



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
POSGRADO EN CIENCIAS DEL MAR Y LIMNOLOGÍA**

**Régimen térmico y dinámico de los lagos volcánicos ‘El Sol’
y ‘La Luna’, en el Nevado de Toluca, México.**

TESIS

**QUE PARA OBTENER EL GRADO ACADÉMICO DE:
DOCTORA EN CIENCIAS**

PRESENTA:

Barba López María del Refugio

TUTOR PRINCIPAL:

Dr. Anatoliy Filonov
Universidad de Guadalajara (UdeG)

COMITÉ TUTOR:

Dr. David Alberto Salas De León
Instituto de Ciencias del Mar y Limnología, UNAM
Dr. Javier Alcocer Durand
Facultad de Ciencias, UNAM
Dr. Martín Merino Ibarra
Instituto de Ciencias del Mar y Limnología, UNAM
Dr. Benjamín Quiroz Martínez
Instituto de Ciencias del Mar y Limnología, UNAM

CIUDAD UNIVERSITARIA, CD. MX., JUNIO 2022



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.



**Régimen térmico y dinámico de los lagos volcánicos 'El Sol'
y 'La Luna', en el Nevado de Toluca, México.**

TESIS

**QUE PARA OBTENER EL GRADO ACADÉMICO DE:
DOCTORA EN CIENCIAS**

PRESENTA:

Barba López María del Refugio

TUTOR PRINCIPAL:

Dr. Anatoliy Filonov
Universidad de Guadalajara (UdG)

COMITÉ TUTOR:

Dr. David Alberto Salas De León
Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM)
Dr. Javier Alcocer Durand
Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM)
Dr. Martín Merino Ibarra
Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM)
Dr. Benjamín Quiroz Martínez
Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM)

MÉXICO, CD. MX., 2022

Agradecimientos.

A mi asesor, Dr. Anatoliy Filonov, por la dirección de este trabajo, por compartir sus conocimientos conmigo, además del apoyo, paciencia y confianza durante todos estos años. A mi comité tutorial, Dr. David Alberto Salas de León, Dr. Javier Alcocer Durand, Dr. Martín Merino Ibarra y Dr. Benjamín Quiroz Martínez por sus consejos y valiosas observaciones en el desarrollo de este trabajo.

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT), por el apoyo financiero para realizar este estudio, así como al Posgrado en Ciencias del Mar y Limnología y a su personal administrativo.

Al Fondo Sectorial de Investigación Ambiental SEMARNAT-CONACYT por el apoyo económico a través del proyecto 262970 y el Programa de Investigación en Cambio Climático (PINCC 2020-2021).

A La Comisión Estatal de Parques Naturales y de la Fauna (CEPANAF, Secretaría de Ecología, Gobierno del Estado de México) por el permiso de realizar investigación científica en el Área de Protección de Flora y Fauna Nevado de Toluca.

Al Departamento de Física de la Universidad de Guadalajara por el apoyo económico para las salidas de campo.

Al Posgrado en Ciencias en Hidrometeorología de la Universidad de Guadalajara, por el apoyo con equipo de medición, equipo de cómputo y estudiantes que colaboraron en las salidas de campo.

A toda mi familia, por enseñarme a enfrentar los retos, por perdonar y ayudarme a corregir mis errores. Agradezco principalmente a mi madre por ser el soporte de cada uno de mis pasos y a mis sobrinos Damián, Paulo, Fabricio y Felipe por ser mi motivación.

A todos mis amigos, por su incondicional apoyo a lo largo de este proceso. Especialmente a Citlalli, Mireya, Nohelia y Briza.

ÍNDICE GENERAL

| | |
|--|----|
| INTRODUCCIÓN..... | 1 |
| CAPÍTULO 1. PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA | 4 |
| 1.1. Justificación..... | 4 |
| 1.2 Objetivo general | 4 |
| 1.3 Objetivos particulares | 4 |
| 1.4 Preguntas de investigación e hipótesis | 5 |
| CAPÍTULO 2. ANTECEDENTES | 6 |
| CAPÍTULO 3. DESCRIPCIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO | 9 |
| CAPÍTULO 4. MATERIALES Y MÉTODOS..... | 11 |
| 4.1 Estudio de campo | 11 |
| Descripción de los medidores utilizados | 11 |
| 4.1.1 Bloque A) 2000-2007 | 12 |
| 4.1.1.1 Datos meteorológicos medidos durante los años 2000-2007 | 12 |
| 4.1.1.2 Temperatura del agua medida durante el año 2007 | 13 |
| 4.1.2 Bloque B) 2010..... | 14 |
| 4.1.2.1 Datos meteorológicos medidos en al año 2010 | 14 |
| 4.1.2.2 Datos de batimetría, temperatura y corrientes medidos en el año 2010..... | 14 |
| 4.1.3 Bloque C) 2017-2019 | 17 |
| 4.1.3.1 Datos meteorológicos medido durante los años 2017-2019..... | 18 |
| 4.1.3.2 Mediciones hidrográficas en el lago El Sol | 19 |
| 4.2 Análisis de los datos | 30 |
| 4.2.1 Análisis espectral..... | 30 |
| 4.2.2 Flujo de calor entre la interfaz de sedimentos del fondo de agua..... | 31 |
| 4.2.3 Cálculo de la tasa de evaporación..... | 32 |
| 4.3 Modelación numérica | 33 |
| 4.3.1 Descripción del modelo numérico Delft-3D | 33 |
| 4.3.1.1 Delft3D-Flow | 34 |
| 4.3.2 Implementación del modelo numérico | 40 |
| CAPÍTULO 5. RESULTADOS Y DISCUSIONES | 45 |
| 5.1 Resultados del Bloque A) 2000-2007..... | 45 |
| 5.1.1 Series de tiempo de larga duración (Estación ESMN 2000-2007)..... | 45 |
| 5.1.1.1 Variabilidad del viento | 45 |
| 5.1.1.2 Temperatura del aire y radiación solar | 47 |
| 5.1.1.3 Análisis espectral de las variables meteorológicas..... | 47 |
| 5.1.2 Series de tiempo de corta duración (año 2007) | 48 |
| 5.1.2.1 Régimen del viento en el cráter del volcán y su vecindad..... | 48 |
| 5.1.2.2 Variabilidad de los parámetros meteorológicos durante el año 2007..... | 50 |
| 5.1.3 Temperatura del agua | 52 |
| 5.1.3.1 Series temporales y espectros de la variación en la temperatura de los lagos.. | 52 |

| | | |
|---------|---|----|
| 5.1.3.2 | Coherencia y tasa de penetración de temperatura en la columna de agua..... | 53 |
| 5.1.3.3 | Variabilidad interanual de la temperatura del agua | 54 |
| 5.2. | Resultados del Bloque B) Año 2010 | 56 |
| 5.2.1 | Fluctuaciones del nivel de superficie libre | 56 |
| 5.2.1.1 | Batimetría | 56 |
| 5.2.2 | Datos meteorológicos | 57 |
| 5.2.3 | Fluctuaciones de temperatura en la boya N4 El Sol y boya La Luna..... | 59 |
| 5.2.3.1 | Ondas internas en los lagos. | 61 |
| 5.2.4 | Variabilidad espacial de la temperatura en el lago El Sol..... | 63 |
| 5.2.5 | Corrientes en el lago El Sol..... | 65 |
| 5.2.6 | Seiches superficiales en El Sol y La Luna..... | 66 |
| 5.3 | Resultados del Bloque C) Años 2017-2019 | 68 |
| 5.3.1 | Estación NEVADO DE TOLUCA (ESMN) (años 2017-2019)..... | 68 |
| 5.3.3 | Temperatura en las Boya 1 (El Sol) y Boya L1 (La Luna) (2017-2019)..... | 69 |
| 5.3.4 | Temperatura en las boyas alrededor de la Boya 1 (El Sol) | 70 |
| 5.3.5 | Datos obtenidos del montaje de la estación meteorológica flotable EMF | 72 |
| 5.3.5.1 | Relación entre las fluctuaciones de la temperatura del aire en la ladera interior del volcán (T4) y las fluctuaciones de temperatura en la superficie del lago El Sol.... | 72 |
| 5.3.5.2 | Velocidad y dirección del viento..... | 73 |
| 5.3.5.3 | Fluctuaciones en la temperatura del aire directamente sobre la columna de agua y en la capa superficial del lago El Sol..... | 75 |
| 5.3.5.4 | Variaciones del nivel de superficie libre del lago y procesos presentes en el fondo del lago | 76 |
| 5.3.5.5 | Tasa de evaporación | 79 |
| 5.3.5.6 | Fluctuación del balance hídrico del lago en función de la precipitación y la evaporación. Caso de estudio. | 81 |
| 5.4 | Resultados de la modelación numérica | 83 |
| | CONCLUSIONES..... | 85 |
| | LITERATURA CITADA..... | 88 |
| | Apéndice..... | 99 |

Índice de Figuras

| | |
|--|----|
| Figura 1. (a) Localización geográfica del Estado de México y del Volcán Nevado de Toluca. (b) Cráter del volcán con los dos lagos de alta montaña y el domo (El Ombligo) que los separa. | 9 |
| Figura 2. Instalación de boyas hidrográficas y posición de la estación meteorológica durante el año 2007. | 13 |
| Figura 3. (a) Instalación de boyas hidrográficas y posición de la estación meteorológica durante el año 2010. (b) Recorrido para crear la batimetría en i) lago El Sol y ii) lago La Luna. | 15 |
| Figura 4. Instalación de equipo durante (a) la primera y (b) segunda salida de campo. | 18 |
| Figura 5. (a) Ubicación de la Boya 1. (b) Esquema de la boya en el lago El Sol (mayo 2017-mayo 2018). | 21 |
| Figura 6. (a) Ubicación de las Boyas 2-5. (b) Esquema de las boyas. | 22 |
| Figura 7. (a) Ubicación y (b) configuración de la B1_ad, B2_ad, B3_ad y B4_ad, el lago El Sol. | 24 |
| Figura 8. Esquema completo de la configuración de la Boya 1 con estación meteorológica flotable (Boya 1EM). | 27 |
| Figura 9.(a) Ubicación de la Boya Luna. (b) Esquema de la boya (2017-2018). (c) Esquema de la boya (2018-2019). | 30 |
| Figura 10. Definición del nivel de agua (ζ), profundidad (h) y profundidad total (H). | 36 |
| Figura 11. Ejemplo de malla σ y Z | 37 |
| Figura 12. Ejemplo de una malla en Delft3D-Flow. | 39 |
| Figura 13. Mapeo del espacio físico en el espacio computacional. | 39 |
| Figura 14. Cuadrícula de la malla computacional, vista 3D y superior | 39 |
| Figura 15. Series de tiempo de los parámetros utilizados para crear los forzamientos de la modelación. (a) Velocidad del viento, (b) dirección del viento, (c) temperatura ambiental, (d) humedad relativa y (e) radiación solar. | 41 |
| Figura 16. Temperatura medida en el lago El Sol para en septiembre de 2018. | 42 |

| | |
|--|----|
| Figura 17. Serie de tiempo de la temperatura superficial en la boya 1 y su punto correspondiente en el modelo. | 43 |
| Figura 18. Variación temporal de la temperatura en la localización de la boya 1 para (a) datos reales y (b) modelo numérico. | 44 |
| Figura 19. Histogramas de velocidad y dirección del viento para la estación del SMN (2000-2007). | 45 |
| Figura 20. Variabilidad diurna de (a) la velocidad del viento y (b) dirección del viento registrados por la estación SMN durante los años 2000-2007 registrados por la estación SMN durante los años 2000-2007. | 46 |
| Figura 21. Variabilidad diurna de (a) temperatura y (b) radiación solar (d) registrados por la estación SMN durante los años 2000-2007. | 47 |
| Figura 22. Espectros de las variables meteorológicas medidas en la pared externa del volcán (2000-2007) para (1) radiación solar, (2) temperatura del aire, (3) velocidad del viento y (4) dirección del viento. | 48 |
| Figura 23. Dinámica mensual de la velocidad y dirección del viento en (a) el interior y (b) en el exterior del cráter del volcán. En la parte derecha de cada una de las figuras pueden observarse los histogramas de velocidad y dirección del viento el periodo de análisis. | 49 |
| Figura 24. (a) cráter del volcán al anochecer. Las flechas indican la altura de las paredes oriental y occidental del volcán. Diagrama de la circulación promedio del viento en el interior del cráter durante los meses de (b) noviembre a junio y (c) junio a noviembre. | 50 |
| Figura 25. Variabilidad horaria de (a) la velocidad, (b) dirección del viento y (c) radiación solar para el año 2007 en la estación interior del volcán. (e), (d) y (f) muestran los mismos parámetros para la estación exterior. (g) Radiación solar diaria y (h) radiación solar mensual. | 51 |
| Figura 26. Variación temporal de la temperatura en los lagos (a) El Sol y (b) La Luna. Espectro de la temperatura en (a) lago El Sol y (b) lago La Luna. | 53 |
| Figura 27. Coherencia y tiempo de penetración (en profundidad) de la temperatura en los lagos (1) El Sol y (2) La Luna. | 54 |
| Figura 28. Promedio horario de la temperatura en los lagos El Sol (recuadro superior) y La Luna (recuadro inferior) para cada mes del año 2007. | 55 |
| Figura 29. (a) Mapas de batimetría tomados el 27 de septiembre de 2010. Los círculos blancos y rojos indican la posición de las boyas, así como del ADP. Las cruces blancas indican la posición de los sensores de nivel SBE-26. (b) Profundidad versus volumen para El Sol (1, 2) y La Luna (3, 4) en los meses de octubre de 2010 (1, 3) y mayo de 2017 (2, 4). | 56 |

| | |
|--|----|
| Figura 30. Promedio horario de la temperatura del aire (a), velocidad del viento (b). Patrones diarios de temperatura (c) y velocidad del viento (d). En (c) y (d) las líneas rojas indican los valores máximos, las líneas azules los valores mínimos y las líneas negras los valores promedio. Rosa de vientos de la dirección del viento (e)..... | 58 |
| Figura 31. Temperatura en la boya ubicada en El Sol (a) y en La Luna (b). Espectros de las fluctuaciones de temperatura en El Sol (e) y en La Luna (d). | 60 |
| Figura 32. (a) Perfiles verticales promedio del periodo de muestreo para El Sol (1) y La Luna (2). Perfiles verticales de la frecuencia de flotabilidad para El Sol (4) y La Luna (5). (c) Coherencia entre los diferentes pares de sensores para la variabilidad de la temperatura diaria del lago El Sol (1) y La Luna (2). Las líneas gruesas en a, b y c indican los perfiles obtenidos de mediciones en la boya ubicada en el lago La Luna en octubre 2010..... | 61 |
| Figura 33. (a) Promedio vertical de la temperatura en la capa superficial (1-5m) en El Sol (1) y La Luna (2). (b) Fluctuaciones de temperatura de la serie filtrada 4h en el lago La Luna. (c) Segmento con acercamiento de 4 días de las mediciones en (b). (d) Espectro de las oscilaciones de (c). | 63 |
| Figura 34. (a) Fluctuaciones simultáneas de la temperatura superficial (1 m) de las 4 boyas en El Sol y (c) su espectro de frecuencia correspondiente. (b) Intervalo de 3 días de la serie total. (d) Ubicación de las boyas en el lago El Sol..... | 64 |
| Figura 35. Componente (a) zonal y (b) meridional de la corriente medida por el ADP en la boya 4 ubicada en El Sol. (c) Histograma de la dirección de las corrientes en la capa de 1m y (d) histograma vectorial para la capa de 1m..... | 65 |
| Figura 36. Espectros de las altas frecuencias en el nivel del lago El Sol (1) y La Luna (2) medidos por los sensores SBE-26. | 67 |
| Figura 37. Variabilidad horaria de (a) la radiación solar, (b) la temperatura del aire y (c) la precipitación medida durante 2017-2019 en la estación SMN. La figura (c) muestra la cantidad de precipitación anual, (1) diaria total y (2). mensual promedio. | 69 |
| Figura 38. Temperatura en las boyas principales en (a) lago El Sol y (b) lago La Luna. | 70 |
| Figura 39. Temperatura en las Boyas 2, 3, 4 y 5. | 71 |
| Figura 40. Temperatura en las Boyas ad_ 2, 3, 4 y 5. | 72 |
| Figura 41. (a) (1) Temperatura del agua en el lago El Sol (registrada por la EMF) y (2) temperatura del aire en la ladera interna del cráter del volcán en junio-noviembre de 2018. (b) Espectros correspondientes a las series temporales (1 superficial) y (2)..... | 73 |

| | |
|---|-----|
| Figura 42. Variabilidad horaria de (a) la velocidad y (b) dirección del viento medida en una estación meteorológica flotante ubicada en el centro del lago El Sol. | 74 |
| Figura 43. (a) Temperatura del aire (1) a una altura de 0.1 m por encima del nivel del lago (2) y a una altura de 2 m (2). (b) Temperatura del agua directamente en (3) la superficie del lago El Sol, y (4) a una profundidad de 2 m..... | 76 |
| Figura 44. (a) Serie anual de (1) temperatura de los sedimentos y (2) nivel del lago El Sol en el área de la estación EMF. Momentos de un cambio brusco en (1) y (2). (b) (1) Gradiente vertical de la temperatura en el fondo de la columna de agua (9 y 8 m de profundidad). (2) Flujo de calor entre los sedimentos y la capa de fondo. | 78 |
| Figura 45. (1) Espectros de fluctuaciones del nivel del lago y (2) de la temperatura en los sedimentos del lago El Sol (2018-2019) registrada en el montaje de la estación EMF | 79 |
| Figura 46. (a) Área de captación de los lagos El Sol y La Luna. (b) Precipitación y nivel del lago medidos del 27 al 30 de noviembre. | 82 |
| Figura 47. Resultados de la modelación numérica de corrientes y fluctuación de nivel en el Lago El Sol a partir de observaciones de viento y temperatura del aire el 5 de septiembre de 2018. En la esquina superior izquierda de la figura, se muestra un mapa batimétrico del lago y la posición de la estación EMF (marcada con un círculo)..... | 84 |
| Figura A1. Series de tiempo de los parámetros utilizados para crear los forzamientos de los experimentos. (a) Velocidad del viento, (b) dirección del viento, (c) temperatura ambiental, (d) humedad relativa y (e) radiación solar. La línea roja indica el valor promedio. | 100 |
| Figura A2. Temperatura medida en el lago El Sol para el periodo enero-febrero 2007. ... | 100 |
| Figura A3. Dominio de baja resolución. (a) Malla y (b) batimetría interpolada a la malla. | 101 |
| Figura A4. Comparación entre los experimentos Exp_01 y Exp_02. Comparación en la (a) capa superficial, (b) capa intermedia y (c) capa de fondo. | 102 |
| Figura A5. Dominio de media resolución. (a) Malla y (b) batimetría interpolada a la malla. | 103 |
| Figura A6. Comparación entre los experimentos Exp_03 y Exp_04. Comparación en la (a) capa superficial, (b) capa intermedia y (c) capa de fondo. | 105 |
| Figura A7. Comparación entre los experimentos Exp_05, Exp_06 y Exp_07. Comparación de capa superficial utilizando condiciones iniciales de temperatura (a) promedio, (b) máxima y (c) mínima. | 108 |

Figura A8. Comparación entre los experimentos Exp_05 y Exp_08 en la (a) capa superficial, (b) capa intermedia y (c) capa de fondo. 111

Índice de Tablas

| | |
|---|-----|
| Tabla 1. Descripción de las particularidades de los sensores de temperatura en las boyas instaladas en el lago El Sol (BS) y en el lago La Luna (BL)..... | 13 |
| Tabla 2. Descripción de las particularidades de los sensores de temperatura en las boyas instaladas en el lago El Sol durante la campaña del año 2010. | 15 |
| Tabla 3. Descripción de las particularidades de los sensores de temperatura en las boyas instaladas en el lago La Luna durante la campaña del año 2010..... | 16 |
| Tabla 4. Descripción las actividades realizadas en cada salida de campo. | 17 |
| Tabla 5. Descripción de las particularidades de los sensores de temperatura en la Boya 1 en el lago El Sol (mayo 2017-mayo 2018)..... | 19 |
| Tabla 6. Descripción de las particularidades de los termógrafos en las Boyas 2, 3, 4 y 5 en el Lago el Sol (mayo 2017- mayo 2018)..... | 21 |
| Tabla 7. Descripción de las particularidades de los termógrafos en las boyas B1_ad, B2_ad, B3_ad y B4_ad en el lago El Sol..... | 23 |
| Tabla 8. Descripción de las particularidades de los termógrafos en la Boya 1EM en el Lago El Sol (junio 2018- septiembre 2019)..... | 26 |
| Tabla 9. Descripción de las particularidades de los termógrafos en la Boya 1 en el lago La Luna (mayo 2017 - agosto 2018)..... | 28 |
| Tabla 10. Descripción de las particularidades de los termógrafos en la Boya 1 en el lago La Luna (junio 2018- septiembre 2019). | 29 |
| Tabla 11. Parámetros numéricos utilizados en la simulación de septiembre 2018. | 42 |
| Tabla 12. Parámetros hidrológicos obtenidos en octubre de 2010 y mayo de 2017. | 57 |
| Tabla 13. Parámetros para la estimación de la tasa de evaporación..... | 79 |
| Tabla 14. Tasa de evaporación diaria, mensual y anual. | 80 |
| Tabla A1. Parámetros numéricos utilizados en la sección A. | 101 |
| Tabla A2. Parámetros numéricos utilizados en la sección B..... | 104 |
| Tabla A3. Parámetros numéricos utilizados en la sección C..... | 106 |
| Tabla A4. Parámetros numéricos utilizados en la sección D. | 109 |

RESUMEN

La comprensión de los procesos físicos que ocurren en un lago es de gran importancia para el manejo del sistema, ya que guardan una estrecha relación con los procesos químicos y biológicos que se desarrollan en él.

Es de especial relevancia generar información en el área de la limnología física de lagos de alta montaña, dado que estos sistemas han sido identificados como indicadores del cambio climático global.

En este trabajo se presentan los resultados de un estudio observacional y numérico de las características térmicas y dinámicas de los lagos El Sol y La Luna, ubicados en el cráter del volcán Nevado de Toluca, México.

Por la dependencia que guarda el comportamiento térmico y dinámico de los lagos con las variaciones en los parámetros atmosféricos, y con el objetivo de comprender su correlación, se analizó velocidad del viento, dirección del viento, radiación solar y temperatura ambiental en las laderas exteriores e interiores del cráter del volcán. Además, se estudió la variación espaciotemporal de la temperatura en los lagos por medio de análisis espectral.

Se presentan también resultados de las corrientes medidas por un perfilador ADP en el lago El Sol y los resultados de una simulación numérica de las corrientes superficiales en este mismo cuerpo de agua. Las condiciones iniciales del modelo fueron creadas a partir de datos registrados por una estación meteorológica flotable instalada directamente en la superficie del lago.

Para complementar el trabajo se calculó el flujo de calor entre los sedimentos de fondo y la columna de agua del lago El Sol, junto con una primera aproximación al balance hídrico de este cuerpo lacustre.

Los resultados indican que la velocidad del viento es mayor en el exterior del volcán, ya que en el interior las velocidades se ven disminuidas por efecto de las paredes laterales del cráter y por el efecto del domo de lava volcánica, el cual disminuye y modifica las velocidades del flujo de viento. Las paredes del cráter limitan la entrada de energía solar (que es de alrededor de 80% de la radiación solar incidente en el exterior). La suma de los dos hechos anteriores genera un comportamiento térmico distinto entre el lago El Sol y La Luna.

En ambos lagos la penetración del flujo de calor desde la superficie se restringe a una capa que abarca aproximadamente los primeros tres metros. Aunque el valor promedio vertical de temperatura en el lago La Luna es menor que el valor promedio vertical de temperatura en el lago El Sol, el flujo de calor penetra hasta capas más profundas en el primero.

A partir del análisis de las corrientes en el lago El Sol se observa que los movimientos están dominados por el efecto del viento; son débiles y se encuentran principalmente en los primeros dos metros de profundidad.

Gracias al análisis espectral se identificaron las frecuencias dominantes en la temperatura y en el nivel de superficie libre; en ambos lagos son las frecuencias diurnas y semidiurnas, que están asociadas con el comportamiento de la radiación solar y la temperatura ambiental.

Aunque débil, existe un flujo de calor entre los sedimentos y la columna de agua del lago El Sol. Este flujo se dirige del agua al sedimento en verano y cambia su dirección en invierno.

El cálculo del balance hídrico realizado en el lago El Sol, reveló diferencias significativas entre los datos obtenidos teóricamente y los datos registrados por un sensor de superficie libre.

INTRODUCCIÓN

Los lagos de alta montaña (LAM) se caracterizan por localizarse por encima de la línea de crecimiento de vegetación arbórea. La altitud a la que se observa este límite depende de la latitud, y se encuentra a mayor altitud en latitudes bajas (Oseguera et al., 2016). En zonas tropicales la línea arbórea se encuentra por arriba de 3000 m.s.n.m. (Margalef, 1983); altitudes en las cuales la temperatura media del verano es menor a los 10 °C (Cuna et al., 2015). En ese cinturón latitudinal, por ende, la mayor parte de LAM se ubican en las grandes zonas montañosas, tales como los Andes (p.ej., Guatemala, Venezuela, Colombia, Ecuador, Perú), (Löffler, 1972) y en menor cantidad en el este de África (Löffler, 1964).

Los LAM, por encontrarse generalmente en regiones montañosas aisladas tienen cuencas de drenaje pequeñas y sus condiciones fisicoquímicas están altamente correlacionadas con las características geológicas de las mismas (Löffler, 1964; Nauwerck, 1994). Además, sus climas son fríos y sus principales aportes de agua provienen de la atmósfera, ya sea directamente como precipitación o indirectamente como deshielo. Esto les confiere características limnológicas particulares, ya que en general son lagos de aguas frías, con mucho oxígeno, pocos minerales, transparentes y de carácter oligotrófico (Catalan y Donato Rondón, 2016). En relación con estas particularidades son ecosistemas sensibles a perturbaciones tanto naturales, como antropogénicas.

Dichos sistemas presentan analogías ambientales con los lagos de latitudes altas. La similitud principal entre estos dos tipos de lagos es la temperatura, la cual disminuye conforme incrementan la latitud y la altitud (Thomasson, 1956; Lewis, 1983; Lewis, 1987).

De manera particular, los lagos de alta montaña tropicales (LAMT) tienen la característica de que su régimen térmico es más uniforme durante todo el año, aunque pueden presentar variaciones térmicas elevadas entre el día y la noche lo que favorece la mezcla de la columna de agua (Margalef, 1983). Las pequeñas diferencias de temperatura en la columna de agua en los lagos de zonas tropicales traen como resultado que los lagos sean predominantemente polimícticos, aunque algunas veces el análisis de los perfiles de oxígeno deja ver que rara vez se produce mezcla completa (Donato-Rondón, 2010). Se mezclan episódicamente (incluso a diario en las capas superiores), pero rara vez lo hacen por completo (Imberger, 1985).

Las temperaturas máximas de los LAMT pueden no diferir tanto de las de los lagos de alta montaña en latitudes más altas, pero en general, la diferencia entre estos radica en el comportamiento de las temperaturas más bajas (particularmente en las capas de fondo), siendo menores en los LAM de latitudes altas (Lewis, 1996). Consecuentemente, el contenido de calor de la columna de agua es mayor en los LAMT ya que pueden encontrarse temperaturas más altas en las capas profundas y durante la mayor parte del año.

Independientemente de la latitud a la que se encuentren, los LAM se ven amenazados por el calentamiento global que puede alterar las condiciones de temperatura reinantes en su entorno y con ello modificar sus características físicas, químicas y biológicas. Dada sensibilidad a estas amenazas, los LAM responden tempranamente a las variaciones atmosféricas, mostrando signos de modificación más rápido que otros ecosistemas. Por lo tanto, los LAM son sitios idóneos para estudios limnológicas encaminados a detectar las reacciones de los ecosistemas a las perturbaciones ambientales naturales o antropogénicas (Cuna et al., 2015) y pueden ser considerados como indicadores del cambio climático global, ya que se ha demostrado que existen cambios simultáneos y similares en sus características físicas (nivel de la superficie libre, transparencia y temperatura de sus aguas, estratificación térmica, y duración y ancho de su cubierta de hielo) y batimétricas derivadas de alteraciones climáticas, independientemente de sus historiales ecológicos-climatológicos, y al hecho de que cambian sus características morfométricas y el nivel de superficie libre debido al balance evaporación/precipitación (Williamson et al., 2008; Adrian et al., 2009; Schindler, 2009).

El comportamiento térmico y dinámico de un lago depende significativamente del intercambio de calor y cantidad de movimiento con el medio en el que se encuentra inmerso. Este intercambio se encuentra asociado a procesos específicos que ocurren en la naturaleza, como son la radiación solar, el flujo de calor entre el cuerpo lacustre y la atmósfera, así como del efecto del viento en la columna de agua. En consecuencia, ante cualquier variación en los mecanismos de intercambio, el lago potencialmente va a modificar su respuesta. Por tal motivo, monitorear y comprender el régimen de los parámetros atmosféricos es de suma importancia para evaluar cambios de los sistemas acuáticos, especialmente en zonas de montaña, en donde esta relación suele tener un comportamiento complejo (McGowan, 1995).

Tradicionalmente el monitoreo climas de montaña y LAM se ha llevado a cabo mediante campañas para la obtención de observaciones *in situ*, lo que por su naturaleza suele

ser costoso desde la perspectiva económica, de recursos humanos y uso de tiempo. Esto se debe a que las regiones en cuestión se encuentran alejadas de los centros principales de la actividad humana y tienden, por tanto, a ser zonas de poco interés general. El problema se ve agravado por la dificultad de acceso, la falta de la instalación y/o mantenimiento de estaciones meteorológicas (Barry, 2008).

Las mediciones tomadas en campo son indispensables para el crecimiento del conocimiento limnológico y no pueden ser sustituidas por ningún otro tipo de datos. Sin embargo, el crecimiento científico y tecnológico ha permitido desarrollar métodos y técnicas alternativas que hacen posible la adquisición y complementación de datos con alta validez y confiabilidad. Entre estos medios se encuentra el uso de modelos numéricos, herramienta matemática que permite evaluar adecuadamente variaciones espaciotemporales de pequeña escala en los procesos que rigen el funcionamiento de los cuerpos lacustres.

En México sólo existen 2 lagos de alta montaña perennes (>3800 msnm): El Sol y La Luna, ambos ubicados en el volcán Nevado de Toluca. Estos lagos son un laboratorio natural que permite estudiar fenómenos físicos y perturbaciones ajenos a la actividad humana. Por lo tanto, establecer la línea base de su limnología es fundamental para entender la importancia de su protección y el valor sociocultural del lugar en donde se encuentran inmersos. También es importante entender su limnología para planear trabajos que hagan posible su evaluación y estudio en escalas interanuales o de periodos temporales más largos.

CAPÍTULO 1. PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

1.1. Justificación

El tema de investigación propuesto surge de la necesidad de generar información del comportamiento térmico y dinámico de lagos de alta montaña tropicales, puesto que es estratégico para México y para la limnología mundial que se lleven a cabo estudios de largo plazo en este tipo de cuerpos de agua, en particular conociendo su relevancia como centinelas de cambio global.

Dado que no existen trabajos previos de la hidrometeorología del Nevado de Toluca que puedan contribuir al estudio general de lagos en tierras altas, se considera imprescindible realizar un análisis de los parámetros físicos (como son la dirección y velocidad del viento, temperatura ambiental, precipitación y radiación solar) que rigen los procesos naturales y que a su vez determinan las características físicas de los lagos que en él se encuentran.

Lo anterior es de gran relevancia porque generará información y productos que pudiesen ser útiles a especialistas que buscan reconocer si estos lagos de alta montaña pueden ser utilizados como centinelas de cambio climático global y/o regional, como lo son en otras latitudes.

1.2 Objetivo general

El objetivo principal de este trabajo es estudiar y comprender el régimen térmico y dinámico de los lagos El Sol y La Luna, así como su relación con los parámetros meteorológicos de la zona del volcán Nevado de Toluca.

1.3 Objetivos particulares

- Determinar la respuesta de los lagos El Sol y La Luna ante los forzamientos ejercidos por la atmósfera circundante.
- Comprender y describir la variabilidad térmica y dinámica de los lagos El Sol y La Luna.
- Identificar si existe un flujo de calor del fondo del lago hacia el lago El Sol.

- Analizar y seleccionar, de acuerdo con la información registrada durante el periodo de mediciones, un modelo numérico que permita caracterizar la dinámica del lago El Sol en toda su área y profundidad.

1.4 Preguntas de investigación e hipótesis

- ¿Cuál es la hidrodinámica del lago El Sol?, ¿De qué manera cambia a lo largo del tiempo?
- ¿Cuál es la estructura térmica de los lagos El Sol y La Luna?, ¿De qué manera cambian a lo largo del tiempo?
- ¿Qué tan importantes son y cuáles son los factores atmosféricos que más influencia ejercen sobre los procesos hidrodinámicos de los lagos?
- ¿De qué manera afectan las paredes casi verticales del cráter y la presencia del domo de lava volcánica conocida como “El Ombligo” al patrón de vientos en la zona?
- Estos lagos, por ser lagos cráter, ¿presenta afectaciones por variaciones de temperatura en el fondo, aun cuando el volcán se encuentre en estado de inactividad?

CAPÍTULO 2. ANTECEDENTES

Los lagos responden al ambiente en formas numerosas y complejas, siendo sus movimientos una consecuencia de los forzamientos atmosféricos. Estos forzamientos son más difíciles de describir en regiones topográficas complejas, por ejemplo, en zonas montañosas. La accidentada orografía de las áreas montañosas puede llevar a la formación de diferentes regímenes meteorológicos en distancias relativamente pequeñas, trayendo como consecuencia la presencia de microclimas y ecosistemas distintos en estas áreas (Becker y Bugmann, 1997) y afectando directamente al comportamiento hidrodinámico un sistema lacustre.

Los estudios limnológicos en zonas templadas, sobre todo en Europa y Norteamérica, se conocen por medio de los textos originados en estas regiones; los estudios de limnología tropical son más reducidos que en zonas de latitudes altas (Roldán-Pérez y Ramírez-Restrepo, 2008).

Entre algunos estudios que comprenden aspectos físicos e hidrodinámicos en lagos, así como su interacción con la atmósfera circundante, tenemos los trabajos teóricos de Bitan (1981) y Asculai et al. (1984), quienes expresaron que dentro de una topografía compleja los campos de viento son igualmente complejos, lo que afecta la hidrodinámica lacustre al generar comportamientos difíciles de describir debido a la interacción de las capas superficiales de un lago con el viento que actúa sobre él.

Además, se ha reportado la relación entre el aumento de la altitud y el descenso de temperatura superficial de los lagos, la cual decrece linealmente con el incremento de la altitud, pero a una tasa ligeramente mayor que la tasa de lapso de temperatura del aire (0.98 °C/100m). Esta alteración se debe principalmente a la influencia de factores orográficos y meteorológicos locales (Livingstone et al., 1999).

Por lo anterior, otros autores como Livingstone y Lotter (1998) señalaron que la correlación entre el aumento de la altitud y el descenso de la temperatura del agua debe ser evaluada de una manera más estricta, pues se pueden presentar anomalías en esta correspondencia dependiendo de la hora del día, periodo del año, la escala de tiempo y la profundidad de la columna de agua.

Por su parte, por McGowan et al. (1995) realizaron importantes esfuerzos por entender los efectos del viento en la dinámica de lagos ubicados en relieves montañosos (Lago Tekapo, Nueva Zelanda). Sus resultados indican que las cadenas montañosas circundantes protegen la cuenca del lago de los vientos sinópticos, de modo que las circulaciones térmicas locales y regionales se desarrollan hasta la altura de la cresta (aproximadamente 1300 m sobre el área circundante para este caso particular). Thompson et al. (2005) llevaron a cabo un estudio para evaluar la respuesta de la temperatura de en cuencas de lagos alpinos a los forzamientos climáticos. Encontraron que factores locales a los que están sometidos los lagos (como exposición al viento y sombra topográfica) modifican la respuesta térmica de los lagos a estos forzamientos, mostrando mayor sensibilidad aquellos de cuencas de tamaño reducido.

El comportamiento de las variables meteorológicas, específicamente de la temperatura del aire afecta la resistencia de la columna de agua a los procesos de mezcla (Idso, 1973) pues es el principal actor en los cambios de temperatura en los lagos (; Livingstone et al., 1999; Livingstone et al., 2005).

