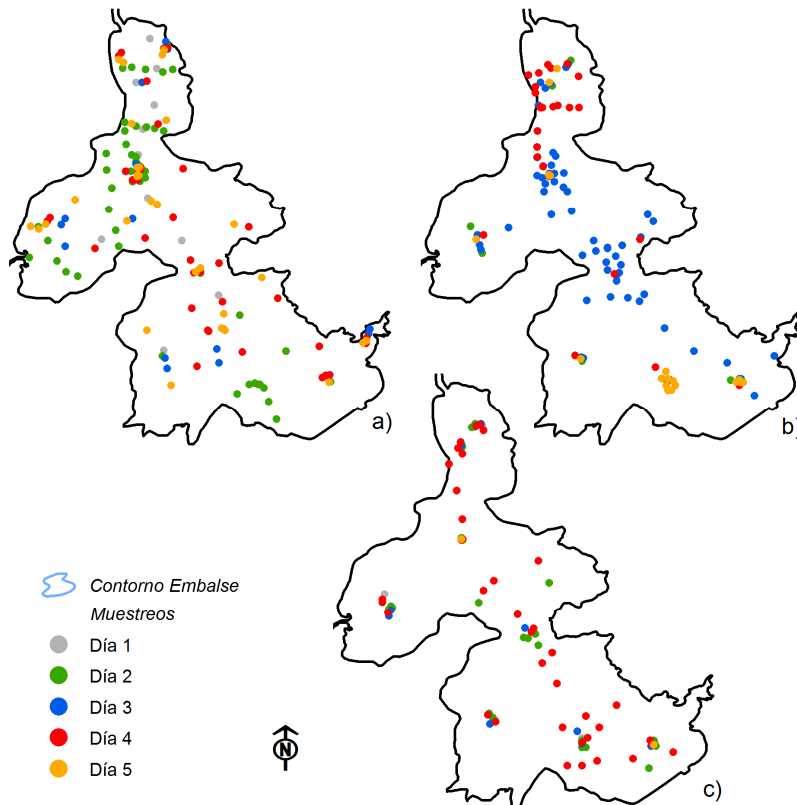


medición continua. En la Tabla 3-1 se resume el tipo de información recolectada, la localización y el instrumento de medición.

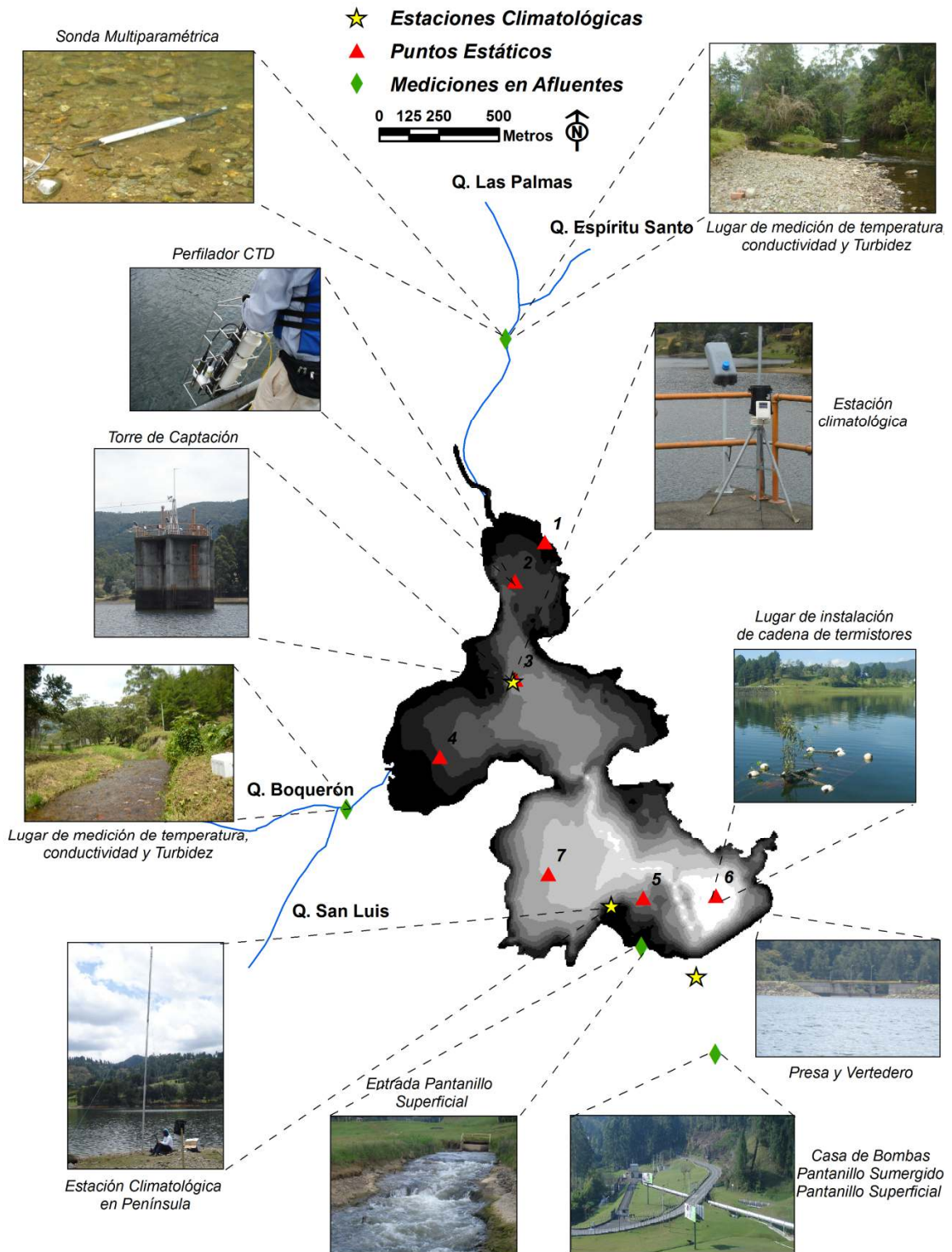
**Figura 3-1:** Lugares de medición de los perfiles de temperatura, turbidez y conductividad medidos en (a) primera campaña, (b) segunda campaña y, (c) tercera campaña.



### 3.2 Descripción de la información y los muestreos

Mediante interpolación de los perfiles medidos con el CTD a lo largo de transectos y en los nictemerales, y de la información registrada por las cadenas de termistores, se analizaron los procesos de transporte al interior del sistema, y se relacionaron con los forzantes externos. La interpretación de estas observaciones se hizo con apoyo de números adimensionales y la aplicación de modelos unidimensionales, explicados posteriormente en detalle, que sirvieron para estudiar individualmente el efecto de cada forzante en la dinámica de los procesos físicos.

**Figura 3-2:** Localización de las estaciones de muestreo estáticas y lugares de instalación de instrumentos.



**Tabla 3-1:** Instrumentos utilizados y localización de las mediciones.

Tipo variable	Variable	Instrumento	Localización
Flujos atmosféricos	Magnitud y dirección del viento	Anemómetro manual	En cada punto de muestreo.
	Radiación onda corta	Estación climatológica portátil (marca <i>DAVIS Vantage pro2</i> )	Torre de captación y presa (campaña 1). Torre de captación y península (campaña 2). Torre de captación (campaña 3).
	Temperatura del aire		
	Humedad relativa		
	Precipitación		
	Magnitud y dirección del viento		
Cobertura de nubes	Visual	En cada punto de muestreo.	
Flujos afluentes	Caudal total bombeado del río Pantanillo	EPM – (equipo Ultrasónico marca <i>GE Sensing FT961 y FT966</i> )	
	Temperatura	Sonda multiparamétrica (marca <i>Hydrolab MS5</i> )	Canal de entrada del bombeo del Pantanillo; Pantanillo Superficial.
	Conductividad		
	Turbidez		
	Caudal	EPM (Marca <i>No reportada</i> ) y Correntómetro (marca <i>OTT C31</i> )	800 m aguas arriba de la entrada al embalse de Palmas y Espíritu Santo; Afluente PyE.
	Temperatura	Sensores Hobo (campaña 3) (marca <i>HOBO Pro v2</i> )	
	Temperatura	Sonda multiparamétrica (marca <i>Hydrolab MS5</i> )	
	Conductividad		
	Turbidez		
	Temperatura	Sensores Hobo (campaña 3) (marca <i>HOBO Pro v2</i> )	200 m aguas arriba de la entrada de Boquerón y San Luis; Afluente ByS.
	Temperatura	Sonda multiparamétrica (marca <i>Hydrolab MS5</i> )	
	Conductividad		
Flujos efluentes	Caudal captado	EPM - (equipo Ultrasónico marca <i>GE Sensing FT047 y FT048</i> )	
	Caudal vertido	EPM – <i>No reportado</i>	
Distribución en cuerpo de agua	Temperatura	Perfilador CTD (marca <i>Seabird SBE 25</i> )	7 puntos estáticos (fijos) y puntos adicionales (dinámicos)
	Conductividad		
	Turbidez		
	Transparencia agua	Disco Secchi	
	Temperatura	Sensores Hobo (cadena de termistores en campaña 3 - marca <i>HOBO Pro v2 y HOBO Pendant</i> )	En Torre (LFE3) y en Presa (LFE6)

### 3.3 Actividades de modelación numérica

Como se mencionó en la sección 1.4, la modelación numérica sirve como herramienta para mejorar la resolución espacial y temporal de las mediciones realizadas en campo, analizar la sensibilidad a variables que son difíciles de caracterizar o presentan incertidumbre y por lo tanto, mejorar la caracterización de los procesos de transporte. También sirve para investigar hipótesis causa-efecto. Para este fin se utilizó el modelo ELCOM (*Estuary, Lake and Coastal Ocean Model*) desarrollado para lagos, estuarios y embalses por el centro de investigación del agua, *Center for Water Research* (CWR), de la Universidad de Australia Occidental. Las actividades a desarrollar en este proceso son la selección del dominio espacial y temporal, sensibilidad a los parámetros de discretización numérica y parámetros físicos, calibración con información de campo y validación con información de campo no utilizada durante la calibración y, finalmente, evaluación de escenarios bajo diferentes condiciones.

#### 3.3.1 Modelo ELCOM

ELCOM es un modelo tridimensional, hidrodinámico y termodinámico que simula la variación espacio-temporal de variables como la temperatura, salinidad y velocidad en sistemas estratificados.

ELCOM resuelve las ecuaciones de Navier-Stokes promediadas usando la descomposición de Reynolds, mediante el método de las diferencias finitas, y de forma acoplada las ecuaciones de masa de constituyentes y temperatura. ELCOM es un modelo condicionalmente estable, debido a la discretización explícita en el espacio y en el tiempo de la ecuación de momentum para flujos estratificados, y por lo tanto, la estabilidad numérica depende del paso de tiempo de cálculo y de un tamaño de celda óptimo, según la condición de *Courant-Friedrichs-Lewy* (CFL) de la onda interna. De lo anterior, los resultados del modelo ELCOM son confiables si los valores de CFL son menores a la unidad, principalmente en la dirección horizontal.

El modelo utiliza la aproximación de Boussinesq y considera la presión como hidrostática, lo que implica que las aceleraciones verticales son despreciables frente a la aceleración de la gravedad. La evolución de la superficie libre es derivada de la integración vertical de la ecuación de continuidad, aplicando la condición cinemática en la frontera.

ELCOM no estima directamente los términos de esfuerzo vertical de Reynolds en las ecuaciones de momentum y transporte para modelar la mezcla turbulenta, si no que aplica una aproximación unidimensional de mezcla entre capas, derivada de un balance de energía desarrollado para el modelamiento unidimensional de lagos (Imberger & Hamblin, 1982; Imberger & Patterson, 1989). El modelo unidimensional compara la energía

disponible para la mezcla ( $E_A$ ), del mezclado convectivo y la producción cortante del viento, con el incremento de la energía potencial requerida para la mezcla ( $E_R$ ), aplicándolo capa a capa en cada columna de agua. Si la energía disponible es mayor a la requerida, existe mezcla, producto principalmente de dos efectos: mezclado convectivo de gradientes inestables de densidad, que reduce la energía potencial y libera energía cinética turbulenta (ECT), o mezclado de gradientes estables de densidad que disipan energía cinética turbulenta e incrementan la energía potencial. ELCOM por lo tanto aplica un modelo unidimensional (1D) en cada columna de agua para proveer el transporte vertical turbulento, y para proveer el efecto dinámico tridimensional de ECT disponible para mezcla, emplea un modelo de transporte (Hodges et al., 2000).

Los flujos de calor en la interface agua-atmósfera son estimados mediante expresiones paramétricas que tienen en cuenta las variables atmosféricas, y la transferencia de energía a través de la superficie es separada en componentes no penetrativas: radiación de onda larga, calor sensible y el calor latente, y la componente penetrativa es la radiación de onda corta. Los efectos no penetrativos son introducidos como fuentes de temperatura en la capa superficial, mientras el efecto penetrativo sigue la ley de Beer-Lambert introduciendo energía térmica capa a capa.

Una descripción detallada del modelo y las ecuaciones en que se fundamenta puede ser consultada en (Hodges, 2000; Hodges & Dallimore, 2006, 2007)

### **3.3.2 Selección de la malla horizontal y número de capas en la vertical.**

Se debe establecer el dominio espacial, de tal forma que los resultados sean adecuados de acuerdo al proceso que se esté estudiando. En este contexto, dado que el estudio se concentró en la dinámica general de la estructura térmica, la selección de la malla horizontal y vertical se realizó comparando resultados de perfiles de temperatura simulados en lugares característicos del dominio espacial, con diferentes mallas verticales y horizontales. Tanto para el tiempo de cálculo, como el tamaño óptimo de las mallas, se tuvo en cuenta la estabilidad numérica ( $CFL < 1$ ).

### **3.3.3 Calibración**

La calibración del modelo se basó en ajustar los parámetros físicos con más incertidumbre, identificados según la información recolectada en campo, variándolos sistemáticamente hasta que los perfiles simulados de temperatura coincidieran aceptablemente con los perfiles medidos en lugares característicos del embalse. Para esto se utilizó la información de la segunda campaña de campo.

### **3.3.4 Validación**

La validación del modelo se realizó con información de la tercera campaña de campo, aplicando los parámetros ajustados de las variables físicas con incertidumbre de la etapa de la calibración en la validación. En la validación se contrastó los perfiles de temperatura medidos contra los simulados, y de acuerdo a los resultados, se realizaba o no nuevamente la etapa de calibración, ajustando nuevamente los parámetros y aplicándolos en la etapa de la validación, hasta que los perfiles simulados y medidos coincidieran aceptablemente.

### **3.3.5 Escenarios de simulación**

Los escenarios de simulación se centraron en ampliar la resolución temporal y espacial de algunos procesos de transporte observados con las mediciones de campo. Para esto se utilizó la misma información de las campañas, y se aprovechó las facilidades del modelo en simular trazadores con flotabilidad neutra y observar, en cualquier punto del dominio o en cortinas longitudinales y transversales, en diferentes instantes del tiempo, lo que sucede con la temperatura, el trazador y otras variables de interés.



## 4. Resultados

Los resultados presentados a continuación conservan el mismo orden definido en la metodología; en primera instancia la información secundaria y los resultados de las mediciones efectuadas en las campañas de campo, y, finalmente, los modelos aplicados para complementar la descripción de los procesos de transporte.

### 4.1 Resultados de las campañas de campo

#### 4.1.1 Información climatológica y flujos de calor

En la Figura 4-1 se observa la información climatológica medida directamente por EPM durante el año 2010. La precipitación es la medida en la estación La Fe, a diferencia del mes de julio, donde no se contó con información, y la precipitación corresponde a la estación Palmas. Tampoco se tuvo información de la estación de caudal Las Palmas desde enero hasta abril.

En la información se distinguen tres períodos, los cuales son diferenciables de la variabilidad mensual multianual descrita en la sección 2.2, principalmente por el progreso del fenómeno *El Niño Southern Oscillation* (ENSO), el cual presentó sus dos fases del Niño y la Niña al principio y mitad del año respectivamente. En la Figura 4-1 también se presenta el índice *Oceanic Niño Index* (ONI), índice utilizado para evaluar las condiciones atmosféricas, y observar anomalías con respecto a las condiciones normales<sup>5</sup>. Si el ONI es superior a 0.5, es la fase de El Niño, si es inferior a -0.5 es fase La Niña, entre esos límites se considera que las condiciones son normales. Los tres periodos son:

- Período seco: Es el período inicial, en el cual el caudal de los afluentes naturales fue menor a  $5 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  y no se apreció ninguna creciente significativa. Éste correspondió al período de El Niño al inicio del año. El bajo aporte de los afluentes naturales fue compensado con un bombeo activo desde el río Pantanillo.

