

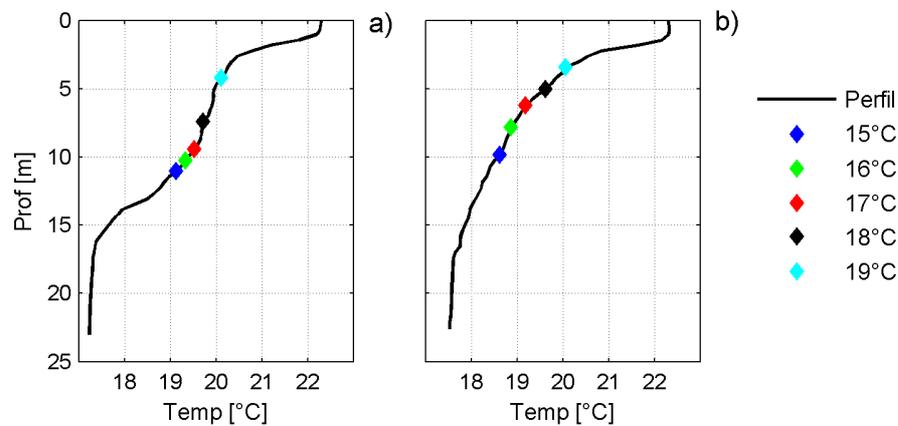
capas homogéneas de 0.4 m y las ecuaciones se resolvieron capa a capa. No se tomó un perfil cercano a la entrada del afluente, ya que se espera que esté influenciado por la corriente intrusiva.

La sección transversal efectiva y la pendiente del lecho fueron obtenidas de la batimetría del año 2008 (Figura 2-2). Se supuso una sección triangular con ángulo de base $2\theta=170^\circ$ y se estimó la pendiente del lecho en 0.0069. El coeficiente de dragado se estableció en 0.015, que corresponde a un coeficiente aproximado de Manning igual a 0.036, valor reportado en Ortega A. & Restrepo S. (2010). El coeficiente inicial de mezcla fue de 0.10, y el caudal del afluente igual a $1.5 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ y $2.5 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ en la primera y segunda campaña respectivamente.

La Figura 4-30 muestra el nivel de intrusión estimado de la corriente de densidad, según la variación de la temperatura medida durante un ciclo diario, superpuesto en el perfil de temperatura característico de las dos primeras campañas. Como se puede observar, la pluma alcanza su nivel de intrusión entre los 4 y 12 m de profundidad en la primera campaña y entre los 3 y 10 m en la segunda.

Teniendo presente que los cambios diarios de la temperatura en el embalse está restringida a los primeros 4 metros de la columna de agua (ver sección 4.1.6), el resultado revela que, dado los cambios de temperatura en el ciclo diario, y teniendo en cuenta los procesos de mezcla, el nivel de intrusión neutro puede estar en un rango que varía entre los 3 y 12 m de profundidad para las diferentes campañas. Esto es muy importante para el ecosistema porque las sustancias que ingresan al embalse transportados con los afluentes, se distribuirían en un rango de profundidad alrededor de los 9 m en el ciclo diario.

Figura 4-29: Nivel de intrusión de la pluma en el perfil de temperatura característico de (a) primera campaña y (b) segunda campaña, según diferentes temperaturas del Afluente PyE registrados en el ciclo diario.



4.2.3 Campo cercano del chorro de Pantanillo Sumergido y su nivel de flotabilidad neutra

Los resultados de los perfiles medidos de temperatura, conductividad y turbidez en el cuenco sur, revelaron que la profundidad de intrusión de la pluma del bombeo se encuentra entre los 5 y 14 m. Teniendo presente que la profundidad donde se establece la pluma es producto del efecto combinado del Bombeo Superficial y del Bombeo Sumergido, y que éste último tiene un comportamiento especial debido a su entrada como un chorro con momentum inicial, se investigó individualmente y se estimó la profundidad a la cual las aguas provenientes de Pantanillo Sumergido encuentran su nivel neutro.

A medida que la pluma de Pantanillo Sumergido asciende, el momentum inicial es disipado por la acción de la fuerza de gravedad y procesos de mezcla producto de la incorporación de agua del medio circundante hacia ella. Si el momentum inicial es disipado completamente antes de llegar a la superficie, la pluma se incorpora al sistema en el nivel de flotabilidad neutro. Si ésta alcanza la superficie, el agua de la pluma desciende rápidamente a un punto de igual densidad con el medio.

La profundidad de intrusión fue estimada mediante el modelo integral de chorro simple, ecuación (4.2-9) a ecuación (4.2-11). En la aplicación del modelo se supone que la dirección preferencial del desarrollo de la pluma es vertical, no se considera corrientes horizontales o flujos cruzados (“*crossflows*”), el flujo es permanente y la densidad del agua en el embalse es uniforme en la dirección horizontal (para mayor detalle ver e.g. Fischer et al. (1979) o Morillo et al. (2009)).

$$\frac{d}{dz}(\pi b_w^2 w) = 2\pi E_j b_w w \quad (4.2-9)$$

$$\frac{d}{dz}\left(\frac{\pi}{2} b_w^2 w^2\right) = \pi g' \lambda^2 b_w^2 \quad (4.2-10)$$

$$\frac{d}{dz}\left(\pi g' \frac{\lambda^2}{1+\lambda^2} w b_w^2\right) = -g \frac{d\varepsilon}{dz} \pi b_w^2 w \quad (4.2-11)$$

donde b_w es el radio del chorro [m], w es la velocidad en el eje central del chorro [$\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$], $\lambda = 1.2$ es un coeficiente obtenido mediante experimentación, g' la gravedad reducida [$\text{m} \cdot \text{s}^{-2}$], y $d\varepsilon/dz$ es el gradiente de densidad [$\text{kg} \cdot \text{m}^{-4}$]. E_j es el coeficiente de incorporación, y asumido igual a 0.0535, (Fischer et al., 1979)

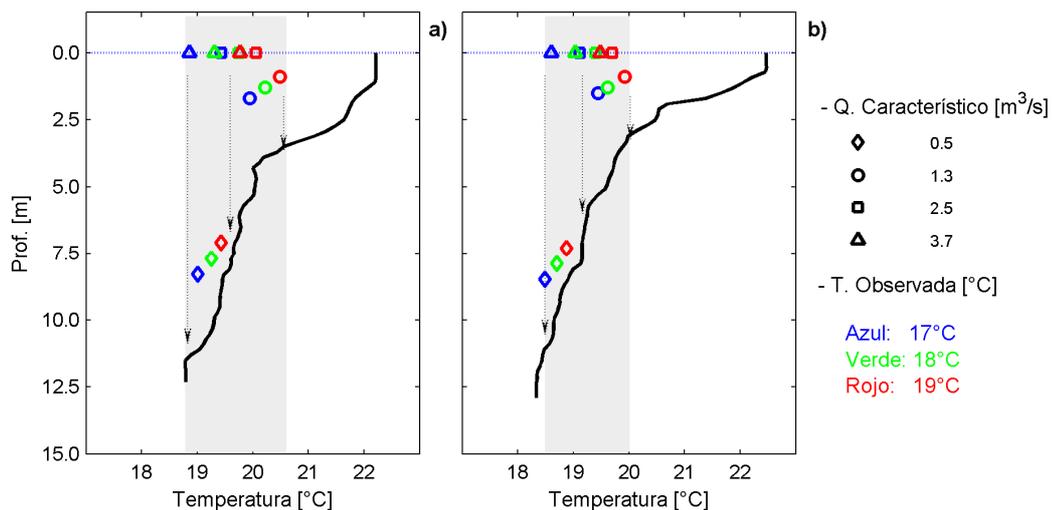
Se analizaron las dos primeras campañas de campo, debido que sólo en ellas se presentó un aporte importante del bombeo sumergido. De cada campaña se seleccionó un perfil característico de densidad que no estuviera influenciado localmente por el bombeo. El diámetro de salida se asumió igual a 0.61 m, según lo reportado por EPM de la tubería que dispone las aguas del bombeo al embalse.

Resultados

Teniendo en cuenta que la operación del bombeo es controlada, los caudales de entrada por Pantanillo Sumergido dependen de la cantidad de grupos de bombas en funcionamiento, por lo tanto, se estudió el comportamiento del chorro para caudales de 1.3, 2.5 y 3.7 $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ que son propios de uno, dos y tres grupos de bombas respectivamente. También se analizó para un caudal de 0.5 $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, el cual corresponde al caudal mínimo reportado por EPM. La densidad del afluyente fue calculada con base sólo a la temperatura, la cual varió entre 17°C y 19°C según las mediciones realizadas (sección 4.1.4).

La Figura 4-30 muestra la ubicación de llegada de la pluma para un caudal dado (figura geométrica en la leyenda) y temperatura inicial del chorro (colores en la leyenda). Así, un caudal de 3.7 $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, con una temperatura inicia de 17°C alcanza la superficie con una temperatura final de 19°C. Los resultados mostraron que para caudales de dos y tres grupos de bombas, es decir, caudales de 2.5 y 3.7 $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ respectivamente, y a cualquier temperatura, el chorro alcanza la superficie, debido a que el momentum inicial no se disipa totalmente en el ascenso. El momentum impartido por un caudal correspondiente a un solo grupo de bombas, es decir 1.3 $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, no es suficiente para alcanzar la superficie, estando tan sólo a 2 m de ella. Un caudal de salida 0.5 $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ sólo alcanza en promedio 7.5 m de profundidad

Figura 4-30: Ubicación de la pluma y temperatura final del chorro luego de que el momentum inicial fue disipado, en perfiles característicos de temperatura cerca al bombeo en (a) primera campaña y (b) segunda campaña. Las flechas indican el descenso de la pluma una vez cesa el momentum del chorro. La línea azul punteada representa la superficie del agua.



La diferencia de temperatura entre la temperatura inicial de salida y la temperatura final, obtenida luego de la mezcla producida por el caudal atrapado del medio, fue del orden de

2°C, 1.5°C, y 1.2°C para los caudales de 3.7 y 2.5 m³ · s⁻¹, saliendo con una temperatura inicial de 17°C, 18°C y 19°C respectivamente. Esto indica que la máxima temperatura alcanzada una vez se disipa el momentum, es un poco más de 20°C y la mínima es cerca de 19°C. Cuando el chorro cesa su ascenso al alcanzar la superficie, busca su nivel de flotabilidad neutra en la columna de agua, la cual se encuentra alrededor de la temperatura de llegada del chorro a superficie. Así, el rango de profundidad en que la pluma del chorro se puede incorporar, siguiendo este modelo, está entre los 3 y 11.5 m, muy similar a lo observado en las mediciones y soporta la idea de que el rango observado entre los 5 y 14 m de profundidad es la zona de intrusión de la pluma de Pantanillo Sumergido.

4.3 Actividades de Modelación Numérica

4.3.1 Selección de la malla horizontal, vertical e intervalo de tiempo de cálculo

El efecto del tamaño de la malla horizontal en la evolución de la estructura térmica se estudió con dos mallas horizontales de cálculo de celdas cuadradas de 30x30 y 20x20 m, originadas a partir de la información batimétrica del año 2008 (EPM, 2009). Las condiciones de borde e inicial, el número de capas en la vertical y el intervalo de tiempo de cálculo fueron iguales en las simulaciones. Los forzantes atmosféricos variaron durante un ciclo diurno según la variación típica observada en las campañas de campo, y fue repetido durante 30 días que duró la simulación. Sólo se simuló los flujos de entrada del Afluente PyE y Pantanillo Superficial, con un caudal constante de 2.5 y 4.0 m³ · s⁻¹ respectivamente y temperatura constante igual a 17°C. El caudal de salida fue 6.5 m³ · s⁻¹, captado desde la compuerta superior (compuerta 3). La cobertura de nubes se asumió constante e igual a 0.7 y el coeficiente de extinción de luz fue igual a 0.6 m⁻¹. Se impuso como condición inicial tres perfiles de temperatura característicos en diferentes zonas del embalse. 49 capas en la malla vertical de resolución densa en superficie y discretas en el fondo fueron usadas. El intervalo de tiempo de cálculo fue igual a 30 s.

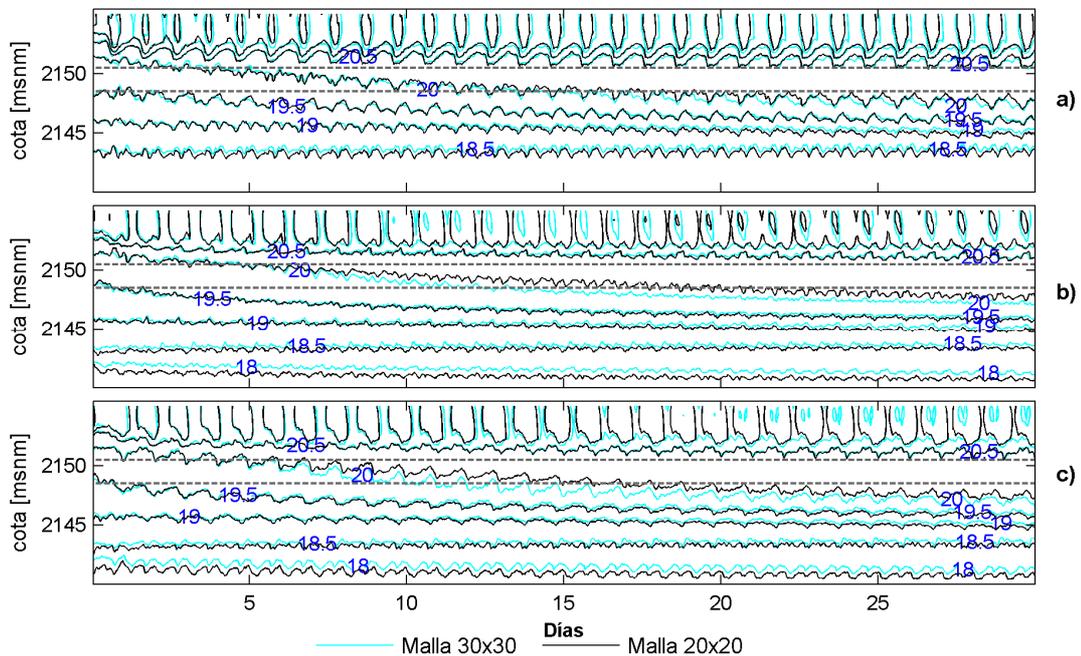
La condición de *Courant-Friedrichs-Lewy* (CFL) fue menor a 1 en todas las direcciones, y en todo el tiempo de simulación, garantizando la estabilidad numérica y confiabilidad en los resultados. En la Figura 4-31 se muestra la evolución temporal de la temperatura con intervalos cada 0.5°C, hasta 15 m de profundidad, en tres de los siete puntos estáticos (LFE3, LFE7 y LFE6). Se destaca que las isotermas conservaron la misma tendencia y estuvieron en la misma profundidad durante el período simulado para las dos mallas estudiadas. Se observa también como la capa superficial sigue el patrón de mezcla diario debido al enfriamiento y calentamiento en la superficie, y que en las capas más profundas son menores las oscilaciones de las isotermas.

Resultados

Diferencias en temperatura fueron observadas en la zona de mezcla, donde la temperatura obtenida con la malla de 30 m fue alrededor de 0.2°C más caliente a la obtenida con la malla de 20 m. No obstante, la profundidad de la zona de mezcla fue la misma y el calentamiento sólo se produjo en la capa más superficial. Las diferencias observadas en la temperatura, debido al tamaño de la malla horizontal, no fueron representativas, y se concluye que cualquiera de las dos mallas representa las características generales de la estructura térmica.

