B: corresponde al resto de la cuenca hidrográfica del río Santa Lucía hasta su desembocadura en el Río de la Plata. Los cuerpos de agua de esta zona deben cumplir con las condiciones de conservación de flora y fauna, establecidas en la *Clase 3* del Decreto 253/979 y modificativos (ver Anexo B).

3.4 Represa y embalse de Paso Severino

3.4.1 Características generales

La represa de Paso Severino tiene una longitud de cierre de 710 m, y es de carácter mixto: está compuesta por dos diques laterales de tierra y un vertedero central de hormigón (Figura

3-3 y Figura 3-4). La cota de vertido es de 36 m referido al Cero Wharton. Cuenta además con una obra de toma ubicada a cota 21,5 m respecto al Cero Wharton, cuya apertura se gestiona de acuerdo a las necesidades aguas abajo.

Como se mencionó, el cauce principal es el río Santa Lucía Chico, mientras que los principales afluentes se ubican hacia el oeste del embalse: Berrondo, de la Pedrera, Sauce de Berdías, de la Feliciano/Isla Mala y Sauce (Figura 3-5). En la Tabla 3-1 se resumen algunas características de interés del embalse. Los datos fueron obtenidos a partir del relevamiento batimétrico realizado por OSE en 2015 (ver punto 3.4.3).

Tabla 3-1. Características del embalse de PS.

Cuenca de aporte (km ²)	Capacidad de almacenamiento (Hm ³)	Profundidad media (m)	Profundidad máxima (m)	Superficie (km ²)	Long. cauce principal (km)
2.500	65	4,4	20	15	16



Figura 3-3: Vista de la represa y el embalse de PS (foto de Jonathan Heredero)



Figura 3-4: Vertedero central de hormigón, represa de PS (MVOTMA, 2017).

3.4.2 Datos disponibles

La información de base utilizada para este trabajo fue brindada por OSE, DINAMA, DINAGUA e INUMET. Adicionalmente, se consultaron trabajos publicados por la sección Limnología de la Facultad de Ciencias de la UdelaR, realizados en conjunto con la DINAMA y el Instituto Nacional de Investigación Agropecuaria (INIA) (Arocena et al, 2008; Arocena et al, 2012).

Esta información incluye batimetría; caudales fluviales; niveles y volúmenes de agua erogados por obra de toma en la represa; ley de descarga del vertedero; datos meteorológicos y distintas variables de calidad de agua. En la Tabla 3-2 se resumen las principales características de los datos brindados por las instituciones. Las series de datos presentan distintas extensiones temporales y diversas frecuencias de muestreo (horarias, diarias, semanales, bi-mensuales).

En la Figura 3-5 se presenta la ubicación geográfica de la estación hidrométrica de DINAGUA; los puntos de monitoreo de variables de calidad de DINAMA (PS01, PS02, PS03 y PS04); y la ubicación de la represa donde OSE registra niveles, y los volúmenes diarios erogados por la obra de toma. Los datos meteorológicos (velocidad y dirección de viento a 10 m de altura; temperatura del aire; humedad relativa y nubosidad) se registran en una estación meteorológica ubicada en la ciudad de Florida, y los datos pluviométricos se registran en la localidad de Mendoza.

Tabla 3-2: Datos brindados por las instituciones en el marco de la tesis.

VARIABLE	TIPO DE DATO	ESTACIÓN	INSTITUCIÓN	PERÍODO
Caudal afluente	Media diaria	Florida	DINAGUA	2004 - 2016
Nivel	Diario (*)	Represa OSE	OSE	1990 - 2016
Descarga obra de toma	Acumulado diario	Represa OSE	OSE	1990 - 2016
Velocidad y dirección de viento a 10 m	Horario	Florida	INUMET	2011 - 2016
Temperatura del aire	Horario	Florida	INUMET	2011 - 2016
Humedad relativa	Horario	Florida	INUMET	2011 - 2016
Nubosidad	Horario	Florida	INUMET	2011 - 2016
Precipitación	Acumulado diario	Mendoza	INUMET	2011 - 2016
Variables de calidad ²	Bi-mensual (**)	PS01; PS02; PS03; PS04	DINAMA	2011 - 2018
Variables de calidad ³	Semanal (**)	Represa OSE	OSE	2013 (***)

(*) Valor registrado todos los días a las 7 A.M. (**) Frecuencia aproximada, que en ocasiones es menor y en ocasiones mayor. (***) Período enero de 2013 a mayo de 2013

² pH; conductividad; temperatura; profundidad disco Secchi; turbidez; color; OD; DBO_{5,20}; amonio; nitrito; nitrato; nitrógeno total; fósforo total; clorofila a; coliformes termotolerantes.

³ pH; conductividad; temperatura; turbidez; color; alcalinidad; OD; amoníaco; nitrito.

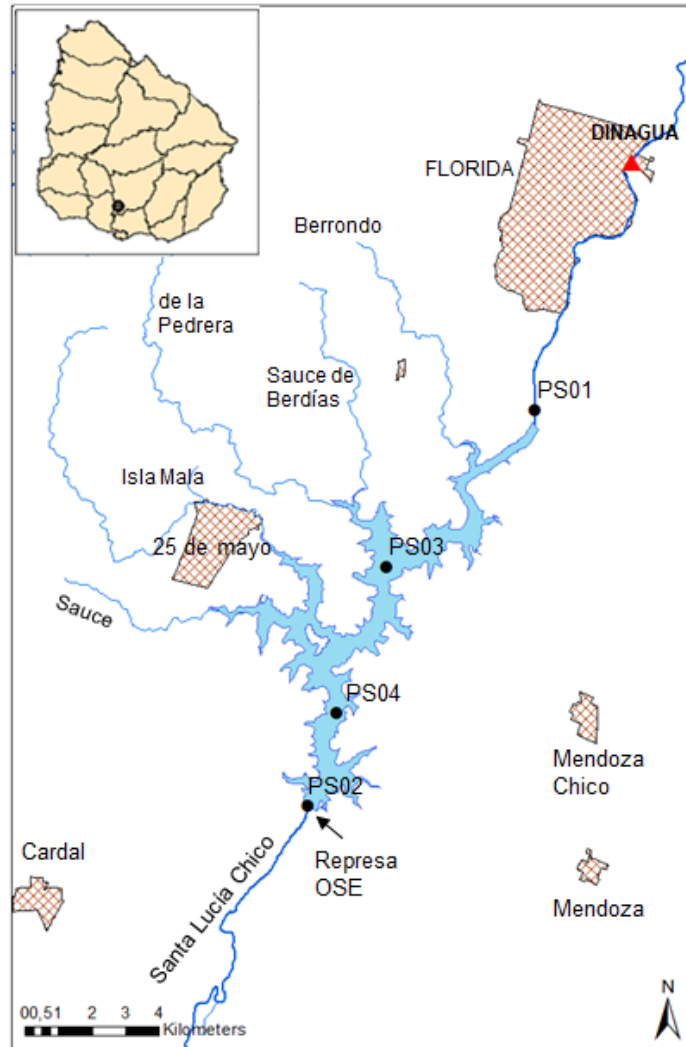


Figura 3-5: Embalse de PS. Principales afluentes y localidades cercanas. Puntos de monitoreo DINAMA (PS01, PS02, PS03, PS04) y estación hidrométrica DINAGUA.

3.4.3 Batimetría del embalse

En relación a la batimetría del embalse, se cuenta con dos relevamientos distintos brindados por OSE, uno de 1984 y otro de 2015. El primer relevamiento fue realizado antes de que existiera el embalse, y se presenta en curvas de nivel cada 1 m que se extienden hasta cota 44 m sobre el cero Wharton. El más reciente se presenta en curvas de nivel cada 2 m únicamente hasta la cota de vertido, 36 m sobre el cero Wharton.

La capacidad de almacenamiento de agua en ese periodo de tiempo se redujo en un total de 10 Hm³. Estas diferencias se deben principalmente a la deposición de sedimentos en el embalse y también a la diferencia en las técnicas de relevamiento utilizadas en cada caso.

A partir de las dos batimetrías se elaboró una batimetría actual del embalse, con los datos de la batimetría de 2015 hasta la cota de vertido, y por encima de esta, se extiende con el

relevamiento más antiguo, generando a partir de las curvas de nivel un raster con celdas de 10 m x 10 m.

En la Figura 3-6 se presenta la batimetría elaborada a partir de los datos brindados por OSE, y se indican secciones transversales que se presentan en la Figura 3-7. En cada sección de la Figura 3-7 se indica la cota de vertido del embalse. La sección (e) corresponde al brazo de los afluentes Sauce de Berdías y de la Pedrera.

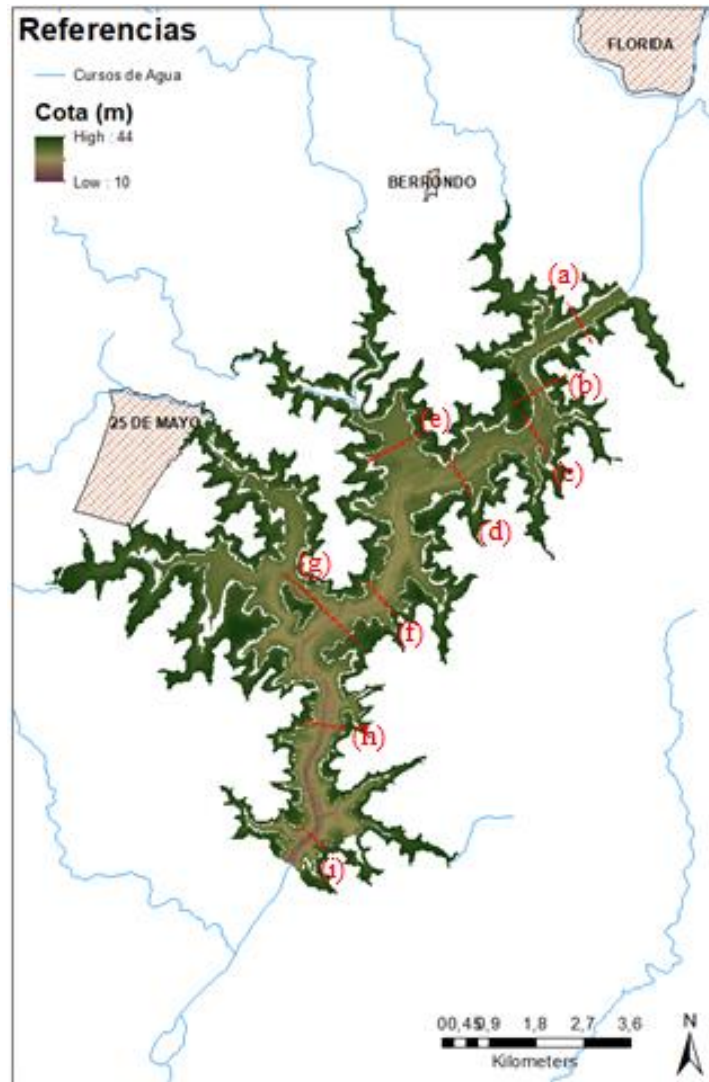


Figura 3-6: Batimetría de PS, elaborada a partir de datos brindados por OSE.

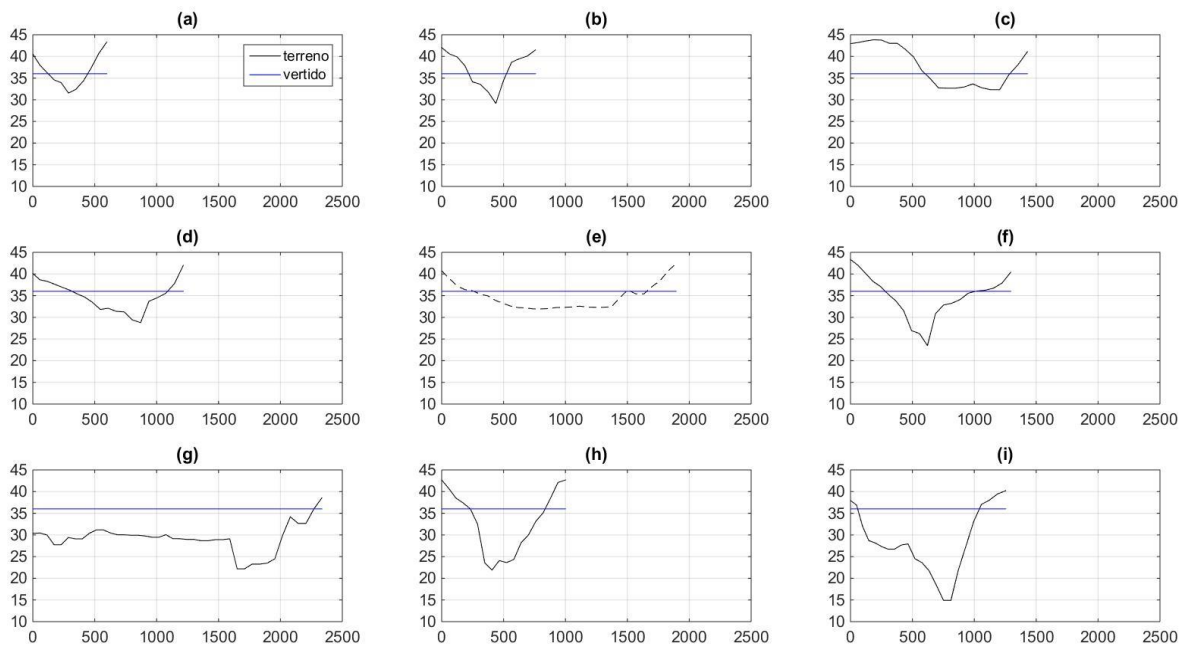


Figura 3-7: Secciones transversales embalse PS. Ambos ejes en metros.

En la Figura 3-6 se puede observar un canal principal, asociado al cauce del río Santa Lucía Chico y brazos de menor profundidad asociados a los afluentes. En el canal principal se alcanzan profundidades de aproximadamente a 20 m con respecto a la cota de vertido en la zona cercana a la represa.

En la Figura 3-7, se puede observar que el canal principal presenta estrangulamientos en algunas zonas, por ejemplo en la sección (b) y sección (f). La sección (e) corresponde al brazo de los afluentes Sauce de Berdías y de la Pedrera, y la sección (g) incluye el canal principal y un tramo del brazo del arroyo Isla Mala. En estas secciones se puede apreciar la menor profundidad de los brazos con respecto al canal principal.

3.4.4 Análisis de datos de caudales, niveles y meteorológicos

3.4.4.1 Caudales y niveles

En este punto se analiza la dinámica del embalse en base a los datos de caudal de entrada, niveles en el embalse y volúmenes descargados por las válvulas.

Para estimar los caudales de entrada al embalse de Paso Severino a partir de los datos registrados en Florida, se utiliza la relación de áreas de cuencas de aporte (Chreties et al, 2010). La cuenca de aporte con cierre en la represa de Paso Severino es un 40 % mayor a la cuenca con cierre en la estación hidrométrica de Florida. Aplicando el criterio de relación de áreas, el 90 % del caudal afluente a Paso Severino ingresa por el río Santa Lucía Chico, mientras que el restante 10 % se distribuye entre los afluentes.

El caudal vertido por la represa de Paso Severino responde a la ley altura-caudal (Q-H) de la Ecuación 3-1:

$$Q = 2 * 71,2 * (H - 36)^{1,5} \quad (3-1)$$

Donde Q (m^3/s) es el caudal vertido y H (m) es el nivel de agua referido al cero Wharton. Utilizando dicha ley y a partir de los niveles diarios medidos, se estimó la serie de caudales vertidos para el período 2004 a 2015.

En la Figura 3-8 (arriba) se presentan las series de caudales afluentes a Paso Severino en conjunto con los niveles medidos en la represa para el período 2004-2015. Además, se indica la cota de vertido. En la Figura 3-8 (abajo) se presentan los volúmenes diarios descargados por la obra de toma para el mismo período de tiempo.

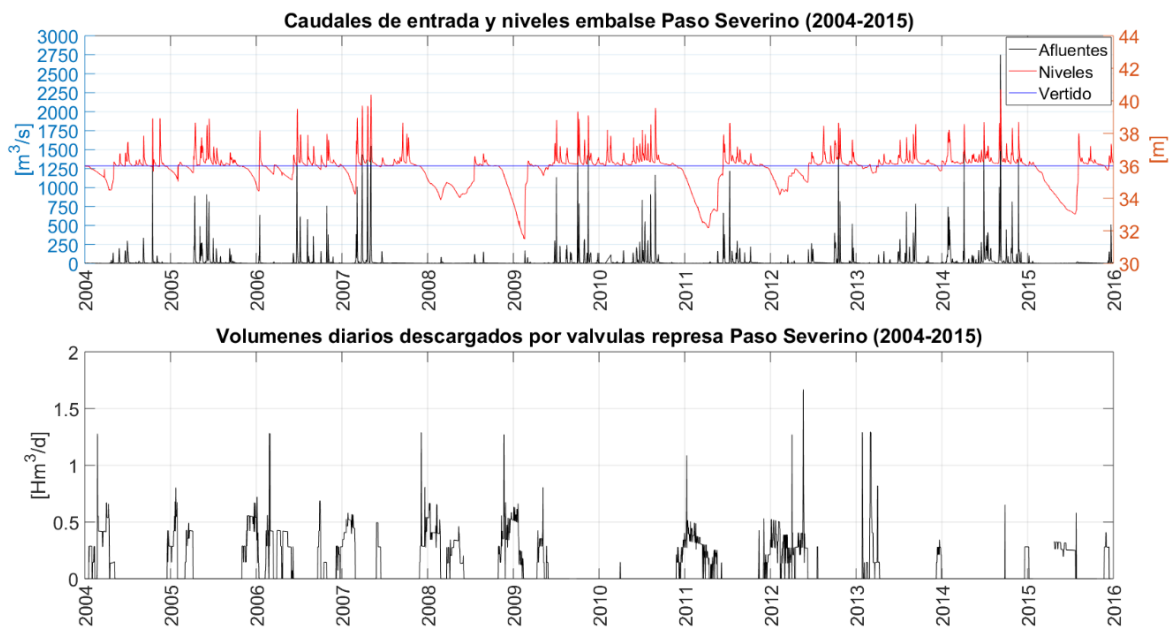


Figura 3-8: Caudales afluentes, niveles y cota de vertido en Paso Severino (arriba). Volúmenes diarios descargados por las obra de toma de la represa (abajo).

Se puede observar que los caudales afluentes al embalse presentan gran variabilidad, alcanzando en reiteradas ocasiones picos que superan los $1.000 m^3/s$, lo cual se refleja en la variación de niveles. Las descargas a través de la obra de toma se dan fundamentalmente en los meses de verano. En épocas de sequía hidrológica, éstas afectan significativamente los niveles en el embalse. Se observan importantes descensos de niveles asociados a las sequías de los años 2008-2009 (la más significativa que llevó al embalse a estar 4,5 m por debajo de su cota de vertido), 2011 y 2015. En la Tabla 3-3 se presentan valores mínimos, máximos, promedios y percentiles del caudal medio diario total afluente al embalse y de los niveles diarios registrados en la represa.

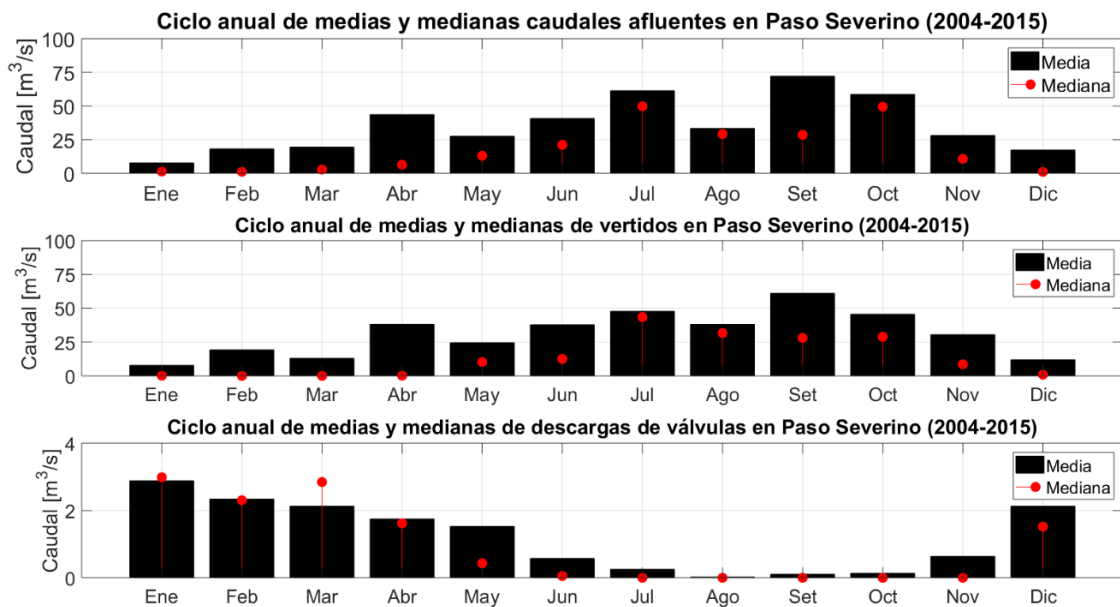
Tabla 3-3: Estadísticos del caudal afluente y niveles en PS período 2004 - 2015.

	Caudal afluente (m ³ /s)	Nivel (m) (*)
Mínimo	0	31,5
Máximo	2.750	40,7
Promedio	34,7	35,8
Percentil 25	0,8	35,7
Percentil 50	2,5	36,1
Percentil 75	9,2	36,2
Percentil 90	66,5	36,6
Percentil 95	173,0	37,0
Percentil 99	653,5	38,8

(*) Referido al cero Wharton

Los niveles presentan una importante variabilidad temporal. Aproximadamente el 50 % del tiempo, el embalse se encuentra sobre la cota de vertido, alcanzando picos de 4,5 m tanto por encima de ésta como por debajo.

En la Figura 3-9 se presentan los ciclos anuales de medias y medianas del caudal afluente, del caudal vertido, de las de las descargas de las válvulas y de los niveles.



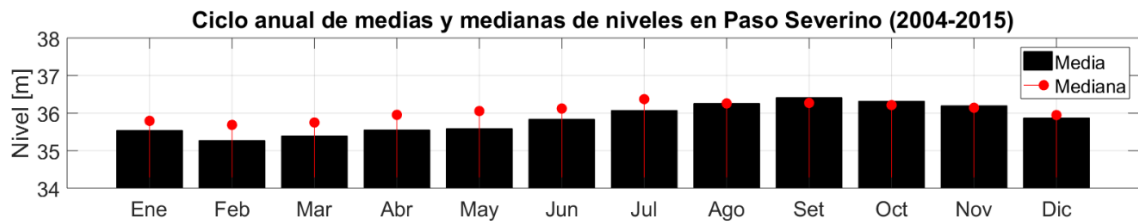


Figura 3-9: Ciclo anual de medias y medianas de: caudales afluentes medios diarios; vertido; descargas diarias de válvulas; niveles diarios.

Se puede observar que, razonablemente, los ciclos de caudales de vertido siguen el mismo comportamiento que los ciclos de los caudales afluentes. La distribución a lo largo del año es irregular, lo cual es esperable dado el régimen hidrológico en Uruguay, aunque se pueden observar valores más elevados en algunos meses de invierno y primavera.

El ciclo de caudales afluentes (y asimismo los vertidos), sugiere una asimetría positiva de los datos, debido a la diferencia que se observa entre la media y la mediana. La media se encuentra ‘inflada’ por una minoría de datos que presentan valores muy elevados, según se puede ver además en la serie temporal presentada en la Figura 3-8.

Los caudales descargados por las válvulas presentan un comportamiento marcado, con mayores valores en verano y otoño. Este comportamiento, contrario al de los caudales afluentes y vertidos, es esperable debido a que las válvulas se operan en función de los requerimientos de agua aguas abajo de la represa.

Con respecto a los niveles, no se observa una variabilidad importante en los valores medios y las medianas. Los menores niveles, por debajo de la cota de vertido, se observan en verano y otoño, encontrándose en todos los meses la mediana muy cercana a la cota de vertido.

3.4.4.2 Tiempo de renovación

Para obtener una primera aproximación al tiempo de renovación del embalse, se aplicó la Ecuación 2-1 en base anual para el período 1990-2016, siendo V el volumen medio anual almacenado en el embalse y Q el caudal medio anual de salida del embalse. Las salidas consideradas son la descarga del vertedero, la descarga de las válvulas y la evaporación, despreciándose la infiltración con respecto a lo mencionado en el punto 2.2.2:

$$T_{\text{renovación}} = \frac{V^{\text{medio,anual}}}{Q_{\text{vertido}}^{\text{medio,anual}} + Q_{\text{válvulas}}^{\text{medio,anual}} + Q_{\text{evaporación}}^{\text{medio,anual}}} \quad (3-2)$$

La evaporación se estimó a partir de datos de evaporación del tanque A en base a datos obtenidos de la web del Instituto Nacional de Investigación Agropecuaria (INIA) (<http://www.inia.uy/gras/Clima/Banco-datos-agroclimatico>), según la Ecuación 3-3:

$$Q_{\text{evaporación}}^{\text{medio, anual}} = 0,7 \cdot Ev^{\text{Tanque A}} \quad (3-3)$$

En la Figura 3-10 se presentan los resultados obtenidos para el período 1990-2016, considerando: salida de agua solo por vertido; salida por vertido y válvulas; y salida por vertido, válvulas y evaporación. Se puede observar que, en general, el tiempo de renovación es bajo, variando entre 2 y 8 semanas, con un máximo de 20 semanas en 2008. Este máximo se asocia a la sequía de ese año, mencionada en el punto 3.4.4.1. Se puede ver que, a esta escala, la evaporación y la descarga de las válvulas no afectan generalmente los resultados, con la excepción de los años 1996 y 2008, donde la descarga de las válvulas es relevante.

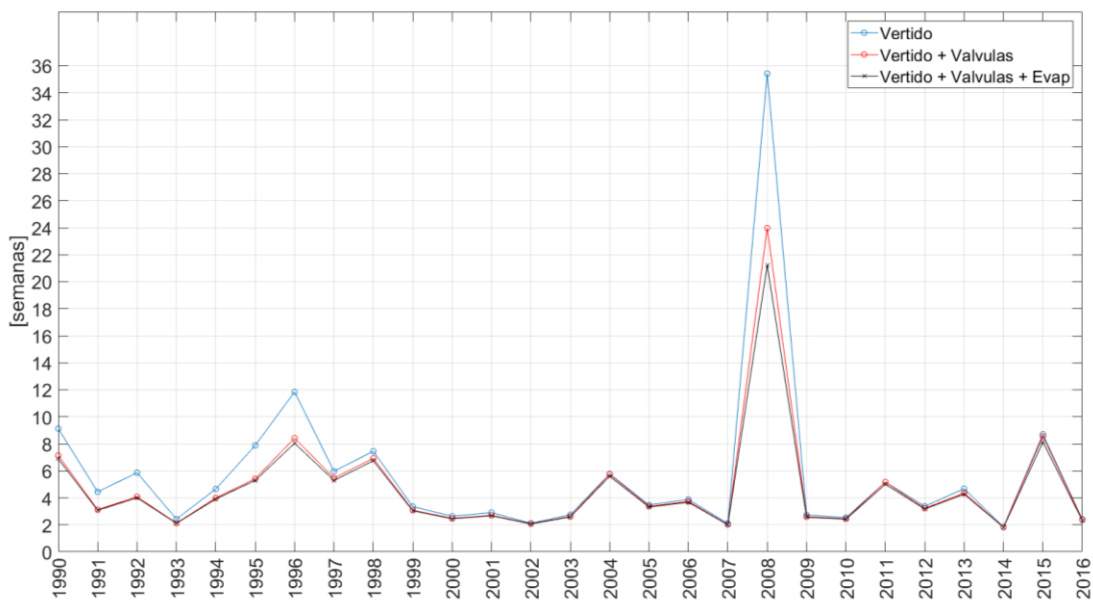


Figura 3-10: Tiempo de renovación estimado en base anual para el embalse de Paso Severino.

Por lo tanto, de acuerdo a lo presentado en el punto 2.3.3.1, el tiempo de renovación medio anual es generalmente entre bajo y medio. Por lo tanto, es esperable que el embalse presente estratificación débil e intermitente, que puede presentar variaciones significativas año a año, con una influencia equilibrada entre forzantes meteorológicos y advectivos. Durante tormentas, el tiempo de renovación puede ser de pocos días, y durante secas de varios meses.

El tiempo de renovación estimado es un parámetro global, que asume la hipótesis de que el embalse está completamente mezclado, y no identifica los procesos físicos subyacentes y su distribución espacial, aspectos que pueden ser relevantes en sistemas como el embalse de Paso Severino, donde la hidrodinámica presenta variabilidad espacial y temporal.

3.4.4.3 Meteorológicos

Los datos meteorológicos fueron proporcionados por el INUMET. En la Figura 3-11 se presentan las series temporales de temperatura del aire, velocidad de viento, humedad

relativa (HR) y precipitaciones utilizadas para el caso de estudio, en el período 2011 – 2015. En base a estas series temporales, se determinan ciclos anuales de medias y medianas de temperatura del aire, precipitaciones y HR, las cuales se presentan en la Figura 3-12. Se presenta también la rosa de vientos en la Figura 3-13.

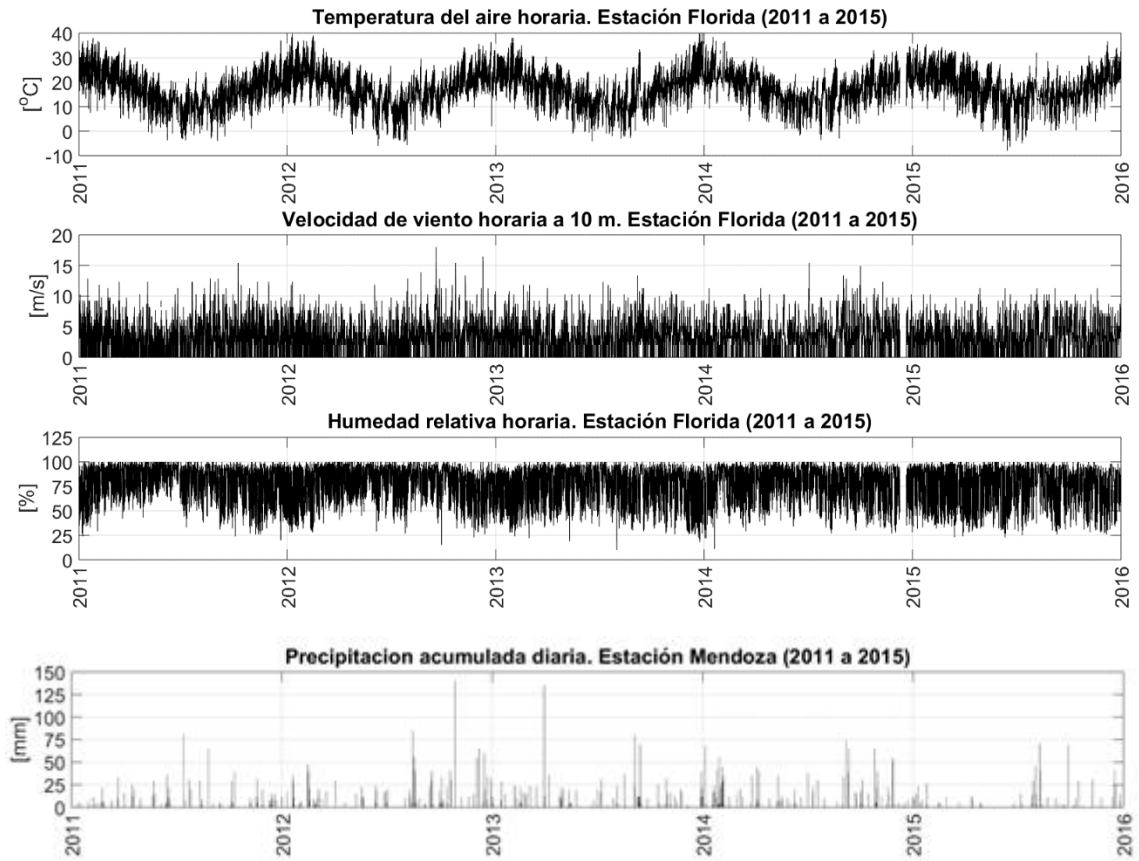


Figura 3-11: Temperatura, velocidad de viento y HR estación meteorológica de Florida. Precipitación acumulada diaria Estación Mendoza.

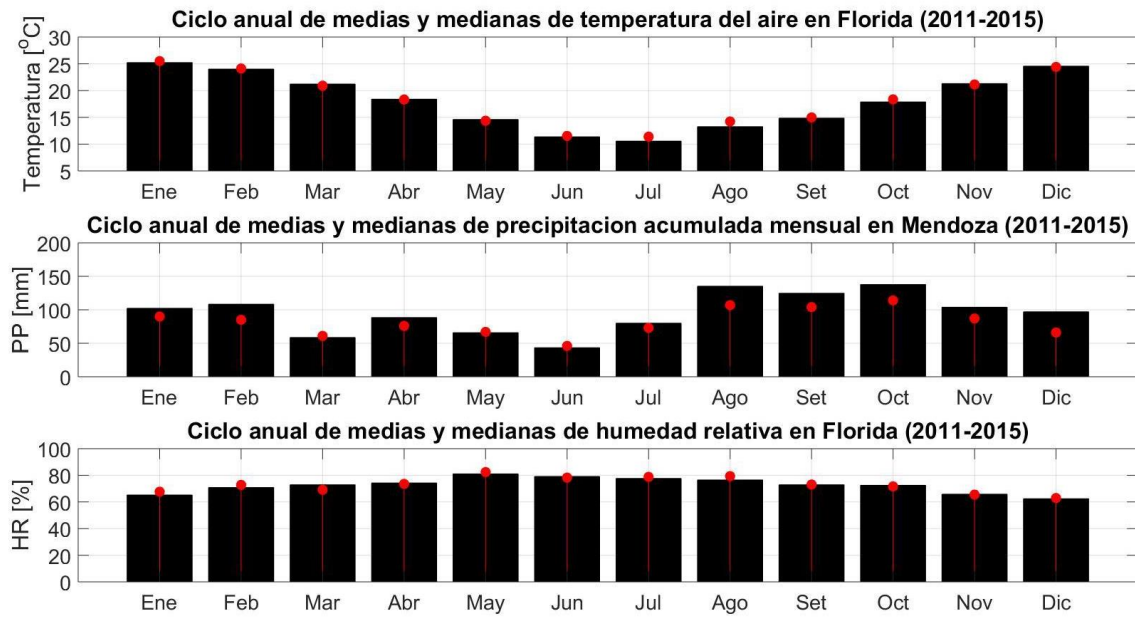


Figura 3-12: Ciclo anual de medias y medianas de temperatura del aire, precipitación acumulada mensual y humedad relativa (2011-2015).

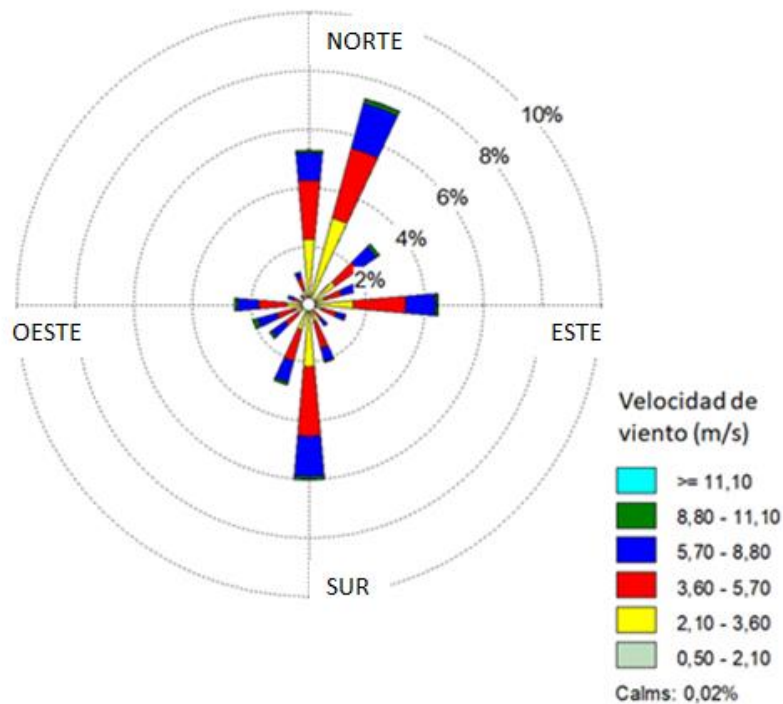


Figura 3-13: Rosa de vientos estación Florida. (Elaboración con software WRPLOT a partir de datos del INUMET, 2011-2015).

En la Tabla 3-4 se resumen los valores de precipitación acumulada anual.

Tabla 3-4: Precipitación acumulada anual

Año	PP acumulada (mm)
2011	850
2012	1.470
2013	1.138
2014	1.452
2015	718

La temperatura del aire presenta un ciclo anual que corresponde con la latitud en la cual se encuentra la estación meteorológica. Los valores extremos alcanzan 40 °C en verano y -8 °C en invierno. Las temperaturas medias mensuales más altas se presentan en diciembre, enero y febrero, ubicándose en el entorno de 25 °C. Por su parte, las temperaturas medias mensuales más bajas se dan en los meses de junio y julio, siendo de aproximadamente 11 °C.

A diferencia de la temperatura, los comportamientos medios mensuales de la precipitación no presentan una estacionalidad tan marcada. En términos interanuales, se presentan importantes variaciones, observándose años de escasas precipitaciones (2011 y 2015) y años con valores dentro de lo normal según las medias históricas (2012, 2013, 2014). Esta irregularidad en las precipitaciones se refleja en la variabilidad en los caudales afluentes y niveles de Paso Severino (ver Figura 3-8).

En lo que respecta a los datos de viento, se observa una predominancia de vientos provenientes del sector Nornoreste (NNE), destacándose también vientos del Sur y del Norte. El valor medio de velocidad a 10 m de altura es aproximadamente 3 m/s, siendo frecuentes algunos picos superiores a 10 m/s.

La humedad relativa media mensual oscila entre 60 % en los meses de diciembre y enero, y un 80 % en los meses de mayo, junio y julio. Por otro lado, presenta usualmente mayores valores en horas de la madrugada y menores valores hacia la tarde, poco después del mediodía.

3.4.5 Calidad de agua en el embalse

3.4.5.1 Antecedentes

La Sección Limnología (FCien, UdelaR) publicó dos estudios que incluyen monitoreo biológico y de calidad de agua en el embalse de Paso Severino. En estos trabajos no se incluyen variables meteorológicas ni hidrodinámicas. Tampoco se cuenta con caracterización de los sedimentos del embalse.

El primer trabajo fue realizado en convenio con la DINAMA (Arocena et al, 2008), e incluyó seis muestreos realizados entre diciembre de 2006 y marzo de 2008 en dos estaciones. Una estación ubicada en el cauce principal del embalse, cerca de la represa; y otra en un brazo del embalse.

El otro estudio, fue realizado en convenio con el INIA (Arocena et al, 2012), e incluyó muestreos realizados en octubre, diciembre, enero, febrero y marzo de 2009-2010 y 2010-2011; y en julio de 2010. En este estudio se incluyeron seis estaciones: cola del embalse; brazo La Pedrera; brazo La Feliciania; brazo Sauce; brazo izquierdo; y centro, frente a la represa, según se presenta en la Figura 3-14.

En ambos trabajos se realizaron perfiles de radiación, temperatura y OD y se tomaron muestras en superficie y fondo para determinación en laboratorio de parámetros físico-químicos y biológicos.

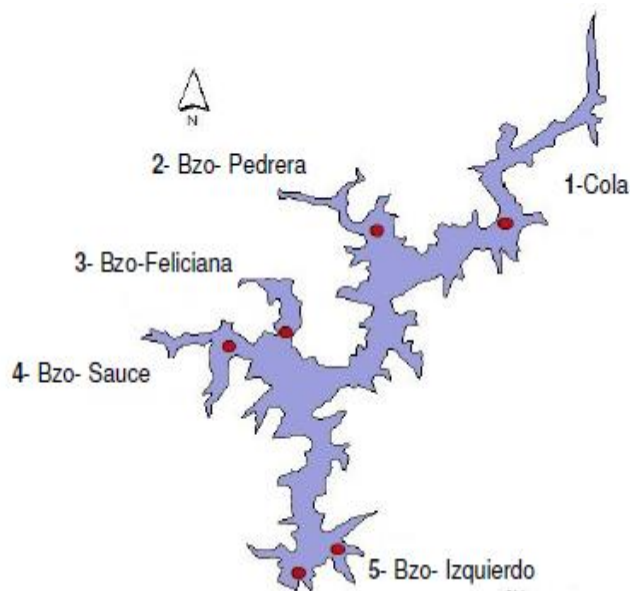


Figura 3-14: Estaciones de monitoreo en PS (Arocena et al 2008 y Arocena et al 2012)

Según Arocena et al, 2008, durante la mayor parte del año el embalse presenta homogeneidad térmica en profundidad. En determinados períodos, las variaciones verticales de la temperatura sugieren la existencia de estratificación térmica, que es más evidente durante el verano en la estación *centro*. Los autores vinculan la débil estratificación del embalse a la baja profundidad del mismo y al posible efecto del viento.

En la Figura 3-15 (izquierda) se presentan perfiles de temperatura para la estación centro y brazo en febrero 2008. En la Figura 3-15 (derecha), se pueden observar las variaciones temporales de OD en superficie y fondo en ambas estaciones.

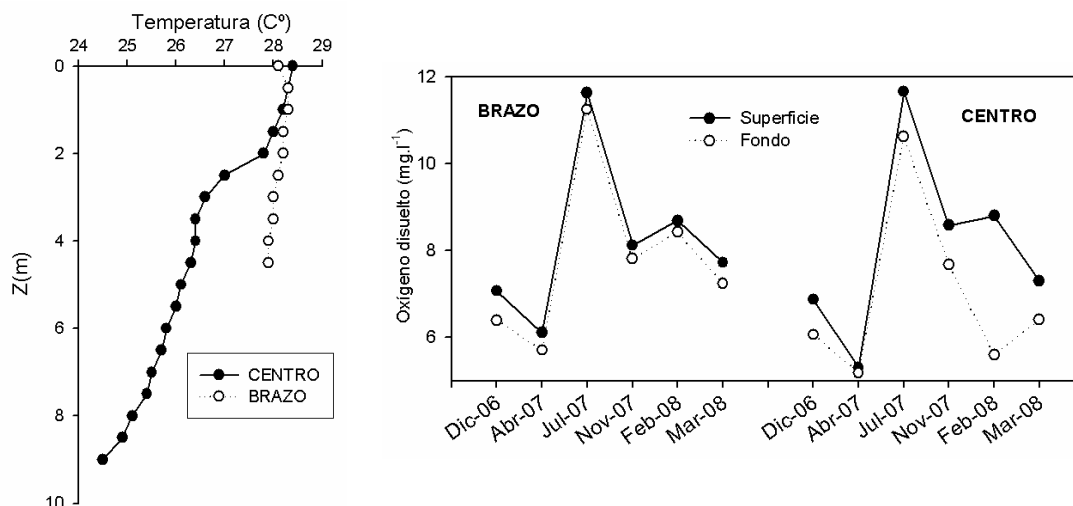


Figura 3-15: Perfiles verticales de temperatura en febrero -izquierda- y variación temporal de OD en superficie y fondo -derecha- (Arocena et. al, 2008).

Se puede observar que los menores niveles de OD tanto en superficie como en fondo ocurren en los meses más cálidos. La diferencia de OD entre superficie y fondo en febrero de 2008 confirma la estratificación sugerida por el perfil de temperaturas medido.

Los autores no encontraron correlaciones entre OD y clorofila-a, concluyendo que el intercambio con la atmósfera y la turbulencia generada por el viento son más importantes que la fotosíntesis en la oxigenación de la masa de agua. Por lo tanto, la estratificación y los procesos de descomposición de materia orgánica son responsables de la reducción del oxígeno en profundidad, observada especialmente en verano.

En la campaña realizada por Arocena et al, 2012, se registraron valores de OD por debajo del estándar de 5 mg/L establecido por el Decreto 253/979 y modificativos para Clase 1 en las siguientes estaciones: *cola* (3,0 mg/L); *brazo Pedrera* (2,2 mg/L); *brazo izquierdo* (4,9 mg/L); y *centro* (3,2 mg/L).

Según Arocena et al 2008, la profundidad de disco Secchi promedio entre las dos estaciones de medición varió entre 0,40 m en abril de 2007 y 0,80 m en marzo de 2008 (Figura 3-16 arriba), con un promedio de 0,65 m. Se realizaron perfiles de Radiación Fotosintéticamente Activa, y se determinó la zona eufótica como la profundidad a la cual la Radiación Fotosintéticamente Activa es el 1 % de la incidente. La profundidad de la zona eufótica varió entre 0,9 y 2,1 m, con un promedio de 1,5 m. Según los autores, en Paso Severino ni la clorofila-a, ni los sólidos totales por separado explican la extinción de la luz con la profundidad.

En el monitoreo realizado por Arocena et al 2012, la profundidad del disco Secchi presentó mínimos de 0,30 m en las estaciones de *brazo Sauce* y *brazo Pedrera* en octubre de 2009 y febrero de 2010 respectivamente, y un máximo de 1,80 m en la estación *centro* en enero de

2011 (Figura 3-16 abajo). El promedio de todas las estaciones en este período fue de 0,69 m.

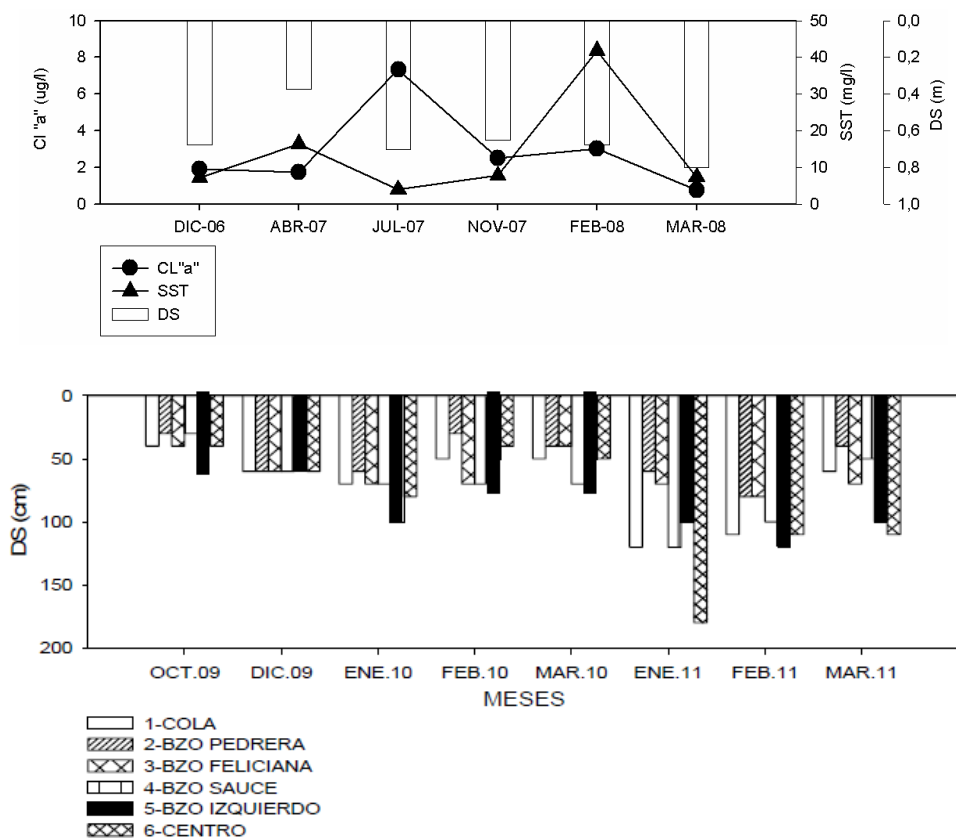


Figura 3-16: Profundidad Disco Secchi promedio entre centro y brazo, Arocena et al, 2008 (arriba). Profundidad Disco Secchi en distintas estaciones, Arocena et al 2010 (abajo)

Como se puede observar en la Figura 3-16, los resultados obtenidos para la profundidad de disco Secchi en el embalse de Paso Severino indican que ésta varía tanto espacial como temporalmente.

Los resultados de ambos estudios demuestran que Paso Severino presenta elevadas concentraciones de nitrógeno y fósforo en forma inorgánica, indicando una alta biodisponibilidad de estos elementos. Las concentraciones de fósforo total (PT) y ortofosfato (PO_4) son superiores a las de los embalses de Canelón Grande, Salto Grande y embalses del Río Negro (Arocena et al, 2012).

Las concentraciones promedio de PT y PO_4^{3-} en Paso Severino entre diciembre de 2006 y marzo de 2008 fueron 247 y 191 $\mu g/L$ (Arocena et al., 2008). En el período estudiado por Arocena et al 2012, la concentración promedio de PT fue 379 $\mu g/L$ y la de PO_4^{3-} fue 307 $\mu g/L$; resultando sensiblemente superiores a los reportados por Arocena et al 2008. Los valores más altos, tanto promedio como picos máximos, se registraron en la estación *centro*;

por otro lado, los valores más bajos, promedio y mínimo, se registraron en la estación *cola*. En todos los casos, las concentraciones de fósforo obtenidas son altamente superiores al estándar de 25 µg/L establecido para cuerpos de agua Clase 1 en el Decreto 253/979 y sus modificativos.

La concentración promedio de nitrógeno total (NT) fue 4.962 µg/L (Arocena et al 2008) y de 610 µg/L (Arocena et al 2012).

En ambos estudios, la especie inorgánica de nitrógeno que predominó fue el nitrato (NO_3^-). En los análisis realizados por Arocena et al 2008 la concentración promedio de NO_3^- fue 312 µg/L mientras que la de amonio (NH_4^+) presentó variaciones ente 0 µg/L y 115 µg/L. Según Arocena et al 2012, la concentración promedio de nitrato fue 196 µg/L, mientras que la concentración promedio de amonio fue 47 µg/L, valor relativamente bajo.

Las concentraciones de sílice en el embalse variaron entre 3,4 y 10,8 mg/L (Arocena et al, 2008). La concentración media de sólidos suspendidos durante el período analizado por Arocena et al 2012 fue 13,5 mg/L. El máximo alcanzado se produjo en la estación *cola* (96 mg/L) y el mínimo, en la estación *centro* (0,9 mg/L).

La clorofila-a se mantuvo con promedios bajos (3,0 µg/L) que oscilaron entre 18 µg/L en diciembre de 2010 en la estación *cola* y 0,1 µg/L en los meses más fríos en la misma estación (Arocena et al, 2012). La concentración media de clorofila-a en la zona eufótica según Arocena et al 2008 fue 2,87 µg/L, alcanzando un máximo de 13,6 µg/L en la superficie.

En base a los resultados del monitoreo, el estado trófico de Paso Severino fue evaluado por Arocena et al 2008 y Arocena et al 2012 según distintos métodos, considerando la concentración de PT y la de clorofila-a. No consideraron la transparencia del agua ya que esta posee un componente de origen inorgánico importante, por lo cual no puede relacionarse directamente con la biomasa de fitoplancton.

Según concluyeron ambos trabajos, el embalse de Paso Severino se clasifica como hipereutrófico según la concentración promedio de PT; mientras que los valores promedio y los máximos de clorofila-a señalan al embalse como mesotrófico.

El embalse presentó alta variabilidad espacial y temporal en cuanto a la composición de especies de fitoplancton, siendo bajo el número de especies en comparación a los embalses del Río Negro y Salto Grande. A excepción de algunos meses y estaciones puntuales, las abundancias no fueron elevadas, siendo superiores las reportadas por Arocena et al (2012) que las reportadas por Arocena et al (2008). Las mayores densidades celulares ocurrieron en los meses más cálidos (Arocena et al., 2008; Arocena et al, 2012). Arocena et al (2012) reportó mayor abundancia promedio de fitoplancton en la estación ubicada en el *brazo Sauce*, seguida por la estación *centro*, mientras que la menor abundancia promedio se

registró en la *cola*. Esta diferencia se asocia a la distinta hidrodinámica entre las zonas, aunque estos aspectos no se incluyen en el estudio.

Predominaron los flagelados de la fracción nanoplanctónica, asociados a condiciones de baja luz o turbidez inorgánica, acompañados de especies adaptadas a la turbulencia, como las diatomeas. (Arocena et al 2008; Arocena et al 2012).

En el estudio realizado por Arocena et al (2008) no se detectaron cianobacterias. Esta tendencia se mantuvo en el reporte de Arocena et al (2012), donde se detectaron especies de cianobacterias potencialmente tóxicas como *Microcystis aeruginosa* y *Dolichospermum circinalis* en muy bajo número, a diferencia de embalses como Salto Grande o los embalses del Río Negro, donde se han detectado masivas floraciones de estas especies (Arocena et al, 2012).

Pese a que el embalse presentó características de hipetrófico de acuerdo a la carga de PT, ésta no promovió el desarrollo de fitoplancton (Arocena et al, 2012). Los autores explican que el factor que limita el crecimiento de fitoplancton sería la baja disponibilidad de luz.

3.4.5.2 Análisis de datos disponibles

En este punto se analizan los datos disponibles de la red de monitoreo de DINAMA y de una campaña específica de monitoreo realizada por OSE. En las estaciones de DINAMA en Paso Severino (ver PS01, PS02, PS03 Y PS04 en Figura 3-5), se cuentan con datos bi-mensuales a partir del año 2011. Las muestras de agua son tomadas en la superficie de la columna de agua; la frecuencia bi-mensual no siempre es cumplida, por razones propias del monitoreo o razones ajenas al mismo (MVOTMA/DINAMA, 2015). La realización de los muestreos está a cargo del Departamento Seguimiento de Componentes del Ambiente de la DINAMA, en coordinación con el Laboratorio Ambiental de la DINAMA y con las Intendencias Departamentales de los Departamentos de la cuenca hidrográfica (MVOTMA/DINAMA, 2015).

A continuación, se presenta un breve análisis de algunas variables monitoreadas por DINAMA, tomando asimismo como referencia el documento publicado por MVOTMA/DINAMA (2015).

En la Figura 3-17 se puede observar que la temperatura del agua en el embalse presenta un marcado comportamiento estacional, con mínimos en el entorno de 10 °C en invierno, y picos cercanos a 30 °C en verano. La escala de tiempo de monitoreo no permite apreciar si existen diferencias significativas en la variación espacial de la temperatura.

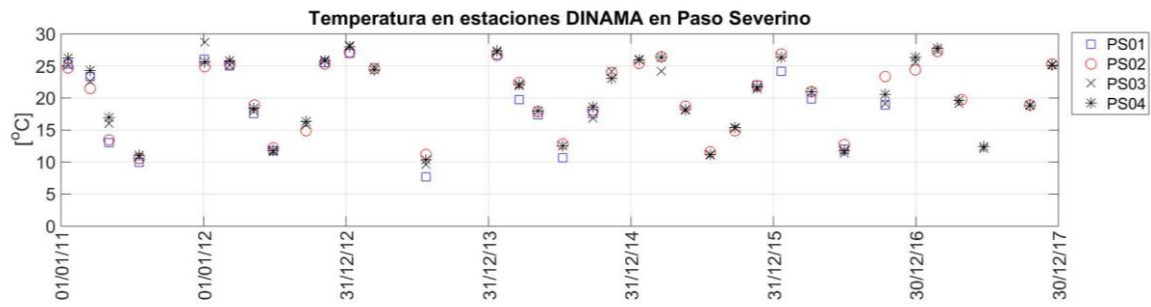


Figura 3-17: Series temporales de la temperatura del agua en estaciones de monitoreo de PS.

En la Figura 3-18 (arriba) se presentan los resultados obtenidos para la demanda bioquímica de oxígeno ($DBO_{5,20}$), y en la Figura 3-18 (abajo) los resultados de OD.

