



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

POSGRADO EN CIENCIAS DEL MAR Y LIMNOLOGÍA
LIMNOLOGÍA FÍSICA

PROCESOS TERMODINÁMICOS Y VARIABILIDAD CLIMÁTICA EN EL LAGO
DE CHAPALA

TESIS
QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:
DOCTORADO EN CIENCIAS DEL MAR Y LIMNOLOGÍA

PRESENTA:
DAVID AVALOS CUEVA

TUTOR
DR. ANATOLIY E. FILONOV
UNIVERSIDAD DE GUADALAJARA

COMITÉ TUTORAL
DR. JAVIER ALCOGER DURAND
FACULTAD DE ESTUDIOS SUPERIORES DE IZTACALA, UNAM

DR. VÍCTOR MANUEL MENDOZA CASTRO
CENTRO DE CIENCIAS DE LA ATMÓSFERA, UNAM

DRA. MARÍA ADELA MONREAL GÓMEZ
INSTITUTO DE CIENCIAS DEL MAR Y LIMNOLOGÍA, UNAM

DR. DAVID ALBERTO SALAS DE LEÓN
INSTITUTO DE CIENCIAS DEL MAR Y LIMNOLOGÍA, UNAM

MÉXICO, D. F. FEBRERO 2016



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.



Posgrado en Ciencias del Mar y Limnología

Universidad Nacional Autónoma de México



PROCESOS TERMODINÁMICOS Y VARIABILIDAD CLIMÁTICA EN EL LAGO DE CHAPALA

TESIS

que para obtener el grado académico de
Doctor en Ciencias
(Limnología Física)

Presenta:

M. en C. David Ávalos Cueva

Director de Tesis: Dr. Anatoliy E. Filonov
Comité Tutorial: Dr. Javier Alcocer Durand
Dr. Víctor Manuel Mendoza Castro
Dra. María Adela Monreal Gómez
Dr. David Alberto Salas de León

México, D.F., 2016

A Dios por cárgame en sus brazos cuando más lo necesite

Para mi esposa Erika,

quien me apoyo y alentó para continuar.

A mi Princesita Adriana Isabel, y a Elizabeth que aunque aún te encuentras en el vientre de mamá, eres una gran alegría que me motiva a seguir adelante.

A mis padres, Antonio y Teresa

A mis hermanos, Antonio, Verónica, Javier, Lupita y Andrés

Porque que siempre estuvieron en el espacio y tiempo

que los necesitaba.

A ellos con mucho Cariño

Agradecimientos

Primero y como más importante, me gustaría agradecer sinceramente a mi asesor de tesis y amigo el Dr. Anatoliy Filonov, por su voluntad y dedicación.

Aún recuerdo cuando me invito abordar en ese barco; comenzando así, mi travesía y pasión por las ciencias del mar.

Sus conocimientos, su orientación, su manera de trabajar, su persistencia y su motivación continua, han sido fundamentales en mi formación. De esta forma, él logró inculcar en mí un sentido de formalidad, compromiso y rigor académico. A su forma, ha sido capaz de ganarse mi lealtad y admiración, lo cual me hace admitir una gran deuda por todo su apoyo. No me queda más que citar sus sabias palabras: *“La patria te recordara”*

Gracias especiales al comité de Tutores y miembros del Jurado: Dra. Adela Monreal, Dr. Víctor Manuel Mendoza, Dr. Javier Alcocer, Dr. David Salas, por su constante apoyo y valiosas observaciones para la culminación de este trabajo.

A la Universidad Autónoma de México y al Posgrado en Ciencias del Mar y Limnología, por la oportunidad que me brindo de estudiar el doctorado.

Al CONACyT por la beca otorgada que permitió el desarrollo del trabajo y la obtención del grado. A la Dra. Gloria Vilaclara y todo el grupo administrativo del posgrado, Chantal, Gaby, Diana, Lupita, por su valiosa ayuda y amistad que logramos en mi estancia en el posgrado.

A la Dra. Irina Tereshchenko y al Dr. Cesar Monzón de la Universidad de Guadalajara, por sus consejos y apoyo incondicional que me brindaron en todo momento.

Al Dr. Luis Javier Plata, quien siempre me ha mostrado su gran amistad y compañerismo; además por sus comentarios y sugerencias que ayudaron a mejorar este trabajo.

A mi gran amigo y colega Carlos Adrián Vargas, que siempre estuvo al pendiente dándome ánimo y apoyándome en el trabajo.

A ellos mi más sincero agradecimiento.

Contenido

	Pág.
Lista de figuras.....	III
Lista de tablas	VIII
Resumen	IX
Abstract.....	X
Introducción.....	1
1. Planteamiento del problema.....	9
1.1 Área de estudio.....	9
1.2 Objetivo general.....	11
1.2.1 Objetivos Específicos	12
1.3 Datos iniciales.....	12
1.4 Metodología.....	14
1.4.1 Análisis de las series temporales	14
1.4.2 Análisis espectral de una variable	15
1.4.3 Espectro rotacional	17
1.4.4 Análisis armónico	19
2. Los efectos de la circulación de la brisa en el Lago de Chapala	21
2.1 Metodología.....	22
2.2 Proceso de formación de la brisa.....	22
2.3 Variabilidad de los procesos meteorológicos	25
2.3.1 Temperatura del aire	26
2.3.2 Humedad relativa	26
2.3.3 Rapidez y dirección del viento.....	28
2.3.4 Precipitación	31
2.4 Análisis espectral de las variables meteorológicas	31
2.4.1 Resultados del espectro rotacional.....	38
2.4.2 Variabilidad de baja y alta frecuencia	40
2.5 Discusiones	42
3. Régimen térmico	43
3.1 Imágenes de satélite.....	44
3.1.1 Análisis espectral de la TSLC.....	47
3.1.2 Influencia de El Niño en la TSLC mensual	50
3.1.3 Resultados del modelo armónico de la TSLC.....	52

3.2	Muestreos de distribución espacio-temporal de temperatura en la parte central del Lago de Chapala	54
3.2.1	Metodología	55
3.2.2	Campo de temperatura de los transectos	55
3.3	Experimento del día 10 de enero del 2007	57
3.3.1	Metodología	58
3.3.2	Análisis de los datos de temperatura, recibidos durante el experimento el día 10 de enero del 2007	61
3.4	Variación de Temperatura y nivel en un punto del lago	64
3.5	Discusiones	68
4.	Hidrodinámica en el Lago de Chapala.....	71
4.1	Metodología	72
4.1.1	Descripción del modelo.....	72
4.1.2	Implementación del modelo	78
4.2	Resultados del modelo para el Lago de Chapala	79
4.3	Comparación del modelo HAMSOM con las observaciones corrientes	84
4.3.1	Experimento para la época de estiaje y de lluvia	84
4.4	Discusiones	88
5.	Discusión y conclusión general	91
5.1	Discusión.....	91
5.2	Conclusión	96
6.	Bibliografía	99

Lista de figuras

	Pág.
Figura 1.1. a) Batimetría del Lago de Chapala, la profundidad en metros está dada en relación a la cota mínima, que es 87; b) localización de la red de estaciones meteorológicas y esquema de levantamientos realizados con CTD SBE-19 y SBE-19 plus; c) secciones de temperatura superficial obtenidas a partir de las imágenes de satélite AVHRR.....	10
Figura 2.1. Esquema del mecanismo de formación de brisa lacustre: a) descripción de la brisa lacustre diurna, b) brisa lacustre nocturna (Fernández-Díez <i>et al.</i> , 1993).	24
Figura 2.2. Series de tiempo horarias de temperatura registrada por la red de estaciones meteorológicas: a) Chapala, b)Jocotepec, c) Tizapán, d) Isla de los Alacranes, e) Jamay, f) Poncitlán, g) Atequiza; la línea continua corresponde al promedio mensual.	27
Figura 2.3. Series de tiempo horarias de humedad relativa registrada por la red de estaciones meteorológicas: a) Chapala, b)Jocotepec, c) Tizapán, d) Jamay, e) Poncitlán, f) Atequiza; la línea continua corresponde al promedio mensual. .	28
Figura 2.4. a) Series de tiempo horarias del modulo del viento; y b) histogramas de dirección e intensidad del viento promedio horario registrados por la red de estaciones meteorológicas: 1) Chapala, 2) Jocotepec, 3) Tizapán, 4) Isla de los Alacranes, 5) Jamay, 6) Poncitlán, 7) Atequiza.	29
Figura 2.5. Series de tiempo horarias de precipitación registrada por la red de estaciones meteorológicas: a) Chapala, b)Jocotepec, c) Tizapán, d) Isla de los Alacranes, e) Jamay, f) Poncitlán, g) Atequiza.	30
Figura 2.6. Espectros energéticos de las fluctuaciones en la temperatura del aire para la red de estaciones meteorológicas, 1) Chapala, 2)Jocotepec, 3) Tizapán, 4) Jamay, 5) Poncitlán, 6) Atequiza.	32
Figura 2.7.Espectros energéticos de las fluctuaciones de las características meteorológicas, a) humedad relativa y b) precipitación, para la red de estaciones meteorológicas: 1) Chapala, 2) Jocotepec, 3) Tizapán, 4) Jamay, 5) Poncitlán, 6) Atequiza.	36

Figura 2.8. Espectros energéticos de las fluctuaciones en las características meteorológicas, a) temperatura del aire y b) precipitación, para la estación meteorológica de Isla de los Alacranes.....	37
Figura 2.9. Densidad espectral de las componentes de viento a) en sentido contra-horario y b) en sentido horario, para la red de estaciones meteorológicas: 1) Chapala, 2) Jocotepec, 3) Tizapán, 4) Isla de los Alacranes, 5) Jamay, 6) Poncitlán, 7) Atequiza.....	39
Figura 2.10. Histograma de dirección e intensidad del viento tratados con el filtro de Godin de la red de estaciones meteorológicas: 1) Chapala, 2) Jocotepec, 3) Tizapán, 4) Isla de los Alacranes, 5) Jamay, 6) Poncitlán, 7) Atequiza.	40
Figura 2.11. Histograma de dirección e intensidad del viento filtrada con el filtro de paso alto Coseno-Lanczos, para la estación de Isla de los Alacranes.	41
Figura 3.1. a) Diagrama de variabilidad espacio-temporal de la temperatura superficial $T_{x,t}$ de la sección I; b) variabilidad del promedio espacial $T_t x$; y c) variabilidad del promedio temporal $T_x t$	45
Figura 3.2. a) Diagrama de variabilidad espacio-temporal de la temperatura superficial $T_{x,t}$ de la sección II; b) variabilidad del promedio espacial $T_t x$; y c) variabilidad del promedio temporal $T_x t$	46
Figura 3.3. Figura 3. 1 a) Diagrama de variabilidad espacio-temporal de la temperatura superficial $T_{x,t}$ de la sección III; b) variabilidad del promedio espacial $T_t x$; y c) variabilidad del promedio temporal $T_x t$	46
Figura 3.4. a) Diagrama de variabilidad espacio-temporal de la temperatura superficial $T_{x,t}$ de la sección IV; b) variabilidad del promedio espacial $T_t x$; y c) variabilidad del promedio temporal $T_x t$	47
Figura 3.5. Espectro energético normalizado $S_{x,\omega}$ de la temperatura superficial $T_{x,t}$ promedio mensual de la sección I.....	48
Figura 3.6. Espectro energético normalizado $S_{x,\omega}$ de la temperatura superficial $T_{x,t}$ promedio mensual de la sección II.....	49