Se puede observar que a nivel de la compuerta, zona delimitada por las líneas discontinuas, la isoterma de 20°C se profundizó, separándose rápidamente de la isoterma de 20.5°C , sugiriendo mezcla por efecto de algún mecanismo físico como por ejemplo la extracción selectiva o los afluentes, quienes posiblemente homogenizaron la temperatura. Éste efecto también pudo ser producto de la resolución de la malla vertical, y por lo tanto, con el objetivo de observar la influencia del dominio vertical en la estructura térmica, se estudió el efecto de cinco tipos de malla, tres de ellas con diferente número de capas, y dos con el mismo número de capas, pero de diferente resolución en la vertical.

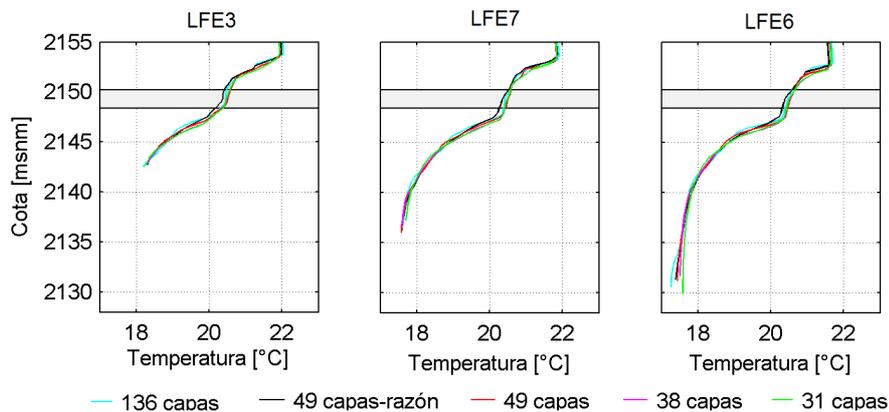
Figura 4-31: Contornos temporales de temperatura simulados con diferente malla horizontal en a) LFE3, b) LFE7 y c) LFE6



En la Figura 4-32 se muestra el resultado de los perfiles de temperatura simulados en el último día de la simulación, con las diferentes mallas verticales. Se observa que los perfiles son similares, y que la zona donde hay influencia directa de la captación permaneció

mezclada, al igual que lo mostró el resultado de la simulación con las mallas horizontales. Es destacable que no hubo cambios significativos usando la malla de 136 capas respecto a la malla de 49 capas, pues las tendencias en la forma del perfil de temperatura y los gradientes fueron iguales y sólo en algunas profundidades se observaron diferencias de 0.3°C , pero principalmente en el fondo. Lo anterior indica que mejorar la resolución vertical de la malla, hasta el punto de ser muy densa, no garantiza mejores resultados.

Figura 4-32: Perfiles de temperatura del último día de simulación, para diferente resolución en el dominio vertical.



Se analizó adicionalmente la influencia al intervalo de tiempo de cálculo en la estructura térmica para tiempos iguales a 20, 30 y 40 s respectivamente y los resultados no revelaron ningún cambio importante (no mostrado). En todas las simulaciones el CFL fue menor a 1 en las tres direcciones y en el período simulado.

Teniendo en cuenta los resultados obtenidos, la malla horizontal y vertical seleccionada se muestra en la Figura 4-33. El intervalo de tiempo de cálculo seleccionado fue de 40 s.

4.3.2 Calibración del modelo

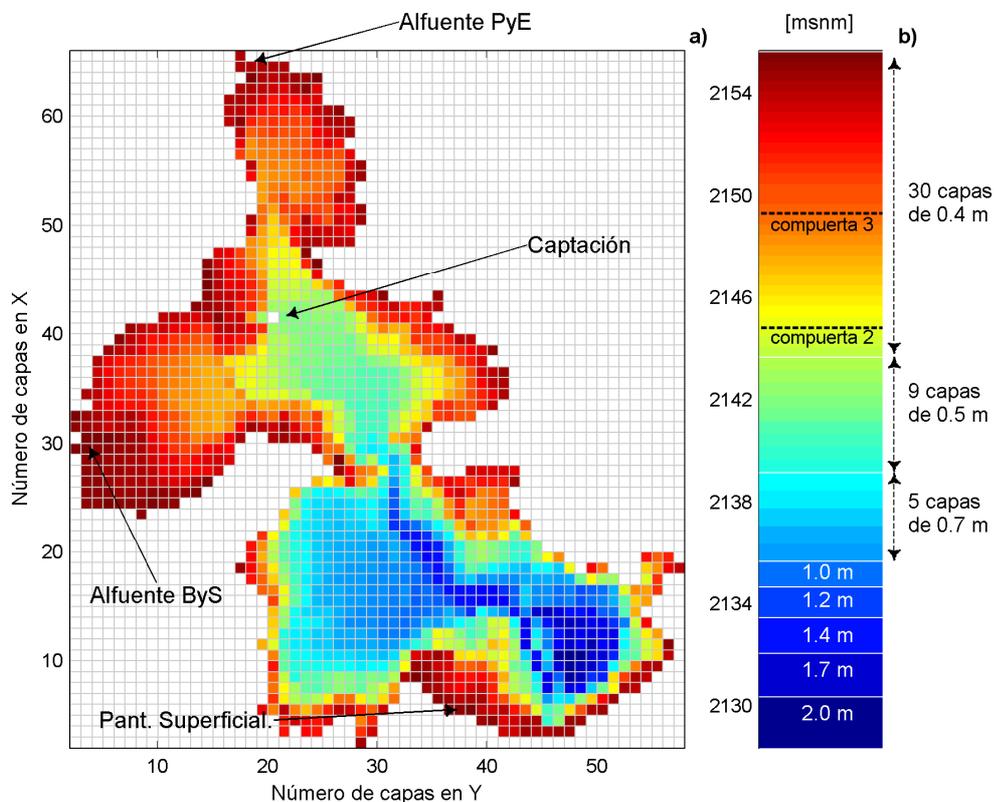
Antes de realizar la calibración del modelo numérico es necesario determinar los forzantes físicos y parámetros numéricos que ejercen influencia importante en la variable de interés, en este caso la temperatura, y posteriormente identificar en ellos la incertidumbre asociada a los datos disponibles o a las suposiciones propias del método. En este contexto, el dominio espacial fue anteriormente definido en el análisis de sensibilidad, y el modelo de turbulencia empleado en ELCOM no fue objeto de calibración, debido principalmente a que está concebido para la simulación de procesos de mezcla en cuerpos estratificados.

Forzantes físicos en cuerpos estratificados del trópico como la magnitud y dirección del viento, el coeficiente de extinción de luz, la temperatura de entrada de los ríos y flujos de calor de la atmósfera (indirectamente de la cobertura de nubes o temperatura ambiente),

han sido anteriormente estudiados y es claro que ejercen una importancia influencia en la estructura térmica de sistemas tropicales (e.g. Villegas, 2004; Ramos, 2007; Chalarca, 2008; Marín, 2008), por lo tanto, si alguno de ellos no es bien medido, debe ser calibrado.

Teniendo en cuenta los comentarios anteriores, el proceso de calibración se centró principalmente en las condiciones iniciales de temperatura, el coeficiente de extinción de luz, las variables que determinan los flujos de calor atmosférico y finalmente, el caudal y temperatura de los ríos. Se utilizó información de la segunda campaña de campo, debido principalmente a la falta de información de caudales afluentes en la primera campaña y dejando la información de la tercera campaña para la validación.

Figura 4-33: Malla seleccionada: (a) configuración horizontal y (b) capas en la vertical.



- *Condiciones iniciales y tiempo de simulación*

Las condiciones iniciales se tomaron de algunos perfiles de temperatura medidos en el embalse, sin hacer distinción en algún día particular, pero teniendo en cuenta que todos se tomaran aproximadamente a la misma hora. Diecisiete (17) perfiles fueron distribuidos en todo el dominio espacial, conservando por lo tanto las condiciones propias en cada zona. El tiempo total de simulación fue de 20 días, iniciando a las 15:00 horas del 14 de Mayo del 2010.

▪ *Caudales afluentes y captados*

El caudal de salida que pasa por cada una de las compuertas se asumió como la mitad del caudal totalizado reportado por EPM.

Los caudales afluentes en la entrada del embalse se estimaron con base a modelos de transposición de caudales, los cuales fueron calibrados para la segunda y tercera campaña, minimizando el error entre el nivel del embalse medido por EPM y el nivel calculado con el balance de masa que estima el modelo. El caudal de entrada por el Afluente PyE (ecuación (4.3-1)) fue estimado con base a los caudales de las estaciones Palmas y Espíritu Santo y en la cuenca del Afluente ByS (ecuación (4.3-2)), en donde no existe estación de registro de caudales, se utilizó la información de la cuenca de la quebrada Palmas, teniendo en cuenta principalmente la cercanía entre ellas, y la mayor probabilidad de homogeneidad hidrológica

$$Q_{PyE} = X_{PyE_p} Q_{Palmas} + X_{PyE_s} Q_{Santo} \quad (4.3-1)$$

$$Q_{ByS} = X_{ByS_p} Q_{Palmas} \quad (4.3-2)$$

donde Q_{PyE} es el caudal del Afluente PyE, Q_{ByS} es el caudal del Afluente ByS, Q_{Palmas} y Q_{Santo} son los caudales medidos en las quebradas Palmas y Espíritu Santo respectivamente. X_{PyE_p} y X_{PyE_s} son los factores de transposición en el Afluente PyE de las quebradas Palmas y Espíritu Santo respectivamente, y finalmente X_{ByS_p} es el factor de transposición en el Afluente ByS de la quebrada Palmas.

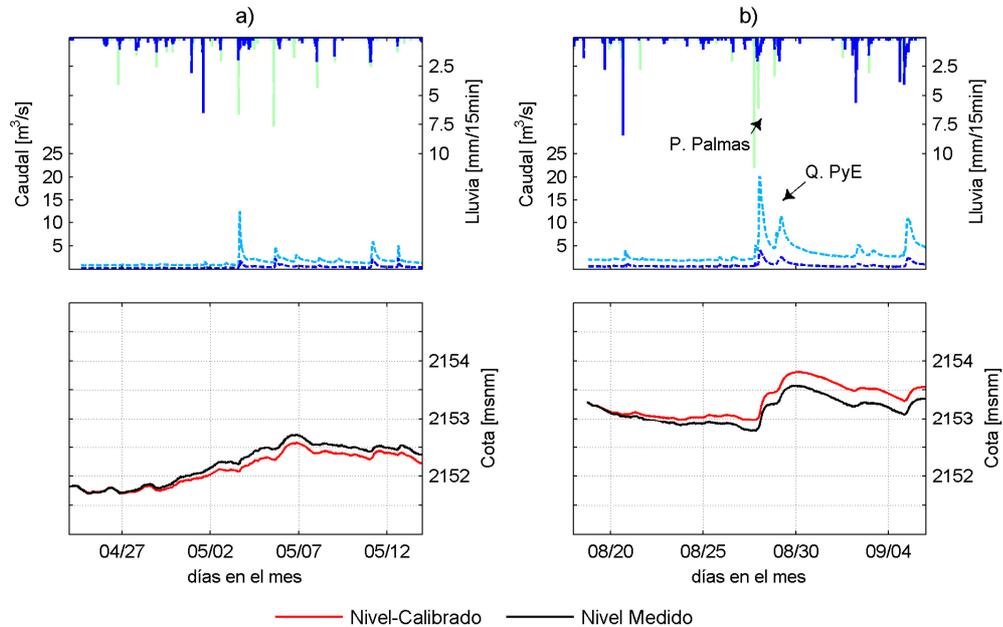
Los factores de transposición inicialmente se calcularon como función del área de drenaje de las cuencas aferentes (no mostrado), sin embargo, la diferencia entre los niveles calculados y medidos fueron altos, alcanzando 50 cm en la segunda campaña y 100 cm en la tercera. Por lo tanto, fue necesario modificar los factores sistemáticamente hasta que el error entre los niveles medidos y simulados fuera menor de 25 cm, umbral asumido aceptable en este trabajo. En la tercera campaña no fue posible definir un único factor de transposición en todo el tiempo de simulación debido a una creciente, y por lo tanto, fue necesario definir factores antes, durante y después de la misma.

Los factores de transposición obtenidos para las campañas se resumen en la Tabla 4-2 y en la Figura 4-34 se muestra el caudal calculado en cada afluente y los niveles medidos y simulados.

Tabla 4-2: Factores de transposición

| Campaña | X_{PyE_s} | X_{PyE_p} | X_{ByS_p} |
|---|--------------|--------------|--------------|
| 2 (toda la simulación) y 3 (antes y después de la creciente) | 1.17 | 1.33 | 0.76 |
| 3 (durante la creciente) | 1.00 | 1.00 | 0.38 |

Figura 4-34: Lluvia de la estación Palmas (verde) y estación la Fe (azul). Caudal estimado del Afluente PyE y Afluente ByS. Balance de masa: nivel medido y simulado en (a) segunda campaña y (b) tercera campaña.



- *Campo uniforme del viento*

Como se discutió en la sección 4.1.2, el viento es espacialmente uniforme, por lo que la información temporal del viento fue obtenida de la estación climatológica ubicada en torre de captación.

- *Coefficiente de extinción de Luz*

El coeficiente de extinción de luz fue calculado con formulaciones empíricas que lo relacionan con la profundidad del disco Secchi consultadas en Chalarca (2008), Marín (2008) y Roldán & Ramírez (2008). Se utilizaron diferentes relaciones para observar el rango en el cual varía el coeficiente, y finalmente se obtuvo un valor igual a 1.3 m^{-1} . De la sección 4.1.3 se estableció que la profundidad del disco Secchi conserva la uniformidad horizontal, por lo tanto el valor del coeficiente de extinción fue igual en todo el dominio espacial.

- *Componentes en los flujos de calor*

Cuando no se tiene medición de la radiación de onda larga, ELCOM permite calcularla en función de la cobertura de nubes, la cual fue estimada de acuerdo a las observaciones realizadas en campo. En toda la simulación, menos en los cuatro días respectivos de la campaña de campo, se usó el promedio de la cobertura de nubes observada ($C_n=0.78$). En

los cuatro días donde se realizó la comparación de los perfiles simulados y medidos, se especificó la cobertura de nubes igual a la observada (Figura 4-3).

La radiación de onda corta tuvo que ser reducida en un factor del 10% para obtener un mejor ajuste entre los perfiles de temperatura medidos y simulados.

