

Fenómenos transitorios asociados a la formación del lago minero de Meirama (La Coruña, España)

J. Delgado Martín⁽¹⁾, R. Juncosa Rivera⁽¹⁾, R. González Philippon⁽²⁾ y A. Fernández García⁽²⁾

(1) E.T.S. Ingenieros de Caminos, Canales y Puertos. Universidade da Coruña. Campus de Elviña s/n. 15192, La Coruña (España)
jdelgado@udc.es, rjuncosa@udc.es

(2) Lignitos de Meirama S.A. C/ Juana de Vega 2. 15003, La Coruña (España)
rphilippon@limeisa.es, afernandezgarcia@limeisa.es

RESUMEN

El lago de Meirama es un sistema en formación producto de la inundación forzada de una gran mina de lignito pardo. A través del exhaustivo seguimiento de una amplia variedad de parámetros físicos, químicos y biológicos es posible describir las características principales de este lago tras dos años de inundación. Este trabajo se centra en el estudio de la estructuración térmica y la estabilidad del lago. En el lago, de carácter meromítico, se identifican procesos de homogeneización térmica y química que, en el primer año de la inundación, habría sido completa y los subsiguientes, parcial (afectando sólo a un volumen superficial de unos treinta metros de espesor). Los cálculos de estabilidad del lago sustentan los procesos de homogeneización en ese volumen, en los que el aporte de energía por parte de viento podría jugar un papel destacado. El volumen más profundo del lago, separado por una haloclina resultante de la entrada de aguas más densas en los primeros meses de la inundación, sería estable, salvo aportaciones externas de energía, de acuerdo con los valores obtenidos para la frecuencia de Brunt-Väisälä.

Palabras clave: estabilidad, frecuencia de Brunt-Väisälä, índice de Schmidt, lago minero, limnología, Meirama

Transient processes associated with the flooding of the Meirama pit lake (La Coruña, Spain)

ABSTRACT

The Meirama pit lake is a system resulting from the currently ongoing forced flooding of an extensive gray-lignite mine. By comprehensively monitoring a wide variety of physical, chemical and biological parameters we are able to describe the main characteristics of this lake after two years of flooding. This paper focuses upon the description of the thermal structure and stability of this meromitic lake. We have been able to identify thermal and chemical homogenization processes that would have been complete after the first year of flooding but only partially so thereafter (affecting only the surface water to a depth of some 30 metres). Stability calculations support the hypothesis of partial mixing in the shallower water, where the transfer of wind energy may contribute to triggering the mixing phenomenon. The deepest waters of the lake, which are isolated by a halocline resulting from the entrance of denser waters during the first months of flooding, would be stable, except for the introduction of external energy, according to the results of the calculations of the Brunt-Väisälä buoyancy frequency.

Key words: Brunt-Väisälä buoyancy frequency, limnology, Meirama, pit lake, Schmidt index, stability

Introducción

El 31 de diciembre de 2007 se extrajeron las últimas toneladas de lignito pardo de la mina que la empresa LIMEISA explotó en la localidad coruñesa de Cerceda a lo largo de más de 30 años. La mina produjo un total de 94 millones de toneladas de lignito, para lo que fue necesario desplazar unos 176 millones de metros cúbicos de estériles (53 % de esquistos y granitos, 47 % de arcillas y limos), con un ratio de explotación cercano a 1,9 m³/t. Aproximadamente el 74 % de los estériles (~130 Mm³) fue ubicado en una gran escombrera exterior localizada a unos 3 km de la corta mientras que el volumen restante (~46 Mm³)

rellenó parcialmente la corta en los últimos años de explotación. Por ello, tras el cierre de la mina, el volumen de la excavación se redujo hasta unos 150 Mm³ a la cota 177 metros sobre el nivel del mar (m s.n.m.). El lignito extraído alimentaba una central termoeléctrica propiedad de Unión Fenosa (en la actualidad Gas Natural Fenosa), dotada de un único grupo de generación con una potencia instalada de 550 MW.

La restauración de la corta minera se está llevando a cabo mediante una inundación controlada en la que afluyen aguas de distinto origen y características (subterráneas, superficiales, precipitación) para formar un gran lago minero. En el presente trabajo se describen algunos resultados relacionados con el

seguimiento de la inundación del lago de Meirama, haciendo especial hincapié en ciertos fenómenos relacionados con su evolución física de carácter transitorio. En aras de la brevedad, omitiremos la descripción de los aspectos terminológicos comunes en limnología y referimos a los lectores interesados en ello a los trabajos de, entre otros, Wetzel (2001), Kalff (2002) o Boehrer y Schultze (2008).

Zona de estudio

La mina de Meirama se localiza en la parroquia del mismo nombre, perteneciente al ayuntamiento de Cerceda (La Coruña). La concesión minera ocupa una superficie total de unas 500 ha, 250 de las cuales son ocupadas por la corta minera objeto de inundación (Figura 1).

Desde el punto de vista geológico, se encuentra localizada en la Zona Centroibérica, dentro del denominado Complejo de Órdenes (Julivert *et al.*, 1972). Se trata de una cuenca lignitífera encajada en una depresión tectónica de tipo *pull apart* desarrollada en el Oligoceno superior-Mioceno a favor de una estructura regional de dirección general NO-SE: la falla de Baldaio-Meirama-Boimil (Maldonado, 1977). En las inmediaciones de la mina, esta estructura pone en contacto los materiales graníticos de la unidad del

Monte Xalo con los Esquistos de Órdenes, lo cual propicia una distribución litológica asimétrica que, de forma simplificada, se resume en la presencia de rocas graníticas en el borde NE de la corta y esquistos en su SO.

La mina se encuentra localizada en la cabecera del río Barcés, cuya cuenca abarca unos 90 km². Este río y el Mero confluyen en el embalse de Abegondo-Cecebre (~23 hm³) el cual proporciona agua potable a los más de 400.000 habitantes actualmente residentes en los municipios de Arteixo, Bergondo, Cambre, Culleredo, La Coruña, Oleiros y Sada.

La climatología de la zona de estudio es típicamente atlántica, con precipitaciones distribuidas a lo largo de todo el año pero con máximos en invierno y mínimos en verano. La temperatura es suave, con una amplitud térmica moderada (~10 °C). Desde el año 1976 LIMEISA lleva un registro mensual de la precipitación en la mina. En dicho registro consta que el año más lluvioso fue el 2000 (2069,6 l/m²) mientras que el más seco de la serie tuvo lugar en 1988 (1037,6 l/m²). La precipitación media en el entorno de la mina es de unos 1500 l/m².

La corta minera tiene una forma elíptica, lo cual determina la morfometría final del lago. El lago de Meirama, una vez lleno, ocupará una superficie de 185,9 ha (2290 y 994 m de longitud y anchura máximas), con una profundidad máxima de 205 m (profundidad media de 78.6 m) y un perímetro de unos 7,5 km. Su volumen de almacenamiento teórico es de 146,2 hm³ a la cota 177 m s.n.m. La superficie de la cuenca vertiente al lago es de 34,5 km², por lo que la relación área de cuenca respecto del área del lago (relación CA/LA; Kalff, 2002) es de 18,6.

Para facilitar las actividades extractivas, LIMEISA desarrolló un extenso entramado de canales que, siguiendo el perímetro de la corta, impedían la llegada de agua superficial al frente de explotación. Asimismo, el nivel freático fue deprimido a partir de pozos de bombeo y un potente sistema de drenaje limitaba la acumulación de agua de lluvia en el fondo de la corta. El volumen medio de extracción de agua subterránea a través del sistema de pozos entre los años 1982 y 2007 fue de unos 4,3 hm³/año, a razón de unos 0,14 m³/s.