Figura 3.7. Espectro energético normalizado $S_{x,\omega}$ de la temperatura superficial $T_{x,t}$ promedio mensual de la sección III.	49
Figura 3.8. Espectro energético normalizado $S_{x,\omega}$ de la temperatura superficial $T_{x,t}$ promedio mensual de la sección IV.	49
Figura 3.9. Espectro energético promedio normalizado $S_{x,\omega}$ de la temperatura superficial $T_{x,t}$, promedio mensual para las secciones I-IV.	50
Figura 3.10. a) Variabilidad temporal y b) espectro energético de la 1. La temperatura del aire, y 2. Precipitación en el Lago de Chapala (archivo de registros históricos de la Comisión Nacional del Agua).....	51
Figura 3.11. Variabilidad temporal de TSLC $T_x t$ promediada por todos los píxeles en la sección I –IV, 1 - datos medidos por el sensor del satélite AVHRR-NOAA 12 y 14; 2 - resultado de la modelación espectral usando los armónicos de 12 y 6 meses, más ruido aleatorio.	53
Figura 3.12. 1- Distribución de temperatura en el Lago de Chapala, correspondiente a) febrero, b) abril, c) julio y d) octubre de 2006; 2- promedio espacial de los mismos.....	56
Figura 3.13. Distribución de la cadena de termistores y ADCP montado en la lancha	58
Figura 3.14. a) Esquema general del experimento realizado en el Lago de Chapala. b) distribución y localización de los transectos.	60
Figura 3.15. Distribución de temperatura en el Lago de Chapala, correspondiente a los transectos a) T00, b) T01, c) T02 y d) T03, realizados el 10 de enero del 2007.....	62
Figura 3.16. Distribución de temperatura en el Lago de Chapala correspondiente al transecto T04 realizado el 10 de enero del 2007.....	62
Figura 3.17. Distribución de temperatura en el Lago de Chapala correspondiente a los transectos a) T05, b) T06, c) T07, d) T08, e) T09, f) T10 y g) T11, realizados el 10 de enero del 2007.....	63
Figura 3.18. Distribución de temperatura en el Lago de Chapala correspondiente a los transectos a) T12 y b) T13, realizados el 10 de enero del 2007.	63
Figura 3.19. (a) Fluctuaciones horarias de nivel del lago y (b) fluctuaciones de temperatura del anclaje durante el experimento en verano de 2005. (c)	

	Frecuencia espectral de las fluctuaciones de nivel y temperatura. Los números arábigos muestran los períodos de los principales picos en el espectro. La línea vertical muestra el intervalo de confianza del 80%.	65
Figura 3.20.	Variación de a) viento, b) temperatura c) y frecuencia boyancia en las proximidades del anclaje. Los lances verticales se hicieron cada 5 minutos con un CTD SBE-19 plus, que se lanzo manualmente desde una embarcación fija con una velocidad de caída de aproximadamente 0.1 ms^{-1} y una frecuencia de muestreo de 0.25 segundos.....	68
Figura 4.1.	a) Esquema de la malla Arakawa tipo C y b) criterio de Courant-Friedrich-Lewy.	78
Figura 4.2.	Batimetría del Lago de Chapala.	79
Figura 4.3.	a) Histogramas de dirección e intensidad del viento promedio horario para la época de estiaje y b) lluvias, obtenidas a partir del año canónico formado por las series de datos de viento de las estaciones meteorológicas descritas en la Tabla 1 (localización: 1. Jocotepec, 2. Atequiza, 3. Chapala, 4. Poncitlán, 5. Jamay, 6. Tizapán y 7. Isla de los Alacranes).	80
Figura 4.4.	Simulación de las corrientes inducidas por el campo de viento en el Lago de Chapala, para la época de estiaje, en un periodo de 24 horas (cada dos horas).	81
Figura 4.5.	Simulación de las corrientes inducidas por el campo de viento en el Lago de Chapala, para la época de lluvias, en un periodo de 24 horas (cada dos horas).	82
Figura 4.6.	Esquema de los experimentos realizados en el Lago de Chapala de remolque del perfilador acústico Doppler (ADCP, RD Instruments de 600 kHz) desde el costado de la embarcación, las líneas solidas azules representan los transectos T04, T12 y T13 realizados el 10 de enero de 2007; y las líneas solidas rojas representan los transectos TC1, TC2 y TC3 realizados el 1 de julio de 2014.	85
Figura 4.7.	(a) Simulación de corrientes (vectores negros) versus corrientes observadas (vectores rojos) en el área del muestreo para el transecto T4, y (b) para los transectos T12 y T13, del experimento realizado el día 10 de enero del 2007, las simulaciones corresponden a las 13:00 y a las 18:00, respectivamente. .	86
Figura 4.8.	(a) Simulación de corrientes correspondiente a las 18:00 (vectores negros) versus corrientes observadas (vectores rojos) en el área del muestreo para el	

transecto TCH01, TCH02 y TCH03, del experimento realizado el día 1 de julio del 2014.	87
--	----

Lista de tablas

	Pág.
Tabla 1. Características de los registros de la red de estaciones meteorológicas, situadas en los alrededores y centro del Lago de Chapala.	13
Tabla 2. Características de los armónicos anual, semi-anual, diurno y semi-diurno de las características meteorológicas, de la estación de Chapala y Jocotepec. Las amplitudes de los armónicos y sus correspondientes fases.	33
Tabla 2. Continua	34
Tabla 3. Valores de la función de coherencia cuadrada y diferencia de fase de los armónicos anual, semi-anual, diurno y semi-diurno de las características hidro-metrológicas de la estación Chapala. Los valores de diferencia de fase (en paréntesis) están dados en meses para anual y semi-anual y en días para los armónicos diurno y semi-diurno.....	35
Tabla 4. Las características estadísticas de la TSLC en las secciones I–IV.....	52
Tabla 5. Tiempos de inicio y fin de cada arrastre de la cadena de sensores SBE-39, termógrafos HOBO, HOBO-Level y perfilador acústico Doppler ADCP a lo largo de los transectos T00 a T13. Muestreo del 10 de enero de 2007.	61

Resumen

Se estudió el régimen termodinámico en el Lago de Chapala, para la época de estiaje y lluviosa. Se aplicó el modelo HAMSOM bidimensional integrado en la vertical para ambas épocas, utilizando los datos de la red de siete estaciones meteorológicas distribuidas alrededor del lago y una en la Isla de los Alacranes. Los resultados de las simulaciones realizadas en las épocas en cuestión; muestran una dinámica bastante compleja, en la cual se observa la generación de dos giros contrarios en su circulación, que prevalecen en todo el periodo de simulación. La velocidad y dirección de las corrientes, se intensifican cuando se hace presente la brisa del lago. Así mismo, se compararon los resultados de las simulaciones con observaciones de corrientes obtenidas de en dos muestreos llevados a cabo en el lago, en periodos representativos de las épocas de simulación, mostrando similitudes en las áreas muestreadas. También; se utilizaron las herramientas de análisis espectral para el estudio de las características meteorológicas. Este análisis, reveló que los armónicos más energéticos corresponden a los picos diurnos y semidiurnos, siendo en promedio dos órdenes de magnitud mayores que el armónico anual. El análisis espectral cruzado revela una relación casi lineal entre las características meteorológicas. Las fluctuaciones diarias de las características del viento presentan una circulación anticiclónica producida por el sistema de brisas. Al eliminar las frecuencias diurnas y semidiurnas del viento, mediante el filtro de Godín; se identificó dentro de la circulación del viento, una circulación que se sobrepone a la brisa del lago que va de este-oeste y viceversa. Esta circulación es conocida por los rivereños como “El Mexicano”, y es el resultado de las formaciones montañosas que rodean al lago. Así mismo, se analizaron los datos de temperatura superficial (obtenidos de imágenes de satélite promedio mensual del periodo comprendido de abril de 1996 a octubre de 2003) y de temperatura de la columna de agua del lago (obtenidos de muestreos regulares con un perfilador SBE-19 plus). El Niño 1997-98, se hizo evidente de forma severa modificando el ciclo normal en la temperatura superficial del lago. De igual forma se registró el Niño 2002-03, aunque este se presentó de en forma moderada. El análisis espectral mostro que el armónico principal corresponde a la señal anual y semianual. A pesar que el Lago de Chapala es bastante somero (profundidad promedio de 6 metros), presenta una marcada termoclina que alcanza de 3-8 °C en el primer metro de agua. Esta se forma a la mitad del día y es destruida por el efecto de la brisa lacustre al atardecer. El análisis de la temperatura superficial del lago y los perfiles de los muestreos con SBE-19 plus, mostraron que la zona norte es en promedio 1 °C más cálida que la zona sur del lago, tales diferencias en la temperatura pueden ser explicadas por la circulación de las corrientes en el lago, lo cual se presenta en las simulaciones del modelo HAMSOM.

Abstract

The present study the thermodynamic regime on Lake Chapala was analyzed for the dry and wet season. The vertically averaged HAMSOM model, bi-dimensional was used to study both seasons, the data network of seven weather stations distributed around the lake were used and *Los Alacranes* Island. Results of the simulations performed in periods study; show a very complex dynamic, in which the generation of two gyres in opposite circulation is observed, prevailing in all the simulation time range. Velocity of currents intensifies when becomes present the lake breezes. Also, the results of simulations with current data obtained from two surveys carried out in the lake, in representative periods of simulation times of are compared, showing similarities in the sampled areas. In addition, spectral analysis tools to study weather features were used. This analysis revealed that the most energetic harmonics are due to diurnal and semi-diurnal peaks, that is two orders average of magnitude greater than the annual harmonic. The cross spectral analysis shows an almost linear relationship between weather features. The daily fluctuations of wind characteristics show an anticyclonic circulation produced by the local breezes system. Eliminating the diurnal and semi-diurnal wind harmonics through Godin filter, it was to identify a wind circulation pattern that overlaps the lake breeze with direction east-west and opposite. This circulation is known by local fishermen as "*El Mexicano*" and is due to the mountainous formations surrounding the lake. Likewise, surface temperature data (received by the average monthly satellite image from the period from April 1996 to October 2003) and temperature of the water column of Lake Chapala (obtained from frequent samplings with CTD profiler SBE-19 plus) were analyzed. The El Niño-Southern Oscillation (ENSO) 1997-98 is strongly evidenced modifying the normal cycle in the surface temperature of the lake. Also was recorded El Niño 2002-03, although this was presented moderately. The spectral analysis showed that the main harmonic corresponds to the annual and semi-annual signal. Although Lake Chapala is very shallow (average depth to 6 meters), shows as a strong thermocline that reaches 3-8 ° C in the first meter of water. This is formed the midday and is destroyed from the effect of the lake breeze at sunset. The analysis of the surface temperature of the lake and profiles to sampling with CTD SBE-19 plus, showed that the north is on average 1 ° C warmer than the south of the lake, such differences in temperature can be explained by the circulation of currents in the lake, which is shown in the results HAMSOM model.

Introducción

Los lagos son sistemas jóvenes geológicamente hablando, permaneciendo desde algunas semanas o meses (estacionales) hasta varios cientos de años. Con el paso del tiempo se van llenando de sedimentos y colmatándose, al acumular capas de sedimentos acarreados por sus afluentes. Asimismo, los lagos son sistemas complejos con variaciones naturales y antropogénicas de sus parámetros físicos, químicos y biológicos.

Un lago es un medio bien definido por una topografía, los flujos hídricos que a él llegan y salen, los intercambios térmicos y químicos entre sus diferentes capas de agua, sus comunidades vegetales y animales específicos y, en definitiva, por constituir un ecosistema de gran riqueza y fragilidad ecológica.

El Lago de Chapala es un graben con orientación este-oeste. Es un lago subtropical somero localizado a lo largo de la Faja Volcánica Transmexicana, al sur de la Zona Metropolitana de Guadalajara, Jalisco. Es el lago más grande de México.

El lago de Chapala es alimentado por el Río Lerma y por su propia cuenca, la cual tiene aproximadamente 7000 km²; tiene una desembocadura natural por el Río Santiago. El Río Lerma es utilizado para riego en agricultura y como desagüe de drenaje a lo largo de sus 750 km de costa. La cuenca Lerma- Lago de Chapala mide aproximadamente 54,400 km² y está habitada por 9.35 millones de personas (aproximadamente el 10% de la población de México) distribuidos en 6,224 poblados. Hay en sus alrededores 6,400 industrias que generan un tercio del producto nacional bruto (Mestre, 2001). El alto crecimiento urbano e industrial ha aumentado la demanda del agua del lago y ha deteriorado su calidad.