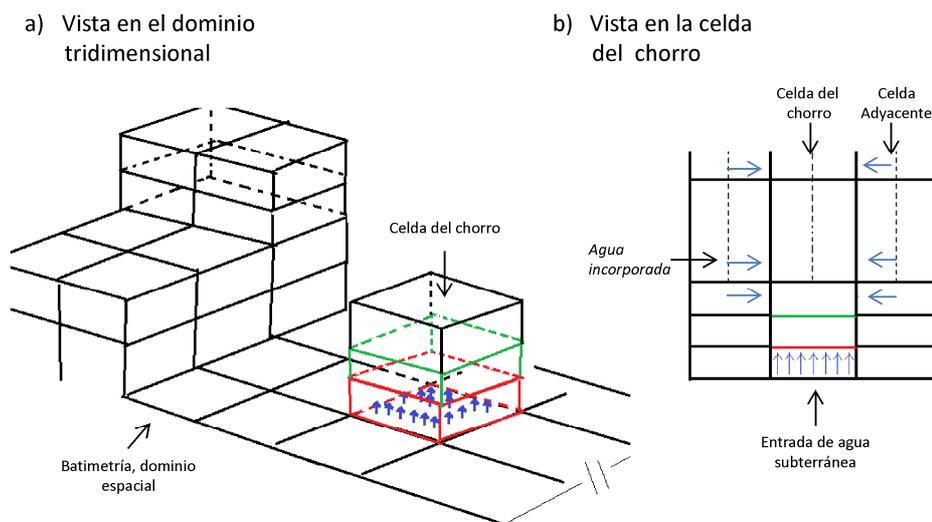
- *Ciclo diario de la temperatura de los afluentes*

Se investigó la influencia de la temperatura de los ríos en los perfiles de temperatura bajo escenarios de valores promedios y ciclos repetidos de variación diaria de temperatura durante el tiempo de simulación, de acuerdo a los registros medidos en todos los afluentes. Se encontró que los mejores ajustes son debidos al ciclo diario de temperatura, acorde a la importancia ya evidenciada en la sección 4.2.2. Se definió que en el Afluente ByS el ciclo diurno aumentó de 15.2°C en las primeras horas de la mañana (06:00 horas), a 19.6°C en la tarde (15:00 horas). En el Afluente PyE de 15.5 a 18.20°C y en Pantanillo superficial y Pantanillo Sumergido de 16.4 a 18.9°C.

- *Chorro Sumergido*

El modelo ELCOM no dispone de un módulo que simule la entrada tridimensional de un afluente tipo chorro sumergido. Sin embargo, posee un módulo de mezcla inducida (o artificial) basado en las ecuaciones de chorro simple en dirección vertical (ecuación (4.2-9) a ecuación (4.2-11)), que actúa extrayendo agua de su entorno por medio de un mecanismo que la impulsa hacia arriba, o hacia abajo, generando la mezcla una vez que el momentum inicial es disipado y el agua impulsada alcanza el nivel de flotabilidad neutra incorporándose en el medio (para mayor detalle ver Hodges & Dallimore (2006) y Morillo et al. (2009)).

Figura 4-35: Esquema conceptual de la modelación del chorro sumergido en ELCOM



Resultados

El chorro sumergido se simuló en ELCOM con ayuda del módulo de mezcla inducida y entrada de agua subterránea y es mostrado esquemáticamente en la Figura 4-35. El caudal del bombeo fue ingresado como una frontera de agua subterránea (flechas azules en la celda de color rojo), y la acción del chorro se especificó en la celda superior (celda de color verde). El modelo actúa extrayendo el agua de la celda inferior, donde entró el agua subterránea (celda roja), la eyecta hacia arriba, y celda a celda resuelve la ecuación de chorro simple atrapando el agua de la columna adyacente (flechas azules en las celdas adyacentes). El flujo de momentum inicial, necesario para impulsar el agua, fue calculado con base al caudal de entrada, el diámetro de la tubería de llegada y la densidad del afluente.

▪ Resultados de la calibración

Los resultados de la calibración se muestran para dos días del muestreo, donde se comparó los perfiles de temperatura medidos con los perfiles de temperatura simulados, en los lugares de muestreo definidos como estáticos.

Figura 4-36: Perfiles medidos y simulados en los 7 puntos estáticos del primer día de muestreo de la segunda campaña.

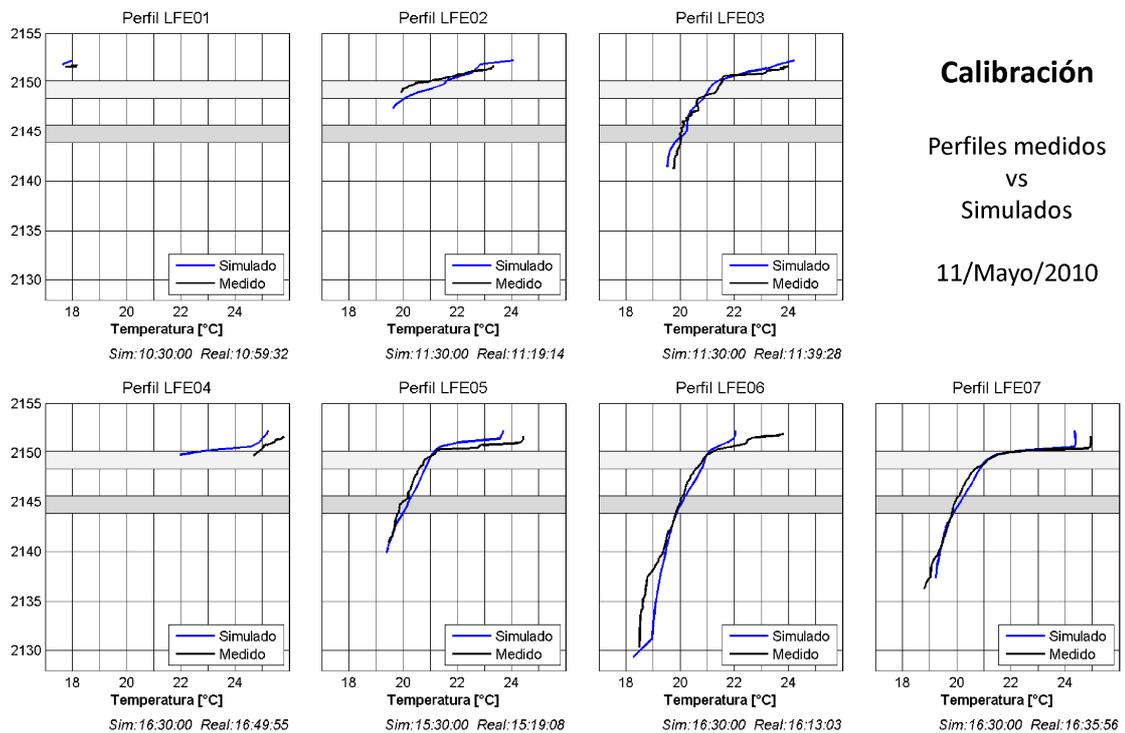
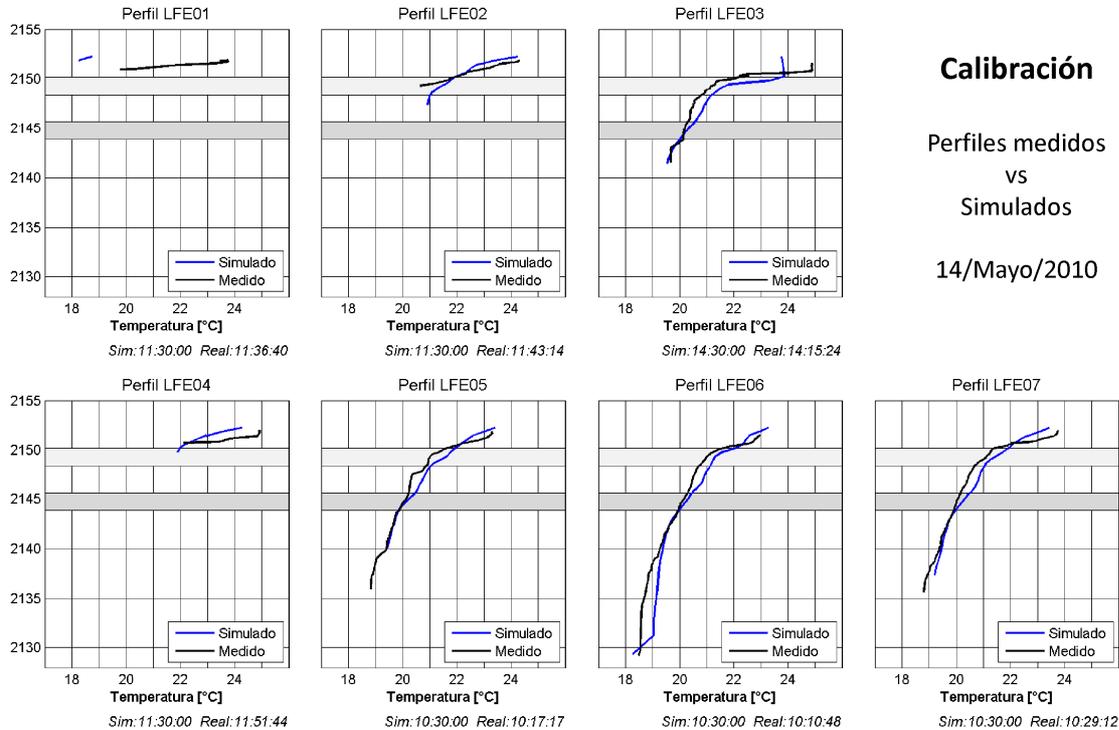


Figura 4-37: Perfiles medidos y simulados en los 7 puntos estáticos del segundo día de muestreo de la segunda campaña.



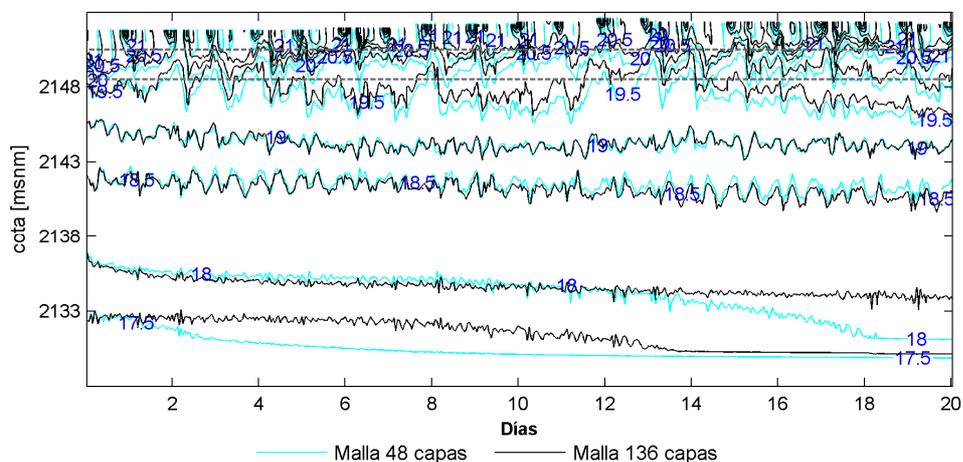
El modelo reproduce bien la temperatura superficial, y la de fondo. También reproduce bien la profundidad de la zona de mezcla, el gradiente de temperatura entre la zona de mezcla y el inicio de la zona del metalimnio, y la profundidad del epilimnio. La variabilidad espacial es bien representada, ya que los perfiles simulados mantuvieron correspondencia con los medidos en todas las zonas. Sin embargo, en el metalimnio, al nivel de las compuertas, el perfil de temperatura simulado presenta concavidad opuesta al perfil de temperatura medido, efecto que es más evidente en los perfiles simulados en la etapa de la validación. Se observa también diferencias de temperatura en la zona profunda del embalse, en el perfil LFE06.

Una posible causa del efecto del cambio de concavidad causado por el modelo, puede ser el efecto de corrientes concentradas a nivel de las compuertas de la captación, que homogeniza y mezcla el perfil de temperatura. Este comportamiento fue también observado en el análisis de sensibilidad de las mallas, donde se notó que al nivel de la captación las isotermas se profundizaron y se formó una zona de 2 m de espesor relativamente homogéneo. Otra causa puede ser producto de un mayor proceso de mezcla en la entrada de los afluentes, causando que la pluma adquiriera mayor temperatura y viaje por el sistema homogenizando hacia el nivel de la profundidad donde se ve el cambio en la

concavidad. Estos argumentos son especulativos y requiere un estudio detallado de los procesos físicos para entender cuál puede ser la causa real del cambio de concavidad.

En la zona profunda del embalse, en el perfil estático 6, se observaron diferencias de temperatura hasta de 0.4°C y la pérdida del gradiente a los 14 m de profundidad. Tratando de establecer si el efecto fue producto de difusión numérica, se aumentó la resolución del dominio en toda la columna de agua, incluyendo el fondo, con una malla fina de 136 capas de 0.2 m de espesor constante. La Figura 4-38 muestra los resultados obtenidos y corresponde al contorno temporal de la temperatura en el perfil estático 6. El resultado mostró que la profundidad de las isotermas en la zona de mezcla y metalimnio, obtenida con la simulación de los dos dominios verticales, fue la misma y conservó la misma tendencia temporal. En la zona profunda se pudo notar que las profundidades de la isoterma de 17.5 y 18°C fue diferente entre los dos escenarios simulados, principalmente al principio de la simulación, lo cual muestra la existencia de difusión numérica. Sin embargo, las isotermas en los dos escenarios tienden a descender hacia la misma profundidad al final de la simulación, indicando que aunque hay difusión numérica, también existe una fuente de calor que calienta la zona profunda, tal vez por difusión natural.

Figura 4-38: Contornos temporales de temperatura simulados con dos dominios verticales en la estación LFE06

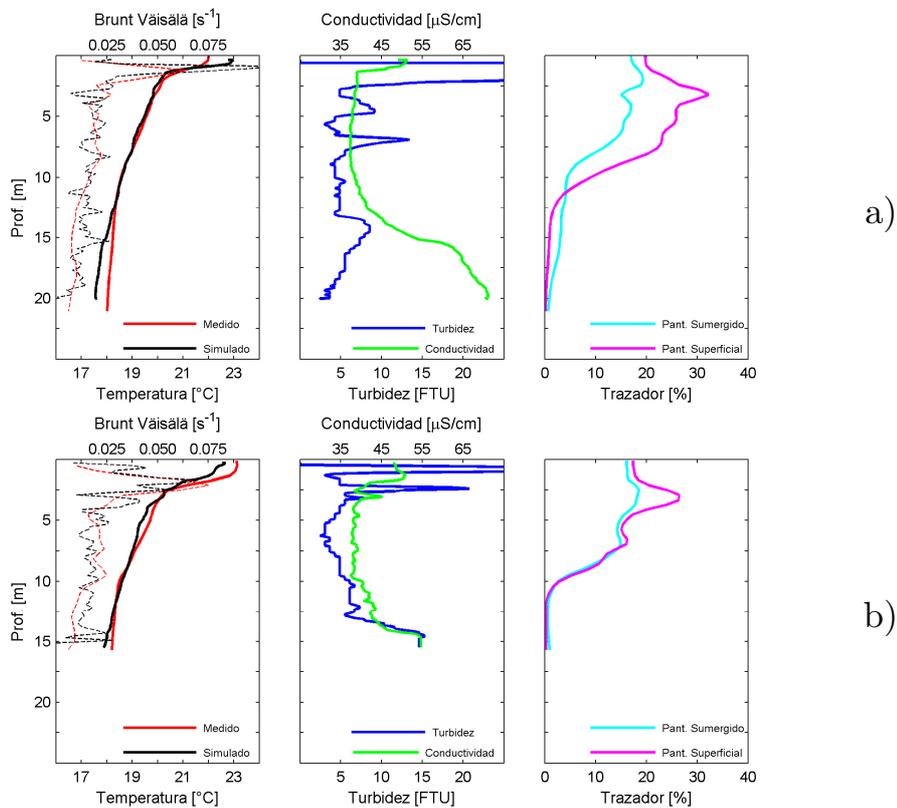


Se procedió a evaluar posteriormente si la pérdida del gradiente es producto del bombeo del río pantanillo, mediante la comparación de perfiles medidos y simulados en dos lugares aledaños al bombeo en la zona sur del embalse. Se inyectó un trazador de flotabilidad neutra en Pantanillo Sumergido y Pantanillo Superficial, para investigar la localización de la pluma (Figura 4-39).