---

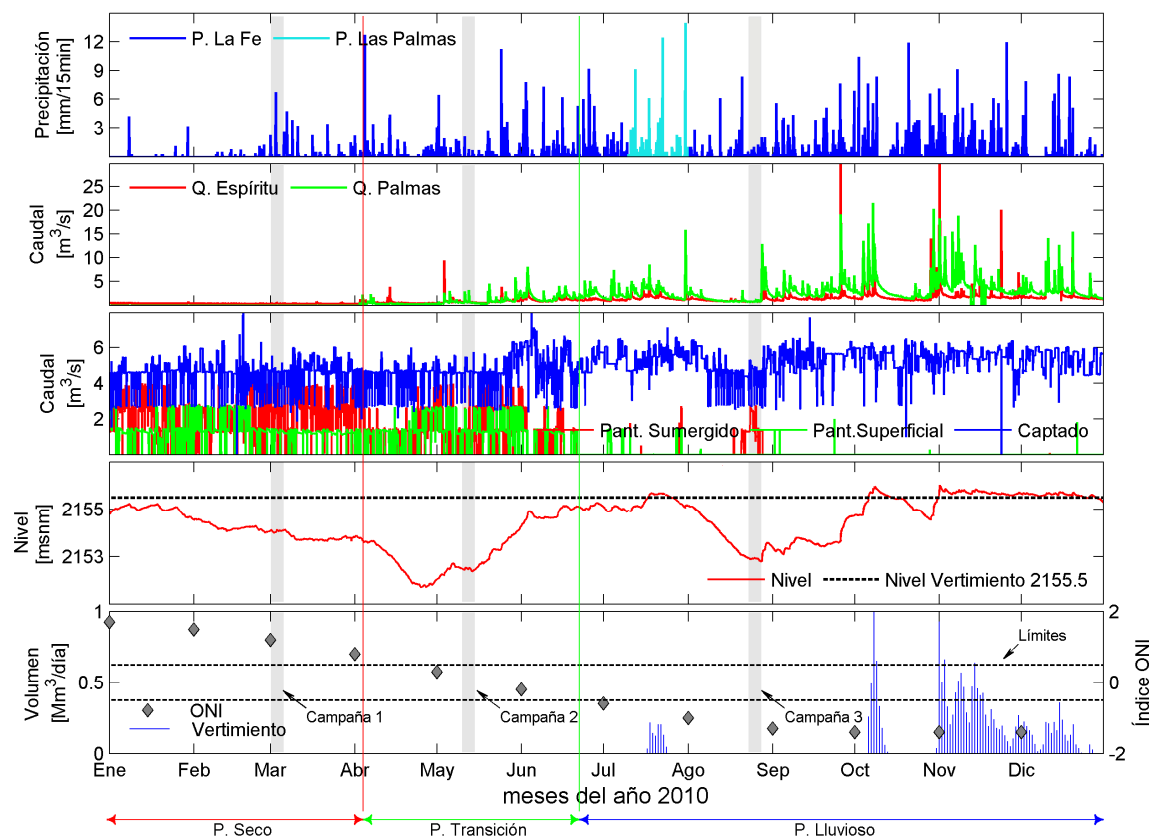
<sup>5</sup> *Climate Prediction Center* -NOAA- <<http://www.cpc.ncep.noaa.gov/>> consultada el 12/06/2011

- Periodo de transición: EL índice ONI indicó una fase normal en las condiciones climatológicas; comenzaron las lluvias y se empezaron a observar crecientes importantes en los afluentes naturales; el bombeo (Pantanillo) se redujo pero aun fue importante.
- Periodo lluvioso: Con el fenómeno de La Niña plenamente establecido, los aportes naturales fueron mucho mayores, por lo cual la operación del bombeo prácticamente se suspendió y se presentaron eventos de vertimiento.

Se observa que cada campaña se desarrolló en cada uno de los periodos descritos, en donde debe destacarse las diferencias en el caudal bombeado desde el río Pantanillo, ya que como se mostrará más adelante, la estratificación del cuerpo de agua es notoriamente sensible al caudal bombeado, especialmente entre los 5 y 14 m de profundidad.

El caudal captado fue prácticamente el mismo en todo el año; sin embargo, las fluctuaciones fueron menores en el período lluvioso.

**Figura 4-1:** Precipitación, caudales y niveles del año 2010.



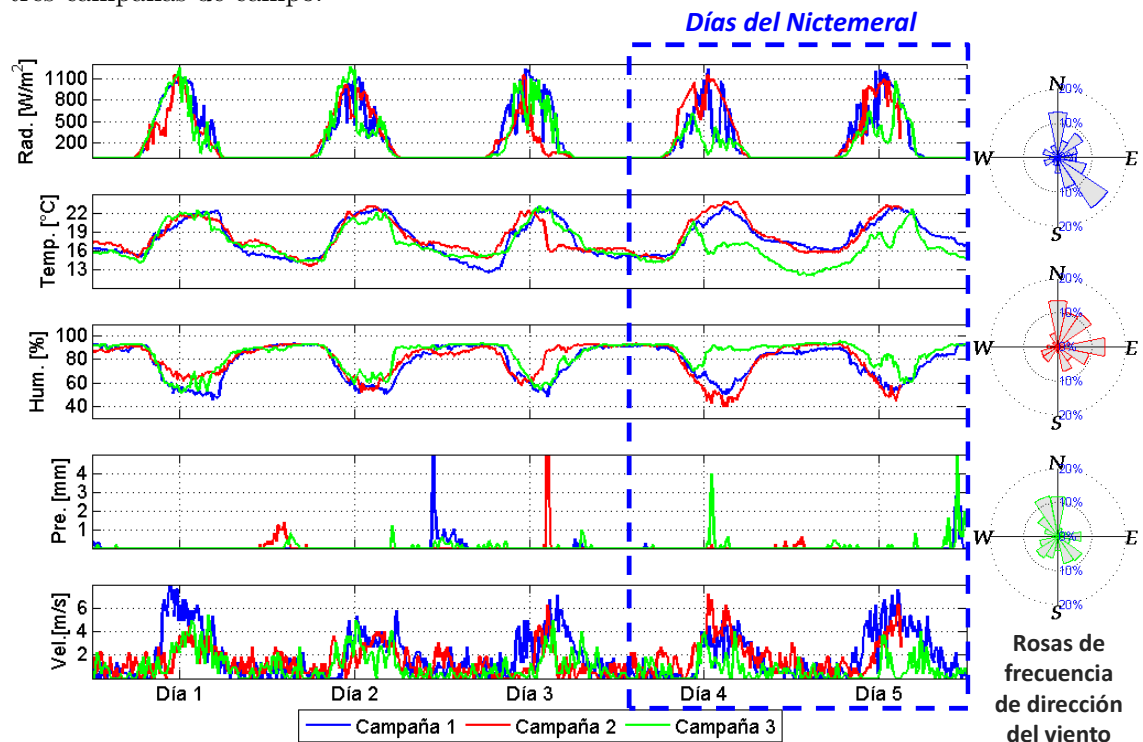
En la Figura 4-2 se muestra la información climatológica medida en la estación ubicada en torre durante los cinco días que duró cada una de las tres campañas de campo. Se aprecia

## Resultados

un patrón característico de cambios en el ciclo diurno de todas las variables climatológicas, a excepción de la precipitación. En las noches la temperatura del aire disminuyó, descendiendo por debajo de la temperatura superficial del agua, como se verá más adelante, y favoreciendo el mezclado convectivo de la capa superficial. Así mismo, la humedad relativa mostró cambios del orden del 40%, y en algunos casos alcanzó a aumentar hasta en un 50%. La magnitud del viento disminuyó en la noche, con valores que no superaron  $1 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$  la mayoría del tiempo, aunque ocurrieron ráfagas del orden de  $2 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ . Los vientos de mayor magnitud ( $>4 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ) regularmente se presentaron entre las 12:00 y las 17:00 horas.

Estacionalmente se encontró que las variables climatológicas tuvieron pocas variaciones en las tres campañas de campo. Sin embargo, algunas de ellas presentaron leves diferencias entre campaña, como la temperatura del aire, la cual fue ligeramente menor en la tercera campaña, acompañada de lluvias frecuentes tanto en las horas de la noche, como en las horas del día. La magnitud del viento fue un poco mayor en la primera campaña y fue disminuyendo entre campañas, siendo menor en la tercera. Durante las dos primeras campañas los vientos más fuertes provenían principalmente de los cuadrantes 1 y 2, direcciones noreste y sureste, mientras que en la tercera los vientos más fuertes provenían de los cuadrantes 2, 3 y 4, es decir, vientos que llegaron del sureste, noreste y suroeste.

**Figura 4-2:** Variables climatológicas medidas para la estación ubicada en torre para las tres campañas de campo.



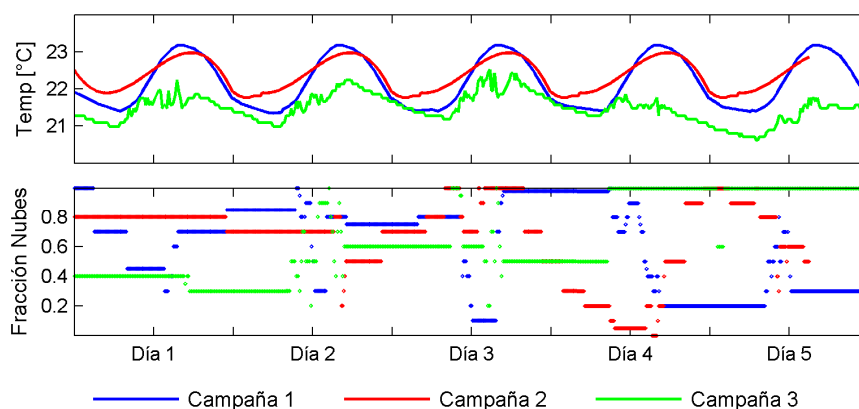
Con el fin de evaluar la magnitud de los cambios en los flujos de calor a través de los diferentes períodos climáticos, y dado que no se dispuso de medición directa, se realizaron estimaciones mediante fórmulas paramétricas que dependen de las variables climatológicas, obtenidas de Hodges (1998), Martin & McCutcheon (1999) y Monismith & MacIntyre (2009).

Los flujos de calor fueron cuantificados para los cinco días de muestreo de cada campaña, a partir de la información climatológica medida. De la temperatura superficial del agua y la cobertura de nubes no se dispuso de series de tiempo, y consecuentemente tuvo que ser estimado a partir de las mediciones de los perfiles de temperatura y de las observaciones visuales de la nubosidad respectivamente.

En la primera y segunda campaña se supuso una variación diaria de la temperatura superficial, asumida igual y repetida para los cinco días de análisis, a partir de la variación diaria de la temperatura superficial medida en el experimento nictemeral, y con apoyo de la temperatura superficial medida durante la campaña de los perfiles estáticos 3, 4, 5 y 6. La variación asumida es justificable, teniendo en cuenta que durante los cinco días de análisis, en las dos primeras campañas, las variables climatológicas no mostraron cambios significativos día a día (Figura 4-2), lo que se vio reflejado en una tendencia constante de la temperatura superficial. En la tercera campaña se contó con un termistor de temperatura a 0.75 m de profundidad, la cual se tomó como la temperatura superficial.

La serie de cobertura de nubes en las tres campañas se dedujo a partir de las observaciones visuales, realizadas en las horas del día, suponiendo que en la noche, donde no hubo información, la cobertura de nubes disminuía, o aumentaba, de acuerdo a la primera observación del día siguiente. En la Figura 4-3 se muestran las series de temperatura superficial y cobertura de nubes usadas en la estimación de los flujos de calor.

**Figura 4-3:** Temperatura superficial del agua y cobertura de nubes en las tres campañas de campo.

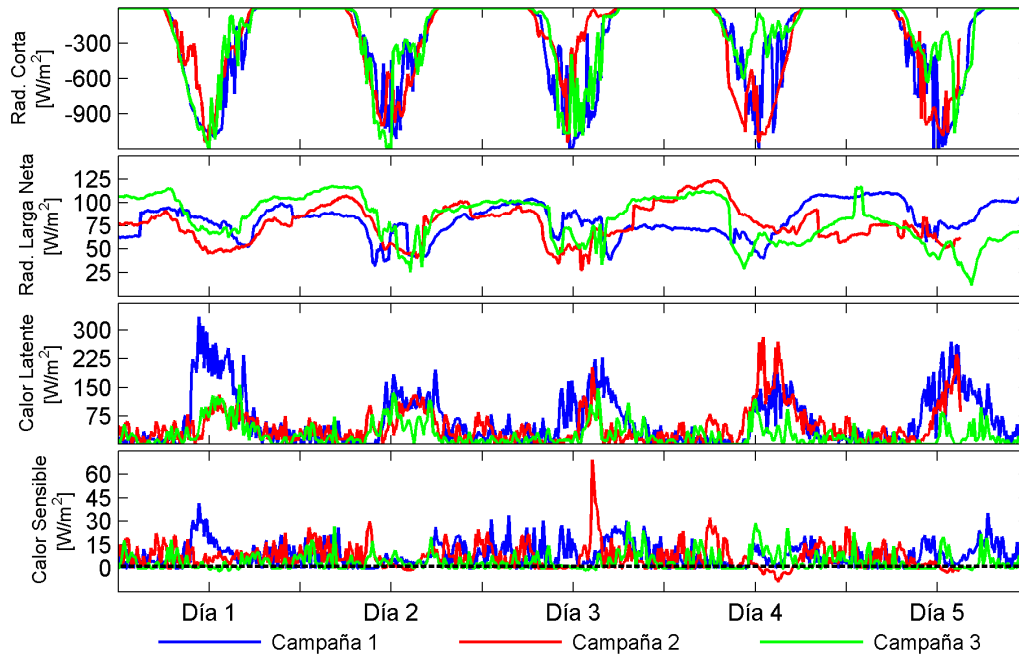


En la Figura 4-4 se muestran los flujos de calor estimados, siendo positivos si salen del sistema y negativos si entran a él.

A pesar de la ligera disminución en la radiación de onda corta debido a días nubados a través de las campañas, y un aumento en los calores sensible y latente en algunos días de la primera y segunda campaña, generado por vientos que alcanzaron  $8 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ , se aprecia que los flujos de calor son relativamente constantes en las tres campañas, por lo que no generan variaciones importantes del contenido de calor en el embalse a lo largo del año. Como se discutió anteriormente, a pesar de que durante la segunda mitad del año 2010 estuvo presente el fenómeno de La Niña, la primera campaña se realizó durante la última fase de un evento de El Niño, y la segunda en el período de transición, por lo que los flujos de calor presentados abarcan condiciones climáticas diferentes en cuanto a precipitación.

Los flujos de calor en el ciclo diario mostraron un patrón característico, acorde a los cambios observados de las variables climatológicas. La radiación de onda corta calentó el sistema, con valores máximos cercanos a los  $1200 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$  en todas las campañas, con muchas fluctuaciones en el día, debido principalmente a la alta variabilidad de la cobertura de nubes. El calor latente alcanzó valores de  $280 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ , producto de vientos fuertes del orden de  $8 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$  y, para vientos más débiles ( $\sim 4 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ),  $100 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ . El enfriamiento debido al calor latente se observó principalmente en las horas de mayor actividad del viento, entre las 11:00 y las 17:00 horas, y en la noche, debido a la ausencia significativa del viento, fue leve o nulo. La radiación de onda larga neta actuó siempre enfriando el sistema, indicando que es mayor el flujo de calor por radiación de onda larga que pierde el sistema al que recibe. La radiación de onda larga neta varió entre  $100$  y  $25 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ , siendo menor en las horas de mayor irradiación. El calor sensible fue en promedio menor a  $30 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ , y generalmente positivo, y sólo en algunos casos, cuando la temperatura ambiente fue mayor a la temperatura superficial, entró calor al sistema.

Los resultados muestran que los cambios en las condiciones térmicas del sistema, debido a flujos de calor atmosféricos, se dan principalmente en la escala intra-diaria, y como se verá más adelante, afecta principalmente las zonas superficiales del cuerpo del agua. Por lo tanto, teniendo en cuenta que a lo largo del año los flujos de calor no mostraron cambios significativos, conservando así la persistencia estacional, las variaciones observadas durante el año en la estructura térmica fueron producto de los otros agentes forzantes.

**Figura 4-4:** Intercambios de calor con la atmósfera durante las tres campañas.

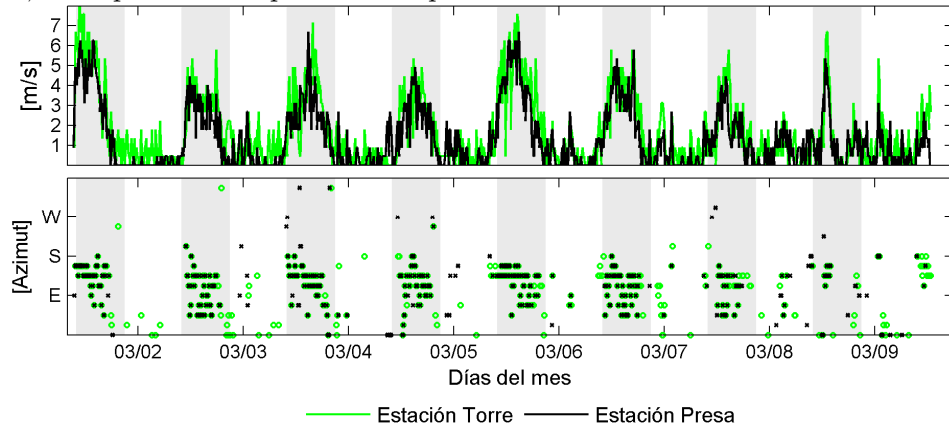
#### 4.1.2 Variabilidad espacial del viento

De la Figura 4-5 a la Figura 4-7 se muestran los registros de magnitud y dirección del viento (ésta última para velocidades mayores a  $1.5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ) de las tres campañas de campo, obtenidos de la estación fija (Torre de captación), en la estación dinámica (Presa y Península para la primera y segunda campaña) y en las mediciones puntuales realizadas con un anemómetro portátil.

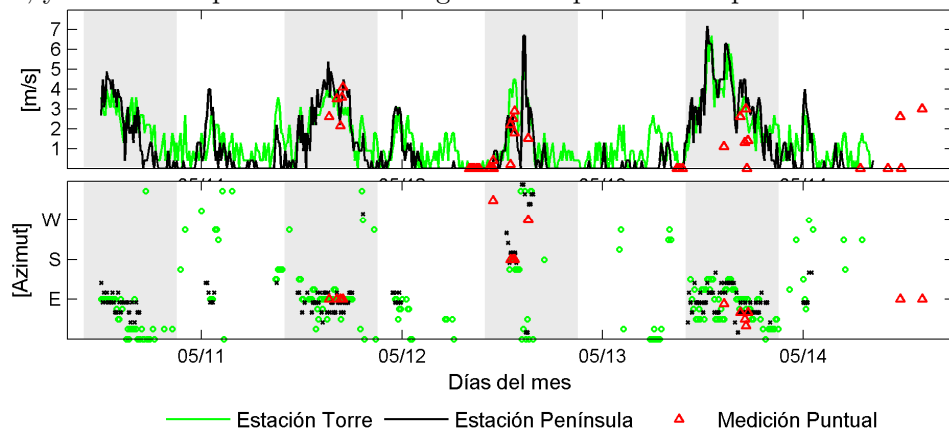
En general, la magnitud del viento en las estaciones fija y dinámica fueron bastante similares y sólo en algunos casos se observaron diferencias significativas o mayores a  $1 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ . Al comparar las mediciones puntuales con los registros de las estaciones en la segunda y tercera campaña, se observó una aceptable correspondencia en dirección y en magnitud; en algunos casos la velocidad no se acercó a los valores medidos en las estaciones, debido a que las mediciones puntuales se hicieron instantáneamente y pudieron ser afectadas por ráfagas de viento. En contraste, las mediciones en la estación climatológica fueron promediadas en intervalos de tiempo de 15 minutos generalmente.

La dirección y magnitud del viento tuvo un patrón específico según la hora del día; entre las 11:00 y las 19:00 horas (sombreado en gris) el viento alcanzó frecuentemente velocidades mayores a  $1.5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ , y los vientos registrados en ambas estaciones provinieron de la misma dirección, predominantemente del N-E y S-E. Para vientos menores a  $1.5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ , normalmente en la noche y en la madrugada, las direcciones en ambas estaciones fueron similares sólo en algunos casos y muy variables (no mostrado en las figuras).