Particularmente para la zona del Nevado de Toluca, Soto et al. (2020), revelan a partir de un estudio de series de tiempo climáticas, que la topografía particular de la zona modula en gran medida sus condiciones meteorológicas. Sin embargo, no existe una exploración específica del efecto de la forma del cráter del volcán la en el comportamiento térmico y dinámico de los lagos El Sol y La Luna.

El uso de análisis espectral para estudio de estas relaciones ha sido utilizado en estudios de lagos alpinos (van Haren y Dijkstra, 2021), en lagos mexicanos (Filonov, 2002; Filonov et al., 2006; Gasca-Ortiz et al., 2020; Serrano, 2002).

Asimismo, se ha hecho uso de estudio numéricos para ayudar a comprender la relación entre los lagos y la atmósfera circundante. Por ejemplo, Zawar-Reza et al. (2004) realizaron una simulación numérica de alta resolución para estudiar las circulaciones locales y de mesoescala en la cuenca de un lago rodeado de montañas, el lago Tekapo, en Nueva Zelanda. Observaron que la presencia de un lago relativamente pequeño en zonas montañosas puede alterar significativamente los patrones de circulación diurna del viento. Por lo tanto, ponen evidencia de que el comportamiento del viento y un cuerpo de agua está estrechamente ligado.

Algunos trabajos en lagos mexicanos que han estudiado aspectos físicos usando modelos numéricos son los de: Simons (1984) en el Lago de Chapala, quien por medio de un modelo numérico hidrodinámico bidimensional describe el patrón de circulación que presenta el lago ante el esfuerzo del viento; en el lago de Zirahuén, Gasca-Ortiz et al. (2020) realizaron un estudio numérico de la variabilidad hidrodinámica, observando que el lago está sujeto al efecto constante de un viento diurno debido a la presencia de una brisa de valle-montaña que desencadena oscilaciones diurnas y semidiurnas en la temperatura del lago. En este mismo estudio describieron las corrientes en la capa superficial de la columna de agua (con valores de 0.1 m/s), y concluyeron que estos valores son consecuencia directa del esfuerzo de viento actuante sobre la superficie del lago.

En los lagos de alta montaña El sol y la Luna se han llevado a cabo estudios limnológicos de diversos enfoques, aunque en un principio la mayoría de los trabajos se encontraban dirigidos a comprender los procesos químicos y biológicos presentes en ellos (Tarabay et al., 1991; Armienta et al., 2000; García-Palomo et al., 2002; Alcocer et al., 2004; Armienta et al., 2008; Zawisza et al., 2012; Sinev y Zawisza, 2013; Oseguera et al., 2016).

Más recientemente, Alcocer et al. (2020) sometieron a los lagos El Sol y La Luna a un estudio de carácter más encaminado a la limnología física, haciendo un esfuerzo por evaluar el impacto de las condiciones climáticas sobre el comportamiento físico de estos cuerpos lacustres. Encontraron que presentan ciclos rítmicos de calentamiento y enfriamiento con una duración aproximada de 30 días durante los meses más cálidos.

Dichos episodios son causados por el aumento y descenso de la radiación solar actuando sobre la superficie de los lagos. A pesar de encontrarse dentro del mismo cráter, estos sistemas expusieron diferente régimen térmico. El lago El Sol mostró una capa mixta estable y una capa más profunda con un gradiente térmico débil en cada episodio de calentamiento y enfriamiento, y un régimen térmico polimíctico discontinuo. Por su parte, el lago La Luna mostró estratificación diaria pero no por varios días, es decir, presenta un régimen polimíctico continuo.

CAPÍTULO 3. DESCRIPCIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

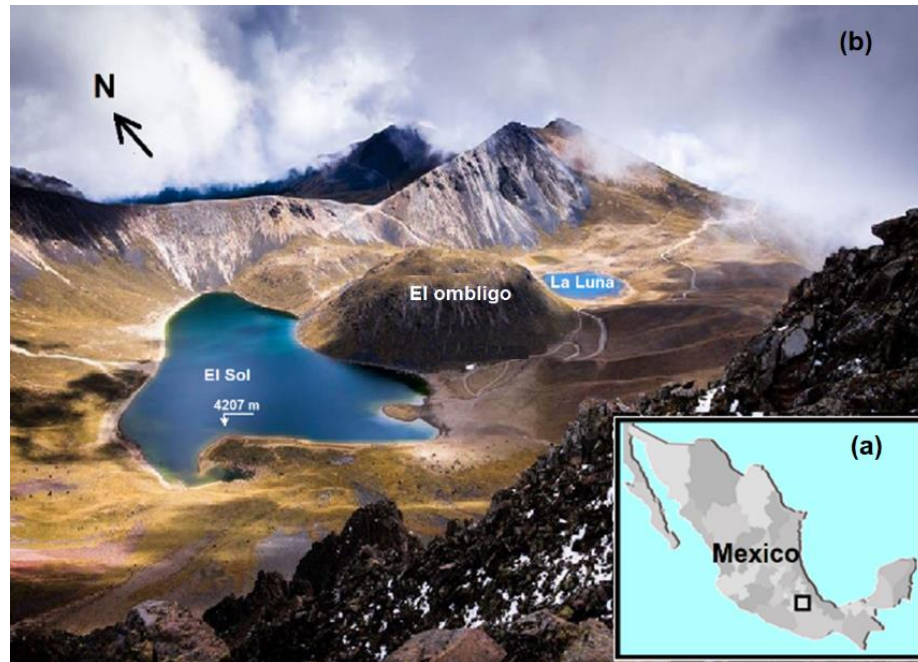


Figura 1. (a) Localización geográfica del Estado de México y del Volcán Nevado de Toluca. (b) Cráter del volcán con los dos lagos de alta montaña y el domo (El Omblico) que los separa.

El volcán Nevado de Toluca o Xinantécatl se localiza en el Eje Neovolcánico Transversal o Sierra Madre Transversal, un sitio volcánico relativamente joven (Löffler, 1972). Se encuentra ubicado geográficamente en el Estado de México a 75 kilómetros de la Ciudad de México y a 23 kilómetros de la Ciudad de Toluca. Más específicamente se localiza en $19^{\circ}08'$ de latitud Norte y $99^{\circ}44'$ de longitud Oeste (Figura 1a).

El clima de la zona va de frío a semifrío húmedo, con una temperatura media mensual que oscila entre 2 y 12 °C. Presenta una precipitación anual de entre 1,200-2,000 mm y una evaporación potencial promedio anual de 990 mm (García, 1988). La vegetación dominante dentro del cráter es de pastizal alpino con pastos como *Festuca toluensis*, *F. hepraestophila* y *calamagrostis toluensis*. En las faldas del volcán existen manchones de bosque de pino-encino, pino, oyamel y bosque tropical caducifolio (Rzedowski, 1978).

Dentro del interior del cráter del volcán existen dos lagos de alta montaña separados por un domo de lava volcánica, llamado El Ombligo¹ (Figura 1b).

Las aguas de ambos lagos son frías, llegando en ocasiones a formarse una delgada capa de hielo en su superficie durante el invierno. Son lagos relativamente someros, con un régimen de mezcla polimíctico cálido (Cuna et al., 2015). Presentan un contenido de oxígeno disuelto alto (6.0-7.8 mg/L) y baja conductividad (18-24 $\mu\text{S}/\text{cm}$). Exhiben un contenido bajo de materia orgánica disuelta y en suspensión (Caballero-Miranda, 1996; Armienta et al., 2000). Esta composición se encuentra asociada al tipo de rocas volcánicas que forman su cuenca (andesitas y dacitas principalmente), así como a la inactividad (influencia magmática reducida o nula) del volcán, que hacen que sean aguas diluidas, de pH ácido, con baja alcalinidad y con temperatura que refleja la del ambiente. En el tipo químico de agua del lago El Sol predomina el calcio y el magnesio con bicarbonatos; los cloruros y sulfatos se encuentran en muy bajas concentraciones. En el lago La Luna no hay una predominancia en particular de algún anión o catión (Alcocer, 2009).

El lago El Sol cuenta con una longitud máxima de 795 m, anchura máxima de 482 m, un volumen de 1,436,100 m³, un área superficial de 237,321 m², un perímetro de 3.68 km, una profundidad máxima de 14 m, y profundidad media de 6 m. El lago La Luna tiene longitud máxima de 229 m, anchura máxima de 209 m, volumen de 159,865 m³, área superficial de 31,083 m², perímetro de 0.67 km, profundidad máxima de 10 m y profundidad promedio de 5 m (Alcocer, 2009).

Parte del color verdoso del lago El Sol se debe a la presencia de fitoplancton. La concentración de clorofila “a” (una forma de evaluar la biomasa del fitoplancton) es mayor en este lago (0.14 a 1.62 $\mu\text{g}/\text{L}$) que en el de La Luna (0.13 a 0.89 $\mu\text{g}/\text{L}$); no obstante, las concentraciones registradas se consideran bajas, por lo cual se les califica de oligotróficos (Alcocer et al., 2004).

¹ En lo sucesivo el nombre “El Ombligo” será utilizado para hacer referencia al domo de lava volcánica de la Figura 1b.

CAPÍTULO 4. MATERIALES Y MÉTODOS

4.1 Estudio de campo

Se analizaron datos meteorológicos y limnológicos registrados durante varias salidas de campo. Las campañas de muestreo se presentan en 3 bloques generales con el objetivo de simplificar su descripción. Tales bloques se etiquetaron bajo los nombres de Bloque A) 2000-2007, Bloque B) 2010 y Bloque C) 2017-2019.

Descripción de los medidores utilizados

Los instrumentos usados en todas las campañas de muestreo fueron:

- Sensor de temperatura marca Hobo modelo U22-001. Este sensor tiene un rango de medición de $-40\text{ }^{\circ}\text{C}$ a $70\text{ }^{\circ}\text{C}$ en aire, y de $-40\text{ }^{\circ}\text{C}$ a $50\text{ }^{\circ}\text{C}$ en agua. Su precisión es de $\pm 0.21\text{ }^{\circ}\text{C}$ y memoria de 42, 000 datos (<https://www.onsetcomp.com/support/manuals/10366/>).
- Medidor de nivel del agua SBE-26 (SBE-26 tide and wave recorder, Sea-Bird Electronics Inc.). Tiene un rango de medición del nivel del agua de 0 a 9 metros con frecuencia de muestreo de 1 s y una resolución de nivel de 0.1 mm (https://www.seabird.com/cms/portals/seabird_com/cms/documents/discontinued-products/manual-sbe26plus.pdf).
- ADP Sontek (Acoustic Doppler Profiler). Tiene un rango de medición de ± 10 m/s con precisión de ± 0.1 cm/s y puede configurarse hasta 100 celdas de medición (https://www.macartney.de/fileadmin/redakteur/Ozeanographie/Sontek/ADP_Brochure.pdf). En nuestro experimento la frecuencia de muestreo fue cada 1 min.
- Ecosonda Lowrance Modelo LMS-480M de 200 KHz. Permite realizar mediciones de batimetría con precisión de 0.1 m. Tiene un alcance de profundidad de 305 metros que depende, en todo momento, de la configuración e instalación del transductor, de la tipología del fondo y de las concentraciones de salinidad.

Normalmente estas sondas alcanzan mayor profundidad en agua dulce que en agua salada (<https://yhst-61468208444928.stores.yahoo.net/loimdfwi50kh.html>).

- Estación meteorológica tipo Davis. Este equipo de medición permite medir temperatura ambiental, humedad relativa, velocidad y dirección del viento, precipitación y radiación solar.
- Estación meteorológica tipo Hobo con sensores de temperatura, modulo y dirección del viento usada exclusivamente como estación flotante, montada en el centro del lago El Sol.
- RBR TDR 2050. Es un medidor autónomo de temperatura y profundidad. Puede recolectar hasta 1,200,000 conjuntos de muestras. El canal de temperatura del TDR-2050 está calibrado con una precisión de ± 0.002 °C en el rango de -5 a +35 °C. El canal de profundidad está calibrado con una precisión de 0.05 % de la escala total (<https://rbr-global.com/products/compact-loggers/rbrduet-td>). En nuestros experimentos se utilizó un sensor con rango de 0 a 50 m, lo que asegura una precisión de 2.5 mm.

4.1.1 Bloque A) 2000-2007

4.1.1.1 Datos meteorológicos medidos durante los años 2000-2007

Se recabaron datos de variables meteorológicas que abarcan el periodo de medición 2000-2007. Los datos son producto de la estación meteorológica automática NEVADO DE TOLUCA del Servicio Meteorológico Nacional (SMN). La estación se encuentra ubicada en la ladera exterior del volcán Nevado de Toluca (19.11667 N; -99.76666667 O, con altitud 4139 m.s.n.m.). El conjunto de datos cuenta con variables como magnitud (m/s) y dirección del viento (°), temperatura (°C), humedad relativa (%), precipitación (mm), presión atmosférica (mbar) y radiación solar (W/m^2).

4.1.1.2 Temperatura del agua medida durante el año 2007

Se cuenta con datos proporcionados por investigadores de la Universidad Nacional Autónoma de México. El equipo dirigido por el Dr. Javier Alcocer realizó un muestreo de temperatura en los dos lagos ubicados en el cráter del volcán, así como de las variables meteorológicas en el interior de éste.

Se midió la temperatura de los cuerpos lacustres en 5 horizontes de profundidad. Para el lago El Sol (BS), desde la parte superficial cada 3 m hasta una profundidad de 12 m. Para el lago La Luna (BL), desde la parte superficial cada 2.5 metros hasta una profundidad de 10 metros (Figura 2). Las particularidades de los montajes BS y BL se pueden observar en la Tabla 1.

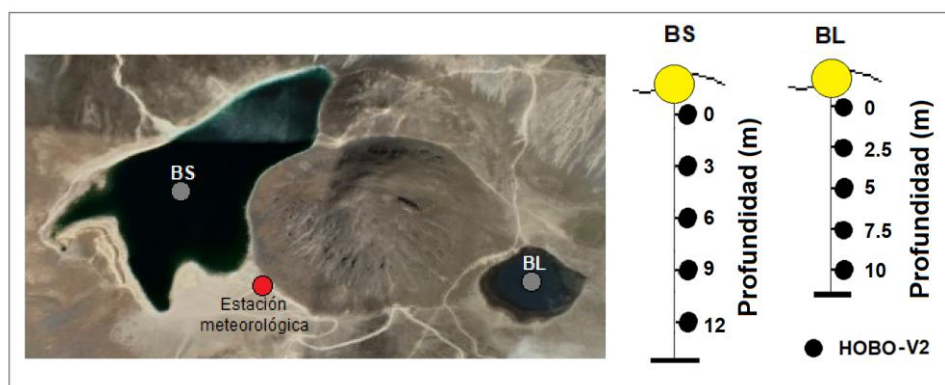


Figura 2. Instalación de boyas hidrográficas y posición de la estación meteorológica durante el año 2007.

Tabla 1. Descripción de las particularidades de los sensores de temperatura en las boyas instaladas en el lago El Sol (BS) y en el lago La Luna (BL).

| | BS | BL |
|---------------------------------|-----------------------|---------------------|
| Profundidad de los sensores (m) | 0, 3, 6, 9 y 12 | 0, 2.5, 5, 7.5 y 10 |
| Fecha de inicio | 01/01/2007 00:00:00 h | |
| Fecha de fin | 01/01/2008 00:00:00 h | |
| Frecuencia de muestreo | $\Delta t = 15$ min. | |

4.1.2 Bloque B) 2010

4.1.2.1 Datos meteorológicos medidos en al año 2010

Durante el año 2010 se realizó un muestreo de las variables meteorológicas en el interior del cráter Nevado de Toluca, las cuales fueron registradas por una estación marca Davis Instruments (a cargo del Dr. Javier Alcocer y Dr. Luis Alberto Oseguera Pérez). De igual manera que los datos del Bloque A, estos datos fueron proporcionados por el Dr. Javier Alcocer para complementar las mediciones hidrográficas durante este periodo. La estación meteorológica registró datos de los parámetros tales como precipitación (mm), radiación solar (W/m^2), magnitud (m/s) y dirección del viento ($^\circ$), temperatura del aire ($^\circ C$), y humedad relativa (%). Estos datos fueron registrados durante casi un mes en los meses de septiembre-octubre de 2010.

4.1.2.2 Datos de batimetría, temperatura del agua y corrientes medidos en el año 2010

El Dr. Filonov (U de G) y su equipo instalaron, durante los meses de septiembre y octubre, cuatro boyas hidrográficas en el interior del lago El Sol y una en el lago La Luna. En el lago El Sol, tres de las boyas contaban con una serie de cinco termógrafos Hobo cada 1 m, desde el primer metro hasta 5 m de profundidad. La última boya contaba con 10 termógrafos cada 1 m y un medidor de corrientes ADP (Acoustic Doppler Profiler) al fondo de la cadena (Figura 3a). El ADP quedó fijo en el fondo del lago y se programó con una configuración de 17 celdas con $\Delta z=0.5$ m, con un rango de profundidad de 10 m. La boya colocada en el lago El Sol contaba con 5 termógrafos colocados cada 1 m, desde el primer metro hasta una profundidad de 5m.

Tanto la cuarta boya en el lago El Sol, como la boya en el lago La Luna contaban con un medidor de nivel SBE-26, el cual midió el nivel del lago cada 1 segundo por 6 horas del día 27 de octubre.

Se tomaron las series de tiempo de mediciones de todos los instrumentos desde el 28 de septiembre a las 00:05:00 h hasta el 26 de octubre de 2010 a las 00:05:00 h, teniendo un total de 28 días, 23 horas y 50 minutos de mediciones. La discretización de muestreo en la estación meteorológica fue de 10 minutos, mientras que en los termistores y el corrientímetro midieron con una discretización de 1 minuto (las particularidades de los montajes Boya 1,

Boya 2, Boya 3 y Boya 4 se pueden observar en la Tabla 2). Además, el 27 de octubre de 2010 se realizaron recorridos para crear la batimetría de ambos lagos (Figura 3b). Para estas mediciones se utilizó una ecosonda Lawrence Modelo LMS-480M de 200 KHz.

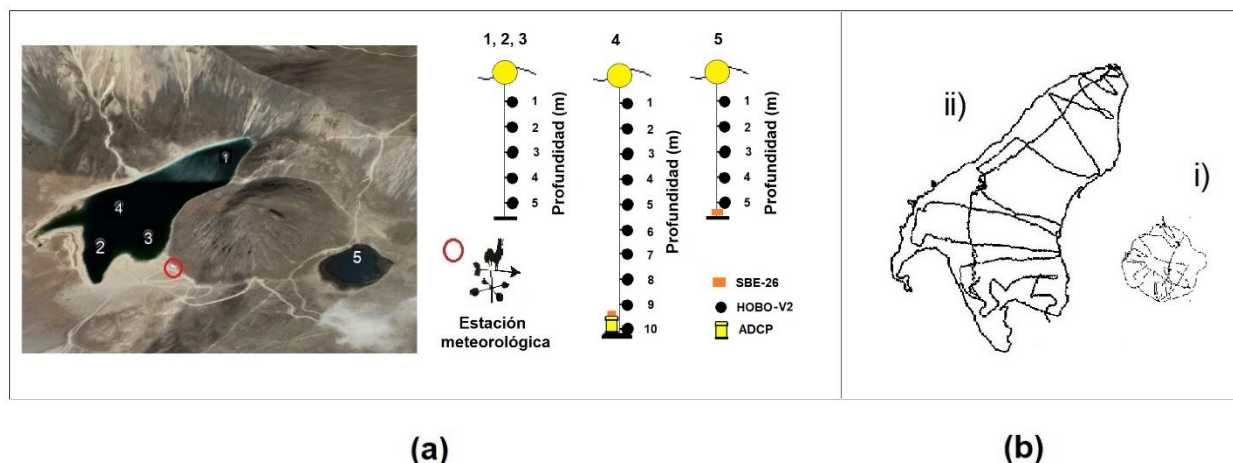


Figura 3. (a) Instalación de boyas hidrográficas y posición de la estación meteorológica durante el año 2010. (b) Recorrido para crear la batimetría en i) lago El Sol y ii) lago La Luna.

Tabla 2. Descripción de las particularidades de los sensores de temperatura en las boyas instaladas en el lago El Sol durante la campaña del año 2010.

| | Boyas 1 2 3 | Boya 4 |
|---------------------------------|-------------------------------|-----------------------------------|
| Profundidad de los sensores (m) | 1, 2, 3, 4 y 5 | 0, 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9 y 10 |
| Fecha de inicio | 28/09/2010 00:05:00 h | |
| Fecha de fin | 26/08/2010 23:55:00 h | |
| Frecuencia de muestreo | $\Delta t = 15$ min. | |
| Total de mediciones | 28 días, 23 horas, 50 minutos | |

Tabla 3. Descripción de las particularidades de los sensores de temperatura en las boyas instaladas en el lago La Luna durante la campaña del año 2010.

| | Boya |
|---------------------------------|-------------------------------|
| Profundidad de los sensores (m) | 1, 2, 3, 4 y 5 |
| Fecha de inicio | 28/09/2010 00:05:00 h |
| Fecha de fin | 26/08/2010 23:55:00 h |
| Frecuencia de muestreo | $\Delta t = 15$ min. |
| Total de mediciones | 28 días, 23 horas, 50 minutos |

4.1.3 Bloque C) 2017-2019

A partir de las observaciones previas (Bloque A y Bloque B) se ideó un experimento más completo. Durante este bloque se obtuvo registro de temperatura la en los lagos El Sol y La Luna, así como de variables atmosféricas en el interior y exterior del cráter del volcán. Adicionalmente se registraron la temperatura ambiental, dirección y magnitud del viento directamente sobre la capa superficial del lago el Sol utilizando una estación meteorológica flotable. Para este bloque se realizaron 6 salidas de campo. Las actividades realizadas durante cada una de las salidas se describen en la Tabla 4. La Figura 4 muestra la posición en la que se instaló la mayoría del equipo.

Tabla 4. Descripción las actividades realizadas en cada salida de campo.

| Salida de campo | Fecha (dd/mm/aaa) | Objetivo |
|-----------------|--------------------------|---|
| 1 | 09/05/2017 (Figura 4) | <ul style="list-style-type: none"> • Instalar 6 cadenas de sensores HOBO en el lago El Sol (B1-B5, BE). • Instalar 1 sensor HOBO-RBR-Solo T. • Instalar 1 cadena de sensores HOBO en el lago La Luna (B11). • Instalar 1 sensor de temperatura HOBO en la pendiente interna del cráter del volcán (T4). |
| 2 | 27/11/2017 (Figura 4) | <ul style="list-style-type: none"> • Instalar 4 boyas con sensores HOBO en el lago el Sol (B1_ad-B4_ad). • Recolectar el sensor T4. |
| 3 | 21/05/2017 | <ul style="list-style-type: none"> • Recolectar las cadenas de sensores (B1-B5, BE). • Recolectar sensor HOBO-RBR-Solo T. • Recolectar cadenas de sensores (B1_ad - B4_ad). |
| 4 | 11/05/2018 | <ul style="list-style-type: none"> • Instalar 1 cadena de sensores en el lago El Sol, asociada a la estación meteorológica flotable. Al fondo se colocó un TDR-2050. • Instalar una cadena de sensores en el lago La Luna. |
| 5 | 20/08/2018 | <ul style="list-style-type: none"> • Medir cambios en la batimetría del lago El Sol. |
| 6 | 13/09/2019 | <ul style="list-style-type: none"> • Recolectar cadena de sensores instalada en el lago El Sol durante la cuarta salida. • Recolectar cadena de sensores instalada durante la primera y cuarta salida. • Recolectar estación meteorológica flotable. |



Figura 4. Instalación de equipo durante (a) la primera y (b) segunda salida de campo.

4.1.3.1 Datos meteorológicos medido durante los años 2017-2019

Se cuenta con registros de la estación meteorológica automática más cercana al volcán, es decir, la estación NEVADO DE TOLUCA (ESMN²), a cargo del Servicio Meteorológico Nacional (SMN). Se utilizaron los registros de la temperatura (°C), magnitud (m/s) y dirección del viento (°), humedad relativa (%), presión atmosférica (mbar), radiación solar (W/m²) y precipitación (mm). La discretización temporal de los registros fue de 10 minutos para el periodo de enero de 2017 a diciembre de 2019.

Se registró la temperatura atmosférica en la ladera interna del volcán durante el periodo de mayo de 2017 a agosto de 2018 con una frecuencia de muestreo de 15 minutos (La posición del sensor se indica como T4 en la Figura 4a).

Asimismo, se instaló una estación meteorológica flotable (EMF³, ver Figura 8) directamente sobre la superficie del lago El Sol. Dicho instrumento registró temperatura (°C), magnitud (m/s) y dirección del viento (°). Por cuestiones técnicas los parámetros medidos tuvieron diferente periodo de muestreo y discretización temporal (ver sección 4.1.3.2.3).

² Se utiliza esta abreviación en la sección de Resultados y Discusiones

³ Se utiliza esta abreviación en la sección de Resultados y Discusiones

La estación meteorológica NEVADO DE TOLUCA (ESMN) y la estación meteorológica flotable (EMF) se encontraban separadas por una distancia horizontal aproximada de 1.7 km.

4.1.3.2 Mediciones hidrográficas en el lago El Sol

4.1.3.2.1 Datos de temperatura del lago El Sol medidos durante los años 2017-2018

- Boya 1 (mayo 2017-mayo 2018)

Esta boya se ubicaba en la parte más profunda del lago. Contenía 15 sensores Hobo colocados verticalmente cada 0.5 m desde la superficie hasta los 3 m, y cada 1 m, desde 3 m hasta 10 m, obteniendo un total de 15 horizontes de profundidad. El montaje contaba con un sensor de temperatura RBR Solo-t colocado en el fondo de la cadena.

Las series de tiempo registradas por los sensores instalados en la Boya 1 tuvieron un periodo de muestreo que difería en número de mediciones debido a las complicaciones técnicas. Los detalles de cada sensor se muestran en la

Tabla 5. Los sensores se programaron con un intervalo de muestreo de 15 minutos. Con el objetivo de homogeneizar el número de datos y eliminar los errores de muestreo, la serie se limitó a un periodo del 10/05/2017 a las 00:00:00 h, hasta el 20/05/2017 a las 12:00:00 h, obteniendo un total de 36001 datos.

Tabla 5. Descripción de las particularidades de los sensores de temperatura en la Boya 1 en el lago El Sol (mayo 2017-mayo 2018).

| Boya 1 lago El Sol (mayo 2017-mayo 2018) (15 sensores). $\Delta t = 15$ min. | | | | | | |
|--|-----------------|--------------------------|--------------------------|--------------|--------------------------|--------------------------|
| No en la cadena | Profundidad (m) | Fecha de inicio | Fecha de fin | No de datos. | Serie homogénea | |
| | | | | | INICIO | FIN |
| 1 | 0.5 | 09/05/2017 12:00:00 h | 21/05/2018 21:30:00 h | 36231 | 10/05/2017 00:00:00 h | 20/05/2018 12:00:00 h |
| 2 | 1 | 09/05/2017 12:00:00 h | 21/05/2018 21:45:00 h | 36232 | | |
| 3 | 1.5 | 09/05/2017 12:00:00 h | 21/05/2018 22:00:00 h | 36233 | | |
| 4 | 2 | 09/05/2017 | ---- | ND | | |

| | | | | | | | | |
|----|-------------------|--------------------------|--------------------------|-------|--|--|-------------------------------|--------------------------|
| | | 12:00:00 h | | | No de datos=36001 1 años, 0 meses, 11 días y 12 horas de medición. | | | |
| 5 | 2.5 | 09/05/2017 12:00:00 h | 21/05/2018 20:45:00 h | 36228 | | | | |
| 6 | 3 | 09/05/2017 12:00:00 h | ---- | ND | | | | |
| 7 | 3.5 | 09/05/2017 12:00:00 h | 21/05/2018 20:45:00 h | 36228 | | | | |
| 8 | 4 | 09/05/2017 12:00:00 h | 21/05/2018 22:00:00 h | 36233 | | | | |
| 9 | 5 | 09/05/2017 12:00:00 h | 21/05/2018 21:00:00 h | 36229 | | | | |
| 10 | 6 | 09/05/2017 12:00:00 h | 21/05/2018 21:30:00 h | 36231 | | | | |
| 11 | 7 | 09/05/2017 12:00:00 h | 21/05/2018 21:45:00 h | 36232 | | | | |
| 12 | 8 | 09/05/2017 12:00:00 h | 21/05/2018 21:00:00 h | 36229 | | | | |
| 13 | 9 | 09/05/2017 12:00:00 h | 21/05/2018 21:15:00 h | 36230 | | | | |
| 14 | 10 | 09/05/2017 12:00:00 h | 21/05/2018 21:45:00 h | 36233 | | | | |
| 15 | Fondo (Solo T) | 09/05/2017 12:00:00 h | 21/12/2017 10:00:00 h | 21689 | | | 10/05/2017 7 00:00:00 h | 21/12/2017 10:00:00 h |
| | | | | | | | 7 meses, 11 días y 10 h | |

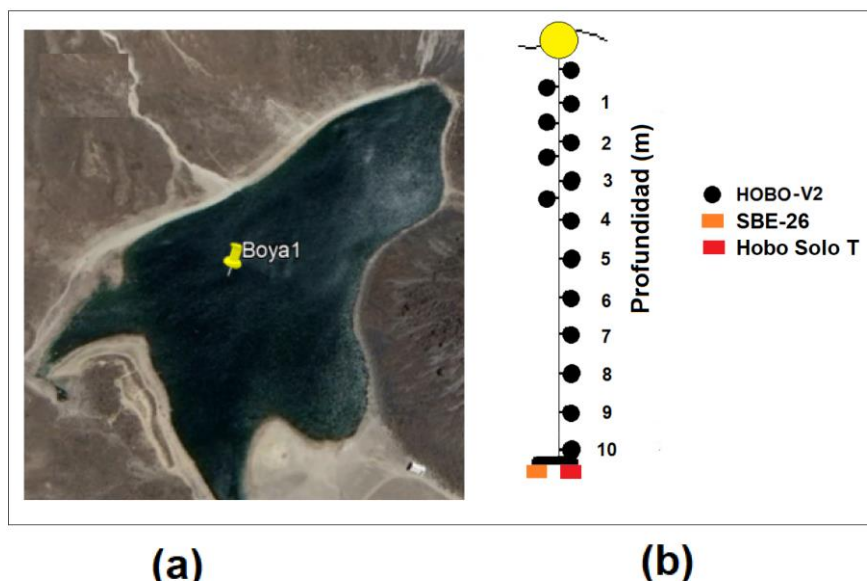


Figura 5. (a) Ubicación de la Boya 1. (b) Esquema de la boya en el lago El Sol (mayo 2017-mayo 2018).

- Boya 2, Boya 3, Boya 4, Boya 5 (mayo 2017 - mayo 2018)

Estas boyas se ubicaban en el primer círculo alrededor de la boya 1. Las boyas 2 y 3 contenían 1 sensor de temperatura, mientras que las boyas 4 y 5 contaban con dos sensores de temperatura.

Las series de tiempo registradas por los sensores instalados en las boyas 2, 3, 4 y 5 tuvieron un periodo de muestreo que difería en número de mediciones debido a las complicaciones técnicas. Los detalles de cada sensor se muestran en la Tabla 6. Los sensores se programaron con un intervalo de muestreo de 15 minutos. Con el objetivo de homogeneizar el número de datos y eliminar los errores de muestreo, la serie se limitó a un periodo del 10/05/2017 a las 00:00:00 h, hasta el 20/05/2018 a las 22:15:00 h, obteniendo un total de 36001 datos.

Tabla 6. Descripción de las particularidades de los termógrafos en las Boyas 2, 3, 4 y 5 en el Lago el Sol (mayo 2017- mayo 2018).

| Boya 2, 3, 4, y 5 en el Lago El Sol (mayo 2017-mayo 2018). $\Delta t= 15$ min. | | | | | | | |
|--|--------------|-----------------|--------------------------|--------------------------|--------------|--------------------------|--------------------------|
| Boya # | No de sensor | Profundidad (m) | Fecha de inicio | Fecha de fin | No de datos. | Serie homogénea | |
| | | | | | | INICIO | FIN |
| 2 | 1 | 1 | 09/05/2017 12:00:00 h | 21/05/2018 22:02:21 h | 36236 | 10/05/2017 00:00:00 h | 20/05/2018 00:00:00 h |

| | | | | | | |
|---|---|---|--------------------------|--------------------------|-------|---|
| 3 | 1 | 0 | 09/05/2017 12:00:00 h | 21/05/2018 22:02:21 h | 36236 | No de datos=36001 1 año con 10 días. |
| 4 | 2 | 0 | 09/05/2017 12:00:00 h | 21/05/18 21:37:05 | 36236 | |
| | | 1 | 09/05/2017 12:00:00 h | 21/05/18 21:43:21 | 36234 | |
| 5 | 2 | 0 | 09/05/2017 12:00:00 h | 21/05/18 21:42:33 | 36236 | |
| | | 1 | 09/05/2017 12:00:00 h | 21/05/18 21:13:04 | 36232 | |

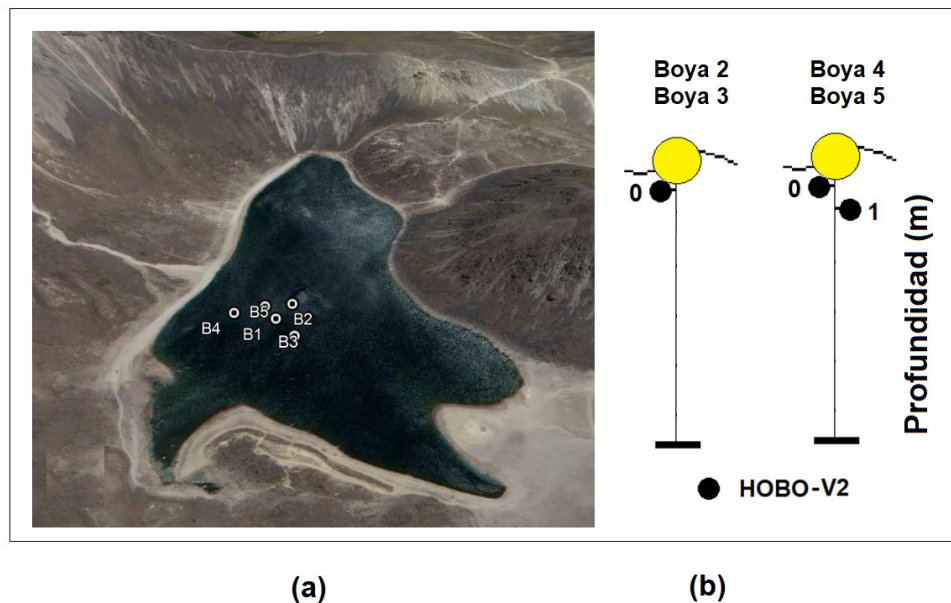


Figura 6. (a) Ubicación de las Boyas 2-5. (b) Esquema de las boyas.

- B1_ad, B2_ad, B3_ad y B4_ad (noviembre 2017 - mayo 2018)

Estas boyas se colocaron en el lago El Sol de noviembre de 2017 a de mayo de 2018. B1_ad y B4_ad contaban con tres sensores de temperatura, mientras que B2_ad y B3_ad contaban solamente con dos de sensores de temperatura. Las posiciones y configuración de estas boyas se muestran en la Figura 7.

Las series de tiempo registradas por los sensores instalados en las boyas B1_ad a B4_ad tuvieron un periodo de muestreo que difería en número de mediciones debido a las complicaciones técnicas. Los detalles de cada sensor se muestran en la Tabla 7. Los termógrafos se programaron con un intervalo de muestreo de 15 minutos. Con el objetivo de

homogeneizar el número de datos y eliminar los errores de muestreo, la serie se limitó a un periodo del 28/11/2017 a las 00:00:00 h, hasta el 21/05/2018 a las 00:00:00 h, obteniendo un total de 16705 datos.