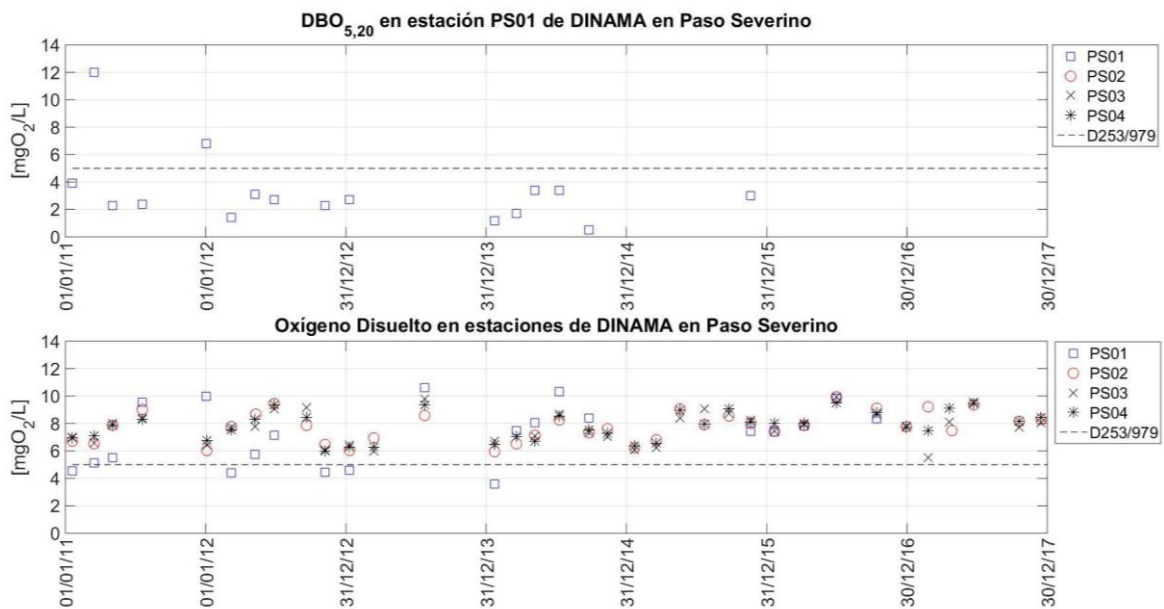


Figura 3-18: Series temporales de $DBO_{5,20}$ y OD en estaciones de monitoreo de PS.

Solo se cuenta con datos de $DBO_{5,20}$ en la entrada al embalse por el cauce principal, medidos en la estación PS01. El rango estuvo entre 0,5 mgO_2/L y 12 mgO_2/L , con valores generalmente por debajo del estándar establecido en el Decreto 253/979 y modificativos para Clase 1. Las únicas excepciones fueron los valores registrados en marzo de 2011 y enero de 2012.

El OD presentó valores similares a los reportados por Arocena et al (2008) y Arocena et al (2012), en el rango de 3,6 mgO_2/L y 10,6 mgO_2/L . Se observa un comportamiento estacional contrario al de la temperatura: mayores concentraciones en los meses más fríos y menores en los meses más calurosos. Los menores niveles de OD se registraron con mayor frecuencia en la estación PS01, a la entrada del embalse, encontrándose incluso en ocasiones por debajo del estándar.

Según MVOTMA/DINAMA (2015), la explicación de la dinámica de OD en el embalse requiere un análisis que considere otras variables no incluidas en sus estudios, ya que ésta se ve influenciada por factores físicos relativos a la temperatura del agua y la turbulencia; factores bioquímicos relativos a la demanda por degradación de materia orgánica y factores biológicos relativos a la producción y consumo de oxígeno por parte de la biota del sistema.

En la Figura 3-19 se presentan los valores de conductividad (arriba) y turbidez (abajo) para las distintas estaciones de monitoreo de DINAMA. Los valores de conductividad son similares a los reportados por Arocena et al (2008) y Arocena et al (2012). Se observan mayores valores en la estación PS01, en la cual en muchas ocasiones no se cuenta con registros, fundamentalmente en 2016 y 2017. La turbidez presenta valores generalmente bajos con relación al estándar de 50 NTU establecido en el Decreto 253/979 y modificativos para Clase 1.

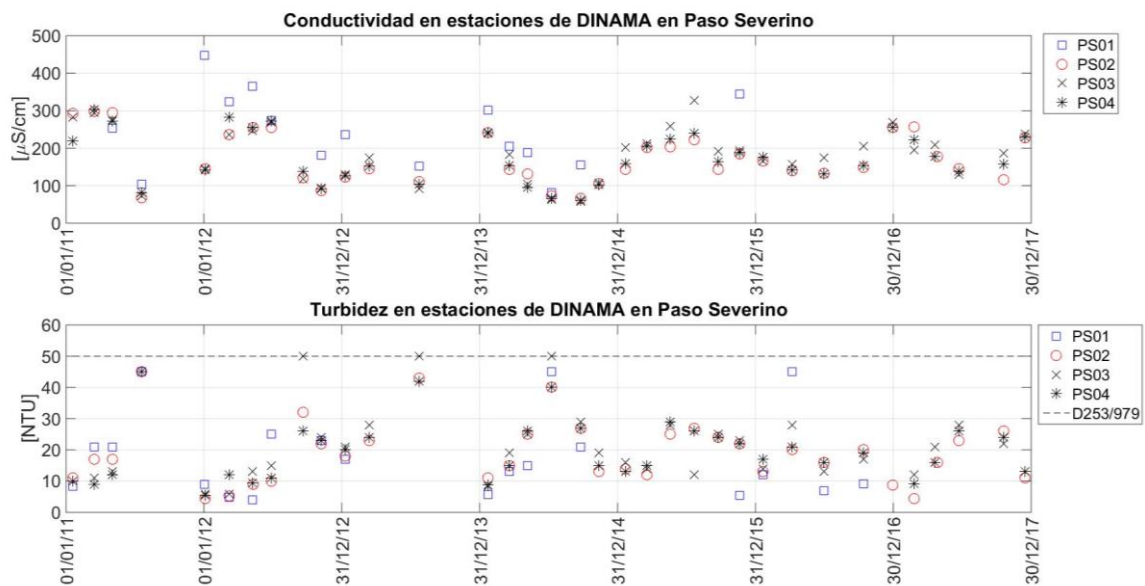


Figura 3-19: Series temporales de conductividad y turbidez en las estaciones de monitoreo en PS.

Con referencia a los niveles de nutrientes en Paso Severino, en la Figura 3-20 se presentan los valores de PT registrados en las distintas estaciones, y en la Figura 3-21 se presentan las concentraciones de las distintas especies de nitrógeno presentes en el agua.

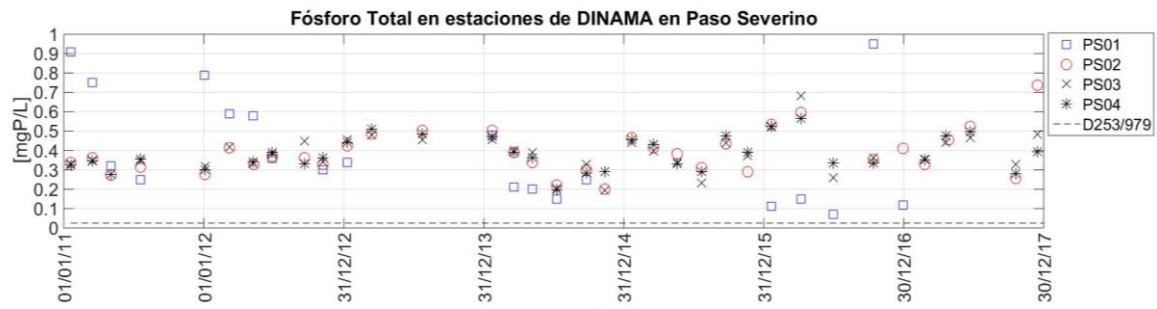


Figura 3-20: Series temporales de PT en las estaciones de monitoreo en PS.

Los niveles de PT en el embalse superaron el valor del estándar (0,025 mgP/L) en la totalidad de los registros. En la estación PS01 se observan mayores concentraciones respecto a las demás estaciones en los primeros años de muestreo; y menores concentraciones en 2013 y 2015.

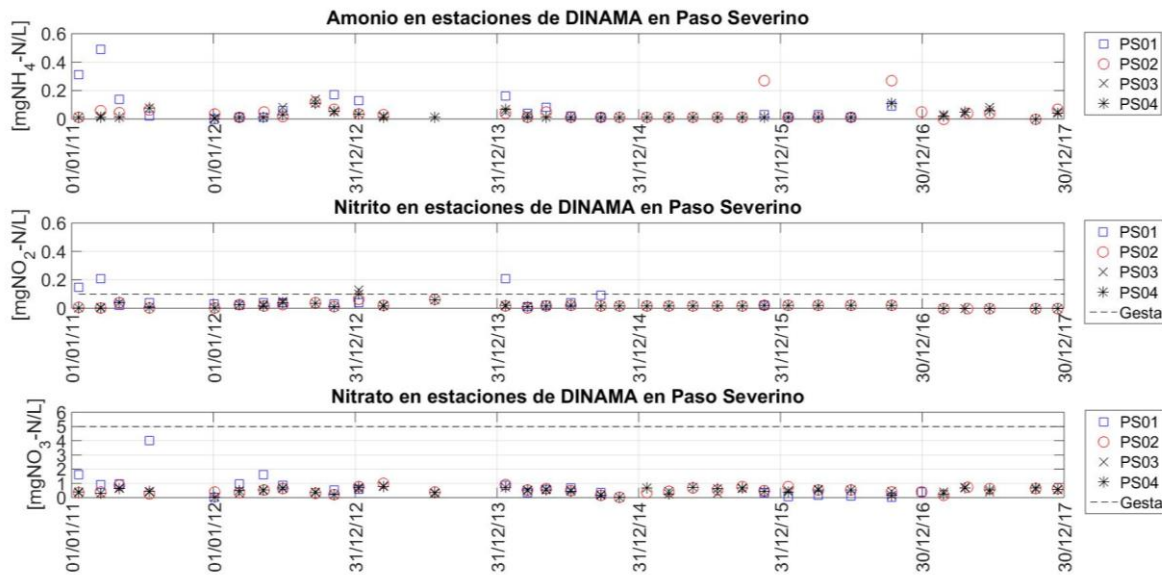


Figura 3-21: Series temporales de especies de nitrógeno (NH_4^+ , NO_2^- , NO_3^-) en las estaciones de monitoreo de PS.

Los valores de nitrógeno en el embalse son similares a los presentados por Arocena et al (2008) y Arocena et al (2012). Los mayores niveles se observan ocasionalmente en la estación PS01, al igual que en otras variables. Para evaluar los niveles nitrito y nitrato se toma como referencia la propuesta de modificación del Decreto 253/979 planteada por GESTA-Agua, no publicada (DINAMA, 2015). Se observa que los niveles de nitrito exceden el valor de referencia en ocasiones en la estación PS01, mientras que el nitrato cumple en todos los casos con el valor de referencia de GESTA-Agua.

En la Figura 3-22 Figura 3-23 se presentan para las estaciones de monitoreo PS01, PS03, PS04 y PS02 las concentraciones de las distintas formas de nitrógeno. Se observa que la forma de nitrógeno que predomina en todas las estaciones es el nitrato.

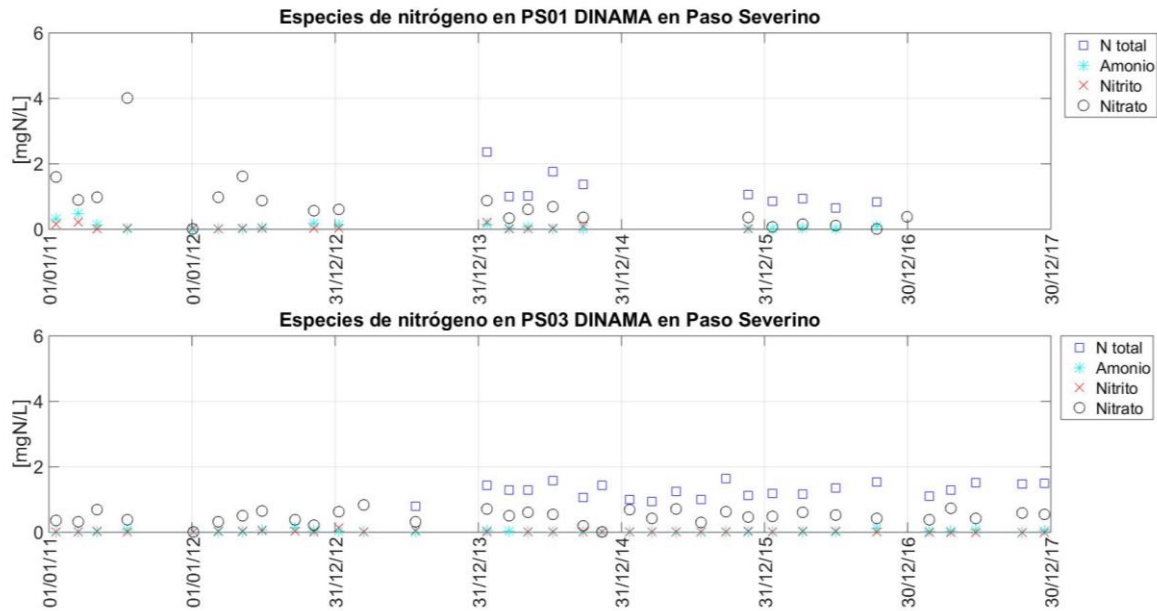


Figura 3-22: Series temporales de especies de nitrógeno en estaciones de monitoreo PS01 y PS03.

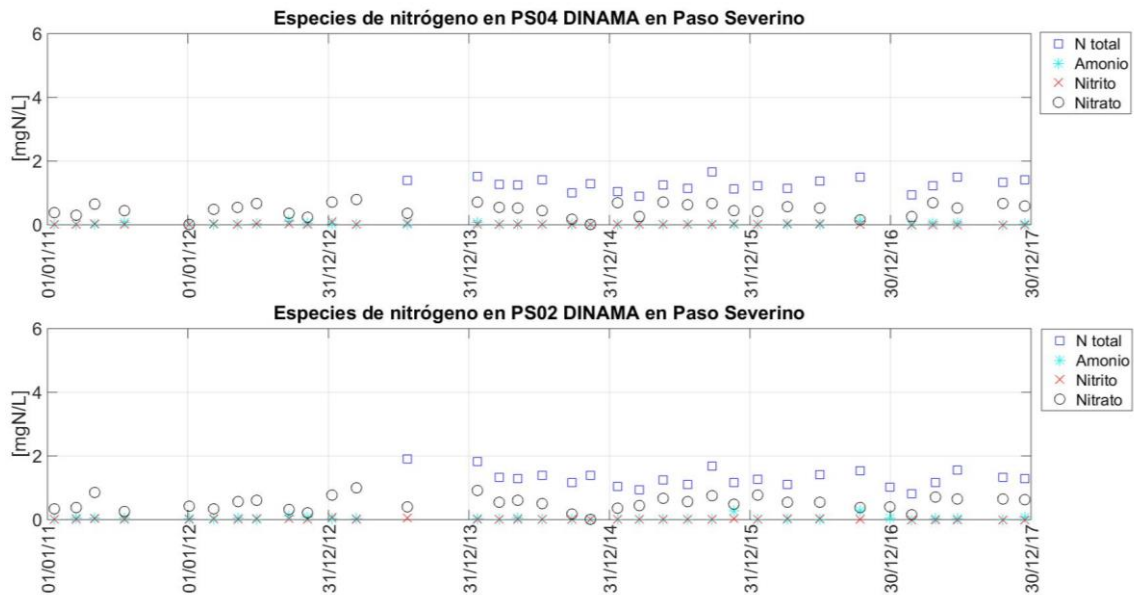


Figura 3-23: Series temporales de especies de nitrógeno en estaciones de monitoreo PS04 y PS02.

En la Figura 3-23 se presentan las concentraciones de clorofila-a. En concordancia con los resultados obtenidos por Arocena et al (2008) y Arocena et al (2012), los niveles de clorofila-

a en el embalse son bajos, más allá de los elevados niveles de nutrientes detectados, principalmente fósforo.

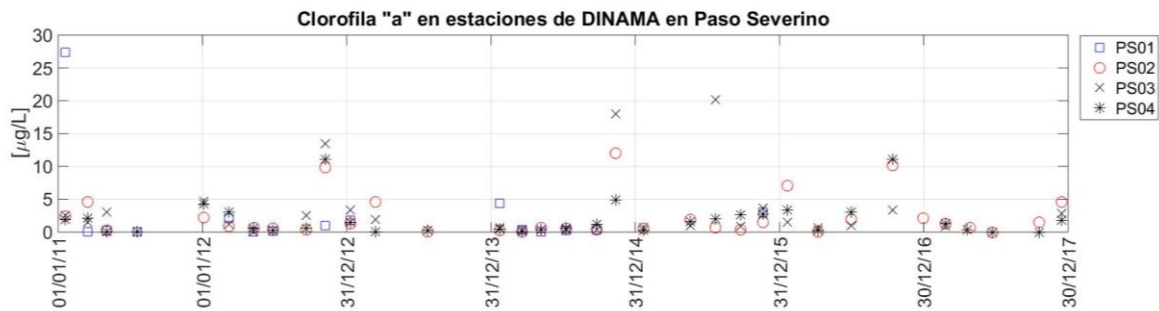


Figura 3-24: Concentraciones de clorofila-a en las estaciones de monitoreo de PS.

Por otra parte se cuenta con los datos medidos por OSE corresponden al período enero 2013 a mayo 2013. Los mismos tienen una frecuencia aproximadamente semanal, y fueron recolectados en la superficie de la columna de agua en un punto del embalse cercano a la represa, comparable con el punto de la estación PS02 de DINAMA.

En la Figura 3-25 y Figura 3-26 se presentan los datos de temperatura, OD, turbidez y conductividad medidos por OSE, en conjunto con los datos de la estación PS02 disponibles en ese período.

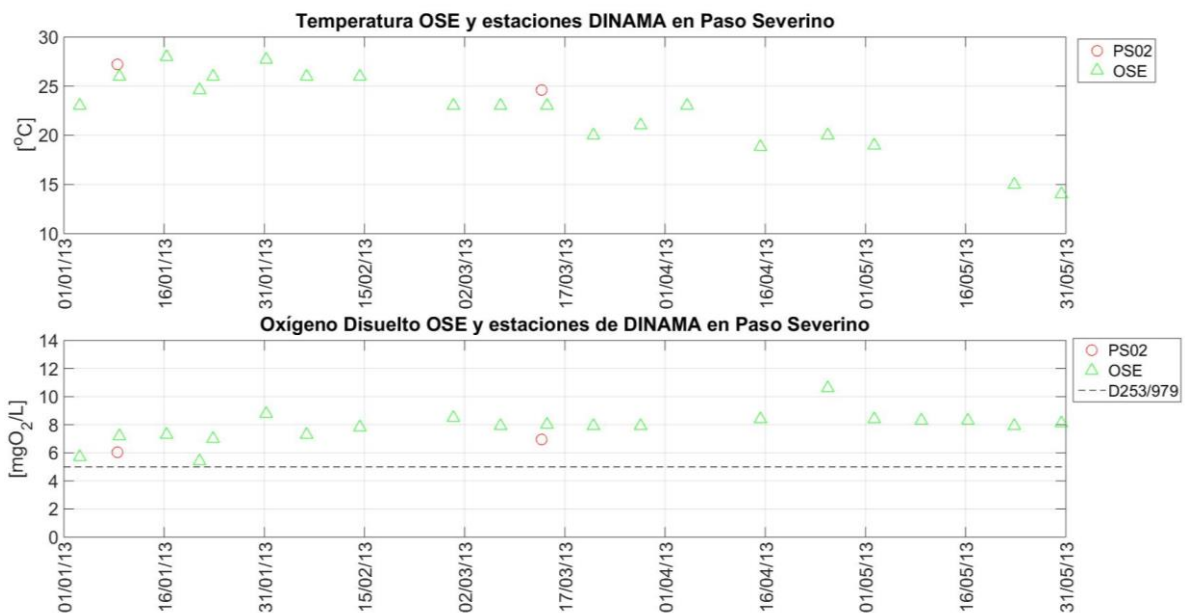


Figura 3-25: Temperatura del agua y niveles de OD medidos por OSE y DINAMA (PS02) en PS.

Como se puede observar en la Figura 3-25 (arriba), en el período disponible la temperatura del agua alcanza sus máximos en enero y febrero, observándose un marcado descenso en los

meses siguientes. Los datos medidos por DINAMA en PS02 en este período son similares a los medidos por OSE.

En referencia a los niveles de OD, presentados en la Figura 3-25 (abajo), nuevamente se observa una leve tendencia al aumento hacia los meses más fríos. En ningún caso se observan valores por debajo del estándar, sin embargo en enero se registraron valores cercanos al límite (5,7 mgO₂/L y 5,4 mgO₂/L). Los datos medidos por DINAMA en PS02 en este período son similares a los medidos por OSE.

Los datos de turbidez y conductividad medidos por OSE son similares a los medidos por DINAMA en PS02 en este período. Los menores niveles de turbidez se pueden observar en los meses de enero y febrero, luego se producen aumentos asociados posiblemente a eventos de precipitación, pero nunca se excede el estándar establecido en el Decreto 253/979 y modificativos para Clase 1.

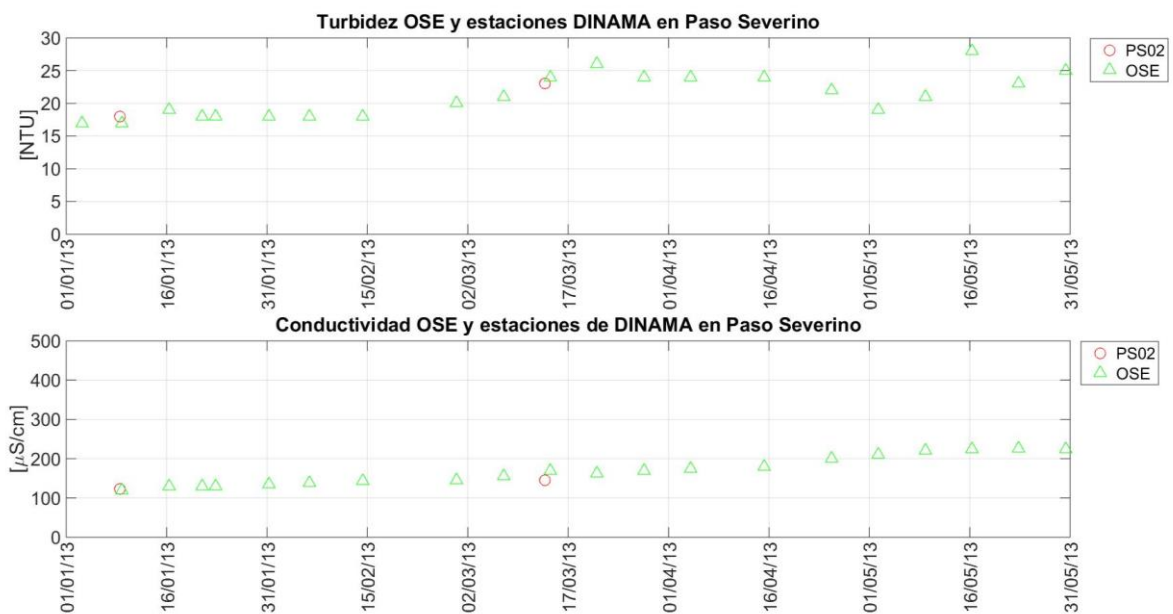


Figura 3-26: Turbidez y conductividad medidos por OSE y DINAMA (PS02) en PS.

3.4.5.3 Síntesis

La temperatura superficial del agua en el embalse de Paso Severino presenta un marcado comportamiento estacional, con mínimos en el entorno de 10 °C en invierno, y picos cercanos a 30 °C en verano. Las mediciones del perfil vertical de temperatura muestran que el embalse presenta homogeneidad térmica en profundidad durante la mayor parte del año. No obstante, en determinados períodos las variaciones verticales de la temperatura sugieren la existencia de estratificación térmica. La débil estratificación térmica de Paso Severino se ha asociado a la baja profundidad del embalse y al posible efecto del viento.

En cuanto a los niveles de OD, se ha observado un comportamiento estacional contrario al de la temperatura: mayores concentraciones en los meses más fríos y menores en los meses más calurosos. Tanto en los trabajos de Arocena et al, 2008 y Arocena et al, 2012, como en las estaciones de monitoreo de DINAMA, se han detectado valores de OD por debajo del estándar de 5 mg/L establecido por el Decreto 253/979 y modificativos para Clase 1. Se ha observado además reducción de OD en profundidad principalmente en verano, que ha sido vinculada a la estratificación y a los procesos de descomposición de materia orgánica. La dinámica de OD en el embalse se ve influenciada por factores físicos relativos a la temperatura del agua y la turbulencia; factores bioquímicos relativos a la demanda por degradación de materia orgánica y factores biológicos relativos a la producción y consumo de oxígeno por parte de la biota del sistema. Al no encontrar correlación entre OD y clorofila-a, Arocena et al, 2008 concluyó que el intercambio con la atmósfera y la turbulencia generada por el viento son más importantes que la fotosíntesis en la oxigenación de la masa de agua.

La profundidad del disco Secchi en Paso Severino presenta variaciones tanto espaciales como temporales, habiéndose registrado valores entre 0,30 m y 1,80 m. La profundidad de la zona eufótica, determinada como la profundidad a la cual la Radiación Fotosintéticamente Activa es el 1 % de la incidente, presentó variaciones entre 0,9 y 2,1 m, con un promedio de 1,5 m.

Paso Severino presenta elevadas concentraciones de nitrógeno y fósforo en forma inorgánica, indicando una alta biodisponibilidad de estos elementos. La especie de nitrógeno que predominó según distintos trabajos es el nitrato. No se cuenta con caracterización físico-química de los sedimentos del embalse.

La clorofila-a presenta promedios bajos. El embalse presenta variabilidad espacial y temporal en cuanto a la composición de especies de fitoplancton, con predominancia de flagelados de la fracción nanoplanctónica, asociados a condiciones de baja luz o turbidez inorgánica, acompañados de especies adaptadas a la turbulencia, como las diatomeas. Fueron detectadas especies de cianobacterias potencialmente tóxicas como *Microcystis aeruginosa* y *Dolichospermum circinalis* en muy bajo número.

De acuerdo a los trabajos presentados, el embalse de Paso Severino se clasifica como hipereutrófico según la concentración promedio de PT; mientras que los valores promedio y los máximos de clorofila-a señalan al embalse como mesotrófico. Los autores citados explican que el factor que limita el crecimiento de fitoplancton sería la disponibilidad de luz. Para complementar esta última conclusión es relevante determinar la disponibilidad de luz en la zona de mezcla, a través de la relación Z_{eu}/Z_{mix} de acuerdo a lo presentado en el punto 2.3.3.3.

Capítulo 4

El modelo numérico Delft3D-FLOW

4.1 Introducción

En el Capítulo 2 se presentaron las ecuaciones en derivadas parciales que gobiernan el flujo en embalses, las cuales no se pueden resolver analíticamente. Debido a esto, se emplean métodos numéricos que permiten discretizar las ecuaciones y obtener soluciones aproximadas del flujo y el transporte en el cuerpo de agua.

En este trabajo de tesis, el cálculo de los niveles y del campo de velocidades y temperatura en el embalse de Paso Severino se realiza mediante la implementación del modelo numérico Delft3D. Este modelo es desarrollado por el instituto Deltares con sede en las ciudades de Delft y Utrecht, Holanda. El modelo hidrodinámico Delft3D-FLOW resuelve las ecuaciones gobernantes no estacionarias en 2D (promedio en dirección vertical) o en 3D. El sistema de ecuaciones lo comprenden las ecuaciones de Navier-Stokes, la ecuación de continuidad y la ecuación de transporte para la temperatura. La ecuación de momento vertical se simplifica a la expresión de presión hidrostática, debido a que las aceleraciones verticales se asumen pequeñas en comparación con la aceleración gravitacional. Para resolver las ecuaciones de flujo el Delft3D-FLOW emplea un esquema de diferencias finitas en una grilla escalonada utilizando un solver ADI (Alternating Direction Implicit) en conjunto con una iteración de Jacobi. En este Capítulo se describen las principales características del modelo que son de interés para este caso de estudio, tomando como referencia el Manual de Usuario (Deltares, 2018). Como complemento, en el Anexo A se describen algunos aspectos numéricos del Delft3D-FLOW: el tipo de grilla utilizada; la discretización temporal y espacial; y el algoritmo de mojado y secado. Para la descripción, se toma como referencia el Manual de Usuario (Deltares, 2018), Stelling (1984) y Cornelissen et al (2004).

4.2 Ecuaciones gobernantes

4.2.1 Ecuaciones hidrodinámicas

El modelo Delft3D-FLOW resuelve las ecuaciones de Navier-Stokes para un fluido incompresible, bajo las hipótesis de aguas someras y de Boussinesq. Estas características lo

hacen adecuado para representar el flujo en mares poco profundos, áreas costeras, estuarios, lagunas, ríos, lagos y embalses.

4.2.1.1 *Sistema de coordenadas*

El conjunto de ecuaciones diferenciales parciales, en combinación con un conjunto apropiado de condiciones iniciales y condiciones de borde, es resuelto numéricamente en una grilla por el método de diferencias finitas. En la dirección horizontal, Delft3D-FLOW permite resolver las ecuaciones en una grilla Cartesiana rectangular, curvilínea ortogonal; o en una grilla en coordenadas esféricas. En dirección vertical, el modelo permite utilizar un sistema de coordenadas σ , o un sistema cartesiano de coordenadas Z . Las capas generadas en cada sistema de coordenadas vertical, se presenta en la Figura 4-1.

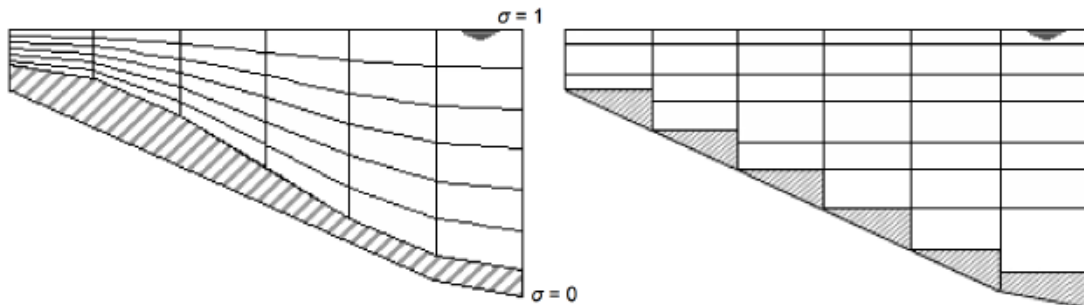


Figura 4-1: Ejemplo de coordenadas verticales σ (izquierda) y en coordenadas Z (derecha).

El sistema de coordenadas σ consiste en capas limitadas por dos planos que siguen la topografía de fondo y la superficie libre. El número de capas es constante en todo el dominio independientemente de la profundidad de agua, por lo que el espesor de cada capa usualmente no es uniforme.

La transformación a de coordenadas Cartesianas a coordenadas σ fue introducida por Norman Phillips en 1957 para el uso en modelos meteorológicos. En la década de 1970 comenzó a utilizarse para cálculos hidrodinámicos, inicialmente en modelos de mares y océanos y luego en aplicaciones a menor escala.

Las principales ventajas de las coordenadas σ son la facilidad de implementación y la eficiencia de las rutinas computacionales; además de que permiten mayor libertad para refinar la grilla vertical en zonas de mayor interés.

Una desventaja de las coordenadas σ es que en cuerpos de agua estratificados con topografía empinada, se produce un ángulo entre la grilla y las isopícnas (líneas de igual densidad), que genera difusión vertical artificial de temperatura. La difusión estrictamente horizontal en los planos Z es una representación más realista del proceso físico de transporte. Además, en zonas poco profundas el uso de coordenadas σ genera una resolución excesiva, pudiendo las

capas tener profundidad nula, planteándose dificultades en la simulación del mojado y secado de las celdas.

El sistema de coordenadas Z presenta líneas de grilla que son prácticamente paralelas a las isopícnas en regiones de pendientes pronunciadas, lo cual reduce la mezcla artificial de propiedades escalares. Esto lo hace adecuado para simulaciones en $3D$ de sistemas estratificados débilmente forzados.

Las coordenadas σ se definen de modo que en el fondo $\sigma = 1$ y en la superficie $\sigma = 0$:

$$\sigma = \frac{z - \zeta}{d + \zeta} = \frac{z - \zeta}{H} \quad (4-1)$$

Donde z es la coordenada vertical; ζ es la elevación de la superficie por encima del plano de referencia ($z = 0$); d es la profundidad del fondo respecto del plano de referencia y $H = \zeta + d$ es la profundidad total del agua, según se presenta en la Figura 4-2.

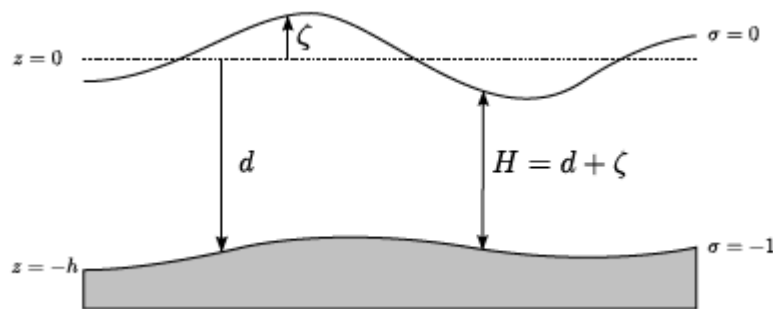


Figura 4-2: Definición del nivel de agua (ζ) y la profundidad (d) a partir de un plano de referencia, y la profundidad total (H).

En este caso de estudio, se trabaja con una grilla Cartesiana rectangular en coordenadas σ , por lo que las ecuaciones son presentadas en esta forma.

4.2.1.2 Ecuación de continuidad

Integrando la ecuación de continuidad para fluidos incompresibles en dirección vertical en toda la profundidad y considerando las condiciones de borde cinemáticas en la superficie y en el fondo, se tiene:

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{\partial (d + \zeta)U}{\partial x} + \frac{\partial (d + \zeta)V}{\partial y} = S \quad (4-2)$$

U y V son velocidades promediadas en dirección vertical, $U = \int_{-1}^0 u d\sigma$ y $V = \int_{-1}^0 v d\sigma$

S incluye las fuentes y sumideros de agua por unidad de área, incluyendo precipitación y evaporación.

4.2.1.3 Velocidades verticales

La velocidad vertical en coordenadas sigma ω se computa a partir de la ecuación de continuidad:

$$\frac{\partial \omega}{\partial \sigma} = -\frac{\partial \zeta}{\partial t} - \frac{\partial [(d + \zeta)u]}{\partial x} - \frac{\partial [(d + \zeta)v]}{\partial y} + (d + \zeta)s \quad (4-3)$$

Donde ω es la velocidad vertical relativa a los planos σ variables en el tiempo. Puede interpretarse como la velocidad asociada a los movimientos ascendentes y descendentes. El término s incluye fuentes y sumideros por unidad de volumen.

Las velocidades verticales “físicas” en coordenadas Cartesianas no están involucradas en las ecuaciones del modelo, y su cálculo solo es requerido para el post-procesamiento. Estas velocidades verticales pueden expresarse como:

$$w = \omega + \left[u \left(\sigma \frac{\partial H}{\partial x} + \frac{\partial \zeta}{\partial x} \right) + v \left(\sigma \frac{\partial H}{\partial y} + \frac{\partial \zeta}{\partial y} \right) \right] + \left(\sigma \frac{\partial H}{\partial t} + \frac{\partial \zeta}{\partial t} \right) \quad (4-4)$$

4.2.1.4 Presión hidrostática

Bajo la hipótesis de aguas someras, la ecuación de momento en dirección vertical se reduce a la expresión de presión hidrostática. Las aceleraciones verticales debido a los efectos de flotación y debido a variaciones bruscas en la topografía de fondo no son tenidas en cuenta, resultando la siguiente expresión:

$$\frac{\partial P}{\partial \sigma} = -\rho g H \quad (4-5)$$

4.2.1.5 Ecuaciones de momento horizontales

Considerando coordenadas Cartesianas rectangulares en el plano horizontal, y coordenadas sigma en dirección vertical, las ecuaciones de momento en las direcciones x e y resultan:

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\omega}{d + \zeta} \frac{\partial u}{\partial \sigma} - f v = -\frac{1}{\rho_0} P_x + F_x + M_x + \frac{1}{(d + \zeta)^2} \frac{\partial}{\partial \sigma} \left(v_V \frac{\partial u}{\partial \sigma} \right) \quad (4-6)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\omega}{d + \zeta} \frac{\partial v}{\partial \sigma} - f u = -\frac{1}{\rho_0} P_y + F_y + M_y + \frac{1}{(d + \zeta)^2} \frac{\partial}{\partial \sigma} \left(v_V \frac{\partial v}{\partial \sigma} \right) \quad (4-7)$$

Donde ν_v es la viscosidad vertical turbulenta [m^2/s]; P_x y P_y [$\text{kg}/(\text{m}^2\text{s}^2)$] representan los gradientes de presión horizontales y; F_x y F_y [m/s^2] representan las tensiones de Reynolds según x e y ; M_x y M_y [m/s^2] representan contribuciones asociadas a fuentes o sumideros de momento (fuerzas externas de estructuras hidráulicas, descargas o tomas de agua, etc.); f es el coeficiente de Coriolis [$1/\text{s}$].

De acuerdo con la aproximación de Boussinesq, si las variaciones de densidad del agua son pequeñas, ésta puede asumirse constante en todos los términos, excepto en el término gravitacional. Utilizando la regla de Leibniz, los gradientes de presión horizontales P_x y P_y pueden expresarse según la Ecuación 4-8 y la Ecuación 4-9:

$$\frac{1}{\rho_0} P_x = g \frac{\partial \zeta}{\partial x} + g \frac{(d + \zeta)}{\rho_0} \int_{\sigma}^0 \left(\frac{\partial \rho}{\partial x} + \frac{\partial \rho}{\partial \sigma'} \frac{\partial \sigma'}{\partial x} \right) d\sigma' \quad (4-8)$$

$$\frac{1}{\rho_0} P_y = g \frac{\partial \zeta}{\partial y} + g \frac{d + \zeta}{\rho_0} \int_{\sigma}^0 \left(\frac{\partial \rho}{\partial y} + \frac{\partial \rho}{\partial \sigma'} \frac{\partial \sigma'}{\partial y} \right) d\sigma' \quad (4-9)$$

Donde ρ_0 es la densidad de referencia del agua, y ρ es la densidad variable. Los primeros términos de las Ecuaciones 4-8 y 4-9 representan el gradiente de presión barotrópica (gradiente de presión asociado al gradiente de superficie libre) y los segundos términos el gradiente de presión baroclínica (gradiente de presión asociado al gradiente de densidad). Se introduce una derivada vertical asociada a la transformación a coordenadas σ .

Las tensiones de Reynolds (F_x y F_y) son modeladas mediante el concepto de viscosidad turbulenta. Este concepto expresa a las tensiones de Reynolds como el producto entre un coeficiente de viscosidad turbulenta, que depende del flujo y de la grilla; y los componentes del tensor de deformaciones medias.

Para flujos a pequeña escala, las tensiones de Reynolds se determinan según las Ecuaciones 4-10 y 4-11.

$$F_x = \frac{\partial}{\partial x} \left[2\nu_H \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial \sigma} \frac{\partial \sigma}{\partial x} \right) \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left\{ \nu_H \left[\left(\frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial u}{\partial \sigma} \frac{\partial \sigma}{\partial y} \right) + \left(\frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial \sigma} \frac{\partial \sigma}{\partial x} \right) \right] \right\} \quad (4-10)$$

$$F_y = \frac{\partial}{\partial y} \left[2\nu_H \left(\frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial \sigma} \frac{\partial \sigma}{\partial y} \right) \right] + \frac{\partial}{\partial x} \left\{ \nu_H \left[\left(\frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial u}{\partial \sigma} \frac{\partial \sigma}{\partial y} \right) + \left(\frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial \sigma} \frac{\partial \sigma}{\partial x} \right) \right] \right\} \quad (4-11)$$

Para flujos a mayor escala, F_x y F_y se simplifican según las Ecuaciones 4-12 y 4-13.

$$F_x = \nu_H \left(\frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} \right) \quad (4-12)$$

$$F_y = \nu_H \left(\frac{\partial^2 v}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial y^2} \right) \quad (4-13)$$

Para resolver las ecuaciones de momento debe especificarse la viscosidad turbulenta horizontal (ν_H) y vertical (ν_V). El coeficiente de viscosidad turbulenta horizontal ν_H es mucho mayor que el coeficiente de viscosidad turbulenta vertical ν_V .

Para simulaciones en $3D$, el Delft3D-FLOW asume que el coeficiente de viscosidad horizontal turbulenta ν_H es la superposición de un término asociado a la "turbulencia en $2D$ " y un término debido a la "turbulencia en $3D$ ".

La "turbulencia en $2D$ " está relacionada con la mezcla horizontal que no es resuelta en la grilla. Puede especificarse por el usuario como constante o variable en el espacio, teniendo en cuenta el tamaño de la grilla; o bien puede ser computada por el Delft3D-FLOW, a través de un modelo *HLES* (Horizontal Large Eddy Simulation). En este trabajo, la turbulencia asociada a la mezcla horizontal que no es resuelta en la grilla se especifica por un parámetro constante: el coeficiente de viscosidad horizontal turbulenta de base ν_H^{back} .

La "turbulencia en $3D$ " (ν_{3D}) es computada por el modelo de cierre de turbulencia seleccionado entre los disponibles.

Por lo tanto, en el Delft3D-FLOW el coeficiente de viscosidad horizontal turbulenta es definido por la expresión de la Ecuación 4-14:

$$\nu_H = \nu_{3D} + \nu_H^{back} \quad (4-14)$$

El coeficiente de viscosidad vertical turbulenta está compuesto de tres partes: una asociada a la viscosidad cinemática del agua (ν_{mol}) que es del orden de 1×10^{-6} ; otra que se relaciona con la mezcla no resuelta, especificada a través de un coeficiente de viscosidad vertical turbulenta de base ν_V^{back} ; y por último una componente resuelta por el modelo de cierre de turbulencia escogido. El coeficiente de viscosidad vertical turbulenta resulta entonces:

$$\nu_V = \nu_{mol} + \max(\nu_{3D}, \nu_V^{back}) \quad (4-15)$$

En cuerpos de agua fuertemente estratificados, la viscosidad turbulenta vertical en la interfaz se reduce a cero, y la mezcla vertical se reduce a la difusión molecular. Esto no es físicamente real, ya que en flujos fuertemente estratificados se producen ondas internas por diversas fuentes, que incrementan la producción de turbulencia y generan mezcla vertical de

momento. Como el efecto de las ondas internas no es tomado en cuenta explícitamente en la implementación de los modelos de turbulencia en Delft3D-FLOW, este efecto debe asignarse a la viscosidad turbulenta de base v_H^{back} , v_V^{back} .

4.2.2 Ecuación de transporte

En Delft3D-FLOW, el transporte de sustancias disueltas, calor o salinidad es modelado por una ecuación de advección-difusión. Se incluyen vertidos o tomas de agua, así como procesos de decaimiento de primer orden en sustancias. Para modelar procesos más complejos, se debe utilizar el módulo de calidad de agua del Delft3D, D-Water Quality. La ecuación de transporte en coordenadas cartesianas rectangulares en horizontal, y coordenadas sigma en vertical resulta:

$$\begin{aligned} \frac{\partial(d+\zeta)c}{\partial t} + \frac{\partial(d+\zeta)uc}{\partial x} + \frac{\partial(d+\zeta)vc}{\partial y} + \frac{\partial wc}{\partial \sigma} \\ = (d+\zeta) \left[\frac{\partial}{\partial x} \left(D_H \frac{\partial c}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(D_H \frac{\partial c}{\partial y} \right) \right] \\ + \frac{1}{(d+\zeta)} \frac{\partial}{\partial \sigma} \left(D_V \frac{\partial c}{\partial \sigma} \right) + S - \lambda_d (d+\zeta)c \end{aligned} \quad (4-16)$$

Donde D_H es el coeficiente de difusividad turbulenta horizontal [m^2/s]; D_V es el coeficiente de difusividad turbulenta vertical [m^2/s]; S representa las fuentes o sumideros por unidad de área; y λ_d los procesos de decaimiento de primer orden.

Los coeficientes D_H y D_V se definen, de forma similar a los coeficientes v_H y v_V , a través de la Ecuación 4-17 y la Ecuación 4-18:

$$D_H = D_{3D}^* + D_H^{back} \quad (4-17)$$

$$D_V = \frac{v_{mol}}{\sigma_{mol}} + \max(D_{3D}^*, D_V^{back}) \quad (4-18)$$

Donde:

$$D_{3D}^* = \max \left(D_{3D}, 0.2L_{oz}^2 \sqrt{-\frac{g}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z}} \right)$$

D_{3D} es la difusividad turbulenta computada por el modelo de cierre de turbulencia.

D^{back} son la difusividades turbulentas de base (horizontal y vertical), especificadas por el usuario.

σ_{mol} es el número de Prandtl-Schmidt para la mezcla molecular.

L_{Oz} es la longitud de Ozmidov

La difusividad turbulenta depende de la componente modelada, y puede utilizarse como parámetro de calibración independientemente de la viscosidad turbulenta.

La componente 3D de la difusividad turbulenta es el valor máximo entre la escala de longitud de Ozmidov y la computada por el modelo de cierre de turbulencia. En la mayoría de las simulaciones, la longitud de Ozmidov no es activada, tomando valor cero.

El valor de ν_H y D_H depende del flujo y del tamaño de celda utilizado en la simulación. Para modelaciones donde la mayor parte de los detalles del flujo son resueltos en la grilla (con tamaños de celda típicamente de decenas de metros o menos), los valores de ν_H y D_H varían típicamente en el rango de 1 a 10 m²/s. Ambos coeficientes son parámetros de calibración determinados para cada caso de estudio.

En los casos de flujos fuertemente estratificados, debe establecerse una viscosidad vertical turbulenta de base para amortiguar oscilaciones generadas por el mojado y secado, condiciones de borde, tensión de viento, entre otros. Sin este valor de base, las oscilaciones solo se amortiguarán por la rugosidad en la capa del fondo.

El valor sugerido para la viscosidad vertical turbulenta de base depende de la aplicación, y debe ser pequeño en comparación con la calculada por el modelo de cierre de turbulencia. Para estuarios y lagos estratificados se recomiendan valores en el rango de 10⁻⁴ y 10⁻³ m²/s.

La difusividad vertical turbulenta de base genera mezcla vertical a través de la pycnoclina, por lo que debe evitar colocarse un valor distinto de cero.

4.2.3 Ecuación de estado

Como se mencionó en el punto 2.4.5, la densidad del agua depende principalmente de la temperatura y la salinidad. En este trabajo, la salinidad se considera uniforme en el cuerpo de agua y por tanto la densidad varía solo con la temperatura.

El Delft3D-FLOW permite utilizar dos formulaciones distintas para la ecuación de estado: la formulación de Eckart y la formulación de UNESCO.

La formulación de Eckart es una relación empírica basada en un número limitado de mediciones realizadas en 1910, y para agua dulce no proporciona la densidad máxima a 4 °C. La formulación de UNESCO sirve como estándar internacional y es la recomendada para utilizar en Delft3D-FLOW. Además, permite obtener la densidad máxima del agua a 4 °C.

Tiene como limitación que fue concebida para usar en aguas oceánicas, por lo que debe utilizarse con cautela en aguas con composición química diferente, aunque se ha probado que los errores son mínimos.

La formulación de UNESCO aplica para los siguientes rangos de temperatura y salinidad:

- $0 < T < 40 \text{ }^\circ\text{C}$
- $0,5 < s < 43 \text{ ppt}$

La densidad queda determinada por las Ecuación 2-19:

$$\rho = \rho_0 + As + Bs^{3/2} + Cs^2 \quad (4-19)$$

Donde:

$$\rho_0 = 999,842594 + 6,793952 \cdot 10^{-2} \cdot T - 9,095290 \cdot 10^{-3} \cdot T^2 + 1,001685 \cdot 10^{-4} \cdot T^3 - 1,120083 \cdot 10^{-6} \cdot T^4 + 6,536332 \cdot 10^{-9} \cdot T^5$$

$$A = 8,24493 \cdot 10^{-1} - 4,0899 \cdot 10^{-3} \cdot T + 7,6438 \cdot 10^{-5} \cdot T^2 - 8,2467 \cdot 10^{-7} \cdot T^3 + 5,3875 \cdot 10^{-9} \cdot T^4$$

$$B = -5,72466 \cdot 10^{-3} + 1,0227 \cdot 10^{-4} \cdot T - 1,6546 \cdot 10^{-6} \cdot T^2$$

$$C = 4,8314 \cdot 10^{-4}$$

4.3 Condiciones de borde

4.3.1 Condiciones de flujo en la superficie libre y en el fondo

Tanto en la superficie libre como en el fondo del cuerpo de agua distingue entre condiciones de borde cinemáticas que consideran solamente el movimiento; y dinámicas, que consideran además las causas del movimiento.

En referencia a las condiciones de borde cinemáticas, la condición de impermeabilidad de la superficie libre y el fondo implica que las velocidades verticales en el sistema de coordenadas σ son nulas:

Condición en el fondo:

$$\omega(\sigma = -1) = 0 \quad (4-20)$$

Condición en la superficie libre:

$$\omega(\sigma = 0) = 0 \quad (4-21)$$

Las condiciones de borde dinámicas en el fondo para las ecuaciones de momento horizontal, son:

$$\frac{v_V}{H} \frac{\partial u}{\partial \sigma} (\sigma = -1) = \frac{1}{\rho_0} \tau_{bx} \quad (4-22)$$

$$\frac{v_V}{H} \frac{\partial v}{\partial \sigma} (\sigma = -1) = \frac{1}{\rho_0} \tau_{by} \quad (4-23)$$

Donde τ_{bx} y τ_{by} son las componentes de la tensión de fondo en las direcciones x e y respectivamente.

En modelos 3D, la tensión de fondo se relaciona con la velocidad en la capa de fondo:

$$\tau_{b3D} = \frac{g\rho_0 \overline{u_b} |\overline{u_b}|}{C_{3D}^2}$$

Donde $|\overline{u_b}|$ es la magnitud de la velocidad horizontal en la capa más cercana al fondo; y C_{3D} es el coeficiente de Chézy en 3D, que se relaciona con el coeficiente de Manning según la Ecuación 4-24:

$$C_{3D} = \frac{H^{1/6}}{n} \quad (4-24)$$

Donde H es la profundidad del agua y n el coeficiente de Manning.

En la superficie libre, las condiciones de borde para las ecuaciones de momento horizontales son:

$$\frac{v_V}{H} \frac{\partial u}{\partial \sigma} (\sigma = 0) = \frac{1}{\rho_0} |\overline{\tau_s}| \cdot \cos(\theta) \quad (4-25)$$

$$\frac{v_V}{H} \frac{\partial v}{\partial \sigma} (\sigma = 0) = \frac{1}{\rho_0} |\overline{\tau_s}| \cdot \text{sen}(\theta) \quad (4-26)$$

Donde θ es el ángulo entre el vector tensión de viento y la dirección local de la grilla. Sin viento la tensión en la superficie libre es cero. La magnitud de la tensión ejercida por el viento se define como:

$$|\overline{\tau_s}| = \rho_0 \cdot \overline{u_s^*} |\overline{u_s^*}| \quad (4-27)$$

Donde u_s^* es la velocidad de fricción en la superficie libre.

La magnitud se determina por la siguiente expresión cuadrática:

$$|\vec{\tau}_s| = \rho_a \cdot C_d \cdot U_{10}^2 \quad (4-28)$$

Donde ρ_a es la densidad del aire; U_{10} es la velocidad de viento 10 m por encima de la superficie libre; C_d es el coeficiente de arrastre de viento (que puede ser dependiente de la velocidad de viento).

El Delft3D-FLOW permite considerar viento variable en tiempo y espacio; o viento uniforme en el espacio y variable en el tiempo. En esta tesis, se considera la segunda opción.

4.3.2 Condiciones de flujo en los bordes laterales

El contorno del dominio del modelo consiste en bordes a lo largo de líneas “tierra-agua”, denominados *bordes cerrados*; y bordes “agua-agua”, introducidos en el modelo numérico para restringir el área computacional a la zona de interés, los cuales se denominan *bordes abiertos*.

4.3.2.1 Bordes abiertos

Estas condiciones representan la influencia del área fuera del dominio del modelo. La elección de las condiciones a utilizar en los bordes abiertos depende del fenómeno a representar, aunque en la práctica dicha elección está condicionada por los datos disponibles.

El flujo puede ser forzado por niveles de agua, gradientes de niveles de agua corrientes, caudales, y la invariante de Riemann, que es una combinación de nivel de agua y corriente. Las forzantes hidrodinámicas pueden prescribirse utilizando componentes armónicas o astronómicas, o como series temporales. En el caso de los modelos 3D, el usuario puede especificar el uso de un perfil de velocidad logarítmica o uniforme en los bordes de entrada. Para los niveles de agua, las condiciones de borde también pueden especificarse mediante una relación altura-caudal (relación Q-H).

En el caso de imponerse un caudal de ingreso como condición de borde, en cada paso de tiempo éste es distribuido en los puntos activos del borde abierto según la Ecuación 2-29, basada en la ecuación de Chézy:

$$q_i = \frac{B_i h_i^{1,5} C_i}{\sum_{j=1}^N B_j h_j^{1,5} C_j} Q \quad (4-29)$$

Donde B_i , h_i , C_i son el ancho, la profundidad de agua y la rugosidad en la celda i respectivamente; N es el número de puntos del borde abierto y Q es el caudal total impuesto en el borde.

Para la relación QH, se debe especificar la relación entre el caudal vertido y el nivel de agua en el borde abierto. Los valores intermedios son determinados por interpolación lineal. Por encima del máximo caudal y por debajo del mínimo, el nivel de agua se mantiene constante.

En el caso que se utilice la relación Q-H como condición de descarga, el caudal vertido es computado por la Ecuación 2-30:

$$Q = \sum_{j=1}^N \left(B_i \sum_{k=1}^K u_{i,k} \Delta z_{i,k} \right) = \sum_{j=1}^N B_i \bar{u}_i h_i \quad (4-30)$$

Donde B_i , \bar{u}_i y h_i son el ancho, la velocidad promediada en vertical y la profundidad del agua en la celda i ; $u_{i,k}$ y $\Delta z_{i,k}$ son la velocidad y el espesor de la capa k en la celda i ; N es el número de puntos del borde abierto y K es el número de capas. El caudal computado Q es utilizado para obtener el nivel de agua correspondiente a la relación QH especificada por el usuario.

4.3.2.2 Bordes cerrados

Los bordes cerrados son aquellos que se encuentran en la transición entre tierra y agua. En los bordes cerrados se impone que el flujo normal a los bordes cerrados debe ser nulo. Para aplicaciones a gran escala, la tensión de corte en los bordes cerrados puede ser despreciada (condición de no deslizamiento).

4.3.3 Condiciones de borde de la ecuación de transporte

Se asume que el transporte horizontal de cantidades escalares (calor, sal u otra constituyente) es dominado por la advección, lo que implica que en bordes abiertos donde ingresa flujo al sistema debe establecerse una concentración como condición de borde para la ecuación de transporte. En las salidas del sistema la concentración debe dejarse libre.

Las concentraciones en los bordes abiertos pueden especificarse únicamente como series temporales. En simulaciones en 3D, el perfil vertical de concentraciones puede especificarse:

- Uniforme.
- Perfil lineal, entre una concentración en superficie y una de fondo.
- Perfil escalonado.
- Perfil 3D, con una concentración especificada en cada capa σ o Z .

El flujo difusivo a través de la superficie libre y del fondo es cero, con excepción del flujo de calor a través de la superficie libre, que será descrito en el 4.5:

$$\frac{D_V}{H} \frac{\partial c}{\partial \sigma} (\sigma = 0) = 0 \quad (4-31)$$

$$\frac{D_V}{H} \frac{\partial c}{\partial \sigma} (\sigma = -1) = 0 \quad (4-32)$$

4.4 Modelo de cierre de Turbulencia

El software Delft3D-FLOW permite elegir entre cuatro modelos de cierre de turbulencia, todos basados en el concepto de “viscosidad turbulenta”:

- Coeficiente constante.
- Modelo algebraico (AEM).
- Modelo $k - L$.
- Modelo $k - \varepsilon$.

En el primer modelo de cierre de turbulencia, la viscosidad turbulenta se considera constante, con una magnitud especificada por el usuario.