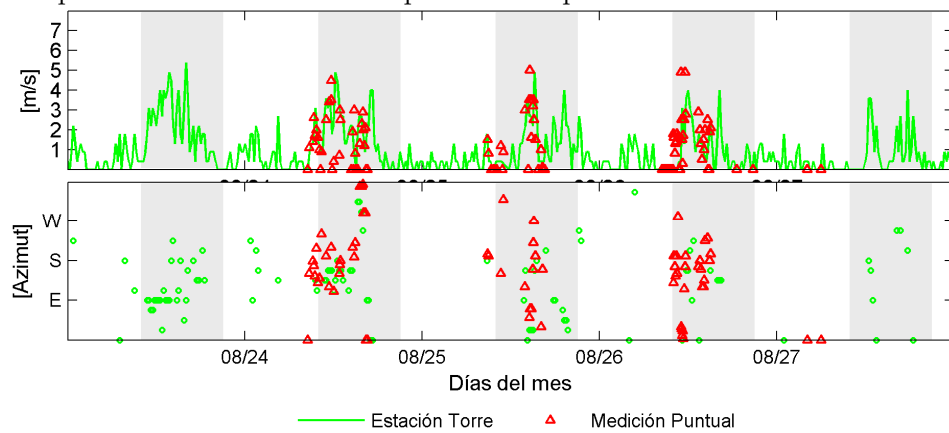
**Figura 4-5:** Magnitud de la velocidad y dirección del viento de las estaciones fija y dinámica, en la primera campaña de campo.



**Figura 4-6:** Magnitud de la velocidad y dirección del viento de las estaciones fija y dinámica, y mediciones puntuales en la segunda campaña de campo.

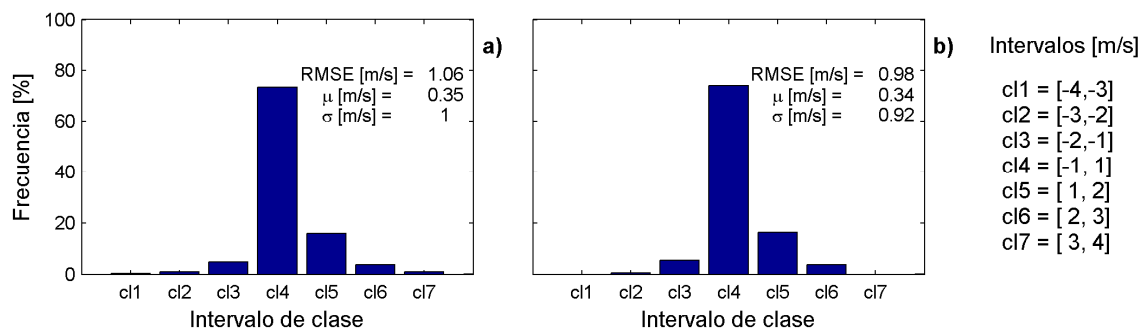


**Figura 4-7:** Magnitud de la velocidad y dirección del viento en la estación fija y mediciones puntuales en la tercera campaña de campo.



Para cuantificar la diferencia en la magnitud del viento entre la estación fija y la dinámica, se estimó el histograma de frecuencia de la diferencia en la magnitud del viento entre la estación fija y la dinámica (Figura 4-8). El histograma se calculó para siete intervalos de clase, siendo negativos si la magnitud del viento medida en la estación dinámica es mayor a la magnitud en la estación estática y positiva en caso contrario. Se calculó el valor esperado y la desviación estándar de la diferencia en la magnitud del viento entre la estación dinámica y la fija, y el error cuadrático medio directamente de la magnitud del viento entre las estaciones.

**Figura 4-8:** Histograma de la diferencia entre la magnitud del viento medida en la estación fija y en la estación dinámica durante (a) la primera y (b) la segunda campaña.



El histograma de frecuencia muestra que la mayoría de las diferencias (aproximadamente el 70%) son menores a  $|1 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}|$ . Diferencias mayores a  $|1 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}|$  y menores a  $|2 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}|$  se observan entre el 25 % y 30 % de las veces y solo el 5% son diferencias de mayor magnitud. El valor esperado de la diferencia es positivo y aproximadamente igual en ambas campañas a  $0.35 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ , indicando un leve sesgo con vientos mayores en la estación estática.

El resultado de la desviación estándar, en torno al valor esperado, indica que la dispersión de la diferencia es alrededor de  $1 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ , mostrando que las diferencias entre ambas estaciones oscilaron entre  $-0.7$  y  $1.3 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ . El error cuadrático medio evidencia que el error medio en la diferencia entre ambas estaciones fue aproximadamente igual a  $1 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ .

Diferencias en la magnitud del viento entre ambas estaciones del orden de  $1 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$  son consideradas de menor importancia, teniendo en cuenta que son ráfagas de viento y, como se verá más adelante, la energía mecánica que aporta es insignificante en la dinámica de la zona de mezcla y en la generación de oscilaciones internas de la masa de agua. Por lo tanto, teniendo en cuenta las observaciones de campo y los resultados de los estadísticos, se concluye que el campo espacial de vientos en el sistema es bastante uniforme y puede ser determinado por una única estación climatológica, la cual puede ser instalada en la torre de captación o en cercanías de la presa.

Éste resultado es esencial para caracterizar adecuadamente los procesos de transporte y de calidad del agua en el embalse, teniendo en cuenta que la dinámica de la estructura térmica y la dinámica de los nutrientes están íntimamente ligadas a la dinámica espacial del campo de viento.

### **4.1.3 Transparencia del agua, profundidad Secchi**

La profundidad Secchi (Figura 4-9) tuvo un comportamiento diferente en los tres muestreos. En la primera campaña se midieron profundidades mínimas y máximas entre 1.2 m y 3.6 m respectivamente, con una profundidad media de 2.5 a 3.0 m, observada a través de todo el embalse, sugiriendo uniformidad horizontal.

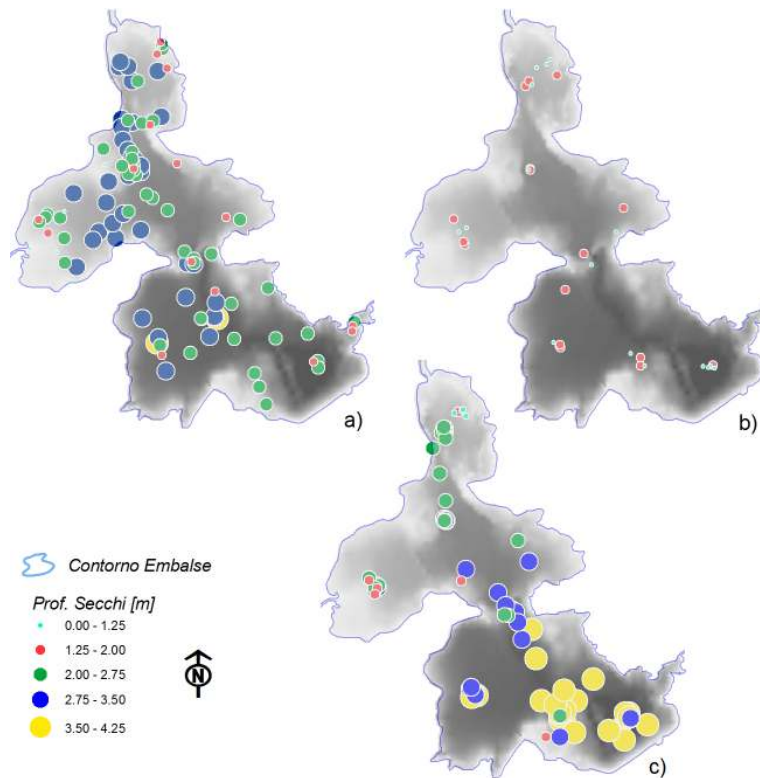
La densidad de mediciones en la segunda campaña fue menor, no obstante se cubrió todo el dominio espacial, donde se observó que la uniformidad horizontal en la profundidad Secchi se mantuvo, aunque se presentaron algunos valores más superficiales en la zona de la presa y en las inmediaciones de la entrada del Afluente PyE. En ésta campaña la profundidad Secchi fue la menor de las tres campañas, con valores medios entre 1 y 1.2 m y máximos de 2 m.

En la tercera campaña se registraron las mayores profundidades, alcanzando hasta 4.25 m en la zona de presa. A diferencia de las dos primeras campañas, no se observó uniformidad horizontal en el embalse; en la zona sur las profundidades fueron en promedio 3.4 m, mientras que en la zona norte, antes del estrecho, la profundidad media fue 2.3 m,

La variación de los caudales en los períodos climáticos y la cantidad de material en suspensión que transportan, es una de las posibles causas de los cambios observados en la profundidad Secchi entre las tres campañas de campo. En la primera campaña los aportes de caudal natural fueron menores, y la carga en suspensión de material particulado fue baja (Turbidez menor de 20 FTU), lo que representó bajo aporte de sólidos suspendidos al embalse. En la segunda campaña, días antes del muestreo, el inicio del período de transición trajo consigo el aumento del caudal de los afluentes naturales y las primeras crecientes del año, transportando hacia el embalse el material sólido acumulado durante todo el período de verano en las cuencas aferentes. Los afluentes naturales y del Pantanillo ingresaron al embalse con una turbidez media igual a 100 FTU, afectando y modificando la transparencia del agua en el sistema. Finalmente, en la tercera campaña las profundidades Secchi fueron comparables a las profundidades registradas en la primera campaña. Teniendo en cuenta que la cuenca fue “lavada” durante todo el período de lluvias, y que durante 20 días antes del muestreo se registró una recesión del caudal natural, sumado a la ausencia de caudal bombeado, el aumento de la profundidad Secchi pudo ser producto del poco aporte de material en suspensión (en esta campaña no se midió turbidez en los afluentes).

La presencia de fitoplancton y su dinámica en la columna del agua es otra posible causa que explica los cambios observados en los tres muestreos de la profundidad Secchi. Sin embargo, establecer si es o no la causa, está fuera del alcance de ésta investigación.

**Figura 4-9:** Profundidad del disco Secchi en el embalse en (a) primera campaña, (b) segunda campaña y (c) tercera campaña.



#### 4.1.4 Características físicas de los afluentes

En la Figura 4-10 se muestran los resultados obtenidos de la temperatura, conductividad y turbidez, medidos de la sonda multiparamétrica en diferentes horas del día de las dos primeras campañas, y el registro continuo de la temperatura en la tercera campaña, obtenido con los termistores instalados en los afluentes. Es de notar que en la tercera campaña no hay registros de conductividad, ni turbidez.

La temperatura de los afluentes mostró cambios significativos durante el ciclo diario, principalmente en el Afluente ByS ( $5^{\circ}\text{C}$ ), Afluente PyE ( $3.5^{\circ}\text{C}$ ) y, de menor magnitud, en el bombeo ( $2^{\circ}\text{C}$ ). El ciclo diario presentó los valores máximos de temperatura en la tarde, entre las 13:00 y las 15:00 horas, cercano a los  $21.5^{\circ}\text{C}$  en la primera campaña en el Afluente ByS y disminuyendo por cada campaña, alcanzando un valor de  $19.1^{\circ}\text{C}$  en la tercera campaña. En el Afluente PyE los valores máximos registrados en cada campaña

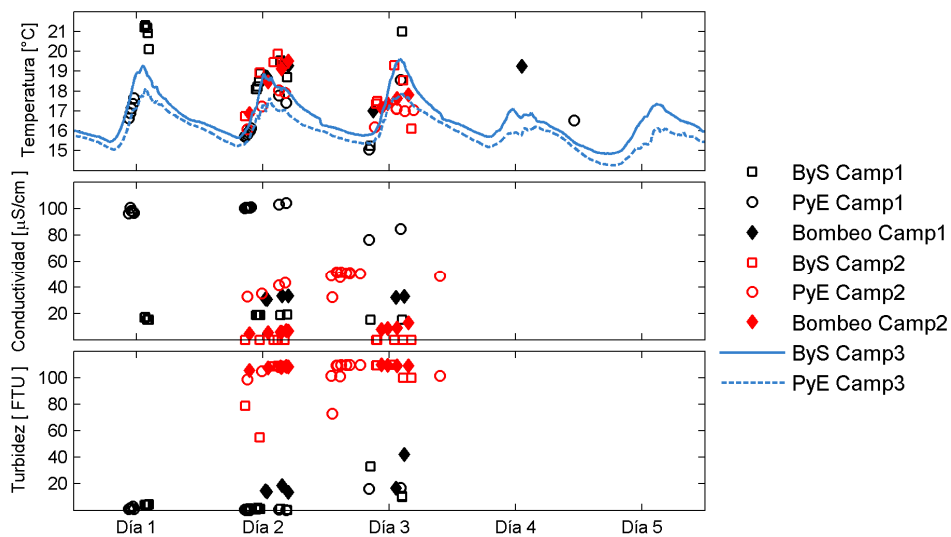
fueron 18.6, 18.1 y 17.9°C respectivamente. El valor de mínima temperatura se mantuvo generalmente en 15°C, principalmente en las horas de la madrugada, a las 06:00 horas, durante todas las campañas y para los dos afluentes naturales. Algunos registros de la tercera campaña mostraron que la temperatura descendió hasta 14°C en el afluente PyE debido a eventos de crecientes.

En contraste a la variación encontrada en el ciclo diario de la temperatura, ninguno de los afluentes presentó variaciones importantes en la turbidez y conductividad, siendo los cambios menores a 10 FTU y 10  $\mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$  respectivamente en la variación diaria.

En la Figura 4-10 se aprecia un aumento significativo en la turbidez entre las dos primeras campañas, en todos los afluentes, cambiando en promedio de 20 FTU en la primera campaña, a 100 FTU en la segunda campaña. La conductividad presentó una disminución, con un cambio medio en el Afluente PyE, de 90  $\mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$  en la primera campaña a 60  $\mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$  en la segunda. En Afluente ByS el cambio fue de 20  $\mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$  a 5  $\mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$  y en el Bombeo de 30 a 5  $\mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$ .

La variación del ciclo diario de la temperatura de los afluentes supone un importante efecto en la dinámica de la corriente de gravedad dentro del sistema, teniendo en cuenta que los valores máximos y mínimos de temperatura en el afluente durante el día, son comparables a la temperatura máxima y mínima a través de la columna de agua, como se verá en secciones posteriores. Lo anterior, combinado con los gradientes verticales suaves y continuos de temperatura en el embalse, puede generar que las plumas de los ríos encuentren su nivel de intrusión (nivel de flotabilidad neutra) a diferentes profundidades dentro del ciclo diario. El anterior resultado amerita más atención, y será tratado con más profundidad en la sección 4.2.2.

**Figura 4-10:** Temperatura, conductividad y turbidez medida en los afluentes.

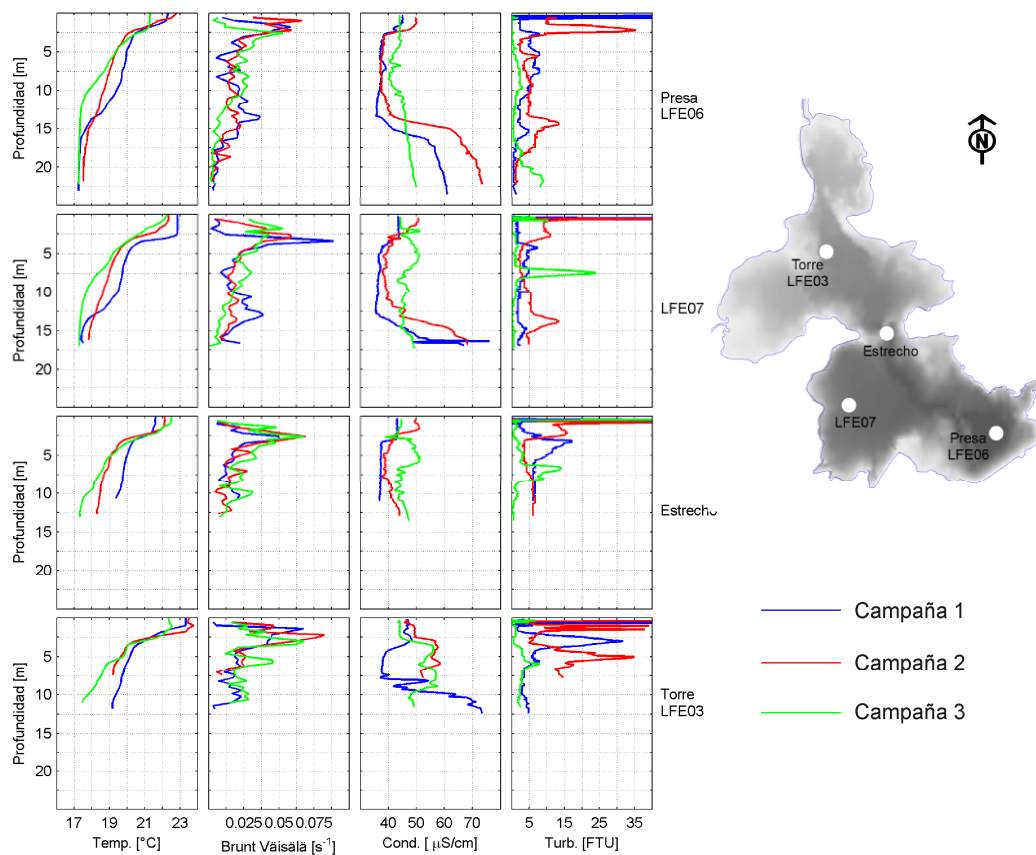


### 4.1.5 Comportamiento espacial de las variables físicas al interior del cuerpo de agua.

A continuación se discutirán los procesos de transporte, la variabilidad estacional, y la influencia de los agentes externos en el comportamiento espacial de la estructura térmica, con base en las mediciones de temperatura, conductividad y turbidez. Del total de la información recolectada se hizo énfasis en las mediciones más relevantes, las cuales describen de manera general la dinámica en el sistema.

La Figura 4-11 muestra perfiles de temperatura, frecuencia de flotabilidad (ecuación (1.2-6)), conductividad y turbidez, en cuatro lugares en las tres campañas de campo y, que en este estudio, fueron considerados espacial y temporalmente representativos del embalse.

**Figura 4-11:** Perfiles de temperatura, frecuencia de flotabilidad, conductividad y turbidez en cuatro lugares característicos del embalse La Fe.