Tabla 7. Descripción de las particularidades de los termógrafos en las boyas B1_ad, B2_ad, B3_ad y B4_ad en el lago El Sol.

| B1_ad, B2_ad, B3_ad y B4 Δt= 15 min. | | | | | | | |
|--------------------------------------|--------------|-----------------|--------------------------|--------------------------|--------------|---|--------------------------|
| Bn_ad | No de sensor | Profundidad (m) | Fecha de inicio | Fecha de fin | No de datos. | Serie homogénea | |
| | | | | | | INICIO | FIN |
| 1 | 3 | 0 | 27/11/2017 10:00:00 h | 21/05/2018 09:06:36 h | 16852 | 28/11/2017 00:00:00 h | 21/05/2018 00:00:00 h |
| | | 1 | 27/11/2017 10:00:00 h | 21/05/2018 09:07:49 h | 16848 | | |
| | | 2 | 27/11/2017 10:00:00 h | 21/05/2018 09:02:20 h | 16847 | | |
| 2 | 2 | 0 | 27/11/2017 10:00:00 h | 21/05/2018 07:53:06 h | 16842 | No de datos=16705 5 meses con 22 días. | |
| | | 2 | 27/11/2017 10:00:00 h | 21/08/2019 07:53:06 h | 25673 | | |
| 3 | 2 | 0 | 27/11/2017 10:00:00 h | 21/05/2018 08:58:38 h | 16846 | | |
| | | 1 | 27/11/2017 10:00:00 h | 21/05/2018 07:18:29 h | 16844 | | |
| 4 | 3 | 0 | 27/11/2017 10:00:00 h | 21/05/201 09:02:20 h | 16847 | | |
| | | 1 | 27/11/2017 10:00:00 h | 21/05/201 09:07:49 h | 16848 | | |
| | | 2 | 27/11/2017 10:00:00 h | 21/05/2018 09:01:00 h | 168848 | | |

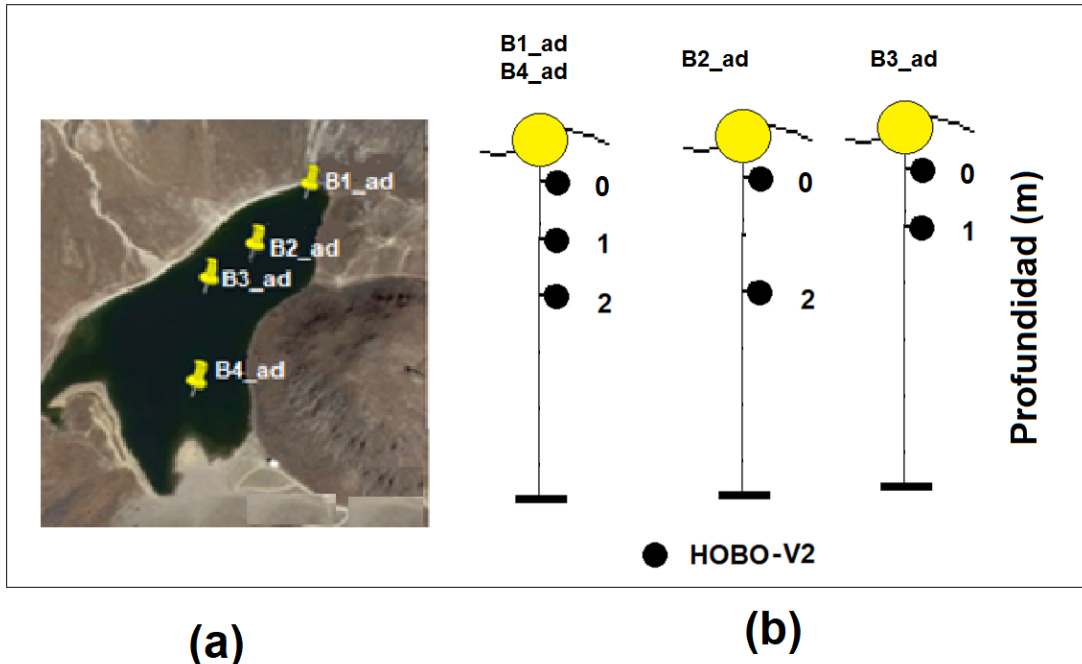


Figura 7. (a) Ubicación y (b) configuración de la B1_ad, B2_ad, B3_ad y B4_ad, el lago El Sol.

4.1.3.2.2 Datos meteorológicos registrados por la EMF (directamente sobre el lago El Sol) y datos de temperatura en la columna de agua durante los años 2018-2019

Uno de los objetivos de este trabajo es medir y analizar algunas variables meteorológicas que actúan directamente sobre la superficie del lago El Sol. Estas mediciones se pudieron realizar hasta el año 2018. Para cumplir este objetivo se ideó un montaje de una estación meteorológica flotable. Dicha estación se colocó en el centro del lago, sobre un amarre de sensores de temperatura de la columna de agua del lago El Sol a la que se denominó Boya 1EM (Boya 1 más estación meteorológica).

El montaje estaba conformado por un sistema medidor de magnitud y dirección del viento a 3.0 m sobre la superficie del lago y 2 termógrafos HOBO (el primero a 0.1 m sobre la superficie del lago y el segundo a 2 m sobre la superficie del lago).

Por debajo de la superficie se encontraban 13 termógrafos HOBO: los primeros 7 sensores desde 0 m hasta 3 m, con una separación de 0.5 metros entre ellos. Los siguientes 6 sensores se ubicaban separados cada 1 m, desde 4 hasta 9 m de profundidad. Estos

dispositivos se colocaron sobre un tubo galvanizado. En la parte media de este tubo se encontraban unidas 3 boyas para mantener la estación a flote. Dichas boyas se fijaron mediante 3 lazos, lo que impedía que la estructura realizara oscilaciones horizontales, evitando así errores en la medición de la dirección del viento. El montaje contaba, al final del amarre, con un peso muerto para dar estabilidad a la estructura, además de un medidor de temperatura y profundidad (TDR-2050) 15 cm por debajo de los sedimentos del lago (Figura 8).

4.1.3.2.3 Instrumentos de medición de variables atmosféricas sobre el lago El Sol

a) Magnitud y dirección del viento.

Se registraron datos de magnitud y dirección del viento a partir de 19 de junio de 2018 a las 00:11:00 h hasta el 12 de enero de 2019 a las 13:11:00 h con una frecuencia de muestreo de 30 minutos. Sin embargo, la estación presenta un periodo de datos faltantes en cuanto a velocidad del viento del 26 de octubre a las 01:11:00 h hasta el 12 de diciembre de 2018 a las 04:41:00 h.

b) Temperatura ambiental

Los termógrafos por encima del lago (0.1 m y 2 m arriba de la superficie) registraron datos del 19 de junio de 2018 a las 00:00:00 h hasta el 09 de agosto de 2019.

4.1.3.2.4 Boya 1EM, temperatura de la columna de agua (junio 2018-septiembre 2019)

Las series de tiempo registradas por los termógrafos instalados en la Boya 1EM tuvieron un periodo de muestreo que difería en número de mediciones debido a las complicaciones técnicas. Los detalles de cada sensor se muestran en la Tabla 8. Los sensores se programaron con un intervalo de muestreo de 15 minutos. Con el objetivo de homogeneizar el número de datos y eliminar los errores de muestreo, la serie se limitó a un periodo del 18/06/2018 a las 13:00:00 h, hasta el 08/08/2019 a las 22:15:00 h, obteniendo un total de 42950 datos.

Tabla 8. Descripción de las particularidades de los termógrafos en la Boya 1EM en el Lago El Sol (junio 2018- septiembre 2019).

| Boya 1 lago El Sol (junio 2018-septiembre 2019) (12 sensores). $\Delta t= 15$ min. | | | | | | |
|--|-----------------|--------------------------|--------------------------|--------------|---|--------------------------|
| No en la cadena | Profundidad (m) | Fecha de inicio | Fecha de fin | No de datos. | Serie homogénea | |
| | | | | | INICIO | FIN |
| 1 | 0 | 18/06/2018 13:00:00 h | 13/09/2019 12:45:00 h | 43392 | 18/06/2018 13:00:00 h | 08/09/2019 22:15:00 h |
| 2 | 0.5 | 18/06/2018 13:00:00 h | 13/09/2019 13:00:00 h | 43393 | No de datos=42950 1 año, 82 días, 9 horas, y 15 minutos de medición. | |
| 3 | 1 | 18/06/2018 13:00:00 h | 13/09/2019 13:15:00 h | 43394 | | |
| 4 | 1.5 | 18/06/2018 13:00:00 h | 13/09/2019 13:15:00 h | 43394 | | |
| 5 | 2 | 18/06/2018 13:00:00 h | 13/09/2019 13:15:00 h | 43394 | | |
| 6 | 2.5 | 18/06/2018 13:00:00 h | 13/09/2019 13:15:00 h | 43394 | | |
| 7 | 3 | 18/06/2018 13:00:00 h | 13/09/2019 13:15:00 h | 43394 | | |
| 8 | 4 | 18/06/2018 13:00:00 h | 13/09/2019 13:30:00 h | 43395 | | |
| 9 | 5 | 18/06/2018 13:00:00 h | 13/09/2019 13:30:00 h | 43395 | | |
| 10 | 6 | 18/06/2018 13:00:00 h | 13/09/2019 12:15:00 h | 43390 | | |
| 11 | 7 | 18/06/2018 13:00:00 h | 13/09/2019 13:30:00 h | 43395 | | |
| 12 | 8 | 18/06/2018 13:00:00 h | 13/09/2019 13:45:00 h | 43396 | | |
| 13 | 9 | 18/06/2018 13:00:00 h | 13/09/2019 13:45:00 h | 43396 | | |

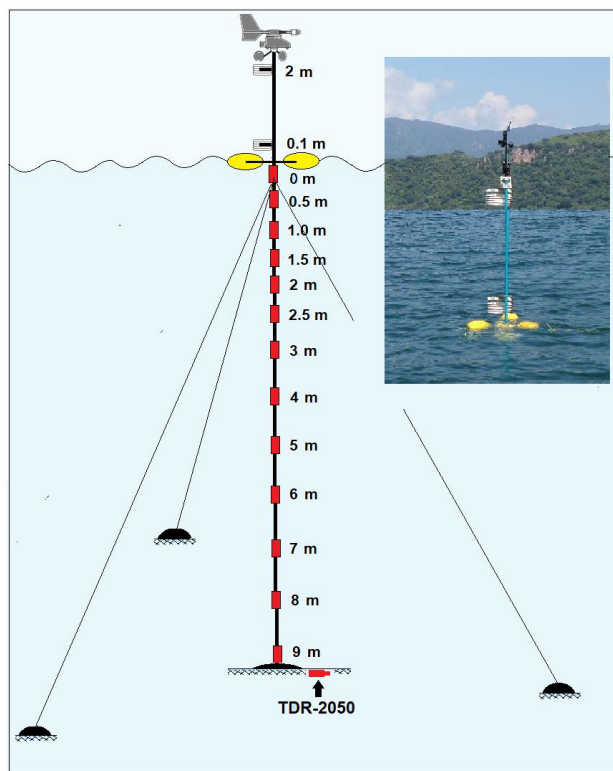


Figura 8. Esquema completo de la configuración de la Boya 1 con estación meteorológica flotante (Boya 1EM). La parte por encima de la línea azul mide algunas variables atmosféricas. La parte por debajo de la línea azul mide la temperatura en el lago El Sol.

4.1.3.3.1 Datos de temperatura del lago La Luna. 2017-2018.

- Boya L1 (mayo 2017- agosto 2018)

Esta boya se ubicaba en la parte más profunda del lago (Figura 9a). Contenía 5 termógrafos Hobo colocados verticalmente cada 1 m desde la superficie hasta los 4 m (Figura 9b).

Especificaciones temporales:

Las series de tiempo registradas por los termógrafos instalados en la Boya L1 tuvo un periodo de muestreo que difería en número de mediciones debido a las complicaciones técnicas. Los detalles de cada sensor se muestran en la Tabla 9. Los sensores se programaron con un intervalo de muestreo de 15 minutos. Con el objetivo de homogeneizar el número de datos y eliminar los errores de muestreo, la serie se limitó a un periodo del 10/05/2017 a las 00:00:00 h, hasta el 04/08/2018 a las 23:45:00 h, obteniendo un total de 43392 datos.

Tabla 9. Descripción de las particularidades de los termógrafos en la Boya 1 en el lago La Luna (mayo 2017 - agosto 2018).

| Luna Boya 1 (mayo 2017 - agosto 2018) (5 sensores). $\Delta t= 15$ min. | | | | | | |
|---|-----------------|--------------------------|--------------------------|--------------|---|--------------------------|
| No en la cadena | Profundidad (m) | Fecha de inicio | Fecha de fin | No de datos. | Serie homogénea | |
| | | | | | INICIO | FIN |
| 1 | 0 | 09/05/2017 15:00:00 h | 08/05/2018 04:00:00 h | 43445 | 10/05/2017 00:00:00 h | 04/08/2018 23:45:00 h |
| 2 | 1 | 09/05/2017 15:00:00 h | 08/05/2018 04:00:00 h | 43445 | No de datos=43392 1 año, 2 meses, 22 días, 23 horas, y 45 minutos de medición. | |
| 3 | 2 | 09/05/2017 15:00:00 h | 08/05/2018 04:00:00 h | 43445 | | |
| 4 | 3 | 09/05/2017 15:00:00 h | 08/05/2018 04:30:00 h | 43447 | | |
| 5 | 4 | 09/05/2017 15:00:00 h | 08/05/2018 04:00:00 h | 43445 | | |
| | | | | | | |

4.1.3.3.2 Datos de temperatura del lago La Luna. 2018-2019.

- Boya Luna L1 (junio 2018- septiembre 2019)

Esta boya se ubicaba en la parte más profunda del lago. Contenía 12 termógrafos Hobo colocados verticalmente cada 0.5 metros desde la superficie hasta los 3 metros, y cada 1 metro desde 3 metros hasta 8 metros, obteniendo un total de 12 horizontes de profundidad (Figura 9c).

Las series de tiempo registradas por los sensores instalados en la boya 1 tuvo un periodo de muestreo que difería en número de mediciones debido a las complicaciones técnicas. Los detalles de cada sensor se muestran en la Tabla 10. Los sensores se programaron con un intervalo de muestreo de 15 minutos. Con el objetivo de homogeneizar el número de datos y eliminar los errores de muestreo, la serie se limitó a un periodo del 18/06/2018 a las 13:00:00 h, hasta el 08/08/2019 a las 22:15:00 h.

Tabla 10. Descripción de las particularidades de los termógrafos en la Boya 1 en el lago La Luna (junio 2018- septiembre 2019).

| Luna Boya 1 (junio 2018 - septiembre 2019) (12 sensores). $\Delta t= 15$ min. | | | | | | |
|---|-----------------|--------------------------|--------------------------|--------------|---|--------------------------|
| No en la cadena | Profundidad (m) | Fecha de inicio | Fecha de fin | No de datos. | Serie homogénea | |
| | | | | | INICIO | FIN |
| 1 | 0 | 18/06/2018 13:00:00 h | 13/09/2019 09:15:00 h | 43426 | 18/06/2018 13:00:00 h | 08/09/2019 22:15:00 h |
| 2 | 0.5 | 18/06/2018 13:00:00 h | Error | ND | No de datos=42950 1 año, 82 días, 9 horas, y 15 minutos de medición. | |
| 3 | 1 | 18/06/2018 13:00:00 h | 13/09/2019 09:30:00 h | 43427 | | |
| 4 | 1.5 | 18/06/2018 13:00:00 h | 13/09/2019 09:45:00 h | 43427 | | |
| 5 | 2 | 18/06/2018 13:00:00 h | 13/09/2019 09:45:00 h | 43428 | | |
| 6 | 2.5 | 18/06/2018 13:00:00 h | 13/09/2019 09:30:00 h | 43427 | | |
| 7 | 3 | 18/06/2018 13:00:00 h | 13/09/2019 09:15:00 h | 43426 | | |
| 8 | 4 | 18/06/2018 13:00:00 h | 13/09/2019 09:15:00 h | 43426 | | |
| 9 | 5 | 18/06/2018 13:00:00 h | 13/09/2019 09:15:00 h | 43426 | | |
| 10 | 6 | 18/06/2018 13:00:00 h | 13/09/2019 09:00:00 h | 43425 | | |
| 11 | 7 | 18/06/2018 13:00:00 h | 13/09/2019 09:30:00 h | 43427 | | |
| 12 | 8 | 18/06/2018 13:00:00 h | 13/09/2019 09:30:00 h | 43427 | | |
| 13 | 9 | 18/06/2018 13:00:00 h | 13/09/2019 13:45:00 h | 43396 | | |

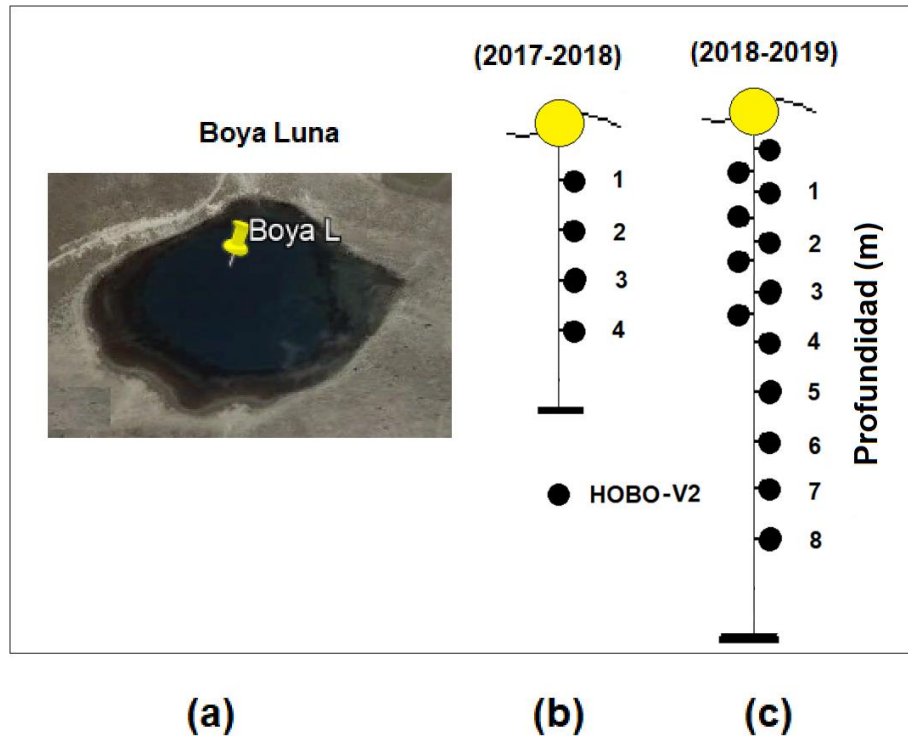


Figura 9.(a) Ubicación de la Boya Luna. (b) Esquema de la boya (2017-2018). (c) Esquema de la boya (2018-2019).

4.2 Análisis de los datos

4.2.1 Análisis espectral

Para evaluar la variabilidad temporal de las fluctuaciones de temperatura y corrientes, así como su relación con las variaciones de los parámetros meteorológicos, se aplicó un análisis espectral a las series temporales medidas.

Las funciones espectrales automáticas y cruzadas se calcularon mediante la Transformada rápida de Fourier, suavizando posteriormente los periodogramas de las frecuencias. Estas funciones se calcularon para determinar la relación espacial (vertical) y temporal de las fluctuaciones de temperatura en ambos lagos y de las corrientes en el lago El Sol. La técnica de este análisis se describe en detalle en manuales como, por ejemplo, Jenkins y Watts (1969), Konyaev (1990) y Emery y Thomson (1997). Asimismo, se describe esta técnica con enfoque en lagos en artículos como Filonov y Tereshchenko (1997).

Además, se calcularon los espectros automáticos y cruzados de pares de series temporales de temperatura, corriente y características meteorológicas, así como la coherencia y diferencia de fase entre ellos. Los intervalos de confianza para todas las estimaciones espectrales se determinaron utilizando técnicas estándar (Jenkins y Watts, 1969; Konyaev, 1990; Emery y Thomson, 1997).

Los parámetros para las ondas internas lineales fueron calculados mediante la solución numérica de la ecuación:

$$W_{zz} + k_h^2 \left(\frac{N^2 - \omega^2}{\omega^2 - f^2} \right) W = 0 \quad (4.2.1.1)$$

con condiciones de frontera $W(-H) = 0$, $W(0) = 0$ (LeBlond y Mysak, 1978; Miropol'Sky, 2001; Filonov, 2011; Filonov et al., 2015). En este caso $W = W(z)$ es la función que describe la dependencia de la amplitud de las ondas internas con la profundidad, ω es la frecuencia de la onda interna, f es el parámetro de Coriolis, k_h es el número de onda horizontal, y $N(z)$ es la frecuencia de de Brunt-Väisälä, definida por la ecuación:

$$N(z) = \left[\frac{g}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial z} \right]^{1/2} \quad (4.2.1.2)$$

Donde g es la gravedad en m/s^2 z es la profundidad en m y $\rho = \rho(z)$ es la densidad del agua del lago, de acuerdo con la ecuación:

$$\rho = \rho_0 (1 - 1.96 \cdot 10^{-6} (T - 289) (T - 4^2) / (T + 68.1) \cdot 10^3) \quad (4.2.1.3)$$

Con $\rho_0 = 1$, en g/cm^3 , generalmente utilizado para lagos poco profundos (Filonov, 2011).

4.2.2 Flujo de calor entre la interfaz de sedimentos del fondo de agua

Se puede calcular el flujo de calor entre el fondo de la columna de agua y los sedimentos mediante el método del gradiente térmico (Goloso y Kirillin, 2010; Gavrilenko et al., 2015) mediante la fórmula:

$$Q = -\lambda \frac{\partial T}{\partial z} \quad (4.2.2.1)$$

donde Q es el flujo de calor cerca del límite del fondo de agua en W/m^2 ; y $\lambda = W/m^{\circ}C$ es el coeficiente de conductividad térmica molecular del agua en la capa de 0 a 10m = 0.5813 y $\partial T / \partial z$ es el gradiente de temperatura en las diferentes capas involucradas (https://www.engineeringtoolbox.com/thermal-conductivity-calculator-d_857.html).

4.2.3 Cálculo de la tasa de evaporación

La evaporación se puede medir directamente a partir de pequeñas superficies de agua naturales o artificiales (tanques de evaporación) o a través de evaporímetros o lisímetros. Sin embargo, no siempre es posible tener mediciones directas de evaporación, por lo que es necesario calcular indirectamente esta variable a partir de otros parámetros conocidos.

Diversos autores han desarrollado métodos y ecuaciones para calcular la evaporación a través de ajustes, correlaciones de variables climáticas, así como a través de teorías del balance energético, balance hídrico, método aerodinámico y otros (Barco et al., 2000). Uno de los métodos más utilizados es el propuesto por Penman (1948), donde la evaporación se calcula a partir de los efectos de la velocidad del viento y la radiación. Para ello, sugirió utilizar la siguiente fórmula:

$$PE = \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} + \frac{(R_n)}{\lambda} + \frac{\gamma}{\Delta + \gamma} \frac{6.43(f_u)D}{\lambda}, \quad (4.2.3.1)$$

donde PE es la evaporación potencial (mm/día); R_n es la radiación neta en la superficie de la masa de agua (MJ/m²día), Δ es la curva de saturación de vapor de agua (kPa/°C); γ corresponde a la constante psicrométrica (kPa/°C); λ representa el calor latente de vaporización (MJ/kg), f_u es la función del viento, y D es el déficit de presión de vapor. Valiantzas, (2006) simplificó la ecuación (4.2.3.1) calculando la evaporación a partir de datos medidos más fácilmente disponibles. Esta nueva aproximación es equivalente en precisión a la ecuación (1) y permite calcular la tasa de evaporación diaria para cada mes del año. La fórmula simplificada de Penman propuesta por Valiantzas, (2006) está representada:

$$PES \approx 0.047R_S\sqrt{T + 9.5} - 2.4\left(\frac{R_S}{R_A}\right)^2 + 0.09(T + 20)\left(1 - \frac{RH}{100}\right), \quad (4.2.3.2)$$

donde R_S es la radiación solar (MJ/m²día), T es la temperatura media mensual (°C) a 2 m de la superficie, RH es la humedad relativa y R_A (MJ/ m²día) es la radiación extraterrestre. En este caso, los valores de radiación extraterrestre pueden ser calculados mediante la fórmula:

$$R_A = \frac{24(60)}{\pi} G_{SC} d_r (\omega_s \sin(\Phi) \sin(\delta) + \cos(\Phi) \cos(\delta) \sin(\omega_s)), \quad (4.2.3.3)$$

Donde R_A es la radiación extraterrestre ($\text{MJ}/\text{m}^2\text{día}$), G_{SC} es la constante solar = $0.0820 \text{ MJ}/\text{m}^2 \text{ min}$; d_r es la distancia media de la Tierra al Sol, ω_s corresponde al ángulo de puesta de sol del sol (radianes), Φ es latitud (radianes) y Φ declinación solar (radianes).

4.3 Modelación numérica

Entender la dinámica de los cuerpos acuáticos epicontinentales es indispensable para generar información científica confiable que permita llevar a cabo estrategias de manejo sustentable de estos ecosistemas. Dadas la complejidad y el costo (económico, humano y de tiempo) para realizar muestreos continuos y de baja resolución espaciotemporal, se hace uso de otros métodos que permitan caracterizar el objeto en cuestión de una manera más eficiente. En este sentido, los modelos numéricos tridimensionales son la herramienta clave para evaluar cambios sutiles, pero a menudo críticos que ocurren en la dinámica de los cuerpos lacustres. Estos modelos requieren de tiempo y trabajo (que a veces se lleva a cabo en la forma prueba y error) para realizar calibraciones que den como resultado una configuración óptima (Baracchini et al., 2020).

4.3.1 Descripción del modelo numérico Delft-3D

El modelo hidrodinámico Delft-3D es un software libre desarrollado por WL/Delft Hydraulics en Países Bajos y perfeccionada a través de una serie de versiones evolutivas a lo largo de los últimos 20 años.

Es una herramienta integrada por distintos módulos (Delft3D-FLOW, Delft3D-WAVE, Delft3D-MOR y Delft Dash Board) de código abierto y con una versión gratuita. Se compone de varios módulos de programas que se centran principalmente en sistemas costeros y fluviales y que ha sido bien evaluado en trabajos de sistemas lénticos (Razmi et al., 2013; Baracchini et al., 2020; Gasca-Ortiz et al., 2020; Kranenburg et al., 2020).

Este software permite la modelación hidrodinámica a régimen no permanente del flujo en tres dimensiones, incorporando los efectos de las mareas, los vientos, la presión atmosférica, las diferencias de densidad (debido a la salinidad y temperatura), olas y turbulencias, y permite la simulación del flujo en dos y tres dimensiones con o sin transporte

de sedimentos, teniendo en cuenta la morfología variable o fija. El esquema numérico de resolución es en diferencias finitas, utilizando coordenadas rectangulares o curvilíneas. Permite además la generación de un dominio de cálculo con mallas de diferentes grados de refinamiento hidrodinámico (Gyssels et al., 2013).

Para este estudio se utilizó el módulo de modelado Delft3D-FLOW.

4.3.1.1 Delft3D-Flow

Delft3D-FLOW es el módulo que el software utiliza para la construcción de sistemas de modelado hidrodinámicos. El módulo “Flow” resuelve las ecuaciones de Navier Stokes para un fluido incompresible, bajo las aguas poco profundas y las suposiciones de Boussinesq. En la ecuación de momento vertical, las aceleraciones verticales se ignoran, lo que conduce a la ecuación de presión hidrostática. En los modelos 3D, las velocidades verticales se calculan a partir de la ecuación de continuidad. El conjunto de ecuaciones diferenciales parciales que se presenta a continuación en combinación con un conjunto apropiado de condiciones iniciales y de contorno se resuelve en una malla de diferencias finitas, en la dirección vertical (Deltares, 2020).

Ecuación de continuidad

La ecuación de profundidad promediada en profundidad se deriva de la integración de la ecuación de continuidad para fluidos incompresibles ($\nabla \cdot \tilde{u} = 0$) sobre la profundidad total, teniendo en cuenta la cinemática las condiciones de contorno a nivel de la superficie y del nivel del agua, y está dada por:

$$\frac{\partial \zeta}{\partial x} + \frac{1}{\sqrt{G\xi\xi}\sqrt{G\eta\eta}} \frac{\partial [((d + \zeta)U \sqrt{G\eta\eta})]}{\partial \xi} + \frac{1}{\sqrt{G\xi\xi}\sqrt{G\eta\eta}} \frac{\partial [((d + \zeta)V \sqrt{G\eta\eta})]}{\partial \eta} = (d + \zeta)Q \quad (4.3.1.1)$$

Donde Q representa el caudal por unidad de área debida a la descarga o captación de agua, U y V son las velocidades horizontales promediadas en la vertical, d es la profundidad por debajo de un nivel de referencia, ζ es el nivel del pelo libre con respecto a un nivel de referencia, ξ y η representan las coordenadas cartesianas curvilíneas, $G\eta\eta$ y $G\xi\xi$ se relacionan con el radio de la Tierra R y la latitud φ .

Ecuaciones de momentum en dirección horizontal

$$\frac{\partial u}{\partial t} + \frac{u}{\sqrt{G\xi\xi}} \frac{\partial u}{\partial \xi} + \frac{v}{\sqrt{G\eta\eta}} \frac{\partial u}{\partial \eta} + \frac{w}{d+\zeta} \frac{\partial u}{\partial \sigma} - \frac{v^2}{\sqrt{G\xi\xi}\sqrt{G\eta\eta}} \frac{\partial \sqrt{G\eta\eta}}{\partial \xi} + \frac{uv}{\sqrt{G\xi\xi}\sqrt{G\eta\eta}} \frac{\partial \sqrt{G\xi\xi}}{\partial \eta} - fv \quad (4.3.1.2)$$

$$= -\frac{1}{\rho_0\sqrt{G\xi\xi}} P\xi + F\xi + \frac{1}{(d+\zeta)^2} \frac{\partial}{\partial \sigma} (vV \frac{\partial u}{\partial \sigma}) + M\xi$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + \frac{u}{\sqrt{G\xi\xi}} \frac{\partial v}{\partial \xi} + \frac{v}{\sqrt{G\eta\eta}} \frac{\partial v}{\partial \eta} + \frac{w}{d+\zeta} \frac{\partial v}{\partial \sigma} + \frac{uv}{\sqrt{G\xi\xi}\sqrt{G\eta\eta}} \frac{\partial \sqrt{G\eta\eta}}{\partial \xi} - \frac{u^2}{\sqrt{G\xi\xi}\sqrt{G\eta\eta}} \frac{\partial \sqrt{G\xi\xi}}{\partial \eta} + fu \quad (4.3.1.3)$$

$$= -\frac{1}{\rho_0\sqrt{G\eta\eta}} P\eta + F\eta + \frac{1}{(d+\zeta)^2} \frac{\partial}{\partial \sigma} (uV \frac{\partial v}{\partial \sigma}) + M\eta$$

Donde u , v y w son las variables dependientes las cuales son las velocidades locales según las tres direcciones principales ξ , η y σ que son las variables independientes, f es el parámetro de Coriolis, σ es la coordenada vertical escalada. Las variaciones de densidad se desprecian, excepto en los términos de presión baroclínica, $P\xi$ y $P\eta$ representan los gradientes de presión. Las fuerzas $F\xi$ y $F\eta$ en las ecuaciones de momento representan el desequilibrio de las tensiones horizontales de Reynold. $M\xi$ y $M\eta$ representan las contribuciones debidas a fuentes externas. Para un sistema de modelado en 2D las aceleraciones verticales son despreciadas.

Velocidad vertical

La velocidad vertical ω , adaptada en un sistema de coordenadas σ , es calculada desde la ecuación de continuidad

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{1}{\sqrt{G\xi\xi}\sqrt{G\eta\eta}} \frac{\partial [((d+\zeta)U\sqrt{G\eta\eta})]}{\partial \xi} + \frac{1}{\sqrt{G\xi\xi}\sqrt{G\eta\eta}} \frac{\partial [((d+\zeta)V\sqrt{G\eta\eta})]}{\partial \eta} + \frac{\partial \omega}{\partial \sigma} \quad (4.3.1.4)$$

$$= (d+\zeta)(q_{in} - q_{out})$$

Donde ω es la velocidad vertical relativa al movimiento del plano σ .

$$w = \omega + \frac{1}{\sqrt{G\xi\xi}\sqrt{G\eta\eta}} [u\sqrt{G\eta\eta}(\sigma \frac{\partial H}{\partial \xi} + \frac{\partial \zeta}{\partial \xi}) + v\sqrt{G\xi\xi}(\sigma \frac{\partial H}{\partial \eta} + \frac{\partial \zeta}{\partial \eta})] + \sigma \frac{\partial H}{\partial t} + \frac{\partial \zeta}{\partial t} \quad (4.3.1.5)$$

Delft-3D Flow usa sistemas de coordenadas ortogonales curvilíneas, debido a que los límites de un río, un estuario o una región costera son en general curvas y no son representadas fielmente por mallas rectangulares. Estos sistemas permiten localmente un refinamiento de la malla con gradientes horizontales mayores. Los dos sistemas de coordenadas de los que se disponen son: coordenadas Cartesianas (ε, n) y coordenadas esféricas (λ, ϕ).

En la dirección vertical Delft-3D Flow usa dos sistemas diferentes: El sistema de coordenadas σ (σ model) y sistema de coordenadas cartesiano Z (Z model). Las ecuaciones hidrodinámicas descritas en esta sección son válidas para el sistema de coordenadas σ promediado en la vertical, usado en este estudio. (Delft-3D, 2011).

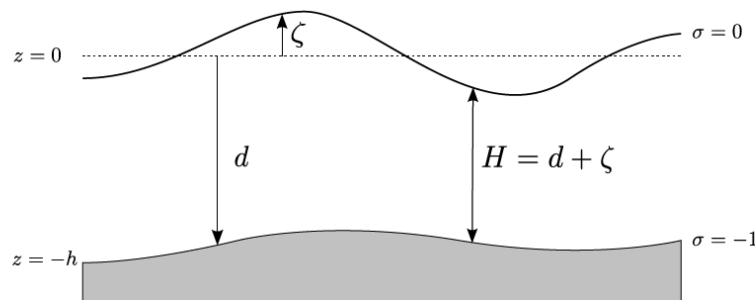


Figura 10. Definición del nivel de agua (ζ), profundidad (h) y profundidad total (H)

El sistema de coordenadas σ es definido como:

$$\sigma = \frac{z - \zeta}{d + \zeta} = \frac{z - \zeta}{H} \quad (4.3.1.6)$$

En el fondo del dominio $\sigma=-1$ y en la superficie libre del agua $\sigma=0$ (Figura 11). Las derivadas parciales en el sistema original de coordenadas cartesianas son expresadas en coordenadas σ , introduciendo términos adicionales (Stelling y Van Kester, 1994). El dominio de modelación de un flujo en un modelo 3D de aguas poco profundas consiste en un plano horizontal que delimita un área compuesta de límites abiertos y cerrados, y en la vertical un número de capas que permiten representar los procesos hidrodinámicos que se desarrollan. En un sistema de coordenadas σ , el número de capas es el mismo en cualquier punto del plano horizontal. Finalmente, para cada capa, un set de ecuaciones de continuidad y cantidad de movimiento son acopladas y resueltas. (Delft-3D, 2011)

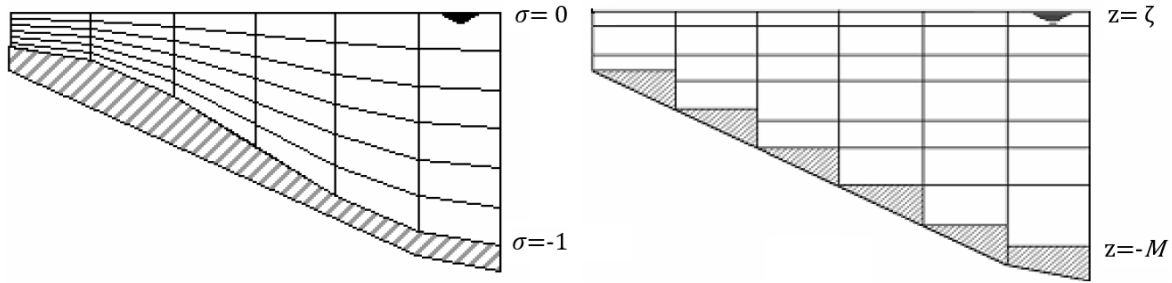


Figura 11. Ejemplo de malla σ y Z .

El Coeficiente de Viscosidad

Delft-3D Flow simula movimientos turbulentos horizontales a gran escala a través de una metodología llamada simulación de grandes Eddy horizontales (HLES). El coeficiente de viscosidad horizontal asociado ν_{SGS} calculado por un modelo de turbulencia SGS, incluyendo la contribución de Elder para el caso que sea necesario.