El río Lerma trae al Lago de Chapala residuos agrícolas sin tratamiento, pesticidas, contaminantes industriales y metales pesados; debido a estos factores las aguas del Río Lerma y el Lago de Chapala son turbias (Hansen *et al.*, 1995). El patrón de entrada-salida de agua determina la turbidez debida a la resuspensión y a la mezcla de sedimentos producida por el viento en la zona somera de la boca del río, con lo que se afecta la calidad del agua.

En años recientes el estudio de los factores que regulan el clima del planeta ha tenido un considerable avance. La evolución observacional indica que la mayoría de los cambios climáticos a escala regional, principalmente aquellos relacionados con la temperatura, ya han afectado un gran número de sistemas físicos y biológicos; el cambio en los regímenes de precipitación genera también un gran impacto en estos.

El régimen de precipitación en el vaso del Lago de Chapala es de aproximadamente 750 mm anuales. La evaporación de su espejo es de 1400-1600 mm al año, casi el doble de la norma de precipitación establecida por la CNA. Las oscilaciones de la intensidad de las precipitaciones en la superficie de la cuenca tienen una periodicidad temporal asociada a El Niño (de 2 hasta 7 años) y a la actividad solar (11, 22, 45 y más años). La variabilidad interanual en las precipitaciones origina importantes oscilaciones temporales del nivel, el volumen y la superficie del lago (Filonov, 1998).

La hidrodinámica del Lago de Chapala ha recibido mayor atención en años recientes. Estudios químicos, biológicos y geológicos han sido descritos por varios autores, tales como Urrutia-Fucugauchi y Rosas-Elguera (1994); Rosas-Elguera *et al.*, (1997); Campos-Enríquez y Alatorre-Zamora (1998); Rosas-Elguera y Urrutia-Fucugauchi (1998); Ferrari y Rosas-Elguera (2000); quienes describen a detalle el origen tectónico y evolución del graben que formó al lago; mientras que Zárate-del Valle y Simoneit (2005); describen las consecuencias del tectonismo en el lago, tales como la generación de petróleo y ventitas hidrotermales en la región comprendida por el lago.

Actualmente se realizan extensas investigaciones para determinar el régimen termodinámico de las aguas del lago mediante datos *in situ* (Filonov y Tereshchenko, 1999a-b), la hidrodinámica y la dinámica de la contaminación en el lago mediante modelos numéricos (Escalante, 1992; Hansen, 1994; León, 1994; Curiel, 1995; Avalos-

Cueva, 2003; Lara-Aguayo, 2003; Ramírez-Gómez, 2004), la tasa de sedimentación (Femex *et al.*, 2001), la circulación hidrometeorológica y los procesos termodinámicos en la atmósfera (Filonov *et al.*, 1998).

El calentamiento y enfriamiento desigual de las masas de aire justo encima de las superficies terrestres y lacustres provocan gradientes de presión atmosférica, que a su vez generan el viento denominado brisa.

Filonov *et al.* (1998) muestra que la brisa es el principal proceso que ocasiona toda la dinámica en la atmósfera cerca de la superficie del lago. La brisa diurna tiene una dirección hacia la costa, con valores de 8 hasta 10 ms^{-1} , lo que a su vez incrementa la evaporación del lago. En el mismo estudio, Filonov describe que la energía cinética de la brisa diurna es cerca de dos órdenes de magnitud más intensa que la semidiurna. La variabilidad sinóptica en la región se presenta con periodos de 2 a 15 días.

Las variaciones de las características meteorológicas también se reflejan en las fluctuaciones de nivel del lago, presentándose éstas con un desplazamiento de fase (Cruz-Gómez, 2002). La variabilidad estacional de estas características hidrometeorológicas está determinada por los armónicos anual y semianual, así como por la contribución de baja frecuencia y por el ruido aleatorio de alta frecuencia. La contribución de los armónicos interanuales más altos con periodos de 4, 3 meses, etc., es casi dos órdenes de magnitud más pequeña que el armónico principal (Filonov *et al.*, 1999a).

Filonov y Tereshchenko (1999a, b) reportan que la termodinámica en el Lago de Chapala, a pesar de su poca profundidad, muestra un régimen bastante complejo, con una fuerte estratificación vertical. La diferencia entre la temperatura superficial y la de fondo alcanza de 0.5 a 1 °C en las zonas oeste y central, mientras que en la zona este es de 2 a 3 °C. Las aguas más cálidas se localizan en la parte somera del este (profundidad de 0.5 a 2 m), donde las aguas turbias del Río Lerma son rápidamente calentadas y, en periodos de calma, se forma una termoclina con gradientes de 1 a 2 °Cm⁻¹. Las aguas de la parte central y sur del lago son en promedio de 1 a 2 °C más frías que en la orilla norte. En la zona este hay lentes de agua fría con diámetros de entre 100 y 400 m.

La estructura de las lentes de temperatura superficial se debe a que la predominante brisa diurna que sopla hacia la orilla causa el desplazamiento de una delgada capa superficial (1-1.5 m) de agua cálida hacia la parte central más fría. Esta a su vez forma un sistema de circulación horizontal-vertical tipo Langmuir de movimientos convergentes y divergentes, que inicialmente rompen la capa de agua cálida y continua en el espacio del lente, separándose y extendiéndose por el viento. Debido a la inestabilidad del desplazamiento se genera en la periferia un grupo de intensas ondas internas que transmiten calor y energía cinética del viento hacia el interior del lago. Como la circulación de la brisa actúa sobre el lago durante todo el año, Filonov y Tereshchenko (1999b) concluyen que la brisa desempeña un papel importante en los mecanismos de mezcla vertical y horizontal del lago.

Filonov (2002) mostró que el principal proceso dinámico es la circulación de la brisa del lago. La brisa y las variaciones de presión atmosférica generan ondas libres de tipo seiche. El análisis espectral de las fluctuaciones del nivel del lago, calculado a partir de los registros de un limnógrafo situado en la orilla de la ciudad de Chapala, éste muestra que el periodo de seiches libres es de 5.7 h y tiene una amplitud de 7.5 mm. Las fluctuaciones en el nivel del lago ocurren con una o varias líneas nodales, que son determinadas por la topografía del fondo del lago. Las estimaciones muestran que los seiches generan corrientes periódicas que alcanzan 1 cms^{-1} en el área de la línea nodal.

Cruz-Gómez (2002) realizó una serie de simulaciones con el modelo numérico bidimensional semi-implícito HAMSOM (Hamburg Shelf Ocean Model). El objetivo de las simulaciones consistía en determinar las fluctuaciones de nivel y las corrientes en el lago provocados por la brisa, para lo cual se forzó el modelo con un viento constante promedio con datos provenientes de una estación meteorológica de la CNA, situada en Chapala; el tamaño de la serie fue de 3.2 años.

Con el modelo HAMSOM se encontró que los seiches tienen más de dos modos de oscilación en las direcciones longitudinal y transversal. Los modos más energéticos son los de primer modo longitudinal. El movimiento en dirección transversal es originado principalmente por la morfología de la cuenca. El nodo principal se encuentra en la parte central del lago y tiene dirección suroeste. Los principales modos longitudinal y transversal tienen un periodo de aproximadamente 6.2 y 2.5 horas, respectivamente. Las

corrientes horizontales generadas alcanzan hasta 1 cms^{-1} y la amplitud de los seiches es de 1.8 cm. También se generan vórtices debido principalmente a la batimetría y las fronteras del lago. Resultados similares se presentan en Escalante (1994), León (1994), Ávalos (2003) y Lara-Aguayo (2003), quienes muestran la presencia de vórtices en el Lago de Chapala.

Ávalos (2003) usó un modelo lineal bidimensional para aguas someras, forzado por el campo de viento para el lago; los datos se obtuvieron de una red de 7 estaciones meteorológicas ubicadas alrededor y centro del lago. La integración de los flujos de transporte genera corrientes que alcanzan hasta 1 cms^{-1} , los cuales muestran corrientes estacionarias bien definidas. Por lo tanto, los procesos dinámicos en el lago y áreas vecinas son complejos y variables en tiempo y espacio y estos parecen también ser gobernados por procesos sinópticos locales; así como, por las características de la orografía.

Debe considerarse que, como en todo modelo, las simulaciones sólo generan escenarios potenciales (*i.e.*, son una representación aproximada de la realidad). La exactitud depende de las suposiciones del modelo y de los datos de entrada. El siguiente paso es validar los resultados del modelo mediante la comparación de los parámetros de salida con mediciones *in situ*.

La manera moderna de supervisar el modo periódico termal de un lago es a través del análisis de imágenes de satélite de temperatura superficial del agua. Estas imágenes son obtenidas por un Radiómetro Avanzado de Muy Alta Resolución (AVHRR, por sus siglas en inglés). Este análisis ha encontrado una amplia aplicación en la oceanografía física (Scambos *et al.*, 1999; Soto-Mardones *et al.*, 1999; Lavín *et al.*, 2003).

Tereshchenko *et al.* (2002), mediante el análisis de una serie de imágenes de satélite (38 meses, correspondientes al periodo 1996-99) que cubren la región del Lago de Chapala, señala que la temperatura superficial del Lago de Chapala (TSLC) en su parte central es en promedio 0.7°C más alta que en las partes oeste y somera del este; esto se debe a la circulación del lago. Con base en el análisis de las imágenes, concluye que el principal armónico para la TSLC es el anual, mientras que las contribuciones de los armónicos semianual y de alta frecuencia son insignificantes.

El análisis visual de las imágenes de AVHRR muestra que las fluctuaciones promedio mensuales de la temperatura superficial del Lago de Chapala en 1996 y en la primera mitad de 1997 tenían un comportamiento "normal" (i.e., sin influencia de El Niño en la evolución de TSLC). Sin embargo, la modulación del tiempo de la TSLC se hizo evidente en noviembre de 1997. En 1998 las temperaturas promedio de la superficie eran 0.2°C (18.9°C) más bajas en enero y 0.6°C más altas (25.4°C) en agosto que en los meses correspondientes de 1996. Tereshchenko *et al.* (2002) sugieren que esta perturbación en la TSLC es causada por el evento de El Niño 1997-98.

De igual forma, el análisis de la variabilidad espacial y temporal de la TSLC revela que la temperatura del agua de la parte central y sur del lago son en promedio de 1 a 2°C más bajas que las de la orilla norte. En el invierno de 1997-98 se presentó la TSLC más baja del período registrado; la más alta se registró en el verano de 1998.

Los promedios mensuales de la TSLC de las series de tiempo coinciden con una onda seno. El análisis espectral muestra que el armónico principal es el anual, con un promedio cinco órdenes de magnitud mayor que el semianual, mientras que los armónicos de 3 y 4 meses y de 3 y más años no son significativos (Tereshchenko *et al.*, 2002).

Las fluctuaciones estacionales de la TSLC representan la suma de los armónicos anual y semianual. Asimismo, se realizó la modelación armónica de la temperatura superficial del Lago de Chapala. El modelo armónico de temperatura en general se ajustó a los datos, mostrando una diferencia que no supera 1°C , pero en el año de El Niño 1997-98 la diferencia alcanza de 2 a 3°C y un desfase de aproximadamente 2 meses. Estos resultados pueden interpretarse como la llegada de El Niño, que destruye el comportamiento normal de la TSLC. Tereshchenko *et al.* (2002) describe este comportamiento como una señal normal debido a que el análisis espectral no reproduce variaciones de escala pequeña, sin la implementación de información adicional sobre tales eventos.

Aunque, los resultados de los estudios descritos proporcionan una visión general de las características hidrometeorológicas, procesos dinámicos y termodinámicos del Lago de

Chapala, estos no son concluyentes debido a que provienen de muestreos puntuales, de modelos numéricos simplificados, y de modelaciones que utilizan características climatológicas promedio o series de tiempo cortas. Además, estos trabajos se desarrollaron en años en los que el nivel del lago era muy bajo. Sin embargo, a finales del año 2003 un aumento en el régimen de precipitaciones generó un aumento en el nivel de lago (aproximadamente 4 m) y en la actualidad se mantiene en un nivel estable. Es claro que todos los procesos termodinámicos y dinámicos actuales tienen un patrón muy diferente que en los años de bajo nivel de agua.