Inundación controlada y seguimiento

El inicio de la inundación tuvo lugar el 18 de marzo de 2008, momento en el que comenzó la interrupción progresiva de las bombas del sistema de pozos perimetrales de la mina. Para mantener el factor de seguridad de los taludes de la excavación en torno a los

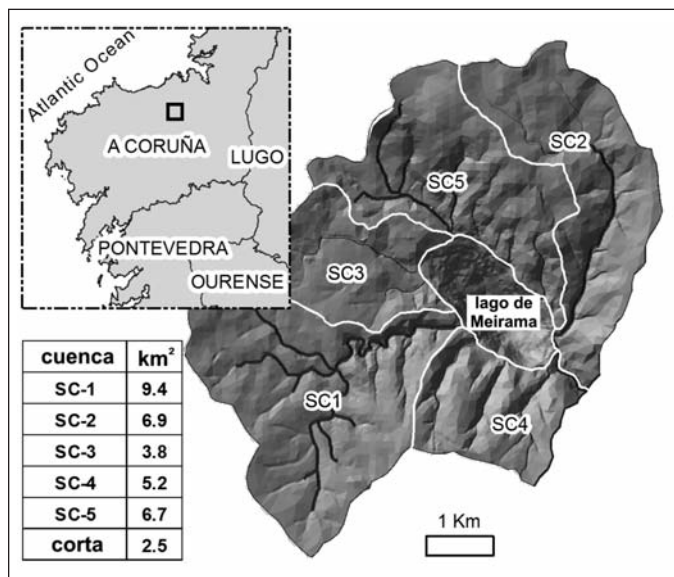


Figura 1. Mapa de localización del lago minero de Meirama y sus arroyos vertientes. En la tabla que acompaña al mapa se indica también la superficie de las subcuencas asociadas

Figura 1. Map showing the location of the Meirama pit lake and the streams draining into it. The surface areas of the sub-catchment areas are also indicated in the accompanying table

valores de estabilidad prescritos, se decidió que el cese del bombeo no fuera brusco, sino escalonado, intentando compensar el ascenso de la superficie libre del lago y el del nivel freático. Entre el 18 de marzo y el 2 de octubre de 2008 entraron en la corta aguas subterráneas (producto de la recuperación del nivel freático y del vertido de los caudales bombeados desde los pozos aún operativos) así como las correspondientes a la lluvia del periodo (precipitación directa y escorrentía sobre los taludes y pistas). El volumen de agua acumulado en esos casi 7 meses fue de unos 2 hm³. A partir del 3 de octubre de 2008, LIMEISA obtuvo la autorización provisional para la derivación de caudal procedente de diversos arroyos perennes (Pereira, Sabugueiro, Meirama, Marganá y Rañoa I). La Figura 2 ilustran el ritmo de ascenso observado de la superficie libre del lago así como los caudales de aportación global inferidos a partir de estos datos y el modelo geométrico del hueco. Podemos comprobar que el caudal asociado a la entrada de agua subterránea durante los 7 primeros meses de inundación (18/3 al 2/10) fue relativamente constante y próximo a los 0,12 m³/s. A partir del 3/10/2008, con el inicio de la entrada de agua procedente de los arroyos, el caudal comenzó a experimentar una gran fluctuación vinculada a la precipitación y con una marcada estacionalidad. Los picos de caudal se corresponden con los meses más lluviosos (febrero/marzo), periodo en el que pueden alcanzar valores de más de 2,5 m³/s.

El volumen de agua almacenado en el lago a finales de octubre de 2010 era de unos 50 hm³. Por tanto, tras 31 meses de llenado, el lago alcanzó la tercera parte de su volumen final. De acuerdo con ello, suponiendo idénticas circunstancias a las acontecidas hasta la fecha, la inundación culminaría en unos 60 meses adicionales.

No entra dentro del alcance del presente trabajo el presentar los resultados de la totalidad de los datos disponibles desde el inicio de la inundación. Por ello, nos circunscribiremos a los factores que están conectados de forma más directa con la evolución física del sistema. No obstante, Delgado *et al.* (2008) presentan un resumen de las características hidroquímicas de las aguas que contribuyen a la inundación de la mina mientras que Delgado *et al.* (2010a y b) resumen las características geoquímicas más relevantes de la inundación a lo largo de los dos primeros años.

Metodología

Desde el inicio de la inundación se ha desarrollado una intensa campaña de seguimiento en varios pun-

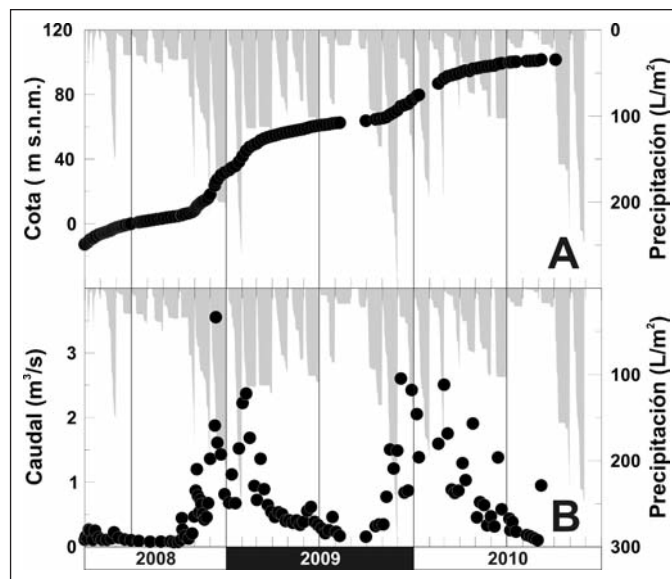


Figura 2. Cota (metros sobre el nivel del mar) de la superficie libre del lago minero de Meirama (A) y caudal de inundación inferido (B) entre abril de 2008 y noviembre de 2010. A la derecha de ambos gráficos se ilustra la precipitación mensual acumulada para el mismo periodo

Figura 2. Height (m.a.s.l.) of the free surface of the Meirama pit lake (A) and inferred rate of flooding (B) between April 2008 and November 2010. The monthly cumulative precipitation for the same period is set out on the right-hand side of both figures

tos de control con pautas de muestreo semanal (aguas superficiales de lago y aportes al mismo) y mensual (perfiles en profundidad, precipitación, aguas superficiales y subterráneas próximas). Entre los parámetros físico-químicos analizados se incluye la temperatura, pH, potencial de oxidación/reducción, conductividad específica a 25 °C (en adelante referida como conductividad), alcalinidad, acidez, turbidez así como las concentraciones de O₂, constituyentes mayoritarios, trazas, nutrientes, distintos compuestos orgánicos e isótopos estables del agua.

Para facilitar los trabajos, el 21 de enero de 2009 se emplazó una plataforma modular flotante anclada al fondo del lago. Esta estructura ha permitido la instalación de distintos equipos para la medida y control de la evolución del llenado. De entre ellos destacamos una estación meteorológica autónoma para la medida de parámetros ambientales y teleoperada mediante comunicación GPRS. Dicha estación registra el valor de la temperatura del aire y la humedad relativa (termómetro e higrómetro acoplado Geónica STH-5031), la presión atmosférica (barómetro Young mod. 61202), la precipitación (pluviómetro de cazole-

tas basculantes Young mod. 52202), la radiación total (piranómetro Licor Li-200SA) y la radiación fotosintética activa o PAR (sensor quantum Licor Li-190SA), así como la dirección y velocidad del viento (anemómetro y veleta Young mod. 03002 Wind Sentry). Puesto que la estación se encuentra fijada a una base móvil (la plataforma flotante) es preciso realizar una corrección de las magnitudes direccionales, lo cual se verifica simultáneamente a la toma de las medidas mediante una brújula electrónica (Young mod. 32500).