La viscosidad horizontal ν_H^{back} es definida por el usuario a través de un archivo de entrada. Consecuentemente en Delft-3D Flow el coeficiente de viscosidad horizontal de Eddy se define como:

$$\nu_H = \nu_{SGS} + \nu_v + \nu_H^{back} \quad (4.3.1.7)$$

Para ν_v que se refiere a la turbulencia tridimensional, en simulaciones 3D es obtenida del modelo de cierre de turbulencia 3D.

Para modelos de cierre de turbulencia que responden solo a la producción de esfuerzos de corte, puede ser conveniente especificar un coeficiente de mezcla vertical de respaldo para ser tomado en cuenta en todas las otras formas de mezcla sin resolver, ν_H^{back} . Por lo tanto, además de todos los modelos de cierre de turbulencia en Delft-3D Flow, un coeficiente de mezcla constante (espacio y tiempo) puede ser especificado por el usuario, que es un valor de respaldo para la viscosidad de Eddy vertical en la ecuación de momento. Consecuentemente, el coeficiente viscosidad de Eddy vertical es definido por:

$$\nu_v = \nu_{mol} + \max(\nu_{3D}, \nu_v^{back}) \quad (4.3.1.8)$$

Donde ν_{mol} corresponde a la viscosidad cinemática del agua. La parte 3D ν_{3D} es la componente de la viscosidad turbulenta en la vertical, ν_v^{back} es la background eddy viscosity

(es un mínimo valor asignado a la contribución turbulenta). En modelos 2D, las aceleraciones verticales son despreciadas en la ecuación de la cantidad de movimiento. Los coeficientes de viscosidad y de difusión de fondo horizontal 2D, ν_H^{back} y D_H^{back} (es un coeficiente de difusión horizontal que debe de definir el usuario, introducido para la calibración), deben ser especificados por el usuario en el menú del programa.

Adicionalmente, el delft3D, contiene el modelo de turbulencia en 2D denominado HLES (Gyssels et al., 2013). Ahora en los modelos en 3D la velocidad vertical es generada bajo la ecuación de continuidad. Donde la viscosidad turbulenta νH , esta principalmente asociada a la contribución del movimiento de la turbulencia horizontal y es mayor que la viscosidad turbulenta vertical $\nu \nu$ por la superposición de tres partes $\nu H = \nu_{SGS} + U\nu + \nu_H^{back}$ (Donde la turbulencia horizontal es asociada a tres fenómenos el de la sub-escala de malla (ν_{SGS}), el otro debido a la turbulencia en 3D ($U\nu$) y la última debida a la dispersión asociada al método RANS (ν_H^{back}).

Modelos de cierre

Los Modelos de cierre de Delft-3D para determinar la viscosidad vertical de Eddy y la difusión vertical turbulenta de Eddy (Delft-3D, 2011) son:

- a) De coeficientes constantes.
- b) Algebraico
- c) $k - L$
- d) $k - \epsilon$

Los modelos de cierre de turbulencia difieren en su prescripción de la energía cinética turbulenta κ , la tasa de disipación de energía cinética turbulenta ϵ y la longitud de mezcla L .

Malla y Batimetría

El método numérico que utiliza Delft-3D Flow está basado en el método de diferencias finitas. Para discretizar las ecuaciones 3D de aguas poco profundas en el espacio, el área de modelación es representada por una malla ortogonal curvilínea bien estructurada (Figura 12).

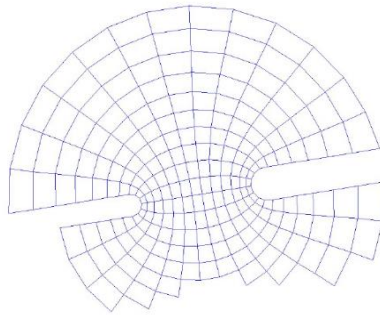


Figura 12. Ejemplo de una malla en Delft3D-Flow.

Las coordenadas de la malla son definidas en un sistema de coordenadas cartesiano y por medio de un generador de mallas (módulo RGFGGRID en Delft-3D Flow) un archivo con las coordenadas ortogonales curvilíneas de la malla es creado en el espacio físico.

La transformación de la malla numérica es implícitamente conocida por el mapeo de las coordenadas de los vértices desde el espacio físico al espacio computacional. Las cantidades geométricas $\sqrt{G_{\xi\xi}}$ y $\sqrt{G_{\eta\eta}}$ introducidas en las ecuaciones transformadas han sido discretizadas en la malla computacional (Figura 13).

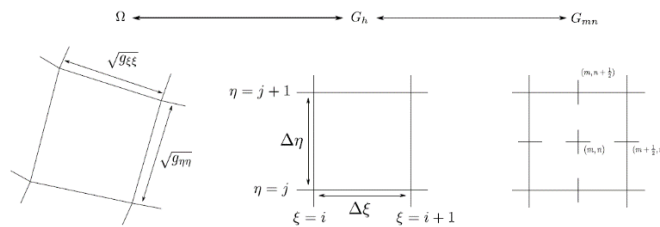


Figura 13. Mapeo del espacio físico en el espacio computacional.

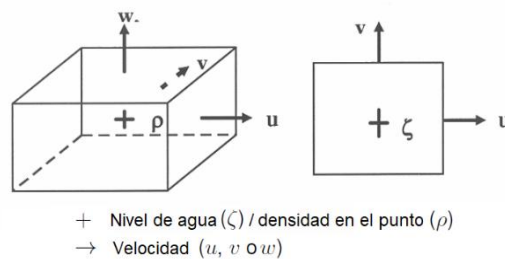


Figura 14. Cuadrícula de la malla computacional, vista 3D (izquierda) y superior (derecha).

Las variables originarias de niveles de agua y velocidad (u , v , w) describen al flujo. Para discretizar las ecuaciones 3D en aguas poco profundas, las variables están dispuestas de una manera especial en la malla (Figura 13 y Figura 14) denominada malla escalonada. Este arreglo particular de las variables es llamado Arakawa C-grid. Los puntos de los niveles de agua (puntos de presión) son definidos en el centro de una celda. Las componentes de velocidad son perpendiculares a las caras de las celdas de la malla donde están situadas.

Estabilidad numérica

En Delft-3D Flow el número de Courant es un indicador de la estabilidad. Las directrices para el número de Courant se basan en la experiencia del modelador. Para lugares con grandes diferencias en la geometría del fondo, el número de Courant no debe superar el valor de 10. El número de Courant-Friedrichs-Lewy está definido por:

$$CFL = \frac{\Delta t \sqrt{gH}}{(\Delta x, \Delta y)} \quad (4.3.1.9)$$

Donde Δt es el paso de tiempo (en segundos), g es la aceleración de gravedad, H es la profundidad total del agua y $(\Delta x, \Delta y)$ es un valor característico (en muchos casos es el valor mínimo) del espaciamiento de la malla en cada dirección.

4.3.2 Implementación del modelo numérico

El patrón de vientos en la zona del volcán tiene una forma muy compleja, por lo que se buscó realizar un nuevo experimento numérico con forzamientos creados a partir de los datos registrados por la estación meteorológica flotable, ya que esta registró las mediciones de algunos parámetros atmosféricos actuando directamente sobre la superficie del lago El Sol.

Para llevar a cabo la simulación final, se tomaron en cuenta los puntos observados en la sección del ajuste inicial descrita en el Apéndice A.

Las mediciones de batimetría obtenidas durante las campañas de campo se utilizaron para interpolar el archivo de profundidad utilizando el módulo QUICKIN de Delft3D (Figura 3b).

El paso de tiempo fue $\Delta t = 0.01$ segundos y se utilizó en modelo de turbulencia 3D-Epsilon con coordenadas z. El modelo se ejecutó durante 34 días y los primeros 4 días se utilizaron como calentamiento o “spin up”. Algunos parámetros físicos utilizados en la configuración de la simulación tienen valores típicos como: gravedad = 9.81 m/s²; densidad del agua=1kg/m³. Se utilizó el flujo de calor absoluto. Los parámetros físicos elegidos para la simulación final se presentan en la Tabla 11.

- Forzamientos. Los forzamientos se crearon a partir de datos registrados por la estación meteorológica flotable sobre el lago El Sol (EMF) y la estación meteorológica automática Nevado de Toluca (ESMN). Para calcular el flujo de calor para el modelo, se tomaron las series horarias de los datos de temperatura, magnitud y dirección del viento de la estación EMF, mientras que la radiación solar y humedad relativa fueron tomados de la estación ESMN.
- Temperatura medida en el interior del lago. Se utilizaron datos horarios la temperatura medida en 13 horizontes de profundidad (0, 0.5, 1, 1.5, 2, 2.5, 3, 4, 5, 6, 7 8 y m) para crear las condiciones iniciales del modelo y para validar los datos de salida.

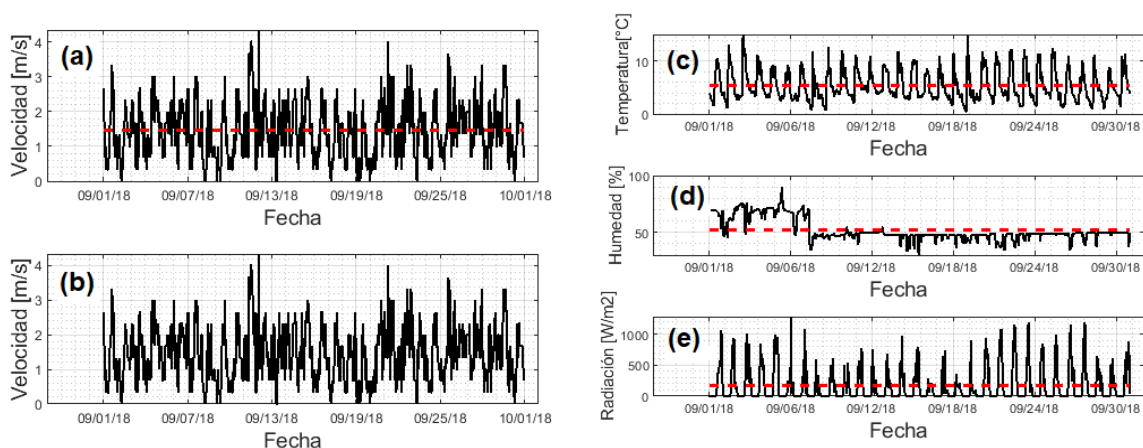


Figura 15. Series de tiempo de los parámetros utilizados para crear los forzamientos de la modelación. (a) Magnitud del viento, (b) dirección del viento, (c) temperatura ambiental, (d) humedad relativa y (e) radiación solar. La línea roja indica el valor promedio.

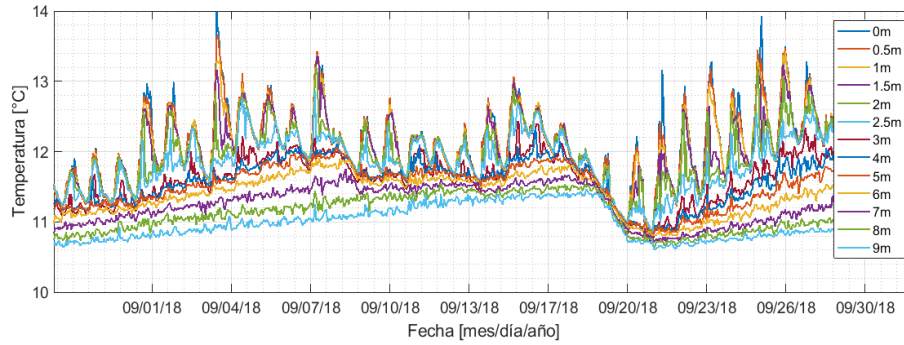


Figura 16. Temperatura medida en el lago El Sol para en septiembre de 2018.

Condiciones iniciales: Para las condiciones iniciales de temperatura en las que se dividió la columna de agua se tomaron los valores promedio de la serie de tiempo de temperatura real en la profundidad más cercana.

Tabla 11. Parámetros numéricos utilizados en la simulación de septiembre 2018.

| Parámetros | Valor |
|---|---|
| Número de capas | 1 |
| Número de Nodos MxN | 60x61 |
| Coefficientes de resistencia al viento | 1×10^{-3} |
| Coefficiente de Chézy | 65 |
| Coefficiente de viscosidad de remolino horizontal | $1 \times 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$ |
| Coefficiente de difusión de remolino horizontal | $10 \text{ m}^2/\text{s}$ |
| Coefficiente de viscosidad de remolino vertical | $1 \times 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$ |
| Coefficiente de difusión de remolino vertical | $1 \times 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$ |
| Escala de longitud de Ozmidov | 0 m |
| Número de Dalton | 1×10^{-3} |
| Número de Stanton | 1×10^{-3} |

Validación:

Para hacer las comparaciones entre los valores reales y los valores simulados, se tomaron las salidas de la simulación de temperatura en la coordenada del punto más cercano a la posición de la estación meteorológica flotable.

En la Figura 17 se observa la comparación en la capa superficial. El modelo reproduce adecuadamente la temperatura en la capa superficial, mostrando claramente la variación diurna asociada al efecto de los parámetros atmosféricos. Los datos reales presentan un rango de variación de 11°C a 14°C durante todo el periodo de medición. Aunque el modelo subestima los valores durante 4 días (14 a 18 de septiembre), se considera que el experimento es apropiado ya que el resto de los días en rango de variación entre datos medidos y simulados es el mismo.

Asimismo, se analizaron las series de tiempo de temperatura en profundidad (Figura 18). Podemos observar que en ambos casos la mayoría de los días de simulación la temperatura penetra hasta los 4 metros aproximadamente. Se nota, en todos los días, una variación diurna y temperaturas de 11 a 14°C. En las dos series se presenta un enfriamiento diario durante las horas de la noche. De manera similar que en los datos de temperatura superficial, el modelo no logra reproducir de manera ideal el periodo de simulación correspondiente al 14 de septiembre y los cuatro días posteriores.

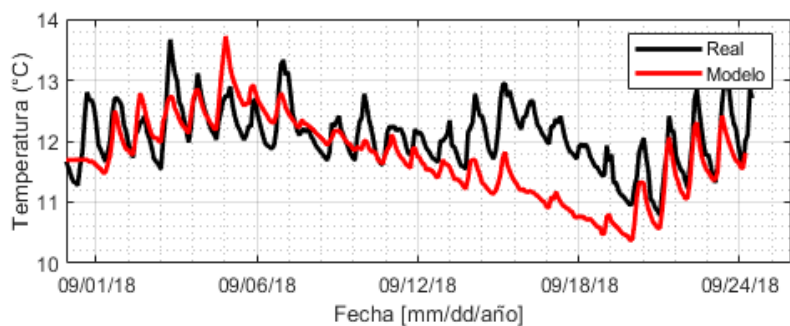


Figura 17. Serie de tiempo de la temperatura superficial en la boya 1 y su punto correspondiente en el modelo.

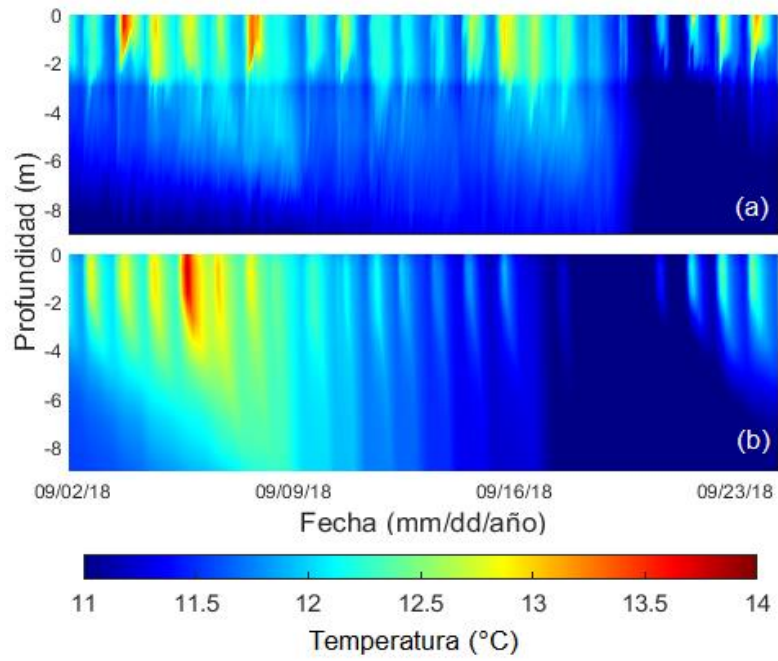


Figura 18. Variación temporal de la temperatura en la localización de la boya 1 para (a) datos reales y (b) modelo numérico.

CAPÍTULO 5. RESULTADOS Y DISCUSIONES

5.1 Resultados del Bloque A) 2000-2007

En esta sección se describe cómo la orografía genera ciertas condiciones meteorológicas con variaciones espaciotemporales que dominan en la dinámica de los lagos en cuestión.

Para obtener la variabilidad diurna se realizó una matriz dos-dimensional de la magnitud y dirección del viento, temperatura y radiación solar promedio cada hora del día. Los datos iniciales fueron tratados por medio de un filtro de promedio corrido de 2 días para cada hora del día.

Las periodicidades en los datos escalares y en los datos escalares y vectoriales de las series de tiempo se analizaron por medio de métodos de análisis espectral.

5.1.1 Series de tiempo de larga duración (Estación ESMN 2000-2007)

5.1.1.1 Variabilidad del viento

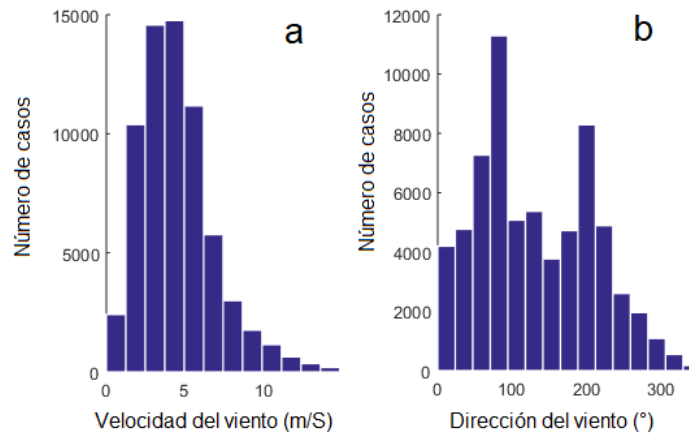


Figura 19. Histogramas de magnitud y dirección del viento para la estación del SMN (2000-2007).

En la Figura 19 se muestran los histogramas de la (a) magnitud y (b) dirección del viento construidos a partir de series de ocho años de medición (2000-2007) en la pendiente externa del volcán. En esta zona se presentan vientos con un rango de variación que abarca 0 a 12 m/s. En la mayoría de los casos las velocidades son relativamente débiles (5 m/s) y con una

dirección bimodal, presentando una dirección predominante de 80° (sureste) y una dirección secundaria de 200° (suroeste).

En promedio, durante toda la serie de tiempo la magnitud del viento se mantiene con valores que no exceden los 4-5 m/s, sin embargo, durante los meses de invierno de algunos de años de medición se observaron rachas de 10 m/s (2003, 2004, 2005 y 2007; ver Figura 20a). Durante los periodos mencionados anteriormente, el viento mantiene una dirección estable (suroeste, 200°) durante la tarde (aproximadamente de las 13h a las 18 h; ver Figura 20b). Dichos eventos son indicados por medio de flechas color gris en la parte superior de la Figura 20.

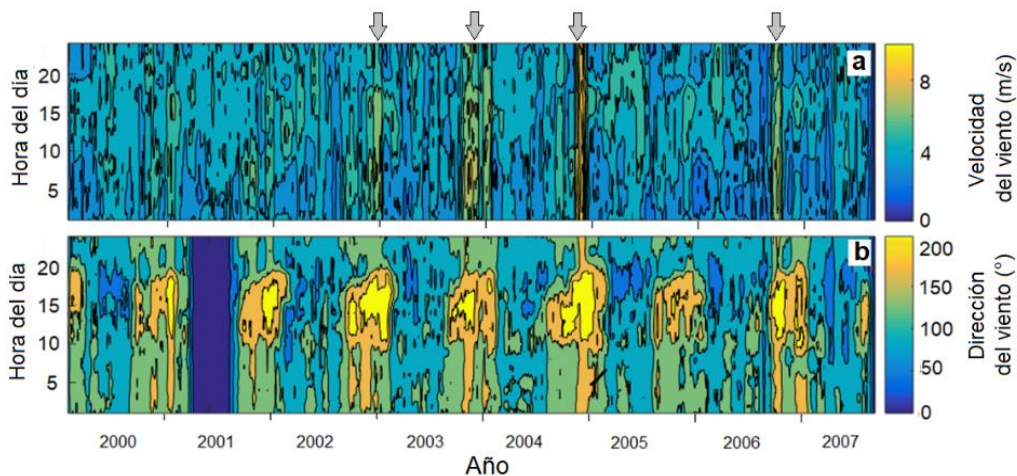


Figura 20. Variabilidad diurna de (a) la magnitud y (b) dirección del viento registrados por la estación SMN durante los años 2000-2007 registrados por la estación SMN durante los años 2000-2007.

Los valores más altos del viento encontrados en las series analizadas pueden ser asociados a la presencia de eventos Niño. Por ejemplo, para el año 2002 a 2003 se observó la presencia de un Niño moderado en la parte este del Océano Pacífico y su impacto fue notable durante los siguientes dos años, aumentando la actividad frontal en esta área del territorio mexicano. Magana et al. (2003) publicaron un mapa de la circulación del viento a los 50 milibares de presión (aproximadamente 5500 m de altura) en donde se muestra un transporte de oeste-este de 12-14 m/s sobre el territorio central de México en los meses de invierno y puede ser relacionado con el comportamiento encontrado en el análisis de las series de viento de los años 2000 a 2007.

5.1.1.2 Temperatura del aire y radiación solar

La temperatura del aire, en promedio, alcanza sus valores más altos a las 15:00 h (5.2 °C), con un tiempo de respuesta a los valores máximos de radiación solar de casi 2 h. La radiación solar se concentra 9 h y 19 h aproximadamente, teniendo los valores mayores entre las 13 h y 15 h. Durante los 8 años de análisis, la temperatura más alta registrada fue de 16.7 °C y la más baja fue de -10 °C, mientras que el flujo máximo de radiación solar fue de 1455 W/m². La distribución de la temperatura del aire, así como la radiación solar varían temporalmente (Figura 21) y son dependientes de las condiciones atmosféricas en el área que rodea al volcán, de la cobertura nubosa y el patrón de vientos.

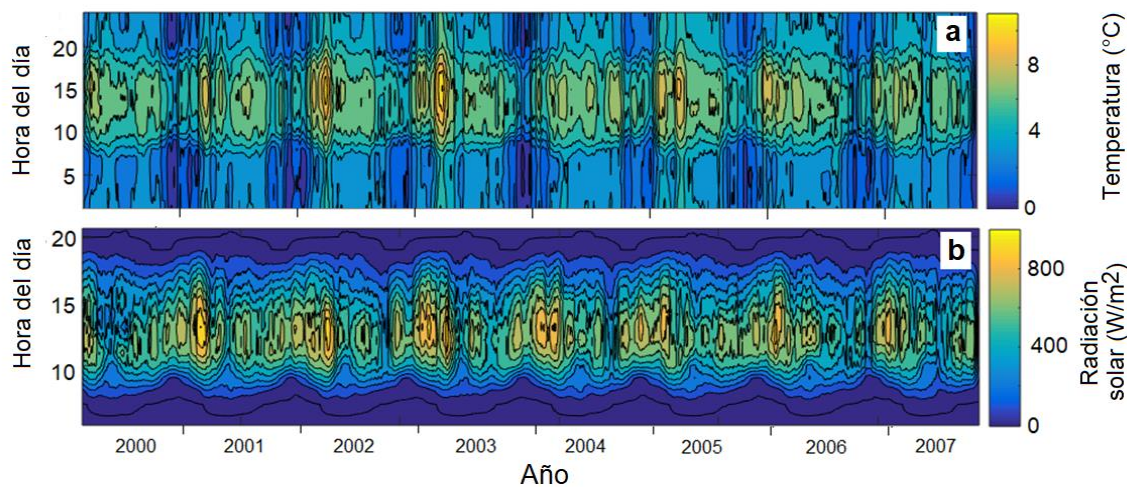


Figura 21. Variabilidad diurna de (a) temperatura y (b) radiación solar (d) registrados por la estación SMN durante los años 2000-2007.

5.1.1.3 Análisis espectral de las variables meteorológicas.

Las variables meteorológicas analizadas (temperatura, radiación solar, magnitud y dirección del viento) presentan los picos de máxima densidad espectral correspondientes a las oscilaciones diurnas, seguido por las oscilaciones semidiurna.

En los periodos de 2 a 42 días el espectro presenta una forma de diente de sierra debido a la gran cantidad de picos de baja frecuencia, pero ninguno de alta densidad espectral, indicando que estas oscilaciones no se repiten con el mismo periodo (Figura 22). Todos los picos se encuentran bajo un nivel de 95% de confianza, poniendo de manifiesto la

complejidad en la variabilidad de los parámetros meteorológicos en una región montañosa ubicada a una altura mayor a 4000 m.s.n.m.

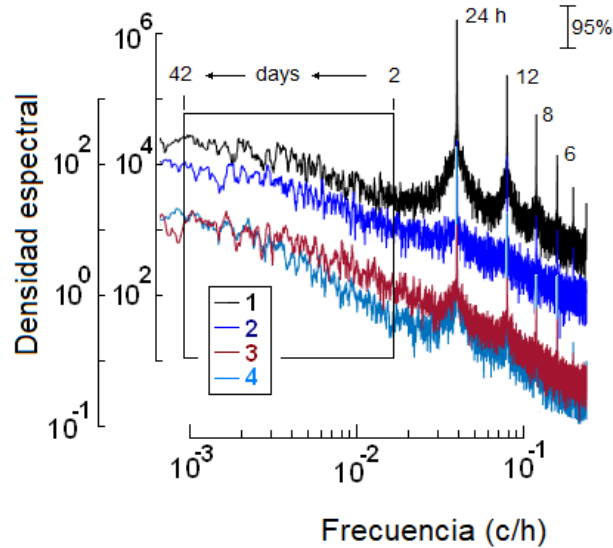


Figura 22. Espectros de las variables meteorológicas medidas en la pared externa del volcán (2000-2007) para (1) radiación solar, (2) temperatura del aire, (3) magnitud y (4) dirección del viento.

5.1.2 Series de tiempo de corta duración (año 2007)

5.1.2.1 Régimen del viento en el cráter del volcán y su vecindad.

En la Figura 23 se presenta la dinámica mensual de la magnitud y dirección del viento en (a) el interior y (b) en el exterior del cráter del volcán para el año 2007, desde el 1 de enero 1 al 31 de diciembre.

El comportamiento del viento difiere significativamente en el interior y exterior del cráter del volcán, tanto de manera diaria como de manera anual. Estas variaciones son consecuencia principalmente de la orografía y de las paredes del cráter (que miden aproximadamente 350 m de altura), así como del efecto de desviación del viento generado por la presencia del “El ombligo” que se encuentra entre los dos lagos.

En el interior del cráter, el viento es débil y apenas supera los 1-2 m/s en los meses de enero, febrero y abril, mientras que el resto del año es aún menor, con valores de 0.5 m/s. Los vientos generan un patrón circular alrededor de los lagos, con una dirección bimodal (100-320 °, ESE durante los meses de junio a noviembre y NNO para los meses de noviembre a junio; ver Figura 23a).

A diferencia de los valores observados en el interior del volcán, en la pendiente externa se presentan vientos mayormente de 5 m/s y en ocasiones de 10 m/s, con dirección del este durante los meses de invierno.

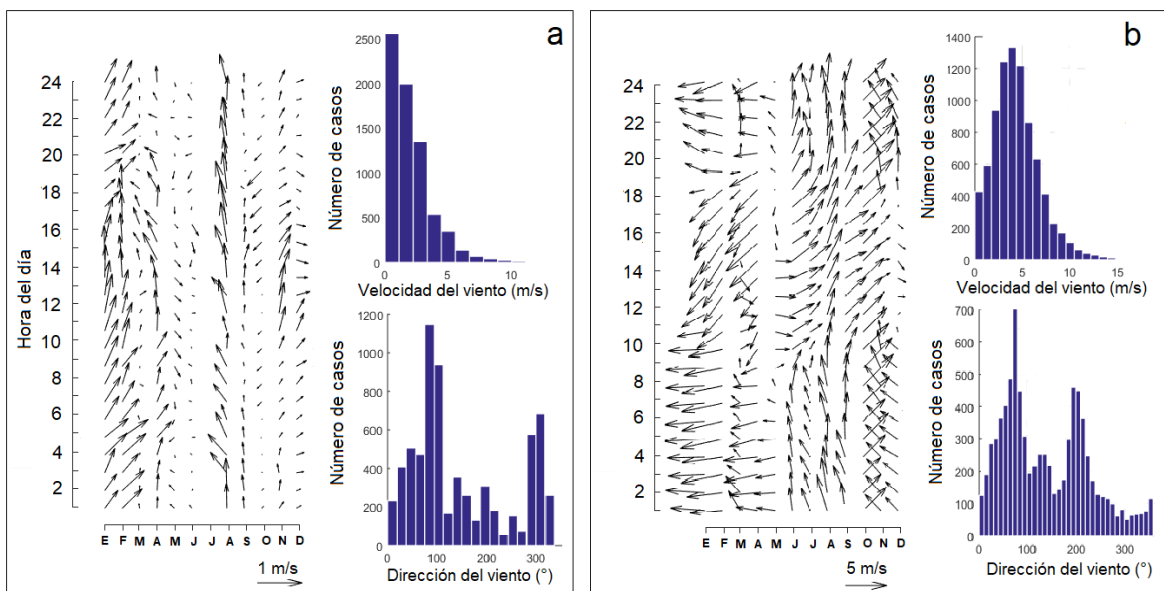


Figura 23. Dinámica mensual de la magnitud y dirección del viento en (a) el interior y (b) en el exterior del cráter del volcán. En la parte derecha de cada una de las figuras pueden observarse los histogramas de velocidad y dirección del viento el periodo de análisis.

A partir de las observaciones de la Figura 23 se creó un esquema ilustrativo del comportamiento en el interior del cráter durante los meses de noviembre a junio y de junio a noviembre (Figura 24). El viento entra de las partes bajas de la pared oriental, actúa sobre el lago La Luna, choca con El Ombligo y después con la pared occidental del cráter para finalmente, y más débil, hacer efecto sobre el lago El Sol. Durante toda su trayectoria este patrón de viento forma una estructura en forma de herradura (Figura 24b). Este proceso

ocurre varias veces, con el viento aumentando y disminuyendo dentro en una hora e invirtiendo su dirección.

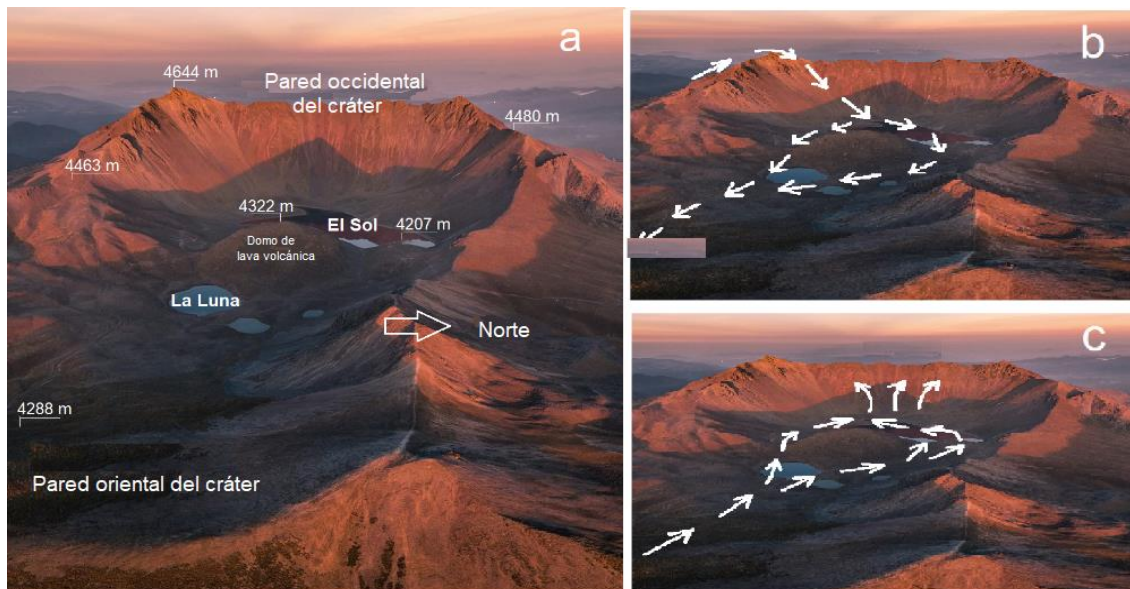


Figura 24. (a) cráter del volcán al anochecer. Las flechas indican la altura de las paredes oriental y occidental del volcán. Diagrama de la circulación promedio del viento en el interior del cráter durante los meses de (b) noviembre a junio y (c) junio a noviembre.

5.1.2.2 Variabilidad de los parámetros meteorológicos durante el año 2007

La Figura 25 muestra la variabilidad horaria las series de tiempo anuales registradas por las estaciones en el interior y exterior del cráter para el año 2007. La estación en el interior carecía de valores medidos durante los meses de JJA, por lo que se realizó una interpolación por medio de un spline cúbico (ver recuadro negro).

Se observa un comportamiento distinto entre ambas series. La magnitud del viento en el interior del cráter es bastante menor que en el exterior (Figura 25a-e); la dirección del viento en el interior del cráter no muestra un comportamiento estable durante el día a través del año (Figura 25b). Por el contrario, en el exterior se observan dos direcciones preferenciales (durante el invierno y meses de primavera el viento procede del sureste, mientras que en el verano viene del este; Figura 25d). Para ambas estaciones se observa un aumento de la magnitud del viento con una periodicidad de dos meses.

La radiación solar registrada por la estación en el interior del cráter es menor que la registrada en el exterior (Figura 25 g, h) debido a que durante el amanecer y atardecer, las paredes del cráter funcionan como un escudo para la penetración de los rayos solares (Figura 24).

En la Figura 25 h, los puntos indican los valores promedio mensuales de radiación solar en el interior (rojo) y exterior (azul) del cráter. Es notorio que durante todo el año la radiación solar es mayor en el exterior que en el interior. Adicionalmente, el análisis de la variación diurna de la radiación solar muestra que la estación meteorológica externa se encuentra expuesta a los rayos solares un mayor periodo de tiempo (13 h) que la estación ubicada en el interior del cráter (9 h) (Figura 25 c-f).

Durante este periodo de medición el total de energía solar en el exterior del cráter fue de 1611.6 W/m^2 , mientras que cráter fue de 1286.2 W/m^2 , es decir, aproximadamente 20% menor. Este proceso es importante de señalar ya que puede contribuir a las diferencias en el comportamiento térmico de los lagos.

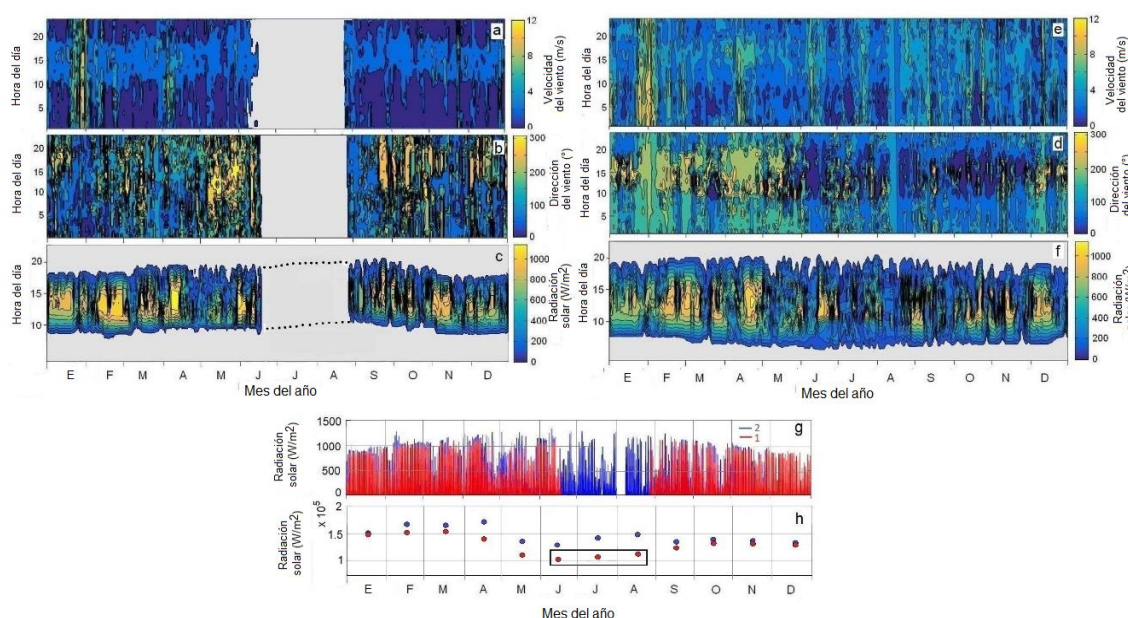


Figura 25. Variabilidad horaria de (a) la magnitud, (b) dirección del viento y (c) radiación solar para el año 2007 en la estación interior del volcán. (e), (d) y (f) muestran los mismos parámetros para la estación exterior. (g) Radiación solar diaria y (h) radiación solar mensual.