Los perfiles de temperatura y frecuencia de flotabilidad coinciden en toda la columna de agua, incluso en la zona de mezcla. Sin embargo, a los 14 m se observa que los valores

altos de la frecuencia de flotabilidad propios de los perfiles medidos, no son capturados por el modelo. El trazador inerte, el cual da una idea del lugar por donde se mueve la pluma, al ser comparado con la conductividad, la turbidez y el gradiente de temperatura, muestra que está por encima entre 3 y 5 m en promedio. El trazador muestra además que la pluma viaja, tanto para Pantanillo Sumergido como Pantanillo Superficial, entre los primeros 9 y 10 m. Así, según las observaciones, las cuales muestran que el agua del bombeo debería estar cercano a los 14 primeros metros, el modelo indica que se restringe a los primeros 10 m, siendo una diferencia de 4 m. Esto puede ser el motivo de la pérdida del gradiente, indicando que la pluma del bombeo pantanillo aún no está muy bien representada.

Figura 4-39: Perfiles de Temperatura, conductividad, turbidez, y trazador inerte en dos lugares del cuenco sur cercano en a) cercano a la presa y b) al bombeo.



4.3.3 Validación del modelo

El modelo se validó con la información de la tercera campaña, y se simuló 19 días, desde las 09:00 horas del seis de agosto del 2010. Se realizaron los ajustes mencionados en la calibración y se establecieron las condiciones iniciales y de frontera especificadas en dicha campaña, con base a la información medida y entrega por EPM. Las condiciones iniciales constaron de 19 perfiles de temperatura característicos de las diferentes zonas, y tomados de los perfiles medidos en la campaña de campo. En esta campaña se contó con información continua de temperatura de los ríos, por lo tanto fue ingresada como condición de frontera de los afluentes. Sin embargo, aunque el bombeo del río Pantanillo estuvo apagado la mayoría del tiempo, se presentaron algunos eventos en que fue prendido y por ende, la temperatura establecida fue constante y asumida igual a 17°C. La profundidad Secchi fue variable en esta campaña, y así el coeficiente de extinción de luz, por lo tanto se definió zonalmente un valor igual a 0.85 m⁻¹ en el cuenco norte y 0.50 m⁻¹ en el cuenco sur, de acuerdo a las ecuaciones empíricas. En la Figura 4-40 y Figura 4-41 se muestran los resultados obtenidos en dos días del muestreo.

Figura 4-40: Perfiles medidos y simulados en los 7 puntos estáticos del tercer día de muestreo de la tercera campaña.

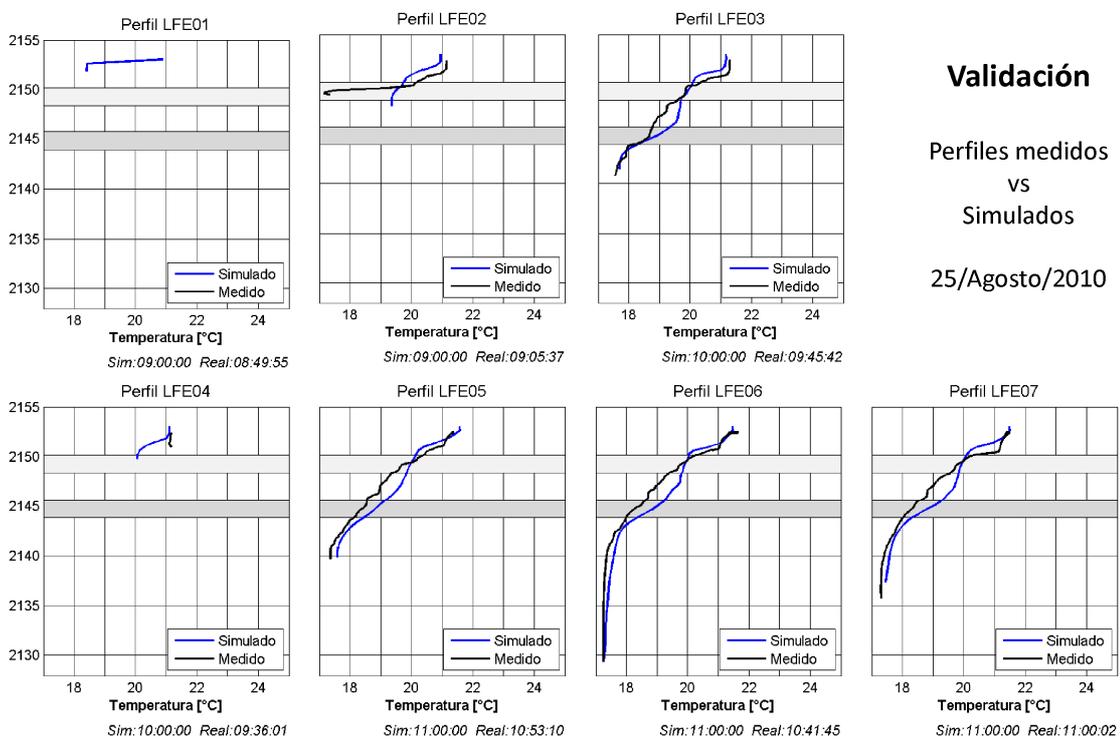
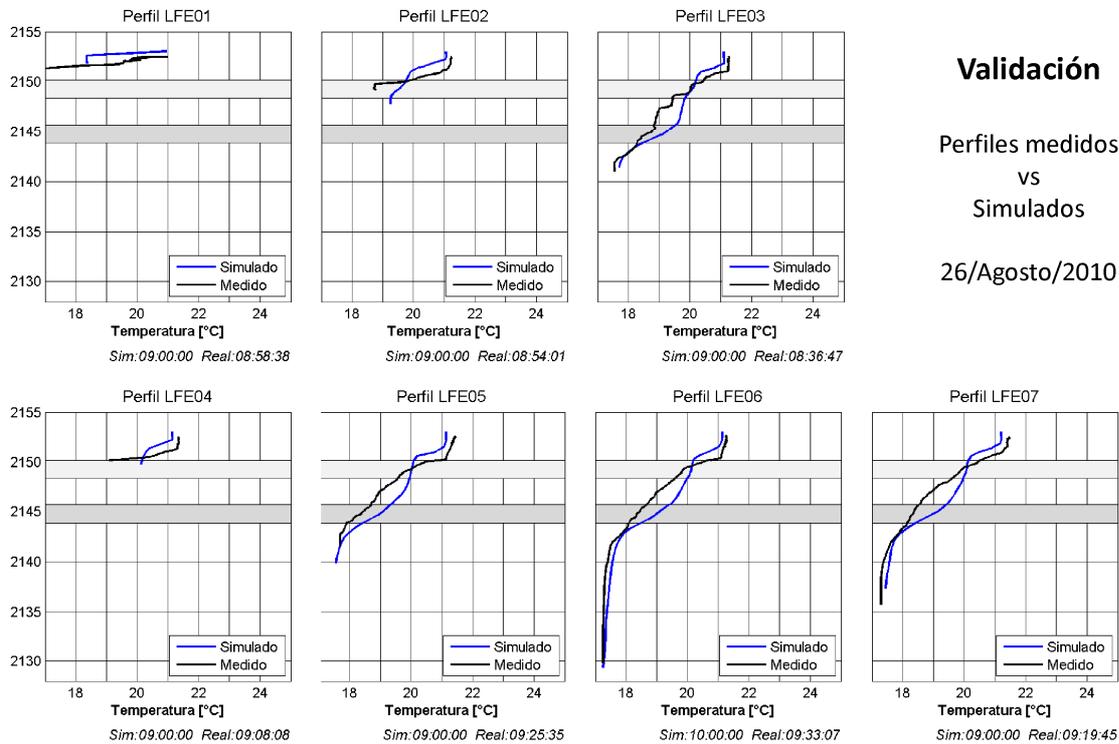


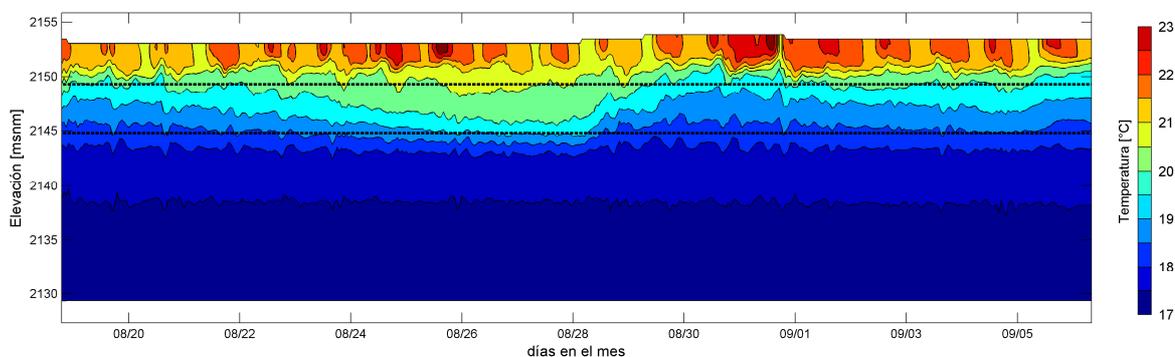
Figura 4-41: Perfiles medidos y simulados en los 7 puntos estáticos del cuarto día de muestreo de la tercera campaña.



Los perfiles de los días restantes exhiben el mismo comportamiento. Se observa la misma tendencia discutida en la sección 4.3.2, donde las mayores diferencias entre el perfil medido y simulado están presentes en la zona de la captación y la concavidad es opuesta. Es destacable observar que el rango de temperatura en las dos campañas simuladas se preserva y que el modelo captura bien los cambios estacionales. Se observa que no existe el gradiente a los 14 m en los perfiles medidos, y que el modelo captura bien la temperatura y los gradientes en esas zonas profundas. Se ven leves diferencias en la zona de mezcla, siendo el perfil medido generalmente un poco más frío que el simulado.

En la Figura 4-42 se muestra los contornos temporales de la temperatura del perfil cerca de presa, LFE06. Se observa que al nivel de las compuertas las isotermas se profundizan a medida que pasa el tiempo de simulación, y que por debajo de estos niveles los cambios en los contornos de temperatura no son destacables, lo que puede indicar un efecto asociado a la extracción selectiva. En el día 28 de agosto una creciente generó que el sistema se enfriará, mostrando el mismo comportamiento que se observó en la cadena de termistores (Figura 4-21)

Figura 4-42: Contorno temporal de la temperatura en la zona de presa (LFE06). Las líneas negras representan el centro de cada compuerta.



Teniendo en cuenta que el modelo numérico representa adecuadamente muchos de los procesos físicos observados de la información primaria, como por ejemplo la evolución de la zona de mezcla, los cambios temporales de la temperatura, tanto estacional como en el ciclo diurno, los gradientes y las diferencias térmicas zonalmente, entre otros y que algunos de los aspectos que aún no reproduce adecuadamente, como la concavidad inversa, y el chorro sumergido, necesitan un estudio más profundo y detallado, se validó su uso para identificar y estudiar algunos procesos de transporte.

4.3.4 Identificación de procesos de transporte

En el presente estudio se identificaron y discutieron una serie de procesos de transporte ligados a los diferentes forzantes y a su variabilidad estacional y espacial, con base a las mediciones de temperatura, conductividad y turbidez realizadas en campo. En esta sección se discutirán algunos de dichos procesos con ayuda del modelo numérico.

- *Avance de las plumas de los afluentes*

Se discutió en secciones anteriores que las plumas de los afluentes tienen un avance en el sistema asociado a la temporada estacional, y según la información de campo se afirmó que en la primera campaña (temporada seca) los afluentes naturales no alcanzan el cuenco sur y a medida que avanza la temporada invernal (desde la segunda a la tercera campaña) éstos lo alcanzan cambiando las condiciones físicas del embalse.

Con el propósito de validar ésta hipótesis y evaluar como el modelo simula las plumas de los distintos afluentes, se inyectó a cada uno de ellos, desde el inicio de la simulación, un trazador con flotabilidad neutra con una concentración del 90 %, y se rastreó su desarrollo

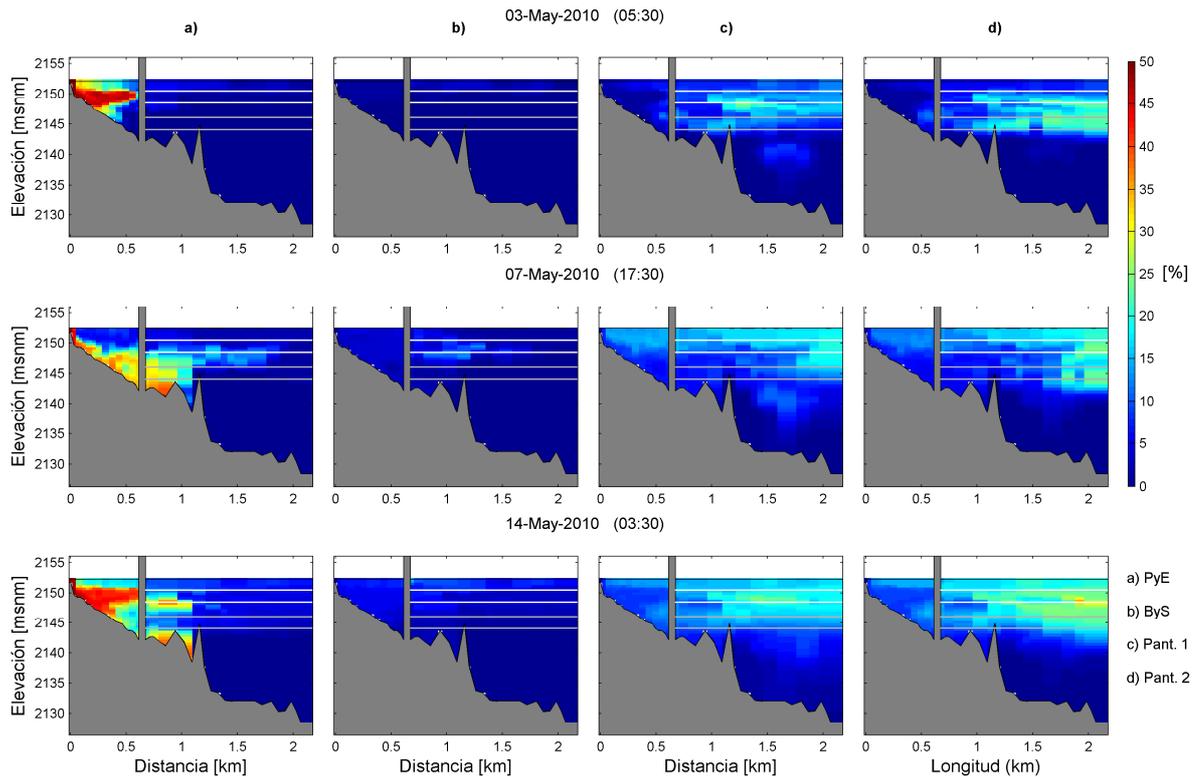
espacial y temporal en la segunda campaña por un transecto trazado en dirección N-S a través del embalse, cercano al antiguo thalweg del río (ver en la Figura 4-45 la localización del transecto). Además, para estudiar si las plumas de los Afluentes PyE y ByS en el tiempo de simulación de la segunda y la tercera campaña alcanzan la zona de presa, se siguió la evolución temporal en un punto específico cercano a la presa (LFE06), de otro trazador inyectado simultáneamente en los dos afluentes.