La evolución térmica del lago se ha estudiado a partir de las lecturas de 40 sensores de temperatura iButton DS1992L (Dallas Semiconductor) emplazados en un cable de acero suspendido de una boya anclada al fondo del lago. Los sensores se encuentran espaciados entre sí 1,5 m y el más cercano a la superficie se encuentra a 1 m de profundidad. Estos dispositivos tienen una resolución de 0,0625 °C y han sido programados para tomar lecturas cada 4 horas. Desde su emplazamiento, el 14/4/2009, los datos almacenados en cada sensor han sido recuperados con una frecuencia semestral. Los últimos datos disponibles corresponden al 1/10/2010, por lo que la serie temporal disponible abarca 18 meses. La cota en superficie del lago va ascendiendo a medida que progresa la inundación. Por ello, las lecturas de los sensores reflejan una profundidad constante respecto de la superficie, pero no una cota altimétrica fija.

Desde el 16/7/2009 y con frecuencia mensual se han realizado perfiles de la columna de agua del lago empleando una sonda multiparamétrica YSI-6600 V2 (Yellow Spring Instruments Inc.). Dichos perfiles complementan la información de los sensores de temperatura y proporcionan una información muy valiosa relativa a la estructuración interna de la masa de agua del lago.

Por último, para la medida de la velocidad de corrientes en la masa de agua del lago se ha empleado un perfilador doppler Nortek Continental dotado de brújula electrónica y 3 haces (apertura 1,6 °) de 470,5 kHz de frecuencia. Su alcance nominal es de 100 m y su resolución en velocidades de 0,1 cm/s.

Evolución meteorológica

La Figura 3 muestra un resumen temporal de algunos de los parámetros meteorológicos registrados. Los registros de temperatura, precipitación y radiación (total y PAR) muestran una clara pauta de evolución estacional. En media diaria, el valor máximo de radiación total se alcanza en los meses de verano (~250 W/m²). De forma coherente, la máxima radiación PAR

se produce en el mismo periodo (~500 μE/sm²). La precipitación acumulada a lo largo de los años 2008, 2009 y hasta finales de noviembre de 2010 (1546, 1493 y 1298 l/m²) es muy parecida a la media histórica de 1500 l/m².

La pauta de evolución estacional no es evidente, a primera vista, en los registros de presión atmosférica, humedad relativa y velocidad y dirección del viento. No obstante, una observación de mayor detalle revela que las máximas velocidades del viento se corresponden con el mediodía solar mientras que los valores mínimos están asociados a la noche. En relación con este último parámetro, es notable el cambio de tendencia identificado a partir de principios del mes de marzo de 2010, observándose una clara estructu-

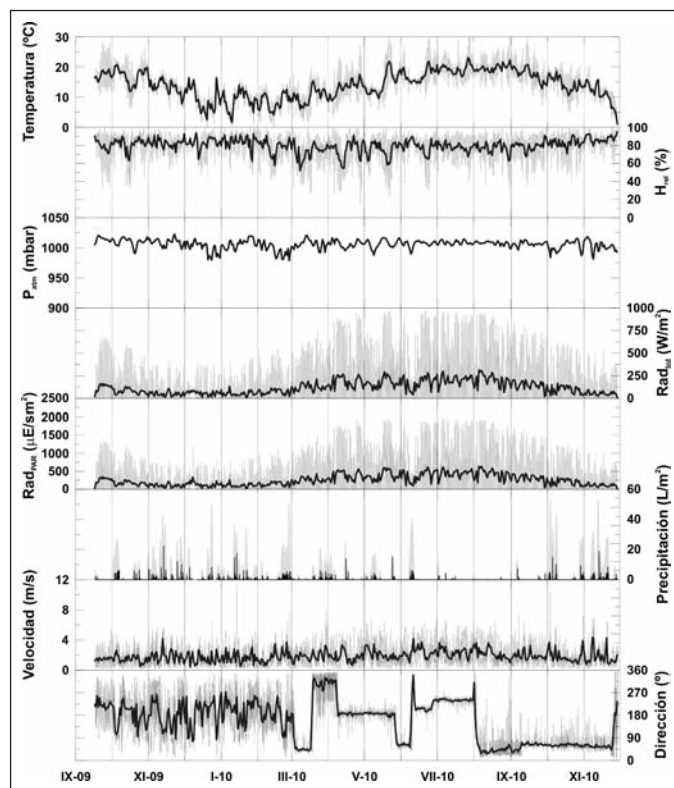


Figura 3. Lecturas de la estación meteorológica del lago minero de Meirama entre el 17 de septiembre de 2009 y el 29 de noviembre de 2010. De arriba hacia abajo, temperatura del aire, humedad relativa, presión atmosférica, radiación total, radiación fotosintética activa, precipitación diaria, velocidad y dirección del viento. La línea de color negro muestra la media diaria de los registros mientras que la de color gris corresponde a la media horaria
 Figura 3. Records from the weather station at the Meirama pit lake from 17 September 2009 to 29 November 2010. From top to bottom: air temperature, relative humidity, atmospheric pressure, total radiation, photosynthetic active radiation, daily rainfall, wind speed and wind direction. The black line represents the daily average of the available records whilst the grey one shows the hourly average

ración en las direcciones de viento que predominan en la superficie del lago. Interpretamos este fenómeno como el resultado del efecto topográfico inducido sobre el viento por la topografía de la corta minera de modo que, por debajo de una cota crítica (unos 90 m s.n.m. en nuestro caso, de acuerdo con la cota de la lámina libre a principios de marzo de 2010) la depresión del terreno induciría turbulencia mientras que por encima de la misma el patrón de circulación general del aire de la zona no se vería perturbado.

Entre los meses de agosto y noviembre de 2010, el viento ha tenido una componente principal del NE por lo que, teniendo en cuenta la orientación general de la corta (NO-SE), la energía cinética transferida por el viento a la lámina superficial del lago ha sido, durante los meses de verano y otoño, inferior a la máxima posible.

El viento constituye un vector importante en la transferencia de energía a una masa de agua. La cuantificación de la eficiencia de esa capacidad para aportar energía puede ser evaluada a través del concepto de energía cinética turbulenta (TKE, en W/m²; Lawson y Anderson, 2007), que se cuantifica mediante la siguiente expresión:

$$TKE = C_k^* \rho_w U_{10}^3 \left(\frac{C_D \rho_a}{\rho_w} \right)^{3/2}$$

En la misma C_k^* es un parámetro adimensional que tiene en cuenta la eficiencia del viento a la hora de mezclar la superficie libre del agua (0,23; Martin y McCutcheon, 1999), C_D un coeficiente adimensional de arrastre, el cual es función de U_{10} (que representa la velocidad del viento a 10 m de la superficie: 0,001124 si $U_{10} < 4$ m/s o $(0,96+0,041U_{10})10^{-3}$ si $16 > U_{10} > 4$ m/s; Ivey y Patterson, 1984), ρ_a la densidad del aire (1.124 kg/m³) y ρ_w la densidad del agua en superficie (kg/m³). La normalización de la velocidad del viento a 10 metros de la superficie cuando las medidas han sido realizadas a una altura z distinta (en nuestro caso 4 m) puede ser efectuada a partir de la siguiente expresión (MacKay y Yern, 1983):

$$U_{10} = \left(\frac{10.4}{\ln(z) + 8.1} \right) U_z$$

Para poder aplicar las ecuaciones anteriores es preciso evaluar la densidad superficial del agua del lago de Meirama. Hemos empleado para ello las ecuaciones de Hill *et al.* (1986), las cuales tienen en cuenta la contribución a la densidad de la temperatura, la concentración (a partir de la conductividad) y la presión. Las ecuaciones de Hill *et al.* (1986) constituyen una adaptación de la escala internacional prácti-

ca de salinidad IPSS 1978 (Lewis, 1980) para aguas de baja salinidad. Su uso en ambientes lacustres ha sido discutido y avalado por Millero (2000).