5.1.3 Temperatura del agua

5.1.3.1 Series temporales y espectros de la variación en la temperatura de los lagos

Las variables atmosféricas tienen efecto directo en la dinámica lacustre. La cantidad de radiación solar en el interior del cráter y la temperatura tienen una relación directa con la temperatura en los lagos. Sin embargo, existen diferencias en el comportamiento térmico de los lagos El Sol y La Luna (Figura 26a, b). Dichas diferencias que pueden ser influenciadas tanto por el calentamiento diferencial de la zona de estudio debido al efecto de la sombra topográfica, como por las corrientes generadas por el viento, el cual es más fuerte al pasar sobre la superficie del lago La Luna, provocando una mezcla más intensa que en el lago El Sol (que se encuentra protegido por el domo de lava volcánica). Este efecto es más notorio durante el otoño, cuando afectan los fuertes vientos provenientes del oeste. Además, la diferencia en la estratificación entre El Sol y La Luna en los meses de verano se ve influenciada por el hecho de que El Sol es menos transparente que La Luna, lo que puede traducirse en una menor absorción de calor en la superficie (Alcocer et al., 2020).

La cantidad de radiación solar y magnitud del viento fue mínima a finales de agosto. Bajo estas condiciones, y debido al enfriamiento de las capas de agua superficiales (aproximadamente 3°C en 2.6 días), se presentó una fuerte mezcla vertical (Figura 26a, b) dando lugar a un descenso muy particular en el perfil de temperatura lo que es consistente con lo concluido por Alcocer et al. (2020).

Los espectros de la temperatura (Figura 26c, d) están dominados por picos correspondientes a los periodos diurnos y semidiurnos, aunque también es notable la presencia de un pico de alta densidad espectral con periodo de 30 días. Este último corresponde a las fluctuaciones de temperatura causadas por cambios en la radiación solar y las variaciones del viento sobre el cráter del volcán. En el espectro de temperatura en el lago El Sol las series de las 5 profundidades se encuentran unidas, lo que se traduce como estratificación y refleja el curso temporal de las series de temperatura presentadas en la Figura 26a.

En los espectros del Lago La Luna (Figura 26d), tales características no son visibles, aparentemente debido a la alta transparencia del lago, que se mezcla de manera más continua (Alcocer et al., 2020). Tanto para el espectro del lago El Sol, como para el espectro del lago

La Luna se pueden ver picos de menor densidad espectral (correspondientes a periodos de 10 y 15 días), probablemente atribuibles a eventos de variabilidad sinóptica.

Además de lo anterior, se observa además la prevaencia de dos picos de alta densidad espectral en las capas de agua cercanas a la superficie, los cuales pertenecen a las frecuencias de 24 y 12 h. Estas oscilaciones son forzadas por el calentamiento durante el día y enfriamiento durante la noche. Las líneas inclinadas en la Figura 26a muestran la dependencia del decaimiento de la energía de las oscilaciones de temperatura con el incremento de la frecuencia y los números en el rectángulo de leyenda indican el sensor en la cadena de medición.

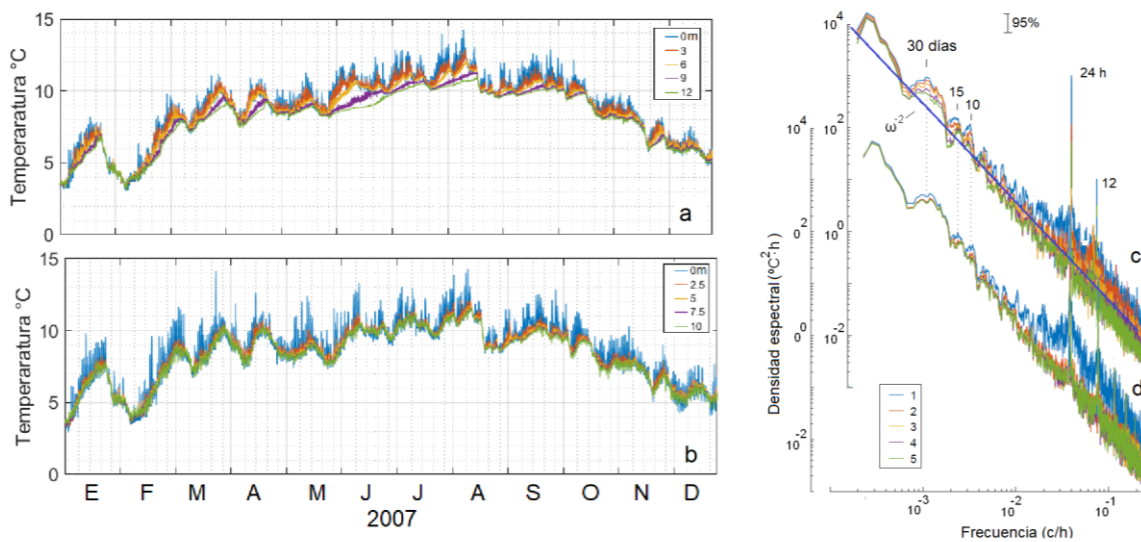


Figura 26. Variación temporal de la temperatura en los lagos (a) El Sol y (b) La Luna. Espectro de la temperatura en (a) lago El Sol y (b) lago La Luna.

5.1.3.2 Coherencia y tasa de penetración de temperatura en la columna de agua

La Figura 27a permite notar que, para cada par de sensores en ambos lagos, la coherencia es mayor en el lago La Luna que en el lago El Sol (Figura 27a). El intervalo de 95% de confianza para la coherencia se calculó con un autoespectro y espectro cruzado suavizado a partir de 7 frecuencias independientes (Emery y Thomson, 1997) y tiene un valor de 0.39, decir, todos los valores a la derecha de la línea punteada en la Figura 27a pertenecen a este intervalo.

La tasa de penetración de la señal diurna de temperatura de las capas superficiales a las capas profundas se calculó por medio de la diferencia de fase (Figura 27b). También es claro que señal de temperatura es más rápida en el lago La Luna (pasa desde la superficie hasta el fondo en 40 minutos) que la señal de temperatura en el lago El Sol (pasa desde la superficie hasta el fondo en 9.3 h). El comportamiento tanto de la coherencia como de la diferencia de fase puede atribuirse a que la Luna es más transparente que El Sol y absorbe calor más rápidamente (Alcocer et al., 2020), sumado a la condición de que los sensores se encontraban a una distancia vertical menor.

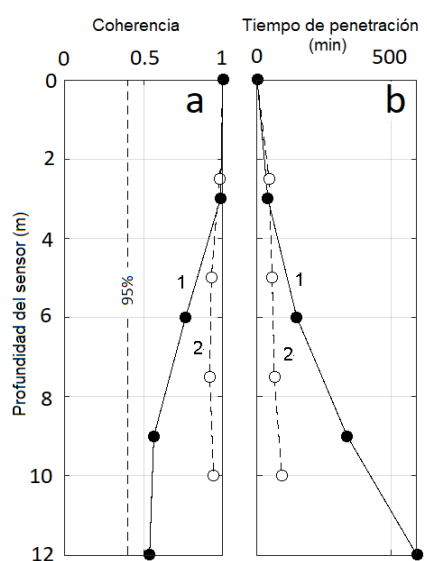


Figura 27. Coherencia y tiempo de penetración (en profundidad) de la temperatura en los lagos (1) El Sol y (2) La Luna.

5.1.3.3 Variabilidad interanual de la temperatura del agua

La Figura 28 muestra la distribución promedio dos-dimensional de la temperatura en los lagos El Sol y La Luna (cambio en profundidad y durante el día). En la imagen se presenta la variación diurna en cada mes del año. Ambos lagos se estratifican y mezclan con alta frecuencia (La Luna diariamente) durante todo el año. El mes más cálido para ambos lagos es agosto, mientras que el mes más frío es febrero. Para la serie de tiempo registrada en este año, la temperatura máxima en lago El Sol fue en la capa superficial, con un valor de 14.3°C y el mínimo de 3.1 °C en la capa de fondo. El máximo valor de temperatura en el lago La

Luna fue de 14.3°C y el mínimo 3.4°C en el fondo (0.3°C mayor que el mínimo en el lago El Sol). No obstante, el promedio anual de temperatura en toda la columna de agua en El Sol (8.7°C) fue 0.4°C mayor que en el promedio en toda la columna de agua para La Luna (8.3°C).

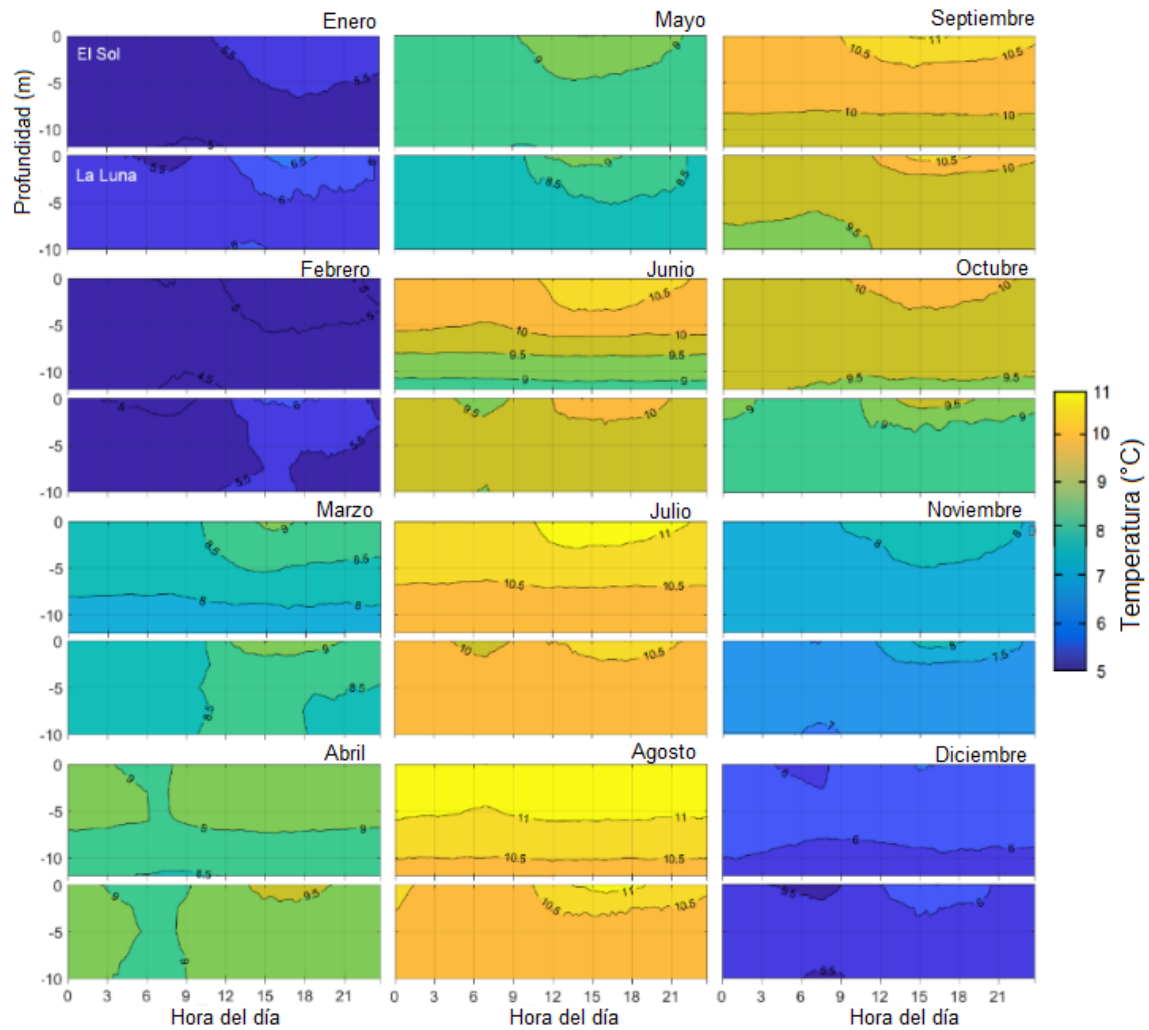


Figura 28. Promedio horario de la temperatura en los lagos El Sol (recuadro superior) y La Luna (recuadro inferior) para cada mes del año 2007.

5.2. Resultados del Bloque B) Año 2010

A continuación, se presenta el análisis de datos recolectados del 27 de septiembre a 28 de octubre. Las mediciones y su tratamiento revelan complejos forzamientos atmosféricos acoplados a pequeñas escalas espaciotemporales. Analizar la hidrodinámica de estos lagos desde el enfoque físico, es pues, esencial para comprender el efecto la productividad, además de los impactos a los que podrían ser sometidos si existiera alguna alteración climática.

5.2.1 Fluctuaciones del nivel de superficie libre

El nivel de superficie libre en los lagos El Sol y La Luna presenta variaciones anuales e interanuales principalmente debido a un equilibrio de precipitación y evaporación.

5.2.1.1 Batimetría

Se generó un mapa batimétrico con resolución espacial de 10 m (Figura 29a y Tabla 12). A partir de esta carta batimétrica se calculó el volumen para ambos lagos (Figura 29b). Los cálculos del volumen se realizaron a partir de la una matriz batimétrica con resolución espacial de 10 x 10 metros horizontalmente y 0.25 m verticalmente.

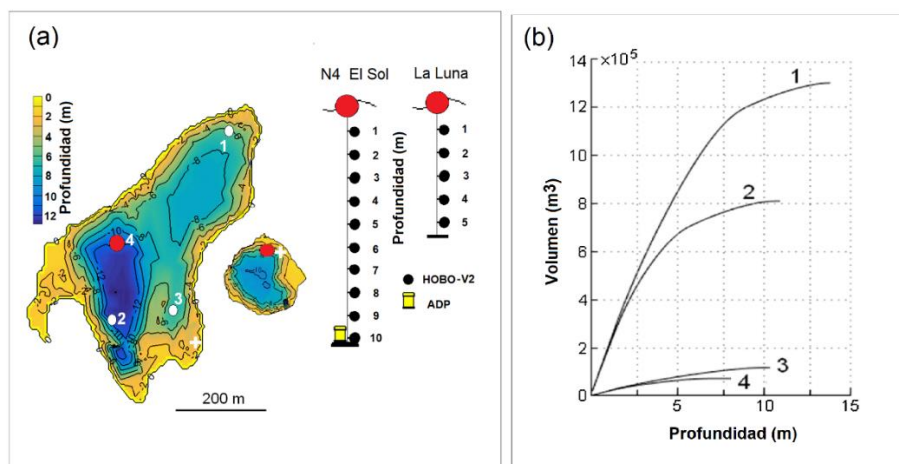


Figura 29. (a) Mapas de batimetría tomados el 27 de septiembre de 2010. Los círculos blancos y rojos indican la posición de las boyas, así como del ADP. Las cruces blancas indican la posición de los sensores de nivel SBE-26. (b) Profundidad versus volumen para El Sol (1, 2) y La Luna (3, 4) en los meses de octubre de 2010 (1, 3) y mayo de 2017 (2, 4).

Tabla 12. Parámetros hidrológicos obtenidos en octubre de 2010 y mayo de 2017.

| | Lago El Sol | | Lago La Luna | |
|-------------------------|--|--|--|--|
| | Octubre 2010 (al final de la temporada de lluvia) | Mayo 2017 (al final de la temporada seca) | Octubre 2010 (al final de la temporada de lluvia) | Mayo 2017 (al final de la temporada seca) |
| Área | $2.020 \times 10^5 \text{ m}^2$ | $2.003 \times 10^5 \text{ m}^2$ | $0.203 \times 10^5 \text{ m}^2$ | $0.202 \times 10^5 \text{ m}^2$ |
| Profundidad máxima | 13.8 m | 10.9 m | 10.2 m | 7.6 m |
| Profundidad promedio | 6.4 m | 4.0 m | 5.7 m | 3.5 m |
| Volumen | $13.022 \times 10^5 \text{ m}^3$ | $8.102 \times 10^5 \text{ m}^3$ | $1.172 \times 10^5 \text{ m}^3$ | $0.725 \times 10^5 \text{ m}^3$ |

La nueva batimetría generada revela algunas diferencias a la reportada por Alcocer (2009), en donde las profundidades máximas para los lagos El Sol y La Luna son de 15 m y 10 m, respectivamente. Igualmente sucede con los valores de las profundidades promedio, que son de 6 m (para el lago El Sol) y 5m (para el lago La Luna). De manera general la nueva batimetría indica valores de entre 1- 2m menos para el lago El Sol y 1m para el lago La Luna. Por esta razón los datos de volumen también difieren a los obtenidos en Alcocer (2009), en donde se indica $14.360 \times 10^5 \text{ m}^3$ para El Sol y $1.598 \times 10^5 \text{ m}^3$ para La Luna.

5.2.2 Datos meteorológicos

El análisis de las series temporales para la temperatura del aire y magnitud del viento muestra una variación diurna bien definida (Figura 30a, c). La temperatura máxima para el periodo de medición fue de 9.4°C , aunque durante las horas de la noche decae a valores menores de 0°C . La temperatura mínima registrada por la estación meteorológica fue de -4.8°C el 10 de octubre de 2010. La magnitud del viento alcanza valores de hasta 5-6 m/s al medio día y toma valores de absoluta calma durante la noche (Figura 30b, d).

Para visualizar la dirección del viento se usó una serie de vientos, un diagrama polar que permite analizar la dirección ($^\circ$), adicionalmente de la magnitud de la velocidad (m/s). La Figura 30e muestra una rosa dividida en 16 sectores, cada uno de 22.5° , en donde se

puede notar un comportamiento bimodal con dirección predominante proveniente de sureste (hacia el noroeste), representando un 30 por ciento de los registros totales.

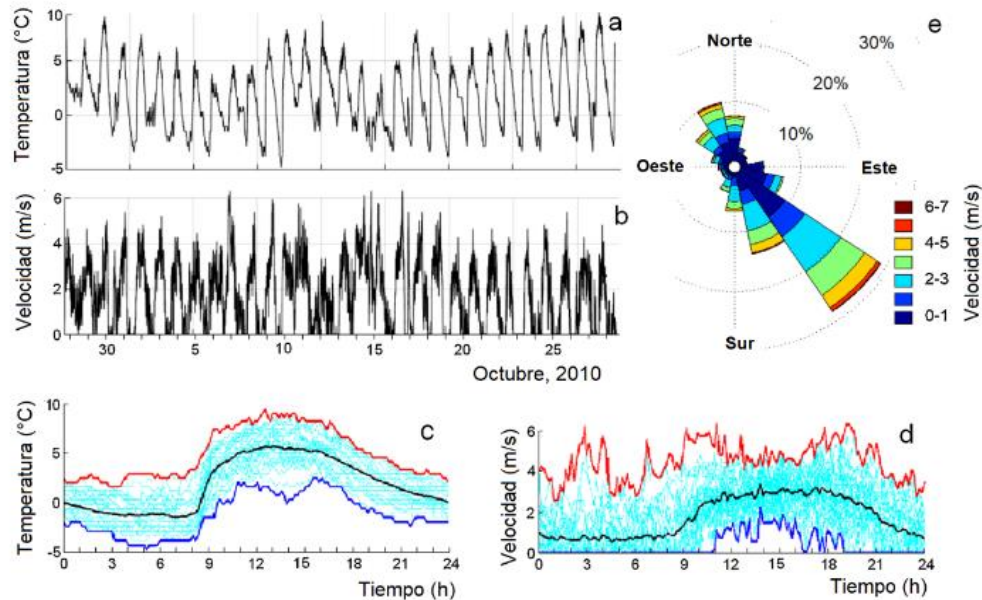


Figura 30. Promedio horario de la temperatura del aire (a) y magnitud del viento (b). Patrones diarios de temperatura (c) y magnitud del viento (d). En (c) y (d) las líneas rojas indican los valores máximos, las líneas azules los valores mínimos y las líneas negras los valores promedio. Rosa de vientos de la dirección del viento (e).

El rango del promedio diario de temperatura ambiental y magnitud del viento muestra una clara y bien definida variación que es consecuencia de los otros parámetros atmosféricos (por ejemplo, la radiación solar), como ha sido bien expresado en otros trabajos que analizan la respuesta de cuerpos lacustres a forzamientos atmosféricos (Marchetto et al., 2004; Catalan et al., 2006; Alcocer et al., 2020). Los valores de dirección del viento suelen ser muy variables en regiones montañosa dada la complejidad de la orografía y la meteorología propia de la zona (Chow et al., 2013).

Los valores de viento medidos en este periodo de tiempo alcanzan los valores máximos al medio día y decrecen durante la noche; el rango de variación se encuentra de acuerdo con las velocidades en áreas de montaña en zonas tropicales (donde se han

reportados valores de 0-9 m/s) y en otras latitudes (0-7.5 m/s) (Mez et al., 1998; Michelutti et al., 2016).

5.2.3 Fluctuaciones de temperatura en la boya N4 El Sol y boya La Luna

Las series de tiempo de temperatura registradas por los sensores de las boyas hidrográficas muestran una clara variación diurna en respuesta de los forzamientos atmosféricos. Se tomaron los datos de la boya 4 en el lago El Sol (por ser la de mayor profundidad) para compararse con los datos registrados en la boya ubicada en el lago La Luna. Para ambos lagos la temperatura en la superficie alcanza los 13°C (Figura 31), formando una capa relativamente cálida los primeros 4 m (Figura 32a).

Se observó que, durante todo el periodo de medición correspondiente a este bloque, las temperaturas ambientales durante la noche se encuentran por debajo de 0°C (Figura 30a), lo que causa una fuerte mezcla vertical en los lagos en donde la estratificación prácticamente desaparece.

El gradiente vertical de temperatura entre la superficie y las capas de fondo alcanza los 0.15°C/m durante el día, mientras que durante la noche decrece a 0.01°C/m.

El promedio de la temperatura superficial en el lago El Sol es aproximadamente 0.45°C mayor que el promedio de la capa superficial el lago La luna, mientras que en la capa de fondo es 0.9°C mayor (Figura 32a). El rango de variaciones de temperatura diarias en la capa superficial del lago El Sol es aproximadamente 4°C, mientras que en el lago La Luna es de 3°C.

El contraste en el comportamiento térmico de los lagos está asociada al efecto desigual del esfuerzo de viento en cada uno de ellos y la diferencia en la transparencia de su columna de agua.

En cuanto a los espectros de las series de temperatura, se observa que, para ambos lagos, los picos con mayor densidad espectral son los de frecuencia diurna y semidiurna para las capas superficiales. Estas fluctuaciones son forzadas por el calentamiento que se da en el día y el enfriamiento durante la noche. Los picos de mayor densidad espectral se debilitan y ya no son tan notorios en las capas más profundas, además de verse afectados con una disminución de la energía al incrementarse la frecuencia (Figura 31c). Las líneas inclinadas

en la Figura 31c muestran la dependencia de la disminución de la energía de las fluctuaciones de temperatura con el aumento de la frecuencia.

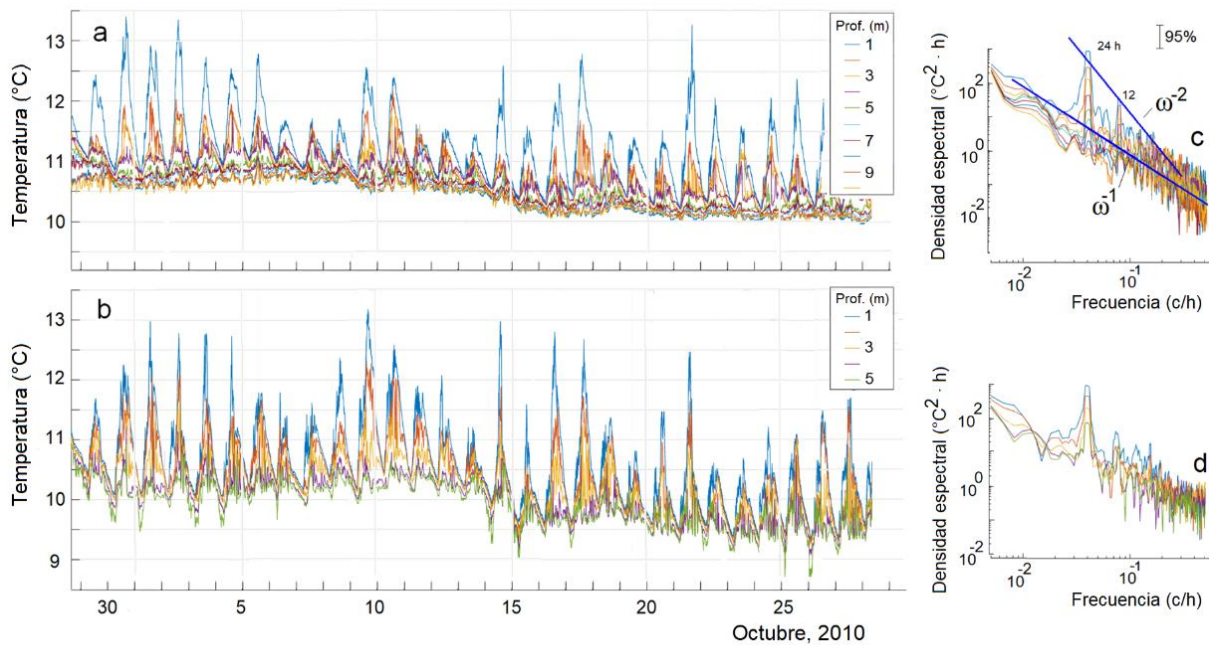


Figura 31. Temperatura en la boya ubicada en El Sol (a) y en La Luna (b). Espectros de las fluctuaciones de temperatura en El Sol (c) y en La Luna (d).

También se analizó la dependencia de la estructura vertical de las variaciones diarias de temperatura con la profundidad, utilizando un análisis espectral cruzado de las series medidas en las diferentes boyas y calculando la coherencia entre la superficie y el nivel de profundidad próximo (Figura 32c).

La coherencia entre las fluctuaciones diurnas en la capa superficial de agua y las capas más profundas disminuye suavemente, pero sigue siendo significativa (>95% del intervalo de confianza) hasta una profundidad de 9 m en El Sol y 7 m en la luna. Las variaciones diarias de temperatura, así como las variaciones de alta frecuencia no penetran hasta el fondo en ninguno de los dos lagos.

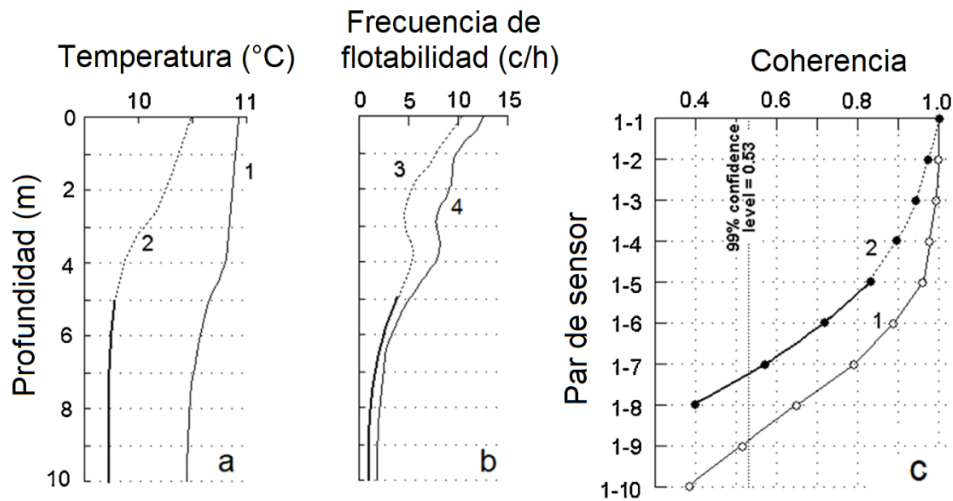


Figura 32. (a) Perfiles verticales promedio del periodo de muestreo para El Sol (1) y La Luna (2). Perfiles verticales de la frecuencia de flotabilidad para El Sol (4) y La Luna (5). (c) Coherencia entre los diferentes pares de sensores para la variabilidad de la temperatura diaria del lago El Sol (1) y La Luna (2). Las líneas gruesas en a, b y c indican los perfiles obtenidos de mediciones en la boya ubicada en el lago La Luna en octubre 2010.

Como se observó, a pesar de ser morfométricamente pequeños y ubicados a una distancia de 200 m entre sí, los lagos El Sol y La Luna exhiben diferencias de temperatura de superficie y profundidad.

Las características térmicas de los lagos presentan variaciones asociados a los gradientes altitudinales (Catalan et al., 2006), y aun cuando tienen similitudes en los patrones de estratificación y mezcla, cada uno refleja la influencia de cambios meteorológicos a corto plazo, especialmente el viento, la radiación solar y la temperatura ambiental (Michelutti et al., 2016).

5.2.3.1 Ondas internas en los lagos.

Las ondas internas se presentan comúnmente en los lagos estratificados. Ondas de este tipo han sido observadas en lagos volcánicos mexicanos como Santa María del Oro (Serrano, et al., 2002) y Alchichica (Filonov et al., 2015; Filonov y Alcocer, 2002).

Los parámetros para las ondas internas lineales diurnas se calcularon mediante las fórmulas descritas en la sección 4.2.1.

Los perfiles promedio de la temperatura y de frecuencia de flotabilidad para los lagos El Sol y La Luna muestran que durante el día los lagos se encuentran estratificados desde la superficie hasta el fondo (casi $0.1^{\circ}\text{C}/\text{m}$), además, el perfil $N(z)$ crea un canal en la columna de agua desde la capa superficial hasta una profundidad de 4m, a lo largo de la cual es posible la propagación de las fluctuaciones de capas de agua con una frecuencia máxima de hasta 10 ciclos por hora (6 minutos) (Figura 32a,b).

Las oscilaciones de temperatura en las capas de agua superficiales para ambos lagos se encuentran en fase, por lo tanto, para su análisis, las series temporales de 1 a 5 m se promediaron en profundidad y se presentan en la Figura 33a. Las líneas color gris indican el promedio de temperatura en el periodo de muestreo. Conjuntamente se graficaron las fluctuaciones de temperatura después de filtrar las bajas frecuencias (con una ventana de 4h en La Luna; ver Figura 33b) y se calculó el espectro de frecuencias de un periodo de 4 días de la serie de temperatura del lago La Luna (Figura 33c).

Se nota que las fluctuaciones de temperatura diurnas y aquellas de corto periodo ocurren de manera más intensa en el lago La Luna que en el lago El Sol (Figura 33a, c). El espectro de frecuencia asociado a la Figura 33b muestra un periodo dominante de 1.7 h (frecuencia= 0.588 c/h).

Dado que las capas de agua estaban en fase, los parámetros teóricos se calcularon sólo para el primer modo baroclínico. Para una profundidad de 10m y una latitud de 19.13°N , la longitud de onda es de 187m con velocidad de fase de 3 cm/s. Esto resulta bien correlacionado con el tamaño real del lago, que tiene una forma cilíndrica con un diámetro de 200m.

Las ondas internas en el lago mostraron velocidades de propagación horizontal muy pequeñas, sin embargo, por su inercia pueden transportar diversas sustancias químicas y biológicas desde la superficie hasta las capas más profundas (Shimizu et al, 2007; Filonov et al., 2015; Valerio et al., 2019).

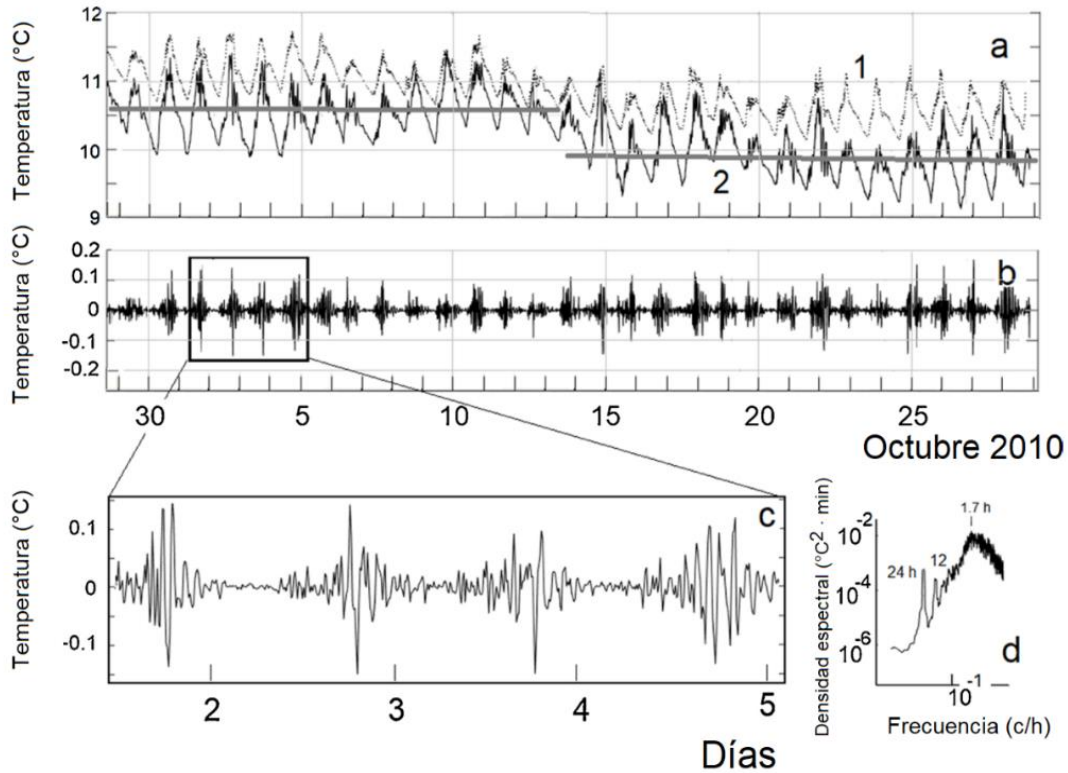


Figura 33. (a) Promedio vertical de la temperatura en la capa superficial (1-5m) en El Sol (1) y La Luna (2). (b) Fluctuaciones de temperatura de la serie filtrada 4h en el lago La Luna. (c) Segmento con acercamiento de 4 días de las mediciones en (b). (d) Espectro de las oscilaciones de (c).

5.2.4 Variabilidad espacial de la temperatura en el lago El Sol

Los datos obtenidos a partir de las cuatro boyas hidrográficas (boya 1, 2, 3 y 4) localizadas en forma de cruz en el lago El Sol permitieron realizar un análisis espacio temporal de la variabilidad de la temperatura (Figura 34).

La mayor variabilidad fue observada en las boyas 1 y 2, localizadas en los extremos opuestos (a lo largo de su diagonal principal), en tanto que la menor variabilidad se encontró en la parte oeste del lago, en la boya 4, en donde la diferencia de temperatura superficial llegó a ser 2°C mayor que en la temperatura superficial de las otras tres boyas (Figura 34a, b).

Las mayores amplitudes de estas oscilaciones se detectaron en la boya 2 y las menores en la boya 4. Los valores de coherencia entre las cuatro boyas fueron altos, de 0.977 a 0.998. (El 95% = 0.68). La diferencia de fase para la temperatura (en el periodo diurno) entre las

boyas 1-2 y 3-4 fue de 64 y 20 minutos, respectivamente. En este caso las oscilaciones de la boya 2 se presentaron antes que en la boya 1, y las oscilaciones en la boya 4 se presentaron después que en la boya 3.

La naturaleza de la variabilidad espaciotemporal de la temperatura en el Lago El Sol se vuelve más clara después de considerar la variabilidad de las corrientes medidas por el ADP ubicado en el fondo de la boya 4.