La Figura 4-43 muestra instantes de tiempo de la evolución del trazador, que se tomaron los días 3, 7 y 14 de mayo de la segunda campaña. Se observa como la pluma del Afluente PyE no avanza mucho más allá de la presa de Los Salados (obstáculo en gris ubicado a 1.2 km de la cola), siendo la pluma principalmente absorbida por la captación (bloque gris que sale verticalmente del fondo ubicado a 0.7 km de la cola). El día 7 de mayo coincide con el mayor nivel del embalse, luego de que ingresaron dos crecientes de 10 y 6 $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (Figura 4-34a) y es donde se observa el mayor alcance de la pluma hacia la presa. Posterior a las crecientes, la pluma tiene un avance menor y limitado en el cuenco norte, alcanzando sólo la presa Los Salados. Así, el desarrollo de la pluma dentro del sistema parece ser forzado, ya que la captación impide su dinámica natural, y el alcance de la pluma hasta el cuenco sur depende de caudales mayores al promedio, principalmente producto de crecientes.

Un resultado similar fue obtenido para la pluma del Afluente ByS. Sin embargo, en el período simulado alcanzó difícilmente la zona del estrecho, como se puede ver por las bajas concentraciones en la zona de la captación y del estrecho, y cuando lo hizo, no se movió más allá de él. Es probable que debido a su bajo caudal, rápidamente alcanzara el nivel de flotabilidad neutro y se diluyera presentando por lo tanto concentraciones muy bajas, y también que sea absorbido totalmente por la captación.

Las dos plumas de los bombeos del río Pantanillo, aunque más diluidas, se conservaron mayoritariamente dentro de los niveles de las compuertas de la captación (líneas horizontales blancas y grises), moviéndose horizontalmente hacia ella y cerca al tope de la presa de Los Salados. Se observa además que a nivel superficial la pluma alcanza la zona de la cola del Afluente PyE, debido a la captación que la arrastra hacia el cuenco sur, y adicionalmente por los fuertes vientos que soplan predominantemente en esa dirección (S-N), transportando el agua en superficie. Teniendo en cuenta que en esta campaña el bombeo Pantanillo funcionó la mayoría del tiempo por lo menos con un grupo de bombas alimentando a Pantanillo Sumergido ($\sim 1.3 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$), y una alimentando a Pantanillo Superficial, y que nunca se observó una disminución importante del alcance de la pluma en el cuenco norte, se puede afirmar que las aguas provenientes del bombeo persisten constantemente en los dos cuerpos del embalse.

Figura 4-43: Evolución en un transecto longitudinal N-S de un trazador inerte inyectado en (a) Afluente PyE, (b) Afluente ByS, (c) Pantanillo Sumergido y (d) Pantanillo Superficial. Las líneas blancas horizontales son el nivel de la compuerta superior (compuerta 3) y las líneas grises de la intermedia (compuerta 2). La captación es el bloque gris que sale desde el fondo a la superficie y la antigua presa Los Salados es el obstáculo en gris ubicado aproximadamente a 1.2 km.

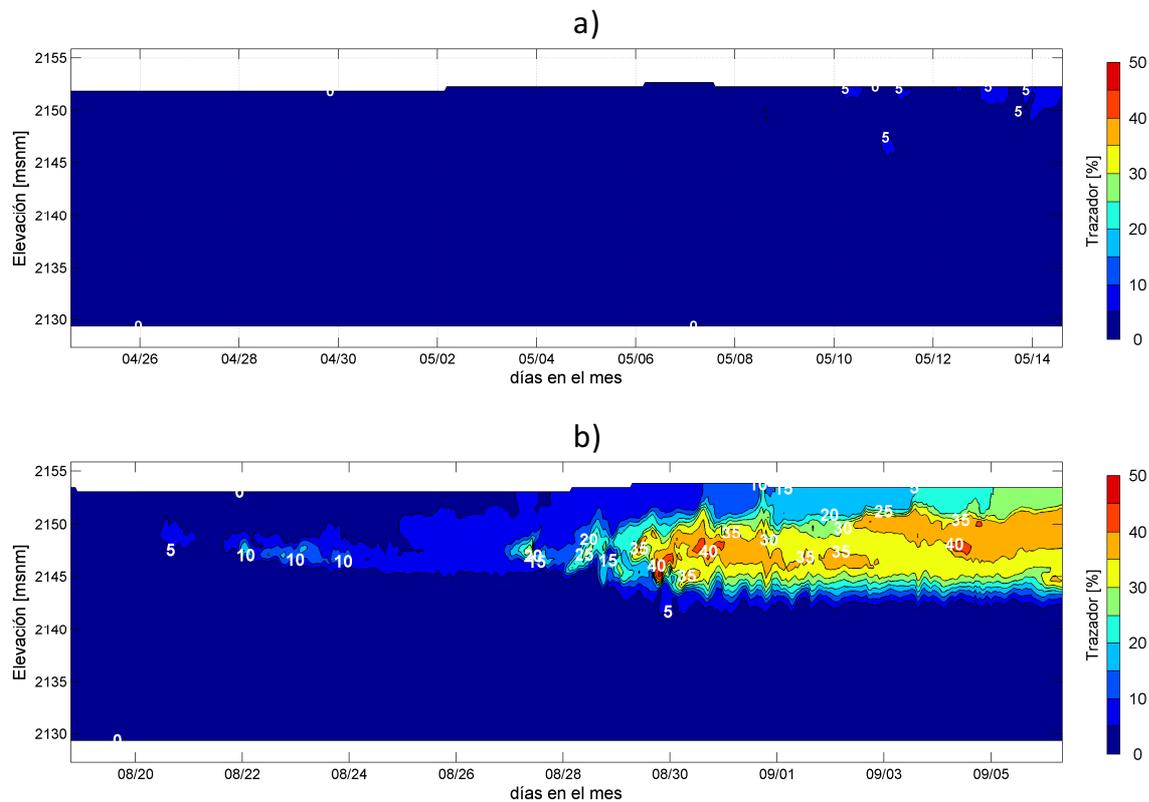


En la Figura 4-44 se observa la evolución temporal en la zona cerca de presa (LFE06) del trazador inyectado simultáneamente por los afluentes naturales en los dos períodos simulados; segunda y tercera campaña. Se puede observar que en el período simulado de la segunda campaña el agua de los afluentes naturales alcanzó la zona de la presa después de 16 días y que lo hizo muy diluido, con valores que no superaron el 10% de la concentración. Por el contrario, en la tercera campaña la pluma alcanzó la zona de presa muy temprano en la simulación, a los 2 días y luego de la creciente del 28 de agosto se observó un aumento abrupto en la concentración, con valores que superaron el 40%.

En el período simulado de la segunda campaña el bombeo Pantanillo estuvo siempre activo y los caudales naturales fueron relativamente bajos ($\sim 2.0 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$), menos los días en que se presentaron las crecientes importantes. En la tercera campaña el caudal promedio aumentó, con crecientes de mayor magnitud (Figura 4-34). Por lo tanto, se puede concluir

que en los períodos simulados rara vez las plumas de los afluentes naturales alcanzan la zona de presa, cuando éstos presentan caudales bajos y existe al mismo tiempo un aporte importante del bombeo, como sucedió la mayoría del tiempo de la segunda campaña. En cambio, cuando el caudal aumenta, o hay una creciente de caudal importante, los afluentes naturales alcanzan la presa, proceso físico que se observó claramente en el período simulado de la tercera campaña.

Figura 4-44: Evolución temporal de la concentración de trazador en LFE06, inyectado desde los Afluentes naturales en (a) segunda campaña y (b) tercera campaña.



Los resultados del modelo soportan las ideas y los resultados encontrados a través de la información de campo, al observar que a medida que el período invernal trajo consigo mayor precipitación, y así mayor caudal en los afluentes naturales, éstos alcanzaban gradualmente la zona sur del embalse. Así mismo, la ubicación simulada de la pluma del bombeo pantanillo estuvo restringido a los primeros metros de la columna del agua, resultado que complementa los análisis expuestos en secciones anteriores.

- *Oscilaciones de la masa de agua*

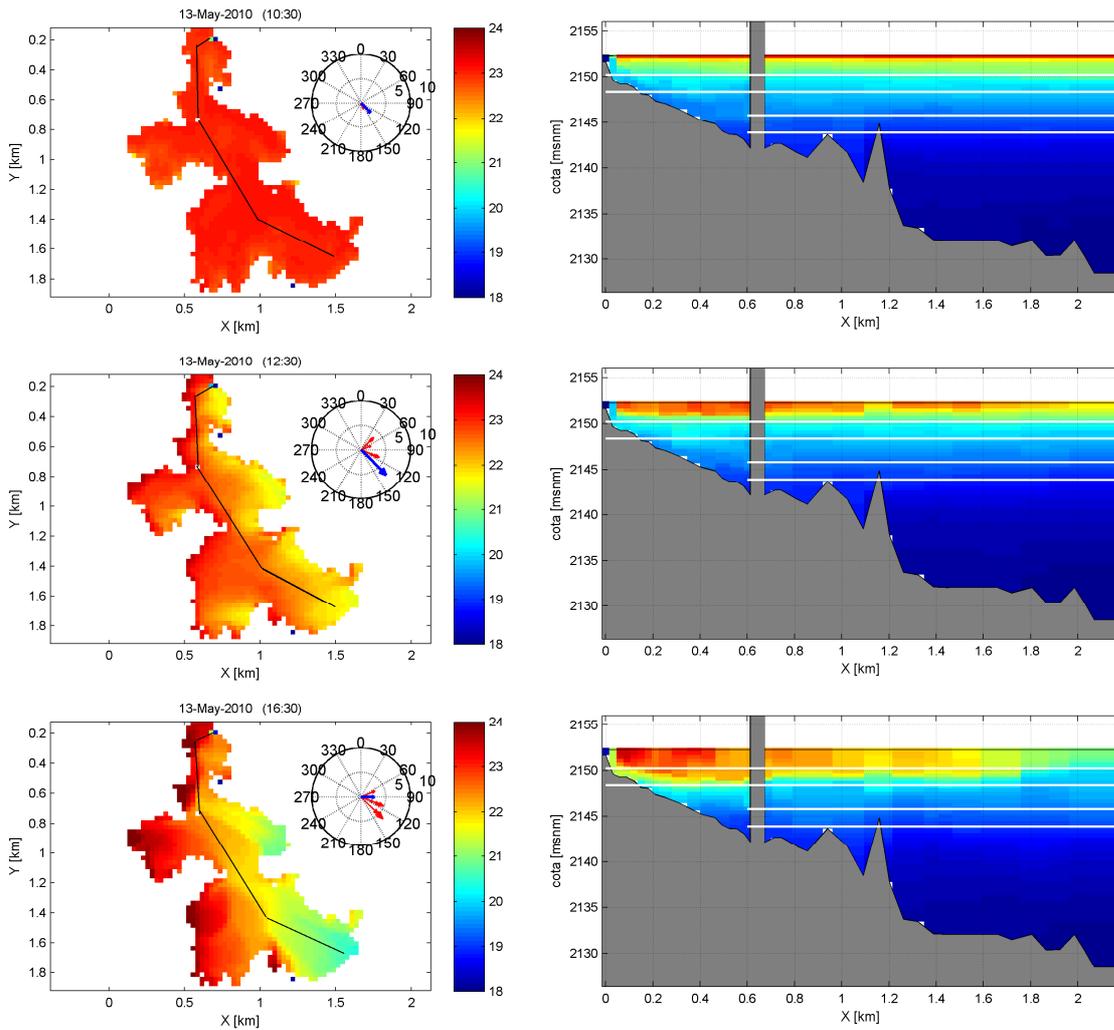
Procesos debido al viento fueron caracterizados en la tercera campaña, al observar oscilaciones internas del metalimnio, y con base en los números de Wedderburn y del Lago, se evaluó la posibilidad de la existencia de oscilaciones de características similares en la primera y segunda campaña. A continuación se utilizará el modelo numérico para comprobar la existencia o no de dichas oscilaciones en la segunda campaña.

En la Figura 4-45 se muestran cortinas de temperatura longitudinales obtenidas del modelo, extraídas de un transecto longitudinal cercano al thalweg, y la capa superficial horizontal, en tres diferentes horas durante el día 13 de mayo. A las 10:30 horas sopló una leve brisa de $2 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ desde el sureste y el flujo de calor entrante calentó toda la superficie cercano a los 24°C . La columna del agua presentó un patrón estratificado, sin fuertes gradientes e igual en todo el sistema, menos en la entrada fría del Afluente PyE. En horas del mediodía (12:00) vientos fuertes del sureste, del orden de $6 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, iniciaron el transporte de agua caliente hacia el extremo norte, profundizando levemente las aguas cálidas a sotavento. Alrededor de la media tarde (16:30) el proceso se desarrolló totalmente: en sotavento se observó una profundización de las aguas cálidas hasta los 4 m, con una temperatura cercana a los 23.5°C , la cual alcanzó el nivel de la compuerta superior. En barlovento, en la zona de presa, se observó la surgencia de aguas metalimnéticas con una temperatura alrededor de los 21°C . Es importante destacar que el número de Lago calculado para la isoterma de 21°C fue muy cercano a 1 (Figura 4-26), indicando efectivamente la posible surgencia de aguas del epilimnio y que fue evidenciada en el resultado del modelo numérico.

Estos resultados son muy importantes, teniendo en cuenta, por ejemplo, que el agua que aflora del metalimnio hacia la superficie es mezclada producto del viento y posiblemente transportada hacia otros lugares cambiando así las condiciones del sistema. También se comprobó que la captación puede capturar agua de características diferentes a la que normalmente captaría en el nivel donde se encuentra la compuerta, debido a los movimientos oscilatorios de la masa de agua, y de esta forma llegaría a la planta de tratamiento agua con esas características, propias de la capa superficial.

Un resultado muy importante se puede extraer de estos análisis, el cual implica una interacción de las plumas de los afluentes naturales y los movimientos oscilatorios de la masa de agua. En el sector norte el agua caliente que fue arrastrada hacia él en las horas de la tarde se acumuló y profundizó, obligando que la pluma que llega del afluente natural PyE se encuentre con ésta agua caliente en un amplio rango de profundidad y por lo tanto condicione su proceso de mezcla y también la profundidad final de la intrusión. Ésta interacción entre los dos procesos físicos seguramente afecta también procesos biológicos y por lo tanto amerita un estudio más detallado, el cual se deja como una pregunta abierta a posteriores trabajos de investigación.

Figura 4-45: Evolución de la temperatura en la capa superficial y en un transecto en dirección norte-sur. La línea negra trazada en la capa superficial indica el transecto longitudinal. Los vectores de dirección del viento de color rojo indican la dirección en las tres últimas horas, y el azul en la actual. Las líneas blancas en el perfil longitudinal indican los niveles de las compuertas.



5. Discusión y conclusiones

Los perfiles de temperatura, conductividad y turbidez, obtenidos de tres muestreos realizados en diferentes períodos climáticos, permitieron describir, en combinación con las variaciones de los diferentes forzantes, la estacionalidad de los procesos de transporte en el embalse La Fe.