Las medias diarias de velocidad del viento permiten calcular los correspondientes aportes de energía cinética turbulenta, que van de $1,7 \cdot 10^{-5}$ a $1,2 \cdot 10^{-5}$ W/m² en el perímetro del lago y su centro, respectivamente. Estos valores serían algo mayores si tuviéramos en consideración los picos de velocidad asociados a periodos de tiempo más cortos (p. ej. en media horaria la velocidad puede ser de hasta 6 m/s, lo cual incrementaría el valor de TKE en un orden de magnitud). En términos de su distribución temporal, los valores máximos de TKE se concentran en el periodo de verano.

Evolución térmica y estratificación

La Figura 4 ilustra la evolución temporal de la temperatura en la columna de agua de 60 m instrumentada a lo largo de un periodo ininterrumpido de 18 meses: del 14 de abril de 2009 al 1 de octubre de 2010. Los valores de temperatura de cada registro han sido corregidos para tener en cuenta el ascenso gradual de la superficie libre del lago. De acuerdo con la frecuencia de muestreo (4 horas) y el número de sensores empleados, la Figura 4 integra más de 150.000 determinaciones discretas. De la observación de la figura se hace evidente una serie de características. En primer lugar, el lago está estratificado térmicamente a lo largo de periodos prolongados (por ejemplo, entre abril y mediados de noviembre de 2009), perdiéndose esa compartimentación de forma transitoria en periodos más cortos (p. ej. de mediados de noviembre de 2009 a finales de marzo de 2010). La pérdida de la estratificación tiene lugar de forma rápida: en menos de un mes. La localización de la termoclina (definida como la profundidad para la que el gradiente térmico alcanza su valor máximo; Boehrer y Schultze, 2008) se ilustra en la Figura 5 y en ella podemos comprobar que, en los periodos de estratificación, esta se localiza a unos 10 m por debajo de la superficie. En la serie temporal disponible, la erosión de la termoclina empieza a manifestarse a partir del mes de octubre (momento a partir del cual su profundidad aumenta y el valor asociado al máximo contraste térmico tiende a cero) mientras que se ha observado su restitución a partir del mes de marzo.

Otra circunstancia destacable es la sensibilidad de la masa de agua a las variaciones térmicas superficiales inducidas por cambios en la temperatura del aire, la circulación del aire o la cantidad de precipitación. En la Figura 6 se muestran los perfiles tempora-

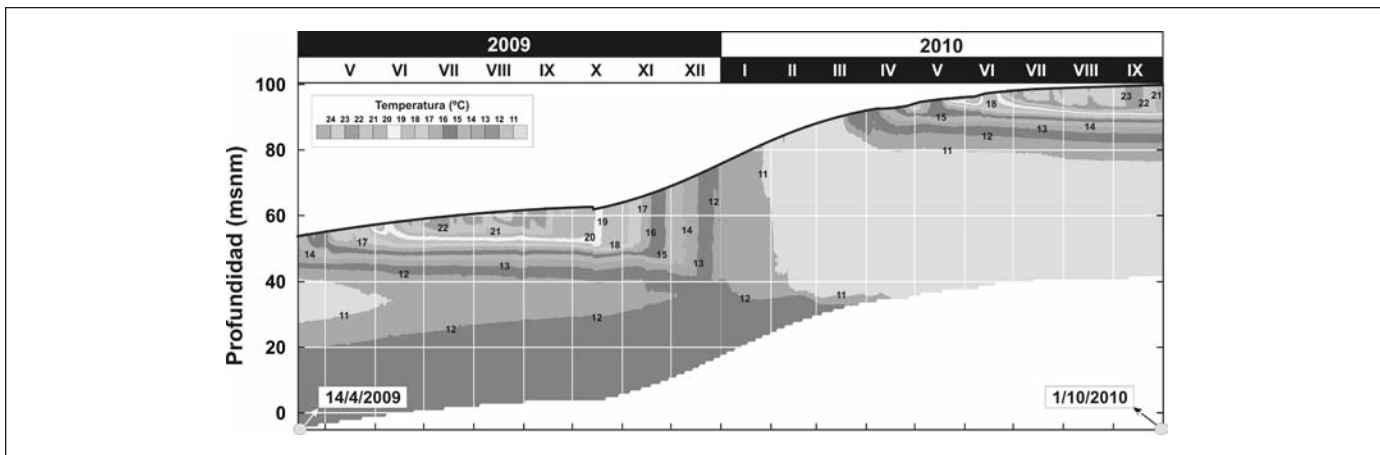


Figura 4. Evolución térmica del lago en la sección de 60 m para la que se dispone de datos térmicos entre el 14/4/2009 y el 1/10/2010
 Figura 4. Thermal evolution of a 60 m vertical section of the pit lake according to data collected from 4 April 2009 to 1 October 2010

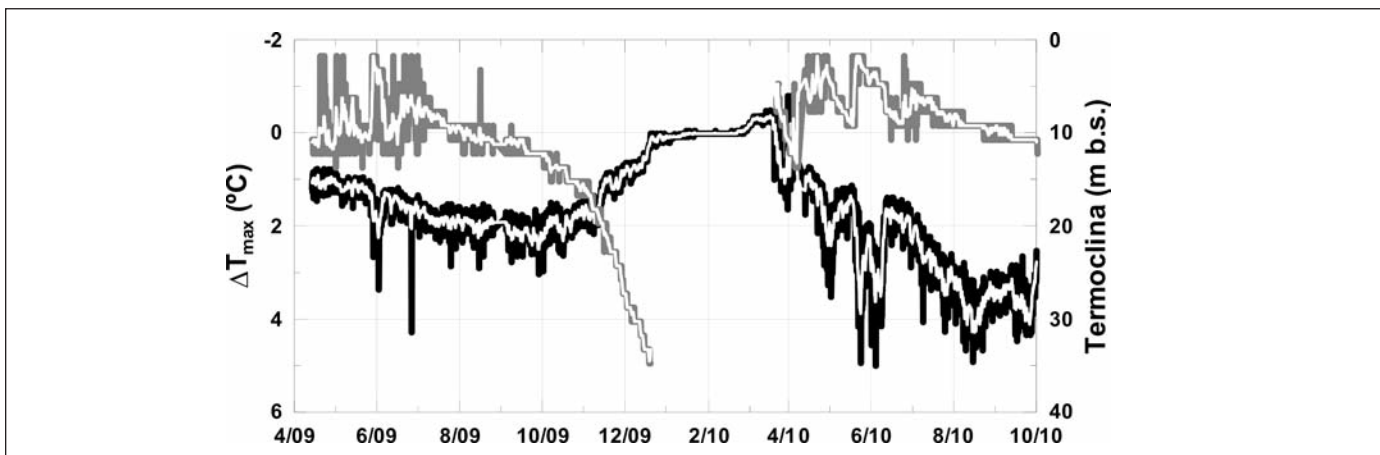


Figura 5. Máxima diferencia vertical de temperatura (negro) y localización de la termoclina bajo la superficie del lago (gris), en función del tiempo. Las líneas blancas corresponden a una media móvil de 6 valores
 Figura 5. Maximum vertical temperature difference (black) and location of the thermocline beneath the lake surface (grey) as a function of time. White lines represent a 6-term moving average

les de varios de los sensores empleados en la construcción de la Figura 4 y en ellos podemos observar que la amplitud térmica tiene, al menos, dos componentes: una de baja frecuencia y otra de alta frecuencia. Un análisis espectral preliminar realizado con PAST (Hammer, 2001) pone en evidencia esas dos componentes y separa los ciclos de periodicidad estacional (frecuencia semestral) del resto (especialmente trimestral, y mensual). La cadencia de lectura disponible (4 horas) no permite discriminar con claridad frecuencias mayores a las indicadas aunque la existencia de ciclos diarios ha sido puesta en evidencia a través de otros estudios paralelos realizados en el lago (datos no mostrados). Los ciclos de alta frecuen-

cia tienden a quedar atenuados a medida que aumenta la profundidad del sensor de modo que, a unos 10 metros bajo la superficie (m b.s.) no se perciben y la amplitud térmica se reduce a los ciclos de baja frecuencia.