La temperatura máxima medida en los perfiles de temperatura fue un poco mayor de los 23°C y la mínima estuvo cerca a los 17°C, lo que representa una diferencia de temperatura entre la superficie y el fondo de 6°C. Los perfiles de temperatura exhibieron gradientes

débiles y continuos en toda la profundidad, a excepción de la zona de mezcla, y a los 14 m de profundidad en la primera campaña. A diferencia de la forma de estratificación típica que presentan los perfiles de temperatura de los lagos en las latitudes cálidas templadas, en los perfiles de temperatura medidos fue difícil identificar claramente las zonas del epi, meta e hipolimnio. Lewis Jr. (1987) propuso que en los sistemas tropicales es preferible hablar de capa de mezcla y no de epilimnio, debido precisamente a los débiles gradientes de temperatura que dificultan la determinación de éste último. No obstante, y con el propósito de continuar con la nomenclatura tradicional, de los perfiles de temperatura medidos durante el experimento nictemeral (sección 4.1.6) y con base al criterio de Lewis Jr. (1987) y MacIntyre et al. (2002), se estableció el límite de la zona de mezcla, y que en el presente estudio será conocido como la zona del epilimnio, con un valor variable entre 2 y 3 m de profundidad. Debajo de la zona de mezcla (epilimnio) se encuentra la zona del metalimnio, pero igualmente, no fue claro definir la profundidad donde ésta finaliza.

Los perfiles de temperatura en la zona sur (LFE06 y LFE07) mostraron una disminución progresiva de la temperatura y un cambio de concavidad a través de cada campaña, principalmente entre los 5 y 14 m de profundidad. En el epilimnio las temperaturas fueron del mismo orden, e incluso la profundidad de la capa de mezcla permaneció entre 2 y 3 m. La frecuencia de flotabilidad mantuvo valores menores a  $0.025 \text{ s}^{-1}$  en casi toda la columna de agua, disminuyendo en profundidad, a excepción de la zona superficial (donde se da el mayor gradiente de temperatura) donde superó el umbral de  $0.05 \text{ s}^{-1}$ . En la primera y segunda campaña se destacaron cambios importantes de la frecuencia de flotabilidad cerca a los 14 m, siendo mayor en la primera campaña ( $0.030 \text{ s}^{-1}$ ) y menor en la segunda ( $0.020 \text{ s}^{-1}$ ).

La segunda campaña mostró los mayores valores de turbidez, concentrada principalmente cerca de superficie, en concordancia con las menores profundidades Secchi medidas. En la tercera campaña los valores de turbidez fueron muy bajos, siendo esta la campaña donde se midió la mayor profundidad Secchi. Las mayores concentraciones de turbidez se observaron entre los 5 y 8 m; sin embargo, en torre de captación, valores altos se registraron cerca a la superficie. Cerca a los 14 m, en la primera y segunda campaña, se destaca también altos cambios de turbidez.

La conductividad eléctrica presentó cambios estacionales similares a las variables anteriormente descritas en la zona sur: en la primera y segunda campaña, aproximadamente a los 14 m de profundidad, la conductividad cambió drásticamente de  $35 \mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$  a  $60 \mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$  y a  $70 \mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$  respectivamente. En la tercera campaña no hubo cambios significativos, aunque se puede observar un comportamiento menos constante en los primeros 10 m de profundidad.

Las observaciones generales anteriormente descritas, fueron reforzadas con los resultados de mediciones en varios sectores del embalse, que se hicieron con el propósito de mirar la variación espacial y temporal, y con base a ellos se construyó el marco conceptual de los procesos de transporte y se analizó los forzantes que lo generan.

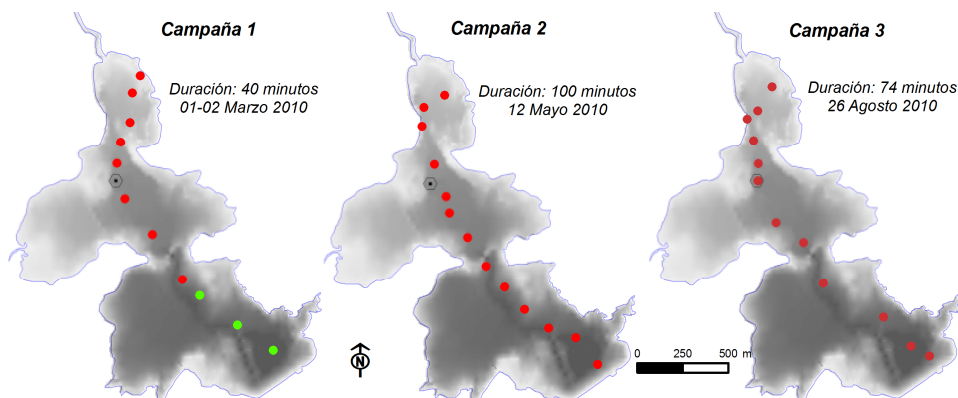
- *Transectos longitudinales a través del embalse, dirección N-S*

Se midieron perfiles a lo largo de un transecto longitudinal en cada campaña, atravesando el embalse en dirección N-S en tiempos relativamente cortos, para estudiar la variabilidad espacial de las propiedades en la columna de agua. En la Figura 4-12, se muestran los transectos longitudinales, la fecha y la duración de cada uno. Es de notar que el transecto de la primera campaña fue constituido con perfiles de dos días diferentes de muestreo; sin embargo, la hora de medición de los perfiles es similar.

La Figura 4-13 muestra los perfiles de temperatura medidos en los transectos longitudinales e interpolaciones espaciales realizadas a partir de ellos. Durante la primera campaña se observó lo descrito anteriormente: el límite de la zona de mezcla alrededor de los 2 y 3 m de profundidad en todas las campañas y el cambio de temperatura hacia los 14 m de profundidad, que fue gradualmente debilitándose entre la primera y segunda campaña, desapareciendo totalmente en la tercera.

Como se describió en la sección 4.1.1, los flujos de calor atmosféricos en el año fueron relativamente constantes, lo que implica que los cambios de temperatura a través de la columna del agua, entre las tres campañas, son debidos a otras fuentes de calor. Asimismo, el cambio observado a los 14 m de profundidad no puede ser explicado por propagación del calor que ingresa al embalse a través de la superficie, lo que sugiere que existe otro mecanismo responsable. Teniendo en cuenta que el caudal captado fue prácticamente constante durante todo el año, la única fuente de calor responsable del enfriamiento en los perfiles de temperatura son los afluentes naturales y el bombeo.

**Figura 4-12:** Localización de los transectos longitudinales N-S a través del embalse. Los círculos rojos son ubicación de los perfiles medidos el mismo día, los verdes un día después



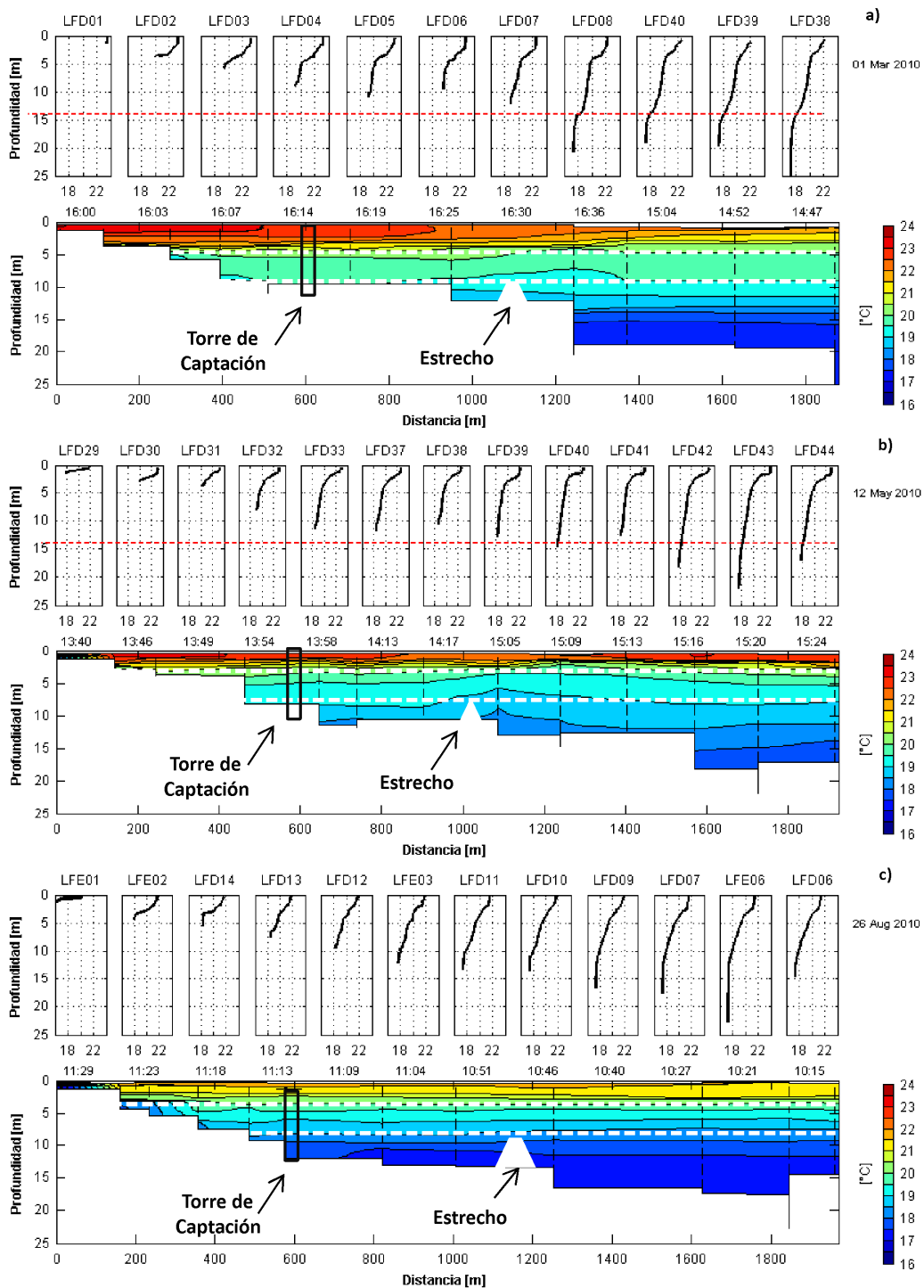
La Figura 4-14 muestra, durante las dos primeras campañas, la existencia de un quiebre en el perfil, con un fuerte gradiente de conductividad a los 14 m de profundidad que desapareció para la tercera campaña. A pesar de que la turbidez (Figura 4-15) tiene variaciones relativamente pequeñas por debajo de los 4 m de profundidad, sí muestra un aumento local hacia los 14 m de profundidad en las dos primeras campañas, que desapareció también en la tercera campaña.

Los cambios observados en temperatura, conductividad y turbidez a los 14 m de profundidad indican que el agua que se encuentra por debajo de ese nivel es diferenciable de la que se encuentra por encima. Además, el cambio de concavidad del perfil de temperatura observado entre los 5 y 14 m es contrario al producido por fuentes de calor atmosféricas, y sugiere, nuevamente, una fuente de calor diferente. La temperatura del agua en ese rango de profundidad fue similar a la del agua que entró por el bombeo (entre 18 y 19°C) en las dos primeras campañas (Figura 4-10) (no hubo bombeo en la tercera), por lo que es probable que el agua bombeada desde el río Pantanillo busque su nivel de flotabilidad neutra entre los 5 y los 14 m de profundidad y se propague horizontalmente hacia la torre de captación. El tiempo de renovación del agua entre los 5 y los 14 m de profundidad sería muy corto de acuerdo con esto y no favorecería la acumulación de sustancias disueltas. Por el contrario, el agua que se encuentra por debajo de los 14 m de profundidad no tendría un aporte importante de agua que provoque su renovación, por lo que es probable que se acumulen sustancias disueltas que aumentan la conductividad.

La desaparición de los gradientes de temperatura y conductividad hacia los 14 m de profundidad en la tercera campaña, realizada varias semanas después de que el bombeo se había desactivado, corroboran la hipótesis de que la pluma del bombeo es la responsable de esos cambios verticales en la columna de agua.

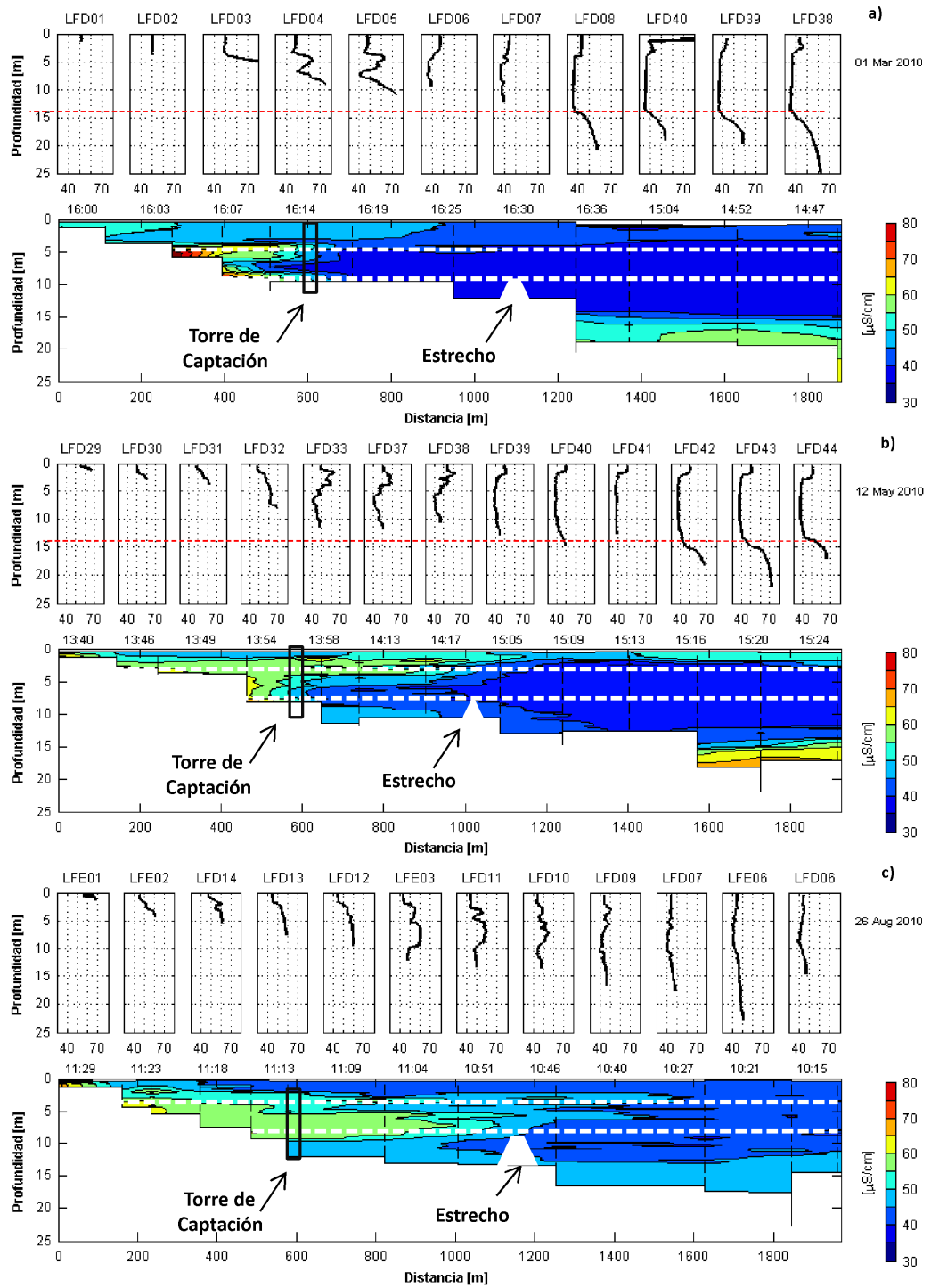
La Figura 4-14 muestra una zona con mayor conductividad desde la entrada del Afluyente PyE hasta la Torre de captación, que es probablemente la señal de la pluma de entrada del afluyente al embalse, la cual tiene aproximadamente la misma conductividad ( $100 \mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$  en la primera campaña y  $60 \mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$  en la segunda). Su alcance limitado indica que la pluma es probablemente absorbida por la captación. Se observa también que la señal de alta conductividad es menos extensa durante la primera campaña, más extensa durante la segunda y aún más extensa durante la tercera campaña. Esto está relacionado con el aumento estacional de caudal de los afluentes desde la primera hasta la tercera campaña y la reducción gradual del bombeo del río Pantanillo. Es decir, cuando los caudales de los afluentes naturales son menores y el bombeo que viene del cuenco sur es mayor, las plumas de los afluentes naturales son más fácilmente absorbidas por la captación y tienen un menor avance hacia el sur. Al aumentar los caudales de los afluentes naturales y desaparecer la pluma del bombeo que viene del cuenco sur, la señal de alta conductividad se extiende más hacia el sur, avanzando más allá del estrecho.

**Figura 4-13:** Perfiles de temperatura e interpolación en transectos longitudinales durante (a) la primera, (b) segunda y (c) tercera campaña. La línea horizontal roja en los perfiles señala un gradiente fuerte. Las líneas horizontales blancas en las interpolaciones muestran los límites de la zona de compuertas.