En el primer muestreo, realizado los primeros días del mes de marzo y enmarcado en la fase final de un evento de El Niño, los aportes de los afluentes naturales fueron muy bajos y por lo tanto, al embalse entró constantemente aguas importadas provenientes del río Pantanillo a través del bombeo. El segundo muestreo se realizó en un período de transición, o período normal, donde las lluvias fueron frecuentes y los caudales naturales un poco más altos, con un bombeo reducido con respecto a la primera campaña. Para el tercer muestreo, la fase de La Niña estuvo en pleno desarrollo; frecuentes crecientes en el afluente natural y sin aporte del bombeo. No obstante, a pesar de la existencia de los períodos climáticos, los flujos de calor entre la atmósfera y el lago fueron relativamente constantes, y se observó que éstos cambiaron principalmente en la escala intra-diaria. Así, mientras la radiación de onda corta calentó el sistema, con valores máximos cercanos a los $1200 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ para todas las campañas, y donde las fluctuaciones en el día fueron producto de la alta variabilidad de la cobertura de nubes, el calor latente y sensible generalmente lo enfrió, con valores que oscilaron entre 100 y $280 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ para el calor latente, producto de vientos de 4 y de $7 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ respectivamente, registrados en el ciclo diario. El calor sensible rara vez superó los $30 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$. Valores similares han sido reportados en otros ambientes del trópico (e.g. MacIntyre & Melack, 2009; Anis & Singhal, 2006).

La relativa persistencia estacional encontrada en los flujos de calor atmósfera-lago, debido a la variabilidad de los forzantes atmosféricos son acordes a lo expuesto por Lewis Jr. (1987, 1996, 2000), quien afirma que en los lagos y embalses de zonas tropicales bajas (cerca al ecuador) la diferencia estacional entre la irradiación máxima y mínima es muy baja y del orden del 10%, y que la fluctuación promedio anual de la temperatura del aire es $\sim 2^\circ\text{C}$. Lo anterior implica que los flujos de calor atmósfera-lago pueden ser similares durante el año en embalses de zonas tropicales bajas, siempre y cuando variables restantes como la cobertura de nubes, la velocidad del viento, la humedad relativa y la temperatura superficial del agua presenten fluctuaciones promedias mensuales bajas y, además, se

mantenga la diferencia entre la temperatura superficial del agua y del ambiente, como fue el caso encontrado en las mediciones realizadas.

A pesar de que los perfiles de temperatura mostraron un enfriamiento progresivo desde la primera hasta la tercera campaña, el sistema permaneció estratificado durante el año, con leves diferencias de temperatura que cambiaron estacionalmente entre la superficie y el fondo cerca de 5°C en la primera y segunda campaña, y 4°C en la tercera. Los perfiles de temperatura exhibieron gradientes débiles y continuos, muy diferentes a los perfiles en los períodos de estratificación de las latitudes en zonas templadas cálidas, lo que dificultó establecer la zona del epi, meta e hipolimnio. Resultados similares en sistemas tropicales han sido encontrados y discutidos por autores como Lewis Jr. (1987, 1996), Marquez & Guillot (2001), Roldán & Ramírez (2008), quienes sostienen que una característica de los lagos tropicales es presentar una temperatura más o menos uniforme a lo largo del año y con muy poca variación desde la superficie hasta el fondo. Lewis Jr. (1987) cuestiona el concepto de la termoclina y asevera que es preferible hablar de capa de mezcla y no de epilimnio, pues los suaves gradientes de temperatura dificultan considerablemente la determinación de las tres zonas, como se pudo comprobar en el presente estudio.

De acuerdo a la definición de Lewis Jr. (1987) y MacIntyre et al. (2002) la zona de mezcla se estableció en los primeros tres metros, variando entre campañas, siendo menor en la segunda campaña cuando el agua estuvo más turbia y las profundidades del disco Secchi fueron menores. La profundidad de la zona de mezcla varió en el ciclo diario según la fuerza del viento, la entrada y pérdida de calor en el sistema, y generalmente estuvo comprendida entre los 2 y 3 m, resultado que fue similar a lo reportado por Vergara N. & Ramírez (2005) en éste embalse.

Teniendo presente la relativa constancia en el intercambio de calor entre la interface agua-atmósfera a través del año, se pudo inferir que el cambio de concavidad en los perfiles de temperatura entre los 5 y 14 m de profundidad en la primera campaña, el gradiente a 14 m de profundidad y el enfriamiento progresivo desde la primera a la tercera campaña, no pueden ser explicados solamente por forzantes atmosféricos y sugieren una fuente de calor diferente, la cual se demostró en esta investigación, fue producto de los afluentes naturales y de la operación del río Pantanillo. Los perfiles de conductividad y turbidez siguieron el mismo comportamiento entre campañas, identificando los cambios más notorios en la primera campaña y desapareciendo en la última.

En la primera campaña se observó que la pluma del Afluente PyE fue absorbida por la captación, lo mismo que la pluma del Afluente ByS. En la segunda y tercera el efecto fue menos notorio y está relacionado con el aumento de las lluvias y así del caudal de los afluentes desde la primera hasta la tercera campaña y la reducción gradual del bombeo del río Pantanillo. Esto explica que el cambio y aumento de las características

hidrológicas permitió el alcance de las aguas de los afluentes naturales hacia el cuenco sur, modificando las condiciones físicas del agua.

Basado en las mediciones realizadas en las tres campañas se puede afirmar que el embalse La Fe está dividido horizontal y verticalmente en dos cuerpos, separados por la antigua presa Los Salados, no sólo por la forma y la profundidad de la batimetría, la cual es bastante diferenciable, si no por los procesos que se dan en cada uno. El cuenco norte está dominado por la dinámica de las plumas de los afluentes naturales y la captación, mientras en el cuenco sur por el bombeo proveniente del río pantanillo. Probablemente el tiempo de renovación del agua en la zona sur es alto, en la profundidad intermedia, donde domina la pluma del pantanillo. En la zona profunda se espera que el tiempo de retención sea alto y las aguas permanezcan allí muy quietas y por períodos largos de tiempo.

Los flujos de calor y las variables climáticas mostraron una fuerte variabilidad intra-diaria y así los procesos de estratificación en el embalse. Se demostró que la mezcla en la superficie ocurre diariamente, y es producto de dos mecanismos: enfriamiento en la superficie por pérdida de calor finalizando la tarde y hasta las primeras horas de la mañana, lo cual activa movimientos convectivos que homogenizan las capas superficiales y profundizan la zona de mezcla, y por movimientos internos oscilatorios de la masa de agua en la zona del epi y metalimnio, que favorecen la mezcla por intrusión de agua del metalimnio en el epilimnio. El enfriamiento convectivo como mecanismo en la profundización de la capa de mezcla es común en los lagos y embalses tropicales, pero también en los lagos en las zonas templadas. MacIntyre et al. (2002) y MacIntyre & Melack (2009) afirman, con base en los resultados encontrados de Pilkington Bay, una bahía del lago Victoria en África y del lago Calado, un lago ubicado en el amazonas, que en los lagos tropicales el enfriamiento y las oscilaciones de la masa de agua ocurren diariamente, permitiendo el intercambio de solutos y partículas entre la superficie y aguas del metalimnio. Observaciones similares fueron realizadas en un embalse subtropical ($\sim 20^\circ$ N) por Anis & Singhal (2006). Así, los resultados obtenidos en esta investigación son similares a las observaciones de otros embalses y lagos ubicados en el trópico y demuestra con más información que sus hipótesis son ciertas.

Cuando el viento fue lo suficientemente fuerte para inclinar la masa de agua del metalimnio, el viento sopló principalmente desde las direcciones este y sureste, transportando el agua cálida del sur al norte, enfriando la superficie en la zona de la presa y profundizando el agua caliente en la zona de la torre de captación. Se observó que el agua caliente eventualmente puede alcanzar el nivel de la compuerta superior y por lo tanto las características del agua captada deben cambiar.

Se demostró que para los vientos de mayor magnitud registrados ($\sim 6 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$) es muy improbable que aguas de más de 7 m de profundidad afloren a la superficie, lo que implica que las oscilaciones de la masa de agua que eventualmente transporten nutrientes

hacia la superficie, estén restringida a los primeros metros de la columna del agua. Desafortunadamente debido a la falta de información continua de temperatura del agua durante las campañas de campo, tanto temporal como espacial, no fue posible analizar el efecto de las ondas internas en aspectos relacionados con la redistribución de energía en la columna del agua, principalmente hacia capas profundas, y su efecto en la mezcla vertical, modificando posiblemente la estructura vertical del perfil de temperatura. Procesos como el que se sugiere han sido documentados por diferentes autores (e.g. Mortimer, 1952; Appt et al., 2004; Boegman et al., 2005; Gómez-Giraldo et al., 2008; Boegman, 2009) y muestran la importancia que tienen con la forma de la estructura térmica.

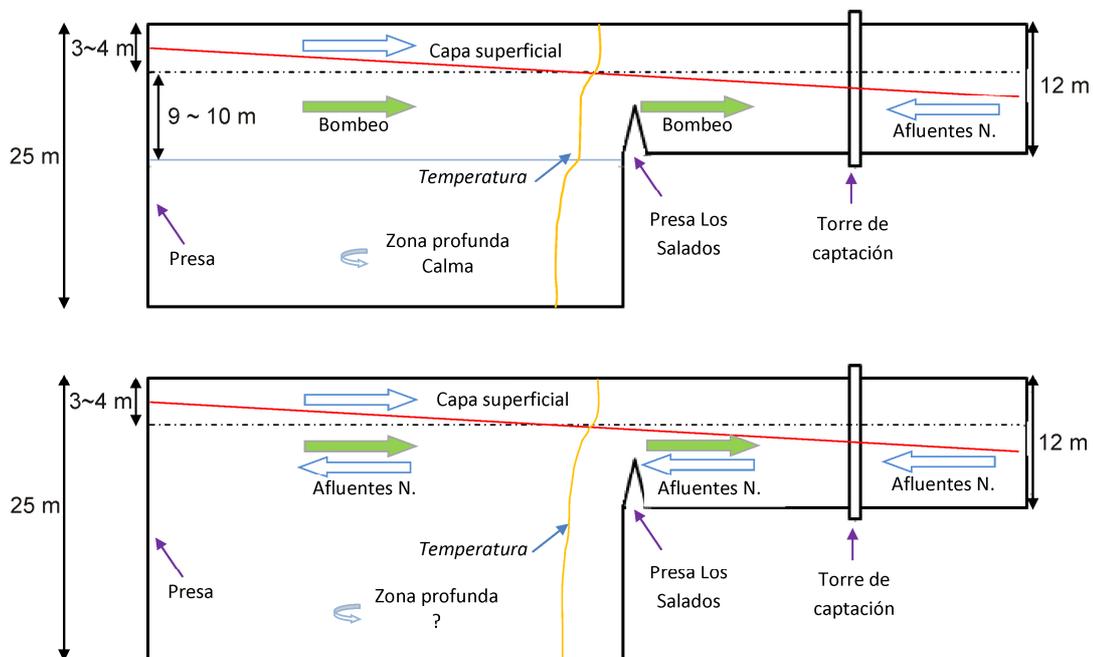
Los resultados de las simulaciones numéricas con el modelo calibrado y los modelos unidimensionales fortalecieron las ideas planteadas con las observaciones de campo y mostraron que éstas son muy razonables. Así, teniendo en cuenta los argumentos anteriormente discutidos, en la Figura 5-1 se muestra un esquema simplificado de la dinámica de transporte en el embalse La Fe, idealizado por el antiguo thalweg.

- En períodos secos se importa agua del bombeo constantemente para satisfacer la demanda, la cual oscila constantemente entre 5 y 6 $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, debido a que el aporte natural de los afluentes difícilmente supera 2 $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Esto es, en términos medios, una diferencia de 3 a 4 $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ y sería el aporte medio del caudal bombeado. Las diferencias en el balance de masa se ven reflejadas en los niveles, y no son consideradas en este sencillo esquema (Figura 5-1a). Teniendo en cuenta los resultados ya discutidos y que los vientos fuertes, principal agente de transporte de masa en la capa superficial, predominan del sur - sureste y es uniforme en todo el sistema, se puede inferir que el agua importada que entra al cuenco sur es transportada hacia captación como una pluma que se mueve entre los 5 y 14 m hacia la captación (flechas de color verde). Teniendo en cuenta que el caudal medio extraído es del orden de 5 $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ se puede realizar una estimación muy simple del tiempo de residencia del embalse, con el propósito de compararlo con el tiempo de residencia de la pluma del bombeo, del cual se conocen las características (caudal y espesor de la pluma). De la curva volumen-cota (no mostrada, extraída de la información batimétrica) y de la información suministrada por EPM (ver Figura 2-4) se sabe que el volumen útil es aproximadamente $\sim 12.2 \text{ Mm}^3$, asumiendo que lo que entra es igual a lo que sale, y despreciando circulaciones locales, el tiempo de residencia del embalse en el período seco es ~ 28 días. Procediendo de forma similar y asumiendo que la pluma del bombeo se mueve entre 5 y los 14 m y que ésta se expande por todo el embalse, se estimó de la curva volumen-cota un volumen $\sim 4 \text{ Mm}^3$ de donde se infiere que el tiempo de residencia de la pluma del bombeo con caudal constante de 4 $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, es ~ 11.5 días. La relación entre el tiempo de residencia de la pluma, y el tiempo de residencia total del embalse es $\sim 40\%$, lo que indica que la pluma se remueve mucho más rápido que en otros sectores del embalse. Probablemente las zonas profundas en el cuenco sur se mantienen muy quietas y deben permanecer allí por largos periodos de tiempo. El caudal que entra de los afluentes es absorbido por la

captación, la cual no permite que alcancen el cuenco sur (flechas azules). El agua que permanece en la zona superficial es transportada hacia el sur por el viento (flechas azules en la superficie) y cuando el viento es suficientemente fuerte inclina la columna del agua en las primeras capas, profundizándose en la zona de la torre y aflorando en la zona de presa (línea roja).

- En la temporada de invierno y transición se presentaron crecientes en los afluentes naturales con caudales mayores a $10 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, alcanzando el cuenco sur, debido a que el caudal es mayor que el demandado por la captación (flechas azules). Cuando no hay crecientes, los caudales de los afluentes naturales son menores o iguales al caudal captado, y por lo tanto, las plumas se quedan en el cuenco sur y son absorbidas por la captación. Si el caudal es menor que el demandado por la captación ($<5 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$), debido probablemente a una recesión, agua del cuenco sur es conducida hacia la torre de captación (flechas verdes). En la zona superficial sucede lo mismo que ocurre en el período seco; inclinación de la masa de agua (línea roja) y su transporte desde el sur hacia el norte (flechas azules en la superficie). El agua del fondo del embalse puede ser remplazada por la llegada de aguas frías provenientes de los afluentes cuando hay evento de crecientes, cambiando las condiciones físicas de ésta, o puede haber un efecto de dilución. Sin embargo, estos argumentos deben ser estudiados más a fondo para conocer realmente el tiempo de renovación del agua en la parte profunda del embalse y los procesos que hacen que las condiciones físicas cambien.

Figura 5-1: Transporte de masa promedio en el embalse La Fe en a) Período seco y b) período lluvioso.