En los otros tres modelos, la viscosidad turbulenta se deduce a partir de la energía cinética turbulenta, tomando como referencia la expresión de Kolmogorov-Prandtl:

$$v_{3D} = c'_\mu L \sqrt{k}$$

Donde c'_μ es una constante determinada por calibración; L es la longitud de mezcla y k es la energía cinética turbulenta.

En este trabajo, se utilizó el modelo $k - \varepsilon$, que ha sido aplicado exitosamente para simulaciones de flujos estratificados. El modelo $k - \varepsilon$, computa la viscosidad turbulenta a partir de la energía cinética turbulenta k y su tasa de disipación ε :

$$v_{3D} = c'_\mu L \sqrt{k} = c_\mu \frac{k^2}{\varepsilon} \quad (4-33)$$

Donde c_μ es una constante empírica. Las incógnitas k y ε son computadas a través de sus respectivas ecuaciones de transporte:

$$\frac{\partial k}{\partial t} + u \frac{\partial k}{\partial x} + v \frac{\partial k}{\partial y} + \frac{\omega}{d + \zeta} \frac{\partial k}{\partial \sigma} = \frac{1}{(d + \zeta)^2} \frac{\partial}{\partial \sigma} \left(D_k \frac{\partial k}{\partial \sigma} \right) + P_k + B_k - \varepsilon \quad (4-34)$$

$$\frac{\partial \varepsilon}{\partial t} + u \frac{\partial \varepsilon}{\partial x} + v \frac{\partial \varepsilon}{\partial y} + \frac{\omega}{d + \zeta} \frac{\partial \varepsilon}{\partial \sigma} = \frac{1}{(d + \zeta)^2} \frac{\partial}{\partial \sigma} \left(D_\varepsilon \frac{\partial \varepsilon}{\partial \sigma} \right) + P_\varepsilon + B_\varepsilon - c_{2\varepsilon} \frac{\varepsilon^2}{k} \quad (4-35)$$

Donde:

$$D_k = \frac{v_{mol}}{\sigma_{mol}} + \frac{v_{3D}}{\sigma_k}$$

$$D_\varepsilon = \frac{v_{3D}}{\sigma_\varepsilon}$$

σ_k y σ_ε representan el número de Prandtl-Schmidt para el transporte de k y ε respectivamente.

El término de producción de energía cinética turbulenta P_k y el término de flotación B_k son dados por la Ecuación 2-36 y Ecuación 2-37 respectivamente:

$$P_k = v_{3D} \frac{1}{(d + \zeta)^2} \left(\left(\frac{\partial u}{\partial \sigma} \right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial \sigma} \right)^2 \right) \quad (4-36)$$

$$B_k = \frac{v_{3D}}{\rho \sigma_c} \frac{g}{(d + \zeta)} \frac{\partial \rho}{\partial \sigma} \quad (4-37)$$

El término de producción P_ε y el de flotación B_ε derivan de P_k y B_k :

$$P_\varepsilon = c_{1\varepsilon} \frac{\varepsilon}{k} P_k \quad (4-38)$$

$$B_\varepsilon = c_{1\varepsilon} \frac{\varepsilon}{k} (1 - c_{3\varepsilon}) B_k \quad (4-39)$$

Donde:

$$c_{1\varepsilon} = 1,44;$$

$$c_{2\varepsilon} = 1,92;$$

$$c_{3\varepsilon} = \begin{cases} 1,0 & \text{para } Ri \geq 0 \\ 0,0 & \text{para } Ri < 0 \end{cases}$$

En cuanto a las condiciones de borde se asume un equilibrio local entre la producción y disipación de energía cinética en el fondo, lo que conduce a las condiciones de Dirichlet:

$$k(\sigma = -1) = \frac{u_{*b}^2}{\sqrt{c_\mu}} \quad (4-40)$$

La velocidad de fricción u_{*b} en el fondo es determinada a partir de la magnitud de la velocidad en el punto de grilla más cercano al fondo, asumiendo un perfil logarítmico de velocidades:

$$\overline{u}_{*b} = \frac{\kappa}{\ln\left(1 + \frac{\Delta z_b}{2z_0}\right)} \overline{u}_b$$

Donde \overline{u}_b es la velocidad en el primer punto de grilla por encima del fondo; κ es la constante de Von Kármán ($\kappa \approx 0,41$); Δz_b es la distancia del fondo a punto más cercano de la grilla; z_0 es la rugosidad de fondo.

En la superficie, se asume una condición de borde de Dirichlet asociada a la tensión del viento:

$$k(\sigma = 0) = \frac{u_{*s}^2}{\sqrt{c_\mu}} \quad (4-41)$$

En ausencia de viento, la energía cinética turbulenta k en la superficie es nula.

En los bordes abiertos, k es computada a través de la siguiente expresión:

$$k(z) = \frac{1}{\sqrt{c_\mu}} \left[u_{*b}^2 \left(1 - \frac{z+d}{d+\zeta} \right) + u_{*s}^2 \frac{z+d}{d+\zeta} \right] \quad (4-42)$$

Donde z es la coordenada vertical.

Las condiciones de borde en el fondo y la superficie para la ecuación de transporte de ε son respectivamente:

$$\varepsilon(\sigma = -1) = \frac{u_{*b}^3}{\kappa z_0} \quad (4-43)$$

$$\varepsilon(\sigma = 0) = \frac{u_{*s}^3}{\frac{1}{2} \kappa \Delta z_s} \quad (4-44)$$

Δz_s es el espesor de la capa superficial. Si no se considera el viento, la disipación en la superficie es nula.

En los bordes abiertos, la condición de borde es:

$$\varepsilon(z) = \frac{u_{*b}^3}{\kappa(z+d)} + \frac{u_{*s}^3}{\kappa(\zeta-z)} \quad (4-45)$$

Donde z es la coordenada vertical.

4.5 Modelo de transferencia de calor

La radiación solar emitida por el Sol alcanza la Tierra en la forma de ondas electromagnéticas con longitudes de onda en el rango de 0,15 a 4 μm . En la atmósfera, esta radiación es dispersada, reflejada y absorbida por aire, nubes y partículas. En promedio, ni la atmósfera ni la Tierra acumulan calor, lo que implica que el calor absorbido vuelve a emitirse. Las longitudes de onda de estas radiaciones re-emitidas son mayores, entre 4 y 50 μm .

En la Figura 4-3 se presenta un esquema del proceso de radiación y los mecanismos de transferencia de calor en la superficie de agua.

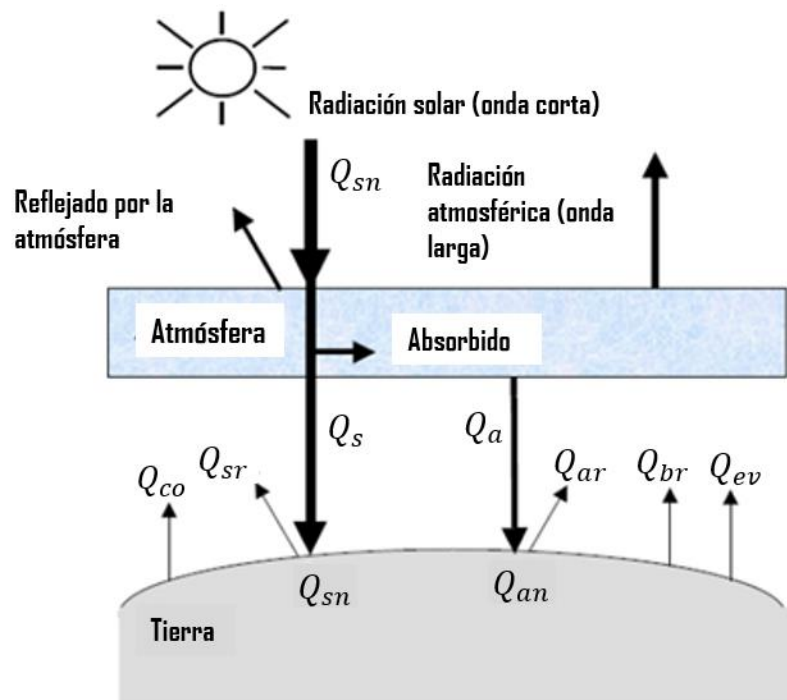


Figura 4-3: Resumen de los mecanismos de transferencia de calor en la superficie de agua

Donde:

Q_{sc} : Radiación solar para condición de cielo despejado [$\text{J}/\text{m}^2\text{s}$]

Q_s : Radiación solar (radiación de onda corta) [$\text{J}/\text{m}^2\text{s}$]

Q_{sr} : Radiación solar reflejada [$\text{J}/\text{m}^2\text{s}$]

Q_{sn} : Radiación solar neta = $Q_s - Q_{sr}$

Q_a : Radiación atmosférica (radiación de onda larga) [$\text{J}/\text{m}^2\text{s}$]

Q_{ar} : Radiación atmosférica reflejada [$\text{J}/\text{m}^2\text{s}$]

Q_{an} : Radiación atmosférica incidente neta

Q_{br} : Radiación emitida por la Tierra (radiación de onda larga) [$\text{J}/\text{m}^2\text{s}$]

Q_{co} : Pérdida de calor por convección (calor sensible) [$\text{J}/\text{m}^2\text{s}$]

Q_{ev} : Pérdida de calor por evaporación (calor latente) [$\text{J}/\text{m}^2\text{s}$]

En Delft3D-FLOW, la transferencia de calor en la superficie libre se modela tomando en cuenta los efectos separados de la radiación solar y la radiación atmosférica, y la pérdida de calor asociada a la irradiación del agua, la convección y la evaporación.

Existen diversas formulaciones para estimar los flujos de calor en la superficie de los cuerpos de agua, que difieren entre sí principalmente en la influencia de parámetros meteorológicos como la velocidad de viento, nubosidad y humedad relativa. El Delft3D-FLOW permite escoger entre cinco modelos de transferencia de calor:

Modelo 1:

Debe prescribirse la humedad relativa, la temperatura del aire y la radiación solar para cielo despejado (Q_{sc}). La radiación atmosférica neta y las pérdidas de calor por evaporación y convección son computadas por el modelo. La radiación es completamente absorbida en la capa superficial, lo que puede llevar a una sobre estimación de la temperatura en esta capa.

Modelo 2:

Debe prescribirse la humedad relativa, la temperatura del aire y el efecto combinado de la radiación solar neta y la radiación atmosférica neta ($Q_{sn} + Q_{an}$). Las pérdidas de calor por evaporación y convección son computadas por el modelo. La radiación es completamente absorbida en la capa superficial, lo que puede llevar a una sobre estimación de la temperatura en esta capa.

Modelo 3 (modelo de exceso de temperatura):

El intercambio de calor en la interfaz aire-agua es computado; debe prescribirse una temperatura de base.

Modelo 4 (modelo de Murakami):

Debe prescribirse la humedad relativa, la temperatura del aire y la radiación solar neta (Q_{sn}). La radiación atmosférica neta y las pérdidas de calor por evaporación y convección son computadas por el modelo. La irradiación efectiva, la convección y la evaporación son computadas por el modelo. La radiación es absorbida en el agua en función de la profundidad.

Modelo 5 (modelo oceánico)

Debe prescribirse la humedad relativa, la temperatura del aire, la nubosidad y la profundidad del disco Secchi. La radiación solar (radiación de onda corta), la irradiación efectiva (radiación de onda larga) y las pérdidas por convección y evaporación son computadas por el modelo. La radiación es absorbida en el agua en función de la profundidad.

En todos los modelos puede considerarse o no el efecto del viento.

En este trabajo se utiliza el *Modelo 5*, ya que es el más adecuado de acuerdo a los datos disponibles y ha sido empleado en otros estudios de modelación de temperatura en embalses con Delft3D-FLOW (por ejemplo, Chanudet et al., 2012 y He et al, 2017). Este modelo está basado en los trabajos de Gill (1982) y Lane (1989), y fue calibrado originalmente para el Mar del Norte. Los datos de entrada requeridos por el modelo son: temperatura del aire, humedad relativa, nubosidad y velocidad de viento. La radiación solar neta Q_{sn} puede ingresarse por el usuario o ser computada por el modelo.

4.5.1 Balance de calor

El flujo total de calor Q_{tot} a través de la superficie de agua se computa a través de la Ecuación 4-46:

$$Q_{tot} = Q_{sn} + Q_{an} - Q_{br} - Q_{ev} - Q_{co} \quad (4-46)$$

El intercambio de calor con el fondo se asume nulo, lo que puede llevar a la sobre estimación de la temperatura en zonas poco profundas. Además, el efecto de la precipitación en la temperatura del agua no es tenido en cuenta.

4.5.2 Radiación solar neta

En el *Modelo 5*, La radiación solar neta puede ser especificada por el usuario directamente o ser computada por el modelo. Al no disponerse de datos, en esta implementación la radiación solar neta es computada por el Delft3D-FLOW.

La radiación solar neta es calculada mediante la Ecuación 4-47 a partir de la radiación solar en condiciones de cielo despejado (Q_{sc}), y considerando factores de corrección por reflexión y nubosidad. Esto se debe a que la nubosidad, expresada como la fracción del cielo cubierto por nubes F_c , reduce la magnitud de la radiación que alcanza la superficie, y a su vez una fracción de la radiación que alcanza la superficie del agua es reflejada (albedo).

$$Q_{sn} = Q_s - Q_{sr} = (1 - \alpha)Q_{sc} \cdot f(F_c) \quad (4-47)$$

Donde:

- Q_{sn} es la radiación solar incidente neta
- Q_s es la radiación solar de onda corta
- Q_{sr} es la radiación solar reflejada
- Q_{sc} es la radiación solar para cielo despejado
- α es el albedo (considerado 0,06 en el *Modelo 5*)
- F_c es la fracción de cielo cubierto por nubes, computada por el usuario.
- $f(F_c)$ es una función de F_c

La función $f(F_c)$ utilizada por el *Modelo 5* es la siguiente:

$$F_c = 1,0 - 0,4 \cdot F_c - 0,38 \cdot F_c^2 \quad (4-48)$$

Como se mencionó, en este modelo no toda la radiación es absorbida en la superficie, sino que una parte se transfiere hacia las capas más profundas. Las ondas cortas pueden penetrar entre 3 y 30 metros, dependiendo de la claridad del agua, mientras que las ondas de mayor longitud se absorben en la superficie. Por lo tanto, el modelo separa la radiación solar entrante en dos partes:

- βQ_{sn} , es la fracción de ondas de mayor longitud, que es absorbida en la superficie;
- $(1 - \beta)Q_{sn}$, es la fracción restante, que es absorbida en la columna de agua.

La absorción de calor en la columna de agua es una función exponencial de la distancia h desde la superficie del agua:

$$Q_{sn}(h) = \frac{\gamma e^{-\gamma h}}{1 - e^{-\gamma H}} (1 - \beta) Q_{sn} \quad (4-49)$$

Donde:

- β es la fracción de Q_{sn} absorbida en la superficie de agua función de la longitud de onda. El valor por defecto en Delft3D-FLOW es $\beta = 0,06$.
- γ es el coeficiente de extinción de luz en m^{-1} relacionado con la profundidad del disco Secchi: $\gamma = \frac{1,7}{H_{Secchi}}$
- h es la distancia a la superficie del agua en m.
- H es la profundidad total del agua en m.

La radiación solar de onda corta entrante en condiciones de cielo despejado a nivel de superficie de la tierra es aproximadamente el 76 % del flujo incidente en la parte externa de la atmósfera en un plano perpendicular a los rayos del Sol (constante solar), y depende además del ángulo de elevación solar θ , que es el ángulo entre el centro del Sol y el horizonte ideal.

$$Q_{sc} = \begin{cases} 0,76 \cdot S \cdot \text{sen}(\theta) & \text{sen}(\theta) \geq 0 \\ 0 & \text{sen}(\theta) < 0 \end{cases} \quad (4-50)$$

Donde $S = 1368 \text{ W/m}^2$ es la constante solar.

El ángulo de elevación solar θ se estima según la Ecuación 4-51:

$$\text{sen}(\theta) = \text{sen}(\delta) \cdot \text{sen}\left(\frac{\pi\Phi}{180}\right) - \text{sen}(\delta) \cdot \cos\left(\frac{\pi\Phi}{180}\right) \cdot \cos(\omega_1 t) \quad (4-51)$$

Donde Φ es la latitud; δ es la declinación solar; y ω_1 la frecuencia de la variación diurna.

$$\text{Con } \delta = \frac{23,5\pi}{180} \cos(\omega_0 t - 2,95)$$

Donde ω_0 es la frecuencia de la variación anual.

4.5.3 Radiación de onda larga

La atmósfera emite radiación, principalmente asociada a la emisión de radiación solar absorbida por el vapor de agua, dióxido de carbono y ozono en la atmósfera. Por su parte, la Tierra emite radiación como un cuerpo negro, por lo que el calor irradiado por puede describirse por la Ley de Stefan-Boltzmann.

En el *Modelo 5*, se computa la radiación neta de onda larga, que se denomina irradiación efectiva Q_{eb} , y es la diferencia entre la irradiación de la Tierra Q_{br} y la radiación atmosférica Q_{an} :

$$Q_{eb} = Q_{br} - Q_{an} \quad (4-52)$$

La radiación atmosférica depende de la presión de vapor e_a , la temperatura del aire T_a y la nubosidad F_c . La irradiación del agua depende de la temperatura superficial del agua T_s .

En el *Modelo 5*, la irradiación efectiva del agua Q_{eb} se computa mediante la Ecuación 4-53:

$$Q_{eb} = \varepsilon \sigma \bar{T}_s^4 (0,39 - 0,05\sqrt{e_a}) \cdot (1,0 - 0,6 \cdot F_c^2) \quad (4-53)$$

Donde ε es el coeficiente de emisividad del agua, $\varepsilon = 0,985$; σ es la constante de Stefan-Boltzmann, $\sigma = 5,67 \cdot 10^{-8} \left[\frac{J}{m^2 s K^4} \right]$; y la presión de vapor e_a es dada por:

$$e_a = r_{hum} \cdot 10^{\frac{0,7859 + 0,03477 \cdot T_a}{1,0 + 0,00412 \cdot T_a}} \quad (4-54)$$

Con r_{hum} humedad relativa en %; y T_a temperatura del aire en °C, ambas computadas por el usuario.

4.5.4 Evaporación

La evaporación es un proceso de intercambio que tiene lugar en la interfaz entre el agua y el aire, y depende de las condiciones tanto en el agua superficial como del aire sobre la superficie. La evaporación depende de factores meteorológicos y de las presiones de vapor.

En el *Modelo 5*, el flujo de calor asociado a la evaporación se computa como la suma de la convección forzada de calor latente $Q_{ev,forzada}$ y la convección libre de calor latente $Q_{ev,libre}$:

$$Q_{ev} = Q_{ev,forzada} + Q_{ev,libre} \quad (4-55)$$

El calor latente es la energía requerida por una sustancia para cambiar de fase. El flujo de calor latente debido a la convección forzada se computa mediante la Ecuación 4-56:

$$Q_{ev,forzada} = L_V \rho_a f(U_{10}) [q_s(T_s) - q_a(T_a)] \quad (4-56)$$

Donde ρ_a es la densidad del agua; $f(U_{10})$ es una función de la velocidad de viento a 10 m de altura; L_V es el calor latente de vaporización del agua; q_s y q_a representan respectivamente la humedad de saturación del aire y la humedad del aire a 10 m por encima del nivel de agua:

$$L_V = 2,5 \cdot 10^6 - 2,3 \cdot 10^3 T_s \quad (4-57)$$

$$q_s(T_s) = \frac{0,62 e_s}{P_{atm} - 0,38 \cdot e_s} \quad (4-58)$$

$$q_a(T_a) = \frac{0,62 e_a}{P_{atm} - 0,38 \cdot e_a} \quad (4-59)$$

Con e_a dada por la Ecuación 4-54, y e_s dada por la Ecuación 4-60:

$$e_s = 10^{\frac{0,7859+0,03477 \cdot T_s}{1,0+0,00412 \cdot T_s}} \quad (4-60)$$

La influencia del viento se define por la siguiente expresión:

$$f(U_{10}) = c_e U_{10} \quad (4-61)$$

Donde U_{10} es la velocidad de viento a 10 m de altura y c_e es el número de Dalton (por defecto, $c_e = 0,0013$).

Como se mencionó, la pérdida de calor por evaporación no solo ocurre por convección forzada por el viento, sino que también por convección libre. La convección libre se asocia a fuerzas de flotación generadas por diferencias de densidades. Estas diferencias de densidades se deben a diferencias de temperatura o del contenido de vapor de agua:

$$Q_{ev,libre} = k_s L_V \bar{\rho}_a (q_s - q_a) \quad (4-62)$$

Donde la densidad promedio del aire $\bar{\rho}_a$ es:

$$\bar{\rho}_a = \frac{\rho_{a0} + \rho_{a10}}{2}$$

Y el coeficiente de transferencia de calor k_s se define como:

$$k_s = \begin{cases} 0 & \text{si } \rho_{a10} - \rho_{a0} \leq 0 \\ c_{conv,libre} \left[\frac{g \alpha^2}{v_{aire} \bar{\rho}_a} (\rho_{a0} - \rho_{a10}) \right]^{1/3} & \text{si } \rho_{a10} - \rho_{a0} > 0 \end{cases} \quad (4-63)$$

Donde el coeficiente de convección libre $c_{conv,libre}$ toma el valor de 0,14. La viscosidad del aire ν_{aire} se asume con un valor constante de $16 \times 10^{-6} \left[\frac{m^2}{s} \right]$. La difusividad molecular del aire $\alpha \left[\frac{m^2}{s} \right]$ se define como:

$$\alpha = \frac{\nu_{aire}}{\sigma}$$

Con $\sigma = 0,7$ es el número de Prandtl para el aire.

La densidad de aire saturado es dada por:

$$\rho_{a0} = \frac{\frac{100P_{atm} - 100e_s}{R_{seco}} + \frac{100e_s}{R_{vap}}}{T_{air} + 273,15} \quad (4-64)$$

La densidad remota, a 10 m de altura sobre el nivel de agua, es:

$$\rho_{a10} = \frac{\frac{100P_{atm} - 100e_a}{R_{AireSeco}} + \frac{100e_a}{R_{vap}}}{T_{air} + 273,15} \quad (4-65)$$

Donde $R_{AireSeco}$ es la constante de gas para aire seco ($287,05 \text{ [J/(kgK)]}$) y R_{vap} es la constante de gas para vapor de agua ($461,495 \text{ [J/(kgK)]}$). La humedad específica

4.5.5 Flujo convectivo

En el *Modelo 5*, el flujo de calor convectivo se divide en dos partes, una asociada a la convección forzada de calor sensible y otra a la convección libre de calor sensible:

$$Q_{co} = Q_{co,forzada} + Q_{co,libre} \quad (4-66)$$

El calor sensible es la energía que suministrada a una sustancia hace que aumente su temperatura sin afectar su estructura molecular y por lo tanto su fase. El flujo de calor sensible debido a la convección forzada es dado por:

$$Q_{co,forzada} = \rho_a c_p g (U_{10}) [T_s - T_a] \quad (4-67)$$

Donde c_p es el calor específico del aire, considerado constante ($1004 \left[\frac{J}{kgK} \right]$). La función del viento $g(U_{10})$ se define como:

$$g(U_{10}) = c_H U_{10} \quad (4-68)$$

Donde c_H es el número de Stanton, cuyo valor por defecto es 0,0013.

La transferencia de calor asociada a la convección libre se define como:

$$Q_{ev,libre} = k_s c_P \bar{\rho}_a (T_s - T_a) \quad (4-69)$$

Capítulo 5

Implementación del modelo Delft3D-FLOW en Paso Severino

5.1 Introducción

En este Capítulo se presenta la implementación del modelo Delft3d-FLOW, descrito en el Capítulo 4, para estudiar el embalse de Paso Severino. El Delft3d-FLOW ha sido aplicado para estudiar la hidrodinámica, temperatura y calidad de agua en embalses en diversos casos, por ejemplo en el *Nam Theun II* en Laos (Chanudet et al, 2012; y Chanudet et al, 2016), la Bahía *Xiangxi* en China (Mao, Jiang, Dai, 2015; y Lang et al, 2019), *Upper Peirce* en Singapur (Han et al, 2016), *Porce II* en Colombia (Arteaga, 2017) y *Qingcaosha* en China (He et al, 2017).

Se implementa el modelo tridimensional en coordenadas σ con el objetivo de reproducir los niveles, el campo de velocidades y el campo de temperaturas en el cuerpo de agua. En este Capítulo se describe la generación de la grilla horizontal y vertical sobre la batimetría existente, las condiciones iniciales y de borde utilizadas, así como resultados obtenidos de simulaciones de prueba. Estas simulaciones permiten analizar preliminarmente la influencia de algunos parámetros numéricos, de las condiciones iniciales, de los distintos forzantes y de la variación de la densidad por causa de la variación en la temperatura en los resultados del modelo en Paso Severino.

5.2 Información de base

La información de base utilizada para la implementación del modelo en Paso Severino fue recopilada durante la tesis, y fue brindada por OSE, DINAGUA, INUMET y DINAMA. Esta información incluye batimetría; caudales fluviales; niveles y volúmenes de agua erogados por obra de toma en la represa; ley de descarga del vertedero; datos meteorológicos y distintas variables de calidad de agua, según se presentó en la Tabla 3-2.

5.3 Grilla de cálculo y batimetría interpolada

La grilla horizontal ortogonal estructurada sobre la cual el Delft3D-FLOW resuelve numéricamente las ecuaciones fue generada mediante la herramienta RGFGRID del modelo Delft3D. Está compuesta por 9.170 celdas cuadrangulares, de aproximadamente 60 m x 60 m, y fue generada sobre la batimetría elaborada en base a datos disponibles, según se

presentó en el punto 3.4.3. Las celdas se orientan de modo que el caudal afluyente y la descarga son perpendiculares a la frontera de la grilla. El sistema de referencia (componentes m y n) se alinea con las celdas, según se presenta en la Figura 5-1.

El dominio se extiende desde la zona predominantemente fluvial asociada al río Santa Lucía Chico al noreste, hasta la represa al suroeste, y hasta 8 m por encima de la cota de vertido.

En el modelo Delft3D-FLOW la profundidad (d) es definida positiva “hacia abajo”, y los niveles de agua (ζ) positivos “hacia arriba”, a partir de un plano de referencia como se presentó en la Figura 4-2. Se toma como plano de referencia ($z = 0$) a la cota 36 m que corresponde a la cota de vertido de la represa.

Se realiza la interpolación de la información batimétrica de base a la grilla generada. Dado que la densidad de datos de batimetría es mayor que la cantidad de nodos de la grilla, las profundidades en los nodos se obtienen a partir del promedio ponderado por la distancia al nodo de los valores de todos los puntos contenidos en las cuatro celdas adyacentes al nodo de interés.

En la Figura 5-1 se puede observar la grilla horizontal y la batimetría interpolada. La batimetría se presenta como niveles del fondo referidos al plano de referencia. Se observa que la batimetría interpolada es una buena aproximación de la información original (ver Figura 3-6). La batimetría muestra una canal principal que se extiende hasta la represa, alcanzando valores mayores a 20 m.

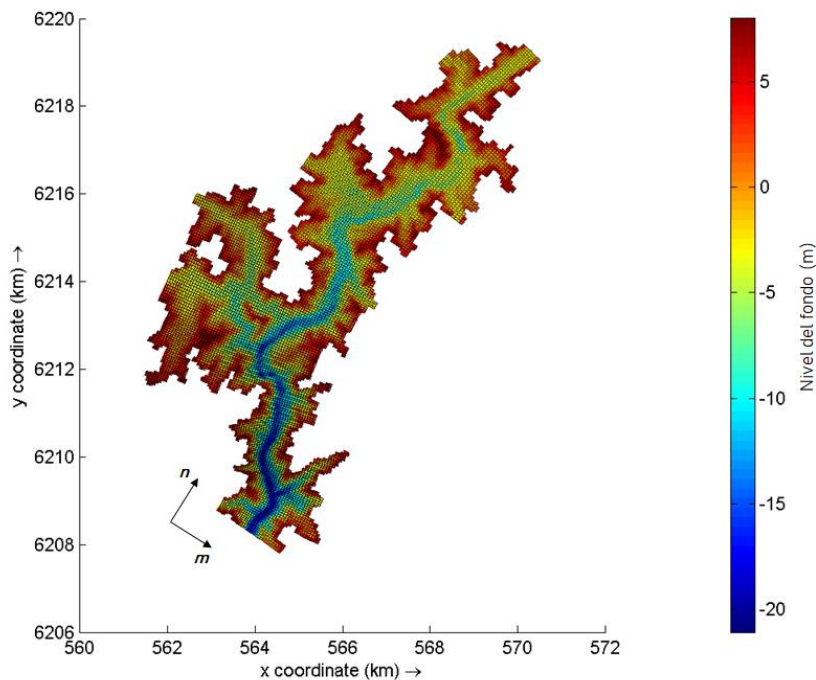


Figura 5-1: Batimetría interpolada en grilla ortogonal de 60 m x 60 m generada mediante la herramienta RGFGRID, y sistema de referencia (m, n).

La grilla vertical en coordenadas σ se definió con 15 capas de espesor variable. La variación en el espesor entre capas sucesivas debe ser pequeño; siendo recomendable que se encuentre en el rango 0,7 a 1,4 (Deltares, 2018). Además, para representar adecuadamente el efecto de la tensión de viento y el de la tensión de fondo, el espesor de las capas más superficiales así como de las capas más profundas debe ser pequeño. En la Tabla 5-1 se indica el porcentaje de la profundidad total de agua H (variable a su vez en el tiempo) que comprende cada celda definida para este caso, donde $k = 1$ es la capa superficial y $k = 15$ es la capa de fondo.

Tabla 5-1: Espesor de las capas σ

k	% de H	Variación del espesor
1	2	-
2	3	1,5
3	4	1,3
4	5	1,3
5	6	1,2
6	7,5	1,3
7	9	1,2
8	10	1,1
9	10,5	1,1
10	9	0,9
11	8	0,9
12	8	1,0
13	7	0,9
14	6	0,9
15	5	0,8

A modo de ejemplo, en la Figura 5-3 se presenta la discretización vertical en las secciones que incluyen puntos de control (PC) de resultados del modelo (tres secciones transversales del canal principal y una de un brazo del embalse), para una condición de nivel coincidente con el plano de referencia. Asimismo, se señalan los PC utilizados para analizar resultados del modelo, indicados en planta en la Figura 5-2. En la Tabla 5-2 se presentan las coordenadas (m, n) de cada PC:

Tabla 5-2: Coordenadas (m, n) de los puntos de control.

# PC	m	n
PC1	73	10
PC2	73	175
PC3	68	111
PC4	45	103

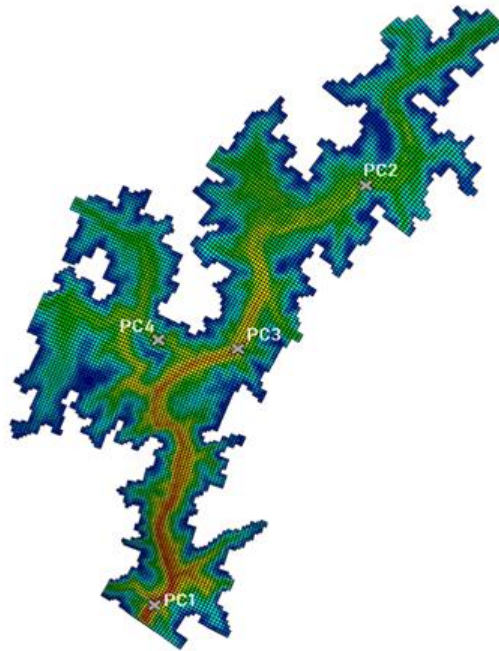


Figura 5-2: Puntos de control seleccionados para el análisis de los resultados del modelo.

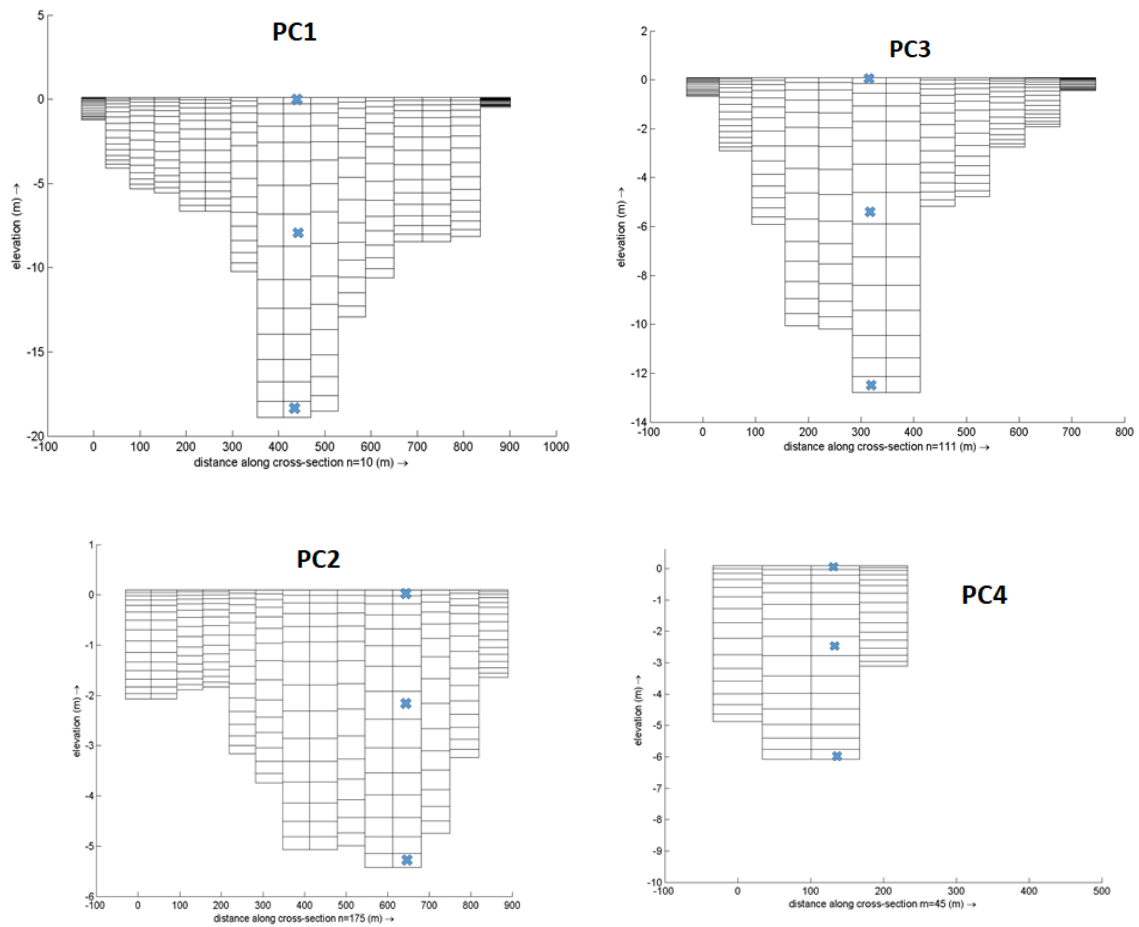


Figura 5-3: Capas σ en secciones transversales de PS y PC1, PC2, PC3 y PC4 (cruces azules).

5.4 Condiciones de borde

5.4.1 Bordes abiertos

En la grilla de cálculo se definieron 10 secciones correspondientes a bordes abiertos según se indica en la Figura 5-4, nueve que corresponden a cauces en los cuales se impone condición de caudal afluente y una sección correspondiente al vertedero de la represa donde se impone una condición de relación Q-H. Además, se especifica en cada borde abierto un valor de temperatura del agua.

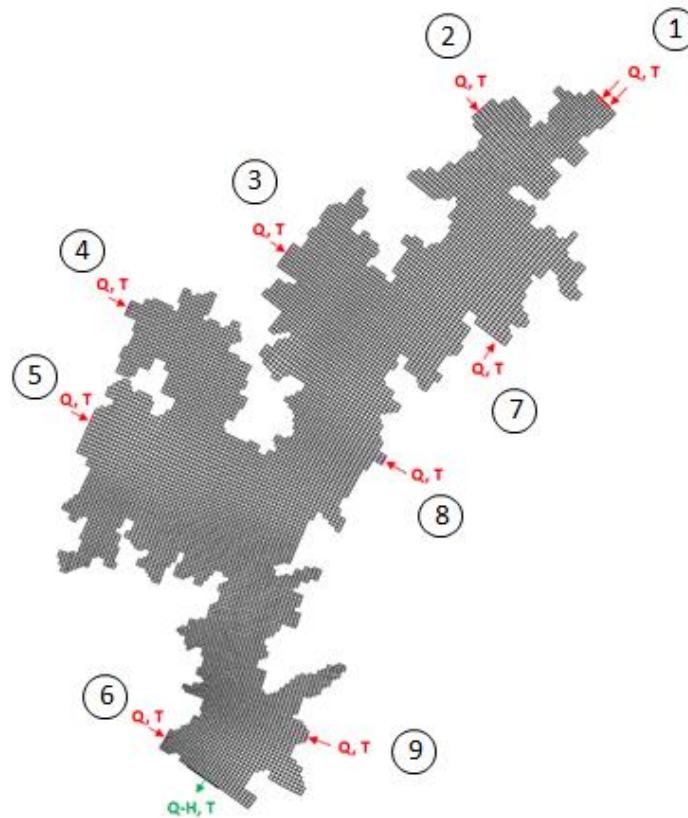


Figura 5-4: Condiciones impuestas en los bordes abiertos del dominio e Identificación (ID) de cada subcuenca.

De acuerdo a lo expresado en el punto 3.4.4.1, la asignación de los caudales en cada borde abierto se realiza de acuerdo a la siguiente expresión:

$$Q_i = \frac{A_i}{A_0} Q_0 \quad (5-1)$$

Donde Q_i es el caudal de aporte de la subcuenca i ; A_i es el área de aporte de la subcuenca i ; Q_0 es el caudal registrado por la estación hidrométrica de DINAGUA en Florida; A_0 es el área de la cuenca del río Santa Lucía Chico con cierre en la estación hidrométrica.

En la Tabla 5-3 se presenta el área de cada subcuenca considerada en el modelo y la relación de área con respecto a A_0 .

Tabla 5-3: Subcuencas de aporte consideradas en el modelo y sus respectivas áreas

Subcuenca	ID subcuenca	A_i (km ²)	A_i/A_0
Santa Lucía Chico (DINAGUA Florida)	0	1754.4	1
Santa Lucía Chico (entrada a PS)	1	2260	1,288
Berrondo	2	22.6	0,013

De la Pedrera / Sauce de Berdías	3	67.2	0,038
Isla Mala / de la Feliciano	4	42.8	0,024
Sauce	5	26.7	0,015
S/N	6	5.9	0,003
S/N	7	32.7	0,019
S/N	8	11.2	0,006
S/N	9	17	0,010

S/N: sin nombre

El ingreso del caudal en cada borde abierto del modelo se especifica como una serie temporal. Se ingresa el dato disponible en un instante de cada día, y el modelo interpola linealmente el valor de caudal para cada paso temporal.

Como condición de borde en la descarga del embalse, se ingresa una relación Q-H entre el caudal vertido y el nivel de agua con respecto al plano de referencia (coincidente con la cota de vertido), según se indica en la Tabla 5-4 construida a partir de la Ecuación 3-1; los valores intermedios son determinados por interpolación lineal y para valores mayores al máximo nivel o menores al mínimo, el caudal vertido se mantiene constante. Los caudales se ingresan con valores negativos ya que, de acuerdo a la orientación de la grilla, se descargan en dirección negativa respecto de la coordenada n .

Tabla 5-4: Relación Q-H ingresada en como condición de borde abierto en la descarga.

Q (m³/s)	ζ (m)
-3529	8,50
-3222	8,00
-2925	7,50
-2637	7,00
-2360	6,50
-2093	6,00
-1837	5,50
-1592	5,00
-1359	4,50
-1139	4,00
-932	3,50
-740	3,00
-563	2,50
-403	2,00
-262	1,50
-142	1,00
-50	0,50
0	0,00

Al no disponerse de datos de temperatura en los cauces afluentes el valor que se impone se estima a partir de la temperatura del aire mediante un ajuste logístico planteado para un conjunto de ríos canadienses por Harvey et al (2011). En dicho ajuste, se estima la temperatura media diaria del agua a partir de datos medios diarios de temperatura del aire. Para un conjunto de 595 datos recabados obtuvieron un ajuste con $R^2 = 0,88$.

$$T_w = \frac{\alpha}{1 + e^{[\gamma(\beta - T_a)]}} \quad (5-2)$$

Donde T_w (°C) es la temperatura media diaria del agua y T_a (°C) es la temperatura media diaria del agua. Con $\alpha = 23,16$; $\gamma = 0,20$ y $\beta = 9,15$.

La temperatura media diaria del aire se obtiene a partir de los datos horarios registrados por INUMET.

5.4.2 Tensión de corte en la superficie libre

Para este trabajo se cuenta con datos horarios de velocidad y dirección de viento a 10 m que se consideran uniformes en la superficie del embalse. Si bien el modelo Delft3D-FLOW permite realizar simulaciones con vientos no uniformes en el espacio, tanto la extensión del embalse, como la topografía de la zona, permiten concluir que, ante la falta de datos, la distribución homogénea en superficie es una buena aproximación.

El coeficiente de arrastre de viento C_D , que relaciona la tensión ejercida por el viento con la velocidad a 10 m (ver Ecuación 4-28), es un parámetro de ajuste del modelo.

5.4.3 Tensión de corte en el fondo

La fricción de fondo se representa mediante la formulación de Manning, presentada en la Ecuación 4-24. El coeficiente de Manning n es un parámetro de ajuste del modelo, y en este caso, se considera uniforme en toda la superficie de fondo.

5.5 Descarga de la obra de toma

En el balance de masa del modelo se consideran los volúmenes diarios de agua descargados por las válvulas de la obra de toma. Para ello, se ingresa una serie temporal de caudales de acuerdo a los datos brindados por OSE, en el punto de descarga indicado en la Figura 5-5. Cabe mencionar que no se incluye en la modelación el efecto de las descargas de la obra de toma en el balance de cantidad de movimiento.

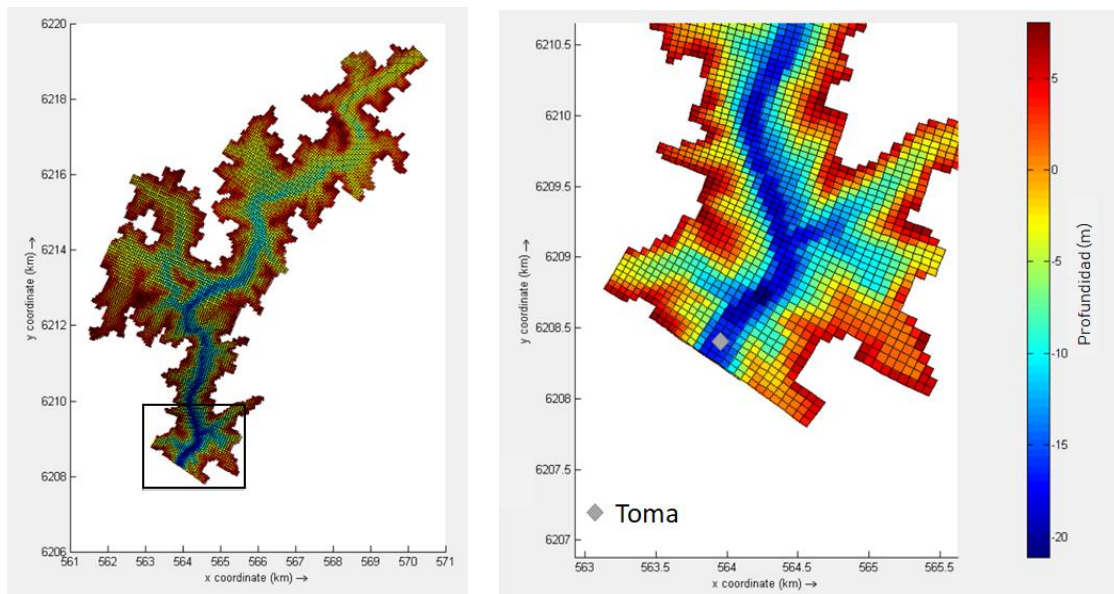


Figura 5-5: Ubicación de la descarga de la obra de toma en el modelo.

5.6 Condiciones iniciales

Además de las condiciones de borde, el modelo requiere de una condición inicial para cada variable del sistema: nivel de la superficie libre, velocidades y temperatura. En las simulaciones realizadas se ingresa el nivel medido correspondiente a la fecha de inicio de la simulación, condición de reposo para velocidad, y para la temperatura del agua un valor homogéneo correspondiente a la temperatura que se correlaciona con la temperatura del aire en la fecha de inicio de la simulación, según la Ecuación 5-2.

5.7 Análisis de la influencia de parámetros numéricos

Los parámetros físicos considerados como referencia en la implementación del modelo se presentan en la Tabla 5-5.

Tabla 5-5: Valores de referencia considerados para los parámetros del modelo.

Parámetro	Unidad	Valor de referencia
C_D	-	0,0005
n Manning	s/m ^{1/3}	0,015
v_h^{back}	m ² /s	1
D_h^{back}	m ² /s	1
v_v^{back}	m ² /s	0
D_v^{back}	m ² /s	0
Número de Stanton	-	0,0013
Número de Dalton	-	0,0013
Profundidad disco Secchi	m	0,5

Se realizó una simulación de referencia tomando los valores para los parámetros físicos presentados en la Tabla 5-5. En esta simulación se consideraron valores por defecto de ciertos parámetros numéricos del Delft3D-FLOW relevantes para esta implementación (ver aspectos numéricos en Anexo A). Se realizaron una serie de simulaciones variando estos parámetros numéricos para ver la sensibilidad de los resultados a los mismos y se seleccionaron los valores presentados en la Tabla 5-6.

Tabla 5-6: Parámetros numéricos seleccionados para la implementación del modelo.

Parámetro	Opción / valor seleccionado
Profundidad en puntos de nivel de agua	MAX
Profundidad en puntos de velocidad	MEAN
Chequeo de mojado y secado	En centro y caras de celdas
Profundidad umbral (m)	0,05

El período simulado es diciembre de 2012 - enero de 2013. Se cuenta con datos de niveles en todo el período y de temperatura del agua durante enero 2013.

Se identificó que los niveles obtenidos por el modelo son sensibles al valor asignado de profundidad umbral, que es por defecto 10 cm. Esto se debe a que la condición de borde en el vertedero (ver punto 5.4.1) deja de descargar caudal al “secarse” las caras de la celda del borde abierto cuando el nivel cae por debajo del valor asignado de profundidad umbral, lo que provoca una acumulación de agua y aumento de nivel. Se obtiene un mejor ajuste a los niveles medidos para un valor de profundidad umbral de 5 cm, como se puede observar en la Figura 5-6.

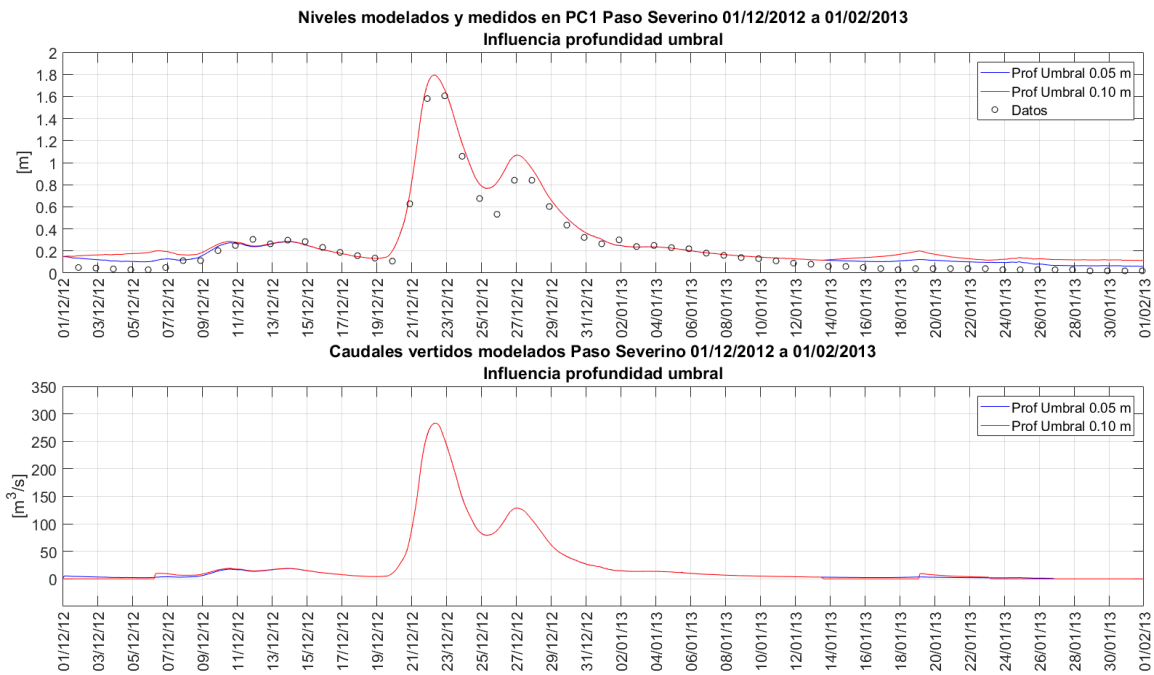


Figura 5-6: Influencia de profundidad umbral en niveles y caudales vertidos modelados en PS (PC1).

5.8 Análisis de la influencia de las condiciones iniciales

Se realizaron simulaciones con el fin de determinar el tiempo necesario para que los resultados del modelo sean independientes de las condiciones iniciales.

Para determinar el período mínimo de simulación necesario se tomó el mes de diciembre de 2012 como referencia, y se realizaron dos simulaciones:

- Modelación del mes de diciembre de 2012 (Sim 1)
- Modelación de los meses de octubre, noviembre y diciembre de 2012 (Sim 2)

Ambas simulaciones se realizaron considerando los valores de referencia para los parámetros de calibración, según se presentó en la Tabla 5-5. El paso temporal de cálculo empleado en las dos simulaciones fue de 1 minuto. Las condiciones iniciales para cada simulación se resumen en la Tabla 5-7.

Tabla 5-7: Condiciones iniciales de nivel y temperatura especificadas en Sim 1 y Sim 2.

Variable	Unidades	Condiciones iniciales	
		Sim 1	Sim 2
Nivel	m	0,05	0,14
Temperatura	°C	22,3	20,13

En la Figura 5-7 se presentan los resultados de niveles y temperaturas modelados en ambas simulaciones para los primeros 15 días de diciembre en el punto PC1.

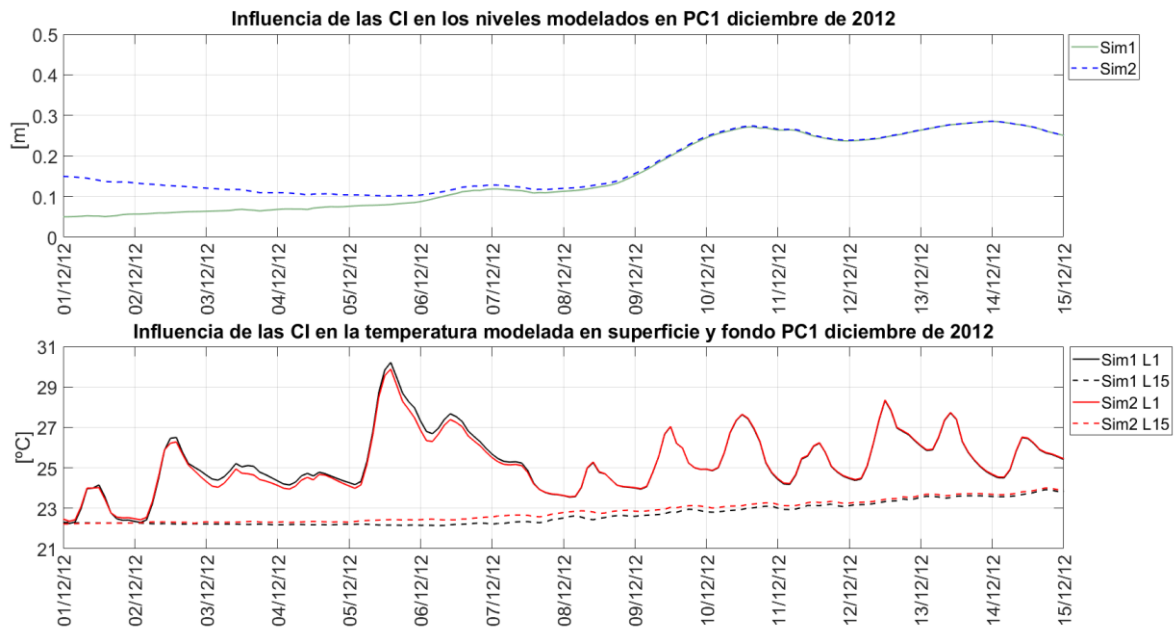


Figura 5-7: Niveles modelados en Sim 1 y Sim 2 (arriba). Temperatura modelada en capa superficial (L1) y capa de fondo (L15) en Sim 1 y Sim 2 (abajo).

Se puede observar que, para el período modelado, los niveles se independizan de las condiciones iniciales en aproximadamente una semana, mientras que las temperaturas requieren un período de tiempo aproximado de dos semanas. Según los resultados obtenidos, se puede concluir que es suficiente incluir el mes de diciembre de 2012 previo a la calibración de los parámetros evaluando los resultados de la temperatura en el mes de enero de 2013.

5.9 Simulaciones de prueba

Se realizaron una serie de simulaciones de prueba para observar la influencia de las forzantes sobre el campo de velocidades y de temperatura en Paso Severino, cuyas características se resumen en la Tabla 5-8. Los parámetros físicos y numéricos utilizados en estas simulaciones fueron los presentados en la Tabla 5-5 y en la Tabla 5-6. El paso temporal fue de 1 minuto.

En el primer caso, se consideró como único forzante del sistema los caudales del río Santa Lucía Chico y los distintos tributarios. No se incluyó la temperatura como proceso a modelar, por lo tanto, el fluido se consideró de densidad homogénea.

Se evaluó un segundo caso, agregando el efecto del viento como forzante; un tercer caso, que incluyó el efecto de la densidad variable por cambios de temperatura pero sin incluir el viento como forzante y un último caso, que incluye la temperatura como proceso a modelar y viento y caudales como forzantes, es decir, la simulación completa.

Tabla 5-8: Simulaciones de prueba realizadas.

ID Simulación	Forzantes	Temperatura
SimPrueba1	Caudales	No
SimPrueba2	Caudales + viento	No
SimPrueba3	Caudales	Sí
SimPrueba4	Caudales + viento	Sí

En la Figura 5-8 y en la Figura 5-9 se presentan perfiles verticales de la componente n de las velocidades obtenidas en cada simulación de prueba en PC1 y PC3. En estos puntos, la componente m de la velocidad es sensiblemente menor.