El objetivo de este trabajo es analizar la variabilidad climática y los procesos hidrotermodinámicos en la época de alto nivel de agua del lago mediante mediciones que permitirán analizar series de tiempo más largas que las existentes; así como, la validación de la simulación numérica de la circulación barotrópica con el modelo HAMSOM.

Se incluirán: 1) series largas de los registros de la red de estaciones meteorológicas situadas alrededor y en el centro del Lago de Chapala, datos de imágenes de satélite AVHRR (93 meses, periodo de 1996-2003); 2) mediciones de temperaturas registradas con CTD SBE-19 y SBE-19 plus (levantamientos realizados cada 3 meses durante el año 2006); 3) series largas de tiempo de variaciones del nivel del lago, registradas con instrumentos SBE-26 y HOBO-level; 4) experimentos especiales que considerarán mediciones de corrientes con un corrientímetro ADCP y el análisis de la distribución y de la penetración de calor en el lago, usando una cadena de sensores de temperatura HOBO-PRO, HOBO-level y SBE-39.

Los resultados de muestreos y experimentos se usarán para la implementación y calibración del modelo HAMSOM bidimensional, con lo que obtendremos una descripción más exacta y detallada de los procesos termodinámicos que se generan en el Lago de Chapala.

1. Planteamiento del problema

1.1 Área de estudio

El Lago de Chapala, es el embalse natural más grande de México, el segundo en altitud en América y el tercero en tamaño en América Latina. El lago se localiza en los límites de los estados de Jalisco y Michoacán. Se encuentra enmarcado dentro de los paralelos 20° 07" y 20° 21" de latitud norte y los meridianos 102° 42" y 103° 25" de longitud oeste. Presenta una superficie de 1,100 km², con una longitud máxima de 75 km, un ancho máximo de 18 km, y a una altitud de 1,542 m sobre el nivel del mar. Es un lago somero con una profundidad promedio cercana a los 6 m (figura 1.1a).

La existencia de un cuerpo de agua depende de su equilibrio hidrológico, es decir, debe existir un equilibrio entre todos los recursos hídricos que ingresan al sistema y los que salen del mismo en un intervalo de tiempo determinado. El lago de Chapala se distingue por ser un lago transmisor, ya que es alimentado por el Río Lerma y tiene un desagüe natural por el Río Santiago. Ambos ríos, junto con el lago, forman el sistema de la cuenca Lerma-Chapala-Santiago.

La principal causa de pérdida de agua en el lago es la evaporación. Durante los meses de primavera la evaporación produce un descenso en el nivel del lago de 10 mm al día en promedio. Las amplias zonas someras y la poca transparencia del agua generan menos inercia termal. Estas características permiten un calentamiento más fuerte en comparación con las porciones más profundas y más transparentes del lago, dando como resultado altos porcentajes de evaporación (Filatov, 1983).

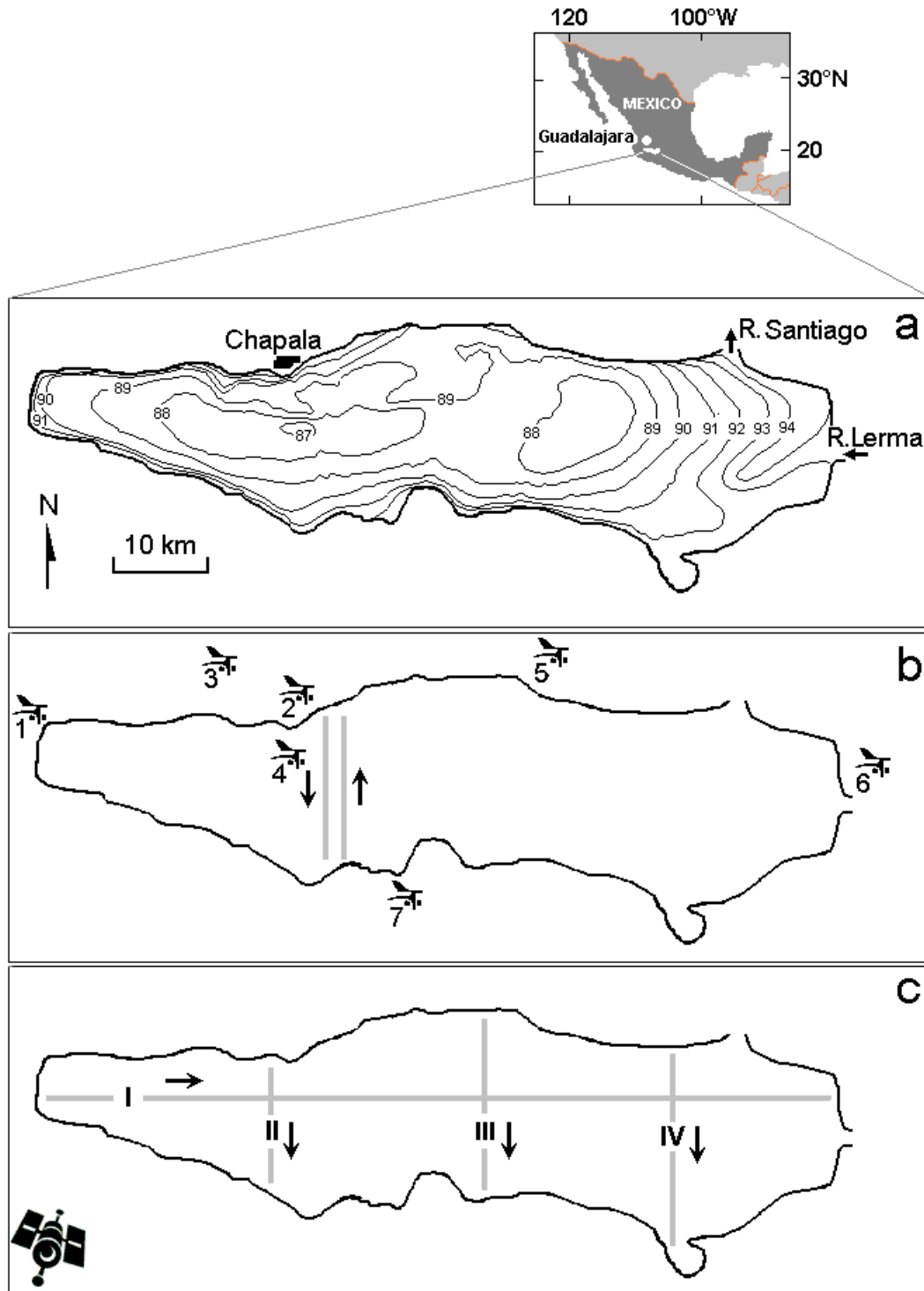


Figura 1.1. a) Batimetría del Lago de Chapala, la profundidad en metros está dada en relación a la cota mínima, que es 87; b) localización de la red de estaciones meteorológicas y esquema de levantamientos realizados con CTD SBE-19 y SBE-19 plus; c) secciones de temperatura superficial obtenidas a partir de las imágenes de satélite AVHRR.

Los drásticos cambios de nivel del lago han sido motivo de serias preocupaciones para las poblaciones aledañas, por las implicaciones que conlleva el uso del agua, en especial cuando el nivel baja y llega a situaciones críticas. El conocimiento de los ciclos hidrológicos anuales es bien conocido, así como su relación con los ciclos climatológicos y las fluctuaciones que generan en el nivel del lago. Sin embargo, los ciclos de baja frecuencia apenas empiezan a ser identificados, e.g., ENOS (desde 2 hasta 7 años); al igual que los ciclos de frecuencia larga, e.g., los periodos de actividad solar (11, 22, 45 y más años).

La radiación solar es la principal fuente de calor para el lago. Según la clasificación establecida por Hutchinson en 1957, el Lago de Chapala es considerado termalmente como polimictico cálido (mostrando periodos diarios de circulación). Filonov *et al.* (2001) señalan que la absorción de la energía solar y su disipación en forma de calor afecta intensamente a la estructura termal del lago, presentando una efímera pero marcada termoclina.

En algunos días el gradiente vertical de temperatura puede superar el valor de $2-3\text{ }^{\circ}\text{Cm}^{-1}$ y la diferencia de temperatura entre superficie y el fondo alcanza de 4 a 5 $^{\circ}\text{C}$. Durante el día el viento que constituye la brisa no puede mezclar esta capa estratificada, en la que se generan ondas internas que calientan el interior del lago hasta su fondo. Durante la noche la termoclina siempre desaparece por la pérdida de calor en las capas superficiales y esto provoca mezcla vertical y homogenización de toda la columna de agua. Durante el ciclo diario la ganancia y pérdida de calor son casi iguales, lo que impide la acumulación o pérdida gradual de calor en el lago y es la causa de su agradable clima (Filonov *et al.*, 2001).

1.2 Objetivo general

Estudiar el régimen termodinámico para la época de nivel alto en el Lago de Chapala, con base en mediciones regulares de campo de temperatura y corrientes provenientes de aparatos de alta precisión, imágenes de satélite y modelos numéricos.

1.2.1 Objetivos Específicos

- Estudiar y analizar la variabilidad climática de los parámetros hidrometeorológicos.
- Investigar los procesos termodinámicos provocados por la circulación de la brisa sobre el lago.
- Estudiar la variación estacional de corrientes en el lago a través de simulaciones numéricas con el modelo semi-implícito HAMSOM de circulación barotrópica bidimensional.

1.3 Datos iniciales

El registro de las variables atmosféricas, se realizó con el apoyo de una red de 7 estaciones meteorológicas; tres de ellas pertenecen a la Comisión Nacional del Agua (CNA), tres a la organización PRODUCE Jalisco y una a la Universidad de Guadalajara. Estas estaciones se encuentran distribuidas alrededor y en el centro del Lago de Chapala (Figura 1.1b). La series de datos meteorológicos corresponden a registros de temperatura del aire, dirección y modulo del viento, humedad relativa, presión atmosférica, radiación solar y precipitación. La Tabla 1 muestra la discretización, los periodos de registro y la posición geográfica de cada estación.

Los datos de TSLC provienen de los radiómetros avanzados de muy alta resolución con los que cuentan los satélites de órbita polar NOAA 12 y 14. Estos satélites funcionan en órbitas helio-sincrónica y proporcionan cobertura global de su superficie aproximadamente dos veces por día. El AVHRR tiene un escáner de barrido de banda ancha que le permite medir la radiación terrestre en diferentes longitudes de onda del espectro electromagnético. El análisis multiespectral de sus imágenes permite medir parámetros meteorológicos. La resolución de temperatura superficial proporcionada por los satélites NOAA-12 y 14 es de 0.1°C y la resolución espacial es de 1.1 km^2 al nadir. Estos satélites cuentan con un dispositivo de cinco canales que miden la radiación superficial de la tierra en luz visible en longitudes de onda (el canal 1: 0.58 a $0.68 \mu\text{m}$), rojo final de la luz visible (canal 2: 0.725 a $1.1 \mu\text{m}$), e infrarrojo medio (canal 3: 3.55 a $3.93 \mu\text{m}$, canal 4: 10.33 a $11.3 \mu\text{m}$ y canal 5: 11.5 a $12.5 \mu\text{m}$).

Tabla 1. Características de los registros de la red de estaciones meteorológicas situadas en los alrededores y en el centro del Lago de Chapala.