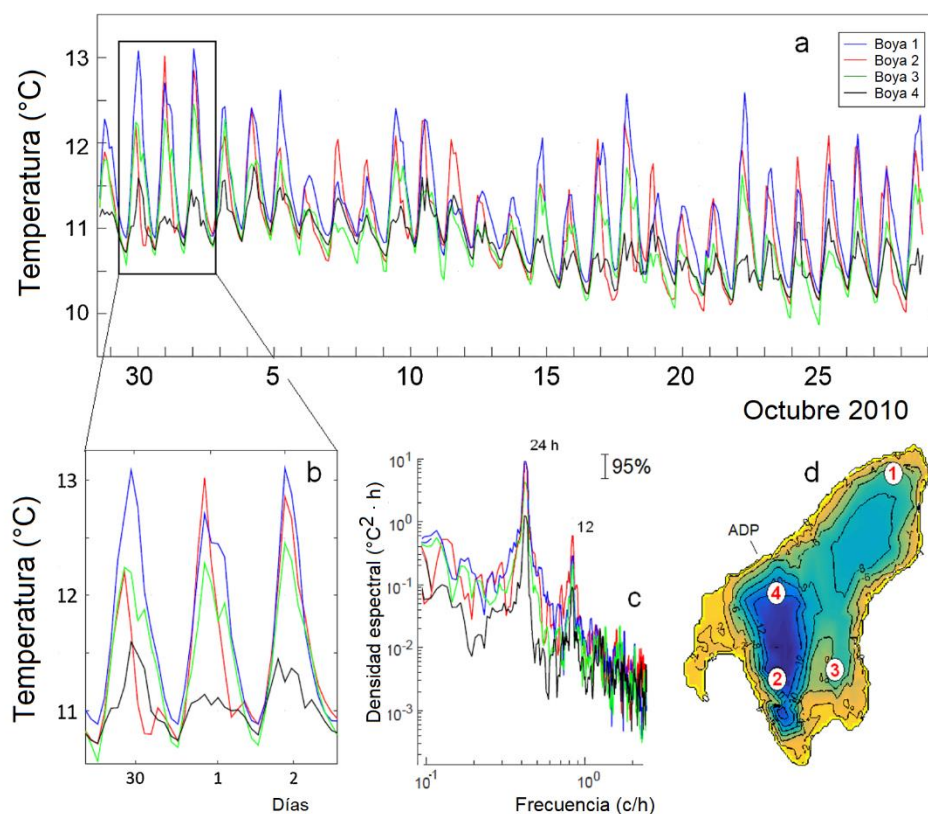


Figura 34. (a) Fluctuaciones simultáneas de la temperatura superficial (1 m) de las 4 boyas en El Sol y (c) su espectro de frecuencia correspondiente. (b) Intervalo de 3 días de la serie total. (d) Ubicación de las boyas en el lago El Sol

5.2.5 Corrientes en el lago El Sol

Se cuenta con una serie mensual de corriente en el lago El Sol, lo que permite realizar una primera aproximación a la circulación de las capas de agua.

La Figura 35 muestra el comportamiento vertical y la variación temporal de las componentes u y v de la corriente en la parte más profunda del lago El Sol. El efecto del viento sólo alcanza a hacer efecto por encima de los 2 m. Las corrientes medidas son débiles y no exceden los valores de 3-5 cm/s; además, no mostraron una marcada periodicidad diaria asociada a las fluctuaciones de temperatura en las capas superficiales del lago.

Los histogramas muestran que el vector de corrientes presenta dos direcciones preferenciales: la primera al sursuroeste, y la segunda al sureste. Cabe señalar que las fluctuaciones a lo largo del eje principal del lago (aproximadamente a lo largo de la línea de ubicación de las boyas 1 y 2) mostraron valores del doble de frecuencia y con una intensidad mayor que en la dirección transversal (línea entre las boyas 3 y 4).

Al igual que la temperatura, la hidrodinámica de los lagos es el resultado de las características meteorológicas de la zona y la morfología de la cuenca del lago (Bloesch, 1995).

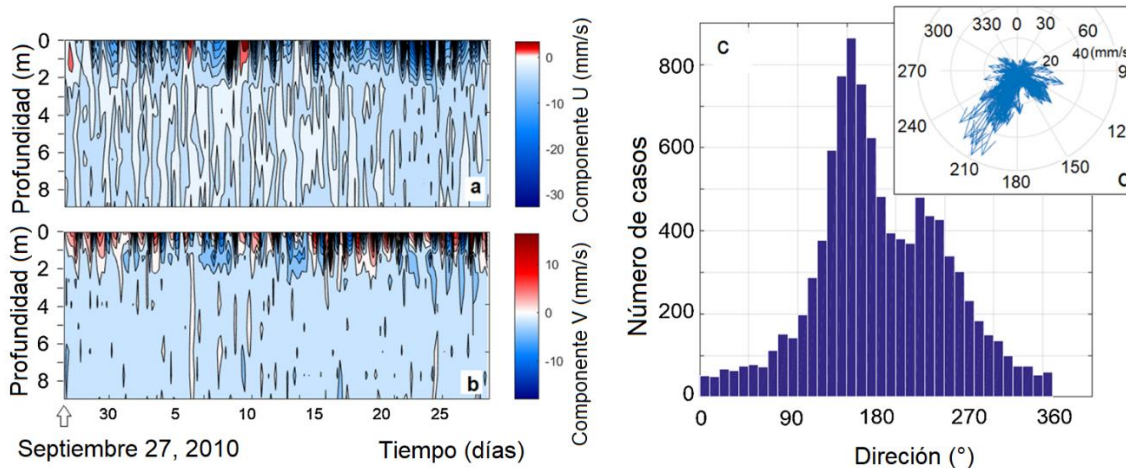


Figura 35. Componente (a) zonal y (b) meridional de la corriente medida por el ADP en la boya 4 ubicada en El Sol. (c) Histograma de la dirección de las corrientes en la capa de 1m y (d) histograma vectorial para la capa de 1m.

5.2.6 Seiches superficiales en El Sol y La Luna

La Figura 36 muestra los espectros de las fluctuaciones de alta frecuencia en el nivel de la superficie libre para El Sol (1) y La Luna (2). La discretización temporal de las mediciones fue de 1s. Para evitar errores por el ruido aleatorio, los espectros se obtuvieron suavizando los periodogramas correspondientes a 5 frecuencias.

Los espectros muestran que en el lago El Sol hay dos oscilaciones de seiches de 167 y 81 segundos con amplitudes de aproximadamente 2 y 1.5 mm, respectivamente. La primera de ellas fue una oscilación a lo largo del eje principal del lago, y la segunda, una oscilación perpendicular a este eje. En el lago La Luna sólo se observó la presencia de una seiche con un periodo de oscilación de 53 segundos y una amplitud de 3 mm.

Los resultados muestran que las oscilaciones de las seiches son muy débiles. Esto probablemente es consecuencia de la morfología de los lagos (pequeños y someros), así como de la protección de la acción del viento por parte de las paredes que rodean el cráter.

Sin embargo, se ha reportado la presencia de seiches con periodos de varias horas y amplitudes de hasta 10-15 cm en otros lagos mexicanos someros (aunque más largos), como el lago de Chapala (Filonov, 2002). En cambio, para lagos más profundos como Santa María del Oro y Alchichica, se reportó la presencia de seiches con amplitudes más bajas (4-7 mm), con periodos entre 2 y 3 minutos.

La presencia de ondas internas es un fenómeno ampliamente reportado en lagos de poca profundidad (Gloor et al., 1994; Filonov y Lavin, 2003; De Souza Cardoso y Da Motta Marques, 2009), aunque las frecuencias características de estas ondas son variables dependiendo de la geometría de la cuenca del lago (Lemmin y Mortimer, 1986; Gloor et al., 1994; Rueda y Schladow, 2002).

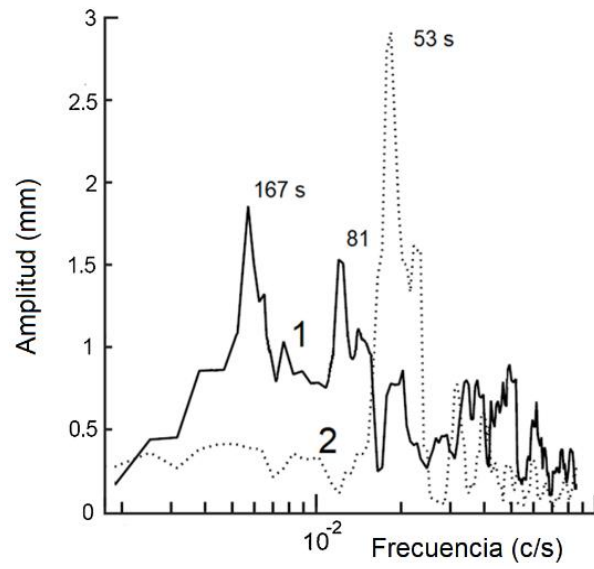


Figura 36. Espectros de las altas frecuencias en el nivel del lago El Sol (1) y La Luna (2) medidos por los sensores SBE-26.

5.3 Resultados del Bloque C) Años 2017-2019

A continuación, se presentan los resultados de un análisis de mediciones que buscan revelar cómo la variabilidad climática prevaleciente en el área del Nevado de Toluca afecta el comportamiento hidrofísico de los lagos, incluidos los cambios temporales en la estructura térmica y las fluctuaciones del balance hídrico.

5.3.1 Estación NEVADO DE TOLUCA (ESMN) (años 2017-2019)

Para analizar el régimen meteorológico durante el período 2017-2019 se utilizaron las series temporales de radiación solar, temperatura del aire y precipitación medidas en la estación ESMN para el periodo 2017-2019 (Figura 37a, c).

La radiación solar en la parte externa del volcán alcanza un valor máximo de 1000 W/m² alrededor de las 15 horas, mientras que de las 18 h a las 9 h los valores son cero (Figura 37a). El suministro de energía solar a los lagos es máximo en marzo-mayo y mínimo de junio a agosto. Las variaciones interanuales en la temperatura del aire en el área del volcán dependen principalmente de la radiación solar y son consistentes con la variabilidad de este parámetro. La temperatura tiene sus valores máximos en abril-mayo durante las 14 h y 15 h, mientras que las temperaturas mínimas se presentan en la temporada de lluvias y los meses de invierno.

Debido a la orografía de la zona, los lagos en el interior del cráter tienen un área de escorrentía muy pequeña. Según las observaciones en la estación ESMN se produce un promedio de 1,2771 m³ de precipitación/año y de 0,9708 m³ de evaporación/año.

El análisis para los años 2017-2019 de las variables meteorológicas, tales como radiación solar y temperatura en el exterior del volcán son similares a los valores reportados para los años 2000-2007 por Soto et al. (2020). Así mismo, la precipitación anual que se reportan en este estudio para la zona que rodea el volcán Nevado de Toluca (11622mm, 1359mm y 1198mm) se encuentran dentro del rango de los valores normales de precipitación que se mencionan en Soto et al. (2020) para la misma zona de estudio.

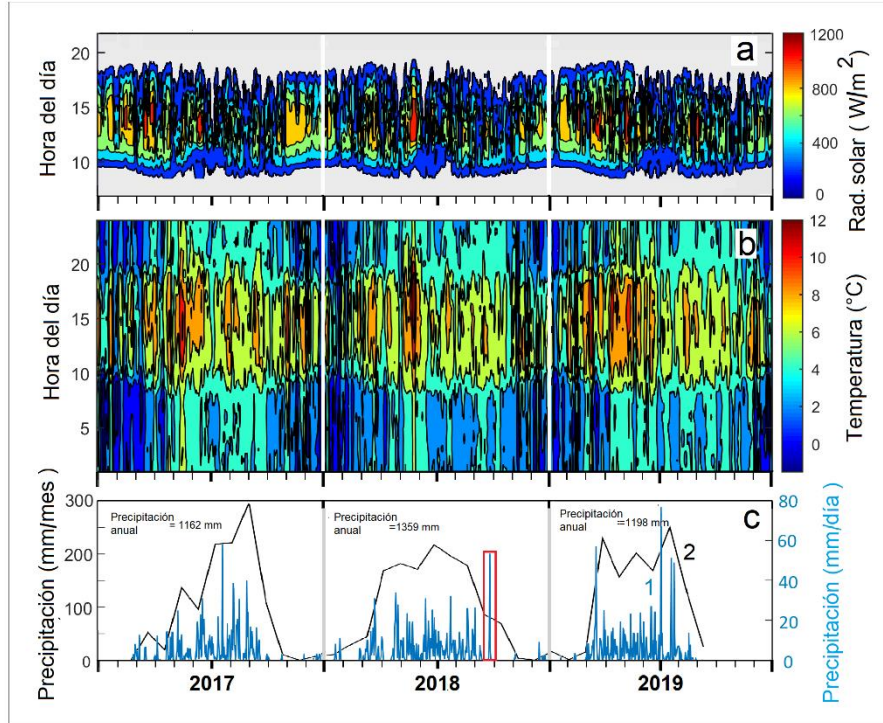


Figura 37. Variabilidad horaria de (a) la radiación solar, (b) la temperatura del aire y (c) la precipitación medida durante 2017-2019 en la estación SMN. La figura (c) muestra la cantidad de precipitación anual, (1) diaria total y (2). mensual promedio.

5.3.3 Temperatura en las Boya 1 (El Sol) y Boya L1 (La Luna) (2017-2019)

En la Figura 38 se observan las series de temperatura más largas medidas en los lagos (a) El Sol y (b) La Luna, registradas de mayo de 2017 a agosto de 2019.

Tanto en el panel *a* como en el panel *b* se puede observar el calentamiento correspondiente a los meses más cálidos (marzo a octubre) y un enfriamiento de octubre a mayo. Además, es notoria una oscilación diurna de temperatura. En ambos lagos el rango de variación general se encuentra entre 5 y 14 $^{\circ}C$, con valores entre 10 y 14 $^{\circ}C$ de marzo a octubre y de 6 a 8 $^{\circ}C$ en los meses de noviembre a marzo. Se observa la presencia de estratificación en el periodo de marzo a octubre, con eventos de mezcla en los meses de noviembre, diciembre, enero y febrero.

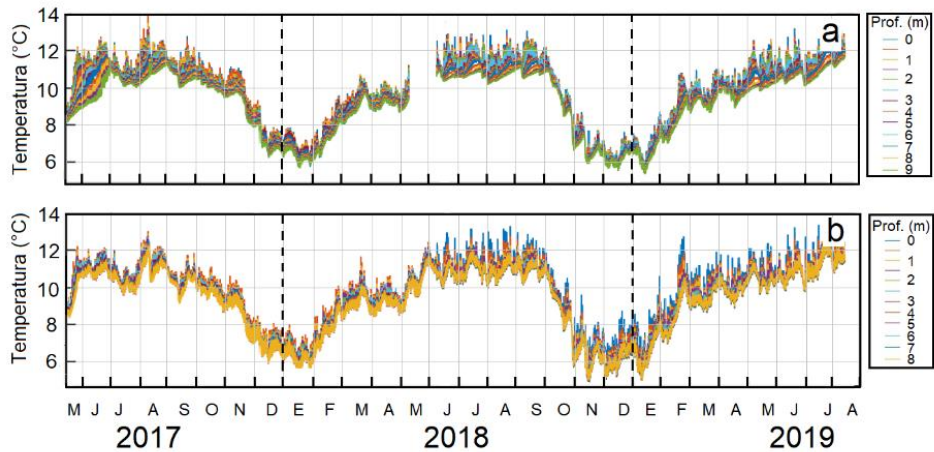


Figura 38. Temperatura en las boyas principales en (a) lago El Sol y (b) lago La Luna.

5.3.4 Temperatura en las boyas alrededor de la Boya 1 (El Sol)

En la Figura 39 se presenta la serie de temperatura de la Boya 2-5, comenzando el 05 de mayo de 2017 hasta el 20 de mayo de 2018.

Para la Boya 2 se presenta la serie de temperatura a 0 m de profundidad. Los datos muestran un calentamiento diurno cada uno de los días de medición. Se comienza a notar un enfriamiento a partir de noviembre de 2017 y se mantiene hasta marzo del año siguiente. Durante los días más fríos, la temperatura alcanza valores cercanos a 4 °C.

La serie de la Boya 3 corresponde a la temperatura en 0 m de profundidad. Los datos muestran un calentamiento diurno cada uno de los días de medición. Los mayores valores de temperatura se presentan en el mes de agosto, tomando valores que rebasan los 14 °C. Se comienza a notar un enfriamiento a partir de noviembre de 2017 y se mantiene hasta marzo del año siguiente. Durante los días más fríos, los valores de temperatura alcanzan valores cercanos a 4 °C.

En las Boya 4 y 5 (con datos en 0 y 1 m de profundidad) se presenta un calentamiento diurno en cada uno de los horizontes de profundidad y en cada uno de los días de medición. Los mayores valores de temperatura se presentan en el mes de agosto, tomando valores cercanos a los 14 °C. Se comienza a notar un enfriamiento a partir de noviembre de 2017 y se mantiene hasta marzo del año siguiente. Durante los días más fríos, los valores de temperatura alcanzan valores cercanos a 4 °C. A partir de abril de 2018 se nota que ambos

horizontes tienen los mismos valores de temperatura, quizá asociados a mezcla de la capa superficial.

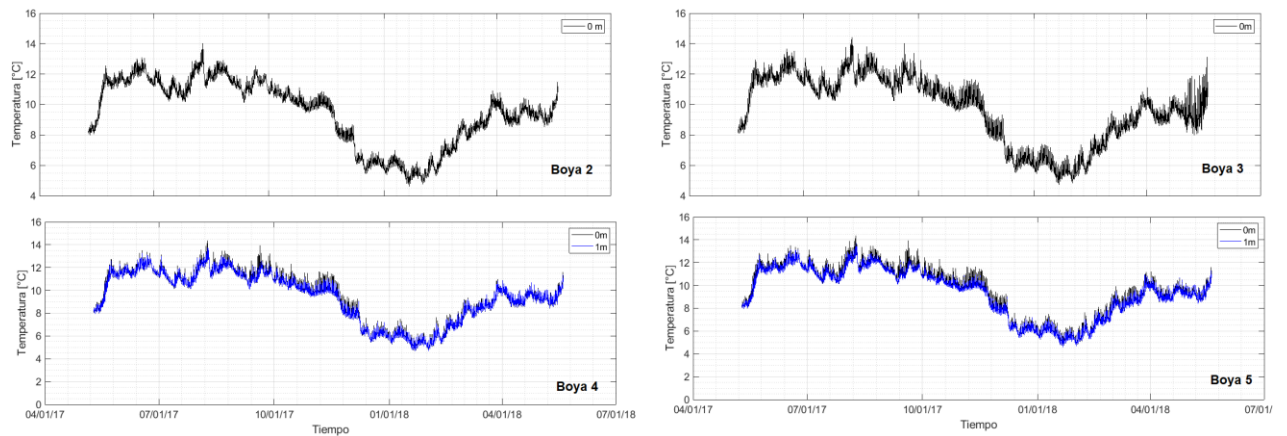


Figura 39. Temperatura en las Boyas 2, 3, 4 y 5.

La Figura 40 corresponde a la temperatura de las boyas B1_ad a B4_ad, comenzando el 11 de noviembre de 2017 hasta el 21 de mayo de 2018. Se presentan las series de temperatura a 0,1 y 2 m de profundidad para B1_ad y B4_d; series de temperatura a 0 y 2 m para B2_ad y series de temperatura a 0 y 1m para B3_ad.

Los datos muestran un comportamiento natural, es decir, valores más fríos de noviembre a marzo, seguido de un aumento de temperatura. Se presenta un enfriamiento y calentamiento diurno. La variación de temperatura durante este periodo de medición abarca un intervalo de 4 a 12°C aproximadamente.

B1_ad presentó, en el horizonte de 0m, un valor promedio de 7.69 °C, máximo de 14.05°C y mínimo de 3.27 °C; en la profundidad de 1m, promedio de 7.76 °C, máximo de 13.18°C y mínimo de 4.27 °C; en la profundidad de 2m los valores fueron, promedio de 7.69 °C, máximo de 12.31 °C y mínimo de 4.29 °C.

B2_ad registró, en el horizonte de 0m, un valor promedio de 7.38 °C, máximo de 13.64 °C y mínimo de 1.31 °C; en la profundidad de 2m, un promedio de 7.69 °C, máximo de 11.37 °C y mínimo de 4.66 °C.

B3_ad presentó, en el horizonte de 0m, promedio de 7.39°C, máximo de 15.41°C y mínimo de 2.63°C; en la profundidad de 1m, promedio de 7.76 °C, máximo de 12.02°C y

mínimo de 4.61 °C. B4_ad en el horizonte de 0m presentó una promedio de 7.51 °C, máximo de 14.45 °C y mínimo de 3.72 °C ; en la profundidad de 1m, promedio de 7.75 °C, máximo de 12.09°C y mínimo de 4.76°C; en la profundidad de 2m los valores fueron, promedio de 7.72 °C, máximo de 11.92 °C y mínimo de 4.68 °C.

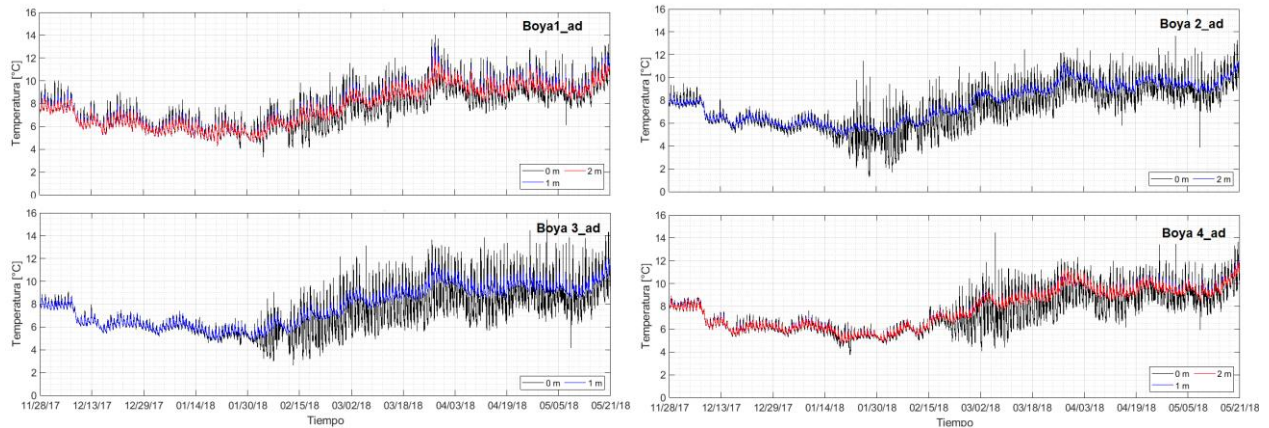


Figura 40. Temperatura en las Boyas ad_ 2, 3, 4 y 5.

5.3.5. Datos obtenidos del montaje de la estación meteorológica flotable EMF

Se realizó una comparación de la de temperatura del aire en la ladera occidental del cráter (T4 en la Figura 4a) y la de temperatura superficial en el lago El Sol (registrado por la EMF a 0.1 m sobre estación superficie del lago). La distancia lineal entre los termógrafos T4 y 0.1m de la EMF era de aproximadamente 200 m.

5.3.5.1 Relación entre las fluctuaciones de la temperatura del aire en la ladera interior del volcán (T4) y las fluctuaciones de temperatura en la superficie del lago El Sol

En la Figura 41a, y b se puede notar que los valores de temperatura tanto de la temperatura en la columna de agua, como de la temperatura en la ladera interior del volcán presentan una oscilación diurna y un descenso de los valores a partir del mes de octubre.

Por otro lado, se tomó la serie de temperatura más superficial en el lago El Sol para realizar un análisis por medio de un espectro cruzado. Los resultados indican que el espectro de las series de medición está dominado por oscilaciones diurnas y semidiurnas (Figura 41b).

El intervalo de confianza del 95% está indicado por una línea vertical en la figura correspondiente al espectro de potencia.

Se calculó de coherencia, resultando ser de 0.920, lo cual indica que las variaciones entre la temperatura ambiental y del lago se encuentran altamente relacionados.

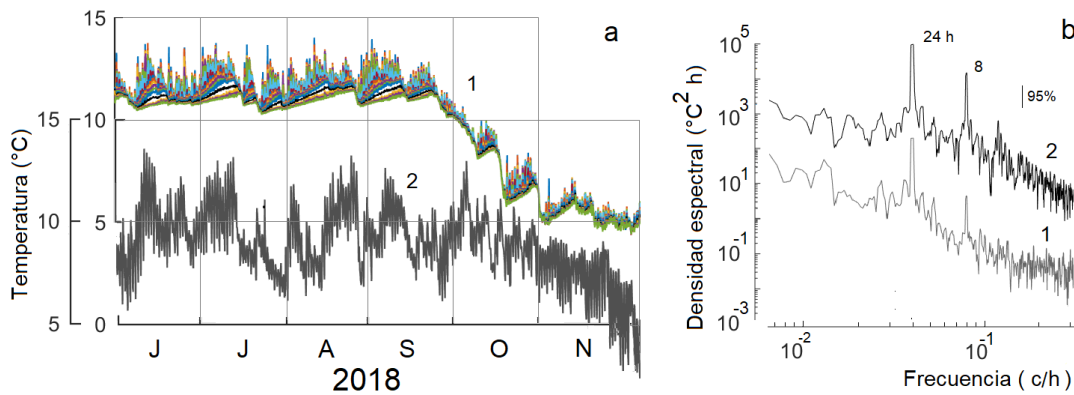


Figura 41. (a) (1) Temperatura del agua en el lago El Sol (registrada por la EMF) y (2) temperatura del aire en la ladera interna del cráter del volcán en junio-noviembre de 2018. (b) Espectros correspondientes a las series temporales (1 superficial) y (2).

5.3.5.2 Magnitud y dirección del viento

En la Figura 42 se presentan las gráficas bidimensionales (horas del día / días de mediciones) de la variabilidad horaria de (a) la magnitud y (b) la dirección del viento registrados por la estación EMF durante julio-octubre de 2018.

La magnitud del viento sobre la superficie del agua del lago fue máxima de las 11 a las 19 horas y no superó los 3 m/s. Durante estas horas el viento presenta una dirección casi estable de 210 °, es decir, soplando sobre el lago desde el norte hacia su lado sur. El resto del tiempo, la magnitud del viento fue generalmente inferior a 1 m/s y en ocasiones de calma total. La dirección diurna del viento tiene una estructura bimodal con una dirección de 90-

360 ° en las horas de la noche y durante las primeras horas de la mañana (aproximadamente hasta las 10 horas).

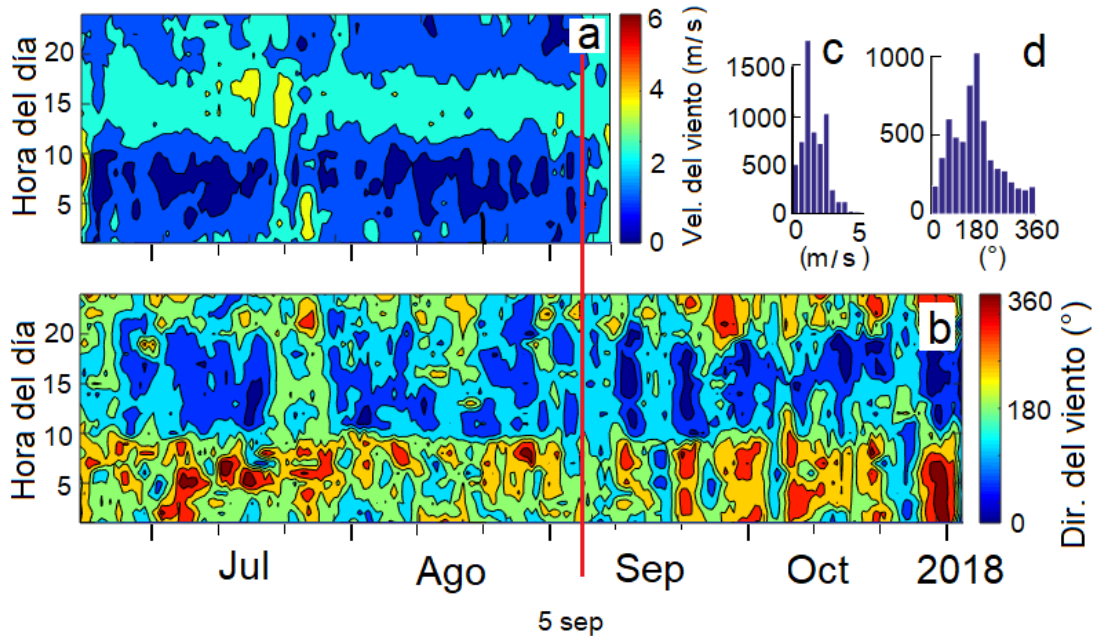


Figura 42. Variabilidad horaria de (a) la magnitud y (b) dirección del viento medida en una estación meteorológica flotante ubicada en el centro del lago El Sol. En la esquina superior derecha de la figura, se muestran los histogramas de la velocidad y dirección del viento medidas en junio-octubre de 2018 en la estación. La línea vertical roja muestra el día que se eligió para presentar los resultados de la modelación numérica de las fluctuaciones de las corrientes y el nivel del Lago El Sol (descritas en la sección 5.4).

La magnitud del viento resultó ser bastante menor que en el exterior del cráter debido a la presencia de las paredes del volcán que protegen en interior de los vientos sinópticos. Este proceso es bien descrito en trabajos, por ejemplo, de Bitan (1981), McGowan et al. (1995), Baron y Caine (2000), Kossmann et al. (2002) y Santo et al. (2017). Los valores registrados por la estación flotable rondan alrededor de los 3 m/s, valor que es un tanto menor que el valor promedio reportado en el estudio de Alcocer et al. (2020) (4.2 m/s). Esta desviación se debe probablemente a la diferencia en el periodo de medición y la ubicación de las estaciones meteorológicas.

5.3.5.3 Fluctuaciones en la temperatura del aire directamente sobre la columna de agua y en la capa superficial del lago El Sol

En la Figura 43a se observa que la temperatura presenta una oscilación diurna, lo cual es típico de en zonas tropicales (Michelutti et al., 2016; Labaj et al., 2018).

La temperatura del aire durante los meses de invierno a 2 m sobre la superficie del lago presentó una mayor amplitud (con un valor mayor de 5-7 °C) que la temperatura a 0.1m, la cual tiene un rango de oscilación muy pequeño alrededor de los 5°C.

Las temperaturas mínimas durante estos meses descienden a -2 y -3 °C en la altura de 2m sobre el lago (Figura 43a, línea roja). En los meses de octubre a marzo la temperatura del aire cerca de la superficie del agua (0.1 m sobre la superficie) fue casi constante y con valores aproximados a la temperatura superficial del lago. Durante los meses de invierno, la temperatura superficial del lago fue estable y cerca de 4 °C. Las variaciones estacionales en la temperatura superficial del lago y a 2 m por debajo de la superficie del lago se presentaron simultáneamente y no crearon gradientes verticales significativos (Figura 43b).

En la temperatura ambiental es notoria, además de una variación diaria, una variación estacional con mayor amplitud en los meses de Septiembre a Mayo (2m sobre la superficie del lago) y menores amplitudes a 0.1 m sobre la superficie del lago para estos mismos meses. Para ambas series la temperatura del aire los valores máximos y mínimos (-9°C, 22°C) se encuentran dentro del rango de temperaturas observadas en otras zonas de montaña (Livingstone et al., 1999; Labaj et al., 2018).

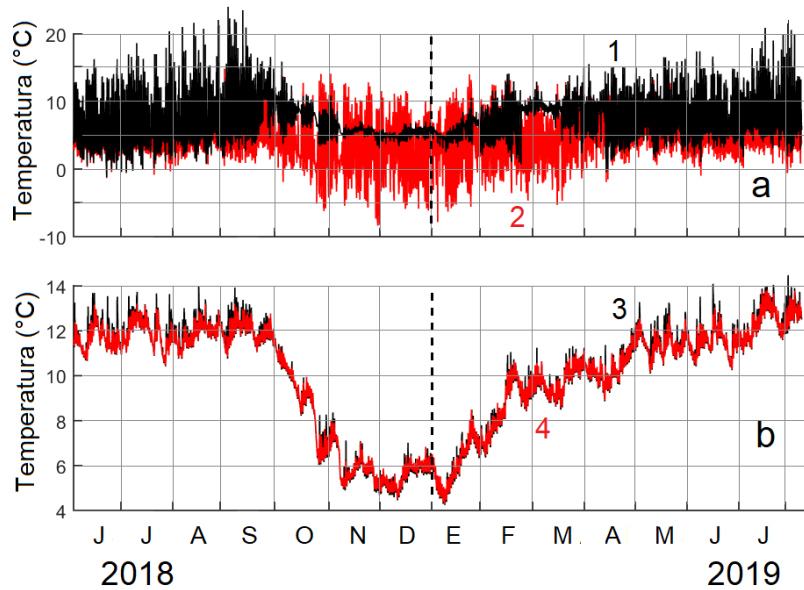


Figura 43. (a) Temperatura del aire (1) a una altura de 0.1 m por encima del nivel del lago (2) y a una altura de 2 m (2). (b) Temperatura del agua directamente en (3) la superficie del lago El Sol, y (4) a una profundidad de 2 m.

5.3.5.4 Variaciones del nivel de superficie libre del lago y procesos presentes en el fondo del lago

Se obtuvo una serie temporal de 13 meses del nivel de superficie libre y de la temperatura 15 cm por debajo del fondo, dentro de los sedimentos del lago El Sol. En la Figura 44 se observa que durante los meses de invierno la temperatura cerca del fondo del lago desciende a un mínimo de 4.7 °C. La variación diurna se observa bien definida en el fondo del lago, zona en la que tiene un rango mayor de noviembre a mayo (0.2-0.3 °C) que el resto del año (Figura 43a, b).

5.3.5.4.1 Variabilidad del nivel de superficie libre y estratificación en el Lago El Sol

La variación anual del nivel del lago El Sol no es muy grande y sólo es perturbada en algunas ocasiones debido a las precipitaciones. Dos de estos intervalos de tiempo se muestran encerrados en rectángulos en la Figura 44a.

La temperatura mínima en el fondo lago El Sol es de 4.8 °C a principios de enero de 2018. Seguido de esto, aumenta ligeramente hasta 5.7 °C y vuelve a descender en los primeros

días principios de febrero tomando valores de 4.5 °C. En verano, la temperatura en el fondo del lago toma valores cercanos los 10°C (Figura 44a).

5.3.5.4.2 Flujos de calor en el fondo del lago

En el período otoño-invierno el lago El Sol presenta una estratificación débil, seguido de un periodo de mezcla. Los sedimentos del lago acumulan calor en verano y lo liberan a la columna de agua en invierno.

Debido a ello se observa una variación anual en temperatura de la capa inferior de agua y la capa superior de sedimentos del fondo del lago. En verano y otoño, el flujo de calor se dirige desde el agua a los sedimentos del fondo; en invierno, por el contrario, el flujo de calor se dirige desde los sedimentos del fondo a las capas de agua (Figura 44b), con momentos de inversión del gradiente de temperatura. En la gráfica del flujo de calor calculado a través de la interfaz del sedimento y del fondo de la columna de agua los valores positivos son los flujos de calor de los sedimentos del fondo a las capas de agua.

Los cálculos indican que se presentan flujos de calor en el fondo del lago durante todo el periodo de mediciones. En primavera, verano y otoño, el flujo de calor de las capas inferiores de agua a los sedimentos del fondo fue menor que 0.1 W/m².

Por el contrario, en los meses de invierno, el flujo de calor se dirige desde los sedimentos del fondo hacia la columna de agua alcanzado valores de 0.3 W/m².