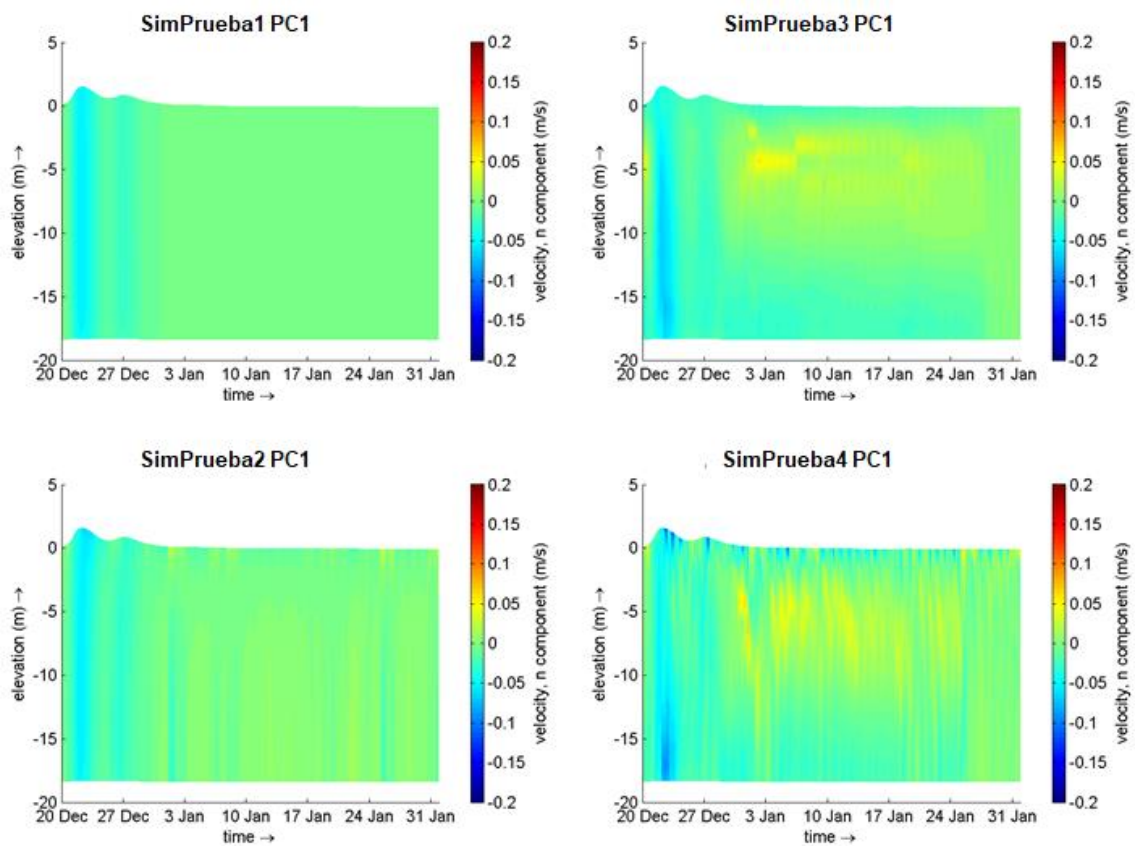


Figura 5-8: Perfiles verticales de velocidades obtenidos en cada simulación de prueba en PC1.

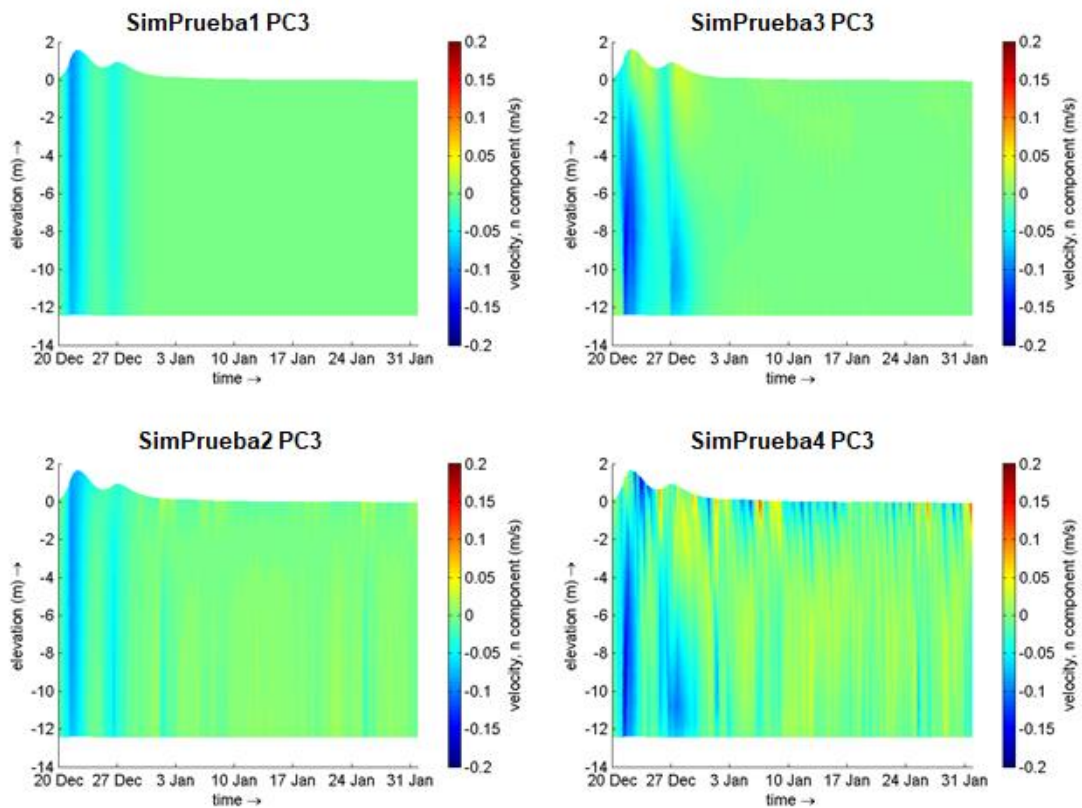


Figura 5-9: Perfiles verticales de velocidades obtenidos en cada simulación de prueba en PC3.

Se observa que al considerar solo el caudal como forzante del sistema sin incluir la temperatura como proceso, el flujo obtenido no presenta importantes gradientes verticales, con un comportamiento similar a un canal, que fluye siempre en el mismo sentido. Este comportamiento se ve modificado si se incorpora el viento como forzante (comparación SimPrueba2 con SimPrueba1), el cual genera mayores velocidades en superficie que incrementan el flujo en toda la dirección vertical, favoreciendo la mezcla de la columna de agua.

Incorporando el efecto de la temperatura se genera una estructura vertical de flujo debido a corrientes de densidad durante eventos de precipitación e ingreso de caudal en los cuales la temperatura del agua que ingresa por los afluentes es diferente a la temperatura del agua en el embalse (comparación resultados SimPrueba1 con SimPrueba3).

En la Figura 5-10 se presentan perfiles verticales de la componente m de la velocidad obtenida en cada simulación de prueba en PC4. La componente n es de menor magnitud.

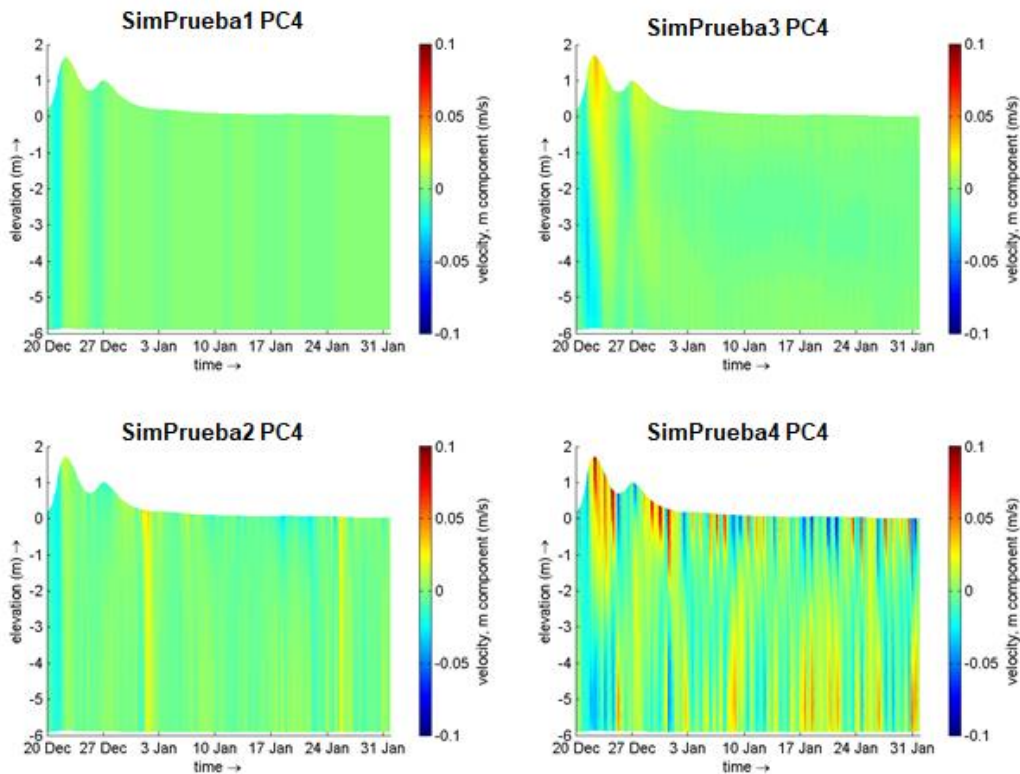


Figura 5-10: Perfiles verticales de velocidad obtenidos en cada simulación de prueba en PC4.

Se puede observar en los resultados de SimPrueba4 que el efecto combinado de las forzantes y las diferencias de densidad generadas por la temperatura pueden generar flujos salientes del brazo hacia el canal principal en profundidad y entrantes en superficie, o viceversa.

Para complementar los resultados mencionados, en la Figura 5-11 y en la Figura 5-12 se presenta la magnitud de la velocidad en la capa superficial y la capa de fondo respectivamente, para las distintas simulaciones de prueba, durante un evento de caudal elevado el 22 de diciembre a las 12 hs. Se puede observar la influencia de la densidad variable en el caso de SimPrueba3, donde la corriente de la capa superficial “se hunde” y “desaparece” de la capa superficial con respecto a lo que se observa para SimPrueba1 y SimPrueba2.

Por otra parte, en la Figura 5-13 se presenta la magnitud de la velocidad en la capa superficial para las distintas simulaciones de prueba, durante un evento de caudal bajo con predominancia del efecto del viento, el 01 de enero a las 12 hs. Se observa la influencia del viento en la capa superficial en el resultado de SimPrueba2, que incrementa la velocidad en toda la superficie, con respecto a los resultados de SimPrueba1 y SimPrueba3. En la capa de fondo (resultados no presentados) la influencia del viento es similar al observado en superficie.

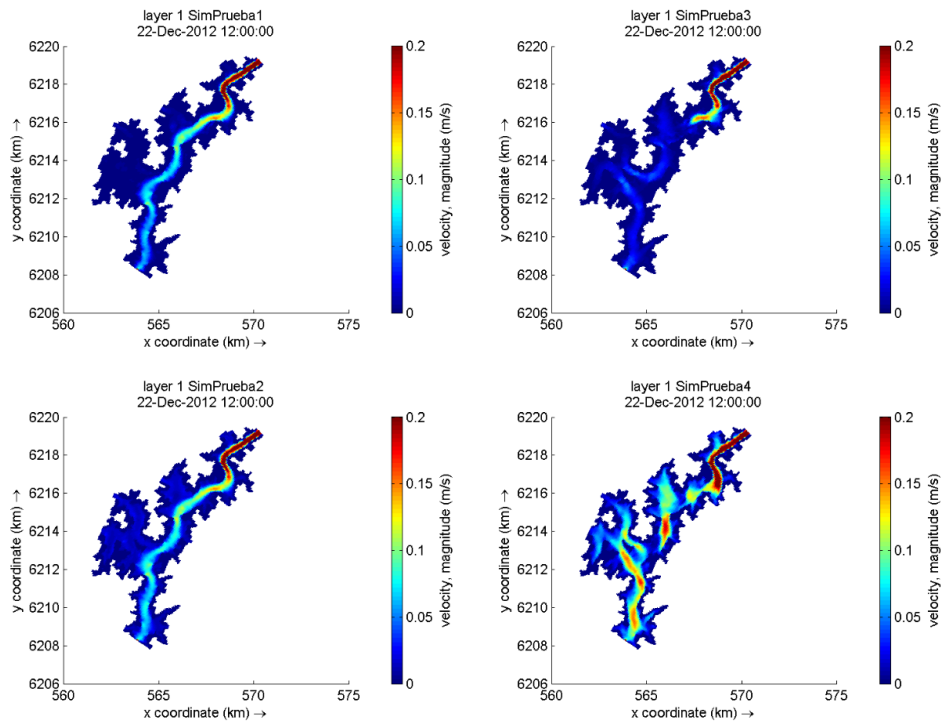


Figura 5-11: Magnitud de velocidad en capa superficial 22/12/2012 12:00 hs obtenida en cada simulación de prueba.

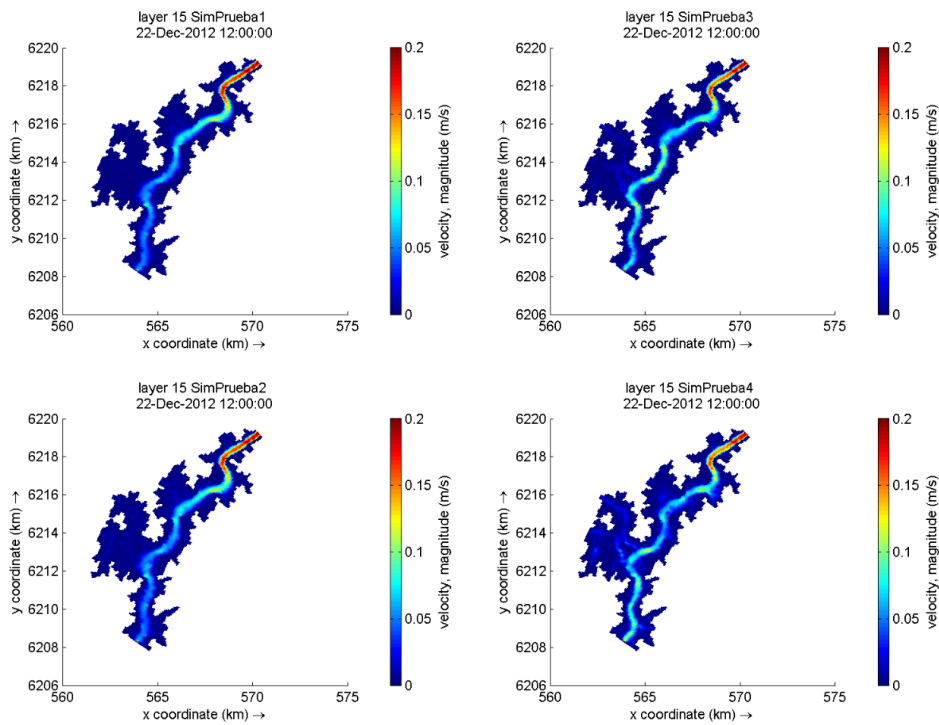


Figura 5-12: Magnitud de velocidad en capa de fondo 22/12/2012 12:00 hs obtenida en cada simulación de prueba.

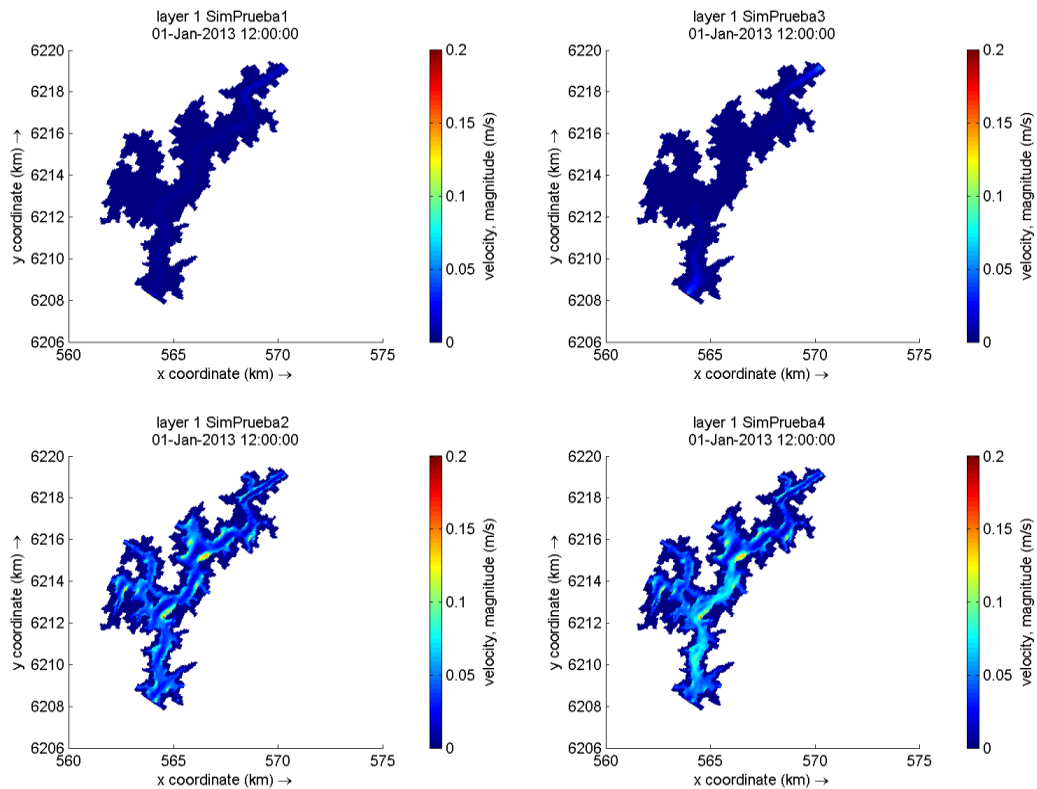


Figura 5-13: Magnitud de velocidad en capa superficial 01/01/2013 12:00 hs obtenida en cada simulación de prueba.

En la Figura 5-14 se presenta el perfil vertical de la temperatura modelada en PC1 en las simulaciones SimPrueba3 y SimPrueba4. Se puede observar que incluir el viento como forzante afecta notoriamente la distribución vertical de temperaturas. En la simulación realizada sin considerar el efecto del viento, se presentan gradientes verticales de temperatura muy elevados, que disminuyen al considerar el viento como forzante. Este efecto es razonable, dado que como se presentó anteriormente en este punto, el viento genera un efecto de mezcla en la columna de agua. Adicionalmente, en el modelo de temperatura utilizado, el viento favorece la pérdida de calor del agua por evaporación (ver Ecuación 4-61) y convección (ver Ecuación 4-68).

En la Figura 5-15 se presenta la temperatura modelada en PC1 en la capa superficial para las simulaciones SimRef3 y SimRef4, y datos de temperatura medidos por OSE. Se puede observar que al incluir el efecto del viento en la simulación, los resultados obtenidos por el modelo se ajustan considerablemente mejor a los datos medidos.

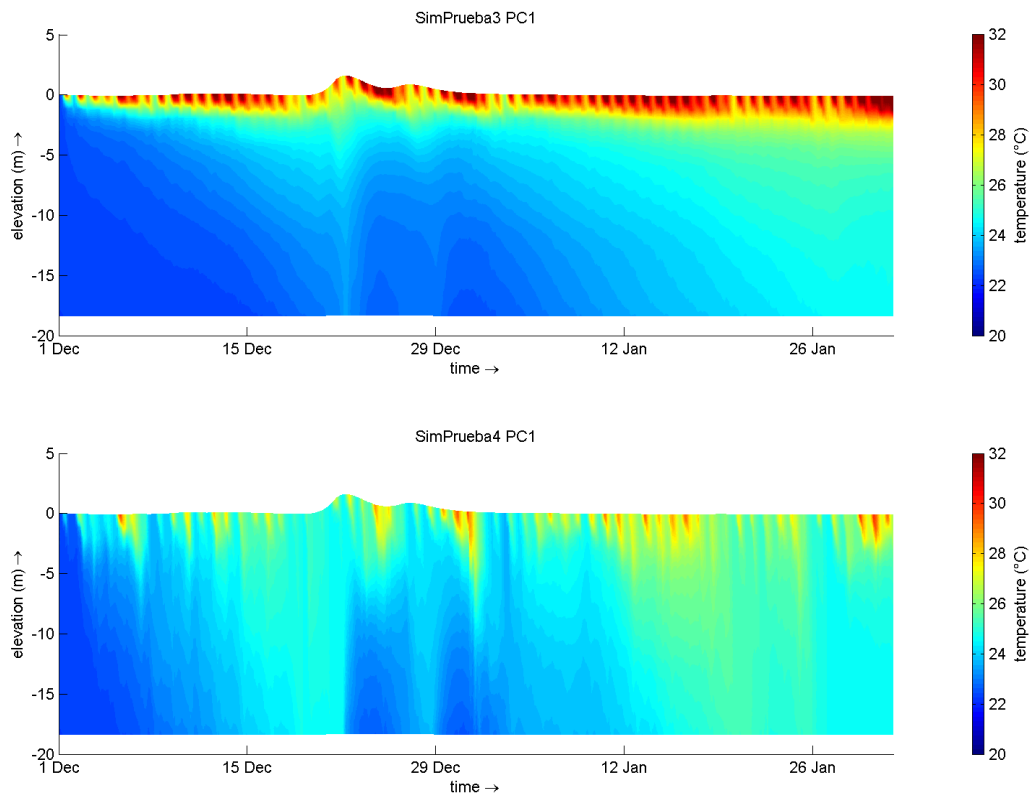


Figura 5-14: Perfil vertical de temperatura modelada para el período diciembre 2012 – enero 2013 en PC1. SimPrueba3 (arriba) y SimPrueba4 (abajo).

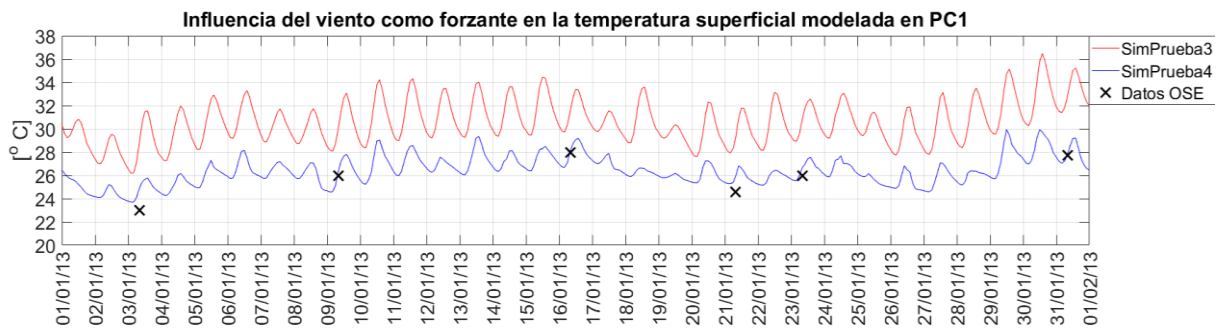


Figura 5-15: Influencia del viento como forzante en la temperatura superficial modelada en PC1. Comparación con datos medidos enero 2013.

Capítulo 6

Calibración y validación de niveles y temperatura

6.1 Introducción

En este Capítulo se presenta el procedimiento y los resultados obtenidos durante la etapa de calibración y validación del modelo implementado para reproducir los datos de niveles y la temperatura superficial en el embalse de Paso Severino, utilizando el modelo Delft3D-FLOW.

6.2 Características generales de la calibración

En esta etapa se ajustaron los parámetros del modelo Delft3D-FLOW presentados en la Tabla 5-5 a partir de la comparación de los resultados obtenidos en el modelo con los datos medidos en el punto PC1. Se analiza adicionalmente la sensibilidad de los resultados obtenidos a los parámetros de calibración en los puntos PC1, PC2, PC3 y PC4 presentados en la Figura 5-2.

Los niveles se ajustan principalmente mediante la modificación del coeficiente de rugosidad de fondo n . El resto de los parámetros afecta en distintas formas a la distribución de temperatura del agua. El coeficiente de arrastre C_D influye en la mezcla causada por el viento; los coeficientes de viscosidad turbulenta de base modifican la distribución de velocidades y por lo tanto afectan el transporte de temperatura; los coeficientes de difusividad turbulenta de base están relacionados directamente con la distribución de temperatura a través de la ecuación de transporte; el número de Stanton y el número de Dalton afectan el flujo convectivo y evaporativo de calor; y la profundidad del disco Secchi influye en la distribución vertical de temperatura, afectando la penetración de radiación de onda corta en la columna de agua. La profundidad del disco Secchi se toma como parámetro de ajuste debido a que no se disponen datos medidos para el período de calibración seleccionado. Al modificar estos parámetros, también se chequeó que no se afectaran de manera apreciable los niveles de la superficie de agua.

Si bien no se cuentan con datos de velocidad, se analiza la sensibilidad a la variación de algunos parámetros que pueden afectarla: coeficiente de arrastre de viento C_D ; coeficiente de

rugosidad de fondo n ; coeficientes de viscosidad y difusividad horizontal turbulenta de base ν_h^{back} y D_h^{back} y coeficiente de viscosidad vertical turbulenta de base ν_V^{back} .

6.3 Características del período de calibración

El período seleccionado para realizar la calibración de los parámetros es diciembre de 2012 - enero de 2013 para el ajuste de los niveles, y enero de 2013 para el ajuste de la temperatura superficial.

La selección del período de calibración de temperatura está fuertemente condicionada por la disponibilidad de datos. De acuerdo a lo presentado en el punto 5.9, es suficiente un período de simulación previa de un mes para obtener una solución independiente de la condición inicial de temperatura utilizada. Como los niveles se independizan rápidamente de las condiciones iniciales, y para aprovechar la variabilidad en los niveles de diciembre de 2012, se incluye dicho mes para el ajuste de los niveles.

En la Figura 6-1 se presentan los caudales fluviales afluentes a Paso Severino y los niveles de agua para el período total de calibración; se incluye además la descarga de las válvulas, que es nula en todo el período. El caudal fluvial promedio del período es 27,0 m³/s y la mediana es 4,5 m³/s, destacándose picos de 520 m³/s y 206 m³/s los días 21 y 26 de diciembre respectivamente. Estos picos de caudales afluentes generan incrementos de nivel de 1,60 m y 0,84 m respectivamente.



Figura 6-1: caudales de entrada diarios; niveles diarios; cota de vertido y volúmenes diarios descargados por obra de toma. Período de calibración (diciembre 2012 - enero 2013).

En la Figura 6-2 y Figura 6-3 se presentan los datos de temperatura del aire, velocidad de viento y humedad relativa, y la rosa de vientos para el período de calibración. Se presenta

además la serie temporal de temperaturas medias diarias de los afluentes, ingresadas como condición de borde según se describió en el punto 5.4.1. Se destaca un pico de velocidad de viento de 16,5 m/s, mientras que la temperatura de los afluentes varía entre 19,6 °C y 23 °C durante este período. En la Figura 6-2 se observan datos faltantes de temperatura del aire, velocidad de viento y humedad relativa, los cuales son completados por el modelo mediante interpolación lineal.

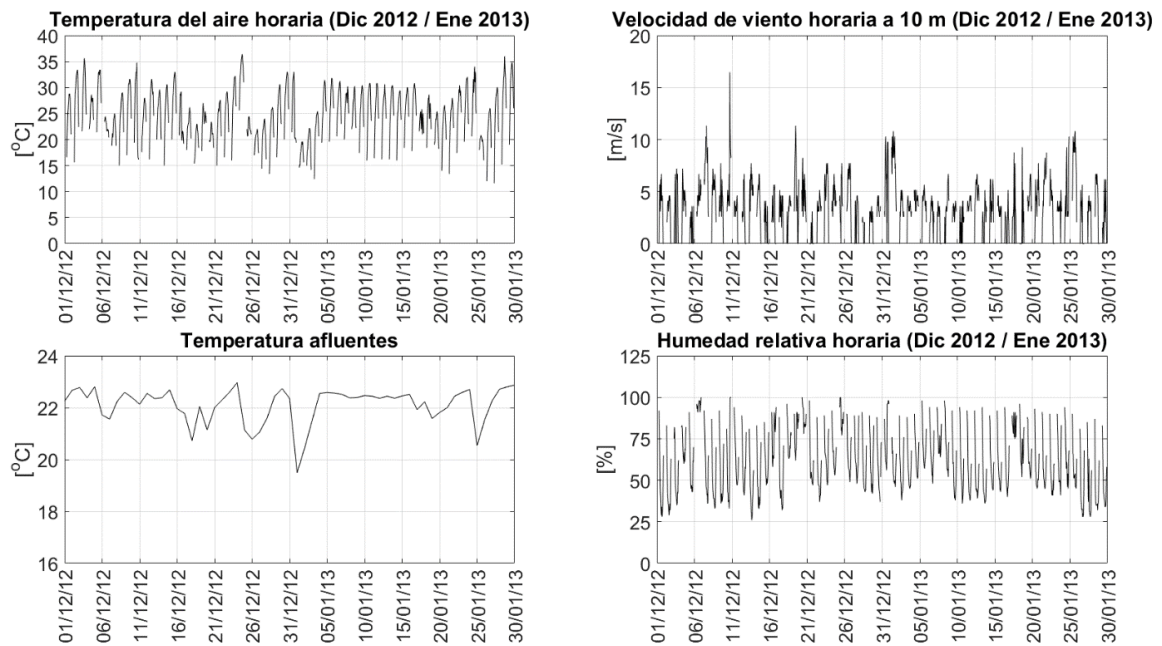


Figura 6-2: Temperatura del aire horaria; velocidad de viento horaria a 10 m de altura; humedad relativa horaria y temperatura media diaria de los afluentes. Período de calibración (diciembre 2012 - enero 2013).

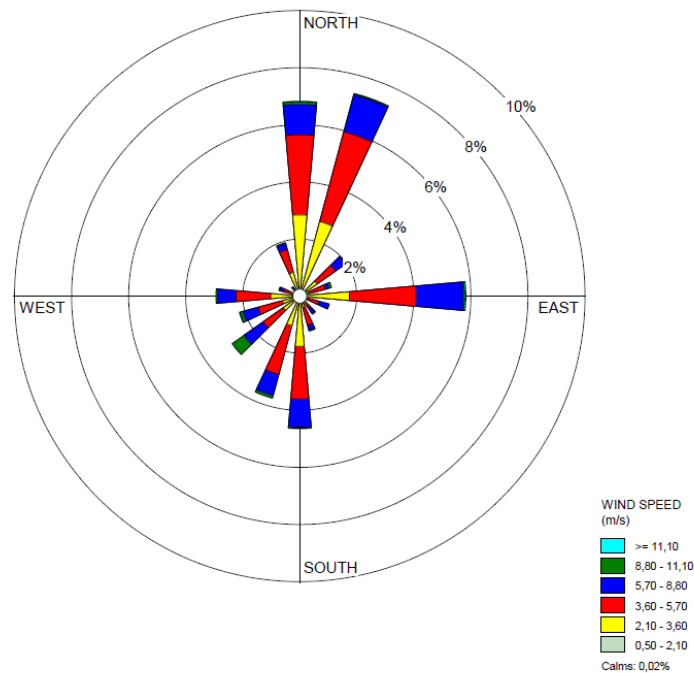


Figura 6-3: Rosa de vientos estación Florida período de calibración (elaboración con software WRPLOT a partir de datos del INUMET).

6.4 Sensibilidad del modelo a los parámetros de calibración

En la Tabla 6-1 se presenta el valor de referencia utilizado para cada parámetro de calibración, así como los rangos de valores analizados para cada uno de ellos y las variables en las cuales se analiza su impacto.

Tabla 6-1: Rangos de valores evaluados para analizar la sensibilidad a los parámetros de calibración del modelo en el embalse de PS.

Parámetro	Unidad	Referencia	Rango estudiado	Impacto analizado
n Manning	$s/m^{1/3}$	0,015	0,015 - 0,025	Nivel / velocidad
C_D	-	0,0005	0,0005 - 0,0015	Nivel / Velocidad / temperatura
v_h^{back}	m^2/s	1	1×10^{-5} - 2	Velocidad / temperatura
D_h^{back}	m^2/s	1	1×10^{-5} - 2	Velocidad / temperatura
v_V^{back}	m^2/s	0	0 - 1×10^{-3}	Velocidad / temperatura
D_V^{back}	m^2/s	0	0 - 1×10^{-3}	Temperatura
Número de Stanton	-	0,0013	0,0010 - 0,0016	Temperatura
Número de Dalton	-	0,0013	0,0010 - 0,0016	Temperatura
Profundidad disco Secchi	m	0,5	0,5 - 1,5	Temperatura

6.4.1 Niveles

Según la configuración de referencia del modelo implementado en Paso Severino, las diferencias espaciales de niveles en el embalse son muy pequeñas, provocadas ocasionalmente por la tensión del viento o la rugosidad de fondo.

En la Figura 6-4 se presentan las mayores diferencias en niveles modelados en PC1, PC2, PC3 y PC4 para el rango de variación de los parámetros n y C_D presentado en la Tabla 6-1.

El coeficiente n tiene un impacto apreciable sobre los niveles, uniforme en todos los puntos de control; mientras que la variación del coeficiente C_D presenta impactos muy pequeños en los niveles modelados en el embalse.

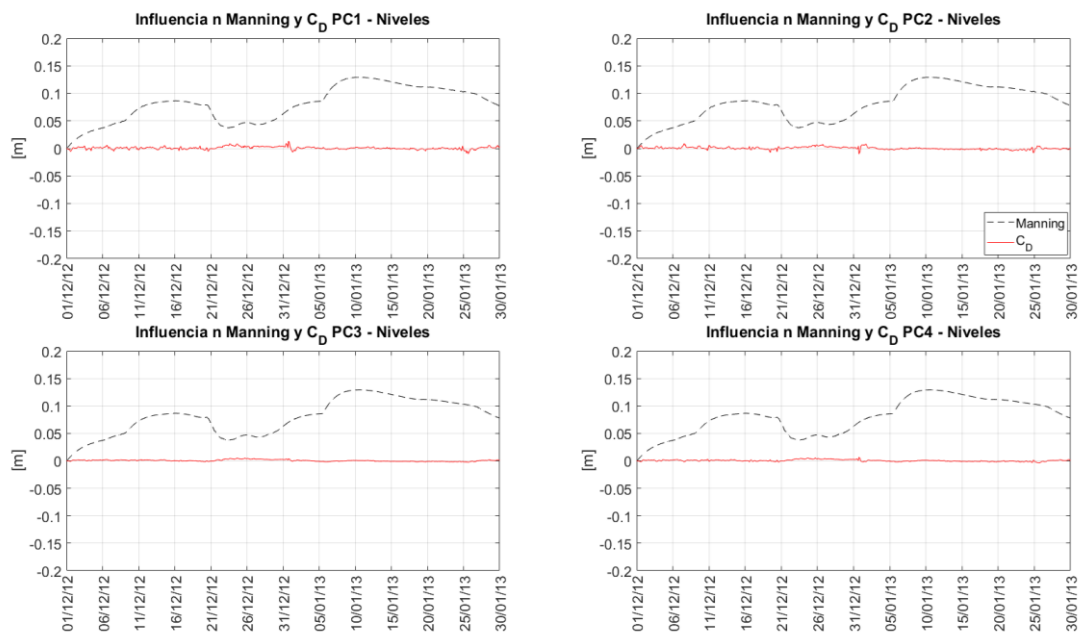


Figura 6-4: Máxima diferencia en niveles modelados para el rango de variación analizado de los parámetros n y C_D en PC1, PC2, PC3 y PC4.

En la Figura 6-5 se presenta la comparación de los niveles modelados para distintos valores del coeficiente de Manning con los valores medidos de nivel (datos diarios) por OSE en PC1. Se puede observar que las diferencias entre los niveles modelados para distintos n disminuyen durante los eventos que producen aumentos de nivel, lo cual también se puede corroborar en la Figura 6-4. Para el período analizado, el mejor ajuste a los datos medidos se produce para $n = 0,015$.

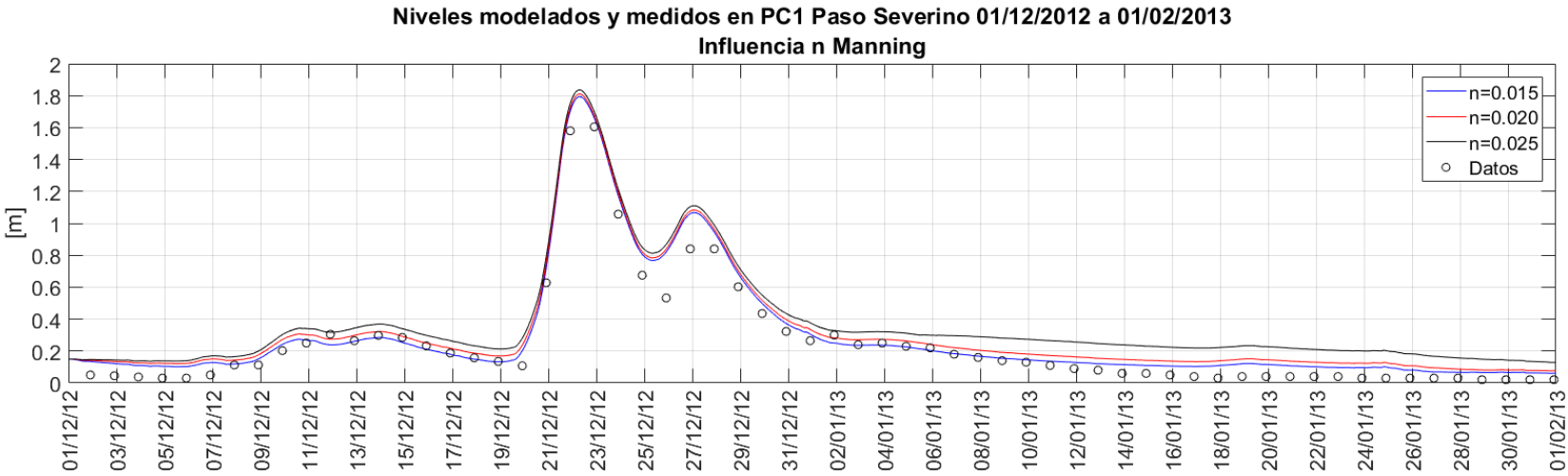


Figura 6-5: Influencia del coeficiente de Manning en los niveles modelados en PC1. Comparación de niveles modelados con datos medidos.

6.4.2 Velocidades

Si bien no se cuentan con datos medidos para su calibración, se realiza un estudio de sensibilidad del campo de velocidades a distintos parámetros que afectan de diversas formas las velocidades modeladas.

6.4.2.1 Coeficiente de Manning

El coeficiente n afecta ligeramente las velocidades durante períodos de caudales bajos, mientras que su efecto es apreciable cuando aumentan los caudales que ingresan al embalse. Durante estos eventos, la magnitud de la velocidad modelada en el fondo del embalse disminuye al aumentar el valor de n para los puntos PC1, PC2 y PC3. Además, en los puntos PC2 y PC3 se pueden observar aumentos en las velocidades de las capas superiores durante dichos eventos. Estos efectos no se aprecian en la estación del brazo del embalse PC4.

En la Figura 6-6 y Figura 6-7 se presentan las máximas diferencias encontradas en el período diciembre 2012 – enero 2013 para las velocidades modeladas en PC1 y PC2 para el rango de variación del coeficiente de Manning presentado en la Tabla 6-1.

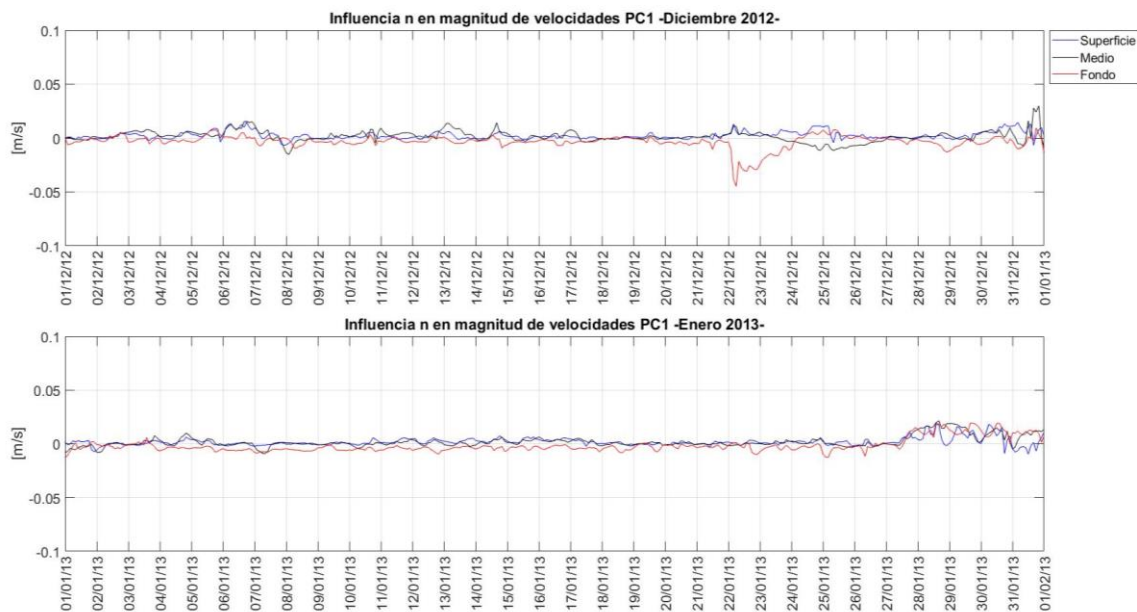


Figura 6-6: Máximas diferencias entre magnitud de velocidades modeladas en PC1 para el rango de variación del coeficiente de Manning analizado.

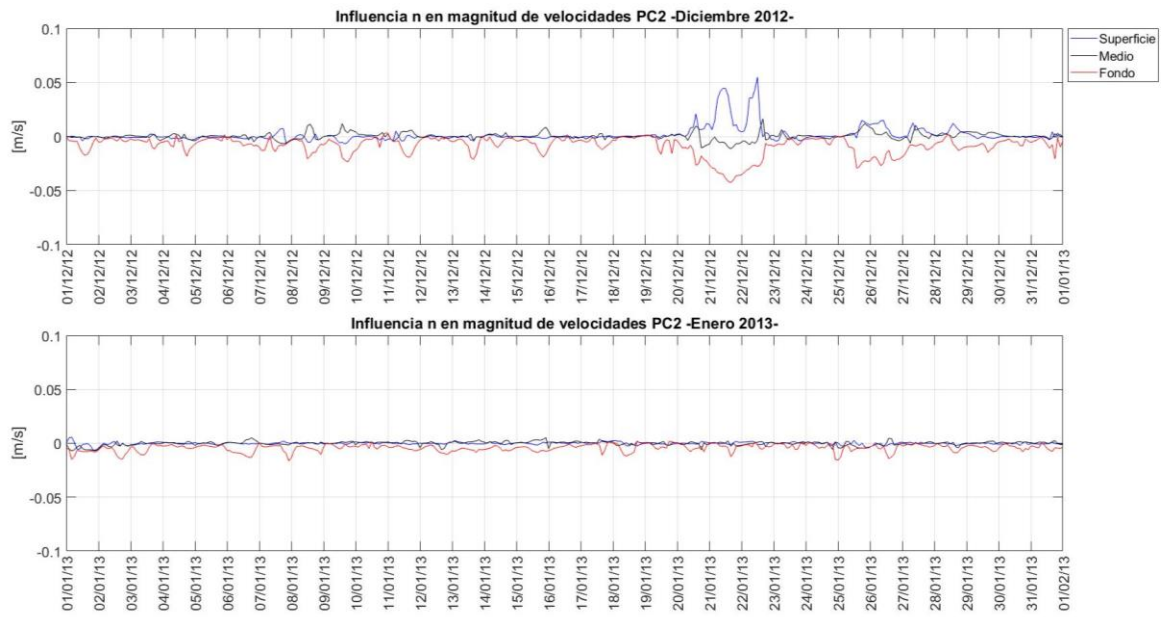


Figura 6-7: Máximas diferencias entre magnitud de velocidades modeladas en PC2 para el rango de variación del coeficiente de Manning analizado.

En la Figura 6-8 y Figura 6-9 se presentan los perfiles verticales de la intensidad de velocidad obtenida con el modelo para el período del 20/12/2012 al 23/12/2012, que es el período en el cual se registraron las mayores diferencias de velocidades al modificar el coeficiente de Manning. Se puede observar que durante estos eventos, la intensidad de la velocidad modelada en las capas de fondo disminuye al aumentar el valor de n para los puntos.

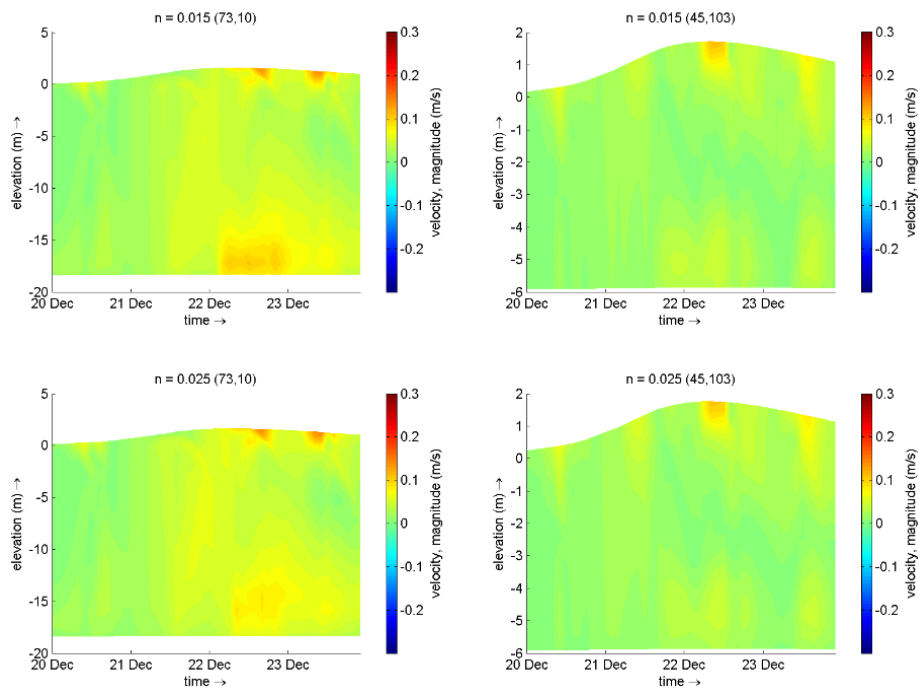


Figura 6-8: Velocidades modeladas en PC1 (izquierda) y PC4 (derecha) entre el 20/12/2012 y el 23/12/2012, para distintos coeficientes de Manning.

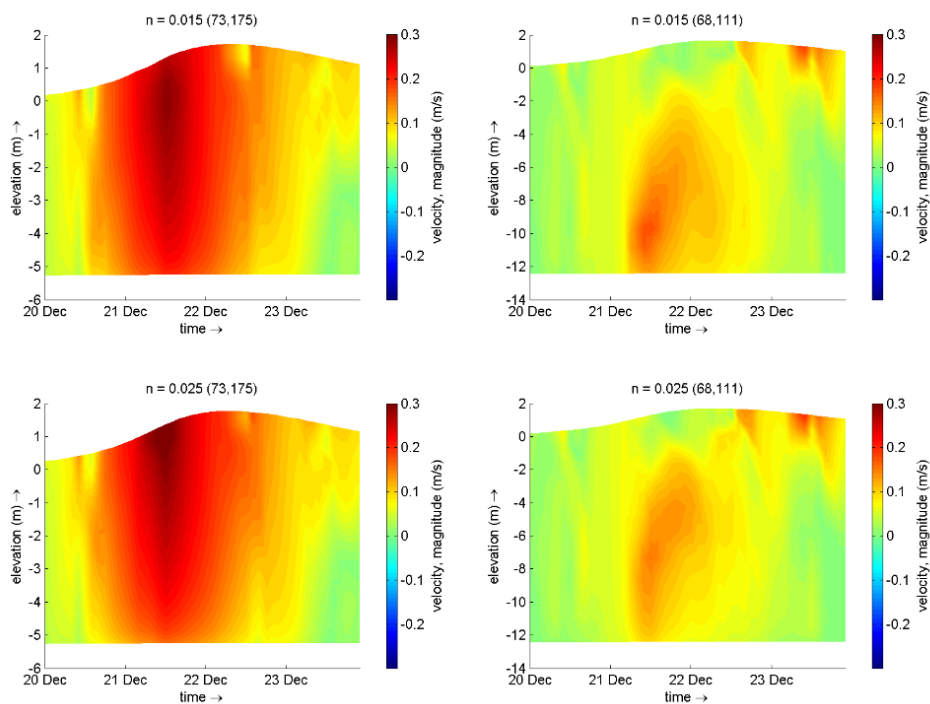


Figura 6-9: Velocidades modeladas en PC2 (izquierda) y PC3 (derecha) entre el 20/12/2012 y el 23/12/2012, para distintos coeficientes de Manning.

6.4.2.2 *Coeficiente de arrastre de viento*

El coeficiente C_D presenta un impacto significativo en la estructura horizontal y vertical del campo de velocidades en todo el dominio. Debido a la morfología del embalse, el impacto en las distintas zonas depende de cuál sea la dirección del viento.

En la Figura 6-10, se presenta el impacto en la intensidad de las velocidades en los distintos puntos de control del embalse para el rango de variación de C_D . Se puede observar que el impacto es variable en la dirección vertical en todos los PC. Dadas las características de la circulación inducida por el viento, la variación de C_D no solo afecta las velocidades de las capas más superficiales, sino que también en las capas intermedias y profundas.

En el PC4, ubicado en uno de los brazos del embalse, en eventos de viento de dirección oeste, el impacto de C_D en las velocidades puede ser homogéneo en toda la columna de agua.

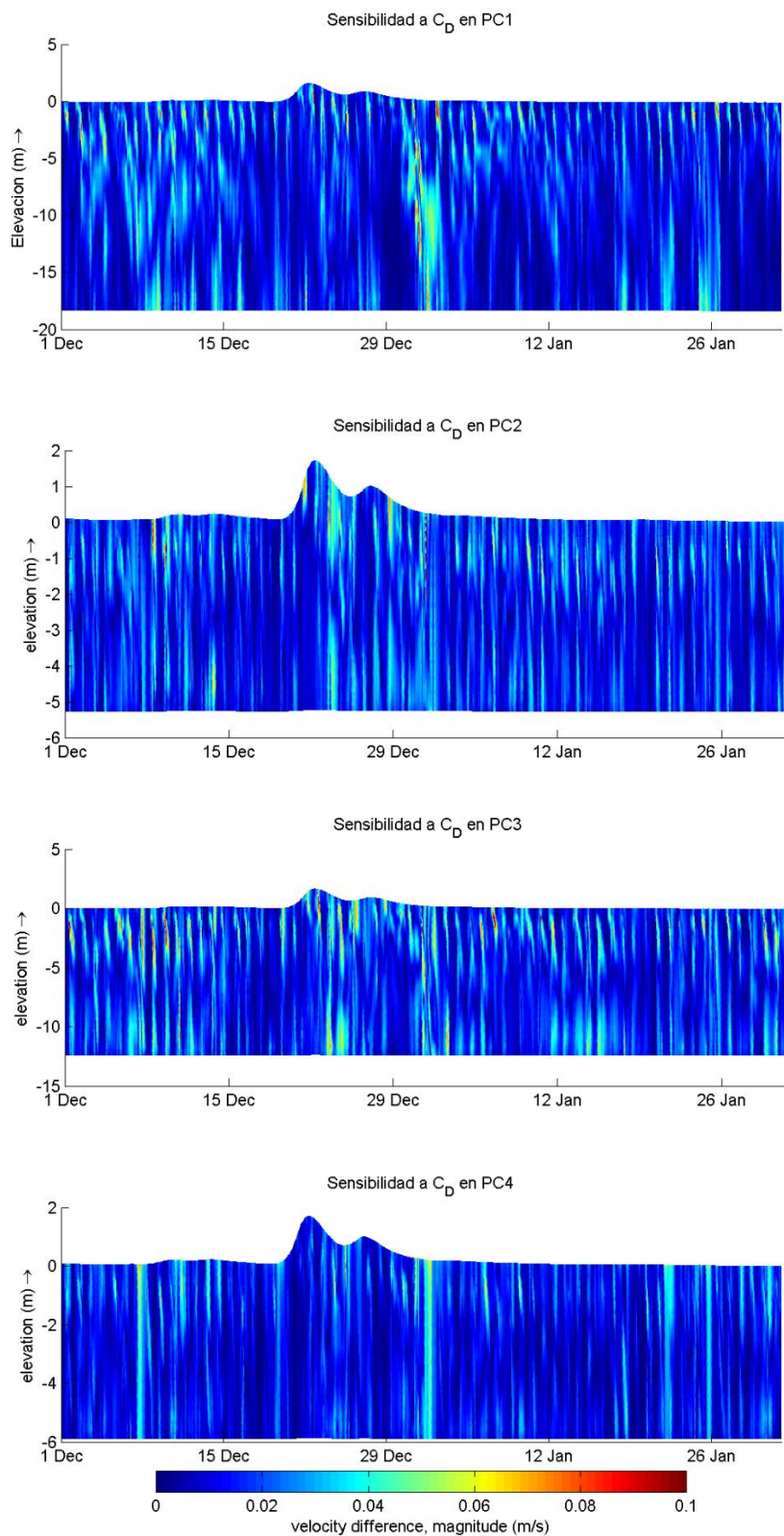


Figura 6-10: Máximas diferencias entre magnitud de velocidades modeladas en los puntos de control para el rango de variación del coeficiente C_D .

En la Figura 6-11 y Figura 6-12 se presenta la variación espacial del campo de velocidades para la capa superficial y de fondo el 02/01/2013 a las 06:00 hs y 12:00 hs para distintos valores de C_D . De forma general, se puede observar que un aumento en el valor de C_D resulta en un aumento de las velocidades en superficie y fondo en toda la extensión del embalse.

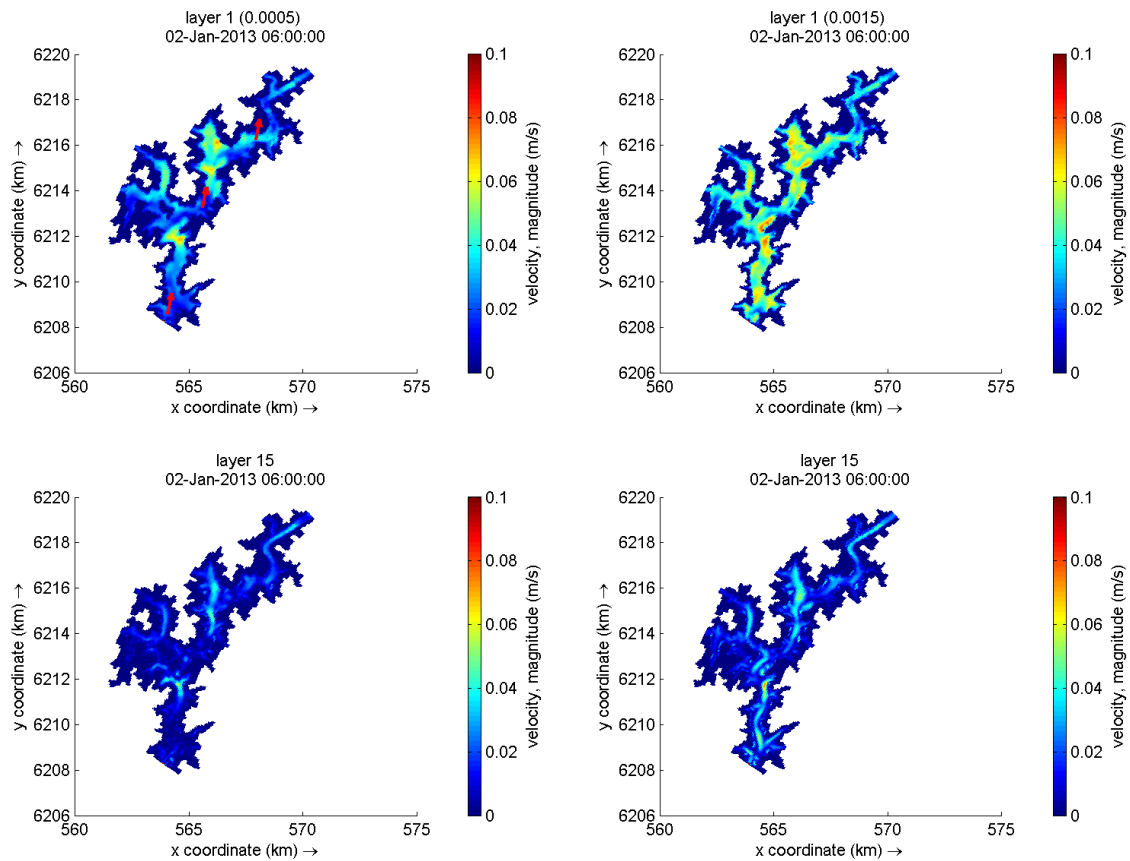


Figura 6-11: Variación espacial del campo de velocidades el 02/01/2013 a las 06:00 hs en superficie (arriba) y fondo (abajo) para $C_D = 0,0005$ (izquierda) y $C_D = 0,0015$ (derecha).