La temperatura del agua en los afluentes exhibió cambios en el ciclo diurno que fueron del orden de la diferencia máxima y mínima de los perfiles de temperatura en el cuerpo principal, facilitando posiblemente la intrusión de la pluma en diferentes niveles durante el ciclo diario, desde los primeros metros hasta los 12 m de profundidad. Esto permite que sustancias que entren en el ecosistema transportados por los afluentes se distribuyan en un amplio rango de profundidad y sea importante en la calidad del embalse y en la dinámica del fitoplancton, como ha sido demostrado en estudios como el de Vidal (2006). El análisis resalta que en los sistemas tropicales es muy importante caracterizar adecuadamente la temperatura de entrada de los ríos, pues ligada a ella, la corriente de gravedad tendrá una dinámica en el embalse. Marín (2008) y Román et al (2010) mostraron que para simular adecuadamente la estructura térmica de un embalse tropical con un modelo numérico, la temperatura de los afluentes debe ser bien caracterizada en el ciclo diurno. Los resultados obtenidos con el modelo numérico en la etapa de calibración fortalecieron sus afirmaciones, pues los mejores ajustes entre la temperatura simulada y medida se obtuvieron cuando se ingresó el ciclo diario de la temperatura de los afluentes.

El modelo numérico fue calibrado para la primera campaña y validado para la tercera, en ésta última se aplicaron los parámetros de ajuste encontrados en la calibración. Los perfiles de temperatura y las variables climatológicas fueron medidos en dos condiciones estacionales diferentes, lo que implicó que en la validación algunos parámetros fueran reajustados. Aunque en general las tendencias de los perfiles de temperatura simulados en los dos períodos climáticos fueran notoriamente similares a los perfiles de temperatura medidos (calibración y validación), principalmente en la zona de mezcla y el fondo, algunas diferencias se obtuvieron del modelo en la zona intermedia y en algunas zonas profundas y amerita investigar los detalles de los procesos físicos que pudieron influenciar en estas diferencias.

En el nivel de las compuertas de captación los perfiles simulados exhibieron concavidades diferentes a las observadas en campo y una zona de mezcla bien desarrollada, contrario a lo que exhiben los perfiles de temperatura medidos. Marín (2008) y recientemente Franco (2011 - datos sin publicar), encontraron resultados similares en estudios realizados en el embalse tropical Riogrande II y atribuyeron las inconsistencias a posibles causas debido a la extracción selectiva o procesos de mezcla a la entrada de los ríos que no estén bien representados. Los resultados obtenidos en la presente investigación refuerzan la necesidad de profundizar en la física de estos procesos físicos, con el propósito de conocer mejor la dinámica general de los sistemas tropicales.

A pesar de las limitaciones del modelo para simular un chorro sumergido como se da en el embalse, el desarrollo y solución conceptual del problema permitió validar algunas hipótesis formuladas con los resultados de campo, como el rango de profundidad donde se mueve la pluma. Sin embargo, la implementación de esta condición de frontera aún tiene gran incertidumbre, pues el chorro simulado con el modelo ELCOM requiere tomar el

Discusión y conclusiones

agua de las celdas que están por debajo del lugar donde éste se establezca, y es posible, por el tamaño de la celda, que no toda el agua sea lanzada verticalmente hacia arriba y parte de ella se mueva lateralmente hacia sus celdas vecinas antes de ser impulsada. De otro lado, el chorro ELCOM está desarrollado sólo en la dirección vertical, hacia arriba o hacia abajo, y aunque en el embalse La Fe aún se desconoce con exactitud el desarrollo del campo cercano, es posible que no sea totalmente vertical.

6. Sumario

La presente investigación se centró en estudiar los procesos de transporte en el embalse La Fe, energizados por los diferentes forzantes externos. Sin embargo, un estudio completo de la calidad del agua requiere un análisis conjunto entre los mecanismos físicos presentes en el sistema, y la respuesta biológica y química de los organismos presentes en ella ante estos forzamientos físicos. Con base en los métodos y resultados obtenidos fue posible vislumbrar el marco general y conceptual del movimiento del agua y la dinámica de la estructura térmica, los factores causales próximos y remotos y su efecto, mediante la mejor cuantificación disponible. Los resultados evidenciaron que las propiedades físicas del cuerpo del agua son sensibles a los cambios estacionales y diarios de los forzantes externos, y que los procesos de transporte condicionan la variabilidad espacial y temporal de dichas variables. Finalmente, el conocimiento de los procesos de transporte en el sistema debe ser un insumo base para el estudio integral de la calidad del agua que allí se embalsa.

7.Recomendaciones

Con el fin de suplir y mejorar las limitaciones del trabajo de campo y los problemas encontrados en el modelo numérico, además de confirmar muchas de las hipótesis propuestas respecto a la dinámica de los procesos de transporte, trabajos futuros deben tener en cuenta las siguientes recomendaciones:

- Se recomienda instalar una estación de medición de caudal en la entrada del río ByS (Cuenca Boquerón y San Luis) para mejorar las estimaciones del balance de masas y conocer adecuadamente los rendimientos de esta cuenca aportante.
- Concentrar esfuerzos en entender en detalle el proceso físico de la extracción selectiva en el embalse, principalmente teniendo en cuenta que es un proceso de gran interacción con la pluma del Afluyente PyE. Para esto se recomienda realizar mediciones continuas en el tiempo y más densas en el espacio, no sólo de variables como la temperatura, si no caracterizar el campo de velocidad. Instalar cadenas de termistores entre la entrada del afluyente y la torre de captación, ayudará a comprender mejor la dinámica mutua entre ellos.
- Se estableció, gracias a las mediciones y a los modelos utilizados, que la pluma del río pantanillo debe moverse hacia torre de captación a una profundidad definida entre los 5 y 14 m. Con el objetivo de comprender mejor esta dinámica, se recomienda seguir y estudiar el comportamiento en el campo cercano y lejano de la pluma del pantanillo, mediante medición densa espacialmente, en la influencia local y global del chorro. y medición continua de transectos transversales y longitudinales, no sólo de la temperatura, si no de la velocidad. Un experimento podría realizarse en campo con derivadores que tracen la trayectoria por donde se mueve la pluma.
- Teniendo en cuenta la influencia de los afluentes naturales y operados en la estructura térmica, es necesario medir continuamente la temperatura en el cuerpo del agua, la temperatura de los afluentes y las variables climatológicas. Para esto se recomienda instalar permanentemente una cadena de termistores en la zona sur del embalse, una estación climatológica que mida también radiación de onda larga

y termistores de temperatura en la entrada de todos los afluentes, incluyendo necesariamente la temperatura del agua que es importada desde el río Pantanillo.

- A pesar de que el modelo numérico se utiliza, entre otras cosas, para aumentar la resolución de la información sobre los procesos de transporte no identificados con las mediciones de campo, algunas deficiencias observadas en el modelo ELCOM, particularmente en la pluma del río pantanillo y la extracción selectiva, no permitieron el estudio detallado de algunas de las hipótesis planteadas. Por lo tanto, se recomienda centrar esfuerzos en estudiar la física de estos dos procesos con la información de campo y mejorar su reproducción en el modelo ELCOM, ya sea con incorporación de nuevos módulos que representen adecuadamente la física en ambientes tropicales, o investigar otros posibles modelos ya desarrollados para este fin, que puedan ser acoplados con él.

Bibliografía

- Abid, A. (2001). *Modelling of Water Quality in Mundaring Reservoir*. University of Western Australia.
- Ahlfeld, D., Joaquin, A., Tobiasson, J., & Mas, D. (2003). Case study: Impact of reservoir stratification on interflow travel time. *Journal of hydraulic*, 129(12), 966. doi:10.1061/(ASCE)0733-9429(2003)129:12(966)
- Akiyama, J., & Stefan, H. G. (1984). Plunging Flow into a Reservoir: Theory. *Journal of Hydraulic Engineering*, 110(4), 484. doi:10.1061/(ASCE)0733-9429(1984)110:4(484)
- Alavian, V., Jirka, G. H., Denton, R. A., Johnson, M. C., & Stefan, H. G. (1992). Density Currents Entering Lakes and Reservoirs. *Journal of Hydraulic Engineering*, 118(11), 1464. doi:10.1061/(ASCE)0733-9429(1992)118:11(1464)
- Alcocer, J., & Bernal-Brooks, F. W. (2010). Limnology in Mexico. *Hydrobiologia*, 644(1), 15-68. doi:10.1007/s10750-010-0211-1
- Alvarez S, O. A. (2010). *Modelación Morfodinámica de Desembocaduras a Escala Intra-Anual*. Universidad Nacional de Colombia.
- Anis, A., & Singhal, G. (2006). Mixing in the Surface Boundary Layer of a Tropical Freshwater Reservoir. *Journal of Marine Systems*, 63(3-4), 225-243. doi:10.1016/j.jmarsys.2006.07.003
- Anohin, V. V., Imberger, J., Romero, J. R., & Ivey, G. N. (2006). Effect of Long Internal Waves on the Quality of Water Withdrawn from a Stratified Reservoir. *Journal of Hydraulic Engineering*, 132(11), 1134. doi:10.1061/(ASCE)0733-9429(2006)132:11(1134)

- Appt, J., Imberger, J., & Kobus, H. (2004). Basin-scale motion in stratified Upper Lake Constance. *Limnology and Oceanography*, 49(4), 919-933. American Society of Limnology and Oceanography. doi:10.4319/lo.2004.49.4.0919
- Baines, P. G. (2001). Mixing in Flows Down Gentle Slopes Into Stratified Environments. *Journal of Fluid Mechanics*, 443, 237-270. doi:10.1017/S0022112001005250
- Barbosa, F. A. R., & Padisák, J. (2002). The forgotten lake stratification pattern: atelomixis, and its ecological importance. *Internationale Vereinigung fur Theoretische und Angewandte Limnologie Verhandlungen*, 28(3), 1385-1395. Stuttgart: E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, 1923-.
- Boegman, L. (2009). Currents in Stratified Water Bodies 2: Internal Waves. (E. L. Gene, Ed.) *Encyclopedia of Inland Waters*. Academic Press - Elsevier. doi:10.1016/B978-012370626-3.00081-8
- Boegman, L., Ivey, G. N., & Imberger, J. (2005). The Energetics of Large-Scale Internal Wave Degeneration in Lakes. *Journal of Fluid Mechanics*, 531, 159-180. doi:10.1017/S0022112005003915
- Boehrer, B., & Schultze, M. (2008). Stratification of Lakes. *Reviews of Geophysics*, 46(2). doi:10.1029/2006RG000210
- Brookes, J. D., Burch, M. D., Lewis, D. M., & Regel, R. H. (2008). *Artificial Mixing for Destratification and Control of Cyanobacterial Growth in Reservoirs* (p. 58). Salisbury.
- Celik, I. (2005). RANS/LES/DES/DNS: The Future Prospects of Turbulence Modeling. *Journal of Fluids Engineering*, 127(5), 829. doi:10.1115/1.2033011
- Chalarca, D. (2008). *Presencia Transporte y Destino de las Bacterias Fecales en la Ciénaga de Ayapel Cordoba -Colombia*. Universidad de Antioquia.
- Chung, S. W., Hipsey, M. R., & Imberger, J. (2009). Modelling the Propagation of Turbid Density Inflows into a Stratified Lake: Daecheong Reservoir, Korea. *Environmental Modelling & Software*, 24(12), 1467-1482. Elsevier Ltd. doi:10.1016/j.envsoft.2009.05.016

- Cohen, I. M., & Kundu, P. K. (2007). *Fluid Mechanics*. (I. M. Cohen, P. . Ayyaswamy, & H. H. Hu, Eds.) (4th ed., p. 904). Academic Press.
- Dallimore, C. J., Imberger, J., & Ishikawa, T. (2001). Entrainment and Turbulence in Saline Underflow in Lake Ogawara. *Journal of Hydraulic Engineering*, 127(11), 937. ASCE. doi:10.1061/(ASCE)0733-9429(2001)127:11(937)
- EPM. (2005). *Revista Hidrometeorológica Empresas Públicas de Medellín*. (H. Zapata, G. Rendón, & J. J. Sossa, Eds.) (1st ed., p. 150). Medellín: Empresas Públicas de Medellín E.S.P.
- EPM. (2009). Batimetría Embalse La Fe - 2008. Medellín: Empresas Públicas de Medellín E.S.P.
- EPM. (2010). Planos Esquemáticos del Bombeo del Río Pantanillo - Archivo: Pantanillo Bombeo_Localización. Área de Operación y Acueducto. Medellín: Empresas Públicas de Medellín E.S.P.
- Ellison, T. H., & Turner, J. S. (1959). Turbulent Entrainment in Stratified Flows. *Journal of Fluid Mechanics*, 6(03), 423. doi:10.1017/S0022112059000738
- Escuba. (1997). Revisión de Compuertas Torre de Captación Represa La Fe. Medellín: Empresas Públicas de Medellín E.S.P.
- Esteves, F. de A. (1998). *Fundamentos de Limnología*. (F. de A. Esteves, Ed.) (2nd ed., p. 226). Rio de Janeiro: Interciencia.
- Fernandez, R. L., & Imberger, J. (2006). Bed Roughness Induced Entrainment in a High Richardson Number Underflow. *Journal of Hydraulic Research*, 44(6), 725-738. Coastal Management; Environmental Impact Assessment; Fluid Mechanics; Ground Water; Hydraulic Engineering; Resource Management - Environmental Studies; River Management; Storm Water; Structures & Structural Stability; Surface Water; Water Engineering; Wat, . doi:10.1080/00221686.2006.9521724

- Fernández J., J. M. (2006). *Modelamiento de la Estructura Térmica en el Sistema Hidroeléctrico de los Embalses Porce II - Porce III*. Universidad Nacional de Colombia.
- Fischer, H. B., List, J. E., Koh, R. C. Y., Imberger, J., & Brooks, N. H. (1979). *Mixing in Inland and Coastal Waters*. (Elsevier, Ed.) (1st ed., p. 483). San Diego: Academic Press - Elsevier.
- Ford, D. E., & Johnson, M. C. (1983). *An Assessment of Reservoir Density Currents and Inflow Processes*. Vicksburg.
- García, M. H. (1996). *Hidrodinámica Ambiental*. (Y. Niño, F. López, J. Rodríguez, & J. J. Fedele, Eds.) (1st ed., p. 195). Buenos Aires: Universidad Nacional del Litoral.
- Gibson, J. A. E. (2004). The Meromictic Lakes and Stratified Marine Basins of the Vestfold Hills, East Antarctica. *Antarctic Science*, 11(02). doi:10.1017/S0954102099000243
- González, E. J., Ortaz, M., Peñaherrera, C., & de Infante, A. (2004). Physical and Chemical Features of a Tropical Hypertrophic Reservoir Permanently Stratified. *Hydrobiologia*, 522(1-3), 301-310. doi:10.1023/B:HYDR.0000029983.53568.d2
- Gu, R., McCutcheon, S. C., & Wang, P.-F. (1996). Modeling Reservoir Density Underflow and Interflow From a Chemical Spill. *Water Resources Research*, 32(3), 695. AGU. doi:10.1029/95WR03486
- Gunkel, G., & Casallas, J. (2002). Limnology of an Equatorial High Mountain Lake - Lago San Pablo, Ecuador: The Significance of Deep Diurnal Mixing for Lake Productivity. *Limnológica*, 43, 33-43.
- Gómez-Giraldo, A., Imberger, J., Antenucci, J. P., & Yeates, P. S. (2008). Wind-Shear-Generated High-Frequency Internal Waves as Precursors to Mixing in a Stratified Lake. *Limnology and Oceanography*, 53(1), 354-367. doi:10.4319/lo.2008.53.1.0354
- Hernani T., Al., & Ramírez, J. J. (2002). Aspectos Morfométricos y Teóricos de un Embalse Tropical de Alta Montaña Represa La Fe, El Retiro, Colombia.