Operador	Nombre	Latitud	Longitud	Altitud, msnm	Característica Meteorológica	Registro de datos		Δt , min
						Inicio	Final	
CNA	Chapala	N 20° 17' 26"	W 103° 12' 07"	1530	Temperatura Módulo del viento	01/04/1999	30/09/2006	10
	Jocotepec	N 20° 16' 59"	W 103° 24' 59"	1526	Dirección del viento	01/04/1999	30/09/2006	10
	Tizapán	N 20° 10' 10"	W 103° 03' 38"	1530	Humedad Relativa Precipitación	01/04/1999	30/09/2006	10
Organización Produce, Jalisco	Jamay	N 20° 16' 55"	W 102° 38' 57"	1558	Temperatura Módulo del viento	12/07/1998	30/04/2007	15
	Poncitián	N 20° 22' 53"	W 102° 57' 54"	1577	Dirección del viento	12/07/1998	30/04/2007	15
	Atequiza	N 20° 24' 30"	W 103° 09' 11"	1504	Humedad Relativa Precipitación	12/07/1998	30/04/2007	15
Universidad de Guadalajara	Isla de los Alacranes	N 20° 15' 46"	W 103° 10' 18"	1525	Temperatura Módulo del viento Dirección del viento Precipitación	01/08/2001	05/08/2002	60

Los arreglos de datos que corresponden a las imágenes diarias de temperatura superficial fueron navegadas sobre las coordenadas de la Tierra y proyectadas a un área geográfica común con dimensiones aproximadas de 85 x 35 km, que contienen al Lago de Chapala. Las imágenes registradas de esta área son para el periodo de abril de 1996 a diciembre del 2003; éstas se utilizaron para preparar las composiciones promedio mensuales de TSLC en el tiempo de registro: 18:30, 3:00, 7:00 y 14:30 horas de tiempo local (GTM + 6 horas). Después se analizaron cuatro secciones lineales (Figura 1.1c): la primera con dirección oeste-este (sección I), y tres secciones perpendiculares a ésta, orientadas de norte a sur (secciones II, III y IV).

Las series de levantamientos espaciales tridimensionales del campo de temperatura en el lago se obtuvieron mediante cuatro muestreos con CTD SBE-19 plus para el periodo del 2006. Los levantamientos se hicieron abordo de una lancha tipo “panga”, a lo largo de un transecto con rumbo norte-sur, de ida y vuelta, desde el poblado de Chapala (Figura 1.1b). Los perfiles se realizaron cada 500 m, recorriendo aproximadamente 15 km de costa a costa. Los muestreos se realizaron en la primera parte del día. Para caracterizar la variabilidad espacio-temporal de la temperatura y las corrientes en el lago se realizaron dos experimentos: uno el 10 de enero del 2007 y otro el 1 de julio del 2014.

1.4 Metodología

Se desarrollaron tres líneas de investigación: 1) la variabilidad climática de los parámetros hidrometeorológicos, 2) el análisis del régimen térmico y 3) la circulación en el lago.

1. Para el estudio de la variabilidad climática de las variables meteorológicas e hidrometeorológicas en el lago se hizo un análisis espectral lineal. El espectro de las series de tiempo permite determinar su varianza en función de su frecuencia.
2. Para determinar el régimen termal del lago se utilizó la serie de imágenes de alta resolución AVHRR y las series de perfiles verticales obtenidos a partir de las mediciones con CTD SBE-19 y SBE-19 plus.
3. Para determinar el patrón de circulación que genera la brisa; así como, las amplitudes, periodos y modos de oscilación del lago, se usó el modelo semi-implícito HAMSOM de circulación barotrópica bidimensional. Las simulaciones se realizaron con el campo de circulación de la brisa obtenido de la red de estaciones meteorológicas situadas alrededor y en el centro del lago. El modelo se validó con las mediciones de corrientes y de las variaciones de nivel del lago.

1.4.1 Análisis de las series temporales

El análisis espectral es una técnica estadística usada para encontrar componentes cíclicos en series temporales (Bendat y Piersol, 1967; Jenkins y Watts, 1969; Filonov, 1982; Konyaev, 1990). El objetivo de este análisis es la identificación de los patrones que rigen las oscilaciones presentes en una serie temporal. Para ello se utiliza un modelo estructural, conocido como representación armónica, que reside en considerar a la serie temporal como una combinación lineal de funciones sinusoidales de periodo conocido pero de amplitud y fase desconocidas. El análisis espectral consiste en estimar la amplitud y la fase de cada onda sinusoidal de la serie temporal analizada. La amplitud, en particular, está relacionada con la varianza de la serie temporal, de modo que la varianza total se descompone en la varianza explicada por cada una de las ondas

sinusoidales existentes. Cuando dicha varianza se representa frente a la frecuencia de los armónicos, se obtiene una representación gráfica conocida como densidad espectral.

Existen diferentes técnicas matemáticas para el análisis espectral de una serie temporal. La metodología empleada en este trabajo se basa en la técnica del periodograma.

1.4.2 Análisis espectral de una variable

Desde 1950 los métodos empleados en el análisis espectral se basan fundamentalmente en el cálculo de la transformada de Fourier, ya sea de la serie natural o bien de la serie tratada previamente (Emery y Thomson, 1997).

1.4.2.1 Definición de la transformada de Fourier.

La transformada de Fourier transforma una serie del dominio del tiempo al dominio de las frecuencias y viceversa. Las componentes de la transformada de Fourier son

$$C_x(\omega) = \int_0^T x(t) e^{-i2\pi\omega t} dt = \int_0^T x(t) \cos(2\pi\omega t) dt - i \int_0^T x(t) \sin(2\pi\omega t) dt = a_x(\omega) - ib_x(\omega) \quad (1.1)$$

donde $x(t)$ es la serie de tiempo, T es la longitud total de la serie, ω es la frecuencia, $a_x(\omega)$ es la parte real e $ib_x(\omega)$ es la parte imaginaria de la transformada de Fourier.

El cálculo de la función del periodograma consiste en la representación del módulo de la transformada de Fourier de la señal en función de las frecuencias y se expresa como:

$$S_{xx}(\omega) = \frac{1}{T} C_x(\omega) \cdot C_x^*(\omega) \quad (1.2)$$

donde C_x es la transformada Compleja de Fourier y (*) es el complejo conjugado.

El periodograma presenta un espectro de valores altos en la varianza y un elevado nivel de ruido que se puede observar como la desviación respecto a la media del espectro, por

lo que presenta una pobre resolución espectral, entendiéndose por resolución la diferencia entre la intensidad de los máximos frecuenciales frente al nivel medio de ruido (Filonov, 1982).

Para eliminar la dispersión existen dos procedimientos posibles: el primero consiste en obtener el promedio de los periodogramas de realizaciones independientes; el segundo se basa en suavizar las frecuencias del periodograma con ayuda de la correspondiente ventana de suavización, por ejemplo:

$$\hat{S}(\omega) = \int_{-\infty}^{\infty} S_1(\omega') \cdot Z(\omega - \omega') d\omega' \quad (1.3)$$

donde $Z(\omega)$ es la función suavizadora. En ambos procedimientos se obtiene una estimación que concuerda con la forma general de la estimación del espectro.

1.4.2.2 Análisis espectral cruzado

El análisis espectral cruzado permite determinar la relación entre dos series de tiempo como una función de frecuencia. Por el método directo para las series de tiempo $x(t)$ y $y(t)$, se calcula la transformada de Fourier de cada serie de tiempo por (1.1), para cada registro, obteniendo el espectro amplitudinal $S_x(\omega)$ y $S_y(\omega)$ evaluando entonces el módulo cuadrado de cada espectro amplitudinal por (1.2) se reciben los periodogramas no suavizados (auto-espectros) S_{xx} , S_{yy} y el periodogramas cruzado definido por

$$S_{xy}(\omega) = \frac{1}{T} C_x(\omega) \cdot C_y^*(\omega) = P_{xy}(\omega) - iQ_{xy}(\omega) \quad (1.4)$$

donde la parte real del espectro cruzado $P_{xy}(\omega)$ es denominado co-espectro; y la parte imaginaria $Q_{xy}(\omega)$, espectro de cuadratura.

Por medio de los auto-espectros y los espectros cruzados una medida de independencia entre las series de tiempo se puede conocer mediante la función de coherencia, definida como

$$C_0^2(\omega) = \frac{|S_{xy}(\omega)|^2}{S_{xx}(\omega) \cdot S_{yy}(\omega)} \quad (1.5)$$

éste cociente es un número real entre 0 y 1 que mide la correlación entre $x(t)$ e $y(t)$ en la frecuencia ω . Cuando $C_0^2(\omega) = 0$, no existe relación entre estos procesos; cuando $C_0^2 = 1$, existe una relación lineal en la frecuencia ω con una diferencia de fase, expresada como

$$\Delta\phi_{xy}(\omega) = \arctg\left(\frac{Q_{xy}(\omega)}{P_{xy}(\omega)}\right) \quad (1.6)$$

Los intervalos de confianza se calcularon, en cada nivel y para todas las estimaciones espectrales, a partir de los algoritmos estándares descritos en la literatura (Jenkins y Watts, 1969; Konyaev, 1990). El número de grados de la libertad ν fue obtenido mediante $\nu = 2\alpha / 2F + 1$; donde α es el número de segmentos independientes de realización en las que las estimaciones espectrales fueron promediadas, y F es la semi-anchura del filtro que se utilizó para promediar los periodogramas.

1.4.3 Espectro rotacional

Los campos y procesos aleatorios vectoriales juegan un papel fundamental en la dinámica de la atmósfera y el océano. El análisis rotacional de las corrientes y viento involucra la separación del vector velocidad, para una frecuencia específica, en componentes circulares de rotación en el sentido horario y contra-horario, con sus correspondientes amplitudes y fases. De esta manera, en lugar de tener dos componentes cartesianas, tratamos con dos componentes circulares (Emery y Thomson, 1997).

El vector de velocidad horizontal puede ser representado en coordenadas cartesianas como una función compleja $w(t)$, cuya parte real $u(t)$, es la proyección del vector en la dirección zonal; la parte imaginaria $v(t)$, es la proyección del vector en la dirección meridional, dado por:

$$w(t) = u(t) + iv(t) \quad (1.7)$$

Al expresar (1.7) en forma de espectro rotacional el vector $w(t)$ puede escribirse como una serie de Fourier, como:

$$\begin{aligned} w(t) &= \overline{u(t)} + \sum_{k=1}^N U_k \cos(\omega_k t - \phi_k) + i \overline{iv(t)} + \sum_{k=1}^N V_k \cos(\omega_k t - \theta_k) \\ &= \left[\overline{u(t)} + i \overline{iv(t)} \right] + \sum_{k=1}^N U_k \cos(\omega_k t - \phi_k) + i V_k \cos(\omega_k t - \theta_k), \end{aligned} \quad (1.8)$$

donde $\overline{u(t)} + i \overline{iv(t)}$ es la velocidad promedio, $\omega_k = 2\pi f_k = \frac{2\pi k}{N\Delta t}$ es la frecuencia angular,

$t = n\Delta t$ es el tiempo y (U_k, V_k) , (ϕ_k, θ_k) son las amplitudes y las fases, respectivamente, de las componentes de Fourier para cada frecuencia de la parte real e imaginaria.