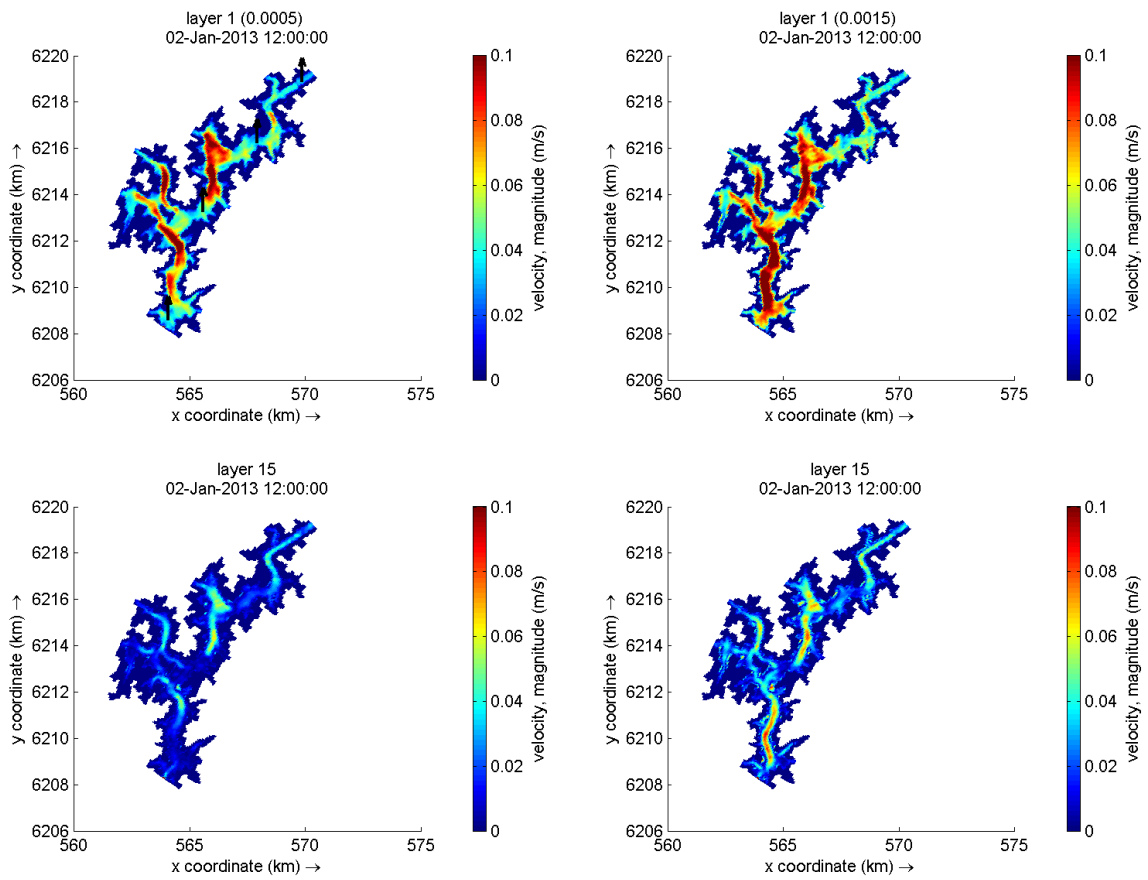


Figura 6-12: Variación espacial del campo de velocidades el 02/01/2013 a las 12:00 hs en superficie (arriba) y fondo (abajo) para $C_D = 0,0005$ (izquierda) y $C_D = 0,0015$ (derecha).

6.4.2.3 Viscosidad y difusividad horizontal turbulenta de base

La viscosidad y difusividad horizontal turbulenta de base son parámetros de calibración cuyo valor se adiciona a los valores determinados por el modelo de cierre de turbulencia. Usualmente ambos toman el mismo valor (Chanudet et al, 2012; Han et al, 2016), por lo que en este caso su efecto sobre los resultados se estudió variando los dos parámetros en simultáneo. El valor asignado a estos parámetros depende del flujo y del tamaño de celda utilizado en la simulación. Para aplicaciones similares a la de este trabajo, los valores suelen encontrarse en el rango de 1 a 10 m^2/s (Deltares, 2018). Tomando como referencia Chanudet et al (2012) y Han et al (2016), el rango analizado en este caso fue de 1×10^{-5} a 2 m^2/s .

En la Figura 6-13 a Figura 6-16 se presenta la máxima diferencia obtenida en la magnitud de las velocidades modeladas en distintas capas en cada punto de control para el rango de valores estudiado de estos parámetros.

Para el PC1, se observan diferencias significativas en el período del 21/12/2012 al 10/01/2013, debido a excesivas intensidades de velocidad producidas en la zona de influencia del vertido para valores pequeños de ν_H^{back} y D_H^{back} . ($1 \times 10^{-5} m^2/s$).

En PC2 y PC3, el impacto en la intensidad de las velocidades es más apreciable durante el evento de crecida, donde se observan aumentos de velocidad en la capa superior y disminución en las capas inferiores al aumentar el valor de estos coeficientes. Esto implica que el aumento de los coeficientes de ν_H^{back} y D_H^{back} produce una disminución en los gradientes verticales de velocidades.

En PC4, donde la intensidad de la velocidad del flujo es menor, el efecto de estos coeficientes es menos apreciable.

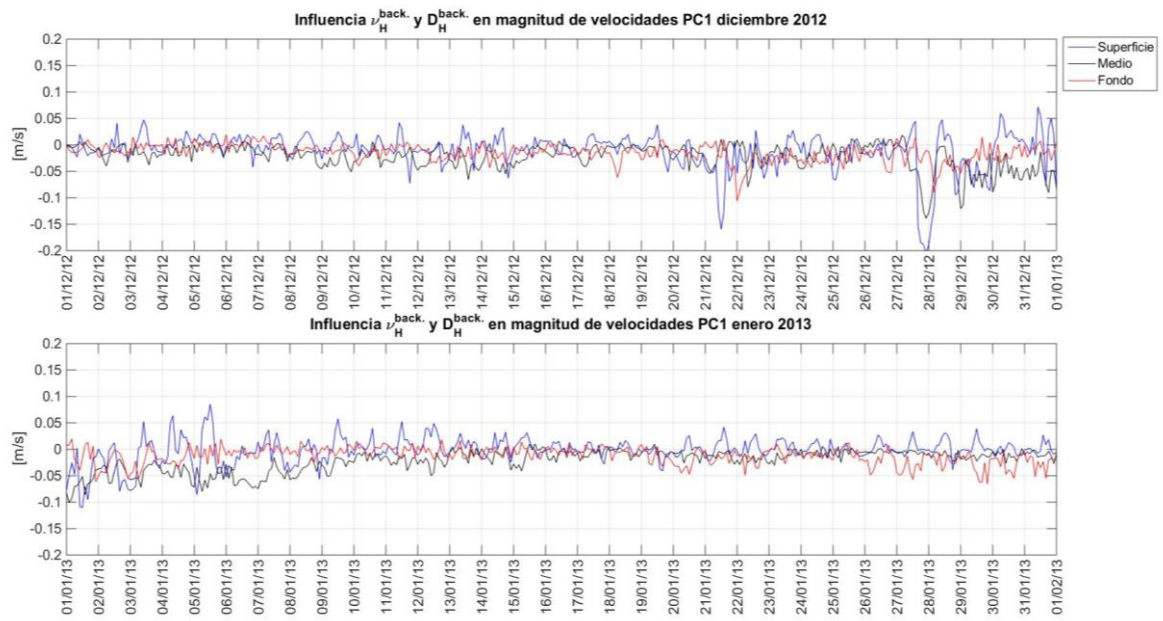


Figura 6-13: Máximas diferencias entre magnitud de velocidades modeladas en PC1 para el rango de variación de v_H^{back} y D_H^{back} analizado.

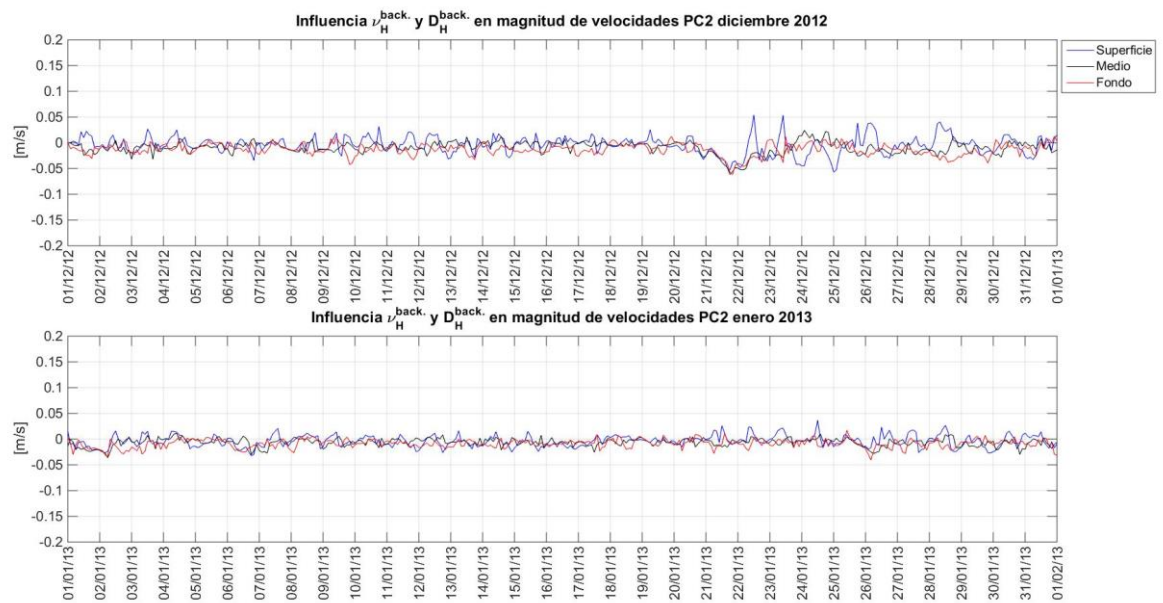


Figura 6-14: Máximas diferencias entre magnitud de velocidades modeladas en PC2 para el rango de variación de v_H^{back} y D_H^{back} analizado.

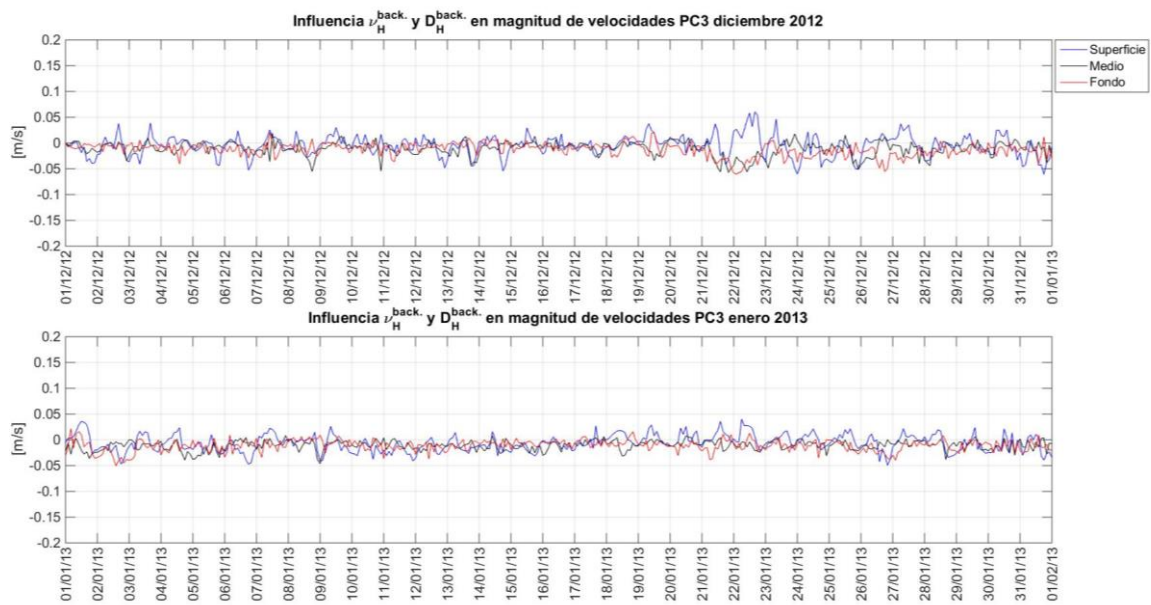


Figura 6-15: Máximas diferencias entre magnitud de velocidades modeladas en PC3 para el rango de variación de v_H^{back} y D_H^{back} analizado.

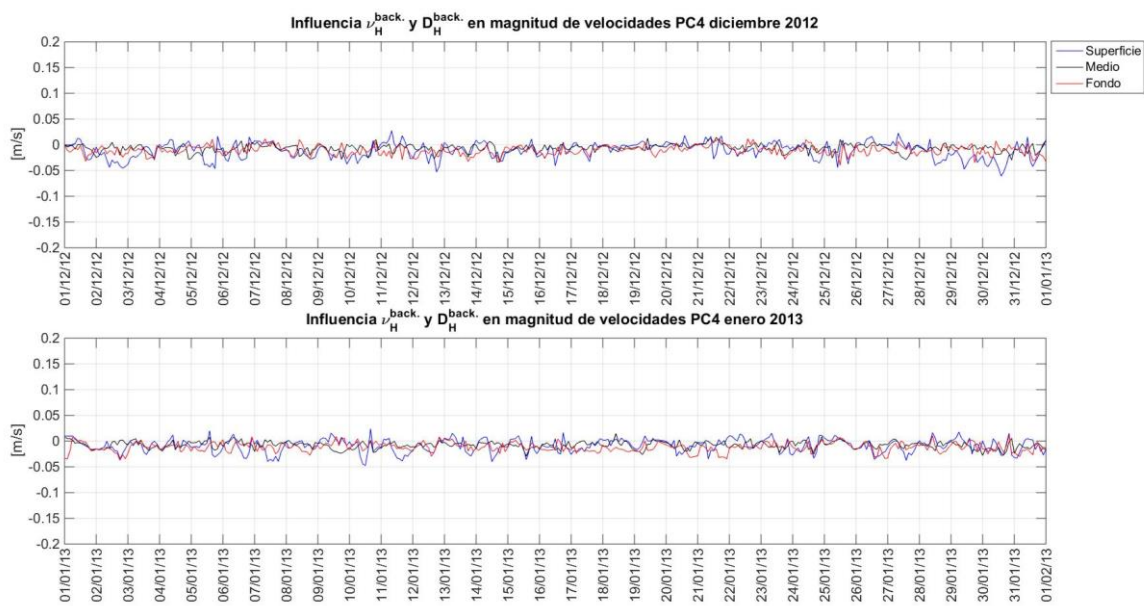


Figura 6-16: Máximas diferencias entre magnitud de velocidades modeladas en PC4 para el rango de variación de v_H^{back} y D_H^{back} analizado.

A modo complementario, en la Figura 6-17 se presenta la variación vertical de la componente n de la velocidad para PC3, para distintos valores de v_H^{back} y D_H^{back} para el período comprendido entre el 20/12/2012 y el 03/01/2013. Se observa que al aumentar el valor de estos coeficientes, el gradiente vertical de velocidades se suaviza. Similares resultados se observan en los PC1, PC2 y PC4.

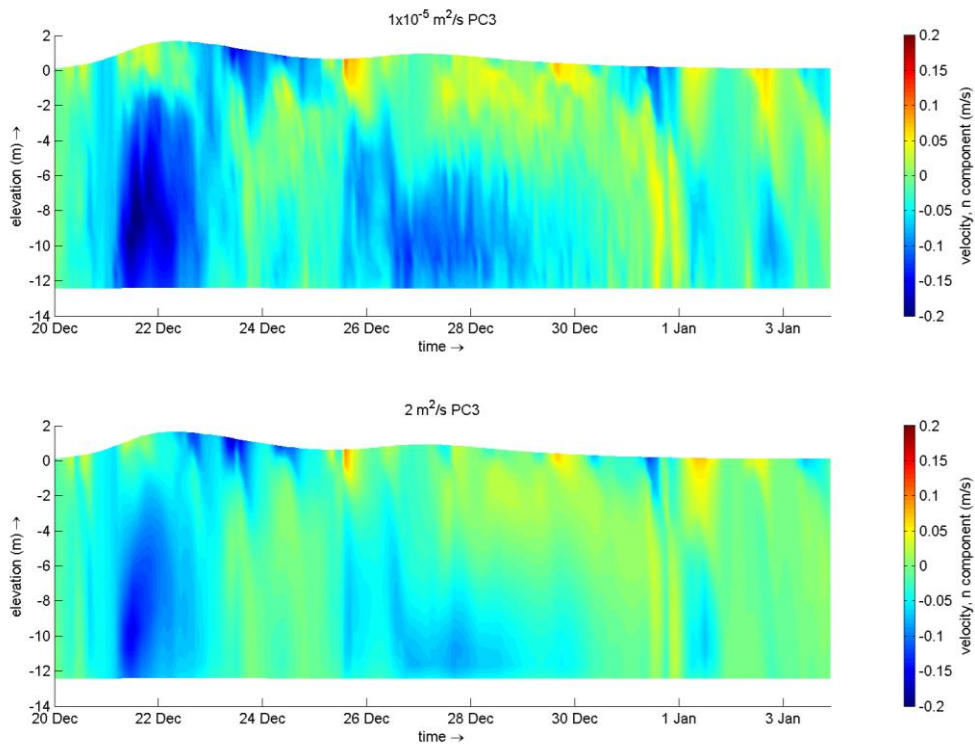


Figura 6-17: Velocidades modeladas en PC3 entre el 20/12/2012 y el 03/01/2013 para distintos valores de v_H^{back} y D_H^{back} .

En la Figura 6-18 y Figura 6-19 se presenta la variación horizontal de la magnitud de las velocidades para la capa superficial y de fondo el 22/12/2012 y el 02/01/2013 a las 12:00 hs. para distintos valores de v_H^{back} y D_H^{back} .

Se puede observar que en general, a mayores valores de v_H^{back} y D_H^{back} , más uniforme es la distribución de velocidades obtenida.

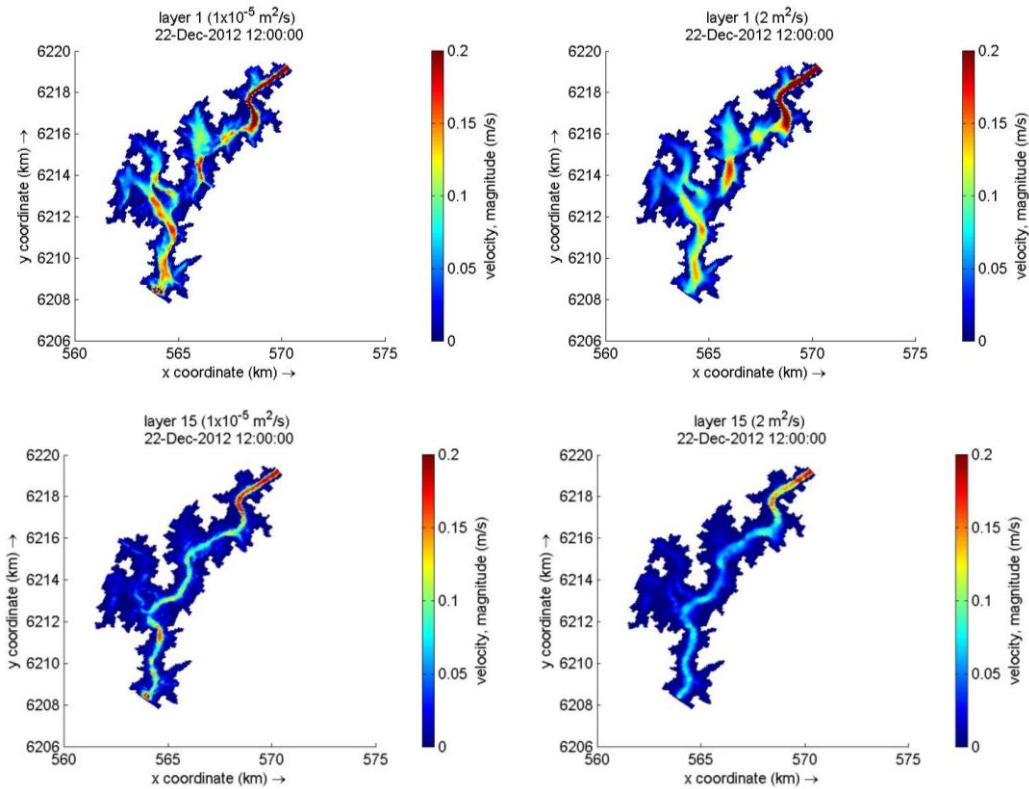


Figura 6-18: Variación espacial del campo de velocidades el 22/12/2012 a las 12:00 hs en superficie (arriba) y fondo (abajo) para distintos valores de v_H^{back} y D_H^{back} .

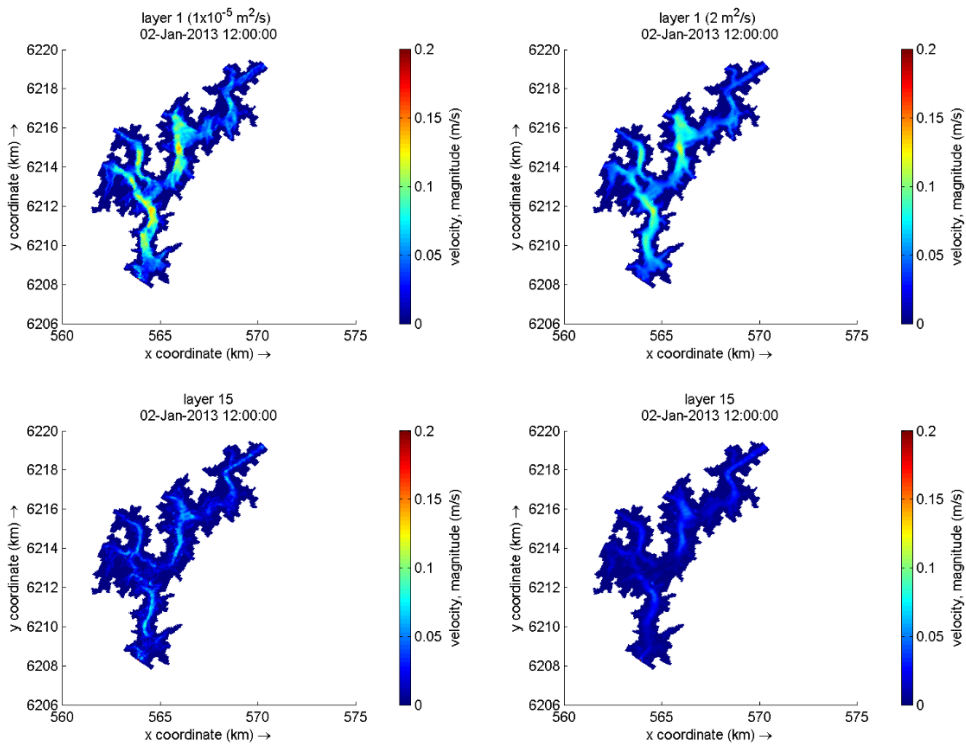


Figura 6-19: Variación espacial del campo de velocidades el 02/01/2013 a las 12:00 hs en superficie (arriba) y fondo (abajo) para distintos valores de v_H^{back} y D_H^{back} .

6.4.2.4 Viscosidad vertical turbulenta de base

La viscosidad vertical turbulenta de base es un valor que se adiciona a la viscosidad vertical turbulenta calculada por el modelo de cierre de turbulencia. Este parámetro puede ser necesario para amortiguar oscilaciones generadas por el mojado y secado, las condiciones de borde, el viento, etc. (Deltares, 2018). El valor asignado debe ser pequeño en comparación con el calculado por el modelo de cierre de turbulencia, recomendándose valores entre 10^{-4} y $10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$ (Deltares, 2018). En este caso, el rango analizado fue de 0 a $10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$.

En la Figura 6-20 a Figura 6-23 se presenta la máxima diferencia obtenida en la intensidad de las velocidades modeladas en distintas capas en PC1, PC2, PC3 y PC4 para el rango de valores estudiado. Los mayores impactos se pueden apreciar en la capa superior, observándose en general que la intensidad de la velocidad disminuye al aumentar el valor de v_V^{back} .

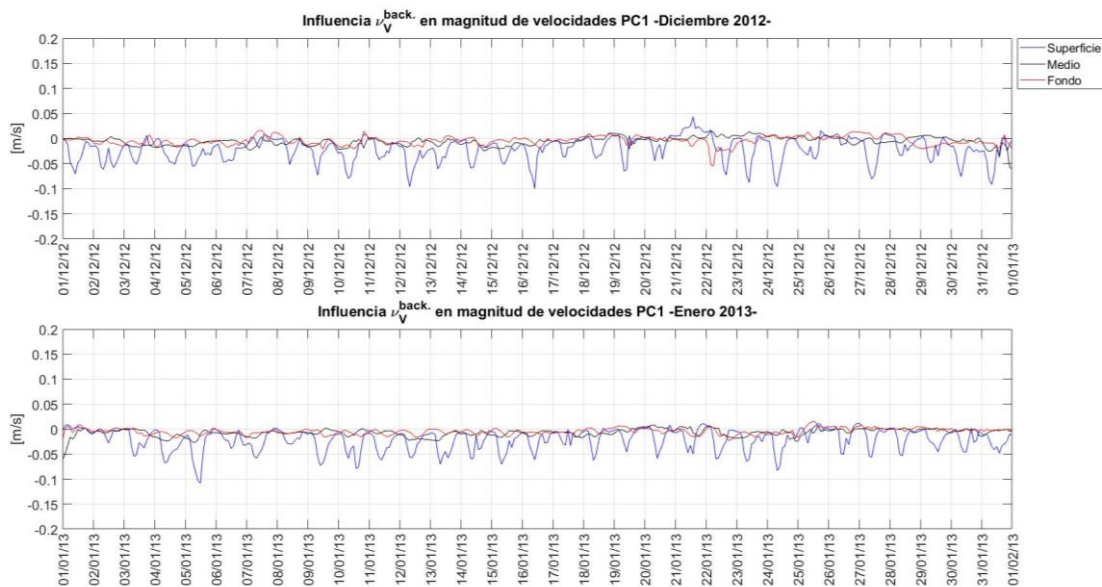


Figura 6-20: Máximas diferencias entre magnitud de velocidades modeladas en PC1 para el rango de variación de v_V^{back} .

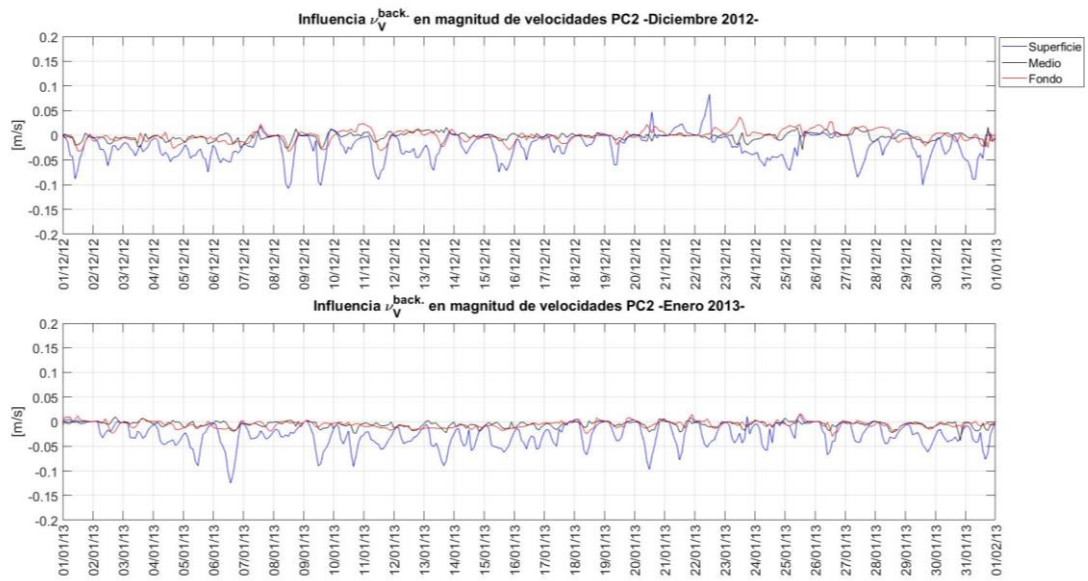


Figura 6-21: Máximas diferencias entre magnitud de velocidades modeladas en PC2 para el rango de variación de v_v^{back} .

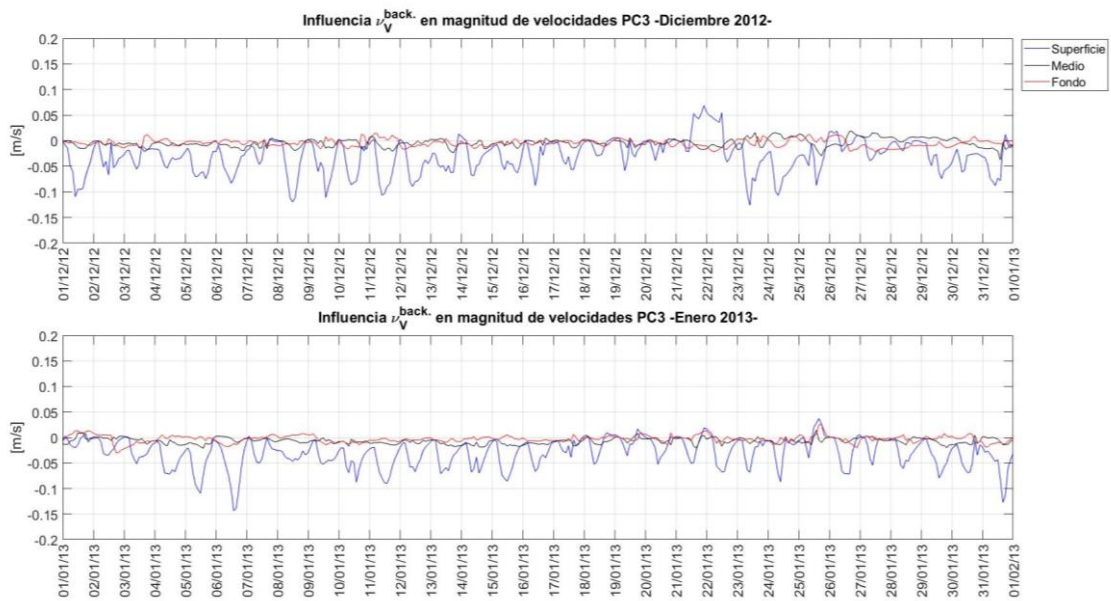


Figura 6-22: Máximas diferencias entre magnitud de velocidades modeladas en PC3 para el rango de variación de v_v^{back} .

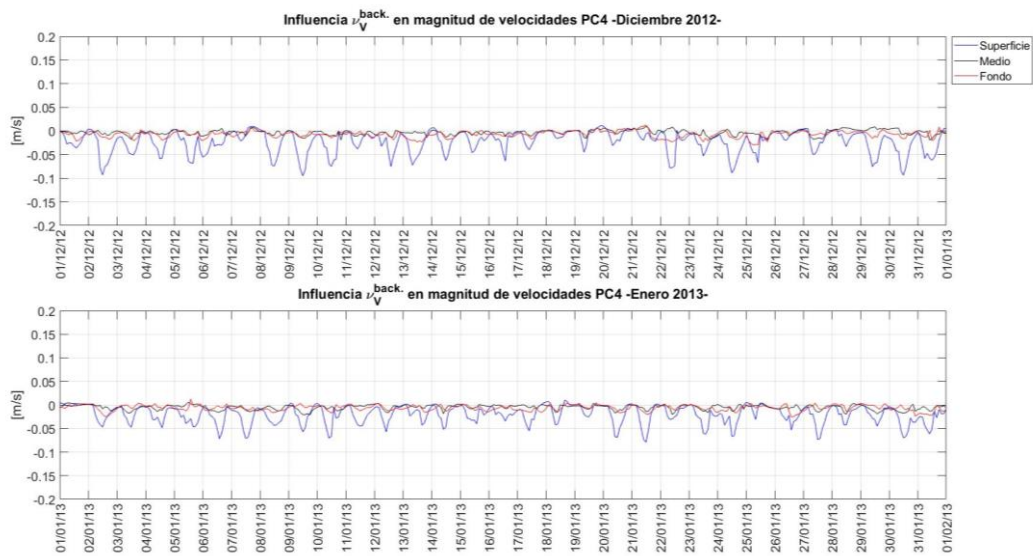


Figura 6-23: Máximas diferencias entre magnitud de velocidades modeladas en PC4 para el rango de variación de v_V^{back} .

A modo complementario, en la Figura 6-24 se presenta la variación vertical de la componente n de la velocidad para PC3, para distintos valores de v_V^{back} para el período comprendido entre el 20/12/2012 y el 01/01/2013. Se observa que al aumentar el valor de este coeficiente, el gradiente vertical de velocidades se suaviza, limitándose la mezcla generada por el viento.

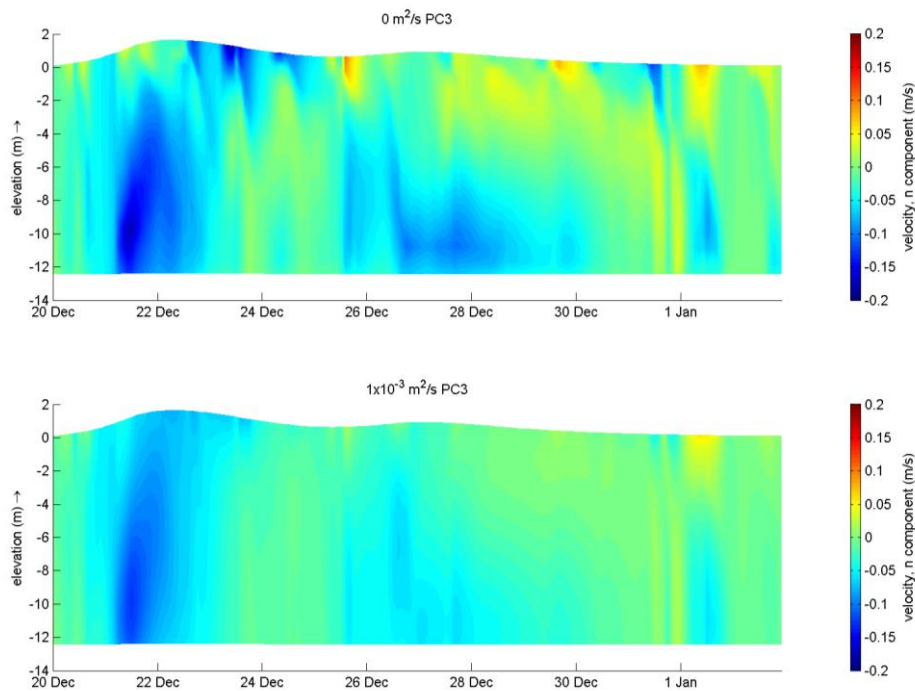


Figura 6-24: Velocidades modeladas en PC3 entre el 20/12/2012 y el 01/01/2013 para distintos valores de v_V^{back} .

En la Figura 6-25 y Figura 6-26 se presenta la variación horizontal de la magnitud de las velocidades para la capa superficial y de fondo el 22/12/2012 y el 02/01/2013 a las 12:00 hs. para distintos valores de v_V^{back} . Se puede observar que a mayores valores de v_V^{back} se produce mayor disipación de momento en dirección vertical, obteniéndose distribuciones de velocidad más uniformes, limitando la mezcla generada por el viento y las corrientes de densidad.

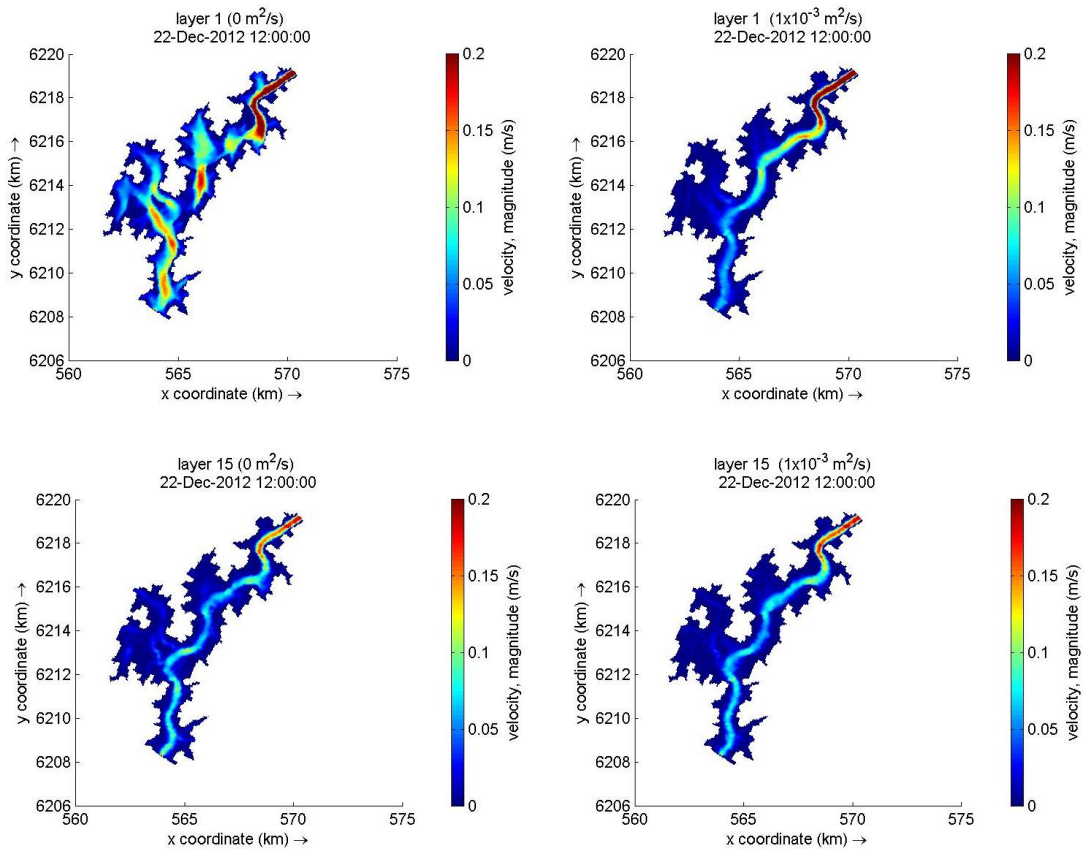


Figura 6-25: Variación espacial del campo de velocidades el 22/12/2012 a las 12:00 hs en superficie (arriba) y fondo (abajo) para distintos valores de v_V^{back} .

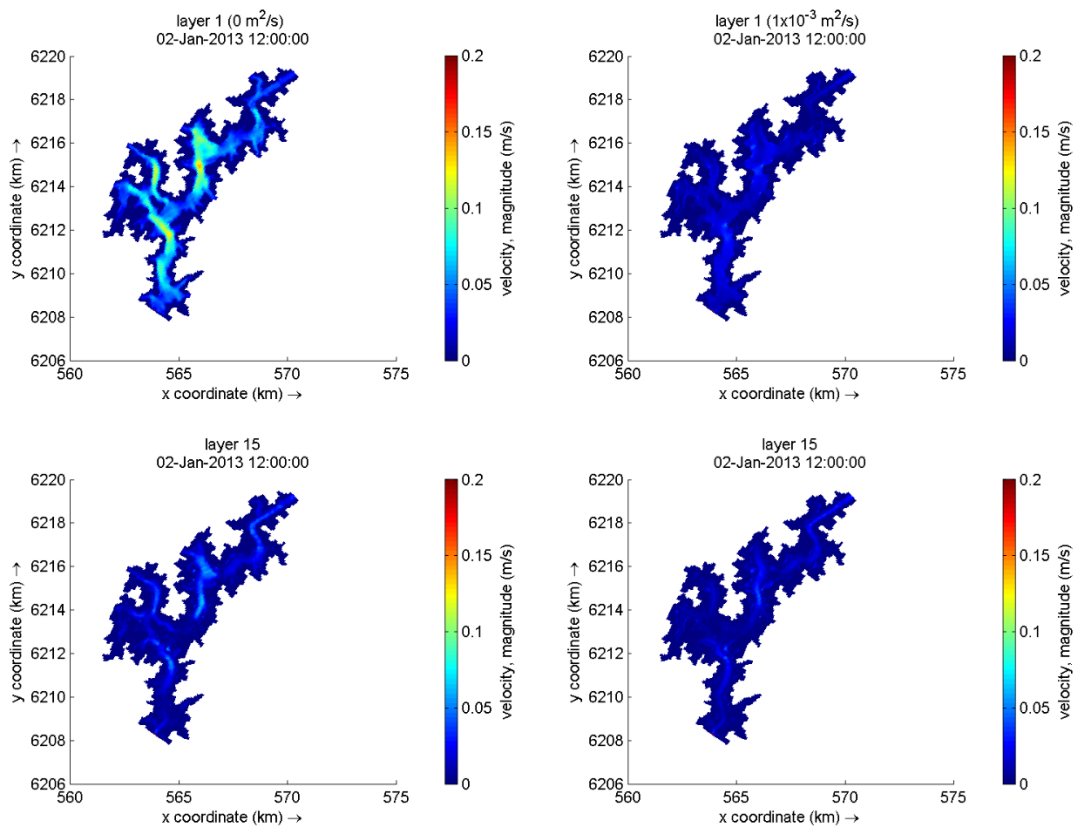


Figura 6-26: Variación espacial del campo de velocidades el 02/01/2013 a las 12:00 hs en superficie (arriba) y fondo (abajo) para distintos valores de v_V^{back} .

6.4.3 Temperatura

Se realizó un análisis de sensibilidad a distintos parámetros que afectan de diversas formas la temperatura modelada.

En la Tabla 6-2 se presenta el impacto generado sobre la temperatura promedio del mes de enero de 2013 modelada en la capa superficial, la capa de fondo y una capa intermedia. Los valores indicados corresponden a la máxima diferencia obtenida en dichas temperaturas promedio al variar los parámetros en los rangos señalados. Se indica entre paréntesis la temperatura promedio modelada para cada capa con la configuración de parámetros de referencia presentada en la Tabla 5-5.

El perfil vertical de temperaturas promedio presenta un gradiente, con mayores valores en superficie y menores en el fondo. La diferencia es mayor en los PC de mayor profundidad: en PC1 es 2,1 °C y en PC3 en 2,0 °C, mientras que en PC2 la diferencia es 1,5 °C y en PC4 1,7 °C.

Los parámetros que presentan mayor impacto a la temperatura promedio modelada son los coeficientes C_D , $\nu_V^{back.}$, $D_V^{back.}$ en las capas media y de fondo, y el número de Dalton en todas las capas analizadas.

En la Figura 6-27 y Figura 6-28 se presentan los perfiles verticales de temperatura modelada para distintos valores de C_D , y en la Figura 6-29 y Figura 6-30 los perfiles verticales de temperatura modelada para distintos valores de $\nu_V^{back.}$ en cada PC.

Como se presentó en el punto 6.4.2, los coeficientes C_D , $\nu_V^{back.}$ afectan notoriamente el campo de velocidades. El primero, incrementa la mezcla causada por el viento, por lo que el agua a mayor temperatura de la superficie se mezcla con el agua más fría de las capas inferiores, incrementando la temperatura de éstas. El segundo, limita el intercambio entre capas verticales, por lo que se acumula calor en las capas superficiales, disminuyendo su transferencia hacia el agua de las capas inferiores, que disminuyen su temperatura. El coeficiente $D_V^{back.}$ incrementa la transferencia de calor desde la superficie hacia las capas más profundas, las cuales aumentan así su temperatura. El número de Dalton incrementa el flujo evaporativo del embalse, por lo que aumentan las pérdidas de calor del cuerpo de agua. El aumento del valor de este parámetro genera una disminución de la temperatura en todas las capas.

Tabla 6-2: Sensibilidad de los parámetros de calibración del modelo.

Parámetro	Rango estudiado	Impacto (°C) PC1			Impacto (°C) PC2			Impacto (°C) PC3			Impacto (°C) PC4		
		Superficie	Medio	Fondo	Superficie	Medio	Fondo	Superficie	Medio	Fondo	Superficie	Medio	Fondo
C_D	$5,0 \times 10^{-4} - 1,5 \times 10^{-3}$	(-0,1)	(+1,1)	(+1,4)	(+0,0)	(+0,6)	(+1,1)	(-0,1)	(+1,0)	(+1,2)	(-0,1)	(+0,5)	(+1,0)
$\nu_h^{back} D_h^{back}$	$1 \times 10^{-5} - 2 \text{ m}^2/\text{s}$	(-0,1)	(-0,3)	(-0,6)	(-0,1)	(-0,1)	(-0,2)	(+0,1)	(-0,3)	(-0,6)	(+0,0)	(-0,1)	(-0,4)
ν_V^{back}	$0 - 1 \times 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$	(-0,4)	(-1,5)	(-1,5)	(+0,3)	(-1,4)	(-1,7)	(+0,0)	(-1,5)	(-1,5)	(+0,1)	(-1,2)	(-1,4)
D_V^{back}	$0 - 1 \times 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$	(-0,2)	(+1,2)	(+1,7)	(+0,2)	(+0,9)	(+1,6)	(-0,2)	(+1,3)	(+1,7)	(+0,0)	(+0,8)	(+1,6)
Número de Dalton	0,0010 - 0,0016	(-1,3)	(-1,1)	(-1,1)	(-1,3)	(-1,2)	(-1,1)	(-1,3)	(-1,1)	(-1,2)	(-1,3)	(-1,2)	(-1,2)
Número de Stanton	0,0010 - 0,0016	(-0,3)	(-0,4)	(-0,4)	(-0,1)	(-0,1)	(-0,2)	(-0,3)	(-0,3)	(-0,4)	(-0,2)	(-0,1)	(-0,2)
Disco Secchi	0,5 - 1,5 m	(-0,1)	(+0,5)	(+0,5)	(+0,0)	(+0,7)	(+0,6)	(+0,0)	(+0,6)	(+0,4)	(+0,0)	(+0,6)	(+0,5)

Los valores indicados corresponden a la máxima diferencia entre la temperatura modelada en PC1, PC2, PC3 y PC4 (promedio para el mes de enero) al variar cada parámetro dentro del rango señalado. El signo negativo indica que al aumentar el valor del parámetro, disminuye la temperatura promedio modelada. La temperatura promedio de referencia para cada capa se indica entre paréntesis.

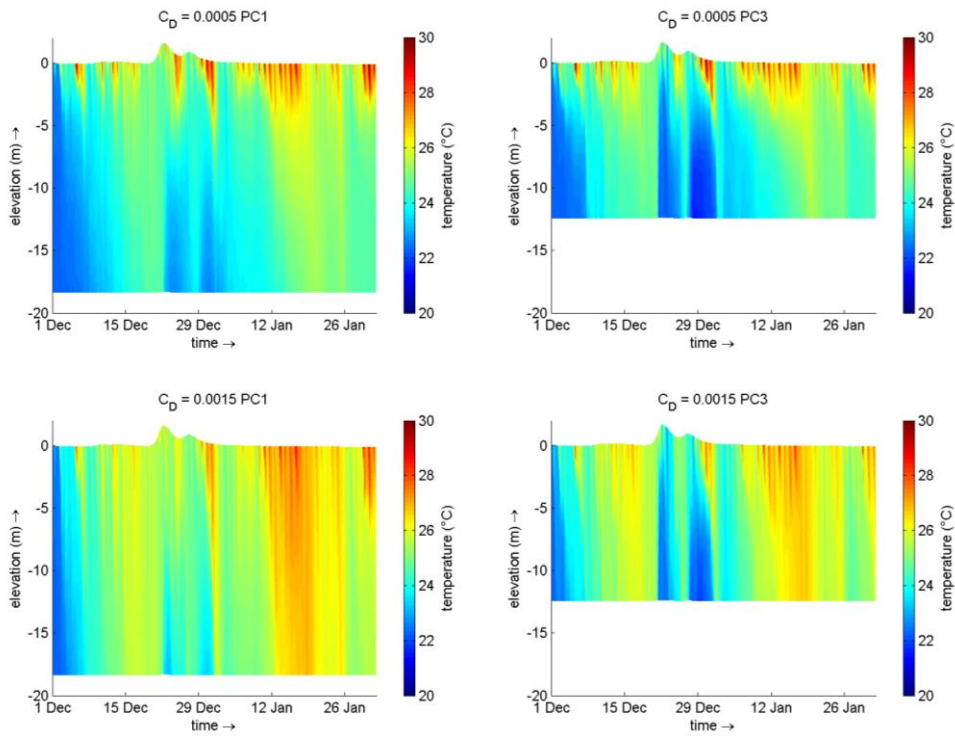


Figura 6-27: Temperaturas modeladas en PC1 y PC3 diciembre 2012 – enero 2013, para distintos valores de C_D .

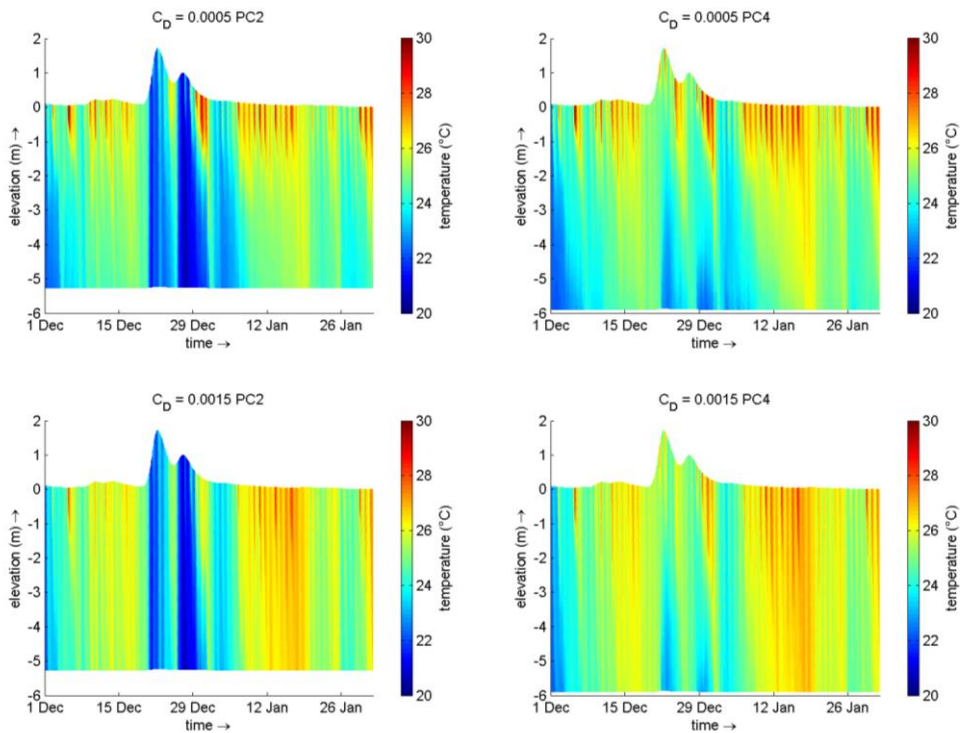


Figura 6-28: Temperaturas modeladas en PC2 y PC4 diciembre 2012 – enero 2013, para distintos valores de C_D .

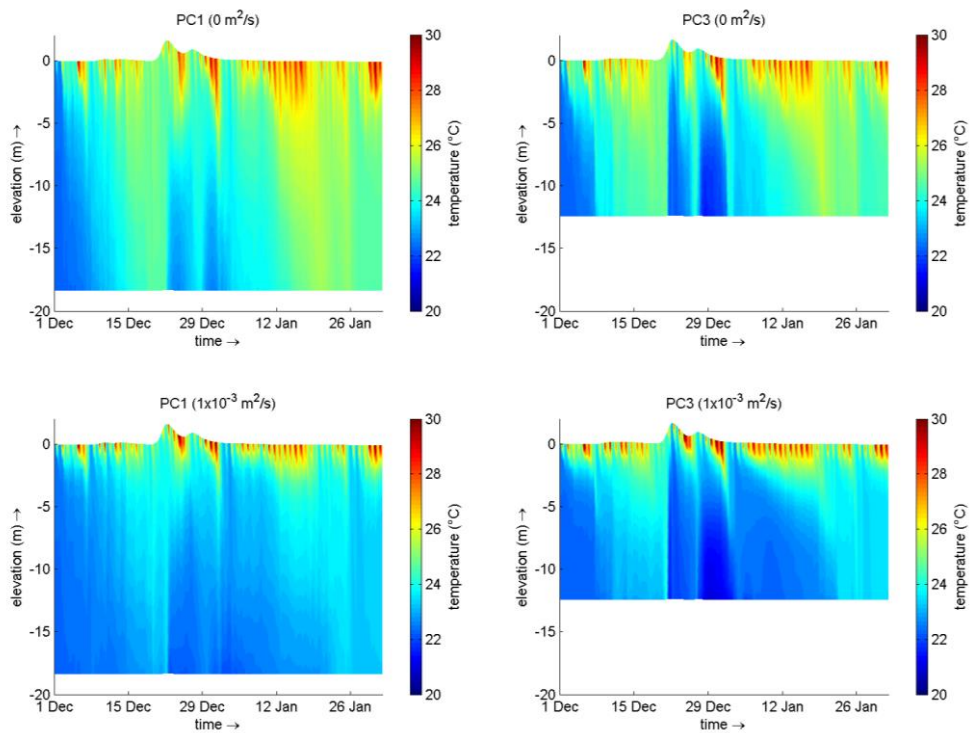


Figura 6-29: Temperaturas modeladas en PC1 y PC3 diciembre 2012 - enero 2013, para distintos valores de v_V^{back} .

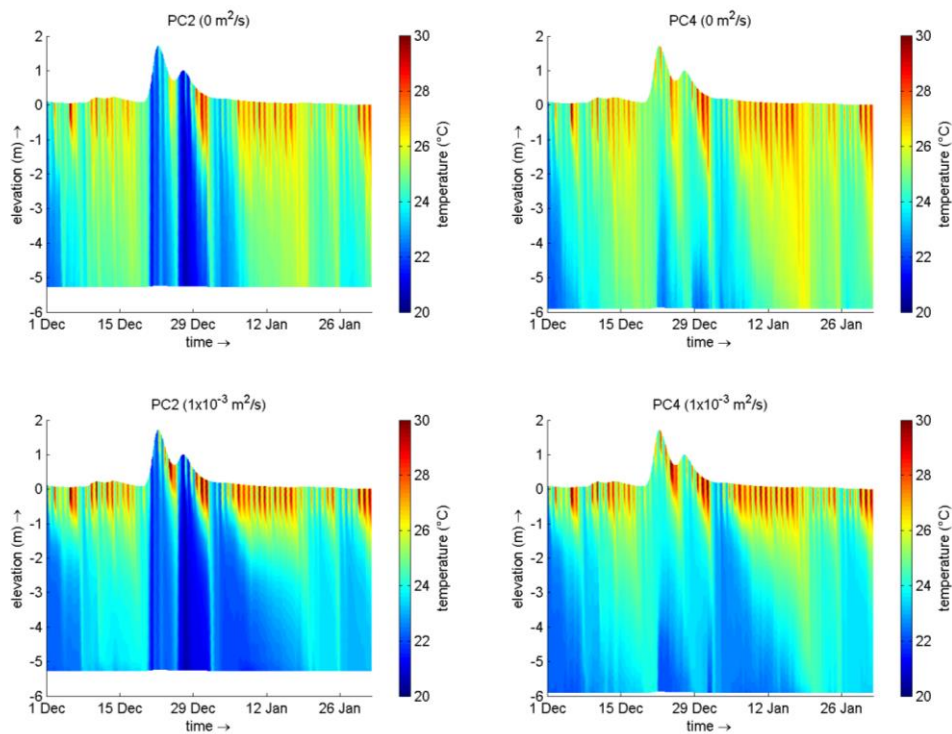


Figura 6-30: Temperaturas modeladas en PC2 y PC4 diciembre 2012 - enero 2013, para distintos valores de v_V^{back} .

Algunos parámetros de calibración pueden por lo tanto afectar significativamente la estructura vertical de temperatura en el embalse. De acuerdo a los valores seleccionados, se pueden obtener condiciones de temperatura homogénea en profundidad, o importantes gradientes verticales. Por lo tanto, es importante contar con datos de perfiles de temperatura que permitan ajustar de mejor forma los parámetros de calibración.

En la Figura 6-31, Figura 6-32 y Figura 6-33, se presenta los resultados de la modelación obtenidos en una capa superficial, una intermedia y una de fondo del PC1 para distintos valores de los parámetros C_D , ν_V^{back} y D_V^{back} en enero de 2013. En las mismas se incluyen los datos de temperatura del agua disponibles para este período.