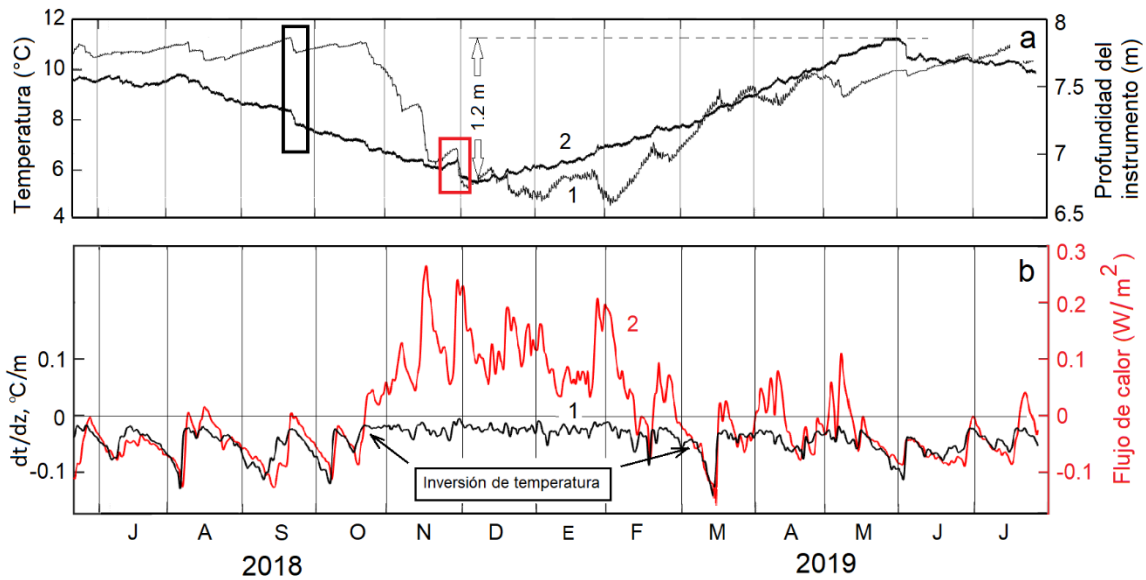


Figura 44. (a) Serie anual de (1) temperatura de los sedimentos y (2) nivel del lago El Sol en el área de la estación EMF. Momentos de un cambio brusco en (1) y (2). (b) (1) Gradiente vertical de la temperatura en el fondo de la columna de agua (9 y 8 m de profundidad). (2) Flujo de calor entre los sedimentos y la capa de fondo.

5.3.5.4.3 Espectros del nivel y fluctuaciones de temperatura

Los espectros de frecuencia de temperatura y nivel de lago muestran los picos principales en los periodos de 4 y 8 días, así como de 24 y 12 horas. Además, el espectro del nivel de superficie libre permite notar que el pico correspondiente al periodo semidiurno es mayor que el pico diurno (Figura 45). La línea vertical muestra el intervalo de confianza del 95%.

Los picos principales se asemejan a los valores reportados por Arnon et al. (2019), quienes encontraron frecuencias de 8, 12 y 24 h, así como de 2 y 3 días. Las diferencias en las frecuencias dominantes de los parámetros analizados por medio de análisis espectral pueden ser debidas a la morfología de los cuerpos de agua en cuestión y de la precipitación actuando en la zona (Gloor et al., 1994; Rueda y Schladow, 2002; Williams y Pelletier, 2015).

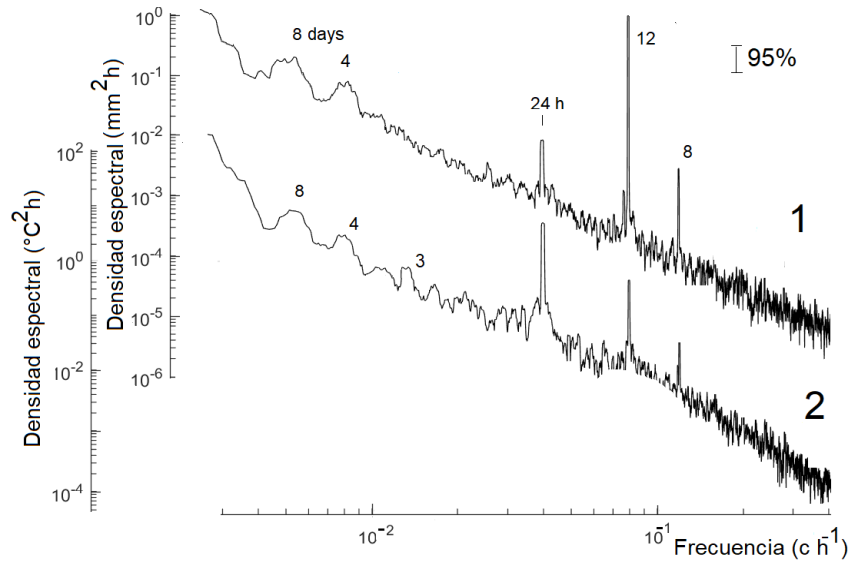


Figura 45. (1) Espectros de fluctuaciones del nivel del lago y (2) de la temperatura en los sedimentos del lago El Sol (2018-2019) registrada en el montaje de la estación EMF

5.3.5.5 Tasa de evaporación

Para calcular la evaporación en el Lago El Sol en el Nevado de Toluca, México, obtuvimos los siguientes valores:

Tabla 13. Parámetros para la estimación de la tasa de evaporación.

| Año | Mes | T2m promedio (°C) | R _S promedio (MJ/m ² día) | R _A (MJ/m ² día) | HR promedio (%) |
|------|------------|-------------------|---|--|-----------------|
| 2018 | Julio | 5.2 | 14.4 | 26.8 | 85.8 |
| | Agosto | 4.7 | 16.7 | 30.6 | 98.3 |
| | Septiembre | 5.4 | 14.8 | 34.7 | 85.3 |
| | Octubre | 5.0 | 11.8 | 37.9 | 79.4 |
| | Noviembre | 3.0 | 14.9 | 39.3 | 61.9 |
| | Diciembre | 2.6 | 17.4 | 39.5 | 65.2 |
| 2019 | Enero | 2.1 | 17.9 | 39.3 | 62.3 |
| | Febrero | 3.2 | 19.6 | 38.3 | 52.6 |
| | Marzo | 4.3 | 23.3 | 35.8 | 64.4 |
| | Abril | 4.6 | 22.4 | 31.8 | 62.5 |
| | Mayo | 6.4 | 22.6 | 27.7 | 79.1 |
| | Junio | 5.8 | 13.9 | 25.6 | 73.4 |

Donde el promedio de T2m corresponde a la temperatura media mensual a 2 m sobre la superficie del lago, R_S promedio es la radiación solar mensual calculada a partir de datos registrados por la estación meteorológica automática Nevado de Toluca (Servicio Meteorológico Nacional), R_A son los valores mensuales de radiación solar extraterrestre calculados a partir de la ecuación 3, y la HR promedio corresponde a los valores promedio mensuales de humedad relativa registrados por una estación meteorológica ubicada dentro del cráter del volcán. Sustituyendo los valores de la Tabla 13 en la ecuación 4.2.3.2; obtenemos los valores de evaporación en la tercera y cuarta columna de la Tabla 14.

Tomando en cuenta la anotación de que la radiación solar dentro del cráter es aproximadamente un 80% menor que en la ladera del volcán (ver resultados del Bloque A). Por lo tanto, los cálculos de evaporación que tienen en cuenta este factor de corrección son los enumerados en la Tabla 14 en las columnas quinta y sexta.

Tabla 14. Tasa de evaporación diaria, mensual y anual.

| Año | Mes | Evaporación diaria (mm/día) | Evaporación mensual (mm/mes) | Evaporación diaria (mm/día) | Evaporación mensual (mm/mes) |
|-------------------|------------|-----------------------------|------------------------------|-----------------------------|------------------------------|
| 2018 | Julio | 2.22 | 68.8 | 2.3 | 70.7 |
| | Agosto | 2.28 | 70.7 | 2.6 | 77.4 |
| | Septiembre | 2.58 | 77.4 | 2.3 | 66.0 |
| | Octubre | 2.34 | 72.5 | 2.9 | 62.0 |
| | Noviembre | 2.93 | 87.9 | 3.3 | 76.5 |
| | Diciembre | 3.08 | 95.5 | 3.1 | 83.1 |
| 2019 | Enero | 3.12 | 96.7 | 3.6 | 84.3 |
| | Febrero | 3.62 | 112.2 | 3.8 | 98.9 |
| | Marzo | 3.83 | 107.2 | 3.6 | 94.6 |
| | Abril | 3.59 | 107.7 | 3.2 | 96.9 |
| | Mayo | 3.13 | 97.0 | 2.5 | 88.7 |
| | Junio | 2.46 | 76.3 | 2.2 | 68.2 |
| Evaporación anual | | | 1070.0 (mm/año) | | 940.1 (mm/año) |

5.3.5.6 Fluctuación del balance hídrico del lago en función de la precipitación y la evaporación. Caso de estudio. Respuesta de lago a un evento de precipitación intensa

El balance hídrico de un lago cráter depende del flujo de agua hacia él con la precipitación, además de la pérdida de agua debida a la tasa de evaporación (Berberan et al., 1997).

Las laderas del cráter Nevado de Toluca forman una cuenca de drenaje que es afectada por la precipitación y se equilibra a través de la evaporación y filtración de agua. Las entradas de agua subterránea a los lagos de montaña no son posible debido a su gran altitud en comparación con el espacio circundante.

Para calcular el balance hídrico de un lago cerrado es necesario conocer el área de captación, la precipitación y la evaporación, así como el volumen de filtración de agua. De los valores mencionados anteriormente se tiene la precipitación, tasa de evaporación y área de captación. Esto permite calcular el volumen de agua perdida por filtración.

Se estimó el área de captación para ambos lagos, teniendo un valor de lago El Sol es de 2.17 km² para el lago El Sol y 2.0 km² para el lago La Luna. (Medida a través de Google Earth Pro: <https://www.google.com/intl/es-419/earth/>).

Se tomó el periodo del 27-30 de noviembre para analizar la respuesta del lago El Sol a un evento de precipitación intensa. Para realizar los cálculos se usaron los datos de precipitación registrados por la estación meteorológica NEVADO DE TOLUCA (Figura 37c), las mediciones del nivel de superficie libre (Figura 44a) y la tasa de evaporación calculada en la Tabla 14.

Del 27 al 30 de noviembre se registró una precipitación de 54 mm y el nivel del lago El Sol aumentó 11 cm. Este segmento corresponde al rectángulo rojo indicado en la Figura 44a.

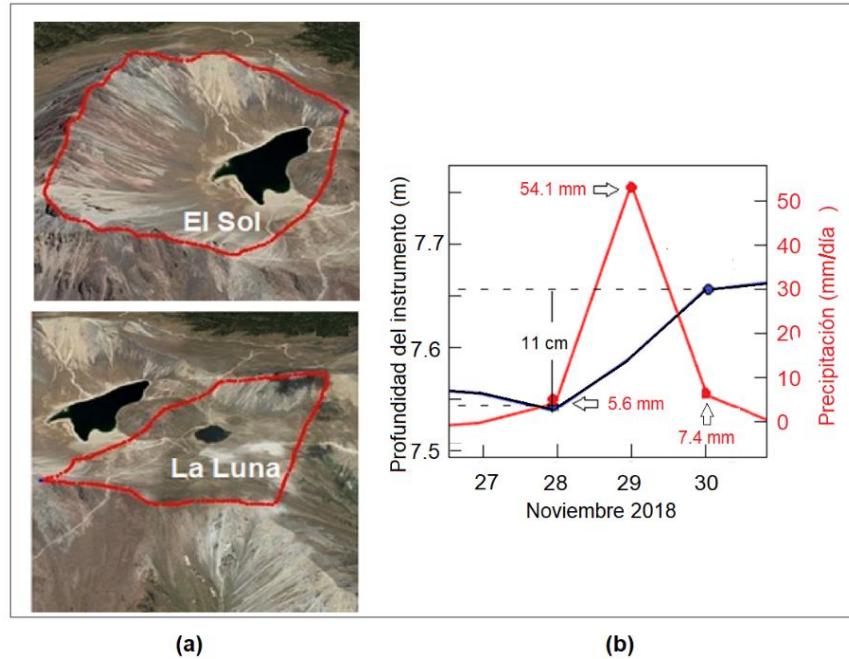


Figura 46. (a) Área de captación de los lagos El Sol y La Luna. (b) Precipitación y nivel del lago medidos del 27 al 30 de noviembre.

Tomando en cuenta que el valor del área en el lago en noviembre es de $= 200\,330\text{ m}^2$ es, el área de escurrimiento es de $2,170,000\text{ m}^2$ (Tabla 12, Figura 50a), la precipitación y evaporación (de acuerdo a la estación meteorológica NEVADO DE TOLUCA) es de 1.2771 m y 0.90708 m , respectivamente, y sabiendo que el aumento del nivel del lago en un caso de lluvia intensa fue de $54.1\text{ mm} - 3.3\text{ mm} = 50.8\text{ mm}$ (3.3 corresponde al promedio de evaporación en el mes de noviembre) se puede calcular el volumen acumulado en el área de escurrimiento $= (2,170,000\text{ m}^2) \cdot 0.0508\text{ m} = 110,236\text{ m}^3$. Además, se puede estimar el aumento esperado en el nivel del lago en el evento de lluvia intensa $= [(110,236\text{ m}^3 / 200,330\text{ m}^2)] = 0.550\text{ m}$. Este valor es 0.44 m mayor que los 0.11 m medidos en realidad (Figura 46a).

Ahora, considerando los valores anuales promedio tenemos que el área promedio del lago es $201,165\text{ m}^2$, el área de escurrimiento es $2,170,000\text{ m}^2$, el promedio de precipitación anual para el año 2018 según estación meteorológica NEVADO DE TOLUCA es de 1.359 m y la tasa de evaporación calculada es $= 0.941\text{ m}$ (Tabla 14); podemos calcular el promedio de volumen acumulado anual $= (1.359\text{ m} - 0.941\text{ m}) \times 2,170,000\text{ m}^2 = 907,060\text{ m}^3$ y el aumento del nivel del lago esperada $= 907,060\text{ m}^3 / 201,165\text{ m}^2 = 4.509\text{ m}$. Este dato difiere de los 1.2 m que se reflejan en la Figura 44a.

Lo anterior sugiere que una gran parte de la precipitación se filtra a través de las paredes laterales del cráter antes de su llegada al lago.

Como se observa, el nivel del lago es un parámetro dependiente de la relación precipitación/evaporación. En nuestro lago se encontró que el nivel del lago aumentó menos de lo que indican los cálculos teóricos.

Williams y Pelletier, (2015) concluyen que un factor determinante en estas fluctuaciones puede ser el tamaño del lago cuando el análisis corresponde a series de tiempo largas (decenas de años), aunque la mayoría de las veces los niveles de los lagos se estudian bajo el supuesto de que responden rápida y linealmente a la precipitación y escorrentía, de tal manera que son directamente atribuibles a la variabilidad del clima y el cambio climático.

En nuestro caso el análisis del nivel del lago corresponde a una serie de tiempo de dos años y la diferencia entre los niveles medidos y los cálculos teóricos es observada por primera vez en este sitio.

5.4 Resultados de la modelación numérica

Los resultados de la modelación numérica se muestran mediante mapas en superficie de las corrientes y nivel de superficie del lago. Se eligió el día 5 de septiembre por ser este un día en el que no se observan cambios abruptos de la temperatura en los datos tomados *in situ*.

Los resultados de la modelación muestran que las variaciones de velocidad y dirección de las corrientes superficiales en el lago obedecen a los efectos de la velocidad y dirección del viento medidos en por la estación EMF.

En la Figura 47 se observa que los valores de mayor velocidad se presentan entre las 14 h y 16 h, mientras que las velocidades mínimas se presentan de las 6h a las 8h. Se presentan dos vórtices cerrados con direcciones opuestas de rotación. El más intenso de ellos se localiza en la parte sur de la zona profunda del lago. Este vórtice presenta una rotación en sentido horario con magnitud de 8-10 mm/s.

El segundo vórtice cubre casi por completo las partes central y noreste del lago. Es más débil que el primer vórtice y presenta magnitud de 2-4 mm/s con rotación antihoraria. Las variaciones en el nivel de la superficie libre son pequeñas (con valores de ± 25 mm) y también se correlacionan con el comportamiento del viento y corrientes en el lago.

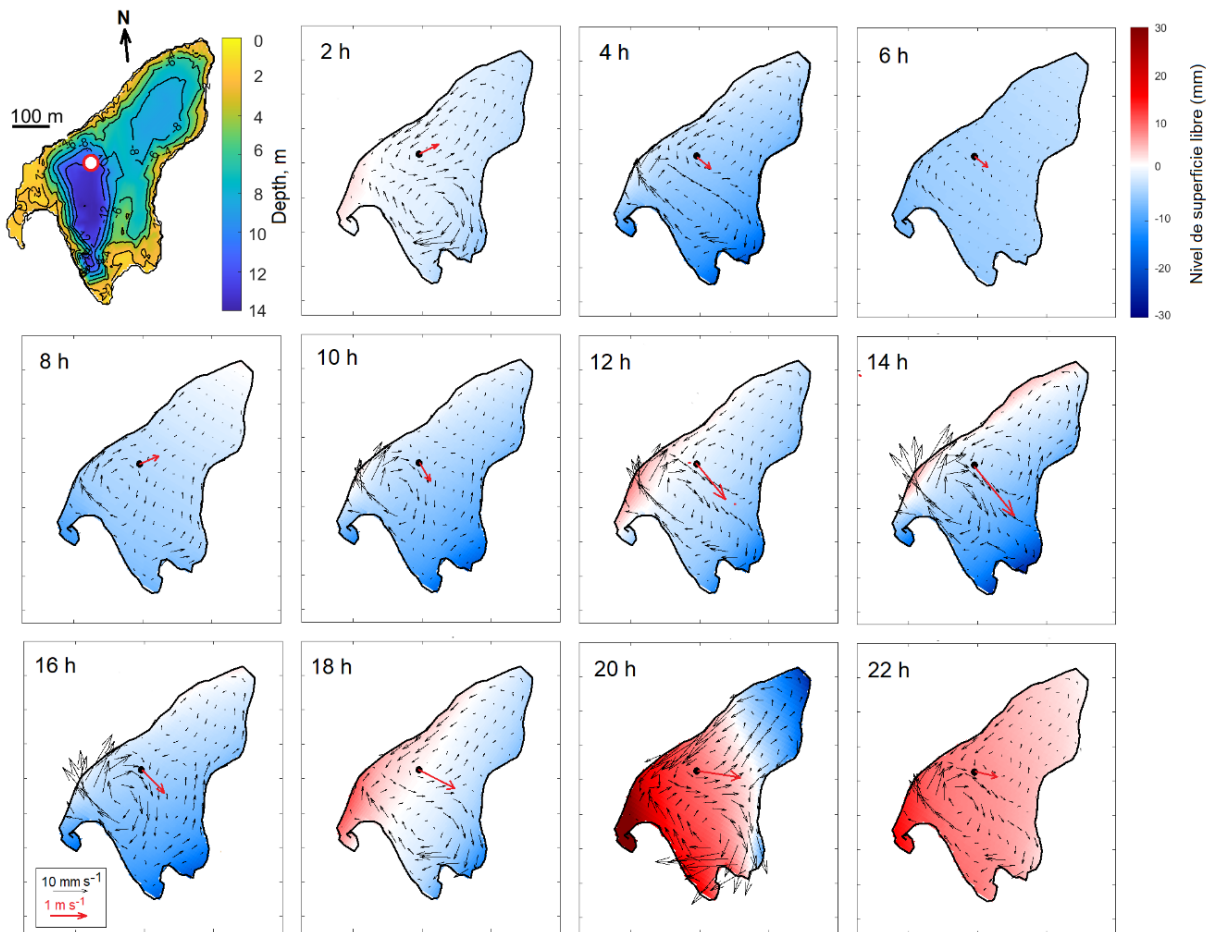


Figura 47. Resultados de la modelación numérica de corrientes y fluctuación de nivel en el Lago El Sol a partir de observaciones de viento y temperatura del aire el 5 de septiembre de 2018. En la esquina superior izquierda de la figura, se muestra un mapa batimétrico del lago y la posición de la estación EMF (marcada con un círculo).

CONCLUSIONES

Se estudió el cambio espacio-temporal de la temperatura en los lagos El Sol y La Luna, además del comportamiento de las corrientes en el lago El Sol. Para ello se realizó un análisis de los parámetros atmosféricos que más influencia ejercen sobre la columna de agua de estos cuerpos de agua.

El análisis espectral de las series de tiempo de las variables atmosféricas (2000-2007) en las laderas externas del volcán no deja ver picos importantes correspondientes a variaciones de escala sinóptica. Los picos de mayor densidad espectral son los correspondientes a las frecuencias diurnas y semidiurnas. El rango de variación para la temperatura fue de -9.9°C a 14.1°C , para la radiación solar de 0 a 1255 w/m^2 y para la magnitud del viento de 0 a 18.6 m/s , con promedio de 5 m/s . La dirección del viento de junio a noviembre fue predominantemente del este (70° - 80°), mientras que el resto del año la dirección preferencial fue del suroeste (200° - 210°).

En el interior del cráter se presentan dos principales direcciones: 90° y 310° , que representan sólo el 45% de los casos. Más de la mitad de los casos de observación muestran direcciones muy diferentes dejando ver que el ombligo juega un papel importante para dinámica del viento en el interior del cráter, debilitando la magnitud y modificando sus direcciones.

Las condiciones meteorológicas en el interior del volcán son diferentes de las condiciones en el exterior de cráter. El valor del viento es menor ($1\text{-}2\text{ m/s}$) en el interior que en el exterior (5 m/s).

Las paredes del volcán limitan el suministro de energía en el interior del cráter ($1,286,168\text{ W/m}^2$ anual), siendo aproximadamente el 80% del total de energía solar incidente en las laderas exteriores del cráter ($1,611,636\text{ W/m}^2$ anual). Esto tiene consecuencias en la cantidad de energía solar a los lagos en las horas de la mañana y la tarde.

Las condiciones climáticas locales, incluidos los flujos de calor, la circulación del viento y las características topográficas influyen en las diferencias en el comportamiento térmico de los lagos El Sol y La Luna.

Los espectros de temperatura para ambos lagos están dominados por los picos correspondientes a los periodos diurnos y semidiurnos.

Los dos lagos se estratifican y mezclan con alta frecuencia, aunque el lago La Luna lo hace diariamente durante todo el año. El mes más cálido para ambos lagos es agosto; y el más frío, febrero.

En el análisis de la serie mensual (octubre de 2010) de las variables atmosféricas se observó que la temperatura ambiental y la magnitud del viento presentan una clara variación diurna, con un rango de oscilación entre $-5-10^{\circ}\text{C}$ y $0-6\text{m/s}$.

La temperatura de los lagos se encuentra dominada por estos parámetros y sus valores se encuentran entre 9 y 13°C . Temporalmente, se observa la presencia de una variación diurna en todos los meses del año. El promedio vertical es 0.5°C mayor en el lago El Sol que en el lago La Luna para la primera capa de agua ($0-3\text{m}$), y 1°C mayor en las capas subsecuentes.

La coherencia en los espectros de temperatura para todos los pares de horizontes a lo largo del eje vertical es mayor en el lago La Luna por ser más transparente que el lago El Sol.

Los cálculos mostraron que las fluctuaciones diarias de temperatura en el lago El Sol penetran desde la superficie hasta el fondo en 9.3 horas, mientras que en el lago La Luna tarda apenas 40 minutos.

Las corrientes en el lago El Sol son débiles ($3-5$ mm/s) y se concentran en los primeros metros de la columna de agua ($0-2$ m).

En el lago El Sol se observaron dos seiches de 167 y 81 s, con amplitudes correspondientes de 2 y 1.5 mm, respectivamente. En el lago La Luna sólo se observó una oscilación seiche con periodo de 53 s y amplitud de 3 mm.

Los resultados del análisis de series temporales de tres años ($2017-2019$) de los parámetros atmosféricos en el exterior del volcán indican que: la precipitación anual es de 1162 mm (2017), 1359 mm (2018) y 1198 mm (2019); la radiación solar oscila entre 0 y 1200 W/m^2 ; y la temperatura ambiental entre 0 y 12°C .

La instalación de una estación meteorológica flotaba directamente sobre la superficie del lago El Sol, permitió observar que tanto la temperatura ambiental directamente sobre él, y la temperatura del agua en su primer horizonte de profundidad presentan una

variación diurna. Además, existe una variación estacional con mayor amplitud en la capa de aire de 2m por encima del lago que 10 cm por encima de éste.

La temperatura varía de 6 y 14°C en el lago El Sol, y de 6° a 13°C en el lago La Luna.

A partir de la evolución de la temperatura en el sedimento del lago El Sol y la capa de agua de fondo, se estableció un intercambio de calor entre la interfaz de estas dos zonas. Los cálculos indican que existe un flujo de calor de 0.3 W/m² de los sedimentos a la columna de agua durante los meses de invierno. Durante el resto del año el flujo de calor es en sentido opuesto, con un valor de 0.1 W/m².

Durante un año de medición, el aumento en el nivel de superficie libre para el lago El Sol fue de 1.2m, aunque el aumento esperado según los cálculos teórico era de 4.5 m.

Sería ideal para trabajos a futuro incluir el montaje de una estación meteorológica flotable en la superficie del lago La Luna y un perfilador de corrientes, así como la colocación de un sensor de temperatura en sus sedimentos de fondo. Esto permitiría realizar una modelación numérica y el cálculo del flujo de calor similares a los presentados en este trabajo, generando información del comportamiento térmico y dinámico del lago La Luna que refuerce y complemente los resultados de este estudio.

Este trabajo destaca la dificultad de la planeación y ejecución de campañas de medición y mantenimiento de instrumentos en zonas difícil acceso, como es el área el volcán Nevado de Toluca.

Además, pone de manifiesto la complejidad de las relaciones entre los parámetros meteorológicos y el comportamiento físico de los cuerpos de agua, fortaleciendo la premisa de que los lagos pueden desempeñar un papel importante en la comprensión de las consecuencias de cambios climáticos.

Por lo anterior, es importante continuar con campañas de muestreo de alta discretización temporal, puesto que comportamiento térmico y dinámico de los cuerpos de agua domina los procesos químicos y biológicos presentes en ellos.

LITERATURA CITADA

- Adrian, R., O'Reilly, C. M., Zagarese, H., Baines, S. B., Hessen, D. O., Keller, W., ... Winder, M. (2009). Lakes as sentinels of climate change. *Limnology and Oceanography*, 54(6), 2283–2297. Retrieved from <http://www.ncbi.nlm.nih.gov/pubmed/20396409>
<http://www.pubmedcentral.nih.gov/articlerender.fcgi?artid=PMC2854826>
- Alcocer, J. (2009). Las aguas celestiales. Nevado de Toluca. In P. Luna, A. Montero, y R. Junco (Eds.), *Las aguas celestiales. Nevado de Toluca* (Vol. 16, pp. 10–13). Instituto Nacional de Antropología e Historia.
- Alcocer, J., Oseguera, L. A., Escobar, E., Peralta, L., y Lugo, A. (2004). Phytoplankton biomass and water chemistry in two high-mountain Tropical Lakes in central Mexico. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, 36(3), 342–346. [https://doi.org/10.1657/1523-0430\(2004\)036\[0342:PBAWCI\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1657/1523-0430(2004)036[0342:PBAWCI]2.0.CO;2)
- Alcocer, J., Roberson, J., Oseguera, L. A., y Lewis Jr, W. M. (2020). Rhythmic episodes of heating and cooling control thermal stratification of two tropical high mountain lakes. *Aquatic Sciences*, 82, 1–11.
- Armienta, M. A., De La Cruz-Reyna, D. la S., y Macías, J. L. (2000). Chemical characteristics of the crater lakes of Popocatepetl, El Chichon, and Nevado de Toluca volcanoes, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 97(1–4), 105–125. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(99\)00157-2](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(99)00157-2)
- Armienta, M. A., Vilaclara, G., De la Cruz-Reyna, S., Ramos, S., Cenicerros, N., Cruz, O., ... Arcega-Cabrera, F. (2008). Water chemistry of lakes related to active and inactive Mexican volcanoes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 178(2), 249–258. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2008.06.019>
- Arnon, A., Brenner, S., Selker, J. S., Gertman, I., y Lensky, N. G. (2019). Seasonal dynamics of internal waves governed by stratification stability and wind: Analysis of high-resolution observations from the Dead Sea. *Limnology and Oceanography*, 64(5), 1864–

1882. <https://doi.org/10.1002/lno.11156>

- Asculai, E., Doron, E., y Terliuc, B. (1984). Mesoscale flow over complex terrain—a field study in the Lake Kinneret area. *Boundary Layer Structure Springer, Dordrecht.*, 313–331.
- Baracchini, T., Hummel, S., Verlaan, M., Cimadoribus, A., Wüest, A., y Bouffard, D. (2020). An automated calibration framework and open source tools for 3D lake hydrodynamic models. *Environmental Modelling and Software*, 134(August), 104787. <https://doi.org/10.1016/j.envsoft.2020.104787>
- Barco, J., Cuartas, A., Mesa, O., Poveda, G., Vélez, J. I., Hoyos, C., ... Botero, B. (2000). ESTIMACIÓN DE LA EVAPORACIÓN EN COLOMBIA. *AVANCES EN RECURSOS HIDRAULICOS*, 07, 43–51.
- Baron, J. S., y Caine, N. (2000). Temporal coherence of two alpine lake basins of the Colorado Front Range, U.S.A. *Freshwater Biology*, 43(3), 463–476. <https://doi.org/10.1046/j.1365-2427.2000.00517.x>
- Barry, R. G. (2008). *Mountain weather and climate* (3rd ed.). Cambridge University Press, Cambridge.
- Becker, A., y Bugmann, H. (1997). Predicting Global Change Impacts on Mountain Hydrology and Ecology: Integrated Catchment Hydrology/ Altitudinal Gradient Studies Workshop. *IGBP Report*, 43.
- Berberan-Santos, M. N., Bodunov, E. N., y Pogliani, L. (1997). On the barometric formula inside the Earth. *American Journal of Physics*, 65(5), 404–412. <https://doi.org/10.1007/s10910-009-9620-7>
- Bitan, A. (1981). LAKE KINNERET (SEA OF GALILEE) AND ITS EXCEPTIONAL WIND SYSTEM, 21, 477–487.
- Bloesch, J. (1995). Mechanisms, measurement and importance of sediment resuspension in lakes. *Marine y Freshwater Research*, 46(1), 295–304.

<https://doi.org/10.1071/mf9950295>

Caballero-Miranda, M. (1996). The diatom flora of two acid lakes in central Mexico. *Diatom Research*, 11(2), 227–240.

Cardoso-Mohedano, J. G., Sanchez-Cabeza, J. A., Ruiz-Fernández, A. C., Pérez-Bernal, L. H., Lima-Rego, J., y Giralt, S. (2019). Fast deep water warming of a subtropical crater lake. *Science of the Total Environment*, 691, 1353–1361.
<https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2019.07.183>

Catalan, J., Camarero, L., Felip, M., Pla, S., Ventura, M., Buchaca, T., ... De Quijano, D. (2006). High mountain lakes: Extreme habitats and witnesses of environmental changes. *Limnetica*, 25(1–2), 551–584.

Catalan, J., y Donato Rondón, J. C. (2016). Perspectives for an integrated understanding of tropical and temperate high-mountain lakes. *Journal of Limnology*, 75(1S), 215–234.
<https://doi.org/10.4081/jlimnol.2016.1372>

Chow, F. K., Wekker, S. F. J. D., y Snyder, B. . (2013). *Mountain Weather Research and Forecasting*. Springer, Netherlands.

Cuna, E., Caballero, M., Zawisza, E., y Ruiz, C. (2015). Historia Ambiental De Un Lago Alpino En El Centro De México (1230-2010). *Tip*, 18(2), 97–106.
<https://doi.org/10.1016/j.recqb.2015.09.001>

Deltares. (2020). *Simulation of Multi-Dimensional Hydrodynamic Flows and Transport Phenomena, Including Sediments; User Manual Delft3D-FLOW; Version 3.15*. Delft, The Netherlands.

Donato-Rondón. (2010). Phytoplankton of Andean lakes in Northern Southamerica (Colombia). Composition and distribution factors.

Emery, W. J., y Thomson, R. E. (1997). *Data analysis methods in physical oceanography*. Elsevier.

- Filonov, A. (2011). Inclined internal tide waves at a narrow Mexican Pacific shelf. *Ocean Dynamics*, 61(7), 917–931. <https://doi.org/10.1007/s10236-011-0409-4>
- Filonov, A. E. (2002). On the dynamical response of Lake Chapala, Mexico to lake breeze forcing. *Hydrobiologia*, 463(1–3), 141–157.
- Filonov, A. E., y Tereshchenko, I. E. (1999). Thermal fronts and internal nonlinear waves in shallow tropical lake Chapala (Mexico). *Russian Meteorology and Hydrology*, (1), 58–64.
- Filonov, A., Tereshchenko, I., y Alcocer, J. (2006). Dynamic response to mountain breeze circulation in Alchichica, a crater lake in Mexico. *Geophysical Research Letters*, 33(7), 2–5. <https://doi.org/10.1029/2006GL025901>
- Filonov, A., Tereshchenko, I., Alcocer, J., y Monzón, C. (2015a). Dynamics of internal waves generated by mountain breeze in Alchichica Crater Lake, Mexico. *Geofísica Internacional*, 54(1), 21–30. <https://doi.org/10.1016/j.gi.2015.04.001>
- Filonov, A., Tereshchenko, I., Alcocer, J., y Monzón, C. (2015b). Dynamics of internal waves generated by mountain breeze in Alchichica Crater Lake, Mexico. *Geofísica Internacional*, 54(1), 21–30. <https://doi.org/10.1016/j.gi.2015.04.001>
- Filonov, Anatoliy, y Alcocer, J. (2002). Internal waves in a tropical crater lake: Alchichica, Central Mexico. *SIL Proceedings, 1922-2010*, 28(4), 1857–1860. <https://doi.org/10.1080/03680770.2001.11901950>
- García-Palomo, A., Macías, J. L., Arce, J. L., Capra, L., Garduño, V. H., y Espíndola, J. M. (2002). Geology of the Nevado de Toluca volcano and surrounding areas, Central Mexico.
- García, E. (1988). Modificaciones al sistema de clasificación climática de Köppen (Para adaptarlo a las condiciones climatológicas de la República Mexicana). (p. 29). E. García. Instituto de Geografía, UNAM.
- Gasca-Ortiz, T., Pantoja, D. A., Filonov, A., Domínguez-Mota, F., y Alcocer, J. (2020).

- Numerical and observational analysis of the hydro-dynamical variability in a small lake: The case of Lake Zirahuén, México. *Water (Switzerland)*, 12(6). <https://doi.org/10.3390/W12061658>
- Gavrilenko, G. G., Zdorovenova, G. E., Zdorovenov, R. E., Palshin, N. I., Mitrokhov, A. V., y Terzhevnik, A. Y. (2015). Heat Flux At the Water-Sediment Interface in a Shallow Lake. *Proceedings of the Karelian Research Centre of the Russian Academy of Sciences*, (9), 3. <https://doi.org/10.17076/lim72>
- Gloor, M., Wüest, A., y Münnich, M. (1994). Benthic boundary mixing and resuspension induced by internal seiches. *Hydrobiologia*, 284(1), 59–68. <https://doi.org/10.1007/BF00005731>
- Golosov, S., y Kirillin, G. (2010). A parameterized model of heat storage by lake sediments. *Environmental Modelling and Software*, 25(6), 793–801. <https://doi.org/10.1016/j.envsoft.2010.01.002>
- Gyssels, P., Baldissone, C. M., Hillman, G., Corral, M., Pagot, M., Brea, D., ... Daniel, H. (2013). Aplicaciones Del Modelo Numérico Delft3D a. *Asociación Argentina de Mecánica Computacional, XXXII*, 19–22.
- HOBO water temp pro v2 (U22-001) user's manual. (s/f). Onsetcomp.Com. Recuperado el 12 de abril de 2022, de <https://www.onsetcomp.com/support/manuals/10366/>
- IDSO, S. B. (1973). On the concept of lake stability. *Limnology and Oceanography*. <https://doi.org/10.4319/lo.1973.18.4.0681>
- Imberger, J. (1985). The diurnal mixed layer. *Limnology and Oceanography*, 30(4), 737–770. <https://doi.org/10.4319/lo.1985.30.4.0737>
- Jenkins, D. M., y Watts, D. G. (1969). *Spectral Analysis and its Applications*. Holden-Day, Inc. San Francisco. Card Nr. 67-13840.
- Konyaev, K. V. (1990). *Spectral analysis of physical oceanographic data*. Washington, DC.: (Vol.80) Division of Ocean Sciences, National Science Foundation.