Restando las velocidades promedio y rescribiendo se tiene

$$\begin{aligned} w'(t) &= w(t) - \left[\overline{u(t)} + i \overline{iv(t)} \right] \\ &= \sum_{k=1}^N \left[U_{1k} \cos(\omega_k t) + U_{2k} \sin(\omega_k t) + i V_{1k} \cos(\omega_k t) + V_{2k} \sin(\omega_k t) \right], \end{aligned} \quad (1.9)$$

en la cual se definen las funciones (U_{1k}, V_{1k}) y (U_{2k}, V_{2k}) como

$$U_{1k} = U_k \cos \phi_k, \quad U_{2k} = U_k \sin \phi_k \quad (1.10)$$

$$V_{1k} = V_k \cos \theta_k, \quad V_{2k} = V_k \sin \theta_k \quad (1.11)$$

Eliminando la notación primada para $w'(t)$ y reagrupando términos, podemos escribir la k -ésima frecuencia de las series como la suma de la componente horaria (-) y contra-horaria (+):

$$\begin{aligned} w_k &= w_k^+ + w_k^- \\ &= A_k^+ e^{(i\varepsilon_k^+)} e^{(i\omega_k t)} + A_k^- e^{(i\varepsilon_k^-)} e^{(-i\omega_k t)} \\ &= e^{\left[\frac{i(\varepsilon_k^+ + \varepsilon_k^-)}{2} \right]} \left[A_k^+ + A_k^- \cos\left(\frac{\varepsilon_k^+ - \varepsilon_k^-}{2}\right) + \omega_k t + i A_k^+ - A_k^- \sin\left(\frac{\varepsilon_k^+ - \varepsilon_k^-}{2}\right) \right] \end{aligned} \quad (1.12)$$

donde las amplitudes de las componentes de rotación contra-horaria y horaria están dadas por:

$$A_k^+ = \frac{1}{2} \left(U_{1k} + V_{2k} \right)^2 + \left(U_{2k} - V_{1k} \right)^2 \frac{1}{2} \quad (1.13)$$

$$A_k^- = \frac{1}{2} \left(U_{1k} - V_{2k} \right)^2 + \left(U_{2k} + V_{1k} \right)^2 \frac{1}{2} \quad (1.14)$$

y la fase correspondiente para el tiempo $t = 0$, por:

$$\varepsilon_k^+ = \tan^{-1} \left(\frac{V_{1k} - U_{2k}}{U_{1k} + V_{2k}} \right) \quad (1.15)$$

$$\varepsilon_k^- = \tan^{-1} \left(\frac{U_{2k} + V_{1k}}{U_{1k} - V_{2k}} \right) \quad (1.16)$$

Los términos de la ecuación (1.11) corresponden a la de una elipse con semi-eje mayor $L_M = |A_k^+ + A_k^-|$ y semi-eje menor $L_m = |A_k^+ - A_k^-|$. La elipse esta inclinada en un ángulo $\theta = \frac{1}{2}(\varepsilon_k^+ + \varepsilon_k^-)$ respecto al eje u y el vector es dirigido a lo largo del eje mayor al tiempo $t = \frac{\varepsilon_k^+ - \varepsilon_k^-}{4\pi f_k}$. Los espectros para las dos componentes rotatorias para la

frecuencia $f_k = \frac{\omega_k}{2\pi}$ son:

$$S(f_k^+) = S_k^+ = \frac{(A_k^+)^2}{N\Delta t}, \quad f_k = 0, \dots, \frac{1}{2\Delta t} \quad (1.17)$$

$$S(f_k^-) = S_k^- = \frac{(A_k^-)^2}{N\Delta t}, \quad f_k = -\frac{1}{2\Delta t}, \dots, 0 \quad (1.18)$$

Un desarrollo similar para obtener el espectro rotacional puede verse en Gonella (1972) y Mooers (1973).

1.4.4 Análisis armónico

Estudios previos señalan que los armónicos más altos por su frecuencia no son significativos por su amplitud. En consecuencia, las fluctuaciones estacionales para el análisis armónico de la temperatura superficial del Lago de Chapala se representará con la suma de los armónicos anual y semianual

$$T_{x,t} = T_{x,0} + A_{x,1} \cos[2\pi \omega_{x,1} t_x + \varphi_{x,1}] + A_{x,2} \cos[2\pi \omega_{x,2} t_x + \varphi_{x,2}] + \gamma t \quad (1.19)$$

Donde $T_{x,0}$ son la temperatura promedio del TSLC multi-anual en cada punto de la sección; $A_{x,1}, A_{x,2}, \omega_{x,1}, \omega_{x,2}, \varphi_{x,1}, \varphi_{x,2}$ son las amplitudes, frecuencias, y las fases iniciales

de los armónicos antes descritos y γt es un componente aleatorio; es decir, ruido de alta y baja frecuencia. Todos los parámetros anteriores se estimaron mediante el uso de la transformada discreta de Fourier (Jenkins y Watts, 1969; Bendat y Piersol, 1967 y 1986):

$$a_n = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N T_i \cos\left(\frac{2\pi\omega_n \Delta t}{N}\right) \quad (1.20)$$

$$b_n = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N T_i \sin\left(\frac{2\pi\omega_n \Delta t}{N}\right) \quad (1.21)$$

y de ahí:

$$T_0 = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N T_i, A_n = \sqrt{a_n^2 + b_n^2}, \phi_n = \arctg\left(\frac{b_n}{a_n}\right) \quad (1.22)$$

$n = 1, 2$ representan los armónicos anual y semianual; N es el número de datos de la serie de tiempo $\Delta t = \frac{T}{N}$; y Δt es el intervalo de tiempo. Las desviaciones cuadráticas promedio del modelo de la serie de tiempo inicial se obtienen con:

$$\sigma = \left(\frac{1}{N-1} \sum_{i=1}^N (T_i - T_{m_i})^2 \right)^{1/2} \quad (1.23)$$

2. Los efectos de la circulación de la brisa en el Lago de Chapala

Los sistemas de brisa son circulaciones periódicas asociadas a las condiciones topográficas que, dependiendo de las características de los vientos principales, pueden generar gradientes horizontales de temperatura y de presión, a escala regional y local, que invierten su dirección entre las horas diurnas y nocturnas.

En la atmósfera la dirección del viento obedece en gran medida al viento geostrófico, pero hay ocasiones en las que la existencia de zonas de gran extensión con una presión uniforme hacen que el viento tenga una dirección más variable porque obedecen a fenómenos locales. Este es el caso de la brisa lacustre (o de mar)¹; una circulación que es generada por un contraste térmico entre el lago y la tierra, lo que constituye un importante fenómeno meteorológico en los trópicos. La circulación es generalmente caracterizada por el ascenso de aire sobre la tierra y el descenso de aire sobre el lago (Estoque *et al.*, 1980).

Las brisas son, por lo general, más débiles que los vientos de la circulación primaria, de modo que, en las regiones donde estos últimos son persistentes y soplan con velocidades relativamente altas, las corrientes locales se ven inhibidas debido a que la turbulencia generada por los vientos primarios impide el desarrollo de contrastes térmicos significativos entre tierra y lago; esto limita también los gradientes béricos horizontales a una escala regional y local (Biggs y Graves, 1962; Simpson, 1994).

¹ En este estudio se utilizó el concepto de brisa lacustre, considerando que los mecanismos de formación, exceptuando la escala, son similares a los de la brisa de mar.

El concepto físico de la brisa lacustre se expresa como un problema de transferencia de calor. En meteorología se denomina brisa a los vientos que soplan en las zonas de la costa de un lago hacia la tierra durante el día y viceversa durante la noche. Estos vientos no son generados por gradientes isobáricos a nivel general, sino a un nivel local en zonas de costa. En las latitudes medias, alcanzan su plenitud durante las épocas en que el sol calienta con mayor intensidad (Simpson, 1994).

2.1 Metodología

Para evaluar los efectos de la brisa en las variables meteorológicas se usaron los datos registrados por las estaciones meteorológicas (ver Figura 1.1b); los datos perdidos y los valores atípicos se estimaron con el método de interpolación spline cúbico (Emery y Thomsom, 1997) a fin de evitar que la variabilidad de las series se deba a factores distintos a los meteorológicos.

Una vez completados los vacíos que existían en las series originales de las variables meteorológicas, se analizó de manera visual que la variabilidad de estas series de datos obedeciera a factores meteorológicos y climatológicos y no a la aplicación de la técnica ya citada. Se hizo un análisis espectral para determinar las periodicidades de las series de características meteorológicas escalares y vectoriales y, para determinar la relación entre las series de tiempo como función de la frecuencia, se calcularon las coherencias y diferencias de fase entre éstas (los métodos son descritos en detalle en el Capítulo 1.4).

Las componentes de viento fueron tratadas usando el filtro de Godín (Godín, 1972) con el fin de eliminar oscilaciones de alta frecuencia de las componentes de viento y de esta forma, eliminar fluctuaciones diurnas y semidiurnas.

2.2 Proceso de formación de la brisa

La brisa lacustre es un fenómeno meteorológico importante en el control del clima de las regiones costeras y en la dinámica del lago. Existen numerosos estudios sobre brisa lacustre (o de mar) que describen procesos dinámicos en los cuerpos de agua, contaminación atmosférica, tormentas, seguridad de la aviación, etc. La brisa lacustre y

de tierra se observa con frecuencia y de forma más prominente en regiones tropicales que en latitudes altas, debido a la fuerte insolación durante las primeras. Sin embargo, en latitudes altas las brisas se presentan a finales de la primavera y principios del verano (Segal *et al.*, 1997; Sills, 1998).

El mecanismo de formación de la brisa de lago-tierra ha sido observado y descrito por un gran número de autores (Ward, 1914; Schmidt, 1947, Fisher, 1960; 1961; Haines y Bryson; 1961; Biggs y Graves, 1962; O'Brien y Pilishbury, 1974; Keen y Lyons, 1978; Estoque, 1980; Estoque *et al.*; 1981; Kozo, 1982a-b; Burman *et al.*, 1983; Panchal, 1993; Simpson, 1994-1995; Segal *et al.*, 1997; Filonov, 1998-2002; Sills, 1998; Roebber y Gehring, 2000; Laird *et al.*, 2001; Stivari *et al.*, 2002; Porson *et al.*, 2007; entre otros), los cuales presentan gran similitud en la descripción del proceso de formación de la brisa.

Las brisas se producen por el desfase existente en el proceso de calentamiento del lago y de la tierra por la acción de la radiación solar. La elevada capacidad calorífica del agua provoca que la temperatura superficial se mantenga casi invariable durante el ciclo diario. Por el contrario, la temperatura superficial de la tierra experimenta variaciones mayores debido su baja capacidad calorífica y conductividad, lo que evita que el calentamiento diurno se propague rápidamente, con el consecuente calentamiento. Esto hace que la temperatura superficial del suelo sea superior que la del agua durante el día e inferior durante la noche.

Brisa diurna

Antes de la salida del sol las superficies isobáricas son horizontales y por lo tanto, no hay viento. A medida que el sol asciende calienta la tierra más rápidamente que el agua del lago; así, durante las horas de insolación la columna de aire que hay sobre la tierra sufre una dilatación vertical superior a la experimentada por la masa de aire que hay sobre el lago. Es decir, se origina un gradiente térmico que, a su vez, origina un gradiente de presión que causa el desplazamiento del aire de la zona de mayor presión en la superficie del lago hacia la de menor presión en la superficie de la tierra, generándose así un viento del lago hacia la tierra que se denomina brisa lacustre (Figura 2.1a).

Brisa nocturna

Durante la noche el proceso se invierte, ya que al enfriarse la tierra más rápidamente que el lago, la columna de aire que hay sobre ella se contrae en mayor medida, aumentando ligeramente la presión en esta zona y por esta razón, generando una circulación de aire contraria a la de la brisa diurna, denominada brisa nocturna (Figura 2.1b).

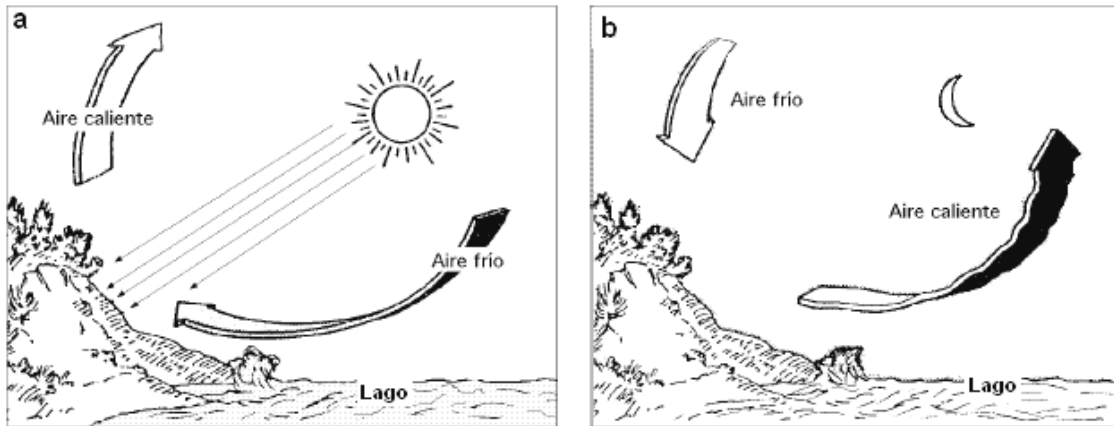


Figura 2.1. Esquema del mecanismo de formación de brisa lacustre: a) descripción de la brisa lacustre diurna, b) brisa lacustre nocturna (Fernández-Díez *et al.*, 1993).

La intensidad de la circulación de la brisa lacustre, al igual que toda circulación que es forzada térmicamente en la superficie, es directamente proporcional a la magnitud del gradiente horizontal de temperatura y a la profundidad de la perturbación de la temperatura en la atmósfera. Por lo tanto, la brisa diurna es más energética que la nocturna (Fisher, 1960; O'Brien y Pilishbury, 1974; Filonov *et al.*, 1998 y Filonov, 2002).