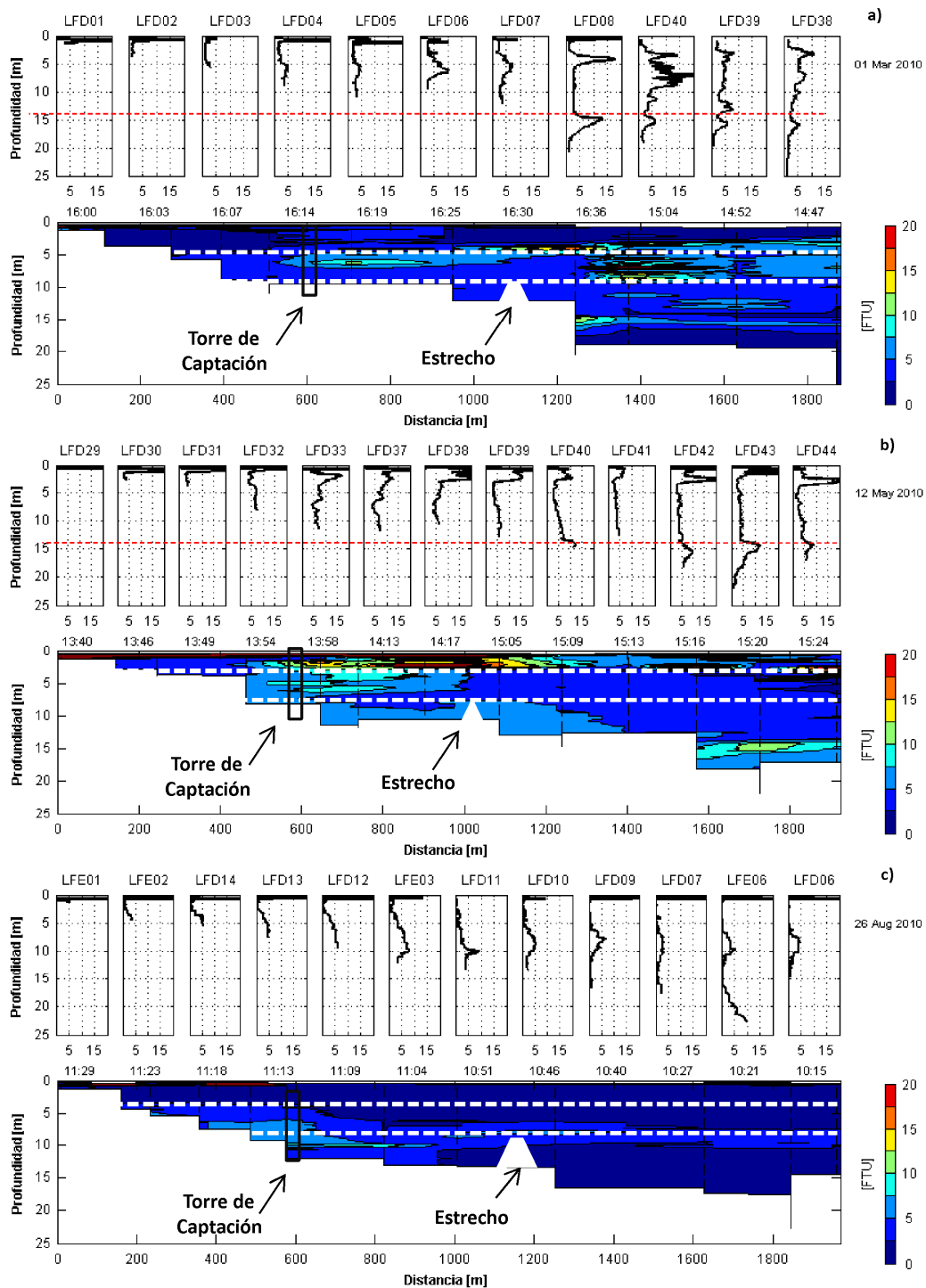


## Resultados

**Figura 4-14:** Perfiles de conductividad e interpolación en transectos longitudinales durante (a) la primera, (b) segunda y (c) tercera campaña. La línea horizontal roja en los perfiles señala un gradiente fuerte. Las líneas horizontales blancas en las interpolaciones muestran los límites de la zona de compuertas.



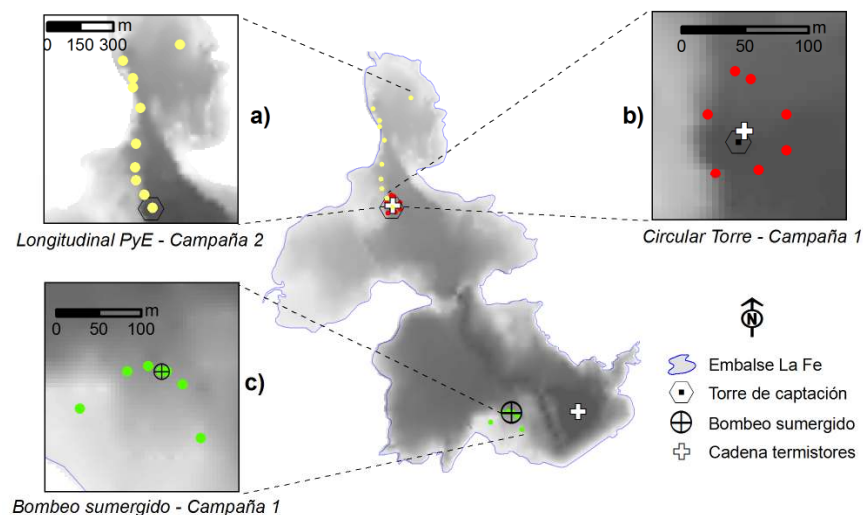
**Figura 4-15:** Perfiles de turbidez e interpolación en transectos longitudinales durante (a) la primera, (b) segunda y (c) tercera campaña. La línea horizontal roja en los perfiles señala un gradiente fuerte. Las líneas horizontales blancas en las interpolaciones muestran los límites de la zona de compuertas.



De las mediciones de los parámetros físicos de los perfiles en las tres campañas, se observó que la temperatura, la conductividad y la turbidez tuvieron un comportamiento muy diferente en los cuencos sur y norte del embalse. La temperatura, conductividad y turbidez presentaron un cambio a los 14 m en el cuenco sur, que está un par de metros por debajo del nivel de la cresta de la presa Los Salados, y en el norte la conductividad fue más alta y fluctuante debido a los afluentes. Puede afirmarse por lo tanto que el embalse está sectorizado en dos cuerpos de agua separados por el estrechamiento horizontal y vertical en la antigua presa de Los Salados.

A continuación se discutirán algunos de los resultados de los análisis realizados a transectos realizados en la influencia de la pluma del Afluente PyE, en la influencia local de la pluma de entrada de Pantanillo Sumergido y finalmente en cercanías de la torre de captación. En la Figura 4-16 se muestra la localización de los transectos.

**Figura 4-16:** Localización de transectos en dos de las campañas de muestreo. Ubicación de la cadena de termistores en torre y presa.



- *Transecto longitudinal en la cola del embalse, en la entrada del Afluente PyE*

De los perfiles de temperatura y conductividad medidos en un transecto longitudinal por el thalweg del Afluente PyE (Figura 4-16a), se aprecian fuertes gradientes en la zona más profunda, que pudo ser el rastro de la pluma del afluente PyE viajando como una corriente de fondo (Figura 4-17). A una distancia aproximada de 450 m, desde la primera medición (entrada del afluente) a la sexta, los cambios son apreciables (recuadros en rojo). Sin embargo, en el sexto perfil el gradiente tiende a desaparecer y es posiblemente allí donde la pluma se perdió por mezcla y tomó un carácter intrusivo. Los perfiles de turbidez mostraron leves cambios en el fondo, pero estos no fueron destacables. Transectos

transversales (no mostrados) realizados en la zona de influencia de PyE mostraron que la pluma se movió recostada hacia el sector noroeste, donde precisamente está ubicado el antiguo cauce de la quebrada. Transectos realizados en las demás campañas, no mostraron resultados destacables.

▪ *Transecto atravesando la influencia local del chorro en el Bombeo Sumergido*

El comportamiento local del chorro generado por el bombeo de Pantanillo Sumergido se observó midiendo varios perfiles alrededor de la zona donde se identificó el borbotón en la salida del chorro a la superficie del agua (Figura 4-16c). Como se observa en la Figura 4-18, la pluma alcanzó la superficie libre debido a que la estructura de salida la lanzó hacia arriba y el momentum no alcanzó a disiparse completamente en el ascenso. Luego de alcanzar la superficie, la pluma volvió a descender debido a que su temperatura es menor, y su densidad mayor, que la del agua que está en superficie, hasta encontrar su nivel de flotabilidad neutra (nivel de agua con igual densidad). Todo esto se aprecia en las señales de temperatura, conductividad y turbidez, que muestran el centro del chorro saliendo hasta la superficie y su propagación posterior por un nivel por debajo de la superficie. Desafortunadamente los perfiles no fueron lo suficientemente profundos ni densos en su distribución horizontal, como para determinar características adicionales de esta pluma. Sin embargo, es importante señalar que los valores de temperatura y conductividad en el centro del chorro ( $19.5^{\circ}\text{C}$  y  $38 \mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$  respectivamente), coinciden con los valores observados entre los 5 y 14 m en perfiles lejanos a él (campo lejano), lo que fortalece la afirmación de que la pluma del bombeo debe alcanzar su nivel neutro en este rango de profundidad.

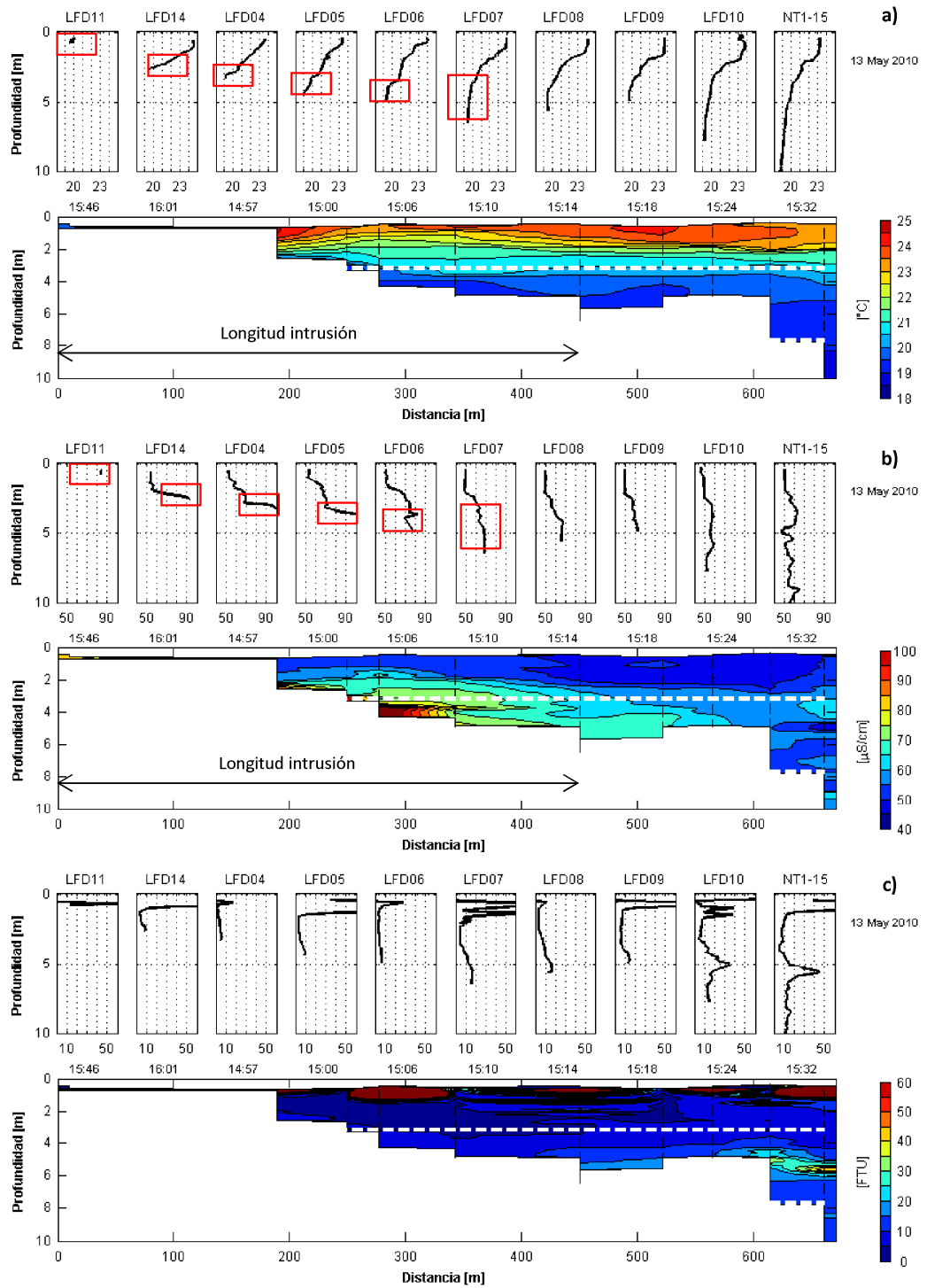
El caudal eyectado por la estructura de salida al momento de realizar el experimento fue de  $2.54 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ , correspondiente a 2 grupos de bombas prendidas. Visualmente se comprobó que cuando un solo grupo estaba en funcionamiento, el momentum inicial no fue suficiente para alcanzar la superficie en forma de borbotón, y por lo tanto fue disipado mucho antes.

Durante las campañas 2 y 3 se tomaron algunos perfiles para estudiar esta pluma, sin embargo, debido a que el bombeo sumergido no fue muy intenso, o estuvo apagado, no se observó algún aspecto relevante en la dinámica.

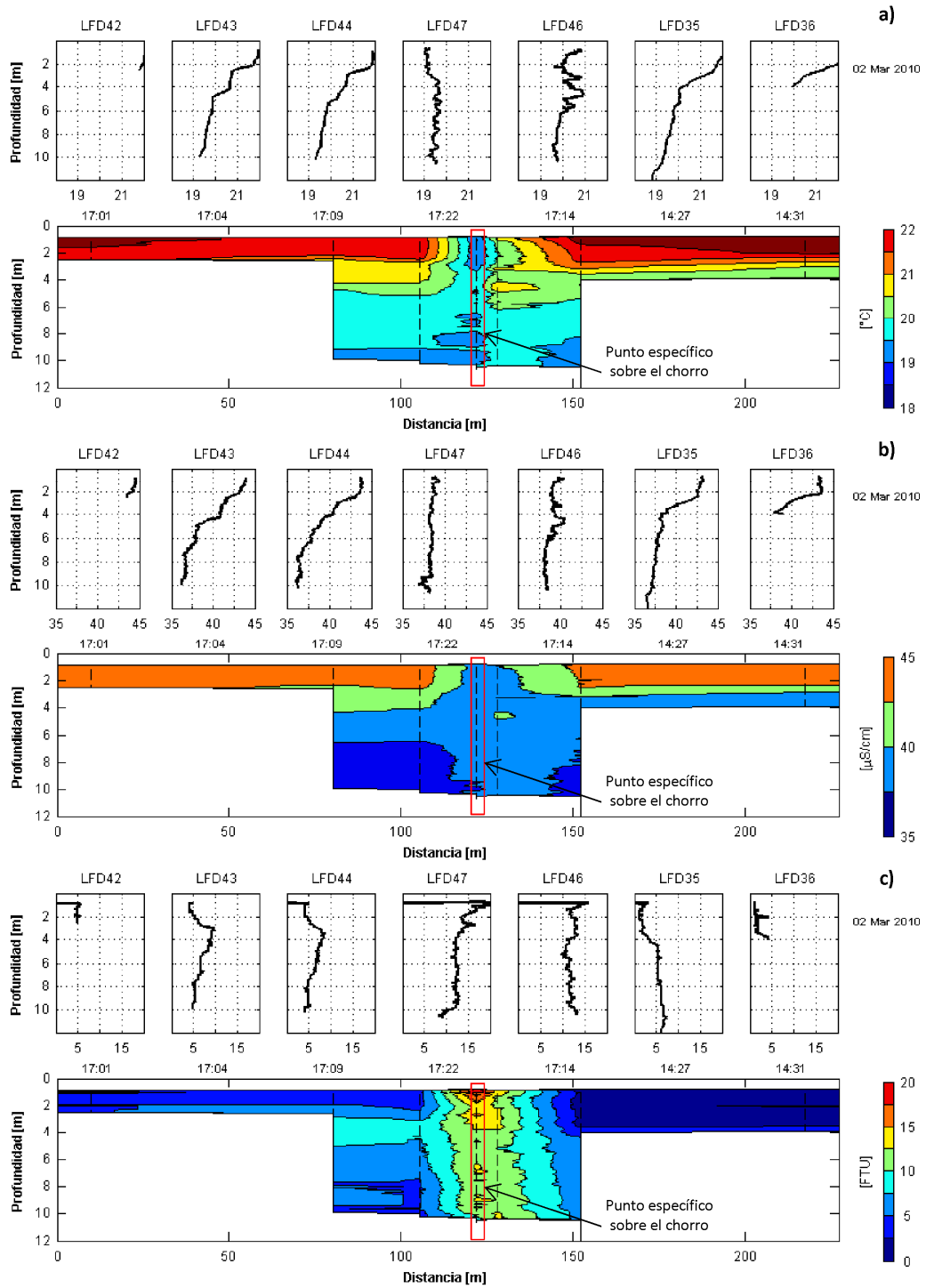
▪ *Transecto circular en la influencia de la torre de captación*

Se identificó la influencia en torre de captación de la pluma del Afluente PyE mediante un transecto circular realizado en la campaña 1 (Figura 4-16b). Los perfiles de conductividad fueron mayores y más variables entre la zona noreste, y noroeste, direcciones que señalan hacia la entrada del Afluente PyE y donde actúa la extracción de agua de la compuerta 2. Nótese cerca a los 3 m un aumento importante de turbidez, probablemente debido a la acumulación de algas, lo que es congruente con las mediciones de profundidad Secchi.

**Figura 4-17:** Perfiles e interpolación espacial de (a) temperatura, (b) conductividad y (c) turbidez, a lo largo de un transecto longitudinal por antiguo thalweg del Afluente PyE. Segunda campaña. Las líneas horizontales blancas en las interpolaciones muestran los límites de la zona de compuertas.