Por otro lado, si observamos la sucesión térmica de capas en cualquier momento comprendido entre abril y octubre de 2009 constataremos que la zona más profunda tiene una temperatura ligeramente superior al de las capas inmediatamente superiores (Figuras 4 y 7A). Esta circunstancia tiende a atenuarse con el tiempo por lo que representa un fenómeno transitorio. Sea como fuere, esta particular configuración térmica da lugar a una termoclina profunda

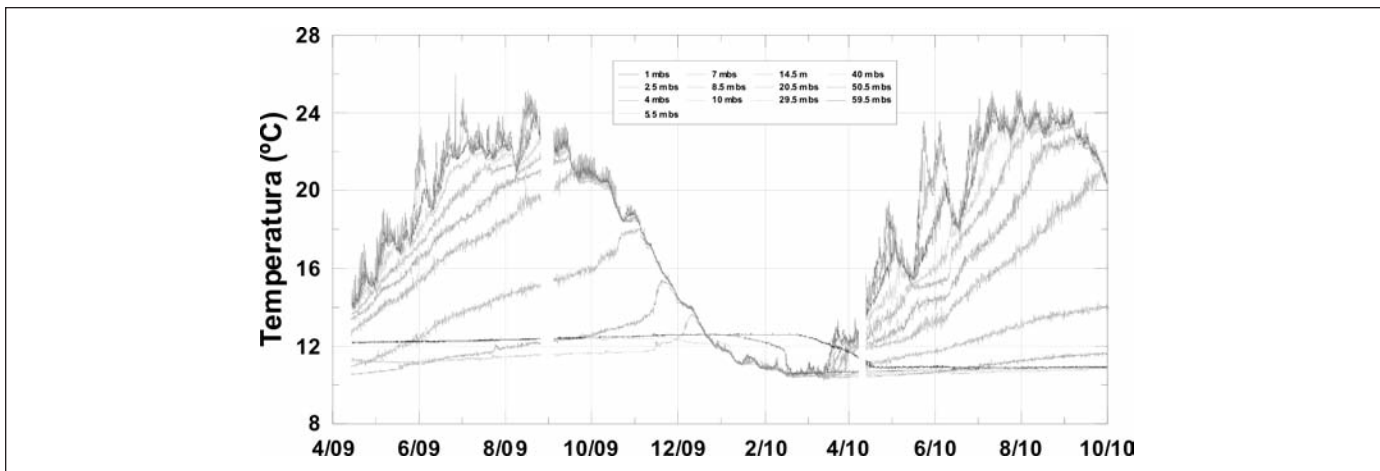


Figura 6. Variación de la temperatura con el tiempo a distintas profundidades respecto de la superficie del lago. Los números de la leyenda indican la profundidad expresada como metros bajo la superficie
 Figura 6. Time series of temperature variations at different depths compared to the surface waters of the lake. The numbers accompanying the legend show the depth in meters below the surface

secundaria cuyo origen no responde al esquema clásico de transferencia de energía superficial (efecto combinado de los cambios de irradiación solar estacional y trabajo por el viento) sino a las particulares circunstancias relacionadas con el llenado de este lago. La termoclina secundaria no desapareció en el momento de producirse la mezcla de finales del año 2009, de lo cual se deduce que, en ese momento, la

mezcla no afectó a la totalidad de la masa de agua. En la misma línea, la ausencia de mezcla completa en el periodo de homogeneización queda atestiguado por el hecho de que la estratificación química del lago (Figura 7B) no desaparece al igualarse la temperatura. Ello es una circunstancia típica en los sistemas meromíticos.

El espesor de la masa de agua afectada por el

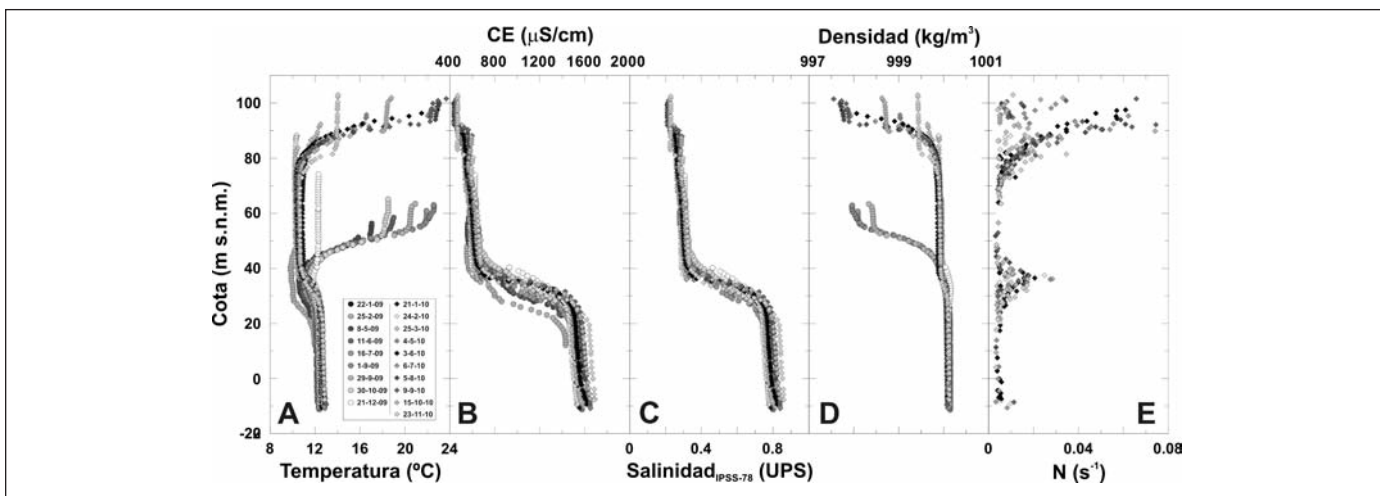


Figura 7. Perfiles verticales realizados entre 2009 y 2010 en el lago minero de Meirama y parámetros calculados a partir de ellos: A) temperatura; B) conductividad específica a 25 °C; C) salinidad de acuerdo con la IPSS-78 (en unidades de la escala práctica de salinidad, UPS); D) densidad, de acuerdo con las ecuaciones de Hill et al., 1986; E) frecuencia de Brunt-Väisälä
 Figura 7. Vertical profiles of the Meirama pit lake made between 2009 and 2010 together with parameters calculated from them: A) temperature; B) specific conductivity at 25 °C; C) salinity according to the IPSS-1978 (in practical salinity scale units, PSU); D) density, according to the equations of Hill et al. 1986; E) Brunt-Väisälä buoyancy frequency

fenómeno de mezcla puede ser evaluado a partir de los perfiles verticales correspondientes a los meses anteriores y posteriores al fenómeno (Figura 4). Así, a finales del año 2009 el mixolimnion interesaría unos 35 a 40 metros de espesor mientras que bajo éste, el monimolimnion tendría unos 60 metros.

El proceso de homogeneización térmica constatado a partir de la información reflejada en las Figuras 4, 5 y 6 no es el primero acaecido en el lago desde el inicio de su inundación. Delgado *et al.* (2010b) ponen en evidencia que los datos de conductividad así como otros parámetros químicos (pH, concentración de O₂, etc.) sugieren que a lo largo de los meses de noviembre/diciembre de 2008 tuvo lugar otro fenómeno de homogeneización análogo al anteriormente descrito. A partir de balances de masa dichos autores concluyen que, de acuerdo con el calado existente en el lago en aquél momento (entre 40 y 45 metros) y, a diferencia de lo sucedido un año más tarde, la mezcla pudo haber sido completa. Entre los motivos que podemos sugerir para explicar esa diferencia de comportamiento se encuentran los siguientes: a) el volumen de agua almacenado era considerablemente inferior (6 hm³ a finales de 2008 frente a los 28 hm³ un año más tarde); b) el calado del lago era mayor en 2009 que un año antes (40 m en 2008 frente a 100 m en 2009) y c) el aporte de energía cinética turbulenta a través del arroyo Pereira, que cae en cascada sobre la superficie del lago significativamente menor (al disminuir la altura de caída en la misma medida que asciende la superficie libre del lago).