- Academia Colombiana de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales*, 26(101), 511-518.
- Hodges, B. (1998). *Heat Budget and Thermodynamics at a Free Surface: Some Theory and Numerical Implementation*. Centre for Water Research, Univ. Western Australia (pp. 1-14). Perth: CWR - Centre for Water Research.
- Hodges, B. (2000). *Numerical Techniques in CWR-ELCOM (code release v.1)*. Centre for Water Research, Univ. Western Australia. Perth.
- Hodges, B. (2009). Hydrodynamical Modeling. (E. L. Gene, Ed.) *Encyclopedia of Inland Waters*. Academic Press - Elsevier. doi:10.1016/B978-012370626-3.00088-0
- Hodges, B., & Dallimore, C. J. (2006). Estuary, Lake and Coastal Ocean Model: ELCOM, v2.2 Science Manual. *Centre for Water Research, Univ. Western Australia*. Perth: CWR - Centre for Water Research.
- Hodges, B., & Dallimore, C. J. (2007). Estuary, Lake and Coastal Ocean Model: ELCOM, v2.2 User Manual. *Centre for Water Research, Univ. Western Australia*. Perth: CWR - Centre for Water Research.
- Hodges, B., Imberger, J., Saggio, A., & Winters, K. (2000). Modeling Basin-Scale Internal Waves in a Stratified Lake. *Limnology and Oceanography*, 45(7), 1603–1620. JSTOR.
- Horn, D. A., Laval, B., Imberger, J., & Findikakis, A. N. (2001). Field Study of Physical Processes in Lake Maracaibo. *Proceedings of the Congress-International Association for Hydraulic Research* (pp. 282–288).
- Hutchinson, G. E. (1957). *A Treatise on Limnology. Volume 1. Geography, Physics and Chemistry* (p. 1015). Wiley.
- Imberger, J. (1985). The Diurnal Mixed Layer. *Limnology and Oceanography*, 30(4), 737-770. American Society of Limnology and Oceanography.

- Imberger, J., & Hamblin, P. F. (1982). Dynamics of Lakes, Reservoirs, and Cooling Ponds. *Annual Review of Fluid Mechanics*, 14(1), 153-187. doi:10.1146/annurev.fl.14.010182.001101
- Imberger, J., & Patterson, J. C. (1989). Physical Limnology. In J. W. Hutchinson & T. Y. Wu (Eds.), *Advances in Applied Mechanics* (27th ed., Vol. 27, pp. 303-475). Academic Press - Elsevier. doi:10.1016/S0065-2156(08)70199-6
- Imboden, D. M., & Wüest, A. (1995). Mixing Mechanisms in Lakes. In A. Lerman, D. M. Imboden, & G. R. Joel (Eds.), *Physics and chemistry of lakes* (2nd ed., pp. 83-138). Springer.
- Integral. (1972). Planos de Diseño Desviación Río Negro Segunda Etapa. Medellín: Empresas Públicas de Medellín E.S.P.
- Jones, G. R., Nash, J. D., & Jirka, G. H. (1996). CORMIX3: An Expert System for Mixing Zone Analysis and Prediction of Buoyant Surface Discharges. Washington: Cornell University.
- Kikkert, A. G. (2006, May). *Buoyant Jets with Two and Three-Dimensional Trajectories*. University of Canterbury.
- Laval, B., Imberger, J., & Findikakis, A. N. (2005). Dynamics of a large tropical lake: Lake Maracaibo. *Aquatic Sciences*, 67(3), 337-349. doi:10.1007/s00027-005-0778-1
- Lewis Jr., W. M. (1983). Temperature, Heat, and Mixing in Lake Valencia, Venezuela. *Limnology and oceanography*, 28(2), 273-286. JSTOR. doi:10.4319/lo.1983.28.2.0273
- Lewis Jr., W. M. (1987). Tropical Limnology. *Annual Review of Ecology and Systematics*, 18, 159-184. Annual Reviews.
- Lewis Jr., W. M. (1996). Tropical Lakes: How Latitude Makes a Difference. (F. Schiemer & K. T. Boland, Eds.) *Perspectives in tropical limnology*, 43-64. SPB Academic.

- Lewis Jr., W. M. (2000). Basis for the Protection and Management of Tropical Lakes. *Lakes and Reservoirs: Research and Management*, 5(1), 35-48. Wiley Online Library. doi:10.1046/j.1440-1770.2000.00091.x
- Lewis, D. M., Lambert, M. F., Burch, M. D., & Brookes, J. D. (2010). Field Measurements of Mean Velocity Characteristics of a Large-Diameter Swirling Jet. *Journal of Hydraulic Engineering*, 136(9), 642. doi:10.1061/(ASCE)HY.1943-7900.0000207
- Liu, W.-C., Kuo, J.-T., Young, C.-C., & Wu, M.-C. (2006). Evaluation of marine outfall with three-dimensional hydrodynamic and water quality modeling. *Environmental Modeling & Assessment*, 12(3), 201-211. doi:10.1007/s10666-006-9068-0
- Lye, L. M., & Sharp, J. J. (2002). Methods of Compliance Evaluation for Ocean Outfall Design and Analysis. *Environmental Management*, 30(4), 536-546. doi:10.1007/s00267-002-2642-6
- López A, L. D. (2004). Revisión de Compuertas Represa La Fe 2004. Medellín: Empresas Públicas de Medellín E.S.P.
- M Obukhov, A. (1946). Turbulence in an atmosphere with inhomogeneous temperature. *Akad Nauk USSR Tr Inst Theor Geofiz*, 1, 95-115.
- Ma, S., Kassinos, S. C., Fatta Kassinos, D., & Akylas, E. (2008). Effects of Selective Water Withdrawal Schemes on Thermal Stratification in Kouris Dam in Cyprus. *Lakes & Reservoirs: Research & Management*, 13(1), 51-61. doi:10.1111/j.1440-1770.2007.00353.x
- MacIntyre, S., & Melack, J. M. (2009). Mixing Dynamics in Lakes Across Climatic Zones. (E. L. Gene, Ed.) *Encyclopedia of Inland Waters*. Oxford: Academic Press - Elsevier. doi:10.1016/B978-012370626-3.00040-5
- MacIntyre, S., Romero, J. R., & Kling, G. W. (2002). Spatial-Temporal Variability in Surface Layer Deepening and Lateral Advection in an Embayment of Lake Victoria, East Africa. *Limnology and Oceanography*, 47(3), 656-671. American Society of Limnology and Oceanography.

- Marquez, G. C., & Guillot, G. M. (2001). *Ecología y Efecto Ambiental de Embalses*. (G. C. Marquez & G. M. Guillot, Eds.) (1st ed., p. 218). Bogotá: Posgrado en Gestión Ambiental - Universidad Nacional de Colombia.
- Marti, C. L., Antenucci, J. P., Luketina, D., Okely, P., & Imberger, J. (2011). Near-Field Dilution Characteristics of a Negatively Buoyant Hypersaline Jet Generated by a Desalination Plant. *Journal of Hydraulic Engineering*, *137*(1), 57. doi:10.1061/(ASCE)HY.1943-7900.0000275
- Martin, J. L., & McCutcheon, S. C. (1999). *Hydrodynamics and Transport for Water Quality Modeling*. (S. Wood, Ed.) (1st ed., p. 816). Florida: CRC Press.
- Marvin, J. G., & Huang, G. P. (1998). Status and Future Directions for Turbulence Modelling. *Sadhana*, *23*(5-6), 481-503. doi:10.1007/BF02744576
- Marín, L. (2008). *Modelamiento de la Estructura Térmica en Embalses Tropicales -Aplicación Riogrande II-*. Universidad Nacional de Colombia, Medellín.
- Melo, A. S., Bini, L. M., & Carvalho, P. (2006). Brazilian Articles in International Journals on Limnology. *Scientometrics*, *67*(2), 187-199. doi:10.1007/s11192-006-0093-1
- Merino-Ibarra, M., Monroy-Ríos, E., Vilaclara, G., Castillo, F. S., Gallegos, M. E., & Ramírez-Zierold, J. (2007). Physical and Chemical Limnology of a Wind-Swept Tropical Highland Reservoir. *Aquatic Ecology*, *42*(3), 335-345. doi:10.1007/s10452-007-9111-5
- Monismith, S. G. (1986). An Experimental Study of the Upwelling Response of Stratified Reservoirs to Surface Shear Stress. *Journal of Fluid Mechanics*, *171*(-1), 407. doi:10.1017/S0022112086001507
- Monismith, S. G., & MacIntyre, S. (2009). The Surface Mixed Layer in Lakes and Reservoirs. (E. L. Gene, Ed.) *Encyclopedia of Inland Waters*. Oxford: Academic Press - Elsevier. doi:10.1016/B978-012370626-3.00078-8
- Morillo, S., Imberger, J., Antenucci, J. P., & Copetti, D. (2009). Using Impellers to Distribute Local Nutrient Loadings in a Stratified Lake: Lake Como, Italy.

- Journal of Hydraulic Engineering*, 135(7), 564 - 574. ASCE. doi:10.1061/(ASCE)HY.1943-7900.0000048
- Mortimer, C. H. (1952). Water Movements in Lakes during Summer Stratification; Evidence from the Distribution of Temperature in Windermere. *Philosophical Transactions of the Royal Society B: Biological Sciences*, 236(635), 355-398. doi:10.1098/rstb.1952.0005
- Okely, P., Imberger, J., & Shimizu, K. (2010). Particle Dispersal due to Interplay of Motions in the Surface Layer of a Small Reservoir. *Limnology and oceanography*, 55(2), 589–603. American Society of Limnology and Oceanography.
- Ortega A., S., & Restrepo S., J. P. (2010). *Análisis de Sensibilidad para la Modelación Numérica Unidimensional de Embalses Tropicales*. Universidad Nacional de Colombia.
- Ortega A., S., Restrepo S., J. P., Correa U., R., Gómez-Giraldo, A., & Toro, F. M. (2010). Análisis de Sensibilidad para la Modelación Unidimensional de la Estructura Térmica de Embalses Tropicales. In I. Piedra-Cueva (Ed.), *XXIV Congreso Latinoamericano de Hidráulica Punta del Este, Uruguay* (p. 105). Punta del Este.
- Podsetchine, V., & Schernewski, G. (1999). The Influence of Spatial Wind Inhomogeneity on Flow Patterns in a Small Lake. *Water Research*, 33(15), 3348-3356. doi:10.1016/S0043-1354(99)00035-4
- Ramos, R. (2007). *Modelación del Efecto del Viento Sobre la Estructura Térmica del Embalse Porce II*. Universidad Nacional de Colombia.
- Ramírez, J. J., & Machado, T. (1982). Influencia de la Precipitación y los Ortofosfatos sobre el Fitoplancton de La Represa La Fe. *Actualidades Biológicas*, 11(39), 1-21.
- Ramírez, J. J., Gutiérrez, F. L., & Vargas, A. (2005). Respuesta de la Comunidad Fitoplanctónica en el Experimento de Eutrofización Artificial Realizados en la Represa La Fe, El Retiro, Antioquia, Colombia. *Caldasia*, 27(1), 103–115.

- Roldán, G. (2009). Desarrollo de la Limnología en Colombia. *Actualidades Biológicas*, 31, 227-237. scieloco.
- Roldán, G., & Ramírez, J. J. (2008). *Fundamentos de Limnología Neotropical*. (G. Roldán, Ed.) (2nd ed., p. 440). Medellín: Universidad de Antioquia.
- Román-Botero, R., Gómez-Giraldo, A., & Toro, F. M. (2010). Importancia del Ciclo Diario de la Temperatura de los Afluentes en la Estructura Térmica de Embalses Tropicales. In I. Piedra-Cueva (Ed.), *XXIV Congreso Latinoamericano de Hidráulica Punta del Este, Uruguay* (pp. 104 - 105). Punta del Este.
- Rueda, F. J., & MacIntyre, S. (2010). Modelling the Fate and Transport of Negatively Buoyant Storm-River Water in Small Multi-Basin Lakes. *Environmental Modelling & Software*, 25(1), 146-157. doi:10.1016/j.envsoft.2009.07.002
- Rueda, F. J., & Vidal, J. (2009). Currents in the Upper Mixed Layer and in Unstratified Water Bodies. (E. L. Gene, Ed.) *Encyclopedia of Inland Waters*. Oxford: Academic Press - Elsevier. doi:10.1016/B978-012370626-3.00083-1
- Rueda, F. J., Schladow, S. G., Monismith, S. G., & Stacey, M. T. (2005). On the Effects of Topography on Wind and The Generation of Currents in a Large Multi-Basin Lake. *Hydrobiologia*, 532(1-3), 139-151. Springer Netherlands. doi:10.1007/s10750-004-9522-4
- Sierra R., O., & Ramírez, J. J. (2000). Variacion Espacio-Temporal de Biopelículas en La Represa la Fe, El Retiro, Antioquia (Colombia). *Actualidades Biológicas*, 22, 153-168.
- Smith, R. (1999). Two Outfalls in an Estuary: Cooperative Pollution Minimization. *Journal of Engineering Mathematics*, 35(3), 285-298. Springer Netherlands.
- Spigel, R. H., Imberger, J., & Rayner, K. N. (1986). Modeling the Diurnal Mixed Layer. *Limnology and Oceanography*, 31(3), 533-556. doi:10.4319/lo.1986.31.3.0533

- Tavera, R., & Martínez-Almeida, V. (2005). Atelomixis as a Possible Driving Force in the Phytoplankton Composition of Zirahuén, a Warm-Monomictic Tropical Lake. *Hydrobiologia*, 533(1-3), 199-208. doi:10.1007/s10750-004-2418-5
- Toro, F. M. (1998). *Ecuaciones de Navier-Stokes y una Solución Numérica para Flujos a Superficie Libre*. (M. Toro Botero, Ed.) (1st ed., p. 110). Medellín: Posgrado en Aprovechamiento de Recursos Hidráulicos - Facultad de Minas - Universidad Nacional de Colombia.
- UNESCO. (1981). *Technical Papers in Marine Science. No. 36: The Practical Salinity Scale 1978 and the International Equation of State of Seawater 1980. Tenth Report of the Joint Panel on Oceanographic Tables and Standards, (JPOTS)*. UNESCO, ICES, SCOR, IAPSO (p. 26). Canadá.
- UdeA. (2002). Análisis de Calidad del Agua de los Embalses y Quebradas que Abastecen el Acueducto de EPM - informe La Fe. Medellín: Universidad de Antioquia.
- UdeA. (2005). Análisis Químico, Granulométrico y Toxicológico en Sedimentos de los Embalses Riogrande II, La Fe y Piedras Blancas. Medellín: Universidad de Antioquia.
- Vargas, R. ., & Ramírez, J. J. (2002). Variación Espacio - Temporal de las Tasas de Sedimentación del Material Sestónico en un Embalse Tropical de Alta Montaña Represa La Fe, El Retiro, Antioquia, Colombia. *Actualidades Biológicas*, 24(77), 73-80.
- Vergara N., N. V., & Ramírez, J. J. (2005). *Dinámica Mensual de la Capa Superficial Mezclada y La Estabilidad Térmica en la Presa de un Embalse Tropical: Represa La Fe, El Retiro, Colombia*. Universidad de Antioquia.
- Vidal, J. (2006). *Basin-Scale Hydrodynamics in a Mediterranean Reservoir. Implications for the Phytoplankton Dynamics*. Universitat de Girona.