Como se presentó anteriormente en este punto, se puede ver que al aumentar el valor del parámetro C_D la temperatura entre superficie y fondo se uniformiza, al igual que ocurre con el parámetro D_V^{back} , mientras que el aumento del valor del parámetro ν_V^{back} limita el intercambio entre las distintas capas, por lo que la temperatura en las capas de fondo se vuelve más estable y la temperatura en la capa superficial incrementa su variabilidad diaria.

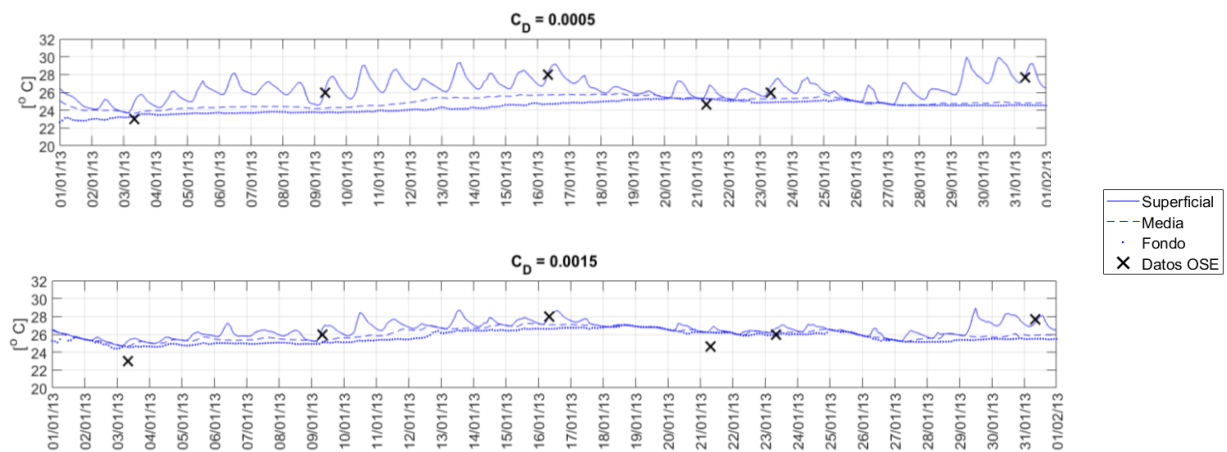


Figura 6-31: Comparación datos medidos y temperatura modelada en PC1 para distintos valores de C_D , enero 2013.

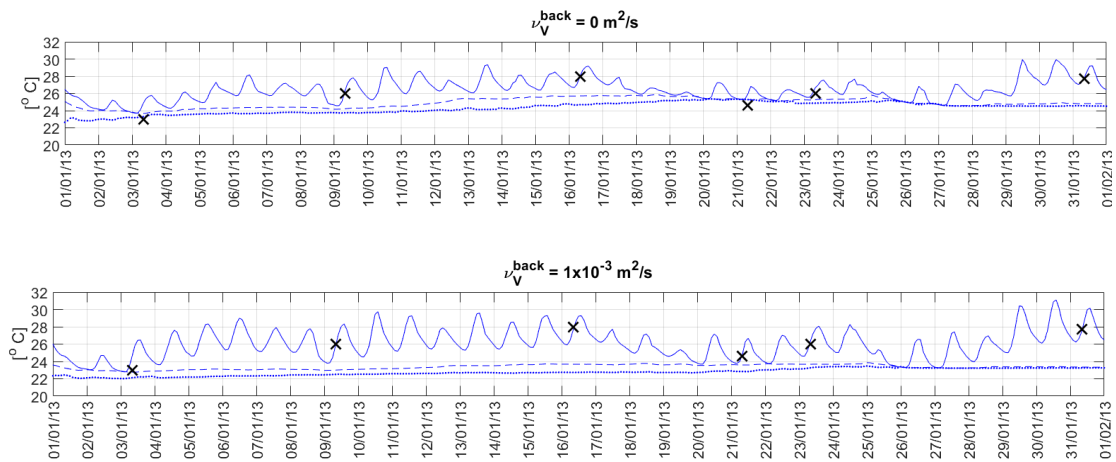


Figura 6-32: Comparación datos medidos y temperatura modelada en PC1 para distintos valores de v_V^{back} , enero 2013.

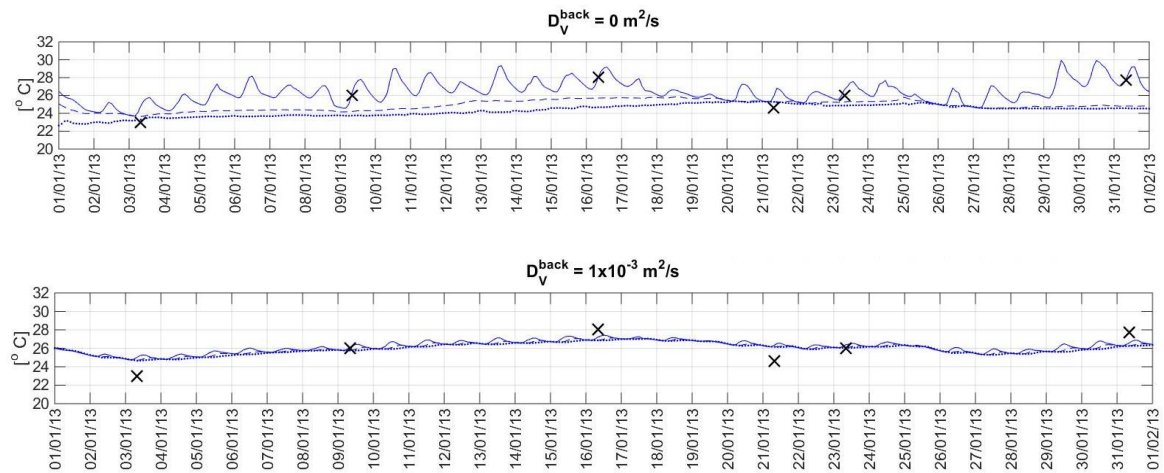


Figura 6-33: Comparación datos medidos y temperatura modelada en PC1 para distintos valores de D_V^{back} , enero 2013.

6.5 Resultados calibración

Luego de realizado el análisis de sensibilidad de los parámetros de calibración del modelo, se seleccionó una configuración de parámetros con los cuales los resultados ajusten razonablemente a los datos disponibles. El valor seleccionado para cada parámetro se presenta en la Tabla 6-3.

Tabla 6-3: Valores seleccionados para los parámetros de calibración del modelo.

Parámetro	Unidad	Rango analizado	Valor seleccionado
C_D	-	0,0005 – 0,0015	0,0005
n Manning	$s/m^{1/3}$	0,015 – 0,025	0,015
v_h^{back}	m^2/s	$1 \times 10^{-5} - 2$	2
D_h^{back}	m^2/s	$1 \times 10^{-5} - 2$	2
v_V^{back}	m^2/s	$0 - 1 \times 10^{-3}$	1×10^{-4}
D_V^{back}	m^2/s	$0 - 1 \times 10^{-3}$	0
Número de Stanton	-	0,0013 – 0,0016	0,0015
Número de Dalton	-	0,0013 – 0,0016	0,0015
Profundidad disco Secchi	m	0,5- 1,5	0,5

En la Figura 6-34 se presentan los niveles y caudales vertidos observados y simulados en PC1 para el período de calibración, y se presenta además la temperatura observada en la superficie y la temperatura simulada en superficie, medio y fondo en PC1.

Se puede observar un buen ajuste entre los niveles, los caudales vertidos y temperaturas simuladas y los datos. Para evaluar la performance del modelo con respecto a la representación de niveles, se determinó el error medio cuadrático (RMSE) según la Ecuación 6-1, obteniéndose un valor de 7 cm para el período de calibración.

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_1^N [X_o(t_i) - X_m(t_i)]^2} \quad (6-1)$$

Donde N es la cantidad de datos y valores simulados a comparar, $X_o(t_i)$ y $X_m(t_i)$ son las variables observadas y simuladas respectivamente.

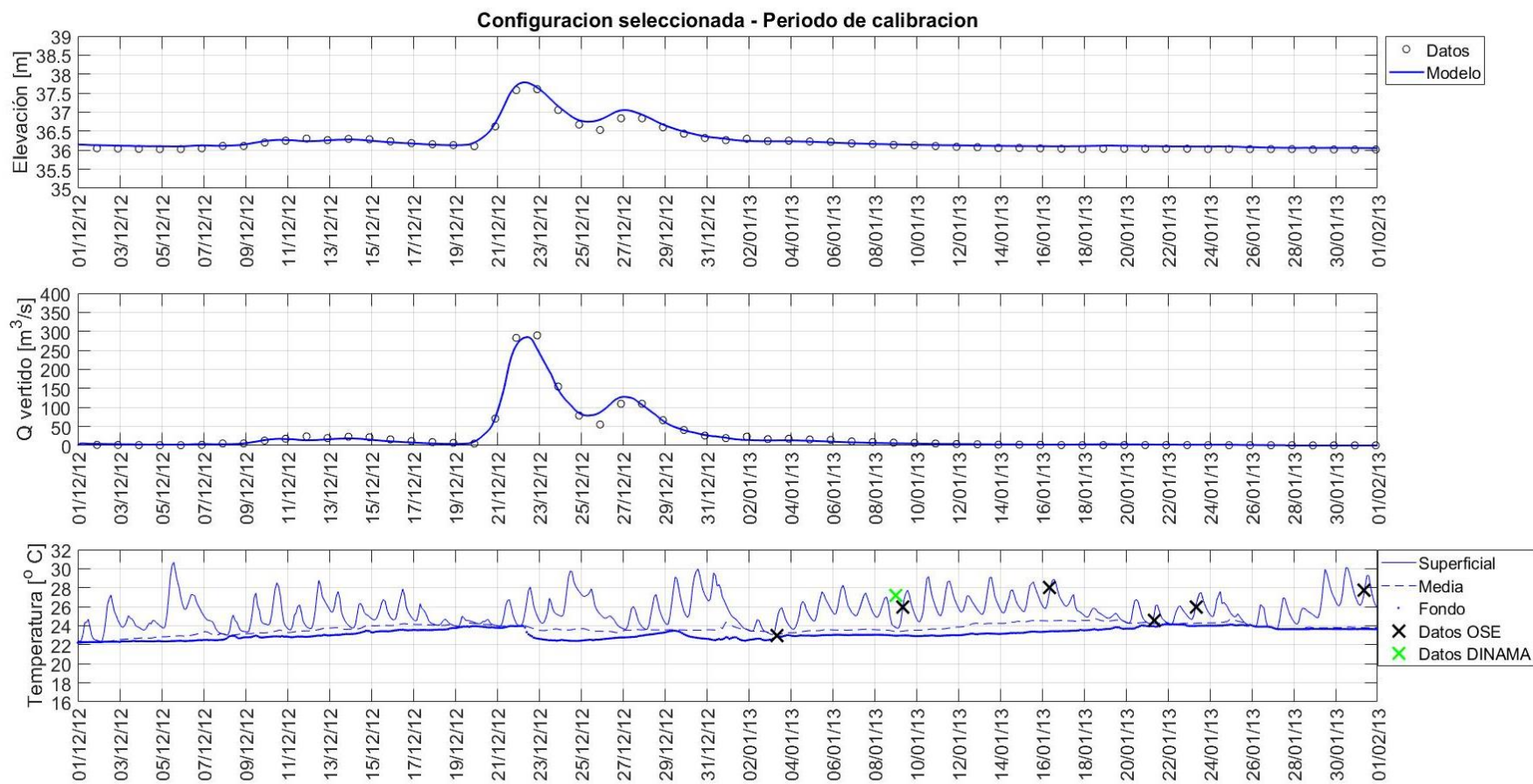


Figura 6-34: Niveles, caudales vertidos y temperaturas observados y modelados en el embalse de Paso Severino para el período de calibración en PC1.

6.6 Validación

Se validó el modelo para el período 01/02/2013 a 01/06/2013, sin modificar los valores de los parámetros de calibración presentados en la Tabla 6-3. El período de validación está condicionado por la disponibilidad de datos de temperatura.

6.6.1 Características del período de validación

En la Figura 6-35 se presentan los caudales fluviales afluentes al embalse y los niveles de agua para el período de validación; la descarga total de las válvulas en el período es 21 Hm³. El caudal fluvial promedio del período es 7 m³/s y la mediana es 1 m³/s, con picos de 116 m³/s y 162 m³/s.



Figura 6-35: Caudales de entrada diarios; niveles diarios; cota de vertido y volúmenes diarios descargados por las válvulas. Período de validación (febrero 2013 - mayo 2013).

En la Figura 6-36 y Figura 6-37 se presentan los datos de temperatura del aire, velocidad de viento y humedad relativa, y la rosa de vientos para el período de calibración. Se presenta además la serie temporal de temperaturas medias diarias de los afluentes, ingresadas como condición de borde según se describió en el punto 5.4.1. Los máximos picos de intensidad de viento alcanzan 12 m/s, mientras que la temperatura del aire y por lo tanto de los afluentes muestra una tendencia a disminuir de verano a otoño, con algunos mínimos relativos asociados a variaciones sinópticas.

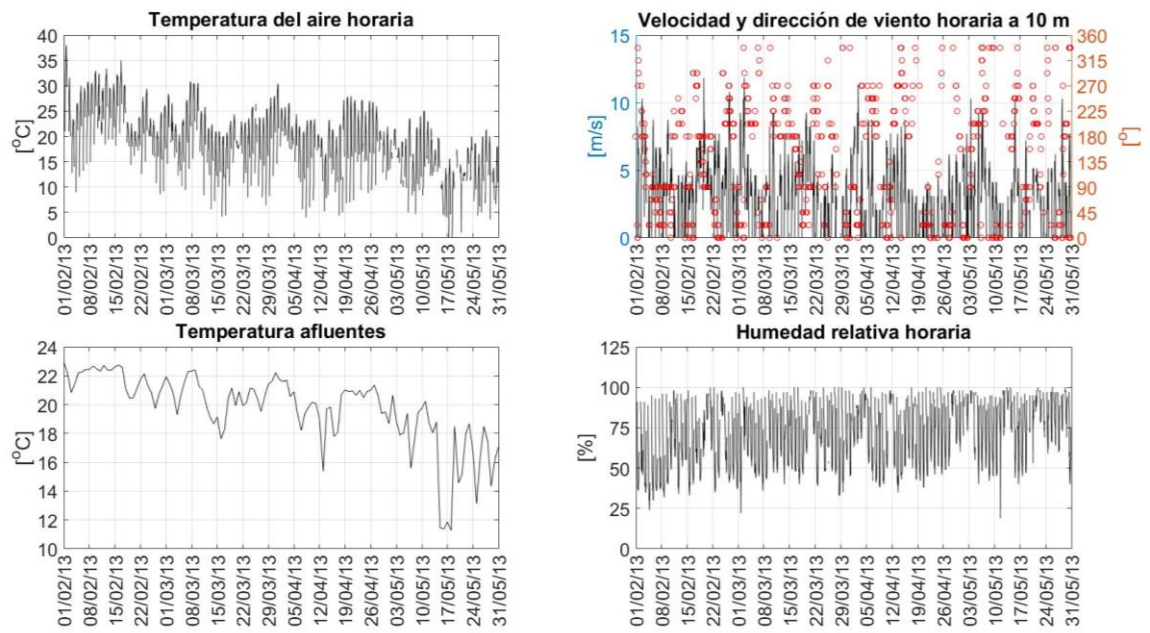


Figura 6-36: Temperatura del aire horaria; velocidad y dirección de viento horaria a 10 m de altura; humedad relativa horaria y temperatura media diaria de los afluentes. Período de validación (febrero 2013 - mayo 2013).

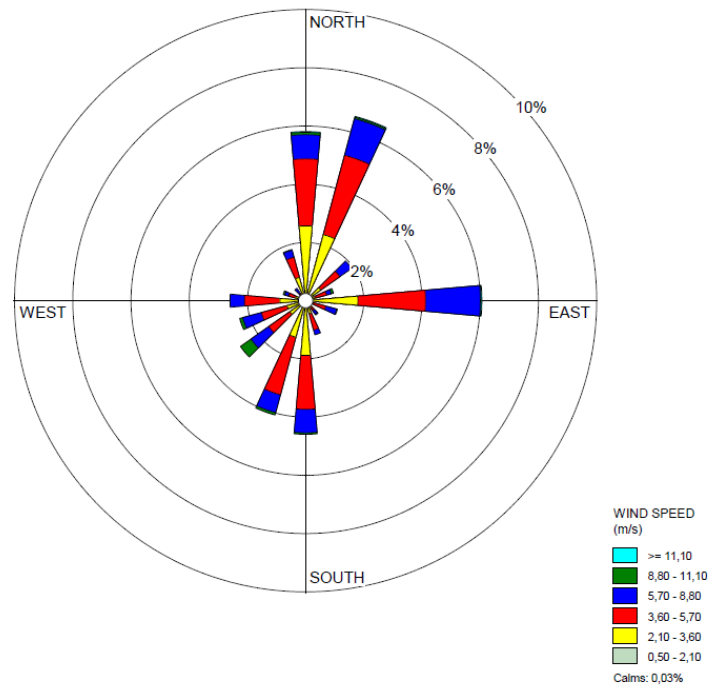


Figura 6-37: Rosa de vientos estación Florida período de validación (elaboración con software WRPLOT a partir de datos del INUMET).

6.6.2 Resultados obtenidos

En la Figura 6-38 se presentan los resultados obtenidos en la etapa de validación del modelo, y la comparación con los datos disponibles. En general, se observa un buen ajuste entre los datos medidos y los resultados del modelo, con la excepción de los niveles por debajo de la cota de vertido en los meses de marzo y abril de 2013, donde el modelo subestima los valores. Esta diferencia se puede vincular a una sobreestimación en dicho período del flujo evaporativo por parte del modelo, o a errores en los datos registrados de las descargas de las válvulas. Estas diferencias no pueden ser saldadas variando los parámetros del modelo dentro de rangos razonables (resultados no presentados).

El RMSE de los niveles para el período de validación es 27 cm, sensiblemente mayor al valor obtenido en la calibración. La temperatura modelada reproduce la tendencia a la disminución, pudiéndose observar una débil estratificación térmica que se rompe ocasionalmente cuando la temperatura desciende por el pasaje de un frente frío, estableciéndose finalmente homogeneidad térmica en profundidad a partir de inicios de mayo.

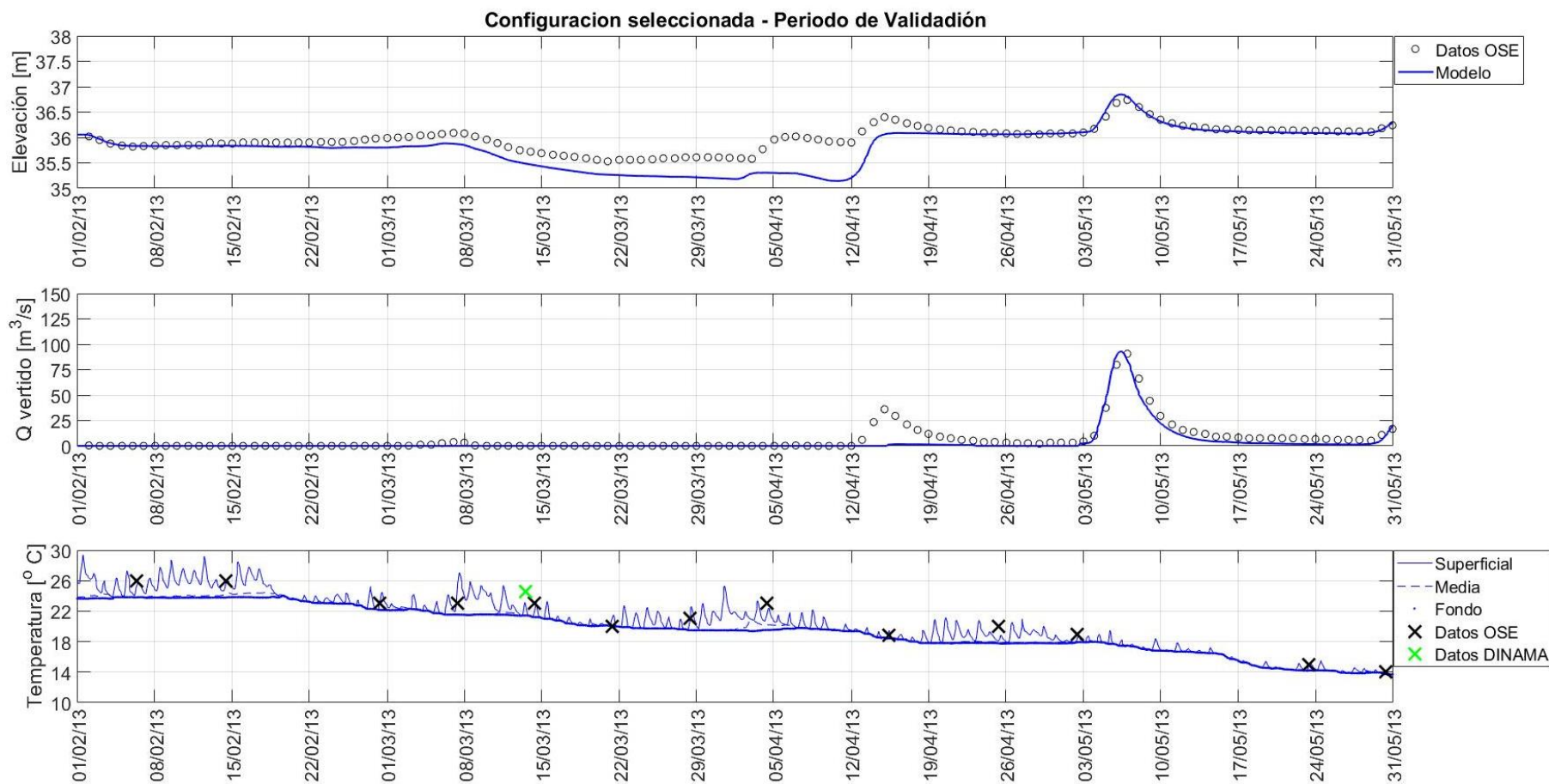


Figura 6-38: Comparación de niveles, caudales vertidos y temperaturas modeladas para el período 01/02/2013 a 01/06/2013 para la configuración de parámetros seleccionada, con datos registrados por OSE y DINAMA.

6.7 Simulación extendida

Con la configuración de parámetros seleccionada en el período de calibración, se extendió el período de simulación a un total de dos años, del 01/01/2013 al 31/12/2014. Esto permite realizar una caracterización preliminar de la hidrodinámica y temperatura del embalse de Paso Severino y su posible vinculación con la calidad del agua.

En la Figura 6-40 se presentan los caudales fluviales afluentes al embalse y los niveles de agua para los años 2013 y 2014. En 2014 los caudales de entrada al embalse fueron significativamente mayores que en 2013, lo que implicó que el nivel nunca esté por debajo de la cota de vertido y que el volumen total descarga de las válvulas haya sido 3 Hm³, valor significativamente menor a los 24 Hm³ descargados en 2013.

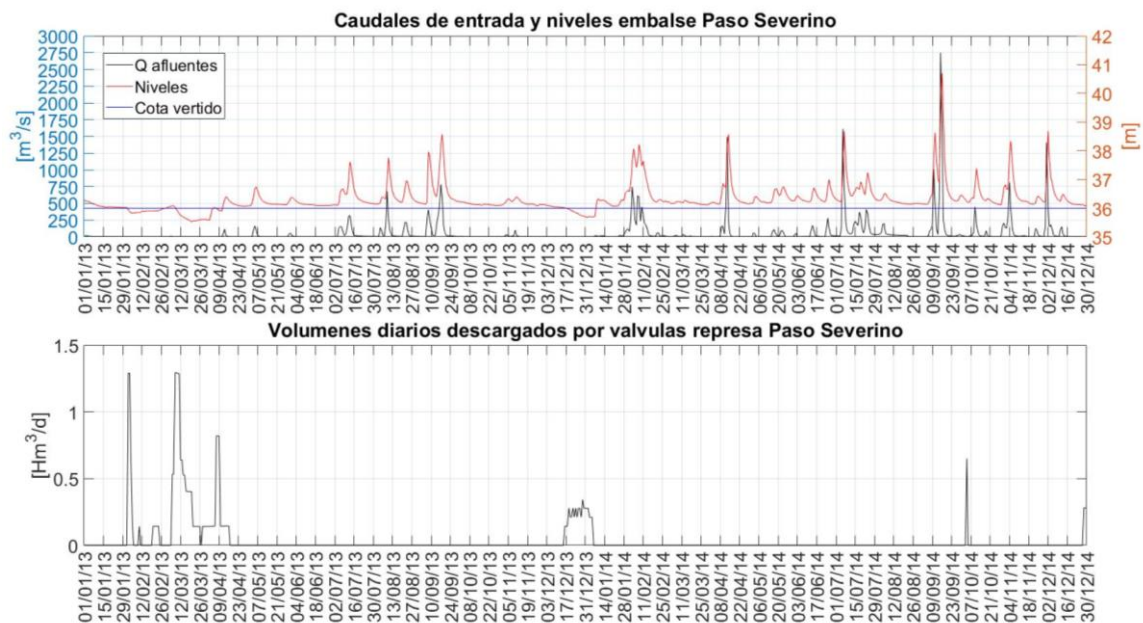


Figura 6-39: Caudales de entrada diarios; niveles diarios; cota de vertido y volúmenes diarios descargados por las válvulas. Período extendido (2013 - 2014).

En la Figura 6-41 y Figura 6-42 se presentan los datos de temperatura del aire y velocidad de viento, y la rosa de vientos para el período 2013-2014. La temperatura del aire presenta un ciclo anual con máximos en verano y mínimos en invierno, y se pueden observar asimismo variaciones sinópticas.

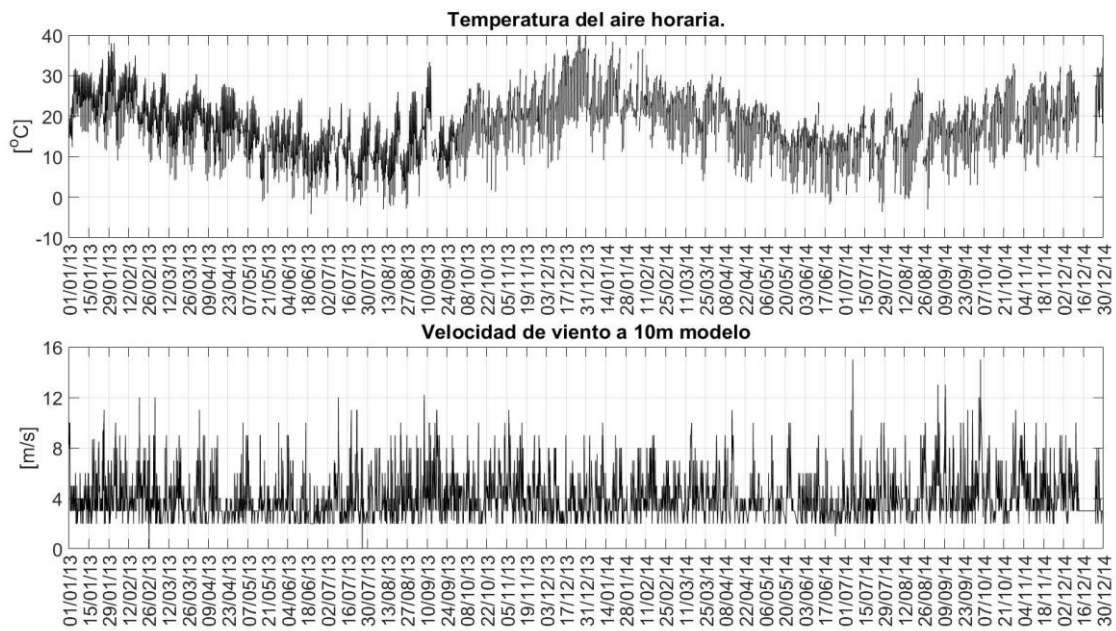


Figura 6-40: Temperatura del aire horaria y velocidad de viento horaria a 10 m de altura (2013 - 2014).

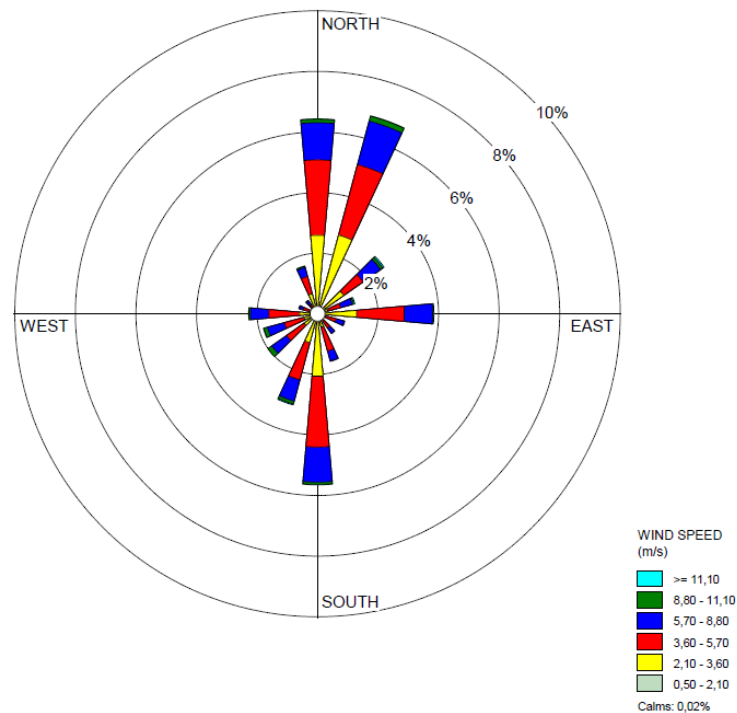


Figura 6-41: Rosa de vientos estación Florida período 2013 - 2014 (elaboración con software WRPLOT a partir de datos del INUMET).

En la Figura 6-43 se presentan los niveles y las temperaturas observadas (OSE y DINAMA) y modeladas en PC1. En la Figura 6-44, se presentan las temperaturas observadas (DINAMA) y simuladas en puntos correspondientes a las estaciones de monitoreo de DINAMA PS03 y PS04 (ver Figura 3-5).

Se puede ver que los niveles modelados reproducen adecuadamente los valores observados, representando tanto los niveles de base cuando no hay lluvias como los eventos de incremento y disminución de niveles asociados al ingreso de caudal por las lluvias. El error global del modelo RMSE analizando los 2 años en la representación del nivel es 28 cm. Se puede observar la subestimación de niveles por debajo de la cota de vertido mencionada en el período de validación en marzo de 2013; sin embargo la simulación extendida permite ver que los niveles por debajo de la cota de vertido se reproducen adecuadamente en diciembre de 2013.

Por otra parte, se observa que la temperatura del agua obtenida con el modelo reproduce el ciclo anual para los dos años simulados. Además, se observa que el modelo ajusta razonablemente a los valores observados en los distintos puntos, tanto los datos medidos por DINAMA como los datos medidos por OSE.

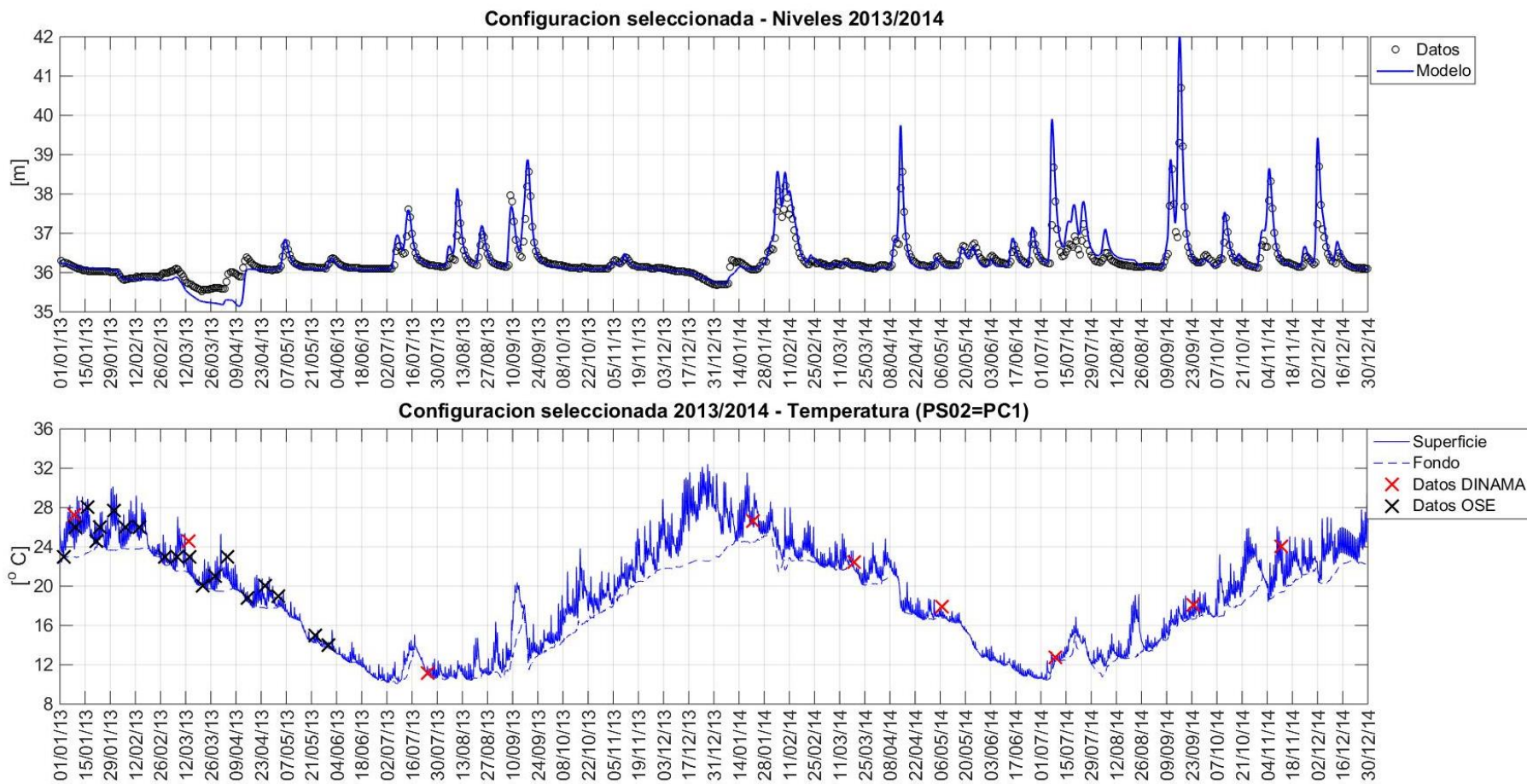


Figura 6-42: Comparación de niveles y temperaturas modeladas para el período 01/01/2013 a 31/12/2014 para la configuración de parámetros seleccionada con datos registrados por OSE y DINAMA en PC1.

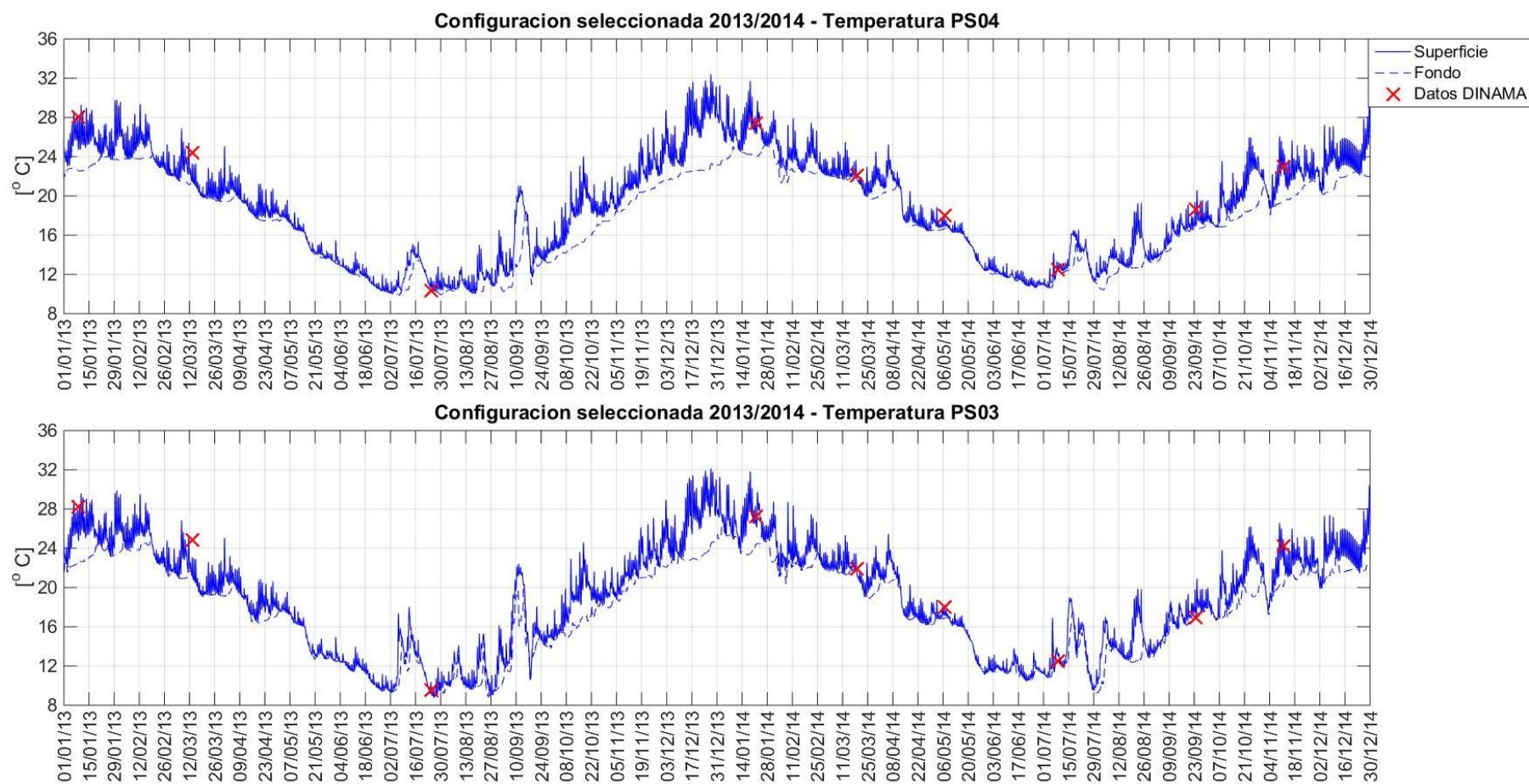


Figura 6-43: Comparación de temperaturas modeladas para el período 01/01/2013 a 31/12/2014 para la configuración de parámetros seleccionada con datos.

Capítulo 7

Análisis de resultados

7.1 Introducción

De acuerdo a lo que se presentó en el Capítulo 6, los parámetros del modelo fueron ajustados para representar los niveles y la temperatura superficial en el embalse de Paso Severino; no contándose con mediciones de velocidades ni perfiles verticales de temperatura. Según al análisis de sensibilidad presentado en el punto 6.4, algunos parámetros de calibración influyen significativamente en los resultados del modelo, principalmente en la velocidad y la temperatura. Por lo tanto, surge la necesidad de contar con campañas de monitoreo exhaustivas que permita profundizar la evaluación de calidad del modelo.

No obstante, el modelo implementado y calibrado es una buena aproximación de las características generales de la hidrodinámica del embalse, incluyendo a la temperatura y por tanto es posible analizar los resultados de las simulaciones numéricas para estudiar fenómenos que puedan tener lugar en el embalse. En este Capítulo se presenta un análisis preliminar de la hidrodinámica y temperatura del embalse de Paso Severino y su posible vinculación con la calidad del agua, en base a los resultados de la simulación extendida (2013 – 2014) presentada en el punto 6.7.

7.2 Velocidad

En Paso Severino los caudales afluentes son generalmente bajos en comparación con la capacidad de almacenamiento del embalse. En el período simulado las velocidades modeladas fueron mayormente bajas, menores a 1 cm/s, y la circulación estuvo gobernada generalmente por el viento. Durante los eventos de crecida, el aumento del flujo de ingreso impacta de forma distinta según la zona del embalse, resultando notorios los gradientes de velocidad en la región superior del cauce principal. La magnitud de la velocidad en los brazos laterales fue baja para todo el período analizado.

En la Figura 7-2 se presentan perfiles longitudinales de velocidad promediada en dirección vertical en el cauce principal (indicado en la Figura 7-1) para distintas condiciones de caudal afluente.

En base a los gradientes de velocidad simulados, se pueden distinguir las tres zonas identificadas generalmente en embalses (ver punto 2.3.4): la zona fluvial, que se encuentra mayormente fuera del dominio de cálculo; la zona de transición; y la zona lacustre. Debido a cambios en la topografía (ver punto 3.4.3), en algunas regiones se producen gradientes locales de velocidad.

En el período simulado, las zonas de transición y lacustre presentan variabilidad de acuerdo a la intensidad de los caudales afluentes. Para caudales de ingreso menores a $15 \text{ m}^3/\text{s}$, los gradientes de velocidad son despreciables en todo el embalse. En el período simulado, el 70 % de los caudales afluentes son menores a $15 \text{ m}^3/\text{s}$, por lo que en la mayoría de las condiciones simuladas el embalse se comporta como lacustre. Para caudales mayores a $15 \text{ m}^3/\text{s}$, se comienzan a observar gradientes de velocidad, que indican el desarrollo de una zona de transición, que a medida que los caudales aumentan se expande de 3 km hasta 5 km.



Figura 7-1: Sección longitudinal del cauce principal del embalse de Paso Severino.

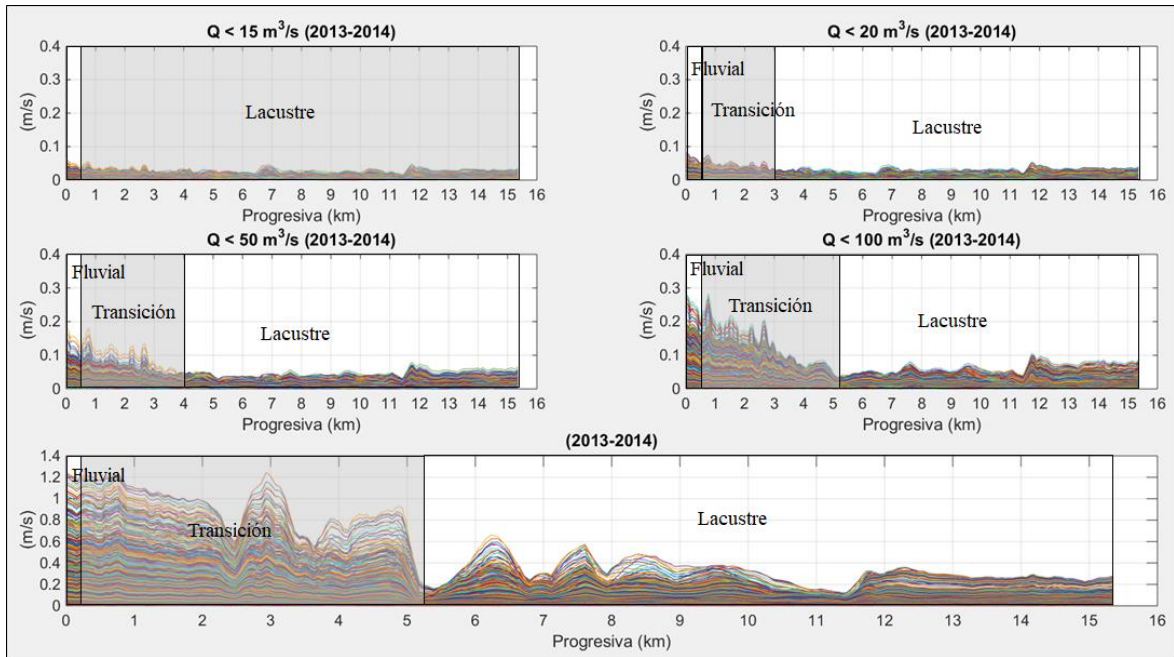


Figura 7-2: Perfiles longitudinales de velocidad promediada en vertical en el cauce principal del embalse de Paso Severino, para distintas condiciones de caudal afluente.

En la Figura 7-3; Figura 7-4; Figura 7-5; y Figura 7-6 se presenta la velocidad modelada en la capa superficial y de fondo para PC2, PC3, PC1 y PC4 respectivamente. Se puede observar que en todos los PC la velocidad es generalmente mayor en la capa superficial. A su vez, en el PC2 se observan las mayores velocidades durante los eventos de crecida, seguidas por PC3 y PC1, lo cual es razonable dado que PC2 se encuentra en la zona de transición, mientras que PC3 y PC1 se encuentran en la zona lacustre. Por lo general la magnitud de la velocidad es menor a 1 cm/s, alcanzándose picos de 40 cm/s, 60 cm/s y hasta 90 cm/s en PC2 durante las crecidas. La magnitud de la velocidad en PC4, ubicada en uno de los brazos del embalse, es sensiblemente más baja a los demás PC en todo el período.

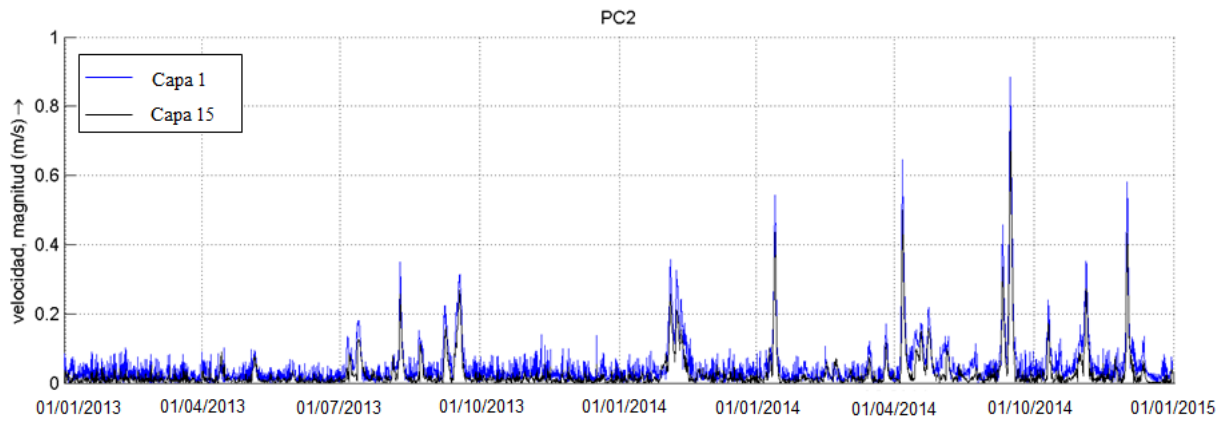


Figura 7-3: Magnitud de la velocidad modelada en PC2, capas 1 y 15 (2013-2014).

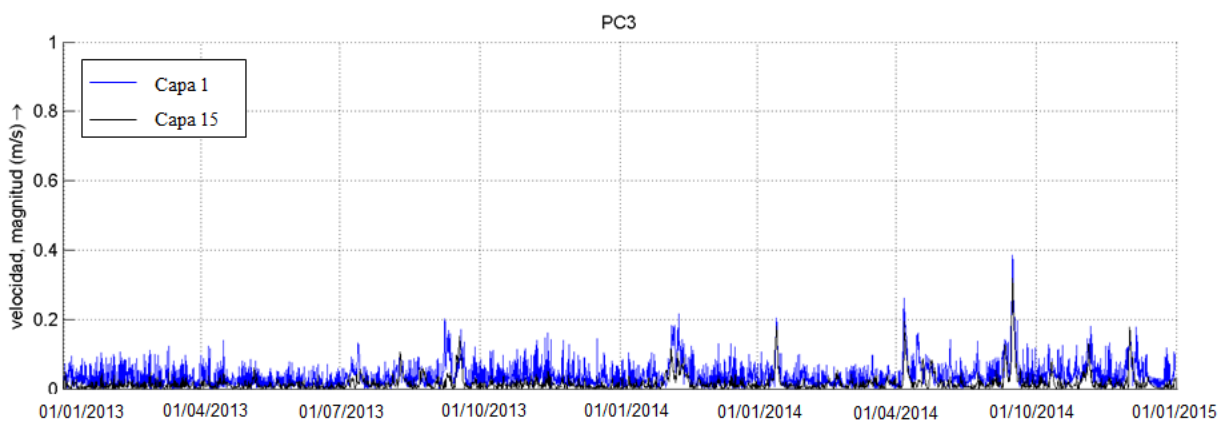


Figura 7-4: Magnitud de la velocidad modelada en PC3, capas 1 y 15 (2013-2014).

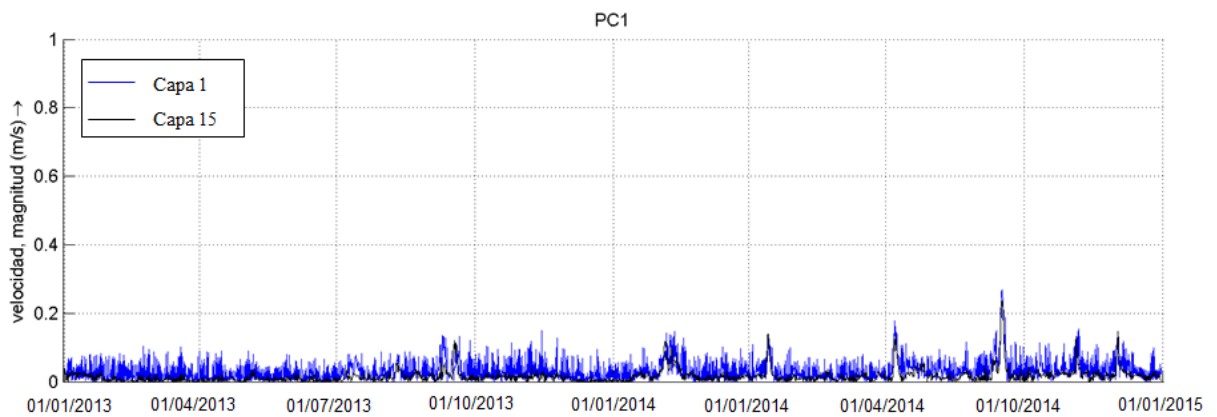


Figura 7-5: Magnitud de la velocidad modelada en PC1, capas 1 y 15 (2013-2014).

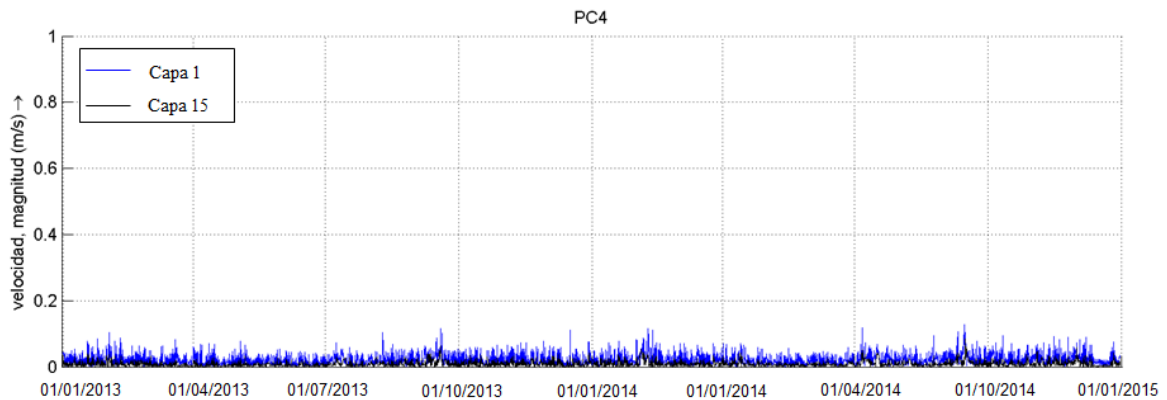


Figura 7-6: Magnitud de la velocidad modelada en PC4, capas 1 y 15 (2013-2014).

En la Figura 7-7 se presenta el campo de velocidades en la capa 1 y 15 en dos situaciones distintas: durante un evento de crecida (el 18/09/2013) durante el cual la advección y el viento son forzantes significativos -(a) y (b)-; y para un caudal de ingreso bajo el 16/10/2013, donde el viento es el principal forzante -(c) y (d)-.

En la Figura 7-7 (a) y Figura 7-7 (b) se puede observar que el evento de crecida afecta principalmente la velocidad del canal principal y en menor medida en los brazos. Las mayores intensidades de velocidad se observan en la zona alta del embalse, correspondiente a la zona fluvial y de transición. Se observan mayores velocidades en la capa superficial debido al efecto del viento. En la Figura 7-7 (c) y Figura 7-7 (d) se observa mayor velocidad en la capa superficial debido al efecto del viento. Contrariamente al caso anterior, las mayores intensidades se observan en la zona lacustre más cercana a la represa.

Durante los eventos de crecida el agua en el canal principal fluye desde la zona de ingreso hacia la represa. En situaciones de caudales bajos, el efecto del viento y la estructura térmica vertical pueden generar que el agua fluya en dirección y sentido del viento en las capas superficiales, y en sentido opuesto en capas inferiores. Esto se observa en el ejemplo que se presenta a continuación, el 16/10/2013. En la Figura 7-8 y Figura 7-9, se presenta la velocidad en la capa superficial y de fondo simulada el 16/10/2013 en el entorno de los distintos PC. En la Figura 7-10 se presenta el perfil vertical de la componente n de la velocidad simulada en PC2, PC3 y PC1 el 16/10/2013. Se puede observar que se producen corrientes en toda la columna de agua, en el sentido del viento en las capas superficiales y en sentido opuesto en las capas más profundas. En todos los PC se observan corrientes en toda la columna de agua, indicando que se produce mezcla entre las distintas capas.

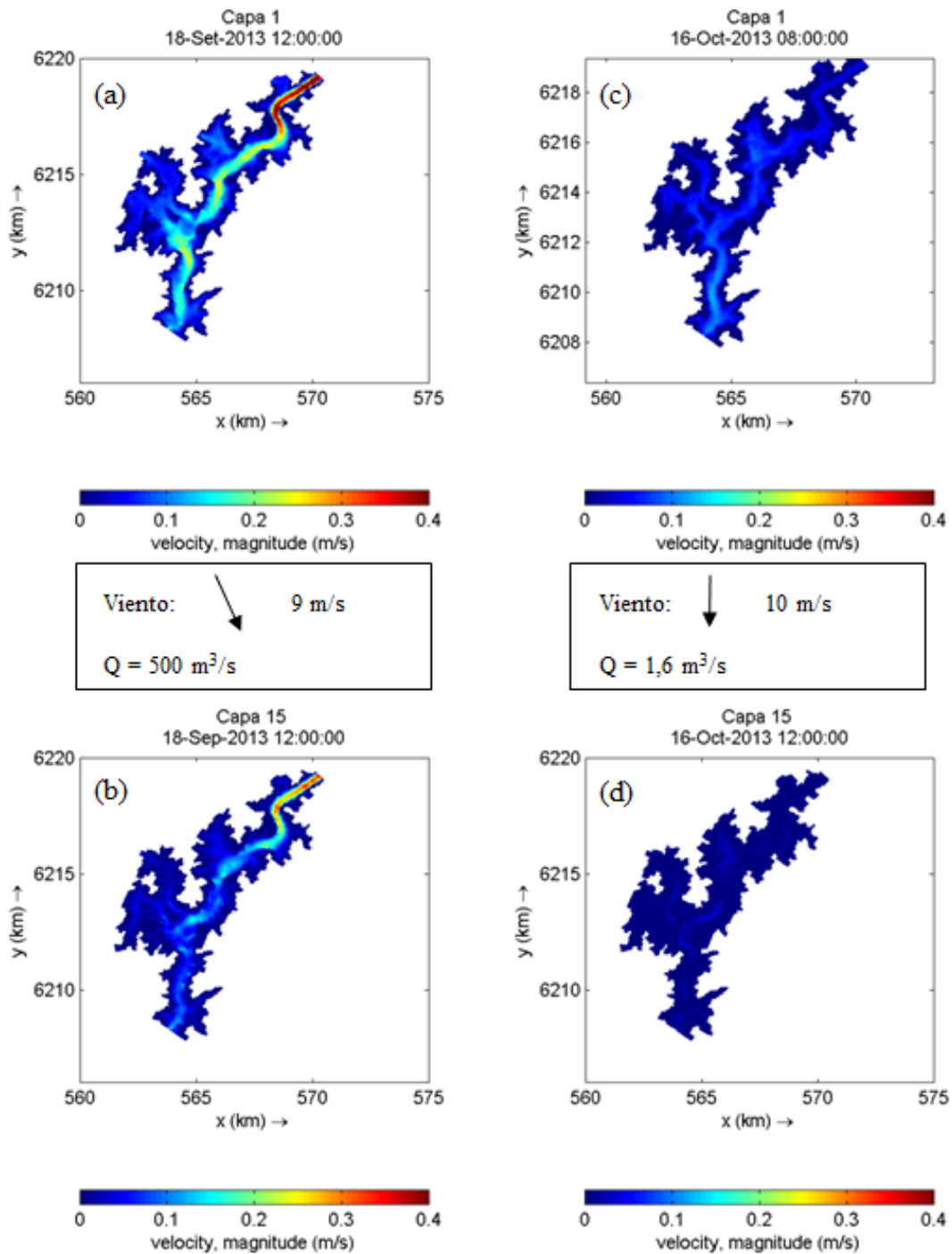


Figura 7-7: Velocidad en capa superficial y capa de fondo para distintas intensidades de caudales afluentes.