En el momento de redactar el presente trabajo los datos de campo disponibles sugieren que un nuevo fenómeno de homogeneización está teniendo lugar. Consecuentemente, se deduce que en el lago de Meirama se ha emplazado una dinámica cíclica de frecuencia anual que implica la homogeneización parcial de la masa de agua del lago. El volumen de agua afectado sería el correspondiente a la treintena de metros más superficial. No obstante, dado que el calado del lago continúa experimentando el ascenso asociado a la progresión de la inundación, la masa de agua mezclada cada año sería distinta. Teniendo en cuenta la estratificación química que podemos inferir a través de los perfiles de conductividad (Figura 7B) y su constatación a través de los correspondientes análisis químicos (Delgado *et al.*, 2010b) prevemos el establecimiento de un perfil vertical escalonado. La haloclina principal identificable entre 20 y 40 m s.n.m. así como la secundaria a la cota aproximada de 90 m s.n.m. avalan esta conjetura. No obstante, a diferencia de lo que sucedió en los primeros meses de la inundación (con entrada de aguas subterráneas de elevada conductividad) las discontinuidades vertica-

les que pondrían en evidencia futuras etapas de escalonamiento vertical irían quedando amortiguadas al disminuir el contraste químico entre los sucesivos volúmenes de agua incorporados al lago.

Estabilidad del lago

En limnología física, la estabilidad de una masa de agua suele referirse a la resistencia inercial a su mezcla completa como producto de las diferencias verticales de densidad. Por tanto, el concepto hace referencia a la cantidad de trabajo necesario para mezclarla homogéneamente, sin aporte de calor, haciendo desaparecer cualquier vestigio de estratificación. Es un parámetro importante, dado que proporciona información sobre la posibilidad de que el agua del hipolimnion de un lago, con su calidad química y reserva de nutrientes correspondiente, se incorpore al epilimnion. Es frecuente que a esta estabilidad se denomine "estabilidad térmica" (Kalff, 2002; Lawson y Anderson, 2007).

Existen diversas aproximaciones para evaluar la estabilidad de una masa de agua y, de entre ellas, destacamos el índice de estabilidad de Schmidt (Idso, 1973; Walker, 1974; Hondzo y Stefan, 1996; Wetzel y Likens, 2000; Kalff, 2002) y la frecuencia de Brunt-Väisälä (Imberger, 1979; Marcé *et al.*, 2000; Kalff, 2002; Boehrer y Schultze, 2008).

El índice de estabilidad de Schmidt (S, en J/m²) puede ser calculado a partir de perfiles térmicos de acuerdo con la siguiente expresión:

$$S = \frac{g}{A_0} \int_{z_0}^{z_m} (\rho_z - \rho^*) (z - z^*) A(z) dz$$

en la que g representa la aceleración de la gravedad (m/s²), A₀ la superficie total del lago (m²), A_z el área del lago a la profundidad z (m²), ρ* la densidad media del lago bajo la hipótesis de mezcla completa (kg/m³), ρ_z la densidad del agua a la profundidad z y z* el centro de gravedad del lago (m). El cálculo de z* ρ* y puede realizarse de acuerdo con las siguientes ecuaciones:

$$z^* = \frac{\int_{z_0}^{z_m} z A(z) dz}{\int_{z_0}^{z_m} A(z) dz}$$

$$\rho^* = \frac{\int_{z_0}^{z_m} \rho A(z) dz}{V(z)}$$

siendo V el volumen de lago asociado a la profundidad z (m³).

Los valores de S son mínimos cuando la columna

de agua es homogénea y máximos cuando la estratificación es más acusada. Al mismo tiempo, dado que sus unidades son las de energía por unidad de superficie, S proporciona un valor crítico que debe ser superado por agentes externos (p. ej. viento) antes de que se produzca la mezcla de la masa de agua.

Por otro lado, la frecuencia de Brunt-Väisälä, también llamada de flotación (N , en s^{-1}), es una medida típica de la estratificación por densidad (Imberger, 1979; Marcé *et al.*, 2000; Kalff, 2002). Representa la frecuencia máxima a la que el oleaje interno puede ser mantenido dentro de una masa de agua estratificada. Es igual a la frecuencia a la cual un paquete de agua puede oscilar cuando este sea sometido a desplazamientos verticales fuera de su posición de equilibrio (Boehrer y Shultze, 2008). Se calcula a partir de la siguiente expresión:

$$N = \frac{g}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial z}$$

cuyos parámetros y dimensiones han sido definidos anteriormente.

Para el cálculo de la densidad asociada a las distintas profundidades del lago hemos empleado los datos de temperatura, presión y conductividad obtenidos a partir de las campañas mensuales de seguimiento. Dichos datos han sido incorporados a las ecuaciones de Hill *et al.* (1986) tal y como ha sido referido en una sección anterior. Los resultados del cálculo se ilustran en las Figuras 7C y 7D, en las que se refleja la salinidad (de acuerdo con la IPSS-1978) y la densidad, respectivamente.

En términos generales, la salinidad es baja, con valores que van desde 0,2 a 0,8 unidades (escala práctica de salinidad, UPS) en la superficie y la zona profunda del lago, respectivamente. En todos los perfiles verticales se identifica con claridad una haloclina principal estacionaria localizada entre las cotas 20 y 40 m s.n.m. así como otra, mucho menos acusada, cerca de la superficie. La observación detallada de los perfiles de conductividad (Figura. 7B) muestra una cierta tendencia al desplazamiento gradual de la quimioclina (coincidente con la haloclina principal) hacia cotas más elevadas, lo cual es coherente con un proceso de transporte vertical de carácter eminentemente difusivo.

Pese a que el contraste de salinidad puede parecer importante, su traslación en términos de contraste de densidad no lo es y, a la escala de representación de la Figura 7D, sólo se observa una leve inflexión en la curva de densidad a la misma profundidad. El máximo gradiente de densidad se observa en los 30 metros más superficiales del lago y a él contribuyen,

de manera destacada, los cambios térmicos relacionados con la estacionalidad. De ese modo, las aguas menos densas se encuentran en el periodo estival y la densidad aumenta al disminuir la temperatura. Por tanto el gradiente de densidad aumenta en verano y tiende a disminuir en invierno, lo cual está estrechamente relacionado con los fenómenos de estratificación/homogeneización anteriormente descritos.

Para el cálculo de la estabilidad de la columna de agua del lago se han empleado los dos índices anteriormente descritos. En una primera aproximación, hemos calculado el índice de estabilidad de Schmidt para una columna equivalente a los 30 metros superficiales del lago (Figura 8). Con ello se pretende poner en evidencia el efecto de los cambios de densidad en el volumen más somero del lago, dado que sobre él tiene incidencia directa la transferencia de energía por acción de la dinámica del viento. Podemos comprobar que los máximos valores de estabilidad se alcanzan en el periodo de verano ($\sim 1500 \text{ J/m}^2$), cuando la estratificación es más marcada, y los mínimos en invierno ($\sim 20 \text{ J/m}^2$). Dejando de lado la precisión en cuanto al cálculo de las energías de estabilización, es evidente que, desde el punto de vista del trabajo mecánico, es preciso aportar mucha más energía para desestabilizar el volumen superior de agua del lago en verano que en invierno. En una sección anterior evaluábamos la magnitud de la energía cinética turbulenta en el orden de los 10^{-4} a 10^{-5} W/m^2 . Transformando ese rango de potencia en trabajo efectuado por el viento en un día nos resulta un balance aproximado de entre 1 y 10 J/m^2 . De acuerdo con ello podemos concluir que, en la actualidad, la máxima energía transferida por el viento es claramente insuficiente para destruir la estratificación térmica del lago en verano y se encontraría en el umbral crítico para desencadenar la homogeneización en los periodos invernales.