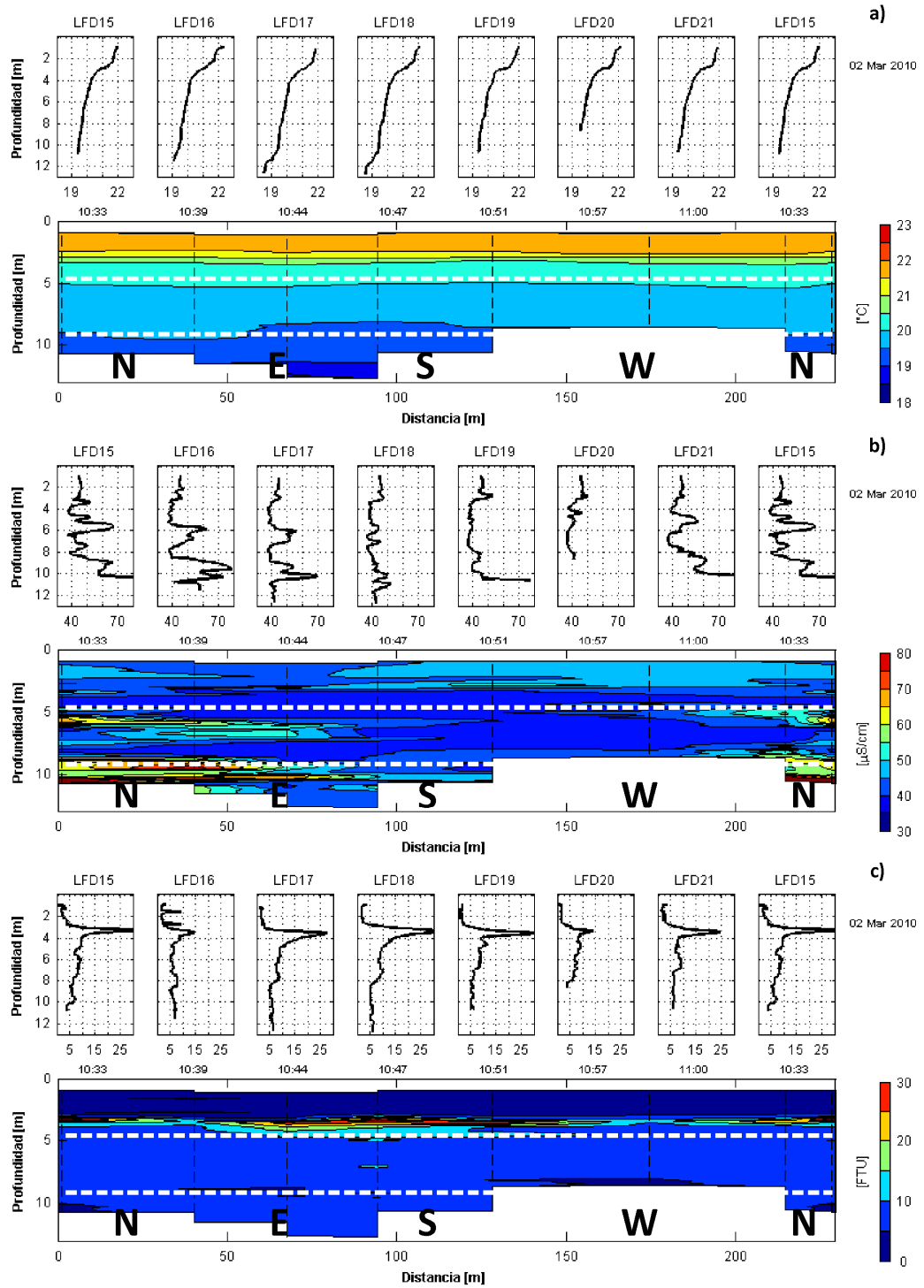


**Figura 4-18:** Perfiles e interpolación espacial de (a) temperatura, (b) conductividad y (c) turbidez a lo largo de un transecto atravesando el bombeo sumergido. Primera campaña



## Resultados

**Figura 4-19:** Perfiles e interpolación espacial de (a) temperatura, (b) conductividad y (c) turbidez, a lo largo de un transecto circular en torre de captación. Primera campaña. Las líneas horizontales blancas en las interpolaciones muestran los límites de la zona de compuertas.



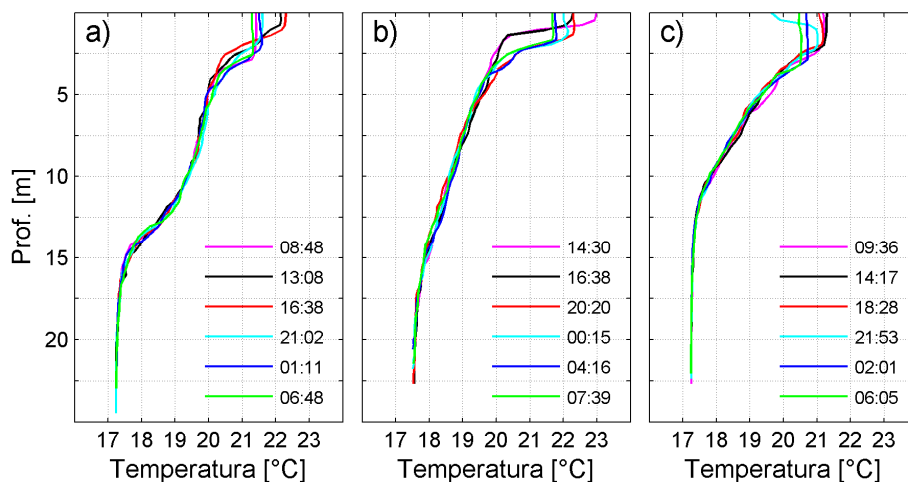
#### 4.1.6 Comportamiento temporal de la temperatura en el sistema

En esta sección se presentarán los resultados de la variación temporal de la temperatura del agua, y se discuten los procesos de mezcla en el ciclo diario.

En la Figura 4-20 se presentan los resultados de los muestreos nictemeral de los perfiles de temperatura realizados en el sector de la presa (LFE06), de las tres campañas de campo. Las mediciones se hicieron en intervalos aproximados de 4 horas. Como se puede observar, la variación de la temperatura en el ciclo diario se limitó a los primeros 2 o 4 m superficiales, donde se apreció la homogenización de la temperatura en la capa superficial en las horas de la noche y la madrugada, debido a movimientos convectivos generados por el enfriamiento superficial. En las horas de la tarde hubo tendencia a la estratificación, sin embargo se observó una capa mezclada de espesor delgado y aproximadamente igual a 1 m en los dos primeros muestreos, y un poco más grueso en el tercero (~2 m), sugiriendo mezcla en las capas más superficiales debido al esfuerzo impartido por el viento.

Basado en el criterio propuesto por Lewis Jr. (1987) se estimó la profundidad de la capa de mezcla, como aquella que tiene temperatura uniforme cerca de la salida del sol, antes de la incorporación diaria de calor, y que coincidió con la definición dada por MacIntyre et al. (2002) como la profundidad donde la temperatura es  $0.2^{\circ}\text{C}$  más baja que en superficie. La profundidad total de la capa de mezcla varió entre 2 y 3 m, siendo menor en la segunda campaña (~2 m) y mayor en la tercera (~2.5 m). Este resultado fue coherente con las observaciones de la profundidad del disco Secchi, recordando que éste fue mayor en la tercera y menor en la segunda. A menor profundidad del disco Secchi, mayor es el calor acumulado en la superficie durante el período de irradiación y por lo tanto, es más difícil de ser mezclado por el viento y la convección nocturna.

**Figura 4-20:** Perfiles de temperatura medidos en el nictemeral en la estación LFE06 de (a) primera campaña, (b) segunda campaña y (c) tercera campaña



En la tercera campaña se instalaron dos cadenas de termistores en los dos cuencos del embalse (Figura 4-16), con el propósito de investigar más detalladamente la evolución temporal de la estructura térmica, y su respuesta ante los diferentes forzantes. En la Figura 4-21 y la Figura 4-22 se muestran los resultados obtenidos.

La Figura 4-21 muestra la interpolación temporal de la temperatura medida en diferentes profundidades con la cadena de termistores instalada en presa (LFE6), algunas variables meteorológicas, la temperatura y caudal de los afluentes. Con los resultados se afirmó lo observado del nictemeral; la principal variación de temperatura ocurre en los primeros 4 m, siguiendo el ciclo diario de enfriamiento nocturno y calentamiento diurno anteriormente descrito, y que entre los 2.5 y 3 m está el mayor gradiente que establece el límite de la zona de mezcla. En horas de la noche la temperatura del aire siempre estuvo entre 8 a 10°C más fría que la temperatura en superficie, y esto propició la activación de flujos convectivos. En el transcurso del día se observó la tendencia a la estratificación.

Entre el 27 y el 28 de agosto un evento de precipitación originó una creciente con temperatura cercana a los 14°C, que enfrió el sistema, inicialmente en zonas menos profundas, alrededor de los 4 m y posteriormente alcanzó los 8 m profundidad. El tiempo transcurrido entre el evento de la creciente y el enfriamiento en la zona profunda fue aproximadamente un día. Posterior a la primera creciente, se registraron dos más, el 29 de agosto y el 5 de septiembre, que mantuvieron el sistema frío.

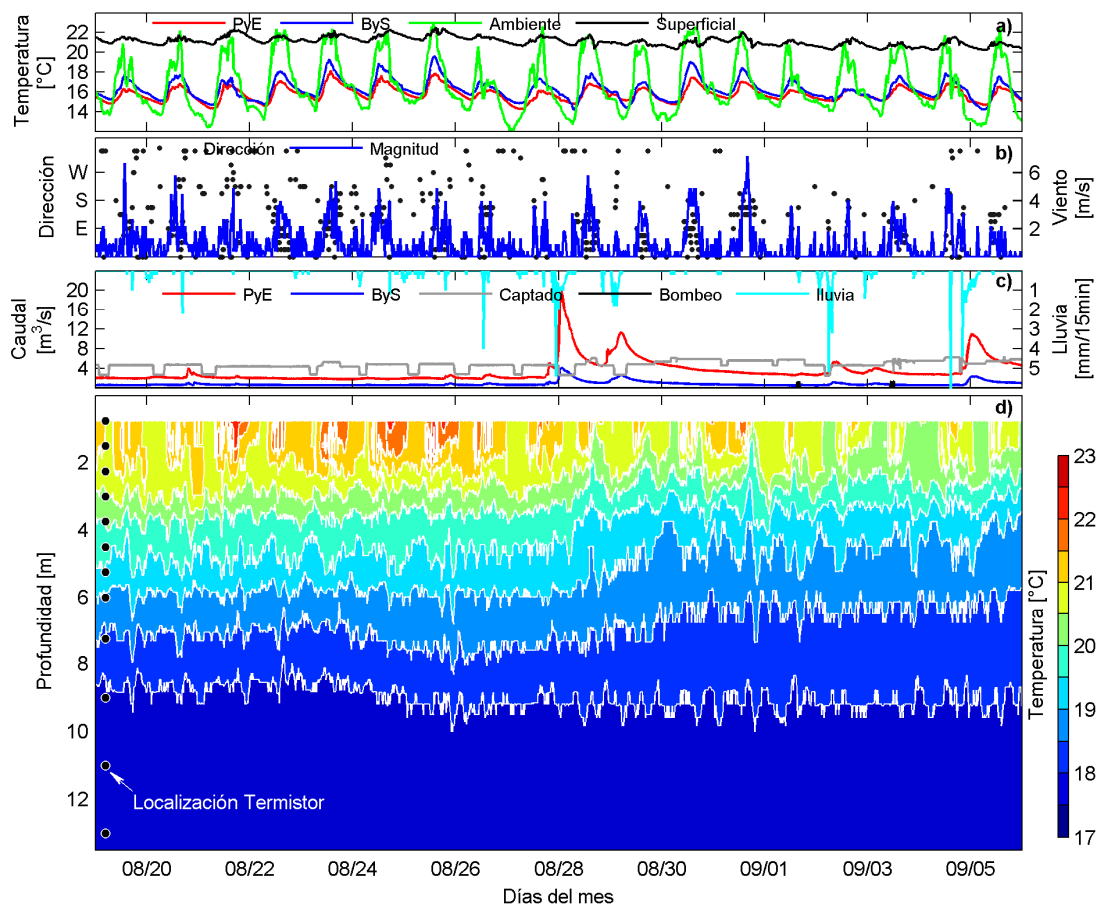
Es notable observar como las isotermas presentan fuertes oscilaciones en las capas intermedias (entre 6 y 10 m), las cuales pueden ser la respuesta oscilatoria a los cambios en la velocidad del viento. Sin embargo, estas oscilaciones también pueden estar asociadas a un ruido físico debido a la precisión de los termistores, pues ésta es de 0.3°C. Debido a los débiles gradientes de temperatura que presenta el sistema, y la incertidumbre en la precisión de la información, no se pudo concluir si algunas de esas oscilaciones son debidas a movimientos ondulatorios internos a escala de cuenta (*Seiches*), a perturbaciones debido a otros mecanismos forzantes o efectivamente asociado un ruido del instrumento.

La Figura 4-22 muestra la evolución temporal de la temperatura en la zona de presa, sólo hasta los 5 m de profundidad (Figura 4-22c), con el propósito de ser comparada con la evolución temporal de la temperatura en la zona de captación (Figura 4-22d). Cuando el viento sopló moderadamente fuerte ( $>5 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ), en especial los días 28, 29 y 30 de agosto, lo hizo desde el sur o sureste, arrastrando el agua caliente de la superficie desde el sur hacia el norte, produciendo surgencia de aguas más frías en el extremo de la presa (*upwelling*) y acumulando agua cálida sobre una capa más gruesa en el extremo norte (*downwelling*). Estos eventos son mostrados con las líneas verticales discontinuas.

La isoterma de 20.5°C, resaltada como referencia, muestra que en el evento del 28 de agosto la amplitud de la oscilación de la masa de agua estuvo cerca a los 2 m, en la del 29

de agosto fue menor ( $\sim 1.5$  m), y la del 30 de agosto, el evento más importante de los tres, la amplitud fue mayor a 2.5 m. En estos episodios de oscilación el agua fría fue conducida hacia la superficie en el extremo sur, generando la mezcla entre ellas, y probablemente incorporando en la superficie sustancias propias de las aguas del metalimnio.

**Figura 4-21:** (a) Temperatura ambiente, de la superficie y de los afluentes, (b) magnitud y dirección del viento, (c) precipitación y caudales del Afluente PyE, Afluente ByS, Q. captado y bombeado, y (d) contornos de temperatura de la cadena de termistores ubicada cerca de presa.

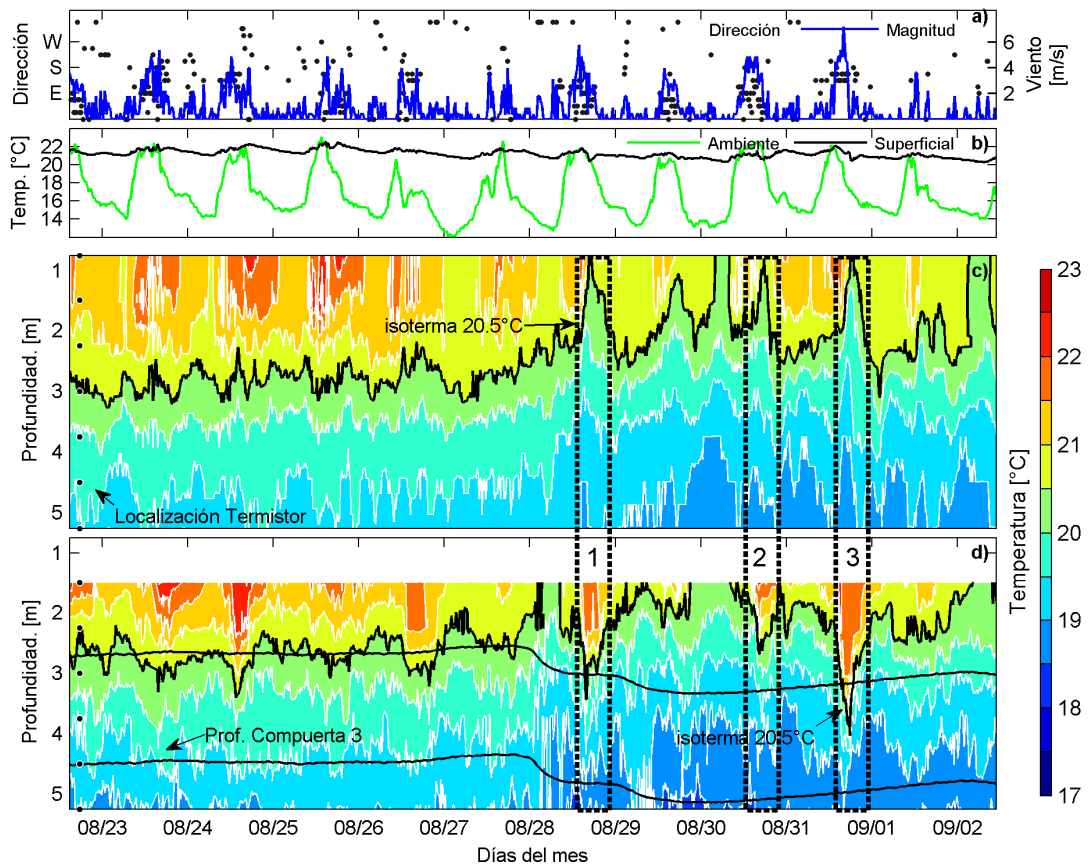


Las dos líneas negras continuas en la Figura 4-22d muestran la profundidad de la compuerta de captación superficial (Compuerta 3). Se puede apreciar como el agua cálida de la superficie fue acumulada por el viento sobre el extremo norte del embalse, profundizándose y alcanzando la profundidad de la compuerta superior de la captación. Esto sugiere que durante eventos de viento del sur moderadamente fuertes y relativamente frecuentes, la compuerta superior capta agua que normalmente se encuentra en el epilimnio, probablemente con características físicas diferentes a las que normalmente se encuentran al nivel de la compuerta.

## Resultados

En los desplazamientos verticales de la isoterma de 20.5°C se puede destacar también la mezcla en superficie debido al enfriamiento convectivo, por ejemplo, la noche del día 30 de agosto y del día 2 septiembre, la isoterma ascendió de 2 m de profundidad a la superficie. En la noche del día 27 de agosto se observa también el efecto de la mezcla, pero es la isoterma de 21°C quien aflora a la superficie y la isoterma de 20.5°C se profundiza hacia los 3 m, profundidad total de la zona de mezcla en ese día.

**Figura 4-22:** (a) Magnitud y dirección del viento, (b) Temperatura ambiente y temperatura superficial del agua, (c) contornos de temperatura de la cadena de termistores ubicada cerca de presa y (d) contornos de temperatura de la cadena de termistores ubicada en torre.



Con los resultados anteriormente descritos se puede inferir que la zona de mezcla superficial está restringida a los 3 m y que es producto de dos mecanismos de mezcla; el mezclado convectivo en las noches, y movimientos oscilatorios de las masas de agua del epi y metalimnio que afloran en la zona de la presa y se profundizan en la zona de la torre cuando el viento es lo suficientemente fuerte para inclinar la termoclina. También se pudo comprobar que en el período donde se realizó la tercera campaña, las plumas de los afluentes naturales alcanzaron el cuenco sur, cuando se presentaron las crecientes.