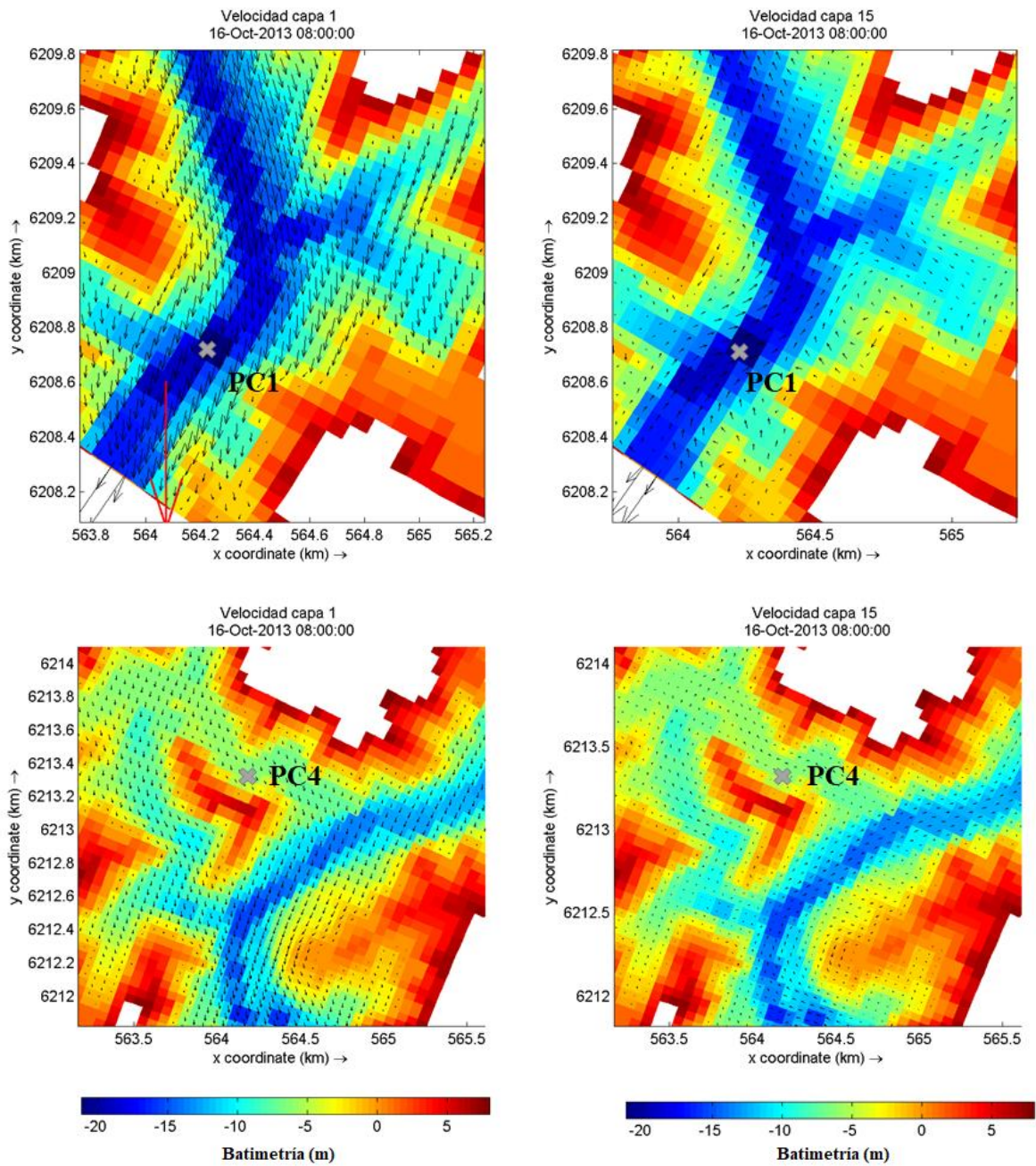


Figura 7-8: Circulación en el entorno de PC1 y PC2. Capa 1 y capa 15.

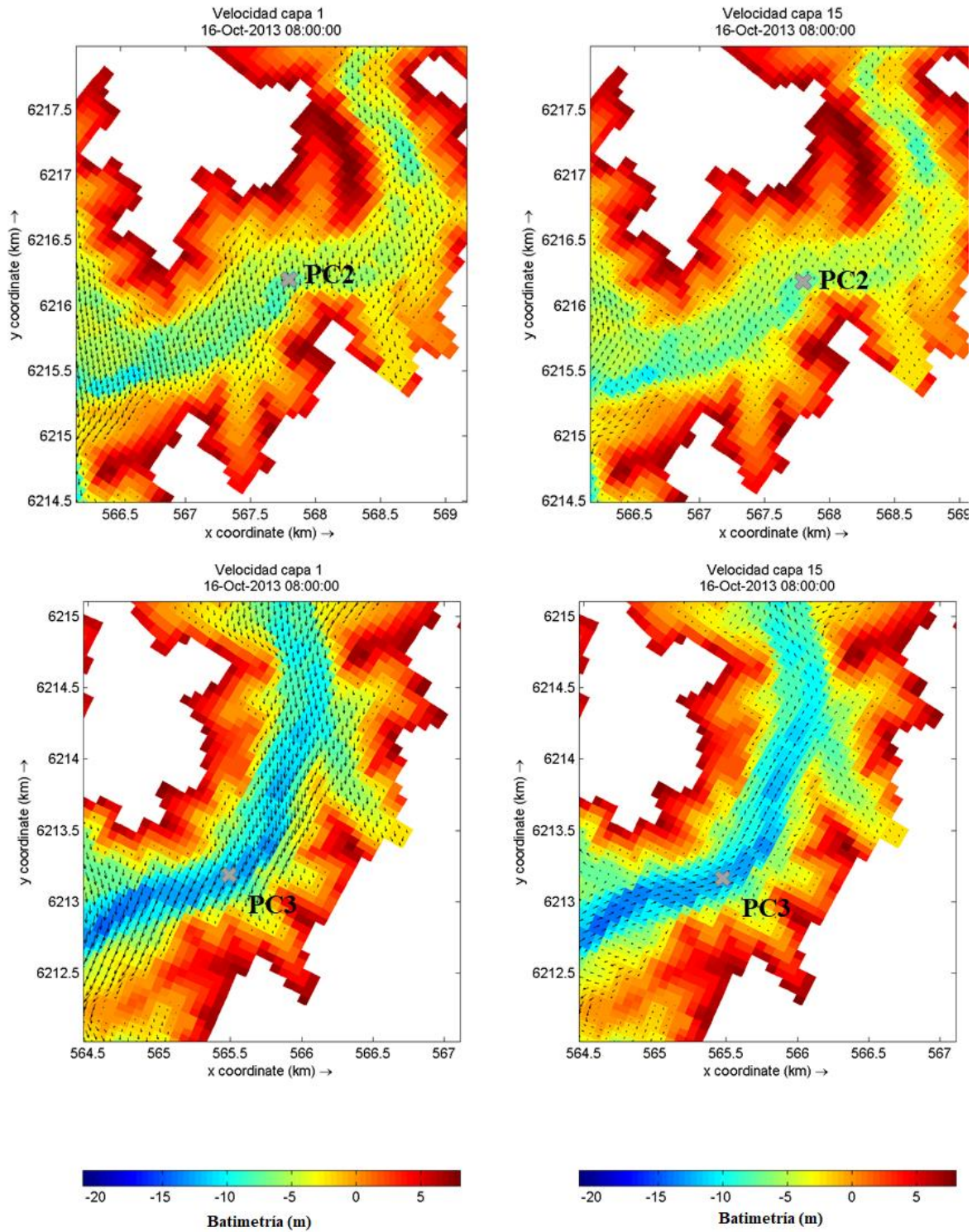


Figura 7-9: Circulación en el entorno de PC2 y PC3. Capa 1 y capa 15.

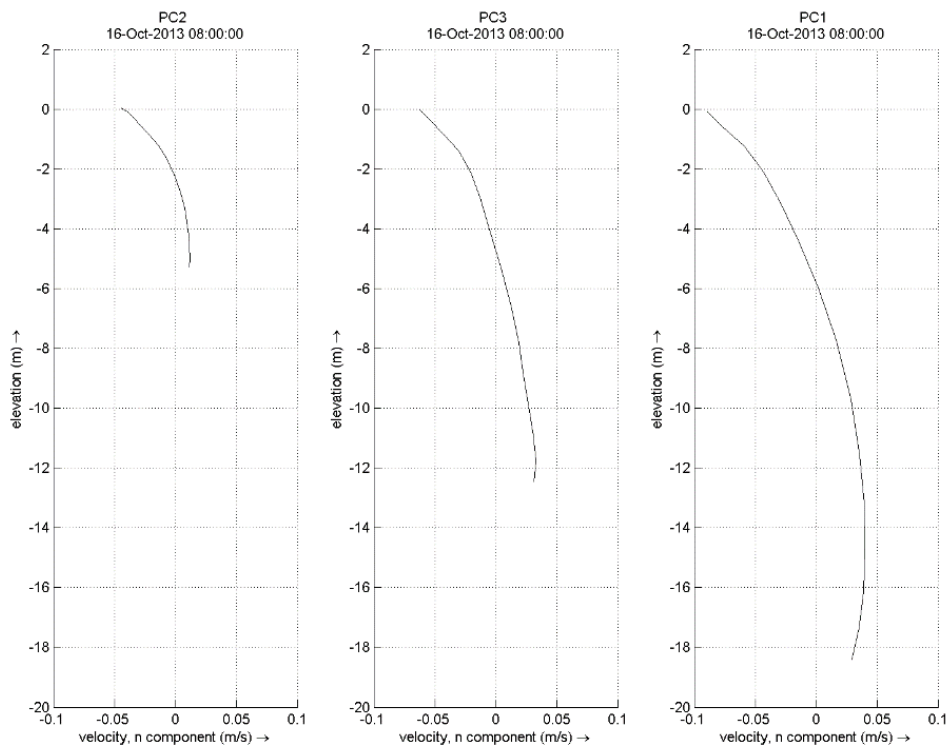


Figura 7-10: Perfil vertical de la componente n de la velocidad simulada en PC2, PC3 y PC1 el 16/10/2013 (condiciones de calma).

7.3 Temperatura

La representación de la estructura térmica vertical en el embalse es relevante para la modelación de calidad de agua. Como se mencionó, no se cuentan con datos de perfiles verticales de temperatura, y los resultados de las simulaciones dependen fuertemente de algunos parámetros del modelo. Sin embargo, los resultados de la simulación extendida están en consonancia con la descripción realizada por Arocena et al (2008). Según esta descripción, durante la mayor parte del año el embalse presenta homogeneidad térmica en profundidad, mientras que en determinados períodos (principalmente en verano), las variaciones verticales de la temperatura sugieren la existencia de estratificación térmica (ver punto 3.4.5).

En la Figura 7-11; Figura 7-12; Figura 7-13 y Figura 7-14 se presentan los perfiles verticales de temperatura obtenidos en la simulación para los años 2013-2014 en PC1, PC2, PC3, PC4. El modelo es capaz de reproducir el comportamiento estacional de la temperatura superficial del agua en el embalse. En general, en el período simulado el embalse presenta homogeneidad térmica vertical entre abril y setiembre, comenzando una débil estratificación a partir de octubre. La estratificación alcanza su mayor desarrollo en diciembre y enero, y comienza a debilitarse a partir de febrero a causa de la disminución en la temperatura del aire. Finalmente, vuelve a homogeneizarse la temperatura en abril. En menor o mayor

medida, este comportamiento se puede observar en las distintas zonas del embalse, tanto en las zonas más someras y más profundas del cauce principal como en los brazos. La estructura térmica del embalse es afectada por las forzantes meteorológicas, los caudales de ingreso durante crecidas y eventualmente por las descargas de las válvulas.

Pasajes de frentes cálidos en invierno pueden provocar que el embalse se estratifique unos pocos días, como puede observarse en agosto de 2013 y de 2014; y pasajes de frentes fríos en verano, pueden favorecer la mezcla vertical del embalse, como por ejemplo se produce en enero de 2013 y de 2014. El efecto de las crecidas en la distribución vertical de temperatura puede observarse comparando el período octubre-diciembre 2013 con octubre-diciembre 2014. Los eventos de crecida producidos en ese período en 2014 generan mezcla en todo el perfil, rompiendo temporalmente la estratificación que comienza a establecerse en ese período.

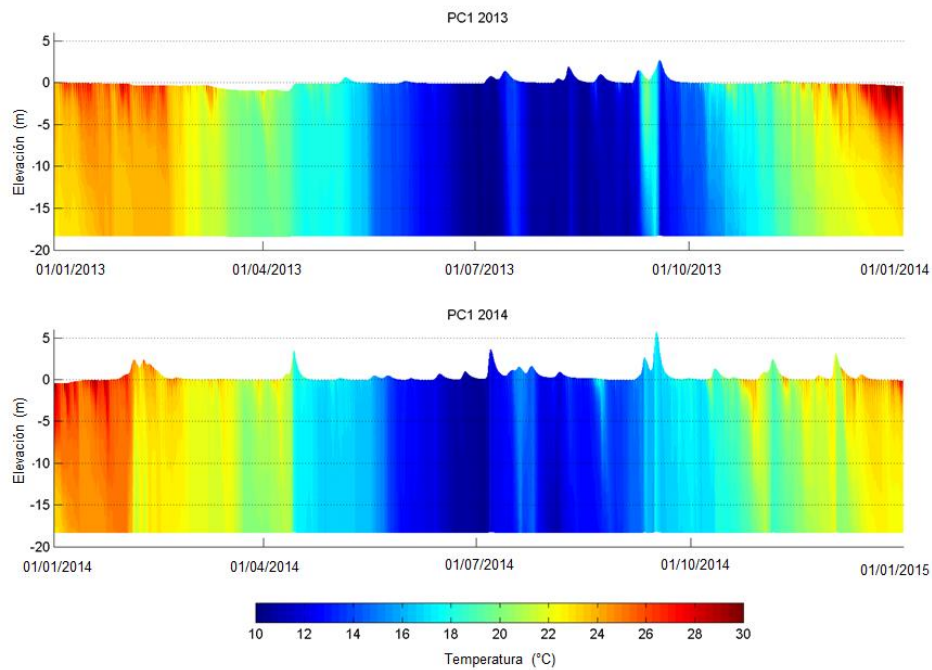


Figura 7-11: Perfil vertical de temperatura en PC1, 2013-2014.

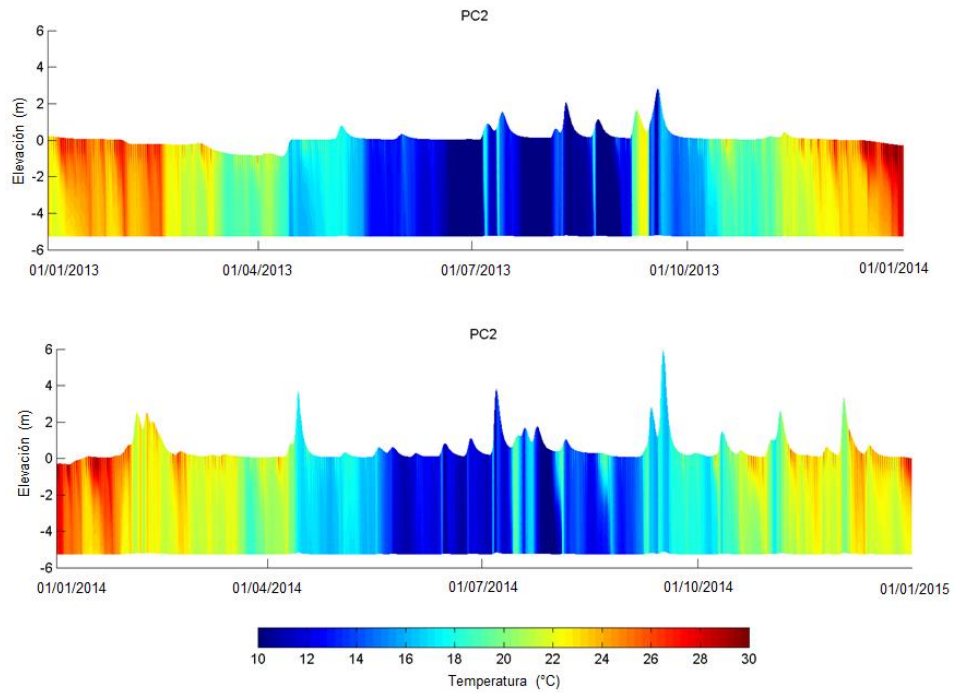


Figura 7-12: Perfil vertical de temperatura en PC2, 2013-2014.

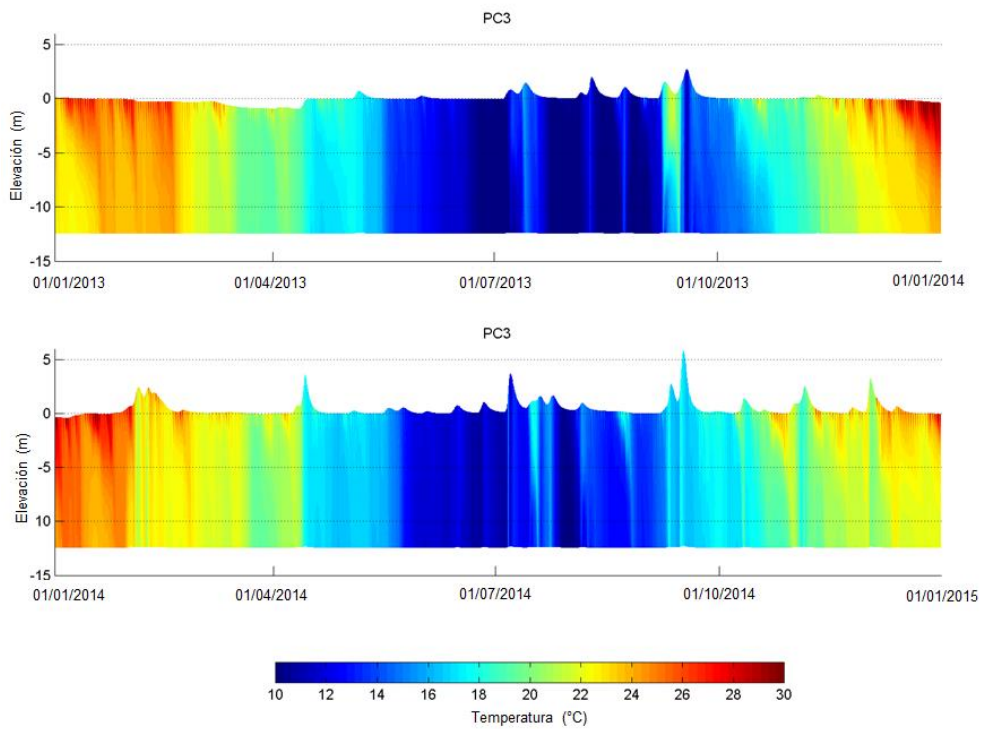


Figura 7-13: Perfil vertical de temperatura en PC3, 2013-2014.

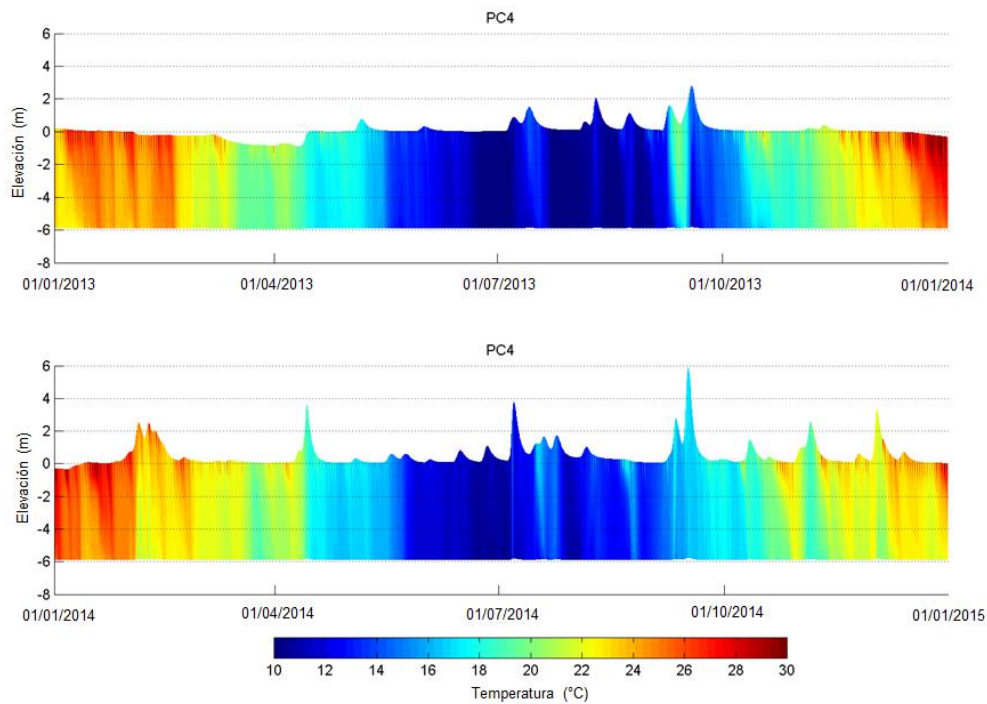


Figura 7-14: Perfil vertical de temperatura en PC4, 2013-2014.

En la Figura 7-15 y Figura 7-16 se presenta la distribución de temperatura en las secciones transversales de los distintos PC para los días 02/01/2014 y 15/01/2014. Estos ejemplos permiten apreciar distintas estructuras térmicas en las diferentes zonas del embalse. En la Figura 7-15 se observan importantes gradientes verticales de temperatura en las zonas más profundas del embalse (secciones de PC1 y PC3), mientras que en las zonas menos profundas (secciones PC2 y PC4), se puede observar homogeneidad térmica vertical. En la Figura 7-16 se observan gradientes de temperatura significativos en todas las secciones presentadas, con una zona de mezcla de menor profundidad con respecto a la observada en la Figura 7-15.

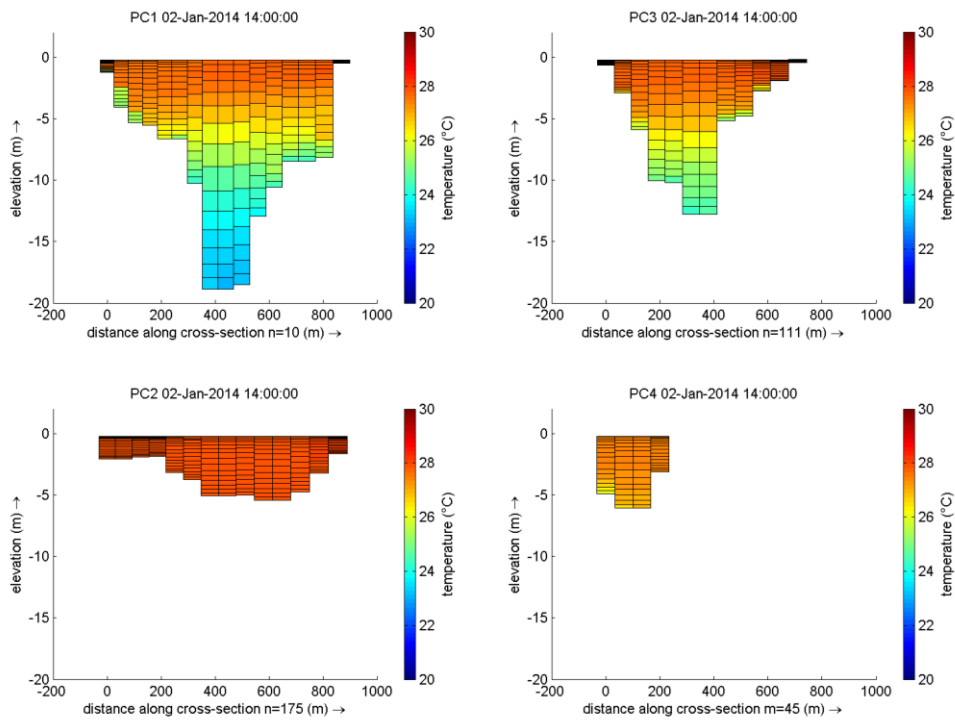


Figura 7-15: Perfil de temperatura en secciones transversales de PC1, PC2, PC3 y PC4 02/01/2014.

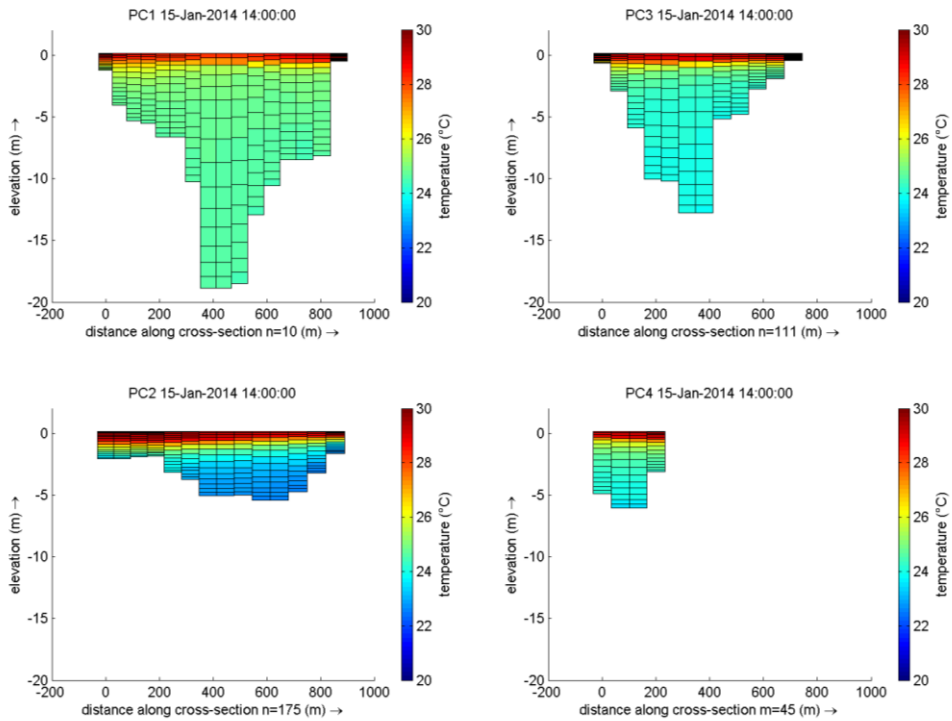


Figura 7-16: Perfil de temperatura en secciones transversales de PC1, PC2, PC3 y PC4 15/01/2014.

7.4 Corrientes de densidad

Las corrientes preferenciales generadas por diferencias de densidad entre el afluente y el embalse durante eventos de crecida son determinantes en la estructura térmica del embalse. En la Figura 7-17 (a) se puede observar un evento de crecida en invierno (11/09/2013), durante el cual la temperatura del afluente es mayor que la del embalse, por lo que el flujo entrante, menos denso, se esparce en la superficie. En la Figura 7-17 (b), se puede ver el caso en que, durante el verano (01/02/2014), la temperatura del afluente es menor que la del embalse, por lo que el flujo entrante, más denso, se sumerge, disminuyendo la temperatura de las capas medias e inferiores. Los resultados sugieren que el punto de flotación en la Figura 7-17 (a) y el punto de sumergencia en la Figura 7-17 (b), pueden ubicarse en el comienzo de la zona lacustre, de acuerdo a lo presentado en el punto 7.2. Por último, si la temperatura del afluente y la del embalse son similares, como se puede ver en la Figura 7-17 (c) para un evento de crecida en otoño (13/04/2014), el flujo entrante se mezcla en toda la columna de agua.

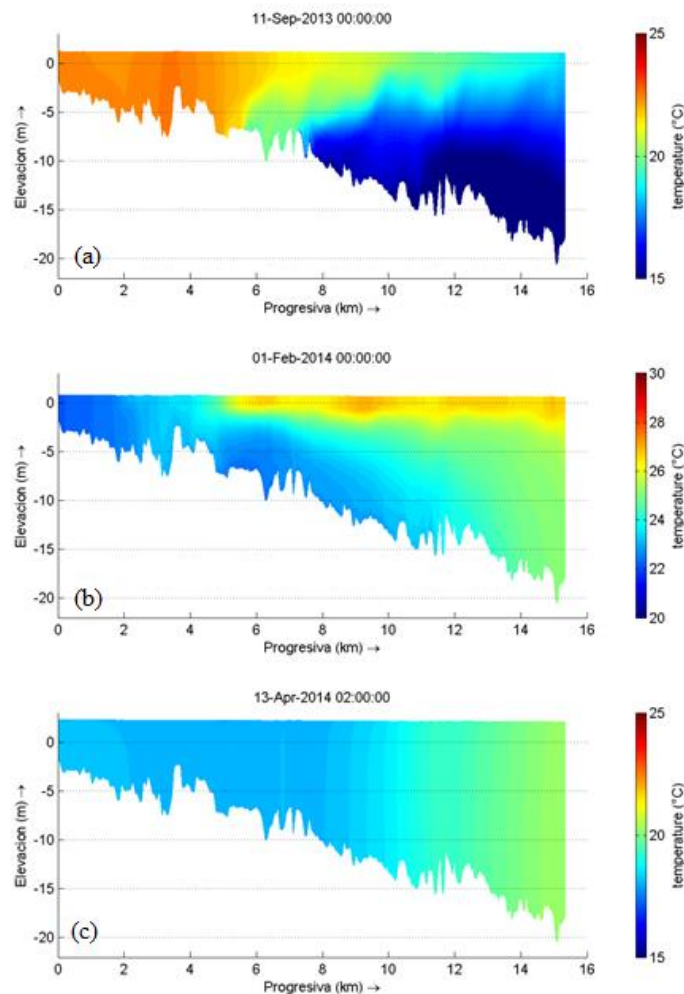


Figura 7-17: Perfil longitudinal de temperatura simulado en Paso Severino durante eventos de crecida en distintas estaciones del año.

Las corrientes de densidad influyen en la interacción entre el cauce principal y los brazos del embalse. En la Figura 7-19 y Figura 7-20 se presentan perfiles verticales de la componente m de la velocidad en la sección indicada en la Figura 7-18, correspondiente a un tramo del brazo del arroyo Isla Mala. Los valores de velocidad positivos por lo tanto indican flujo saliente desde el brazo al cauce principal, y los valores negativos indican flujo entrante desde el cauce principal hacia el brazo. En la Figura 7-19, se puede observar que el flujo en el brazo el 08/09/2013 se invierte en las capas superficiales, debido al efecto de la corriente de densidad que se esparce en la superficie del cauce principal. En la Figura 7-20, se puede observar que el flujo en el brazo el 04/02/2014 se invierte en las capas más profundas, debido al efecto de la corriente de densidad que se sumerge en el cauce principal.

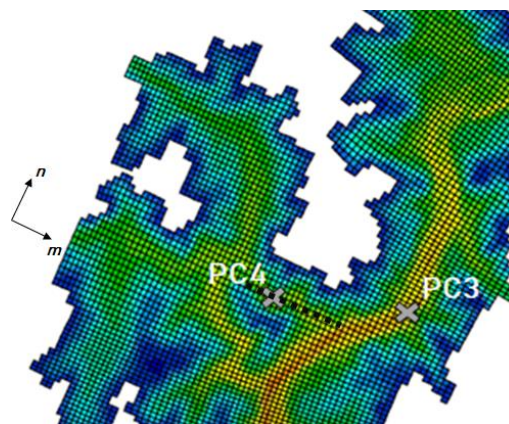


Figura 7-18: Sección correspondiente al brazo del arroyo Isla Mala.

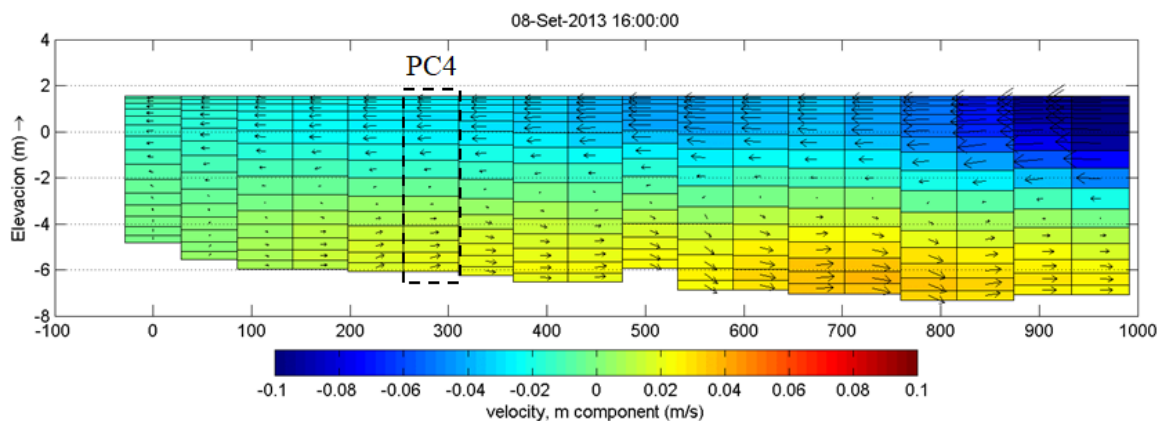


Figura 7-19: Componente m de la velocidad modelada en un brazo del embalse el 08/09/2013.

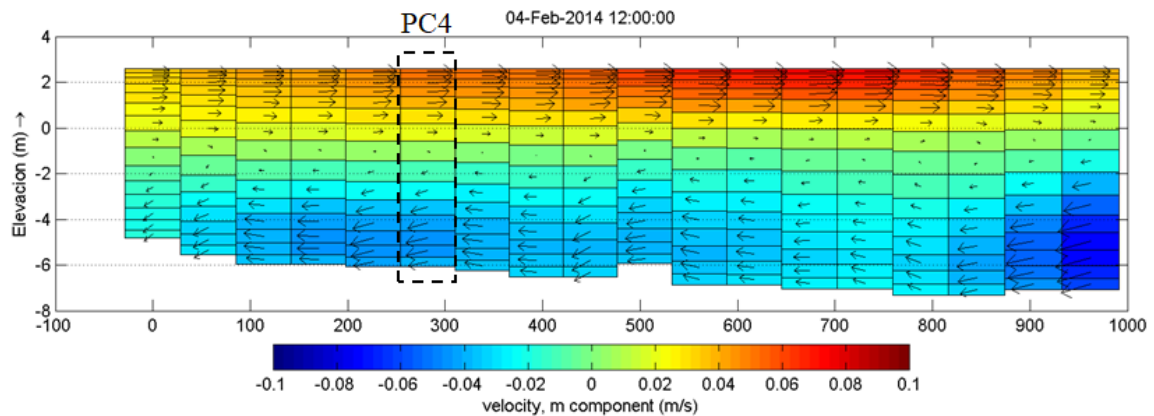


Figura 7-20: Componente *m* de la velocidad modelada en un brazo del embalse el 04/02/2014.

7.5 Mezcla vertical

La profundidad de la zona de mezcla simulada (ver punto 2.2.3) presenta importantes variaciones, abarcando desde la totalidad de la columna de agua la mayor parte del tiempo entre abril y setiembre, a profundidades casi nulas en días de viento calmo en verano.

En la Figura 7-21 y Figura 7-22 se presentan perfiles verticales de temperatura y en la Figura 7-23 se presentan perfiles verticales de las componentes de velocidad obtenidas en PC1 en el verano de 2013-2014. El 15/12/2013 la velocidad de viento es baja, por lo que el perfil de velocidad es casi nulo (Figura 7-23 (a)) y la temperatura presenta un decaimiento aproximadamente exponencial con la profundidad, según se puede observar en la Figura 7-22 (a). Los días 31/12/2013 y el 06/01/2014 la intensidad del viento es mayor, y la circulación se ve limitada a las capas superficiales debido a la estructura térmica del embalse, según se puede apreciar en la Figura 7-23 (b) y Figura 7-23 (c). La capa de mezcla generada por el viento alcanza un desarrollo de aproximadamente 5 m el 31/12/2013 y de 0,5 m el 06/01/2014, según se puede observar en la Figura 7-22 (b) y Figura 7-22 (c). El 14/02/2014 el embalse se encuentra completamente mezclado luego de un evento de crecida, como se puede ver en la Figura 7-21, Figura 7-22 (d) y Figura 7-23 (d). De acuerdo a lo presentado, la zona de mezcla es altamente dinámica dentro de una misma estación. En concordancia con lo presentado en el punto 2.3.3 y en la Figura 2-10, la mezcla causada por el viento provoca que el perfil vertical de temperaturas en lugar de presentar un decaimiento exponencial con la profundidad presente una capa bien mezclada por sobre una zona con gradientes de temperatura.

La relación Z_{eu}/Z_{mix} puede contribuir a explicar la limitación o el favorecimiento de las condiciones para el crecimiento de cianobacterias en Paso Severino. Arocena et. al (2008) reportó valores de profundidad de Z_{eu} entre 0,9 m y 2,1 m con un promedio de 1,5 m entre diciembre de 2006 y marzo de 2008. Por lo tanto, si bien en el período simulado no se cuentan con datos de Z_{eu} , resulta razonable concluir que Z_{mix} presenta una variabilidad mayor

a Z_{eu} , lo que implica que la relación Z_{eu}/Z_{mix} es dominada por Z_{mix} . De acuerdo a lo presentado en el punto 2.3.3.3, si en verano la relación $Z_{eu}/Z_{mix} > 0,2$ y los nutrientes no son limitantes, aumenta la probabilidad de que se produzcan blooms de cianobacterias.

Como se mencionó, la temperatura y la velocidad modeladas son sensibles a los parámetros de calibración y a las forzantes del sistema, por lo que la profundidad de la zona de mezcla simulada es posible que no represente la realidad. Sin embargo, se puede afirmar que la misma es altamente dinámica, incluso dentro de una misma estación. Es posible por lo tanto que se produzcan relaciones Z_{eu}/Z_{mix} que, en conjunto con las concentraciones de nutrientes presentadas en el punto 3.4.5, generen condiciones propicias para el crecimiento de cianobacterias en el embalse.

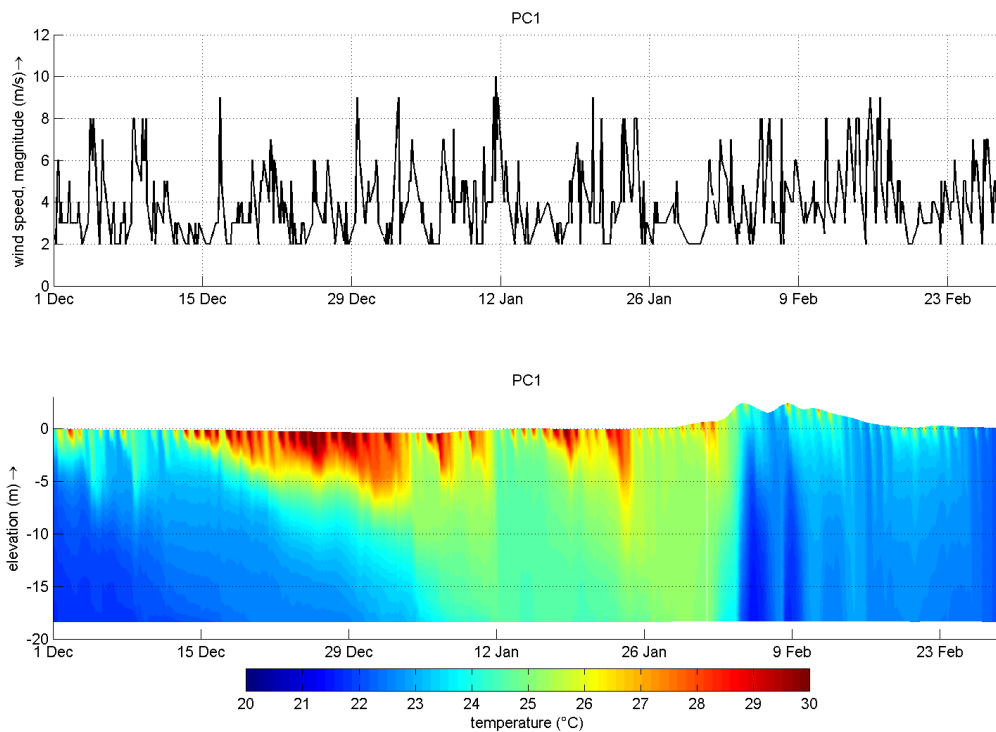


Figura 7-21: Velocidad de viento a 10 m y perfil vertical de temperatura simulada en PC1 en verano 2013-2014.

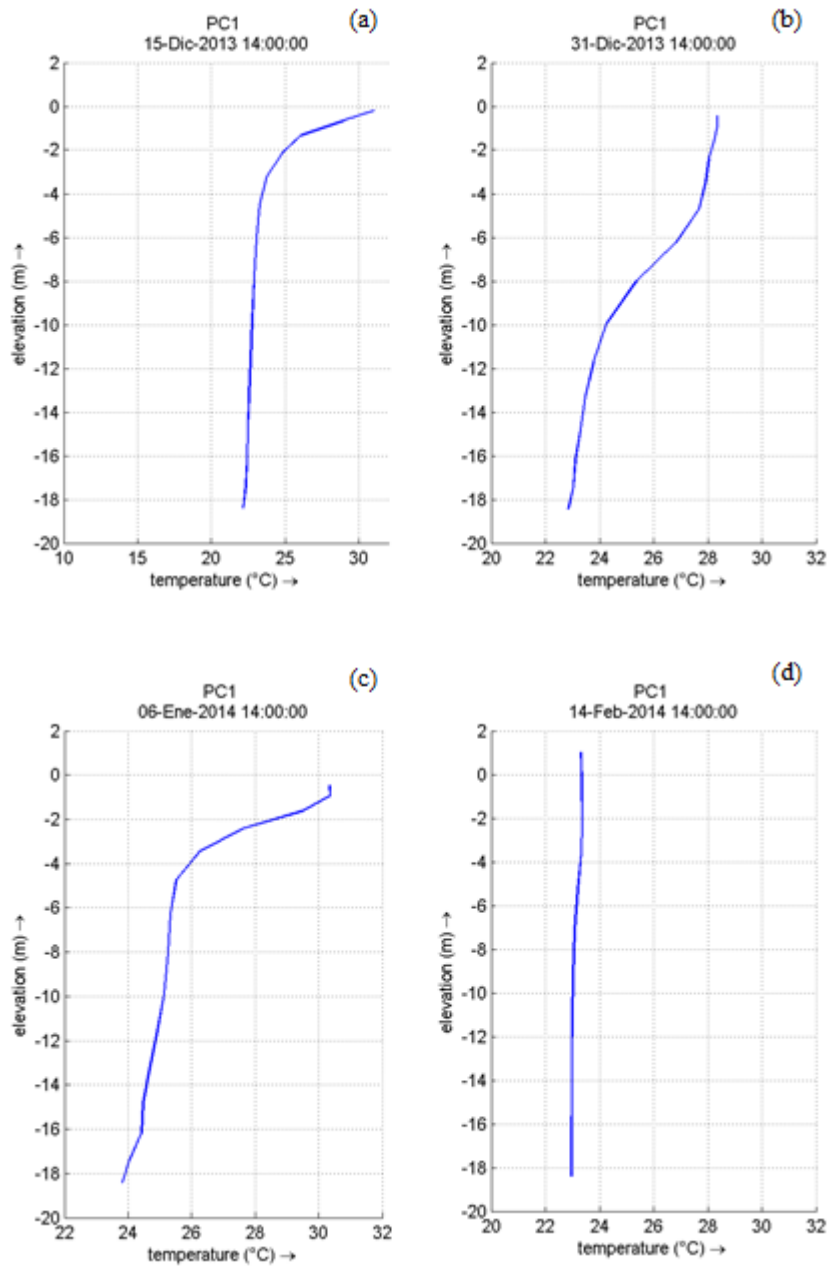


Figura 7-22: Perfiles verticales de temperatura simulada en PC1 los días 15/12/2013, 31/12/2013, 06/01/2014 y 14/02/2014.

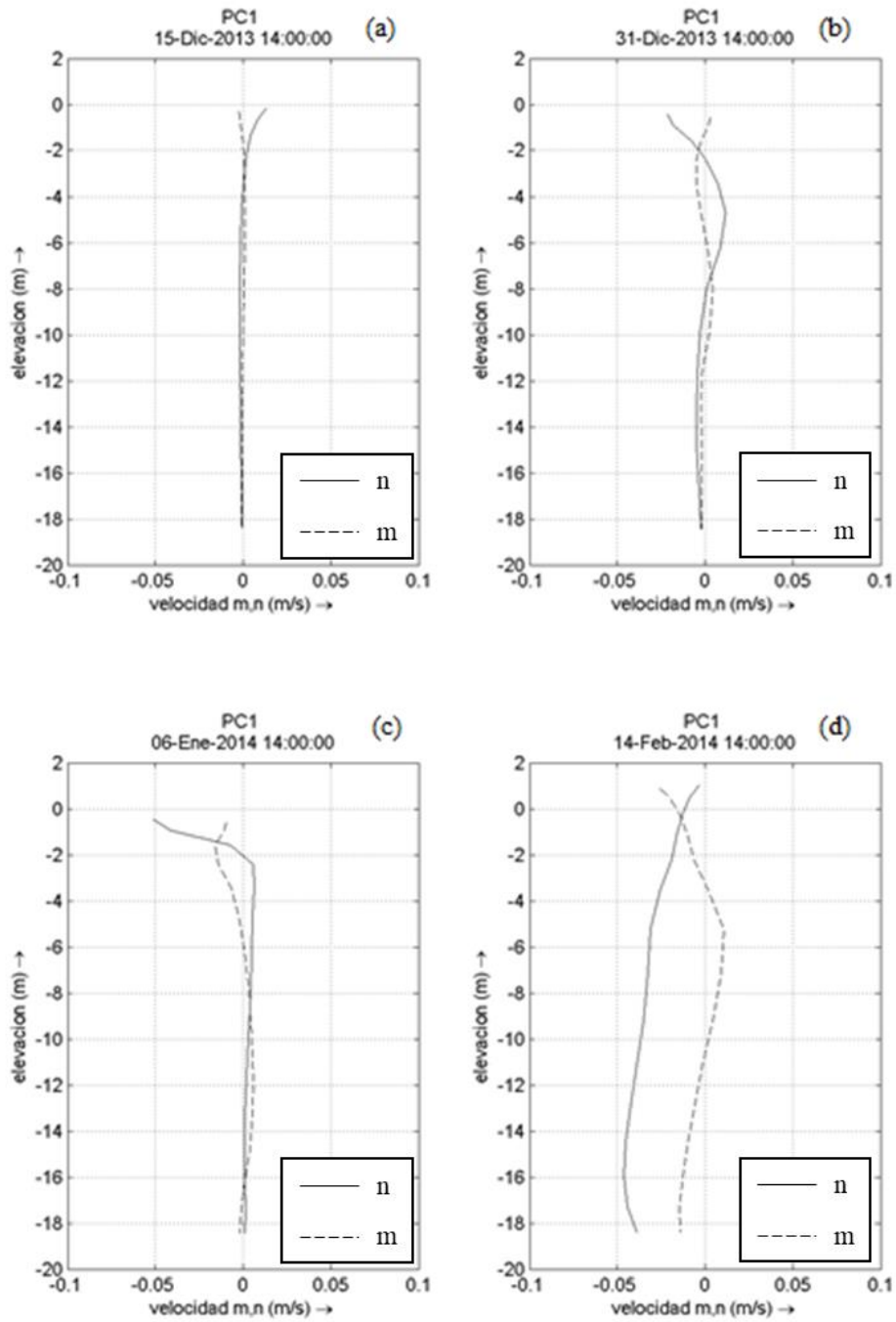


Figura 7-23: Perfiles verticales de componentes de velocidad simulada en PC1 los días 15/12/2013, 31/12/2013, 06/01/2014 y 14/02/2014.

Capítulo 8

Conclusiones

En este documento se presentaron las tareas desarrolladas para la comprensión de los procesos hidrodinámicos y térmicos que se producen en el embalse de Paso Severino, como herramienta para la comprensión de la calidad de agua del mismo. La descripción de dichos procesos se realizó mediante la implementación del modelo Delft3D, que ha sido ampliamente utilizado para estudiar la hidrodinámica, temperatura y calidad de agua de embalses en distintos países. No se cuenta a nivel nacional con antecedentes de modelación hidrodinámica y térmica en el embalse de Paso Severino, así como tampoco en el IMFIA se cuentan con antecedentes de aplicaciones del modelo Delft3D para este tipo de estudios. Por lo tanto, esta tesis constituye tanto una primera aproximación al estudio de la hidrodinámica de un embalse de importancia estratégica para el país, como un primer acercamiento en el IMFIA a la utilización de un modelo ampliamente utilizado a nivel internacional para el estudio de diversos cuerpos de agua.

El Delft3D-FLOW, módulo del Delft3D utilizado en esta tesis, permite implementar modelos tridimensionales o bidimensionales integrados en vertical. En base a la información batimétrica recopilada y analizada, y a los antecedentes de perfiles verticales de temperatura y OD disponibles, es esperable que el embalse presente una dinámica vertical de las variables de interés. En ese sentido, se implementa el modelo tridimensional coordenadas σ con el objetivo de representar niveles, velocidades y temperaturas en el embalse. Si bien en este sistema de coordenadas se puede favorecer la difusión artificial de temperatura, en esta primera implementación se prioriza la mayor simplicidad de aplicación con respecto al sistema de coordenadas Z .

Simulaciones previas a la calibración del modelo, mostraron que es importante considerar la variación de densidad con la temperatura, ya que las diferencias de densidad afectan las corrientes en el embalse. A su vez, es importante considerar el viento como forzante del sistema, ya que impacta en la mezcla vertical y la pérdida de calor por evaporación y convección.

El análisis de sensibilidad realizado, demostró que las variables velocidad y temperatura dependen fuertemente de algunos parámetros de calibración. Las corrientes son afectadas principalmente por los coeficientes C_D , v_V^{back} , v_H^{back} y D_H^{back} , mientras que la temperatura mostró mayor sensibilidad a C_D , v_V^{back} , D_V^{back} y al número de Dalton. Los niveles modelados no presentan sensibilidad al coeficiente C_D , pero sí al coeficiente de Manning. Es entonces de fundamental relevancia contar con datos de perfiles de velocidad y temperatura en distintas zonas del embalse que permitan describir los procesos hidrodinámicos y térmicos con mayor precisión, y que brinden un insumo confiable para la implementación de un modelo de calidad de agua en el embalse.

Los resultados obtenidos para el período de calibración indican un buen ajuste a los niveles observados, y que la temperatura modelada reproduce cualitativamente la variabilidad de los datos observados. En el período de validación, los niveles son subestimados en un período en el que los datos observados indican un descenso por debajo de la cota de vertido; en este período la temperatura reproduce cualitativamente la tendencia de los datos observados. La selección del período de calibración y el período de validación, está fuertemente condicionada por la disponibilidad de datos de temperatura. En ambos períodos (enero 2013 y febrero 2013 a mayo 2013), los caudales de ingreso al embalse fueron bajos, por lo que la temperatura del embalse estuvo dominada principalmente por los factores meteorológicos. Los datos meteorológicos disponibles presentan una cantidad importante de faltantes, por lo que es relevante contar con datos de mejor calidad que permitan representar con mayor precisión los procesos térmicos en el embalse. Por otro lado, vista la influencia que tienen los eventos de crecida en la estructura térmica del embalse, es importante tener en cuenta estos eventos para la calibración del modelo. Para ello, se deben contar con datos de temperatura del cauce principal y de los principales afluentes que permitan establecer valores de condiciones de borde adecuadas, así como mediciones de perfiles verticales de temperatura en el embalse. La selección de la configuración de los parámetros de calibración se realiza para poder analizar de forma preliminar en una simulación extendida de dos años (2013 – 2014) los procesos que se producen en el embalse de acuerdo al estado del arte.

El ciclo anual de estratificación térmica y vuelco representa uno de los procesos más importantes que ocurren en los embalses, siendo el principal factor en la generación de gradientes verticales en la calidad de agua. El perfil de temperatura medido en Paso Severino en febrero de 2008 (Figura 3-15), sugiere el desarrollo de estratificación térmica en verano. Esta hipótesis es reforzada por el reporte en el mismo período de menores niveles de OD en el fondo que en la superficie, lo que sugiere que el intercambio de oxígeno entre el epilimnio y el hipolimnio se ve limitado en esta estación. El vuelco luego de un período de estratificación, puede resuspender nutrientes que se hayan acumulado en el hipolimnio, y tornarlos disponibles en la zona eufótica para el crecimiento de fitoplancton. Por lo tanto, la

representación de la variabilidad de la estructura térmica vertical en el embalse es relevante para la modelación de calidad de agua.

El modelo implementado es capaz de reproducir el comportamiento estacional de la temperatura del agua en el embalse en los años 2013 y 2014. En general, en el período simulado el embalse presenta homogeneidad térmica vertical entre abril y setiembre, comenzando una débil estratificación a partir de octubre. La estratificación alcanza su mayor desarrollo en diciembre y enero, y comienza a debilitarse a partir de febrero. Finalmente, vuelve a homogeneizarse la temperatura en abril. En menor o mayor medida, este comportamiento se puede observar en las distintas zonas del embalse, tanto en las zonas más someras y más profundas del cauce principal como en los brazos. Pasajes de frentes cálidos en invierno pueden provocar que el embalse se estratifique unos pocos días, y pasajes de frentes fríos en verano, pueden favorecer la mezcla vertical del embalse. Asimismo, los eventos de crecida producidos durante el verano pueden promover la mezcla en todo el perfil vertical, rompiendo temporalmente la estratificación. La estructura térmica del embalse es afectada por las forzantes meteorológicas, los caudales y la temperatura de ingreso de los afluentes durante crecidas y eventualmente por las descargas de las válvulas. Por lo tanto es importante recalcar la importancia de una adecuada caracterización de estas forzantes. Si bien la radiación solar puede ser computada por el modelo, también es posible ingresar al modelo datos observados, por lo cual puede ser de interés contar con mediciones de radiación solar que permitan comparar los resultados obtenidos en la temperatura del agua modelada.

Las velocidades obtenidas con el modelo muestran que en general el flujo es bajo en el embalse, siendo las corrientes generalmente menores a 1 cm/s, y la circulación está gobernada generalmente por el viento. Los eventos de crecida afectan el campo de velocidades en todo el embalse, incrementando la magnitud de la velocidad principalmente en el canal principal. La magnitud de la velocidad en los brazos laterales es en general baja.

En base a los gradientes de velocidad simulados, se identificaron en el cauce principal las tres zonas características de los embalses: fluvial, de transición y lacustre. La zona fluvial se ubica mayormente fuera del dominio de cálculo. Las zonas de transición y lacustre varían su extensión en función de la magnitud de los caudales afluentes. Para caudales menores a 15 m³/s el embalse se comporta en su totalidad como lacustre; mientras que para caudales mayores comienza a extenderse la zona de transición, alcanzando una extensión máxima de aproximadamente 5 km para caudales mayores a 50 m³/s. Esta variación longitudinal de las características hidrodinámicas, suele producir gradientes de turbidez, concentración de nutrientes, productividad, entre otras variables de calidad de agua.