La Figura 9 muestra los resultados relacionados con una campaña para la medida de corrientes subsuperficiales en el lago de Meirama realizada entre el 15 y el 22 de octubre de 2010. El mapa representa el módulo de las velocidades registradas entre la superficie y 30 m de profundidad de acuerdo con las medidas realizadas con una frecuencia de 5 minutos. En la misma figura y para el mismo periodo de tiempo, se ha representado el valor de la velocidad del viento media y máxima (frecuencia de lectura de 10 minutos) obtenidos del registro de la estación meteorológica del lago. De acuerdo con la misma, podemos comprobar que las corrientes máximas de esta campaña se localizan a una profundidad aproximada de unos 10 metros, la cual se corresponde bien con la profundidad de la termoclina anteriormente descrita.

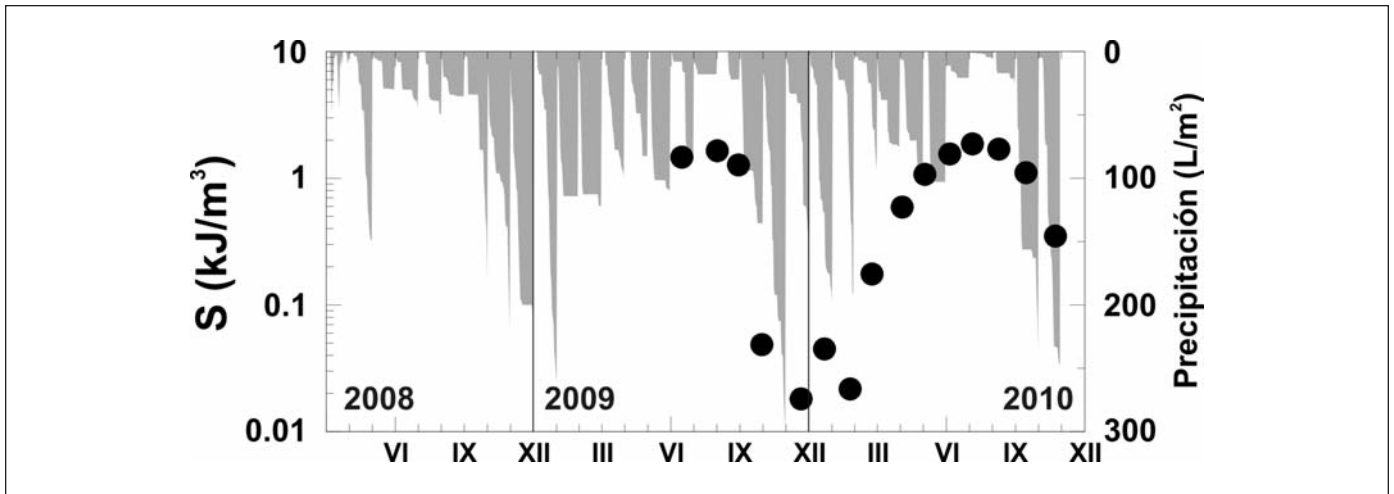


Figura 8. Estabilidad (S) de los 30 metros superficiales del lago en función del tiempo. La precipitación representa los valores mensuales acumulados
 Figura 8. Stability (S) of the upper 30 m of the lake as a function of time. Precipitation represents monthly cumulative values

Esta coincidencia pone de relieve el papel de la estratificación térmica en el patrón de circulación del agua. Por otro lado, pese a que es plausible la concurrencia entre máximos de velocidad de las corrientes de agua y viento, los datos de la campaña no son concluyentes. Es posible que ello obedezca a la desigual frecuencia de medida (5 y 10 minutos) así como la casi inmediata respuesta de las corrientes subsuperficiales (constatada sobre el terreno) respecto a los picos de velocidad en el viento.

La Figura 7E ilustra los resultados del cálculo de la frecuencia de Brunt-Väisälä asociado a los perfiles verticales disponibles. En la misma observamos la existencia de dos dominios en los que, de acuerdo con la frecuencia de flotación, la estabilidad de la columna de agua alcanza valores máximos. El volumen de agua superficial, hasta una profundidad aproximada de unos 30 m, presenta los valores máximos (0.075 s^{-1}). Una observación más detallada permite reconocer que los valores máximos coinciden con los

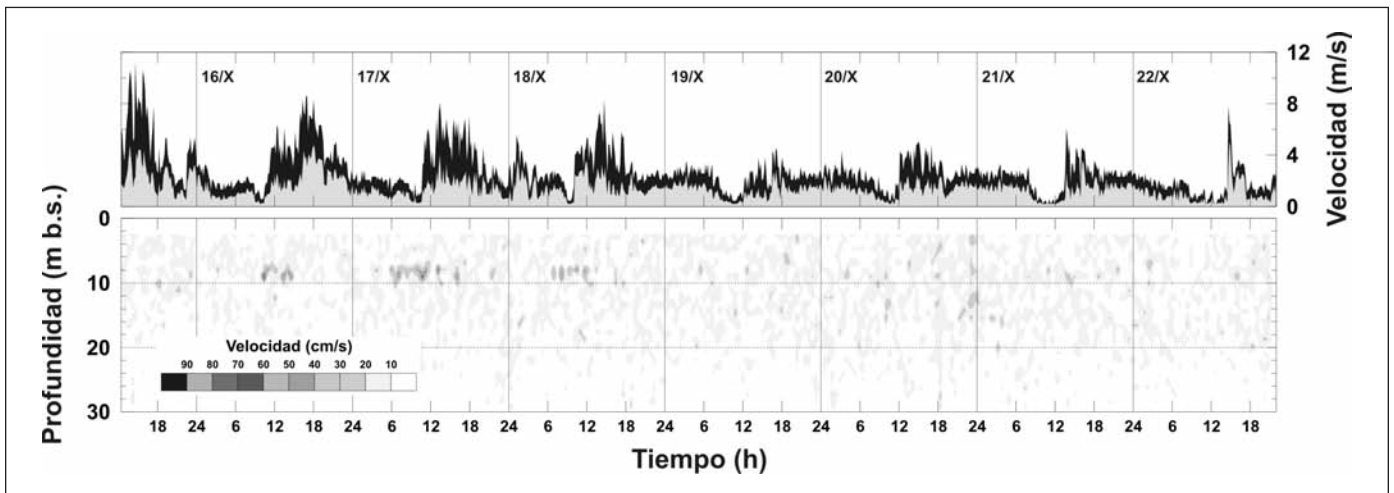


Figura 9. Módulo de la velocidad de las corrientes subsuperficiales del lago (cm/s) entre 2 y 30 m bajo la superficie del lago (abajo) comparado con la velocidad del viento media (gris) y máxima (negro), en m/s, del mismo periodo. La frecuencia de lectura para la velocidad de las corrientes y del viento fue de 5 y 10 minutos, respectivamente
 Figura 9. Module of the speed of the subsurface currents (cm/s) between 2 and 30 m below the surface (bottom) compared with the average (grey) and maximum (black) wind speed (m/s) for the same period. Readings of the currents were taken every 5 minutes whilst wind-speed readings were taken every 10 minutes

periodos de verano, que es cuando la estratificación del lago es más marcada. A medida que nos alejamos del periodo de máxima estratificación, el valor de la frecuencia de Brunt-Väisälä disminuye, así como lo hace la profundidad a la que ese máximo tiene lugar. Las observaciones anteriores son coherentes con lo descrito a través del índice de estabilidad de Schmidt.