Las condiciones que propician el incremento del gradiente de presión entre el aire sobre el lago y la tierra, favorecen a su vez la formación de las brisas; por ejemplo:

Un gradiente térmico horizontal de aproximadamente 4 o 5 °C, aunque es suficiente que la temperatura del aire terrestre sea superior en al menos 1°C a la del aire lacustre para que se den las circunstancias que posibilitan las brisas diurnas; por debajo de este valor difícilmente se establecen (Simpson, 1994).

Cielo despejado o poca nubosidad.- La ausencia de nubes favorece el calentamiento de la tierra durante el día y su pérdida de calor durante la noche,

por lo que se favorece a su vez el gradiente térmico diurno y nocturno; no debe haber más de 30% de cobertura de nubes (Simpson, 1994).

Inestabilidad térmica vertical.- Cuanto mayor sea el gradiente térmico vertical, más viabilidad tendrá el aire cálido para ascender y generar una mayor depresión y en consecuencia se desarrollará más brisa (Estoque, 1961; Simpson, 1994).

Ausencia de vientos sinópticos generales.- Si existen gradientes de presión general más fuertes provenientes de depresiones térmicas, las condiciones de viento marcadas por éstos prevalecerán sobre las brisas térmicas; aunque, en realidad, ambos gradientes béricos se sumarán alterando la dirección e intensidad del viento sinóptico dominante o a la inversa: si las brisas son dominantes, las condiciones generales béricas las influirán en dirección e intensidad (Estoque, 1961; Simpson, 1994).

Costa sin un gradiente ortográfico pronunciado.-Las paredes montañosas de considerable altitud en la línea de costa disminuyen la velocidad de la brisa de forma significativa y a menudo generan otro tipo de circulación que se sobrepone a la brisa (Simpson, 1994, 1995).

Terreno con alto coeficiente de absorción de calor.- Las zonas de costa deforestadas tienen un alto coeficiente de absorción del calor solar, por consiguiente esto favorece al incremento de brisas (Jinmei Shen, 1998).

De esta manera, si las condiciones anteriores se cumplen, habrá una circulación de brisa lacustre (Estoque, 1961; Simpson, 1994 y Filonov, 2002).

2.3 Variabilidad de los procesos meteorológicos

Los datos meteorológicos usados en este trabajo provienen de una red de siete estaciones meteorológicas, seis pertenecen a la Comisión Nacional del Agua y a la Organización Produce Jalisco, mientras que otra fue instalada por investigadores de la Universidad de Guadalajara, del Centro Universitario de Ciencias Exactas e Ingeniería

(Tabla 1). En las figura 2.2-2.5 se muestran las fluctuaciones en las series temporales de la temperatura del aire, humedad relativa, viento y precipitación.

2.3.1 Temperatura del aire

Durante el periodo de medición la temperatura del aire osciló entre 5 y 32 °C en todas las estaciones (Figura 2.2). Las temperaturas más altas se registraron en el mes de abril y mayo, mientras que los registros de temperatura más baja se presentaron en los meses de diciembre y enero.

Los registros de temperatura del aire de las estaciones de Jamay, Poncitlán y Atequiza presentaron una mayor varianza en sus valores, lo que se debe a que estas estaciones se encuentran más alejadas de la costa del Lago de Chapala.

La temperatura registrada por la estación instalada en la Isla de los Alacranes fue la que presentó menor dispersión debido al proceso de amortiguamiento que se produce por la temperatura del lago.

Las oscilaciones de la temperatura del aire promedio de todos los registros muestran claramente la variabilidad estacional. La temperatura presenta dos máximos por año, el primero en el mes de mayo, con temperaturas que alcanzan los 32 °C y el segundo en el mes de septiembre, con temperaturas de 28 °C.

2.3.2 Humedad relativa

Los registros de las series de tiempo de la humedad de la red de estaciones meteorológica se muestran en la Figura 2.3, en ella se observa todo lo contrario a los registros de la temperatura del aire: la humedad relativa presentó sus valores mínimos durante los meses de máxima oscilación, abril y mayo, con registros que oscilaron entre 10 y 50%. Mientras que en los meses comprendidos entre junio y octubre se alcanzaron máximos en sus valores, que van de 60 a 100%.

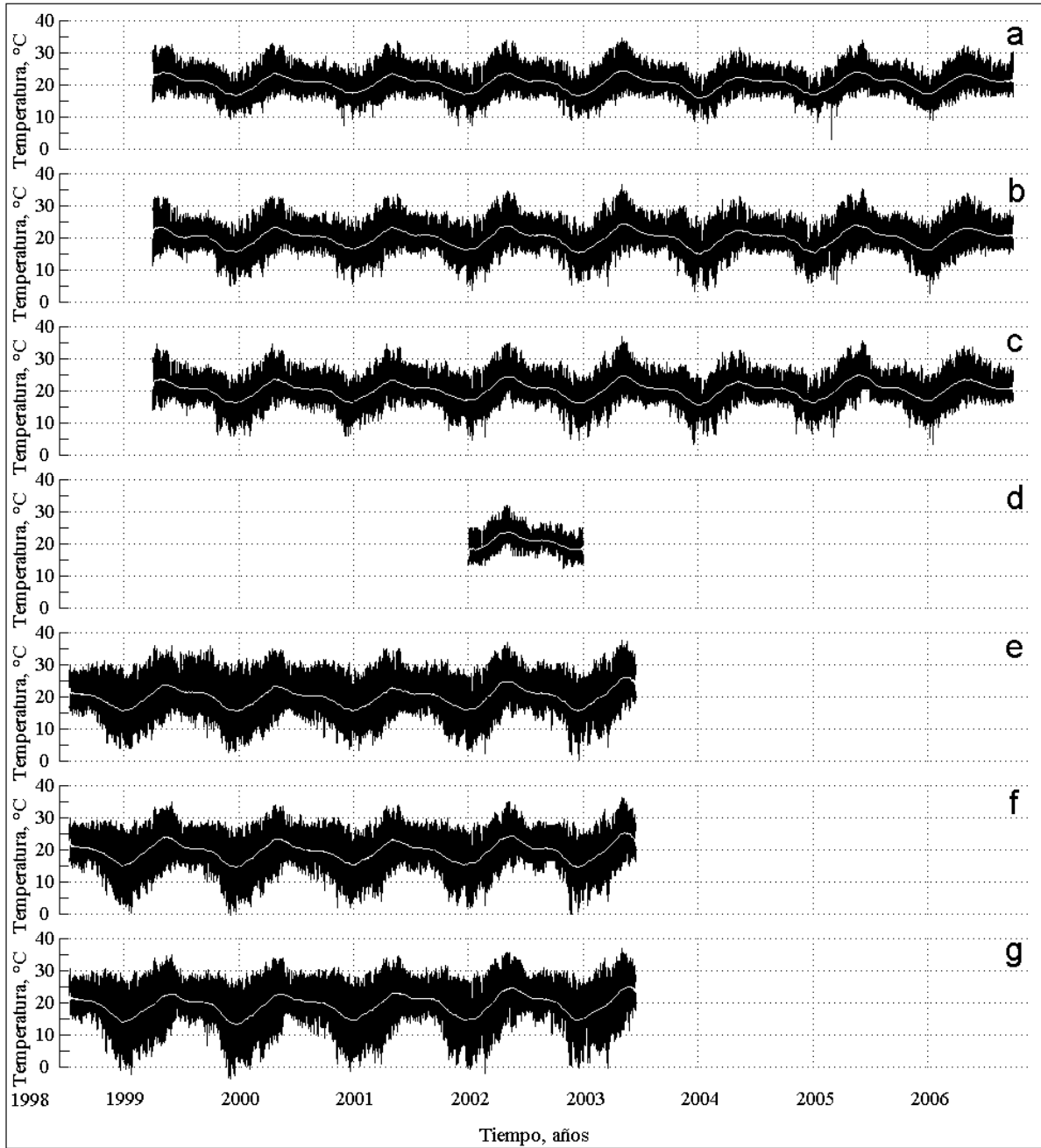


Figura 2.2. Series de tiempo horarias de temperatura registrada por la red de estaciones meteorológicas: a) Chapala, b)Jocotepec, c) Tizapán, d) Isla de los Alacranes, e) Jamay, f) Poncitlán, g) Atequiza; la línea continua corresponde al promedio mensual.

2.3.3 Rapidez y dirección del viento

Los registros de las series de tiempo de la rapidez y dirección del viento de la red de estaciones meteorológicas se muestran en la Figura 2.4a. La rapidez del viento osciló entre los 2 y 6 ms^{-1} con ráfagas máximas que alcanzaron los 10 ms^{-1} , intensificándose cuando se tuvo el gradiente máximo de temperatura y generando las brisas lacustres.

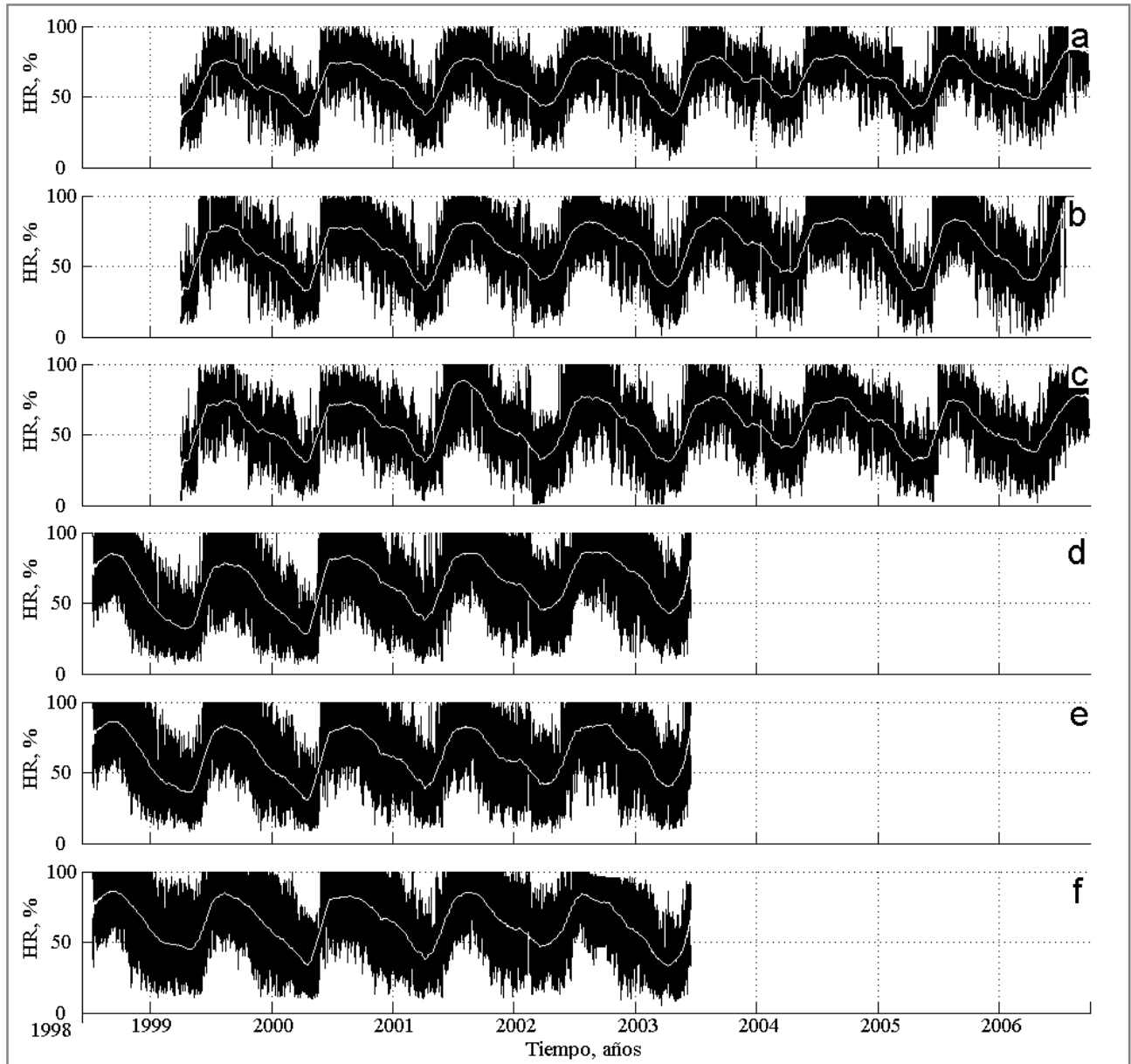


Figura 2.3. Series de tiempo horarias de humedad relativa registrada por la red de estaciones meteorológicas: a) Chapala, b) Jocotepec, c) Tizapán, d) Jamay, e) Poncitlán, f) Atequiza; la línea continua corresponde al promedio mensual.