El modelo es capaz de reproducir las corrientes de densidad generadas por diferencias de temperatura entre el flujo que ingresa por el canal principal y el agua del embalse. Se pudieron observar casos en que la temperatura del flujo que ingresa al sistema es mayor que

la del embalse, y por lo tanto el flujo se esparce en la superficie; casos en que la temperatura afluente es menor, y el flujo se sumerge; y casos en que la diferencia de temperatura no es significativa, produciéndose la mezcla entre el flujo entrante y el agua del embalse. Las corrientes de densidad son también importantes para describir la interacción del cauce principal con los brazos.

Es de fundamental importancia representar adecuadamente las corrientes de densidad en el embalse, ya que dominan el ingreso y la distribución de los distintos componentes (nutrientes, patógenos y materia orgánica, etc.) durante eventos de crecida. Cuando un afluente ingresa a mayor temperatura que el embalse, genera un impacto directo en la calidad de agua del mismo, ya que introduce materia orgánica, patógenos y nutrientes directamente en las aguas superficiales y en la zona fótica. Cuando en verano ingresa una corriente afluente más densa que el agua del embalse, las cargas de sedimentos, nutrientes y materia orgánica se transportan hacia la termoclina o el hipolimnio. Si la corriente ingresa hacia el fondo del embalse, el aumento de la turbulencia debido al efecto de la rugosidad puede favorecer la transferencia de componentes reducidos y resolubilizados como el amonio, el fósforo, el hierro, el manganeso y el sulfuro de hidrógeno desde el sedimento a la columna de agua.

El tiempo de renovación en base anual estimado en el punto 3.4.1.2 es un parámetro global, que asume la hipótesis de que el embalse está completamente mezclado, y no identifica los procesos físicos subyacentes y su distribución espacial. Estos aspectos son relevantes en sistemas como el embalse de Paso Severino, donde los resultados del modelo indican que la hidrodinámica presenta variabilidad espacial y temporal. El modelo implementado puede ser utilizado para estudiar las distintas escalas de tiempo de transporte en el embalse. Es de interés estudiar las escalas de tiempo de transporte ya que pueden ofrecer una descripción de primer orden de los complejos procesos de transporte y mezcla que tienen lugar en el cuerpo de agua, contribuyendo a comprender los procesos de calidad de agua. El tiempo de renovación en Paso Severino durante períodos de caudales bajos puede ser considerablemente mayor al valor medio anual determinado. Por otro lado, de acuerdo a las velocidades modeladas es esperable que el tiempo de residencia presente diferencias entre las distintas zonas del cauce principal (fluvial, de transición y lacustre); a la vez que son esperables mayores tiempos de residencia en los brazos del embalse, sobre todo en los correspondientes a los arroyos Sauce, Isla Mala, de la Pedrera y Sauce de Berdías.

La profundidad de la zona de mezcla simulada abarca desde la totalidad de la columna de agua la mayor parte del tiempo entre abril y setiembre, a profundidades casi nulas en días de caudales bajos y viento calmo en verano. Por lo tanto, presenta importantes variaciones durante el año, e incluso puede ser altamente dinámica dentro de una misma estación. La relación Z_{eu}/Z_{mix} está dominada por la profundidad de la zona de mezcla, y puede contribuir

a explicar la limitación o el favorecimiento de las condiciones para el crecimiento de cianobacterias en Paso Severino. La calibración y validación del perfil vertical de temperatura en el embalse es fundamental para describir confiablemente la profundidad de la zona de mezcla.

El trabajo realizado en esta tesis permitió, en base a la recopilación de datos batimétricos, hidrológicos, meteorológicos y de calidad de agua disponibles, implementar un modelo hidrodinámico y de temperatura tridimensional en el embalse de Paso Severino. En base a esta implementación, se pudo realizar una descripción preliminar de los principales procesos hidrodinámicos y térmicos que se producen en el embalse. Para mejorar los resultados del modelo, son necesarios trabajos futuros que incluyan una mejor descripción de los datos hidrológicos y meteorológicos forzantes del sistema, así como mediciones de perfiles verticales de velocidad y temperatura en distintos puntos del embalse que permitan ajustar los parámetros del modelo. Se puede evaluar asimismo si los resultados mejoran con la implementación de un modelo en que utilice coordenadas Z en dirección vertical, o con una grilla horizontal no estructurada que pueda ajustarse mejor a la morfología del embalse. Un modelo que cuente con perfiles de velocidades y temperatura calibrados y validados permitirá describir con mayor precisión los procesos de estratificación y mezcla, las corrientes de densidad, la interacción entre los brazos y el canal principal, así como el análisis de las escalas de tiempos de transporte. Asimismo, un modelo hidrodinámico y de temperatura calibrado y validado puede ser insumo para modelos que representen el transporte de sedimentos, la calidad del agua o los procesos biológicos en el embalse de Paso Severino.

Referencias bibliográficas

ALAVIAN, Vahid, et al. *Density currents entering lakes and reservoirs*. Journal of Hydraulic Engineering, 1992, vol. 118, no 11, p. 1464-1489.

AN, Sangdo; JULIEN, Pierre Y. *Three-dimensional modeling of turbid density currents in Imha Reservoir, South Korea*. Journal of hydraulic engineering, 2014, vol. 140, no 5, p. 05014004.

Arocena et al. *Medidas Para la Mitigación del Impacto de la Lechería en la Calidad de Agua de la Cuenca Lechera del Embalse de Paso Severino*. INIA/UdelaR, 2012. Montevideo, Uruguay. 88p.

Arocena R. et al. *Evaluación del Estado Trófico de los embalses Canelón Grande y Paso Severino*. En: Evaluación Ecológica de Cursos de Agua y Biomonitorio. Informe Final. MVOTMA/UdelaR, 2008.

ARTEAGA, Julie. *Water Hyacinth and phytoplankton dynamics using a 3D modelling framework: the case study of Porce II reservoir, Colombia*. Tesis de Maestría. Delft, Holanda. UNESCO-IHE, 2017. 88p.

ÇALIŞKAN, Anıl; ELÇI, Şebnem. *Effects of selective withdrawal on hydrodynamics of a stratified reservoir*. Water resources management, 2009, vol. 23, no 7, p. 1257-1273.

CASAMITJANA, Xavier, et al. *Effects of the water withdrawal in the stratification patterns of a reservoir*. Hydrobiologia, 2003, vol. 504, no 1-3, p. 21-28.

CHANUDET, V., et al. *Application of a three-dimensional hydrodynamic model to the Nam Theun 2 Reservoir (Lao PDR)*. Journal of Great Lakes Research, 2012, vol. 38, no 2, p. 260-269.

CHANUDET, V., et al. *Hydrodynamic and water quality 3D modelling of the Nam Theun 2 Reservoir (Lao PDR): predictions and results of scenarios related to reservoir management, hydrometeorology and nutrient input*. Hydroécologie Appliquée, 2016, vol. 19, p. 87-118.

CHAPMAN, Deborah V. *Water quality assessments: a guide to the use of biota, sediments and water in environmental monitoring*. CRC Press, 1996.

CHIN, David A. *Water-quality engineering in natural systems: fate and transport processes in the water environment*. John Wiley & Sons, 2012.

CHRETIES, Christian et al. *Evaluación de 3 metodologías para la determinación de hidrogramas extremos en el estudio de la sobre-elevación de la presa de Paso Severino*. XXIV Congreso Latinoamericano de Hidráulica,. Punta del Este, Uruguay. IAHR/AIIH, 2010.

CHUNG, S et al. *Three-dimensional modeling of thermal stratification of a deep and dendritic reservoir using ELCOM model*. Journal of hydro-environment research, 2013, vol. 7, no 2, p. 124-133.

CHUNG, S. W.; HIPSEY, Matthew R.; IMBERGER, Jörg. *Modelling the propagation of turbid density inflows into a stratified lake: Daecheong Reservoir, Korea*. Environmental Modelling & Software, 2009, vol. 24, no 12, p. 1467-1482.

CORNELISSEN, Sander, et al. *Numerical Modelling of Stratified Flows Comparison of the σ and z coordinate systems*. 2004.

DECRETO 253/979. *Normas para prevenir la contaminación ambiental mediante el control de las aguas*. Registro Nacional de Leyes y Decretos. Poder Legislativo. Montevideo, Uruguay, mayo de 1979. 14p.

DECRETO 55/015. *Aprobación de la selección del área natural protegida denominada "Humedales de Santa Lucía"*. Registro Nacional de Leyes y Decretos. Poder Legislativo. Montevideo, Uruguay, febrero de 2015.

DELTARES. *Delft3D-FLOW - Simulation of multi-dimensional hydrodynamic flows and transport phenomena, including sediments - UserManual*. WL | Delft Hydraulics, Delft, 2018. 684p.

DINAMA/MVOTMA. *Evolución de la calidad en la cuenca del Santa Lucía. 10 años de información*, 2015. Montevideo, Uruguay. 130p.

DINAMA/MVOTMA-JICA. *Proyecto sobre control de contaminación y gestión de la calidad de agua en la cuenca del río Santa Lucía*, 2011. Montevideo, Uruguay.

DINOT/MVOTMA. *Atlas de la Cuenca del río Santa Lucía*, 2016. 162p.

FORD, Dennis E.; JOHNSON, Marc C. *An Assessment of reservoir mixing processes*. Ford Thornton Norton and Associates LTD Vicksburg MS, 1986.

FORD, Dennis E.; JOHNSON, Marc C. *An assessment of reservoir density currents and inflow processes*. Thornton Norton and Associates LTD Vicksburg MS, 1983.

GILL, A.E. (Ed.). *Atmosphere-Ocean dynamics. : International Geophysics Series*, Vol. 30. Academic Press, London, 1982. 662p.

HAN, H. J., et al. *A modelling approach to determine systematic nitrogen transformations in a tropical reservoir*. Ecological engineering, 2016, vol. 94, p. 37-49.

HARVEY, Richard et al. *The Influence of air temperature on water temperature and the concentration of dissolved oxygen in Newfoundland Rivers*. Canadian Water Resources Journal, 2011, vol. 36, no 2, p. 171-192.

HE, Yiliang, et al. *Developing an integrated 3D-hydrodynamic and emerging contaminant model for assessing water quality in a Yangtze Estuary Reservoir*. Chemosphere, 2017, vol. 188, p. 218-230.

HE, Guojian, et al. *Application of a three-dimensional eutrophication model for the Beijing Guanting Reservoir, China*. Ecological Modelling, 2011, vol. 222, no 8, p. 1491-1501.

INTERNATIONAL COMMISSION ON LARGE DAMS [ICOLD]. *World Register of Dams*, 2018.

JI, Zhen-Gang. *Hydrodynamics and water quality: modeling rivers, lakes, and estuaries*. John Wiley & Sons, 2017.

KIMMEL, Bruce L.; GROEGER, Alan W. *Factors controlling primary production in lakes and reservoirs: a perspective*. Lake and reservoir management, 1984, vol. 1, no 1, p. 277-281.

LANE, A. *The heat balance of the North Sea*, Proudman Oceanographic Laboratory, Report No. 8, 1989. 46p.

LANG, Yun, et al. *Research on Hydrodynamics with Water Temperature Characteristics and Spring Algal Blooms in a Typical Tributary Bay of Three Gorges Reservoir*. Mathematical Problems in Engineering, 2019, vol. 2019.

LAWRENCE, I., et al. *Physical and nutrient factors controlling algal succession and biomass in Burrinjuck Reservoir*. 2000.

- LEE, Heungsoo, et al. *Three-dimensional modeling of thermal stratification of a deep and dendritic reservoir using ELCOM model*. Journal of hydro-environment research, 2013, vol. 7, no 2, p. 124-133.
- LI, Xinwen; SHEN, Yongming. *Numerical simulation of the impacts of water level variation on water age in Dahuofang Reservoir*. Frontiers of Earth Science, 2015, vol. 9, no 2, p. 209-224.
- LIND, O. T.; TERRELL, T. T.; KIMMEL, B. L. *Problems in reservoir trophic-state classification and implications for reservoir management*. En: Comparative reservoir limnology and water quality management. Springer, Dordrecht, 1993. p. 57-67.
- LINDIM, C.; PINHO, J. L.; VIEIRA, J. M. P. *Analysis of spatial and temporal patterns in a large reservoir using water quality and hydrodynamic modeling*. Ecological Modelling, 2011, vol. 222, no 14, p. 2485-2494.
- LIU, Defu, et al. *Modeling density currents in a typical tributary of the Three Gorges Reservoir, China*. Ecological modelling, 2015, vol. 296, p. 113-125.
- LIU, Liu, et al. *Effects of vertical mixing on phytoplankton blooms in Xiangxi Bay of Three Gorges Reservoir: Implications for management*. Water research, 2012, vol. 46, no 7, p. 2121-2130.
- MAO, Jingqiao; JIANG, Dingguo; DAI, Huichao. *Spatial-temporal hydrodynamic and algal bloom modelling analysis of a reservoir tributary embayment*. Journal of hydro-environment research, 2015, vol. 9, no 2, p. 200-215.
- MARCÉ, Rafael, et al. *Tailoring dam structures to water quality predictions in new reservoir projects: Assisting decision-making using numerical modeling*. Journal of environmental management, 2010, vol. 91, no 6, p. 1255-1267.
- MARTI, Clelia Luisa; MILLS, Rianda; IMBERGER, Jörg. *Pathways of multiple inflows into a stratified reservoir: Thomson Reservoir, Australia*. Advances in water resources, 2011, vol. 34, no 5, p. 551-561.
- MONSEN, Nancy E., et al. *A comment on the use of flushing time, residence time, and age as transport time scales*. Limnology and oceanography, 2002, vol. 47, no 5, p. 1545-1553.
- MORAN, Emilio F., et al. *Sustainable hydropower in the 21st century*. Proceedings of the National Academy of Sciences, 2018, vol. 115, no 47, p. 11891-11898.

MORENO, A; Toro, M. *Escalas de tiempo de transporte en un embalse estratificado con múltiples brazos*. XXVIII Congreso Latinoamericano de Hidráulica. Buenos Aires, Argentina. IAHR/AIIH, 2018.

MVOTMA. *Plan Nacional de Aguas*, 2017. Montevideo, Uruguay. 317p.

NILSSON, Christer, et al. *Fragmentation and flow regulation of the world's large river systems*. Science, 2005, vol. 308, no 5720, p. 405-408.

OLIVER, Rod L., et al. *The Darling River: Algal growth and the cycling and sources of nutrients*. 2000.

ROSENBERG, David M.; MCCULLY, Patrick; PRINGLE, Catherine M. *Global-scale environmental effects of hydrological alterations: introduction*. BioScience, 2000, vol. 50, no 9, p. 746-751.

RUEDA, Francisco J.; FLEENOR, William E.; DE VICENTE, Inmaculada. *Pathways of river nutrients towards the euphotic zone in a deep-reservoir of small size: uncertainty analysis*. Ecological modelling, 2007, vol. 202, no 3-4, p. 345-361.

RUEDA, Francisco; MORENO-OSTOS, Enrique; ARMENGOL, Joan. *The residence time of river water in reservoirs*. Ecological Modelling, 2006, vol. 191, no 2, p. 260-274.

SHEN, YongMing, et al. *Modeling study of residence time and water age in Dahuofang Reservoir in China*. Science China Physics, Mechanics and Astronomy, 2011, vol. 54, no 1, p. 127-142.

SOARES, Maria Carolina S., et al. *Eutrophication and retention time affecting spatial heterogeneity in a tropical reservoir*. Limnologica-Ecology and Management of Inland Waters, 2012, vol. 42, no 3, p. 197-203.

SØBALLE, D. M.; BACHMANN, R. W. *Influence of reservoir transit on riverine algal transport and abundance*. Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences, 1984, vol. 41, no 12, p. 1803-1813.

SONG, Yang, et al. *Mechanism of the influence of hydrodynamics on *Microcystis aeruginosa*, a dominant bloom species in reservoirs*. Science of The Total Environment, 2018, vol. 636, p. 230-239.

Stelling, G. S. *On the construction of computational methods for shallow water flow problems*. Tech. Rep. 35, Rijkswaterstaat, 1984.

THORNTON, K. W., et al. *Reservoir sedimentation and water quality—an heuristic model*. En Proceedings of the Symposium on Surface Water Impoundments, American Society of Civil Engineers, Minneapolis. 1981. p. 654-661.

TUFFORD, Daniel L.; MCKELLAR, Hank N. *Spatial and temporal hydrodynamic and water quality modeling analysis of a large reservoir on the South Carolina (USA) coastal plain*. Ecological modelling, 1999, vol. 114, no 2-3, p. 137-173.

TUNDISI, J. G.; MATSUMURA-TUNDISI, T.; CALJURI, M. do C. *Limnology and management of reservoirs in Brazil*. En Comparative reservoir limnology and water quality management. Springer, Dordrecht, 1993. p. 25-55.

URSEA. *Informe de situación de las medidas que se están implementando para el aseguramiento de la potabilización del agua del Sistema de abastecimiento de Montevideo y Laguna del Sauce*, 2017. Montevideo, Uruguay. 85p.

USEPA. *Guidance on the development, evaluation, and application of environmental models*. Environmental Protection Agency. EPA/100/K-09/003, 2009.

WEBER, M., et al. *Optimizing withdrawal from drinking water reservoirs to reduce downstream temperature pollution and reservoir hypoxia*. Journal of environmental management, 2017, vol. 197, p. 96-105.

WORLD COMMISSION ON DAMS [WCD]. *Dams and development: A new framework for decision-making*. The Report of the World Commission on Dams (Earthscan, London), 2000.

YANG, Zhengjian, et al. *Hydrodynamic mechanisms underlying periodic algal blooms in the tributary bay of a subtropical reservoir*. Ecological Engineering, 2018, vol. 120, p. 6-13.

ZOUABI-ALLOUI, Bisma; ADELANA, Segun Michael; GUEDDARI, Moncef. *Effects of selective withdrawal on hydrodynamics and water quality of a thermally stratified reservoir in the southern side of the Mediterranean Sea: a simulation approach*. Environmental monitoring and assessment, 2015, vol. 187, no 5, p. 292.

Anexo A

Aspectos numéricos

A.1 Grilla horizontal y bordes del modelo

Para discretizar las ecuaciones en el espacio, el dominio del modelo es cubierto por una grilla ortogonal y estructurada. La grilla es construida mediante el generador de grillas del Delft3D, RGFGRID.

El nivel de agua, la densidad, las concentraciones de sustancias, y el campo de velocidades son dispuestos en una *grilla escalonada tipo Arakawa C*. El nivel de agua, la densidad y las concentraciones de sustancias se definen en el centro de cada celda, mientras que las componentes de la velocidad se definen en las caras de las celdas, perpendiculares a las mismas. Esta disposición se presenta en la Figura A-1.

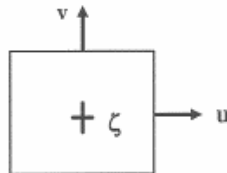


Figura A-0-1: Arreglo de celda horizontal utilizada en Delft3D-FLOW.

Donde:

+ Nivel de agua (ζ)

→ Velocidad (u, v)

La Figura A-2 (izquierda) muestra qué variables (nivel de agua, velocidades y profundidad del fondo) tienen las mismas coordenadas (m, n) en las direcciones x e y en el código computacional. La grilla creada con el RGFGRID es la que define el volumen de control computacional, según se puede ver en la Figura A-2 (derecha).

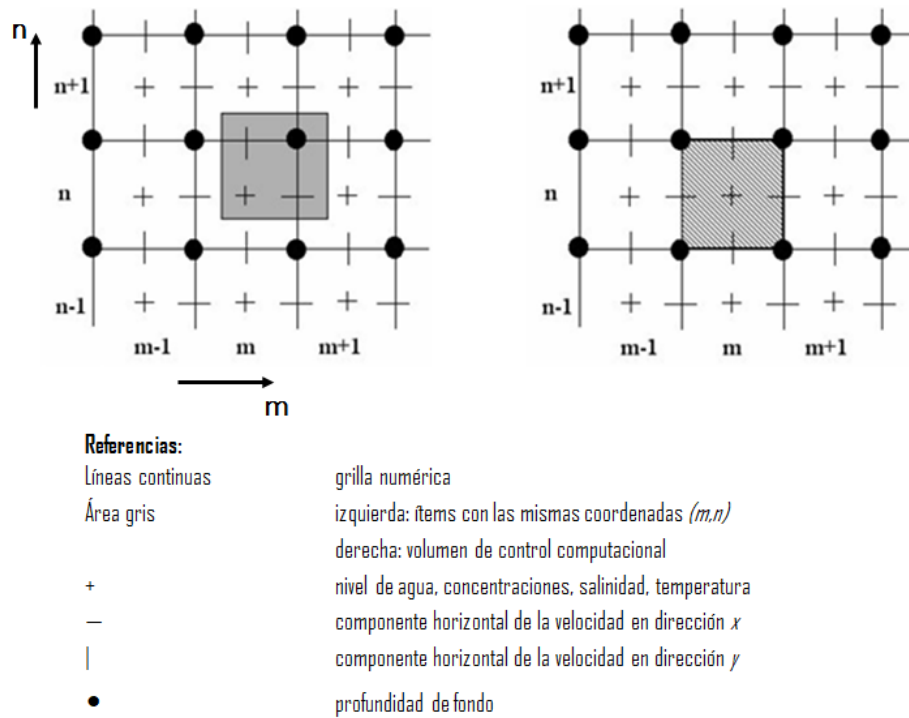


Figura A-0-2: Grilla numérica escalonada tipo Arakawa-C utilizada en Delft3D-FLOW. Variables con las mismas coordenadas (izquierda). Volumen computacional (derecha).

El área horizontal del modelo queda definida por el *borde computacional*, o *cercado de la grilla* (*grid enclosure*). Este borde, generado automáticamente por el RGFGRID, consiste en polígonos cerrados que unen puntos de nivel de agua y delimitan los bordes del modelo. La Figura A-3 presenta para un área horizontal, un ejemplo de grilla y su respectivo borde computacional, y la ubicación de los bordes abiertos y cerrados.

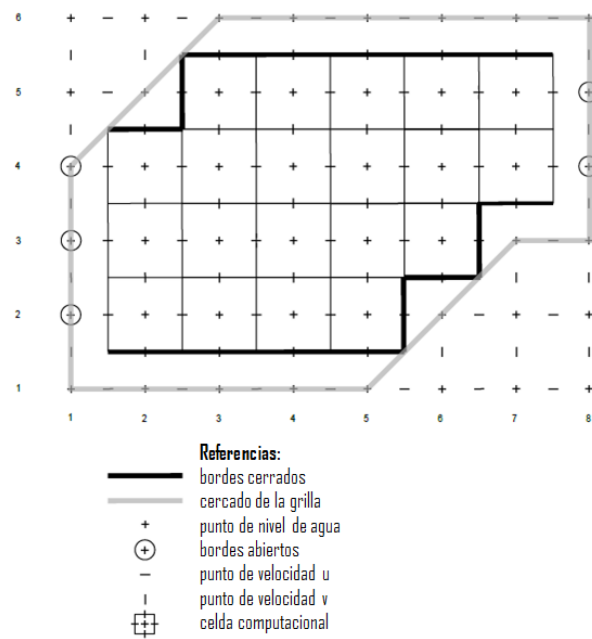
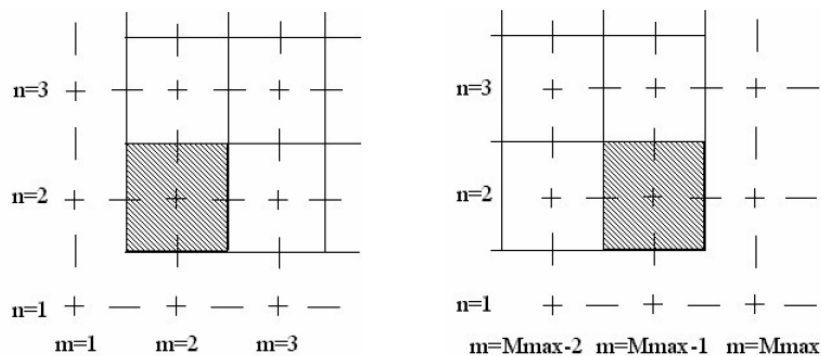


Figura A-0-3: Ejemplo de grilla horizontal en Delft3D-FLOW.

En la Figura A-4, se presenta el volumen de control del límite inferior izquierdo (Figura A-4 izquierda) y el volumen de control del límite inferior derecho (Figura A-4 derecha) para un determinado dominio. Dada la disposición de las variables en una celda, los bordes abiertos pueden ubicarse tanto en una cara de la celda, como en el cerco de la grilla.



**Figura A-0-4: Volumen de control en la esquina de abajo y a la izquierda (izquierda).
Volumen de control en la esquina abajo y a la derecha (derecha).**

Según se puede observar en la Figura A-4, los bordes abiertos con condiciones de nivel, siempre se ubican afuera del *primer o último* volumen de control computacional, en el *cercado de la grilla*. Los bordes abiertos con condiciones de velocidad o caudal están ubicados en el *cercado de la grilla* en el caso de los bordes izquierdos e inferiores, o en el borde de la grilla en el caso de los bordes derechos o superiores.

A.2 Grilla vertical

En dirección vertical se deben definir un número K de capas σ , donde $k = 1$ es la capa superficial y $k = K$ es la capa de fondo. En esta dirección se utiliza también una grilla escalonada. En la Figura A-5 se presenta una celda para una coordenada n arbitraria de espesor $\Delta\sigma_k$.

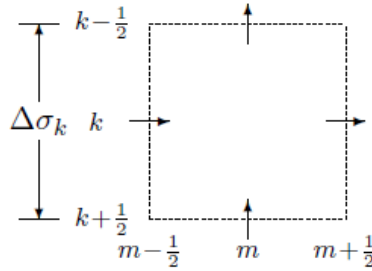


Figura A-0-5: Arreglo de celda vertical utilizada en Delft3D-FLOW.

A.3 Discretización de las ecuaciones de momento y continuidad

En Delft3D-FLOW, las ecuaciones horizontales de momento (Ecuaciones 4-6 y 4-7), donde se computan el nivel ζ y las velocidades horizontales u y v , son resueltas en simultáneo con la ecuación de continuidad promediada en dirección vertical (Ecuación 4-2 y Ecuación 4-3), que computa la velocidad vertical ω .

Si se considera la densidad constante y se desprecia el gradiente de presión atmosférica, los términos de presión en las ecuaciones de momento horizontal se reducen al término barotrópico. Para los términos de viscosidad horizontal turbulenta se consideran las expresiones simplificadas (Ecuación 4-12 y Ecuación 4-13). Con estas consideraciones, las ecuaciones a discretizar son las siguientes:

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\omega}{d+\zeta} \frac{\partial u}{\partial \sigma} = -g \frac{\partial \zeta}{\partial x} + fv + \nu_H \left(\frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} \right) + \frac{1}{(d+\zeta)^2} \frac{\partial}{\partial \sigma} \left(\nu_V \frac{\partial u}{\partial \sigma} \right) \quad (\text{A-1})$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\omega}{d+\zeta} \frac{\partial v}{\partial \sigma} = -g \frac{\partial \zeta}{\partial y} - fu + \nu_H \left(\frac{\partial^2 v}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial y^2} \right) + \frac{1}{(d+\zeta)^2} \frac{\partial}{\partial \sigma} \left(\nu_V \frac{\partial v}{\partial \sigma} \right) \quad (\text{A-2})$$

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} - \frac{\partial(d+\zeta)u}{\partial x} + \frac{\partial(d+\zeta)v}{\partial y} + \frac{\partial \omega}{\partial \sigma} = 0 \quad (\text{A-3})$$

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} - \frac{\partial(d+\zeta)U}{\partial x} + \frac{\partial(d+\zeta)V}{\partial y} = 0 \quad (\text{A-4})$$

La discretización temporal de las ecuaciones de momento y continuidad puede realizarse mediante métodos numéricos explícitos o implícitos. Un esquema explícito utiliza

únicamente valores numéricos de pasos temporales anteriores en el cómputo del paso temporal actual. Un esquema implícito, utiliza para los cálculos valores de los pasos temporales previos y del paso temporal actual.

La discretización de las ecuaciones horizontales de momento se realiza mediante un método ADI, que es un buen compromiso entre métodos explícitos e implícitos. Se basa en la división del paso temporal en dos etapas, y en la alternancia de la dirección en que las aproximaciones numéricas implícitas son realizadas. En el tiempo $t + \frac{1}{2}\Delta t$ se computan implícitamente la componente u de la velocidad y el nivel de agua ζ a lo largo de líneas paralelas al *eje x*. En el tiempo $t + \Delta t$ la componente v de la velocidad es computada en líneas paralelas al *eje y*.

A continuación se presentan las aproximaciones numéricas de cada término de las Ecuaciones A-1, A-2, A-3 y A-4, para cada etapa del método ADI. Los índices (m, n, k) indican las coordenadas horizontales y verticales, y los pasos temporales están indexados con el superíndice p .

A.3.1 Discretización de las ecuaciones de momento horizontal

Se presenta la discretización de los términos de la ecuación de momento horizontal según el *eje x*. Los términos en dirección y se discretizan de manera similar.

Término $\frac{\partial u}{\partial t}$ en $(m + \frac{1}{2}, n, k)$

$$\text{Etapa 1: } \frac{u^{p+\frac{1}{2}} - u^p}{\frac{1}{2}\Delta t}$$

$$\text{Etapa 2: } \frac{u^{p+1} - u^{p+\frac{1}{2}}}{\frac{1}{2}\Delta t}$$

Término de advección horizontal $u \frac{\partial u}{\partial x}$ en $(m + \frac{1}{2}, n, k)$

$$\text{Etapa 1: } u_{m+\frac{1}{2},n}^{p+1/2} \left(u_{m+\frac{1}{2},n}^p - u_{m-\frac{1}{2},n}^p \right) / 2\Delta x$$

$$\text{Etapa 2: } \begin{cases} u_{m+\frac{1}{2},n}^{p+1/2} \left(3u_{m+\frac{1}{2},n}^{p+1} - 4u_{m-\frac{1}{2},n}^{p+1} + u_{m-\frac{1}{2},n}^{p+1} \right) / 2\Delta x; & \text{si } u_{m+\frac{1}{2},n}^{p+1/2} > 0 \\ u_{m+\frac{1}{2},n}^{p+1/2} \left(-3u_{m+\frac{1}{2},n}^{p+1} + 4u_{m+\frac{1}{2},n}^{p+1} - u_{m+\frac{1}{2},n}^{p+1} \right) / 2\Delta x; & \text{si } u_{m+\frac{1}{2},n}^{p+1/2} \leq 0 \end{cases}$$

En la primera etapa, la derivada es resuelta de forma explícita y aproximada por un esquema de diferencia central; en la segunda etapa, la derivada es aproximada con un esquema implícito tipo upwind.

Término de advección cruzada $v \frac{\partial u}{\partial y}$ en $(m + \frac{1}{2}, n, k)$

$$\text{Etapa 1: } \bar{v}_{m+\frac{1}{2},n}^{p+1/2} \left(u_{m+\frac{1}{2},n+1}^p - u_{m+\frac{1}{2},n-1}^p \right) / 2\Delta y$$

Etapa 2:

$$\begin{cases} \bar{v}_{m+\frac{1}{2},n}^{p+1/2} \left(3u_{m+\frac{1}{2},n}^{p+1} - 4u_{m+\frac{1}{2},n-1}^{p+1} + u_{m+\frac{1}{2},n-2}^{p+1} \right) / 2\Delta y; & \text{si } \bar{v}_{m+\frac{1}{2},n}^{p+1/2} > 0 \\ \bar{v}_{m+\frac{1}{2},n}^{p+1/2} \left(-3u_{m+\frac{1}{2},n}^{p+1} + 4u_{m+\frac{1}{2},n+1}^{p+1} - u_{m+\frac{1}{2},n+2}^{p+1} \right) / 2\Delta y; & \text{si } \bar{v}_{m+\frac{1}{2},n}^{p+1/2} \leq 0 \end{cases}$$

Donde $\bar{v}_{m+\frac{1}{2},n}^{p+1/2} = \frac{1}{4} \left(v_{m,n+\frac{1}{2}}^{p+1/2} + v_{m+1,n+\frac{1}{2}}^{p+1/2} + v_{m,n-\frac{1}{2}}^{p+1/2} + v_{m+1,n-\frac{1}{2}}^{p+1/2} \right)$ es el valor promedio de $v^{p+\frac{1}{2}}$ en $(m + \frac{1}{2}, n, k)$

Término de advección vertical $\frac{\omega}{d+\zeta} \frac{\partial u}{\partial \sigma}$ en $(m + \frac{1}{2}, n, k)$:

Etapa 1:

$$\frac{\bar{\omega}_k^p}{\frac{1}{2}h_{k-1}^p + h_k^p + \frac{1}{2}h_{k+1}^p} \left[\frac{h_k^p + h_{k+1}^p}{h_{k-1}^p + h_k^p} \left(u_{k-1}^{p+\frac{1}{2}} - u_k^{p+\frac{1}{2}} \right) + \frac{h_{k-1}^p + h_k^p}{h_k^p + h_{k+1}^p} \left(u_k^{p+\frac{1}{2}} - u_{k+1}^{p+\frac{1}{2}} \right) \right]$$

Etapa 2:

$$\frac{\bar{\omega}_k^{p+\frac{1}{2}}}{\frac{1}{2}h_{k-1}^{p+\frac{1}{2}} + h_k^{p+\frac{1}{2}} + \frac{1}{2}h_{k+1}^{p+\frac{1}{2}}} \left[\frac{h_k^{p+\frac{1}{2}} + h_{k+1}^{p+\frac{1}{2}}}{h_{k-1}^{p+\frac{1}{2}} + h_k^{p+\frac{1}{2}}} \left(u_{k-1}^{p+1} - u_k^{p+1} \right) + \frac{h_{k-1}^{p+\frac{1}{2}} + h_k^{p+\frac{1}{2}}}{h_k^{p+\frac{1}{2}} + h_{k+1}^{p+\frac{1}{2}}} \left(u_k^{p+1} - u_{k+1}^{p+1} \right) \right]$$

Donde

$\bar{\omega}_k^p = \bar{\omega}_{m+\frac{1}{2},n,k}^p = \frac{1}{4} \left(\omega_{m,n,k-\frac{1}{2}}^p + \omega_{m,n,k+\frac{1}{2}}^p + \omega_{m+1,n,k-\frac{1}{2}}^p + \omega_{m+1,n,k+\frac{1}{2}}^p \right)$ es el valor promedio de ω^p en $(m + \frac{1}{2}, n, k)$

$$h_{m+\frac{1}{2},n,k}^p = \Delta\sigma_k \bar{H}_{m+\frac{1}{2},n}^p$$

$$\text{Con } \bar{H}_{m+\frac{1}{2},n}^p = \frac{1}{2} \left(\zeta_{m,n}^p + \zeta_{m+1,n}^p + d_{m+\frac{1}{2},n-\frac{1}{2}} + d_{m+\frac{1}{2},n+\frac{1}{2}} \right)$$

Término barotrópico $-g \frac{\partial \zeta}{\partial x}$ en $(m + \frac{1}{2}, n, k)$

$$\text{Etapa 1: } -g \left(\zeta_{m+1,n}^{p+\frac{1}{2}} - \zeta_{m,n}^{p+\frac{1}{2}} \right) / \Delta x$$

Para la Etapa 2 se utiliza la misma expresión que en la Etapa 1. En la primera etapa la expresión es implícita y en la segunda etapa es explícita.

Término de viscosidad horizontal $\nu_H \left(\frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} \right)$ en $(m + \frac{1}{2}, n, k)$

Etapa 1: 0

$$\text{Etapa 2: } 2\nu_H \left[S_{xx} \left(u_{m+\frac{1}{2},n}^{p+1} \right) + S_{yy} \left(u_{m+\frac{1}{2},n}^{p+1} \right) \right]$$

Con

$$S_{xx} \left(u_{m+\frac{1}{2},n}^{p+1} \right) = \left(u_{m-\frac{1}{2},n}^{p+1} - 2u_{m+\frac{1}{2},n}^{p+1} + u_{m+\frac{1}{2},n}^{p+1} \right) / \Delta x^2$$

$$S_{yy} \left(u_{m+\frac{1}{2},n}^{p+1} \right) = \left(u_{m+\frac{1}{2},n-1}^{p+1} - 2u_{m+\frac{1}{2},n}^{p+1} + u_{m+\frac{1}{2},n+1}^{p+1} \right) / \Delta y^2$$

Término de viscosidad vertical $\frac{1}{(d+\zeta)^2} \frac{\partial}{\partial \sigma} \left(\nu_V \frac{\partial u}{\partial \sigma} \right)$ en $(m + \frac{1}{2}, n, k)$

Etapa 1:

$$\frac{1}{h_k^p} \left[\nu_{V_{k-\frac{1}{2}}} \frac{u_{k-1}^{p+\frac{1}{2}} - u_k^{p+\frac{1}{2}}}{\frac{1}{2}(h_{k-1}^p + h_k^p)} - \nu_{V_{k+\frac{1}{2}}} \frac{u_k^{p+\frac{1}{2}} - u_{k+1}^{p+\frac{1}{2}}}{\frac{1}{2}(h_k^p + h_{k+1}^p)} \right]$$

Etapa 2:

$$\frac{1}{h_k^{p+\frac{1}{2}}} \left[v_{V, k-\frac{1}{2}} \frac{u_{k-1}^{p+1} - u_k^{p+1}}{\frac{1}{2} \left(h_{k-1}^{p+\frac{1}{2}} + h_k^{p+\frac{1}{2}} \right)} - v_{V, k+\frac{1}{2}} \frac{u_k^{p+1} - u_{k+1}^{p+1}}{\frac{1}{2} \left(h_k^{p+\frac{1}{2}} + h_{k+1}^{p+\frac{1}{2}} \right)} \right]$$

Término de Coriolis fv en $(m + \frac{1}{2}, n, k)$

Etapa 1: $f \bar{v}_{m+\frac{1}{2}, n}^{p+\frac{1}{2}}$

Para la Etapa 2 se utiliza la misma expresión que en la Etapa 1. En la primera etapa la expresión es implícita y en la segunda etapa es explícita.

A.3.2 Discretización de las ecuaciones de continuidad

La discretización de $\frac{\partial \zeta}{\partial t}$ en (m, n) es equivalente a la discretización de $\frac{\partial u}{\partial t}$.

$\frac{\partial(d+\zeta)U}{\partial x}$ en (m, n)

Etapa 1: $\sum_k \Delta \sigma_k \left(\bar{H}_{m+\frac{1}{2}, n, k}^{p+\frac{1}{2}} u_{m+\frac{1}{2}, n, k}^{p+\frac{1}{2}} - \bar{H}_{m-\frac{1}{2}, n, k}^{p+\frac{1}{2}} u_{m-\frac{1}{2}, n, k}^{p+\frac{1}{2}} \right) / \Delta x$

Para la Etapa 2 se utiliza la misma expresión que en la Etapa 1. En la primera etapa la expresión es implícita y en la segunda etapa es explícita.

$\frac{\partial(d+\zeta)V}{\partial y}$ en (m, n)

Etapa 1: $\sum_k \Delta \sigma_k \left(\bar{H}_{m, n+\frac{1}{2}, k}^p v_{m, n+\frac{1}{2}, k}^p - \bar{H}_{m, n-\frac{1}{2}, k}^p v_{m, n-\frac{1}{2}, k}^p \right) / \Delta y$

Etapa 2: $\sum_k \Delta \sigma_k \left(\bar{H}_{m, n+\frac{1}{2}, k}^{p+1} v_{m, n+\frac{1}{2}, k}^{p+1} - \bar{H}_{m, n-\frac{1}{2}, k}^{p+1} v_{m, n-\frac{1}{2}, k}^{p+1} \right) / \Delta y$

$\frac{\partial(d+\zeta)u}{\partial x}$ en (m, n, k)

Etapa 1: $\left(\bar{H}_{m+\frac{1}{2}, n, k}^{p+\frac{1}{2}} u_{m+\frac{1}{2}, n, k}^{p+\frac{1}{2}} - \bar{H}_{m-\frac{1}{2}, n, k}^{p+\frac{1}{2}} u_{m-\frac{1}{2}, n, k}^{p+\frac{1}{2}} \right) / \Delta x$

Para la Etapa 2 se utiliza la misma expresión que en la Etapa 1. En la primera etapa la expresión es implícita y en la segunda etapa es explícita.

$$\frac{\partial(d+\zeta)v}{\partial y} \text{ en } (m, n, k)$$

$$\text{Etapa 1: } \left(\bar{H}_{m,n+\frac{1}{2},k}^p v_{m,n+\frac{1}{2},k}^p - \bar{H}_{m,n-\frac{1}{2},k}^p v_{m,n-\frac{1}{2},k}^p \right) / \Delta y$$

$$\text{Etapa 2: } \left(\bar{H}_{m,n+\frac{1}{2},k}^{p+1} v_{m,n+\frac{1}{2},k}^{p+1} - \bar{H}_{m,n-\frac{1}{2},k}^{p+1} v_{m,n-\frac{1}{2},k}^{p+1} \right) / \Delta y$$

$$\frac{\partial\omega}{\partial\sigma} \text{ en } (m, n, k)$$

$$\text{Etapa 1: } \left(\omega_{k-\frac{1}{2}}^{p+\frac{1}{2}} - \omega_{k+\frac{1}{2}}^{p+\frac{1}{2}} \right) / \Delta\sigma_k$$

$$\text{Etapa 2: } \left(\omega_{k-\frac{1}{2}}^{p+1} - \omega_{k+\frac{1}{2}}^{p+1} \right) / \Delta\sigma_k$$

A.3.3 Discretización de la ecuación de transporte

Para resolver la ecuación de transporte se utiliza un método basado en la integración temporal implícita de la advección y la difusión. Para la discretización espacial, el Delft3D-FLOW utiliza una combinación de un esquema *upwind* de tercer orden y un esquema central de segundo orden.

La advección vertical es integrada implícitamente para evitar restricciones al paso temporal relacionadas con la estabilidad. Para la discretización espacial se utiliza un esquema central de segundo orden. La difusión vertical es discretizada mediante un método implícito con una aproximación central de segundo orden.

Para evitar concentraciones negativas de cantidades escalares se utiliza un filtro que introduce difusión numérica localmente (*Forester filter*).

La discretización del flujo advectivo en la dirección x en (m, n, k) es dada por:

$$\frac{\partial uc}{\partial x} = \left(\frac{F_{m+\frac{1}{2},n,k} - F_{m-\frac{1}{2},n,k}}{\Delta x} \right)$$

La interpolación para el flujo escalar $F_{m+\frac{1}{2},n,k}$ en el punto de velocidad u es dada por:

$$F_{m+\frac{1}{2},n,k} = u_{m+\frac{1}{2},n,k} h_{m+\frac{1}{2},n,k} \left(\frac{10c_{m,n,k} - 5c_{m-1,n,k} + c_{m-2,n,k}}{6 \Delta x} \right), \quad \text{si } u_{m+\frac{1}{2},n,k} \geq 0$$

$$F_{m+\frac{1}{2},n,k} = u_{m+\frac{1}{2},n,k} h_{m+\frac{1}{2},n,k} \left(\frac{10c_{m+1,n,k} - 5c_{m+2,n,k} + c_{m+3,n,k}}{6 \Delta x} \right), \quad \text{si } u_{m+\frac{1}{2},n,k} < 0$$

La discretización del flujo advectivo en la dirección y en (m, n, k) es dada por:

$$\frac{\partial v c}{\partial y} = \left(\frac{G_{m,n+\frac{1}{2},k} - G_{m,n-\frac{1}{2},k}}{\Delta y} \right)$$

La interpolación para el flujo escalar $G_{m,n+\frac{1}{2},k}$ en el punto de velocidad v es dada por:

$$G_{m,n+\frac{1}{2},k} = v_{m,n+\frac{1}{2},k} h_{m,n+\frac{1}{2},k} \left(\frac{c_{m,n,k} - c_{m,n+1,k}}{2} \right)$$

La advección vertical en (m, n, k) , se discretiza con un esquema central:

$$\frac{1}{d + \zeta} \frac{\partial \omega c}{\partial \sigma} = \frac{1}{d + \zeta} \left(\frac{F_{m,n,k-1} - F_{m,n,k}}{\Delta \sigma} \right)$$

Con el flujo $F_{m,n,k}$ determinado por:

$$F_{m,n,k} = \omega_{m,n,k} \left(\frac{c_{m,n,k} - c_{m,n,k-1}}{2} \right)$$

A.4 Mojado y secado

El embalse de Paso Severino presenta canales principales que transportan agua la mayor parte del tiempo, y planicies de inundación que transportan agua únicamente durante eventos de crecida.

La reproducción precisa del mojado y secado de las planicies de inundación es una característica importante de los modelos numéricos basados en las ecuaciones de aguas someras.

En el Delft3D-FLOW, el proceso de mojado y secado se representa eliminando celdas del dominio, que se “secan” cuando baja el nivel de agua; y agregando celdas que se “mojan” cuando el nivel de agua aumenta. El mojado y secado produce un movimiento discontinuo de los bordes cerrados, y puede generar pequeñas oscilaciones en los niveles de agua y velocidades.

A.4.1 Criterios de mojado y secado

Si la profundidad total de agua en un punto de velocidad $H_{m,n}^U$ (ver Figura A-6) es menor a la *mitad* de un valor de *profundidad umbral* especificada por el usuario, el punto de velocidad se torna seco. Cuando los cuatro puntos de velocidad de una celda que rodea un punto de nivel de agua están secos, esta celda se establecerá como seca. Si el nivel de agua aumenta y la profundidad total de agua supera a la *profundidad umbral*, el punto de velocidad se torna mojado nuevamente.

Al umbral de secado se le asigna la mitad del valor del umbral para prevenir cambios de estado en dos pasos de tiempo consecutivos, debido a oscilaciones introducidas por el algoritmo de cálculo.

La profundidad total de agua en un punto de nivel $H_{m,n}^\zeta$ (ver Figura A-6), debe ser positiva para garantizar un volumen de control positivo. Si la profundidad de agua se torna negativa, los cuatro puntos de velocidad de la celda se establecen como secos.

La *profundidad umbral* δ es especificada por el usuario, y la profundidad total de agua en los puntos de velocidad y en los puntos de nivel es computada por el modelo. Como se describió en el punto A.1, en Delft3D-FLOW la profundidad del fondo se especifica en los vértices de las celdas. En el punto A.4.2 y punto A.4.3 se describen los algoritmos para determinar la profundidad del fondo en los puntos de nivel (centros de celda) y de velocidad (caras de celda), los cuales permitirán obtener la profundidad total de agua necesaria para comparar con la profundidad umbral en cada punto de interés. En la Figura A-6 se presenta la profundidad de fondo para los distintos puntos de una celda.

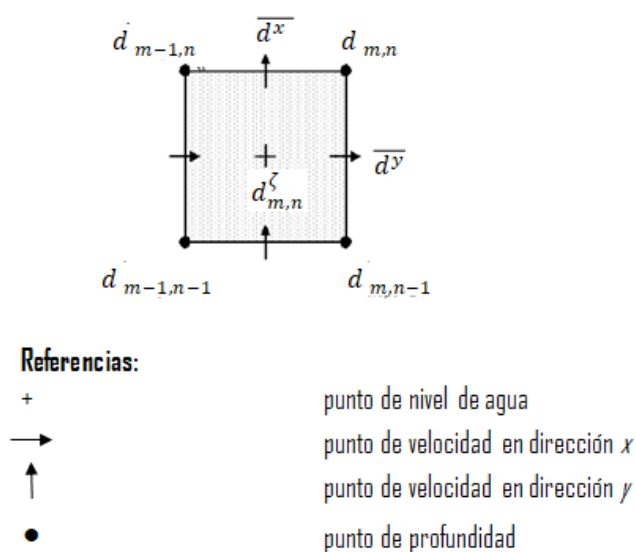


Figura A-0-6: Definición de la profundidad del fondo en una celda

\bar{d}^x y \bar{d}^y representan la profundidad del fondo en los puntos de velocidad, mientras que $d_{m,n}^\zeta$ representa la profundidad del fondo en el punto de nivel.

A.4.2 Profundidad del fondo en puntos de nivel de agua

La profundidad total del agua en un punto de nivel $H_{m,n}^\zeta$ se define como:

$$H_{m,n}^\zeta = d_{m,n}^\zeta + \zeta_{m,n}$$

Donde $d_{m,n}^\zeta$ es la profundidad del fondo en el punto de nivel y $\zeta_{m,n}$ es el nivel de agua.

El algoritmo utilizado para determinar $d_{m,n}^\zeta$ a partir de los cuatro puntos de profundidad circundantes puede ser especificado por el usuario, encontrándose disponibles las siguientes opciones:

MAX: $d_{m,n}^\zeta = \max(d_{m,n}, d_{m-1,n}, d_{m,n-1}, d_{m-1,n-1})$

MIN: $d_{m,n}^\zeta = \min(d_{m,n}, d_{m-1,n}, d_{m,n-1}, d_{m-1,n-1})$

MEAN: $d_{m,n}^\zeta = 0,25.(d_{m,n} + d_{m-1,n} + d_{m,n-1} + d_{m-1,n-1})$

DP: $d_{m,n}^\zeta = d_{m,n}$

En la opción DP, los puntos de profundidad del fondo son trasladados hacia el centro de la celda en lugar de definirse en los vértices.

A.4.3 Profundidad total de agua en puntos de velocidad

En grillas escalonadas, la profundidad total de agua en puntos de velocidad se determina como la suma de la profundidad del fondo y el nivel de agua:

$$H_{m,n}^U = \bar{d}^y + \zeta^x$$

Para computar la profundidad del fondo en el punto de velocidad (\bar{d}^y) se disponen de las siguientes opciones:

MEAN: $\bar{d}^y = \frac{d_{m,n} + d_{m,n-1}}{2}$

MIN: $\bar{d}^y = \min(d_{m,n}^\zeta, d_{m+1,n}^\zeta)$

$$\text{UPW: } \bar{d}^y = \begin{cases} d_{m,n}^\zeta & \text{si } U_{m,n} > 0 \\ d_{m+1,n}^\zeta & \text{si } U_{m,n} < 0 \\ \min(d_{m,n}^\zeta, d_{m+1,n}^\zeta) & \text{si } U_{m,n} = 0 \end{cases}$$

El nivel de agua en un punto de velocidad $\bar{\zeta}^x$ se determina como el promedio de los niveles de agua computados a cada lado de la cara de celda de interés:

$$\bar{\zeta}^x = \frac{\zeta_{m,n} + \zeta_{m+1,n}}{2}$$

A.5 Parámetro de suavizado para las condiciones de borde

La solución de las ecuaciones queda determinada por un conjunto de condiciones iniciales y condiciones de borde.

Las condiciones de borde representan las forzantes externas y determinan la solución de estado estacionario. La desviación entre las condiciones iniciales y el estado estacionario genera un transitorio.

En Delft3D-FLOW las condiciones iniciales son obtenidas de:

- Campos prescritos por el usuario, uniformes o variables en el espacio (arranque en frío).
- Los resultados de una simulación previa (arranque en caliente).

Los valores iniciales son usualmente inconsistentes con las condiciones de borde al comienzo de la simulación. Esto genera una solución transitoria, consistente en ondas que pueden ser reflejadas en los bordes y generar un sistema de ondas estacionarias. Las ondas deben ser disipadas completamente por los términos de fricción de fondo y viscosidad, o dejar el dominio a través de los bordes abiertos. La amortiguación de la solución transitoria determina el tiempo de spin-up del modelo.

Para reducir la amplitud de la onda transitoria y el tiempo de spin-up del modelo, Delft3D-FLOW tiene la opción de activar el forzamiento de las condiciones de borde gradualmente mediante el uso de un período de suavizado (T_{smo}):

$$F_b^{smo}(t) = (1 - \alpha) \cdot F_b(t) + \alpha F_i(t)$$

Donde:

$$\alpha = \begin{cases} \frac{T_{smo} - t}{T_{smo}}, & t < T_{smo} \\ 0, & t \geq T_{smo} \end{cases}$$

$F_i(t)$ es el valor inicial en el borde abierto;

$F_b(t)$ es la condición de borde;

$F_b^{smo}(t)$ es la condición de borde luego del suavizado.

Si las condiciones iniciales son consistentes con las condiciones de borde al inicio de la simulación, el tiempo de suavizado es cero.

Anexo B

Estándares de calidad de agua

De acuerdo al Artículo 3° del Decreto 253/979 y modificativos, los cursos o cuerpos de agua de Uruguay se clasifican según sus preponderantes en las siguientes cuatro clases:

Clase 1

Aguas destinadas o que puedan ser destinadas al abastecimiento de agua potable a poblaciones con tratamiento convencional.

Clase 2

a) Aguas destinadas al riego de hortalizas o plantas frutícolas u otros cultivos destinados al consumo humano en su forma natural, cuando éstas son usadas a través de sistemas de riego que provocan el mojado del producto.

b) Aguas destinadas a recreación por contacto directo con el cuerpo humano.

Clase 3

Aguas destinadas a la preservación de los peces en general y de otros integrantes de la flora y fauna hídrica, o también aguas destinadas al riego de cultivos cuyo producto no se consume en forma natural o en aquellos casos que siendo consumidos en forma natural se apliquen sistemas de riego que no provocan el mojado del producto.

Clase 4

Aguas correspondientes a los cursos o tramos de cursos que atraviesan zonas urbanas o suburbanas que deban mantener una armonía con el medio, o también aguas destinadas al riego de cultivos cuyos productos no son destinados al consumo humano en ninguna forma.

En el Artículo 5° se establecen estándares para distintos parámetros que deberá cumplir cada curso de agua según su clasificación. En la Tabla B-1 y B-2 se presentan los estándares para Clase 1 y Clase 3 respectivamente.

Tabla B-1: Estándares de calidad para Clase 1 según Decreto 253/979 y modificativos.

Parámetro	Estándar
Olor	No perceptible
Materiales flotantes y espumas no naturales	Ausentes
Color no natural	Ausente
Turbiedad	Máximo 50 NTU
pH	Entre 6,5 y 8,5
Oxígeno Disuelto	Mín. 5 mg/L
DBO₅	Máx. 5 mg/L
Aceites y grasas	Virtualmente ausentes
Detergentes	Máx. 0,5 mg/L en LAS
Sustancias fenólicas	Máx. 0,001 mg/L en C ₆ H ₅ OH
Amoníaco libre	Máx. 0,02 mgN/L
Nitratos	Máx. 10 mgN/L
Fósforo total	Máx. 0,025 mgP/L
Coliformes fecales	No se deberá exceder el límite de 2000 CF/100mL en ninguna de al menos 5 muestras, debiendo la media geométrica de las mismas estar por debajo de 1000 CF/100mL
Cianuro	Máx. 0,005 mg/L
Arsénico	Máx. 0,005 mg/L
Cadmio	Máx. 0,001 mg/L
Cobre	Máx. 0,2 mg/L
Cromo total	Máx. 0,05 mg/L
Mercurio	Máx. 0,0002 mg/L
Níquel	Máx. 0,02 mg/L
Plomo	Máx. 0,03 mg/L
Zinc	Máx. 0,03 mg/L

Tabla B-2: Estándares de calidad para Clase 3 según Decreto 253/979 y modificativos.

Parámetro	Estándar
Olor	No perceptible
Materiales flotantes y espumas no naturales	Ausentes
Color no natural	Ausente
Turbiedad	Máximo 50 NTU
pH	Entre 6,5 y 8,5
Oxígeno Disuelto	Mín. 5 mg/L
DBO₅	Máx. 10 mg/L
Aceites y grasas	Virtualmente ausentes
Detergentes	Máx. 1 mg/L en LAS
Sustancias fenólicas	Máx. 0,2 mg/L en C ₆ H ₅ OH
Amoníaco libre	Máx. 0,02 mgN/L
Nitratos	Máx. 10 mgN/L
Fósforo total	Máx. 0,025 mgP/L
Coliformes fecales	No se deberá exceder el límite de 2000 CF/100mL en ninguna de al menos 5 muestras, debiendo la media geométrica de las mismas estar por debajo de 1000 CF/100mL
Cianuro	Máx. 0,005 mg/L
Arsénico	Máx. 0,005 mg/L
Cadmio	Máx. 0,001 mg/L
Cobre	Máx. 0,2 mg/L
Cromo total	Máx. 0,05 mg/L
Mercurio	Máx. 0,0002 mg/L
Níquel	Máx. 0,02 mg/L
Plomo	Máx. 0,03 mg/L
Zinc	Máx. 0,03 mg/L