Por otro lado, en la Figura 7E constatamos que existe otro dominio en el que el valor de la frecuencia de Brunt-Väisälä es significativamente mayor. Se trata del cuerpo de agua localizado a cotas que van desde los 20 a los 50 m.s.n.m., coincidente con la posición de la haloclina/quimioclina descrita en apartados anteriores. Esta horquilla de cotas se ha mantenido constante a lo largo de los 15 perfiles realizados hasta la fecha y, a diferencia de lo que sucede con la masa de agua más superficial del lago, no experimenta cambios estacionales en el valor de la frecuencia de flotación, cuyo valor máximo es de $0,03 \text{ s}^{-1}$. Es evidente que este dominio está relacionado con la estratificación química a la que antes hacíamos referencia y es interesante destacar que, aunque la diferencia de densidad es relativamente pequeña, su estructuración (cuerpo más denso abajo y el menos denso arriba) favorece la estabilidad y la permanencia de la estratificación.

Conclusiones

La evolución física del lago de Meirama, transcurridos más de dos años desde el inicio de su inundación, es compleja y se pone en evidencia la existencia de varios fenómenos de carácter transitorio. La definición de aspectos limnológicos elementales, como las unidades dentro de la masa de agua (epi, mixo, hipo y monimolimnion), se revela como una tarea compleja dadas las características evolutivas de un sistema que se encuentra en proceso de formación. Por ejemplo: el cuerpo de agua más profundo del lago, que en la actualidad no está afectado por procesos de mezcla, podríamos denominarlo, según la terminología convencional, monimolimnion. De acuerdo con su origen (el producto de la mezcla completa durante el primer año de la inundación de un volumen de agua con una importante componente de agua subterránea de elevada conductividad), la meromixis del lago de Meirama obedecería a un esquema de tipo crenogénico (en el sentido descrito por Boehrer y Schultze, 2008). Sin embargo, a medida que el sistema limnológico va madurando, el ritmo de desarrollo de distintos procesos físicos, químicos y biológicos (ver Delgado *et al.*, 2010a y b) dará como resultado una modificación paulatina del monimolim-

nion y la transición desde un sistema predominantemente crenogénico (es decir, condicionado por la calidad precoz del agua de inundación) a otro endógeno, con predominancia de procesos químio-biológicos desarrollados en el interior de la propia masa de agua. Sea como fuere, con la perspectiva que aportan los datos actualmente disponibles, el lago de Meirama se configura como un sistema meromítico estacionario, situación que se mantendría siempre y cuando no se produzcan aportes externos de energía.

Los cálculos preliminares de estabilidad del lago muestran que se trata de un sistema estructurado en dos dominios. Uno, superficial, en el que la energía proporcionada por el viento en ciertos momentos del año puede ser suficiente para desencadenar la homogeneización parcial. Estimamos que el volumen susceptible de mezcla sería el relacionado con una profundidad máxima del orden de la treintena de metros. El segundo dominio, profundo, estaría relacionado con la estructuración química del lago producto de la evolución precoz de la inundación. Ese dominio y la estratificación a él asociada sería estable en tanto y en cuanto no se produjeran aportes externos de energía (p. ej. inestabilización masiva de los taludes superficiales o sumergidos de la corta).

Los datos disponibles hasta la fecha permiten entender mejor la evolución temprana de los lagos mineros, destacándose la importancia y el alcance de fenómenos que, aun teniendo carácter transitorio, son susceptibles de configurar las características futuras del sistema limnológico.

Agradecimientos

Este trabajo se ha financiado a través del proyecto CGL2008-05940/BTE y con fondos de la Xunta de Galicia, FEDER 2007/2013 y LIMEISA. El manuscrito original se ha visto beneficiado por los comentarios y sugerencias de la Dra. Patricia Acero y un revisor anónimo.

Referencias

- Boehrer, B. and Schultze, M. 2008. Stratification in lakes, *Reviews in Geophysics* 46, 1-27
- Delgado, J., Juncosa, R., Vázquez, A., Falcón, I., Canal, J., Hernández, H., Padilla, F., Rodríguez-Vellando, P. and Delgado, J.L. 2008. Hydrochemical characteristics of the natural waters associated to the flooding of the Meirama open pit (A Coruña, NW Spain), *Mineralogical Magazine* 72, 107-111
- Delgado, J., Juncosa, R., Vázquez, A., Fernández, A. y González, R. 2010a. Evolución química de la superficie

- del lago de Meirama tras dos años de inundación controlada. *Macla* 13, 77-78
- Delgado, J., Juncosa, R., Vázquez, A., Fernández, S., Arias, M.A., González, R. and Fernández, A. 2010b. Hydrochemical evolution of the Meirama pit lake (NW Spain) after two years of flooding. In: Birkle, P. and Torres-Alvarado, I. (eds.), *Water-Rock Interaction XIII*. Taylor & Francis, New York, 515-518
- Hammer, Ø., Harper, D.A.T. and Ryan, P.D. 2001. PAST: Paleontological Statistics Software Package for Education and Data Analysis, *Palaeontologia Electronica* 4, 9 p.
- Hill, K.D., Dauphinee, T.M. and Woods, D.J. 1986. The extension of the practical salinity scale 1978 to lower salinities. *IEEE Journal of Oceanic Engineering* OE-11, 109-112
- Hondzo, M. and Stefan, H.G. 1996. Long-term water quality predictors, *Water Research* 30, 2835-2852
- Idso, S.B. 1973. On the concept of lake stability. *Limnology and Oceanography* 18, 681-683
- Imberger, J. 1979. Mixing in reservoirs. In: Fisher, H.G., List, E.J., Koh, R.C.Y., Imberger, J. and Brooks, N.H. (eds.) *Mixing in Inland and Coastal Waters*, Academic Press, New York, 148-22
- Ivey, G.N. and Patterson, J.C. 1984. A model for the vertical mixing in Lake Erie in summer. *Limnology and Oceanography* 29, 553-563
- Julivert, M., Fontboté, J.M., Ribeiro, A. y Nabais-Conde, L.E. 1972. *Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares 1:1.000.000*, Instituto Geológico y Minero de España, Madrid
- Kalff, J. 2002. *Limnology*, Prentice Hall, New York, 592 pp.
- Lawson, R. and Anderson, M.A. 2007. Stratification and mixing in Lake Elsinore, California: An assessment of axial flow pumps for improving water quality in a shallow eutrophic lake, *Water Research* 41, 4457-4467
- Lewis, E.L. 1980. The practical salinity scale 1978 and its antecedents, *IEEE Journal of Oceanic Engineering* OE-5, 3-8
- Maldonado, A. 1977. Estudio geológico-geofísico del surco Baldayo-Meirama-Boimil, Tesis Doctoral Universidad Politécnica de Madrid, 255 pp.
- MacKay, D. and Yern, A.T.K. 1983. Mass transfer coefficient correlations for volatilization of organic solutes from water. *Environmental Science and Technology* 17, 211-217
- Marcé, R., Comerma, M., García, J.C., Gomá, J. and Armengol, J. 2000. Limnology of Foix reservoir (Barcelona, Spain), *Limnetica* 19, 175-191
- Martin, J.L. and McCutcheon, S.C. 1999. *Hydrodynamics and transport for water quality modeling*, Lewis Publications, Boca Raton, 794 pp.
- Millero, F. J. 2000. The equation of state of lakes, *Aquatic Geochemistry* 6, 1-16
- Walker, K.F. 1974. The stability of meromictic lakes in central Washington, *Limnology and Oceanography* 19, 209-222
- Wetzel, R.G. 2001. *Limnology: Lake and River Ecosystems*. 3rd Edition, Academic Press, San Diego, 1006 pp.
- Wetzel, R.G. and Likens, G.E. 2000. *Limnological Analyses* 3rd Edition, Springer Verlag, New York, 429 pp.

Recibido: diciembre 2010

Revisado: enero 2011

Aceptado: febrero 2011

Publicado: abril 2011