## 4.2 Análisis unidimensional desacoplado de los forzantes

Se observó que algunos forzantes poseen propiedades y características de interés, las cuales influyen en los procesos de transporte, por ejemplo: el control y la forma como se realiza la descarga del caudal aportado por el sistema de bombeo, la variación intra-diaria de la temperatura en los afluentes y la velocidad de los vientos, entre otros. Con el propósito de estudiar el efecto de los forzantes en los procesos de transporte, se aplicaron modelos simplificados, considerando cada proceso por separado. Si bien con los modelos simplificados sólo se logra estudiar el efecto individual de cada forzante, los análisis exponen la importancia de cada uno de ellos en el conocimiento de la dinámica del embalse. A continuación se presentan los resultados obtenidos de la aplicación de los modelos en el chorro del bombeo sumergido en el campo cercano, la dinámica de la corriente de densidad, en los procesos de mezcla en la capa superficial y en el movimiento oscilatorio de las masas de agua.

### 4.2.1 Importancia relativa del viento y los flujos de calor en la profundidad de la zona de mezcla.

De los análisis de los perfiles de temperatura medidos en el experimento nictemeral, de los registros de la cadena de termistores en la tercera campaña, y las variables climatológicas, se encontraron dos mecanismos responsables en la profundización de la zona de mezcla; oscilaciones de la masa de agua en el epi y metalimnio producto del viento, y enfriamiento convectivo en la noche debido a la disminución de la temperatura superficial del agua. Con el objetivo de complementar los análisis realizados con la información de campo, y evaluar la importancia relativa del viento y los flujos de calor en la profundización de la zona de mezcla, se calculó la longitud de Monin-Obukhov (M Obukhov, 1946) y los números de Wedderburn y Lago (Imberger & Patterson, 1989). La longitud de Monin-Obukhov, ecuación (4.2-1), mide la importancia relativa entre el flujo convectivo y el esfuerzo del viento en los procesos turbulentos en la capa superficial, y así, la dominancia de cada uno de ellos en el desarrollo y profundización de la capa de mezcla.

$$L_M = \frac{u_*^3}{-\kappa \frac{\alpha_{ter} g}{c_p \rho_w} H_{net}} \quad (4.2-1)$$

donde  $L_M$  es la longitud de Monin-Obukhov [m],  $\kappa$  es la constante de Von Karman, igual a 0.41,  $u_*$  es la velocidad de corte [ $m \cdot s^{-1}$ ],  $\alpha$  es el coeficiente de expansión térmica [ $K^{-1}$ ],  $c_p$  es el calor específico del agua [ $4180 J \cdot K^{-1} \cdot kg^{-1}$ ],  $\rho_w$  es la densidad del agua en la zona de mezcla [ $kg \cdot m^{-3}$ ],  $g$  es la aceleración de la gravedad [ $m \cdot s^{-2}$ ] y  $H_{net}$  es el flujo neto de calor [ $W \cdot m^{-2}$ ], obtenido mediante la suma algebraica de los flujos individuales de calor. Los flujos de calor son positivos si son emitidos por el cuerpo de agua y negativos si entran a él.

Si  $L_M < 0$  el desarrollo y profundización de la zona de mezcla se debe al efecto combinado entre el esfuerzo cortante del viento y el enfriamiento. En profundidades mayores a  $|L_M|$  ( $z > |L_M|$ ,  $z$  medida desde la superficie [m]) domina el enfriamiento convectivo en la mezcla. Si  $z < |L_M|$  es la acción del viento quien predomina. De esta forma, si  $L_M < 0$ , y  $|L_M| < h$ , donde  $h$  [m] es la profundidad de la zona de mezcla, la mezcla es causada por movimiento vertical convectivo producido por el enfriamiento del agua en la superficie y la acción del viento. Si  $|L_M| > h$ , la mezcla es sólo producto del esfuerzo cortante del viento.

Si  $L_M > 0$ , el flujo de calor entrante tiende a mantener perfiles estables de temperatura y si ocurre mezcla, es debido sólo al esfuerzo cortante del viento.

El viento no sólo induce mezcla directa en la capa superficial por el esfuerzo cortante transferido desde la superficie hasta la base de la capa de mezcla, sino también por surgencia y profundización de aguas de diferentes estratos en los extremos del embalse. Mediante el número Wedderburn (ecuación (4.2-2)) y el número de Lago (ecuación (4.2-3)) se estudió la posibilidad de surgencia de aguas de diferentes profundidades. Los números relacionan el momento desestabilizador debido a la fuerza del viento y el momento baroclínico restaurador debido a la estratificación. Si el número de Wedderburn y Lago son menores a 1, se considera que los vientos son lo suficientemente fuertes para favorecer la surgencia de aguas epilimnéticas o hipolimnéticas respectivamente. Autores como Anohin et al. (2006) y Monismith & MacIntyre (2009), afirman que números del Lago menores de 3 implican la posibilidad inminente de surgencia de aguas profundas o mezcla significativa, debido a una actividad importante de las ondas internas. Si el número del Lago es mayor de ese umbral ( $> 3$ ) es improbable que haya surgencia.

Es importante resaltar que el número de Wedderburn fue desarrollado para estratificación en dos capas, y el número del Lago para estratificación continua, asumiendo que no hay variación horizontal en la densidad, antes de que inicie el movimiento. Finalmente, el número del Lago es un modelo más robusto, teniendo en cuenta que éste incorpora en su estimación la batimetría del lago.

$$W = \frac{g'h^2}{L_{fetch}u_*^2} \quad (4.2-2)$$

$$L_N = \frac{g(Z_H - Z_h)(Z_g - Z_m)}{u_*^2 A_H^{0.5} L_{fetch} \rho_0 (Z_H - Z_v)} M \quad (4.2-3)$$

donde  $W$  es el número de Wedderburn, y  $L_N$  el número de Lago,  $g'$  es la gravedad reducida [ $m \cdot s^{-2}$ ] que es la diferencia entre las densidades de las dos capas, dividido por la densidad de referencia  $\rho_0$  [ $kg \cdot m^{-3}$ ], y multiplicada por la gravedad  $g$  [ $m \cdot s^{-2}$ ],  $L_{fetch}$  es el fetch [m],  $u_*$  es la velocidad cortante [ $m \cdot s^{-1}$ ],  $A_H$  es el área superficial [ $m^2$ ],  $Z_H$  es la altura total del embalse [m],  $Z_v$  es la altura medida desde el fondo al centro de volumen [m],  $Z_m$  es la altura medida desde el fondo al centro de masa [m],  $M$  es la masa total [kg],  $h$  es la

profundidad de la zona de mezcla [m] y  $Z_h$  es la altura de la termoclina medida desde el fondo [m].

La ecuación (4.2-3) ha sido ligeramente modificada de la ecuación original en el término del fetch, teniendo en cuenta que normalmente se escala con la raíz cuadrada del área superficial, mientras que en el presente trabajo se cuantificó directamente.

- *Mezcla directa por viento y convección*

De los perfiles de temperatura medidos en cada campaña y del experimento nictemeral, se seleccionó la profundidad de la capa de mezcla, suponiéndola constante e igual a 2.5 m, en los cinco días analizados de las tres campañas. La velocidad de corte y el flujo de calor neto se promediaron en intervalos de 30 minutos. Los resultados obtenidos son mostrados en la Figura 4-23.

Cuando entró calor hacia el embalse, generalmente entre las 06:00 y las 17:00 horas, la longitud de Monin-Obukhov fue positiva, ocasionando la tendencia del sistema a la estratificación térmica. No obstante, entrada la tarde, después de las 12:00 horas, algunos días presentaron vientos moderadamente fuertes ( $>5 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ), facilitando la homogenización de la capa superficial. Lamentablemente con los valores positivos de la longitud de Monin-Obukhov no se puede cuantificar directamente éste efecto, sin embargo, observaciones detalladas de perfiles de temperatura medidos en las horas de mayor intensidad del viento, revelaron que la capa superficial se mezcló y profundizó (no mostrado).

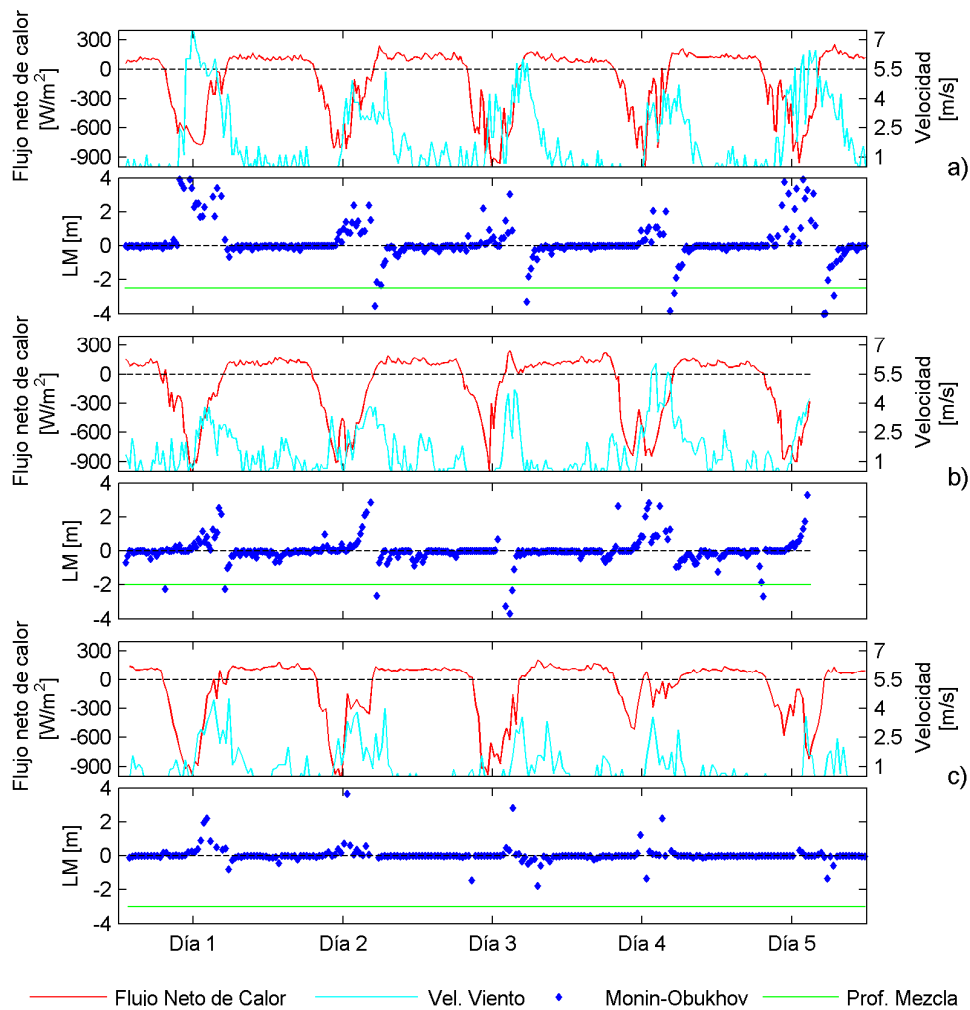
Finalizando la tarde y al inicio de la noche, entre las 17:00 y 19:00 horas,  $L_M$  fue negativa y de mayor magnitud que la profundidad de la zona de mezcla. El resultado indica que el agua perdió calor y que la mezcla fue producto principalmente de la acción del viento. A partir de las 19:00 horas, una vez el viento cesó en intensidad, o fue nulo,  $L_M$  tendió a cero, evidenciando que fue el enfriamiento nocturno quien generó la mezcla en las noches, debido a la mezcla convectiva.

En algunas situaciones se observó oscilaciones importantes de  $L_M$  en horas de la noche, debido a un incremento de la magnitud del viento. Por ejemplo, en el segundo día de la campaña 2, alrededor de la media noche (24:00 horas), y en el cuarto día de la misma campaña, cerca de las 20:00 horas, el viento alcanzó  $2.5 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$  y  $L_M$  un valor igual a  $-0.5 \text{ m}$ . Esto significa que entre la superficie y 0.5 m de profundidad el mezclado fue debido a la acción del viento, y de 0.5 m en adelante, hasta la profundidad de la zona de mezcla, la mezcla fue producto del enfriamiento convectivo. El anterior resultado implica que a pesar de que se presentaron eventuales episodios de vientos moderados en la noche, su efecto en la mezcla fue débil comparado con la acción debido al enfriamiento superficial.

En los tres períodos analizados el comportamiento descrito fue el mismo, y se concluye que la mezcla en las noches es debida principalmente a la activación de flujos convectivos,

y que la mezcla debida directamente al esfuerzo cortante del viento se da principalmente en las horas de la tarde y al inicio de la noche.

**Figura 4-23:** Longitud de Monin-Obukhov durante (a) primera, (b) segunda y (c) tercera campaña.



- *Oscilaciones de la masa de agua*

Para la evaluación de los números de Wedderburn y del Lago, se seleccionó de cada campaña un perfil de temperatura de la zona profunda del embalse (LFE06), asumido representativo de las condiciones de estratificación en el período de análisis. Teniendo presente que el objetivo fue estudiar la posibilidad de surgencia de aguas profundas hacia la superficie, y dada la dificultad de definir claramente los límites entre la zona epi, meta e hipolimnio, debido a los gradientes suaves y continuos de los perfiles de temperatura, en la evaluación de  $L_N$  se escogieron tres profundidades de análisis a 2.5, 3.5 y 7 m. Las dos primeras representan posibles límites de la zona de mezcla y por lo tanto la zona del

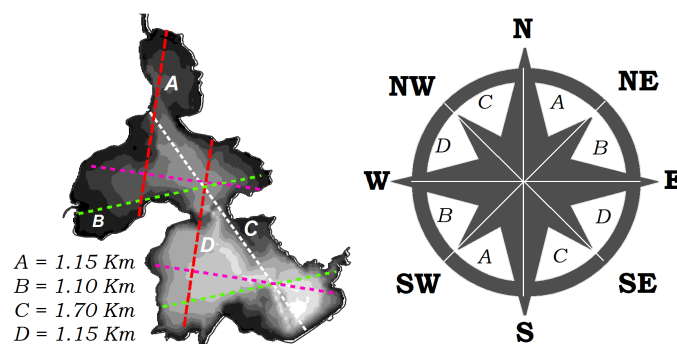
metalimnio, y la última es una profundidad característica de zonas más profundas. En el cálculo de  $W$  se seleccionó el espesor de la capa superficial igual a la primera profundidad definida en la evaluación de  $L_N$ .

En la estimación efectiva del número del Lago es necesario que el viento actúe en una misma dirección con magnitud constante, por lo menos un tiempo suficiente para que se produzca la máxima elevación posible del agua. El tiempo necesario es generalmente estimado como un cuarto del período de oscilación del primer nodo vertical de ondas internas a escala de cuencas (*Seiches*) (e.g. Fischer et al., 1979). Desafortunadamente de la información in situ obtenida en la presente investigación no fue posible observar ondas internas de éstas características (ver 4.1.6), y por lo tanto no se conoce su período de oscilación. No obstante, con el propósito de obtener el valor necesario para promediar la velocidad cortante, se recurrió a la estimación del período de oscilación del modo VIH1 (vertical uno, horizontal uno) basado en modelos simples que asumen un embalse rectangular (*rectangular basin*) y estratificación discreta o continua (e.g. Fischer et al., 1979; Monismith, 1986; Boegman, 2009). Se adoptó tres posibles modelos simples de estratificación de dos ( $h_1=2.5$  m,  $h_2=H_{total}-2.5$  m) y tres capas ( $h_1=2.5$  m,  $h_2=9.0-10.0$  m,  $h_3 = H_{total}-h_1-h_2$ ) y estratificación lineal (Frecuencia de flotabilidad constante  $N=0.025$  s<sup>-1</sup>), donde los valores de temperatura para cada capa se estimó del perfil de temperatura característico.

El período de la onda interna estimado en las tres campañas de campo mediante los tres modelos utilizados estuvo entre 6 y 9 horas y con base a dicho resultado la velocidad cortante fue promediada en intervalos de 3 horas. El tiempo de tres horas utilizado es mayor a un cuarto del período de la onda interna, y con ello se garantiza suficiente acción del viento. Adicionalmente el tiempo seleccionado coincide con la duración de los vientos de mayor magnitud.

El fetch característico se definió según la dirección de acción del viento (Figura 4-24) y éste fue utilizado en la modificación del número del lago.

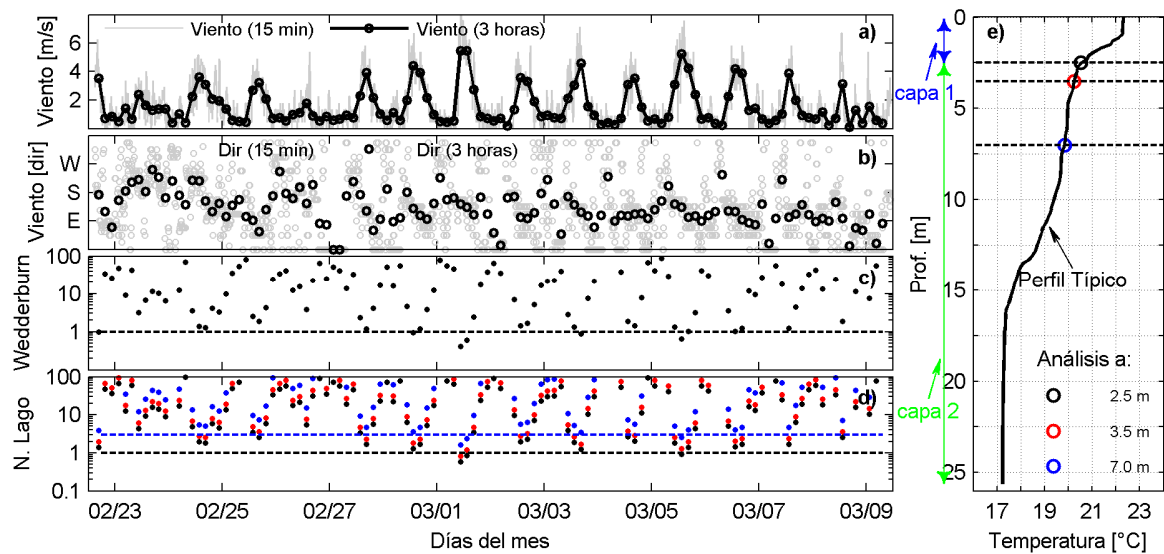
**Figura 4-24:** Definición del fetch.