- Kossmann, M., Sturman, A. P., Zawar-Reza, P., McGowan, H. A., Oliphant, A. J., Owens, I. F., y Spronken-Smith, R. A. (2002). Analysis of the wind field and heat budget in an alpine lake basin during summertime fair weather conditions. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 81(1–2), 27–52. <https://doi.org/10.1007/s007030200029>
- Kranenburg, W., Tiessen, M., Veenstra, J., de Graaff, R., Uittenbogaard, R., Bouffard, D., ... van Lipzig, N. (2020). 3D-modelling of Lake Kivu: Horizontal and vertical flow and temperature structure under spatially variable atmospheric forcing. *Journal of Great Lakes Research*, 46(4), 947–960. <https://doi.org/10.1016/j.jglr.2020.05.012>
- Labaj, A. L., Michelutti, N., y Smol, J. P. (2018). Annual stratification patterns in tropical mountain lakes reflect altered thermal regimes in response to climate change. *Fundamental and Applied Limnology*, 191(4), 267–275. <https://doi.org/10.1127/fal/2018/1151>
- LeBlond, P. H., y Mysak, L. A. (1978). *Waves in the Ocean*. Amsterdam: Elsevier.
- Lewis, W. M. (1996). Tropical lakes: how latitude makes a difference. *Perspectives in Tropical Limnology*.
- Lewis, W. M. J. (1987). Tropical Limnology. *Annual Review of Ecology and Systematics*, 18(1), 159–184. <https://doi.org/10.2307/1941343>
- Lewis, William M. (1983). A Revised Classification of Lakes Based on Mixing. *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences*, 40(10), 1779–1787. <https://doi.org/10.1139/f83-207>
- Livingstone, D. M., y Lotter, A. F. (1998). The relationship between air and water temperatures in lakes of the Swiss Plateau: A case study with palaeolimnological implications. *Journal of Paleolimnology*, 19(2), 181–198. <https://doi.org/10.1023/A:1007904817619>
- Livingstone, D. M., Lotter, A. F., y Kettle, H. (2005). Altitude-dependent differences in the primary physical response of mountain lakes to climatic forcing. *Limnology and*

Oceanography, 50(4), 1313–1325. <https://doi.org/10.4319/lo.2005.50.4.1313>

Livingstone, D. M., Lotter, A. F., y Walker, I. R. (1999). The decrease in summer surface water temperature with altitude in Swiss Alpine lakes: A comparison with air temperature lapse rates. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, 31(4), 341–352. <https://doi.org/10.2307/1552583>

Löffler, H. (1964). The limnology of tropical high-mountain lakes Internationale. *Vereinigung Für Theoretische Und Angewandte Limnologie: Verhandlungen*, 15(1), 176-193.

Löffler, Heinz. (1972). Contribution to the Limnology of High Mountain Lakes in Central America. *Internationale Revue Der Gesamten Hydrobiologie Und Hydrographie*, 57(3), 397–408. <https://doi.org/10.1002/iroh.19720570304>

Lowrance LMS-480M DF With 50/200 kHz Skimmer Transducer. (s/f). Yahoo.net. Recuperado el 12 de abril de 2022, de <https://yhst-61468208444928.stores.yahoo.net/loimdfwi50kh.html>

Magana, V. O., Vázquez, J. L., Pérez, J. L., y Pérez, J. B. (2003). Impact of El Niño on precipitation in Mexico. *Geofísica Internacional*, 42(3), 313–330. Retrieved from <http://www.redalyc.org/articulo.oa?id=56842304>

Marchetto, A., Mosello, R., Rogora, M., Manca, M., Boggero, A., Morabito, G., ... Lami, A. (2004). The chemical and biological response of two remote mountain lakes in the Southern Central Alps (Italy) to twenty years of changing physical and chemical climate. *Journal of Limnology*, 63(1), 77–89. <https://doi.org/10.4081/jlimnol.2004.77>

Margalef, R. (1983). Limnología. *Omega*, 1010. <https://doi.org/10.4319/lo.1984.29.6.1349b>

McGowan, H. A., Owens, I. F., y Sturman, A. P. (1995). Thermal and dynamic characteristics of alpine lake breezes, Lake Tekapo, New Zealand. *Boundary-Layer Meteorology*, 76(1–2), 3–24. <https://doi.org/10.1007/BF00710888>

Mez, K., Hanselmann, K., y Preisig, H. R. (1998). Environmental conditions in high

- mountain lakes containing toxic benthic cyanobacteria. *Hydrobiologia*, 368(1–3), 1–15.
<https://doi.org/10.1023/a:1003224032079>
- Michelutti, N., Labaj, A. L., Grooms, C., y Smol, J. P. (2016). Equatorial mountain lakes show extended periods of thermal stratification with recent climate change. *Journal of Limnology*, 75(2). <https://doi.org/10.4081/jlimnol.2015.1444>
- Miropol'sky, Y. Z. (2001). *Dynamics of internal gravity waves in the ocean*. Kluwer Academic Publishers, Netherlands.
- More Than JusT a CurrenT Profiler. (s/f). Macartney.de. Recuperado el 12 de abril de 2022, de https://www.macartney.de/fileadmin/redakteur/Ozeanographie/Sontek/ADP_Brochure.pdf
- Nauwerck, A. (1994). A survey on water chemistry and plankton in high mountain lakes in northern Swedish Lapland. *Hydrobiologia*, 274(1–3), 91–100.
<https://doi.org/10.1007/BF00014631>
- Oseguera, L. A., Alcocer, J., y Escobar, E. (2016). Macroinvertebrados bentónicos de dos lagos tropicales de alta montaña en el volcán Nevado de Toluca, en la región central de México. *Hidrobiologica*, 26(3), 419–432.
- Penman, H. L. (1948). Natural evaporation from open water, bare soil and grass. Proceedings of the Royal Society of London. Mathematical and Physical Science . Londres, v.193, p.120-145, abr. 1948., 1948.
- Razmi, A. M., Barry, D. A., Bakhtyar, R., Le Dantec, N., Dastgheib, A., Lemmin, U., y Wüest, A. (2013). Current variability in a wide and open lacustrine embayment in Lake Geneva (Switzerland). *Journal of Great Lakes Research*, 39(3), 455–465.
<https://doi.org/10.1016/j.jglr.2013.06.011>
- RBRduet T.d. (2015, octubre 20). RBR. <https://rbr-global.com/products/compact-loggers/rbrduet-td>
- Roldán-Pérez, G., y Ramírez-Restrepo, J. J. (2008). *Fundamentos de limnología neotropical*.

Rueda, F. J., y Schladow, S. G. (2002). Surface seiches in lakes of complex geometry. *Limnology and Oceanography*, 47(3), 906–910.

<https://doi.org/10.4319/lo.2002.47.3.0906>

Rzedowski, J. (1978). *Vegetación de México*. Limusa, México.

Santo, M. A., Toffolon, M., Zanier, G., Giovannini, L., y Armenio, V. (2017). Large eddy simulation (LES) of wind-driven circulation in a peri-alpine lake: Detection of turbulent structures and implications of a complex surrounding orography. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 122(6), 4704–4722.

<https://doi.org/10.1002/2016JC012284>

Schindler, D. W. (2009). Lakes as sentinels and integrators for the effects of climate change on watersheds, airsheds, and landscapes. *Limnology and Oceanography*, 54(6 PART 2), 2349–2358. https://doi.org/10.4319/lo.2009.54.6_part_2.2349

Serrano, D. (2002). Dynamic response to valley breeze circulation in Santa María del Oro, a volcanic lake in Mexico. *Geophysical Research Letters*, 29(13), 13–16. <https://doi.org/10.1029/2001gl014142>

Serrano, D., Filonov, A., y Tereshchenko, I. (2002). Dynamic response to valley breeze circulation in Santa María del Oro, a volcanic lake in Mexico. *Geophysical Research Letters*, 29(13), 13–16. <https://doi.org/10.1029/2001gl014142>

Shimizu, K., Imberger, J., y Kumagai, M. (2007). Horizontal structure and excitation of primary motions in a strongly stratified lake. *Limnology and Oceanography*, 52(6), 2641–2655. <https://doi.org/10.4319/lo.2007.52.6.2641>

Simons, T. J. (1984). Effect of outflow diversion on circulation and water quality of Lake Chapala. *National Water Research Institute*.

Sinev, A. Y., y Zawisza, E. (2013). Comments on cladocerans of crater lakes of the nevado de toluca volcano (Central Mexico), with the description of a new species, *alona manueli*

sp. Nov. *Zootaxa*. <https://doi.org/10.11646/zootaxa.3647.2.10>

Soto, V. H., Yoshikawa, K., y Schörghofer, N. (2020). Climatic variation in the high mountains of central Mexico: Temperature and precipitation indices at Nevado de Toluca volcano. *Atmósfera*. <https://doi.org/10.20937/atm.52768>

Tarabay, A. B., Villela, R. G., y de la Lanza Espino, G. (1991). Limnological aspects of a high-mountain lake in Mexico. *Hydrobiologia*, 224(1), 1–10. <https://doi.org/10.1007/BF00006360>

Thomasson, K. (1956). Reflections on Arctic and Alpine Lakes Author. *Wiley on Behalf of Nordic Society Oikos*, 7, 117–143.

Valerio, G., Pilotti, M., Lau, M. P., y Hupfer, M. (2019). Oxycline oscillations induced by internal waves in deep Lake Iseo. *Hydrology and Earth System Sciences*, 23(3), 1763–1777. <https://doi.org/10.5194/hess-23-1763-2019>

Valiantzas, J. D. (2006). Simplified versions for the Penman evaporation equation using routine weather data. *Journal of Hydrology*, 331(3–4), 690–702. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2006.06.012>

van Haren, H., y Dijkstra, H. A. (2021). Convection under internal waves in an alpine lake. *Environmental Fluid Mechanics*, 21(2), 305–316. <https://doi.org/10.1007/s10652-020-09774-2>

Williams, Z. C., y Pelletier, J. D. (2015). Self-affinity and surface-area-dependent fluctuations of lake-level time series. *Water Resources Research*, 51(9), 7258–7269. <https://doi.org/10.1002/2015WR017254>

Williamson, C. E., Dodds, W., Kratz, T. K., y Palmer, M. A. (2008, June). Lakes and streams as sentinels of environmental change in terrestrial and atmospheric processes. *Frontiers in Ecology and the Environment*. <https://doi.org/10.1890/070140>

Zawar-Reza, P., McGowan, H., Sturman, A., y Kossmann, M. (2004). Numerical simulations of wind and temperature structure within an Alpine lake basin, Lake Tekapo, New

Zealand. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 86(3–4), 245–260.
<https://doi.org/10.1007/s00703-003-0045-8>

Zawisza, E., Caballero, M., y Ruiz-Fernandez, C. (2012). 500 years of ecological changes recorded in subfossil cladocera in a high-altitude, tropical lake lago de la luna, central Mexico. *Studia Quaternaria*, 29.

Apéndice

Ajuste inicial: a partir de los datos del Bloque A) 2007

El proceso inicial de calibración del modelo se realizó tomando como referencia los datos obtenidos en el año 2007, por ser estas las primeras mediciones con las que se contaba al inicio de este estudio. Se llevaron a cabo ocho experimentos de las condiciones hidrográficas del lago El Sol, dividiendo estos en cuatro secciones de acuerdo con sus características.

Las mediciones de batimetría obtenidas durante las campañas de campo se utilizaron para interpolar el archivo de profundidad utilizando el módulo QUICKIN de Delft3D (Figura 3b). Para todos los casos el paso de tiempo fue $\Delta t = 0.01$ segundos y se utilizó en modelo de turbulencia 3D-Epsilon con coordenadas z. El modelo se ejecutó durante 34 días y los primeros 4 días se utilizaron como calentamiento o “spin up”. Algunos parámetros físicos utilizados en la configuración de la simulación tienen valores típicos como: gravedad = 9.81 m/s²; densidad del agua=1kg/m³. Se usó un modelo de turbulencia 3D k-Epsilon y coordenadas verticales z.

- Forzamientos. Los forzamientos se crearon a partir de datos registrados por una estación meteorológica en el interior del cráter del volcán (Figura A1). Se tomaron las series horarias de dirección y velocidad del viento, así como las series de humedad relativa, temperatura ambiental y radiación solar para calcular el flujo de calor.
- Temperatura medida en el interior del lago. Se utilizó la temperatura medida en 5 horizontes de profundidad (0, 3, 6, 9 y 12 m) para crear las condiciones iniciales del modelo y para validar los datos de salida (Figura A2).

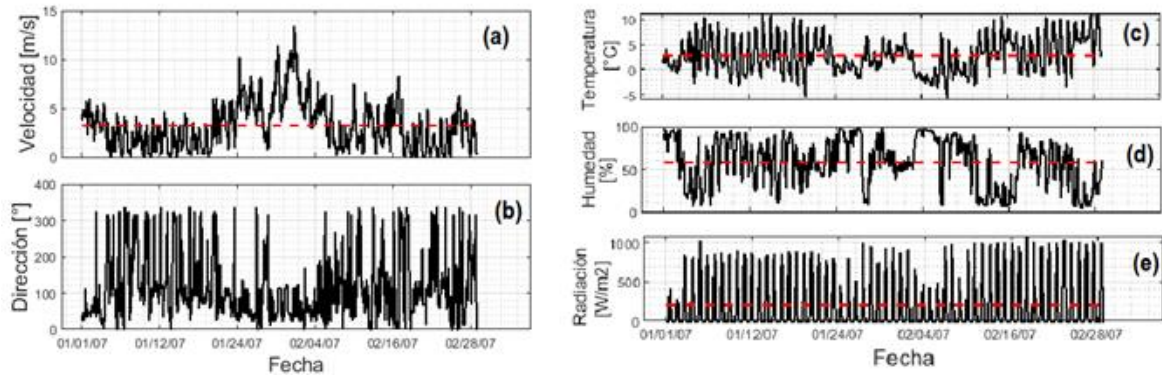


Figura A1. Series de tiempo de los parámetros utilizados para crear los forzamientos de los experimentos. (a) Velocidad del viento, (b) dirección del viento, (c) temperatura ambiental, (d) humedad relativa y (e) radiación solar. La línea roja indica el valor promedio.

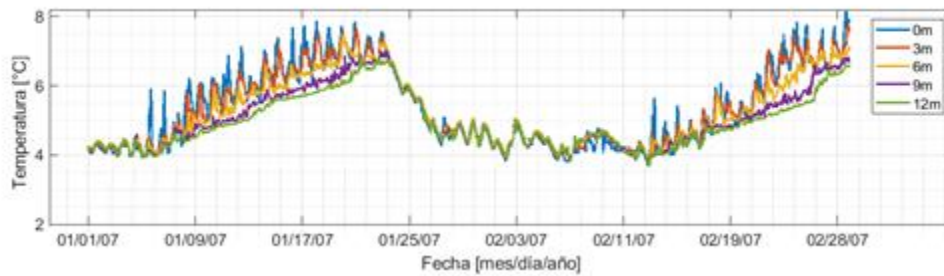


Figura A2. Temperatura medida en el lago El Sol para el periodo enero-febrero 2007.

A.1 Sección A. Experimentos de baja resolución espacial

Este bloque analiza la respuesta del modelo a dos diferentes esquemas de flujo de calor utilizando valores de viento constante. Se usó una malla de baja resolución espacial (Figura A3). Los parámetros numéricos para el bloque A se muestran en la Tabla A1.

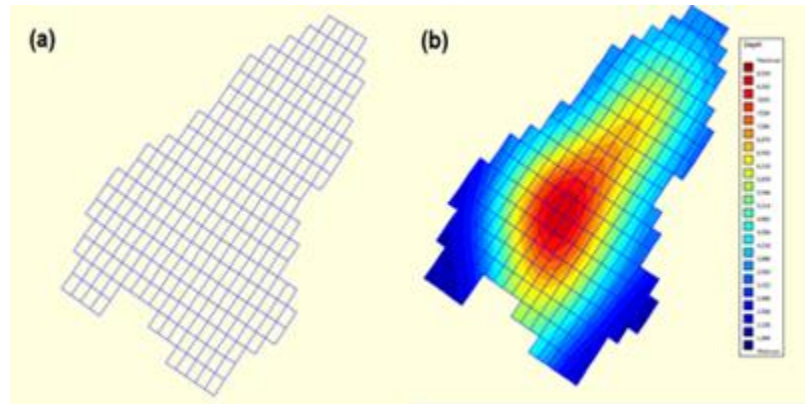


Figura A3. Dominio de baja resolución. (a) Malla y (b) batimetría interpolada a la malla.

Tabla A1. Parámetros numéricos utilizados para la sección A.

| Parámetros | Valor |
|---|--|
| Número de capas | 5 |
| Número de nodos MxN | 21 x 21 |
| Coefficientes de resistencia al viento | ¥6.3 x 10 ⁻⁴ †7.2 x 10 ⁻⁴ |
| Coefficiente de Chézy | 65 |
| Coefficiente de viscosidad de remolino horizontal | 1 m ² /s |
| Coefficiente de difusión de remolino horizontal | 10 m ² /s |
| Coefficiente de viscosidad de remolino vertical | 0 m ² /s |
| coeficiente de difusión de remolino vertical | 0 m ² /s |
| Escala de longitud de Ozmidov | 0 m |
| Número de Dalton | 1 x 10 ⁻³ |
| Número de Stanton | 1 x 10 ⁻³ |

Exp_01

Valores de viento: Se utilizó un viento constante con el valor promedio de toda la serie medida (3.23 m/s) y la dirección predominante durante el periodo de simulación (115 °).

Condiciones iniciales: Se tomaron los valores promedio de la serie de tiempo de temperatura en la profundidad más cercana a la de las capas en las que se dividió la columna de agua.

Flujo de calor: Se eligió la opción de flujo de calor del modelo de Murakami.

Exp_02

Valores de viento: Se utilizó un viento constante con el valor promedio de toda la serie medida (3.23 m/s) y la dirección predominante durante el periodo de simulación (115 °).

Condiciones iniciales: Se tomaron los valores promedio de la serie de tiempo de temperatura en la profundidad más cercana a la de las capas en las que se dividió la columna de agua.

Flujo de calor: Se eligió la opción de flujo de calor absoluto.

Calibración.

Se hicieron las comparaciones de los valores reales y los valores simulados tomando las salidas de los experimentos en la coordenada del punto más profundo de la batimetría (M=7, N=12).

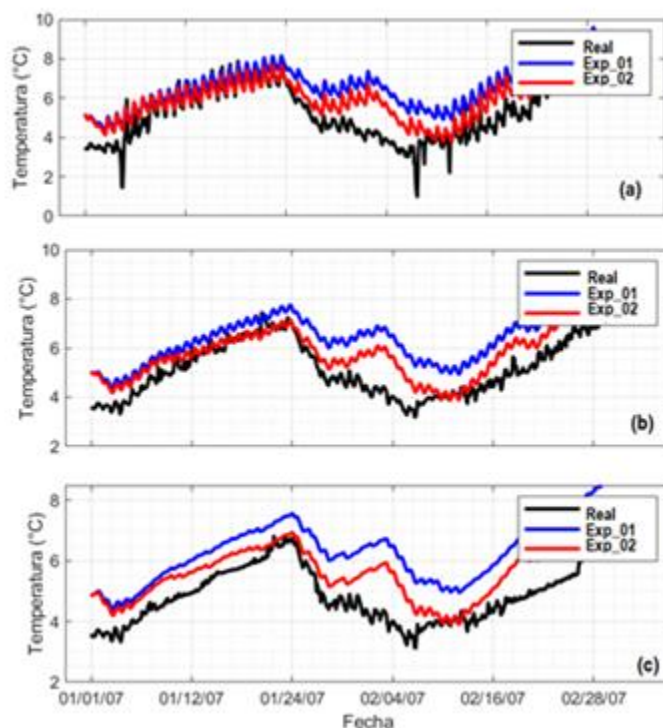


Figura A4. Comparación entre los experimentos Exp_01 y Exp_02. Comparación en la (a) capa superficial, (b) capa intermedia y (c) capa de fondo.

Observaciones de la sección A:

La Figura A4 permite observar las variaciones de temperatura en tres diferentes niveles de profundidad. Los valores en la capa superficial oscilan entre 2 °C y 9 °C. El modelo toma aproximadamente 4 días para comenzar a reproducir los datos observados. A partir de ese momento y hasta el 24 de enero, el Exp_01 y Exp_02 se ajustan a los valores reales en los 3 niveles de profundidad. El 27 de enero la temperatura real desciende bruscamente y el modelo no logra reproducir este fenómeno de forma adecuada. En este caso los resultados del Exp_02 (Flujo abs) son ligeramente más cercanos a los datos reales.

Por lo anterior, se puede decir que cualitativamente el Exp_02 reproduce mejor las condiciones reales bajo las mismas condiciones que el Exp_01.

A.2 Sección B. Experimentos de media resolución espacial.

Este bloque analiza la respuesta del modelo a dos diferentes esquemas de flujo de calor utilizando valores de viento variable (Figura A1 a, b). Se usó una malla de media resolución espacial (alta resolución horizontal (Figura A5) con baja resolución vertical). Los parámetros numéricos para la sección B se muestran en Tabla A2.

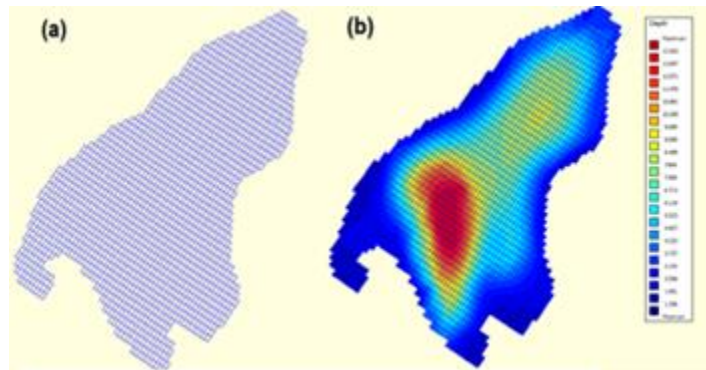


Figura A5. Dominio de media resolución. (a) Malla y (b) batimetría interpolada a la malla.

Tabla A2. Parámetros numéricos utilizados en la sección B.

| Parámetros | Valor |
|---|--|
| Número de capas | 5 |
| Número de Nodos MxN | 61x61 |
| Coefficientes de resistencia al viento | ¥6.3 x 10 ⁻⁴ †7.2 x 10 ⁻⁴ |
| Coefficiente de Chézy | 65 |
| Coefficiente de viscosidad de remolino horizontal | 1 m ² /s |
| Coefficiente de difusión de remolino horizontal | 10 m ² /s |
| Coefficiente de viscosidad de remolino vertical | 0 m ² /s |
| Coefficiente de difusión de remolino vertical | 0 m ² /s |
| Escala de longitud de Ozmidov | 0 m |
| Número de Dalton | 1 x 10 ⁻³ |
| Número de Stanton | 1 x 10 ⁻³ |

Exp_03

Valores de viento: Se utilizaron datos horarios de los valores de magnitud viento y la dirección registrados por la estación meteorológica durante el periodo de simulación.

Condiciones iniciales: Se tomaron los valores promedio de la serie de tiempo de temperatura en la profundidad más cercana a la de las capas en las que se dividió la columna de agua.

Flujo de calor: Se eligió la opción de flujo de calor del modelo de Murakami.

Exp_04

Valores de viento: Se utilizaron datos horarios de los valores de magnitud viento y la dirección registrados por la estación meteorológica durante el periodo de simulación.

Condiciones iniciales: Se tomaron los valores promedio de la serie de tiempo de temperatura en la profundidad más cercana a la de las capas en las que se dividió la columna de agua.

Flujo de calor: Se eligió la opción de flujo de calor absoluto.

Calibración.

Para hacer las comparaciones entre los valores reales y los valores simulados, se tomaron las salidas de la simulación en la coordenada del punto más profundo de la batimetría (M=21, N=35).

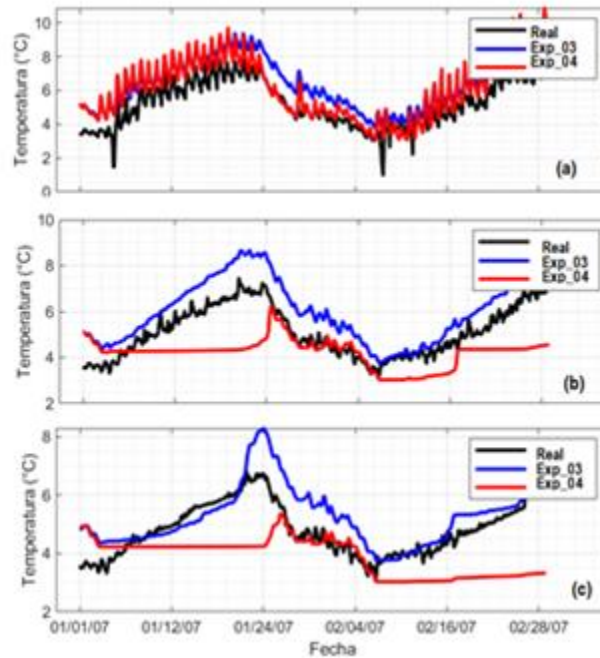


Figura A6. Comparación entre los experimentos Exp_03 y Exp_04. Comparación en la (a) capa superficial, (b) capa intermedia y (c) capa de fondo.

Observaciones de la sección B:

La Figura A6 permite observar las variaciones de temperatura en tres niveles de profundidad. La temperatura en la capa superficial varía entre 2 °C y 9 °C. De manera similar que en lo observado en el bloque A, el modelo toma aproximadamente 4 días para ajustarse a los valores observados.

Ambos experimentos reproducen adecuadamente los valores de la capa superficial del 01 al 24 de enero. Sin embargo, cuando la temperatura desciende rápidamente, el experimento con

el flujo de calor del modelo de Murakami (Exp_03) sobreestima los valores reales, a diferencia del modelo de flujo de calor absoluto (Exp_04).

El Exp_04 logra reproducir de manera casi ideal el descenso de temperatura en el periodo del 24 de enero al 04 de febrero en primera capa de la columna de agua (Figura A6 a).

En las capas intermedia y de fondo (Figura A6 b, c) ningún experimento logra simular adecuadamente la realidad. Pese a que el Exp_03 se ajusta mejor a la tendencia en las capas más profundas, no logra tener buena respuesta a los eventos extremos que se observan del 24 de enero al 02 de febrero, como lo hace el Exp_04.

De acuerdo con lo anterior se concluye que los valores reales de velocidad y dirección del viento resultan ser un factor importante en la respuesta de la temperatura del lago y el comportamiento extremo de esta variable en ciertos periodos de la simulación.

A.3 Sección C. Experimentos de media resolución espacial.

Se utilizó una malla de mayor resolución espacial tanto horizontal (ver Figura A5), como vertical. El objetivo de esta sección es analizar la respuesta del modelo a la variación de las condiciones iniciales de temperatura en las diferentes profundidades en las que se dividió la columna de agua.

Partiendo de las observaciones de los experimentos anteriores se decidió utilizar el esquema de flujo absoluto y viento variable para la sección C. Los parámetros numéricos para la sección C se muestran en la Tabla A3.

Tabla A3. Parámetros numéricos utilizados en la sección C.

| Parámetros | Valor |
|---|--|
| Número de capas | 14 |
| Número de Nodos MxN | 61x61 |
| Coefficientes de resistencia al viento | [¥] 6.3 x 10 ⁻⁴ [†] 7.2 x 10 ⁻⁴ |
| Coefficiente de Chézy | 65 |
| Coefficiente de viscosidad de remolino horizontal | 1 m ² /s |

| | |
|---|----------------------|
| Coefficiente de difusión de remolino horizontal | 10 m ² /s |
| Coefficiente de viscosidad de remolino vertical | 0 m ² /s |
| Coefficiente de difusión de remolino vertical | 0 m ² /s |
| Escala de longitud de Ozmidov | 0 m |
| Número de Dalton | 1 x 10 ⁻³ |
| Número de Stanton | 1 x 10 ⁻³ |

Exp_05

Condiciones iniciales: Para las condiciones iniciales de temperatura en las que se dividió la columna de agua se tomaron los valores promedio de la serie de tiempo de temperatura real en la profundidad más cercana.

Exp_06

Condiciones iniciales: Para las condiciones iniciales de temperatura en las que se dividió la columna de agua se tomaron los valores máximos de la serie de tiempo de temperatura real en la profundidad más cercana.

Exp_07

Para las condiciones iniciales de temperatura en las que se dividió la columna de agua se tomaron los valores mínimos de la serie de tiempo de temperatura real en la profundidad más cercana.

Calibración.

Se realizaron comparaciones cualitativas entre los valores reales y simulados, tomando las salidas de la simulación en la coordenada del punto más profundo de la batimetría (M=21, N=35).

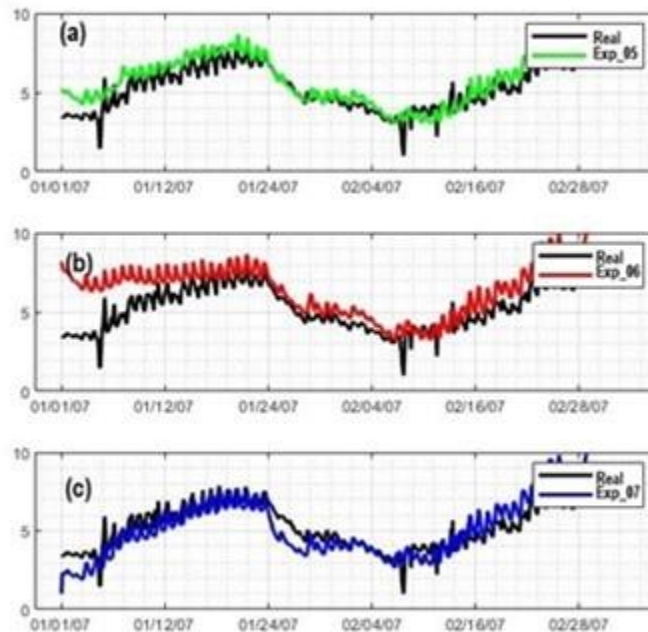


Figura A7. Comparación entre los experimentos Exp_05, Exp_06 y Exp_07. Comparación de capa superficial utilizando condiciones iniciales de temperatura (a) promedio, (b) máxima y (c) mínima.

Observaciones Bloque C:

La Figura A7 ilustra comportamiento de la temperatura en la capa superficial del lago. Para todos los casos ((a), (b) y (c)), la línea negra representa los valores observados.

Los valores reales de temperatura en la capa superficial oscilan entre 2 °C y 9 °C. Los 3 experimentos responden de manera conveniente a este intervalo de variación.

Aproximadamente los 4 primeros días son tomados como ajuste por el modelo. Observando a partir del 05 de enero, es notorio que el Exp_05 y Exp_07 se acercan a los valores de

temperatura reales, a diferencia del Exp_06, el cual sobreestima durante los primeros días y logra ajustarse aproximadamente hasta el 20 de enero.

Durante el periodo del 24 de enero al 29 de enero, los Exp_05 y Exp_06 simulan correctamente los datos observados, a diferencia del Exp_07, el cual subestima en sus resultados.

Debido al comportamiento más estable de la simulación con las condiciones iniciales promedio (Exp_05, Figura 7A a), se concluye que los valores utilizados para el Exp_05 permiten crear una configuración más adecuada del modelo.

A.4 Sección D. Experimentos con variación en los coeficientes de velocidad de remolino.

Se usó una malla de mayor resolución espacial horizontal, (M x N= 61x61) y baja resolución vertical (5 capas). Los parámetros numéricos para el bloque D se muestran en la Tabla A4.

La sección se ideó para analizar la respuesta del modelo a los cambios de los coeficientes de viscosidad de remolino vertical, así como los coeficientes de viscosidad y difusión de remolino horizontal.

Por ser las primeras pruebas con los nuevos valores de estos parámetros, y para reducir el tiempo de cómputo, se redujo la resolución vertical y se limitó el periodo de simulación al mes de enero. Esta prueba parte de los valores reportados por Cardoso-Mohedano et al. (2019).

Tabla A4. Parámetros numéricos utilizados en el bloque D.

| Parámetros | Valor |
|---|--|
| Número de capas | 5 |
| Número de Nodos MxN | 61x61 |
| Coefficientes de resistencia al viento | [¥] 6.3 x 10 ⁻⁴ [†] 7.2 x 10 ⁻⁴ |
| Coefficiente de Chézy | 65 |
| Coefficiente de viscosidad de remolino horizontal | 3 m ² /s |
| Coefficiente de difusión de remolino horizontal | 3 m ² /s |

| | |
|---|---|
| Coefficiente de viscosidad de remolino vertical | 6×10^{-3} m^2/s |
| Coefficiente de difusión de remolino vertical | $0 \text{ m}^2/\text{s}$ |
| Escala de longitud de Ozmidov | 0 m |
| Número de Dalton | 1×10^{-3} |
| Número de Stanton | 1×10^{-3} |

Exp_08

Viento: Se utilizaron datos horarios de los valores de magnitud viento y la dirección registrados por la estación meteorológica durante el periodo de simulación.

Condiciones iniciales: Para las condiciones iniciales de temperatura en las que se dividió la columna de agua se tomaron los valores mínimos de la serie de tiempo de temperatura en la profundidad más cercana.

Esquema de flujo de calor: Se eligió el esquema de flujo de calor del flujo absoluto.

Calibración.

Para hacer las comparaciones entre los valores reales y los valores simulados, se tomaron las salidas de la simulación en la coordenada del punto más profundo de la batimetría (M=21, N=35).

Se realizaron comparaciones en las capas de superficiales, media y de fondo para los Exp_05 y Exp_08.

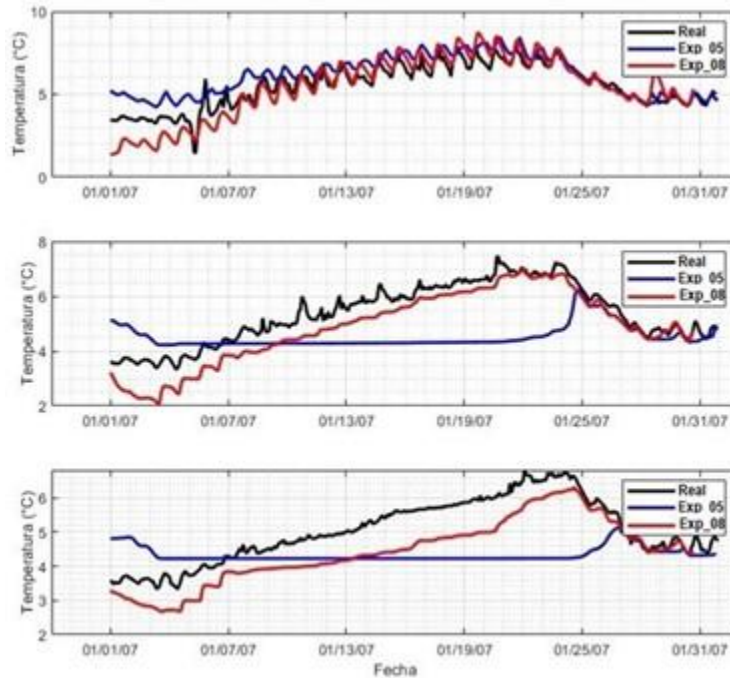


Figura A8. Comparación entre los experimentos Exp_05 y Exp_08 en la (a) capa superficial, (b) capa intermedia y (c) capa de fondo.

Observaciones de la sección D:

En la Figura A8 se nota que, en las tres capas de profundidad utilizadas para la comparación, los valores de la simulación Exp_08 reproduce los valores observados de manera más adecuada. El modelo reproduce cualitativamente mejor que en los experimentos anteriores la tendencia de los valores de temperatura medidos en las distintas las capas de profundidad.

A.5 Observaciones generales del ajuste inicial:

Las pruebas de calibración de las secciones A, B y C y D indican que:

- 1- La resolución espacial horizontal juega un papel importante en el ajuste de la batimetría para el modelo. Por esta razón, las pruebas con M, N=21, no resultaron

apropiadas para la comparación de puntos en las profundidades que la batimetría real indica como mayores de 9 metros.

- 2- Utilizar los valores promedio del viento limita la reproducción de resultados adecuados en la capa superficial cuando los valores de temperatura en el lago descienden o aumentan bruscamente.
- 3- En las configuraciones anteriores resultó más eficiente el esquema de flujo de calor absoluto que el flujo de calor del modelo de Murakami.
- 4- Las condiciones iniciales promedio dan mejores resultados en la capa superficial, y además reproducen cambios de temperatura abruptos cuando la configuración es acompañada por los datos de velocidad y dirección de viento reales.
- 5- Realizar variaciones a los coeficientes de viscosidad y difusión de remolino horizontal, y del coeficiente de viscosidad de remolino vertical, acerca los resultados de las simulaciones a los valores observados cuando se trata de las capas más profundas.