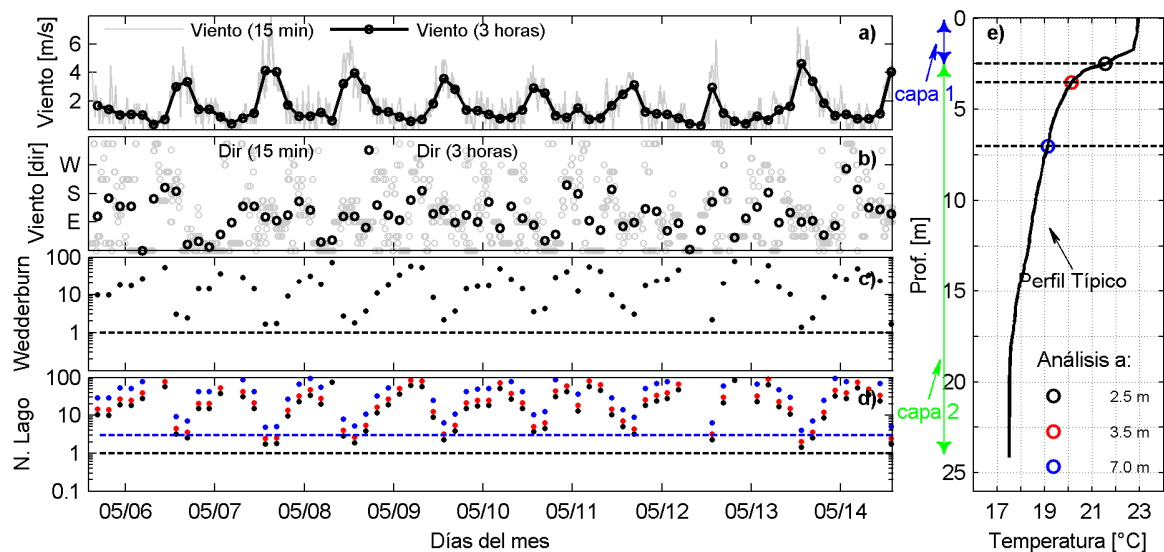
## Resultados

De la Figura 4-25 a la Figura 4-27 se presentan los números de Wedderburn y del Lago calculados desde la primera a la tercera campaña respectivamente, con los perfiles de temperatura característicos, y dos umbrales de interés: el límite igual 1 (línea negra discontinua) y 3 (línea azul discontinua).

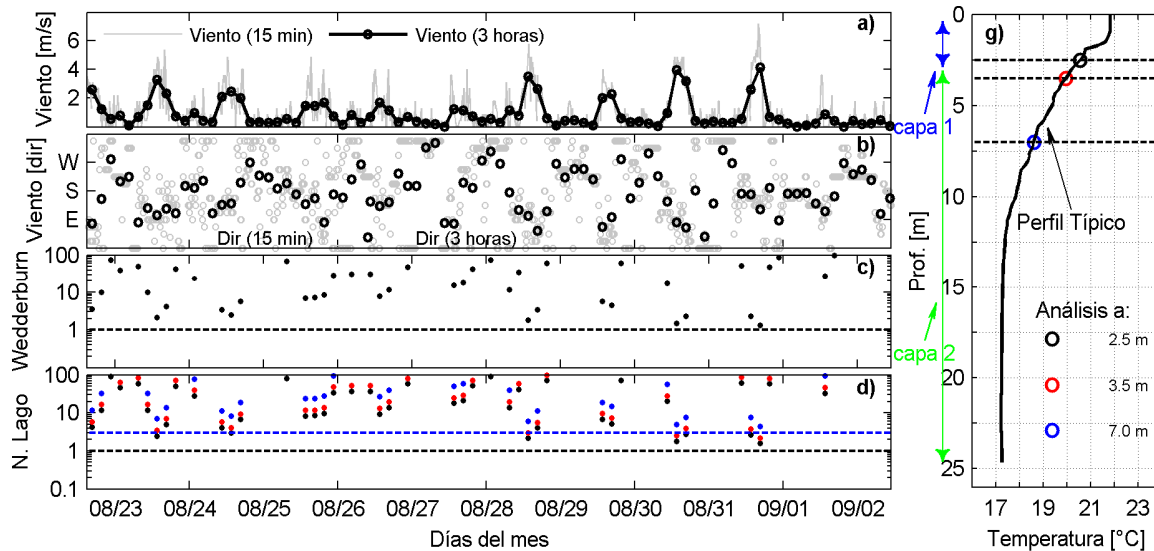
**Figura 4-25:** (a) Magnitud y (b) dirección del viento promediadas cada 3 horas, (c) número de Wedderburn (escala logarítmica), (d) número del Lago (escala logarítmica), y (e) perfil característico de temperatura durante la primera campaña.



**Figura 4-26:** (a) Magnitud y (b) dirección del viento promediadas cada 3 horas, (c) número de Wedderburn (escala logarítmica), (d) número del Lago (escala logarítmica), y (e) perfil característico de temperatura durante la segunda campaña.



**Figura 4-27:** (a) Magnitud y (b) dirección del viento promediadas cada 3 horas, (c) número de Wedderburn (escala logarítmica), (d) número del Lago (escala logarítmica), y (e) perfil característico de temperatura durante la tercera campaña.



Los resultados obtenidos de  $W$  y  $LN$  fueron cercanos a 1 en la tercera campaña los días 30 y 31 de agosto para la isoterma evaluada a 2.5 m de profundidad, implicando que estuvo pronto a la surgencia. En esos mismos días se registró en la cadena de termistores la surgencia de agua de 2 m de profundidad (ver Figura 4-22), lo que corrobora que hay consistencia en los resultados obtenidos.

Los análisis muestran que existe alta actividad de movimientos de las masas de agua de las isotermas evaluadas a 2.5 y 3.5 m y la inminente surgencia de aguas del metalimnio ( $LN < 3$ ) en todas las campañas, con mayor frecuencia de sucesos en la primera y menos en la tercera. En la campaña 1, a diferencia de las restantes, se puede afirmar la existencia de una frecuencia diaria de actividad importante de oscilaciones de las capas superficiales, entre el 28 de junio y el 8 de marzo, en donde se presentó surgencia de aguas metalimnéticas de 2.5 m de profundidad ( $W < 1$  y  $LN \sim 1$ ) en 5 de los 9 días.

Se observa además que es muy difícil que se produzca surgencia de agua de 7 m de profundidad. Sin embargo, para algunos días de la primera campaña (1 y 5 de marzo), donde se presentaron eventos aislados de vientos muy fuertes provenientes del sur, alrededor de  $7 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ , el número del Lago fue menor a tres, uno de ellos cercano a 1, lo que insinúa la posibilidad de que aguas de zonas cercanas a los 7 m de profundidad alcancen la superficie.

Cuando se presentaron los episodios de números de Wedderburn y del Lago inferiores a 3, los vientos provenían preferencialmente desde el sur, este y sureste, lo que implica que las

zonas de surgencia fueron en las inmediaciones de la presa en el cuenco sur, y en el cuenco norte la costa del lado este (Figura 4-24).

Los resultados revelan que en el embalse los episodios de surgencia no ocurren frecuentemente, y que son posibles cuando el viento alcanza en promedio  $5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$  durante el período de 3 horas analizado. La mayor cantidad de sucesos en la primera campaña, respecto a los resultados de las restantes, se debe principalmente a la influencia estacional en la magnitud de los vientos y la forma del perfil de temperatura. En primer lugar, la primera campaña fue en el período seco, donde los vientos son más fuertes y más frecuentes. Segundo, la diferencia de temperatura entre la superficie y las profundidades donde se realizó el análisis fue menor, en comparación a las diferencias en las campañas restantes, debido principalmente al efecto del bombeo, y por lo tanto, el momento restaurador que contrarresta el efecto del viento es menor, favoreciendo la intrusión de aguas metalimnéticas a la superficie.

Con base a los resultados de la Longitud de Monin-Obukhov y de los números de Wedderburn y del Lago se amplió el conocimiento obtenido con la información de campo en la evolución temporal de los procesos de mezcla. En general, la mezcla se da por enfriamiento en la noche y hasta las primeras horas de la mañana (06:00) cuando la irradiación estratifica el sistema. El viento de las horas de la tarde induce mezcla directa e inclina la termoclina generando mezcla por surgencia a barlovento y la profundización a sotavento.

Las oscilaciones presentes en el metalimnio son muy importantes porque activan procesos de transporte vertical de sustancias (e.g. fitoplancton) desde el metalimnio hasta el epilimnio, modificando las características del agua en superficie. Así, la dinámica del fitoplancton estará condicionada por las características de la mezcla. Por ejemplo, fitoplancton en la zona de la presa, acumulado en las capas superficiales debido a la estratificación, podría ser arrastrado hacia la torre y profundizado a niveles cercanos de la compuerta, siendo finalmente captado (como se observó con la cadena de termistores). En las horas de la noche la mezcla nocturna homogenizará la capa superficial y así la distribución vertical del fitoplancton.

### **4.2.2 Ciclo diario de la temperatura del afluente y la profundidad de intrusión de la corriente de densidad**

En la presente investigación se ha observado una importante variabilidad diaria de temperatura en los afluentes, con la temperatura máxima y mínima comparable a la temperatura máxima y mínima de los perfiles medidos a través la columna del agua, posibilitando diferentes niveles de intrusión de la pluma del río en el embalse durante las 24 horas.

Teniendo en cuenta que la densidad del afluente es afectada por la temperatura, los sólidos suspendidos y la salinidad, y que las variaciones de los dos últimos no fueron importantes durante el ciclo diario (sección 4.1.4), se puede concluir que el cambio de la densidad en los afluentes durante el día es dominado principalmente por los cambios en la temperatura.

El nivel de intrusión en el sistema depende, inicialmente, de la diferencia de densidad entre el afluente y la densidad superficial del embalse. En la Tabla 4-1 se muestra la diferencia entre la densidad del agua en el embalse, controlada principalmente por la temperatura, y la densidad del afluente debido a la contribución individual de la temperatura, salinidad y sólidos suspendidos. El cambio en la densidad del afluente debido a la salinidad fue calculada con base a la ecuación de estado propuesta por la UNESCO (UNESCO, 1981) y el cambio en densidad por sólidos suspendidos fue estimada con base a ecuaciones paramétricas que relacionan la turbidez con los sólidos suspendidos, las cuales han mostrado ser muy consistentes (e.g. Chung et al., 2009). Las ecuaciones utilizadas fueron obtenidas de estudios en dos ríos colombianos (Alvarez S, 2010 y Franco, 2011 - datos sin publicar).

Como se puede observar en la Tabla 4-1, la diferencia en densidad entre el afluente y la densidad en superficie, obtenida por efecto de la conductividad máxima, es tan sólo  $0.04 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$ , un poco menor a la diferencia obtenida por la turbidez máxima, la cual fue de  $0.12 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$ . Estos valores son pequeños comparados con las diferencias en densidad de  $0.78$  y  $1.59 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$  debido a los cambios de la temperatura, y por lo tanto, es principalmente la temperatura del afluente quien controla la dinámica de la corriente de densidad dentro del sistema en la escala intra-diaria, sumado a las características físicas del embalse.

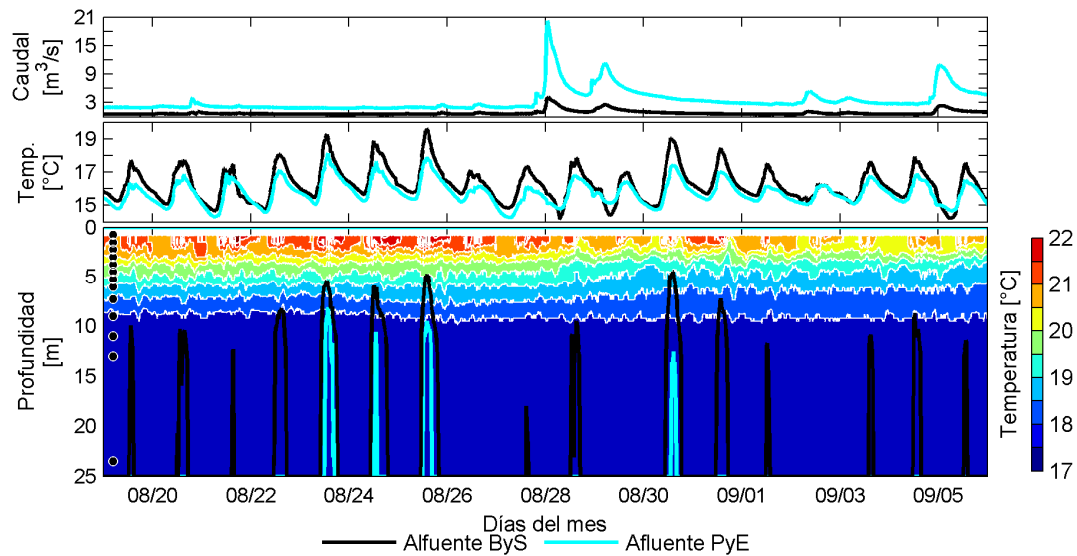
**Tabla 4-1:** Diferencia de densidad entre el agua superficial del embalse, y la densidad del afluente, especificada por cada variable.

Variable	Valor	Diferencia en densidad [ $\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$ ]
Temperatura superficial del embalse	23.00 [°C]	
Temperatura mínima del afluente	14.50 [°C]	1.59
Temperatura máxima del afluente	20.00 [°C]	0.78
Conductividad máxima del afluente	90.00 [ $\mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$ ]	0.04
Turbidez máxima del afluente	100.00 [FTU]	0.12

Teniendo en cuenta los anteriores resultados, la profundidad de intrusión se puede estimar basada en un método simple (ignorando procesos de mezcla y el tiempo de la evolución de la corriente de gravedad), comparando, en el mismo instante, la temperatura de entrada del afluente y la temperatura en el perfil medido. La Figura 4-29 ilustra los resultados

obtenidos de la campaña 3. Como se puede observar, la profundidad de intrusión teórica del Afluente ByS puede cambiar en el día desde el fondo hasta los 5 m de profundidad. Este mismo comportamiento se observa en el Afluente PyE, a pesar de que se observa menor ocurrencia, alcanzando en algunas ocasiones los 9 m de profundidad.

**Figura 4-28:** Caudal y temperatura de los afluentes naturales, y temperatura del embalse en el sitio de Presa (extrapolada hasta el fondo). Las líneas negra y cian del último panel indican la profundidad de nivel neutro de los afluentes ByS y PyE respectivamente, sólo en función de la temperatura del afluente y del embalse.



Los resultados anteriores muestran lo importante del ciclo diario de la temperatura del afluente en la profundidad de intrusión de la pluma en el sistema. Sin embargo, la profundidad real depende de los procesos de mezcla en la entrada, y de la incorporación de agua circundante hacia ella, a medida que avanza por el fondo. Por lo tanto, con el propósito de incluir el efecto de los procesos de mezcla en la localización de la intrusión, se solucionaron las ecuaciones unidimensionales que representan la dinámica de la corriente de fondo en estado permanente (ecuación (4.2-4) a ecuación (4.2-8)), siguiendo la metodología descrita en Fischer et al., (1979) y Gu et al. (1996). En la solución de las ecuaciones se supone la densidad del embalse uniforme en la dirección horizontal.

La ecuación (4.2-4) representa la conservación de volumen y la ecuación (4.2-5) la conservación de masa. La ecuación (4.2-6) es la conservación de momentum, y es resultado del balance entre las fuerzas de fricción, presión y fuerzas de flotabilidad. El coeficiente de incorporación, ecuación (4.2-8), es el parámetro que relaciona la velocidad de incorporación del fluido del medio hacia la pluma, y es función del número de Froude interno (ecuación (4.2-7)) y el coeficiente de dragado. Estas ecuaciones fueron

simplificadas y desarrolladas siguiendo un método integral presentado en Fischer et al. (1979), basado en la independencia del número de Froude con respecto a la distancia y demostrado por Ellison & Turner (1959).

$$\frac{d(uA)}{dx} = E_p u T \quad (4.2-4)$$

$$\Delta \rho A u = \Delta \rho_0 A_0 u_0 \quad (4.2-5)$$

$$\frac{d(Au^2)}{dx} = -c_d u^2 P - \frac{d[Ag\Delta\rho(h-h_c)\cos\phi]}{dx} + \Delta\rho g A \sin\phi \quad (4.2-6)$$

$$Fr_p^2 = \frac{\rho_a W u^2}{\Delta\rho g A} \quad (4.2-7)$$

$$E_p = E_p(Fr, C_d) \quad (4.2-8)$$

donde  $A$  es el área transversal efectiva de la corriente de densidad [ $m^2$ ],  $u$  es la velocidad de la corriente [ $m \cdot s^{-1}$ ],  $x$  es la longitud de desarrollo [ $m$ ],  $T$  es el ancho mojado de la sección transversal de la pluma, [ $m$ ],  $E_p$  es el coeficiente de incorporación,  $\Delta\rho$  es la diferencia de densidad entre la densidad del medio  $\rho_a$  [ $kg \cdot m^{-3}$ ] y la densidad de la corriente de densidad  $\rho_p$  [ $kg \cdot m^{-3}$ ],  $C_d$  es el coeficiente de dragado,  $P$  es el perímetro mojado de la sección transversal de la pluma [ $m$ ],  $g$  es la aceleración de la gravedad [ $m \cdot s^{-2}$ ],  $h$  es la altura de la corriente de densidad [ $m$ ],  $h_c$  es la altura del centroide del área [ $m$ ] y  $\phi$  es el ángulo de la pendiente de desarrollo de la corriente de densidad [ $^\circ$ ]. El subíndice “ $0$ ” denota condiciones iniciales.

Para evaluar si el afluente al entrar al embalse adquiere la forma de una corriente intrusiva, basta comparar la densidad del afluente con la densidad de la capa superficial, una vez ocurre el mezclado inicial. Si es mayor la densidad de la pluma, avanzará como una corriente de fondo. Para pendientes menores a 0.007, una fracción del caudal inicial de la pluma aumenta debido a la mezcla, en un factor que varía entre 0.05 y 0.15 (Akiyama & Stefan, 1984) y así la densidad y la concentración de constituyentes.

El coeficiente de incorporación fue estimado basado en el modelo propuesto por Dallimore et al. (2001) teniendo en cuenta que ha sido validado en diferentes cuerpos lénticos (e.g. Dallimore et al., 2001; Fernandez & Imberger, 2006).

El análisis se centró principalmente en el Afluente PyE, en las dos primeras campañas, definiendo rangos de temperatura entre los  $15^\circ C$  y los  $19^\circ C$  con cambios de  $1^\circ C$  y la densidad del afluente fue calculado con base a la ecuación de estado de la UNESCO. Se seleccionó un perfil de temperatura característico y representativo de las condiciones de estratificación en el período de análisis, normalmente de la estación LFE06, el cual se supone invariable en el espacio y en el tiempo mientras se desarrolla la corriente de densidad, y por lo tanto la pluma no lo afecta. El perfil de temperatura fue dividido en