Los vientos de la brisa lacustre cerca de la superficie enfrían el aire húmedo cerca de la costa. En los meses de primavera y verano, cuando las brisas lacustres están más activas, estos sitios presentan un promedio de temperatura máxima diaria en las localidades más alejadas del lago, coincidiendo con lo presentado por Brown *et al.* (1980). El contenido de humedad se mantiene relativamente alto a lo largo del día y la velocidad del viento puede aumentar o disminuir por detrás del frente de la brisa, dependiendo de las condiciones sinópticas.

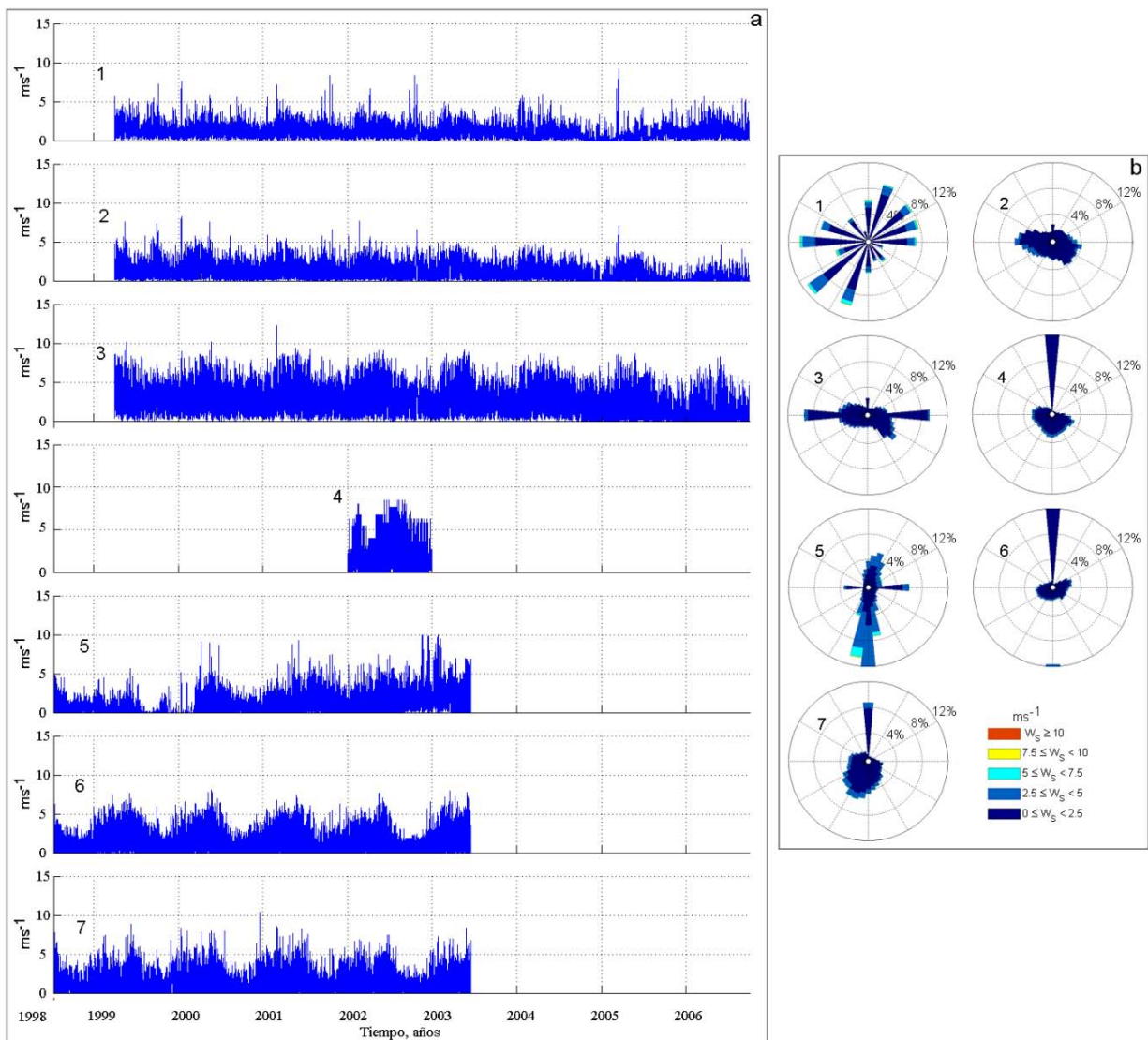


Figura 2.4. a) Series de tiempo horarias del módulo del viento; y b) histogramas de dirección e intensidad del viento promedio horarios registrados por la red de estaciones meteorológicas: 1) Chapala, 2) Jocotepec, 3) Tizapán, 4) Isla de los Alacranes, 5) Jamay, 6) Poncitlán, 7) Atequiza.

El comportamiento general del viento de la brisa en el Lago de Chapala, se distingue por una circulación hacia el lago durante la noche; en el día la circulación se invierte, es decir, tiene una dirección hacia la costa (Figura 2.4b). La estratificación estable del aire sobre el agua y la subsidencia de la capa del flujo de entrada restringe la convección sobre el lago y las regiones costeras, lo que da lugar a una disminución en la nubosidad y a un aumento en la insolación. Contrario a lo anterior, el movimiento vertical ascendente aumenta en el frente de la brisa lacustre, lo que a menudo genera una banda de nubes cúmulos paralelas a la costa.

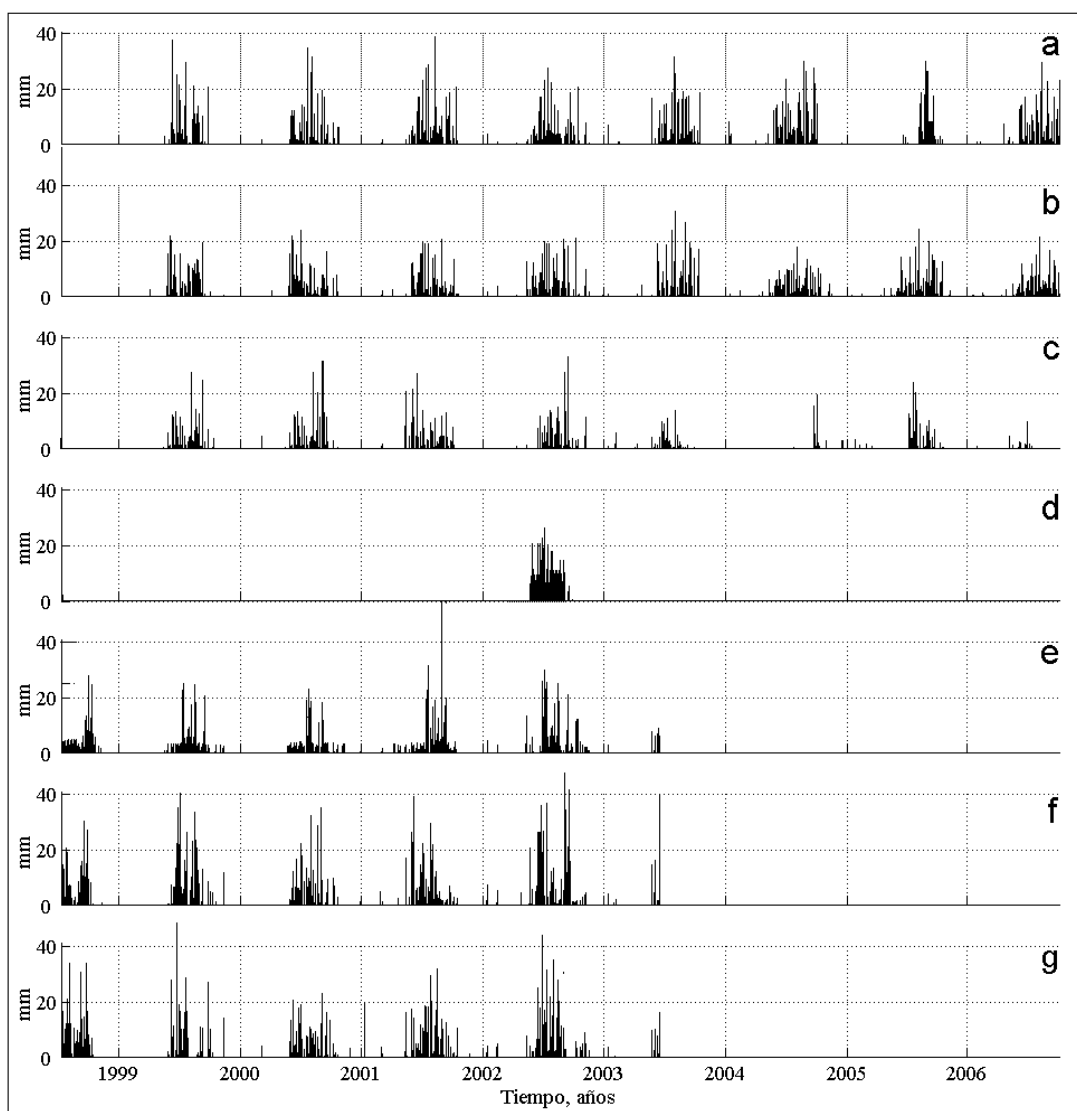


Figura 2.5. Series de tiempo horarias de precipitación registrada por la red de estaciones meteorológicas: a) Chapala, b) Jocotepec, c) Tizapán, d) Isla de los Alacranes, e) Jamay, f) Poncitlán, g) Atequiza.

Los movimientos costeros cerca de la superficie del lago llevan aire más fresco hacia las localidades cercanas a éste, para después homogenizarse en la ribera, lo cual permite que la temperatura del aire en la costa del lago sea más cálida. Como parte de la circulación general del viento en el lago de Chapala se identificó una circulación que se sobrepone a la brisa. Este viento presenta una circulación con dirección este-oeste y viceversa (Figura 2.4b), fenómeno que es bien conocido por los ribereños como “*El Mexicano*” y se sirven de él para la navegación.

2.3.4 Precipitación

La precipitación en todas las estaciones de la red osciló entre 750 y 1000 mm anuales (Figura 2.5). La precipitación en la región del lago se encuentra ampliamente diferenciada por la época de estiaje y de lluvias. Los meses más lluviosos se presentan a partir de mayo, con lluvias máximas en el mes de julio y disminuyen hasta octubre. Los seis meses restantes presentan pocas precipitaciones, por lo cual se le identifica como época de estiaje. Se aprecia también una relación directa entre la precipitación y la temperatura, de manera que los meses de máxima precipitación son también los de máximas temperaturas.

2.4 Análisis espectral de las variables meteorológicas

Con el objeto de estudiar las frecuencias principales de las variables meteorológicas se analizaron los espectros de las mismas. En todos los espectros (Figura 2.6) el pico más energético correspondió al periodo diurno, seguido por el periodo semidiurno; el tercer pico correspondió a los periodos de 8 h y de 6 h, así como a la contribución de ruido aleatorio de alta frecuencia.

La variabilidad estacional de la temperatura está completamente determinada por dos armónicos: el anual y semianual; así como, por la contribución de la tendencia de baja frecuencia. La contribución de los armónicos con periodos de 4, 3 y 2 meses son

aproximadamente de dos órdenes de magnitud más pequeños que el armónico principal, aunque estas oscilaciones están claramente separadas en casi todos los espectros.

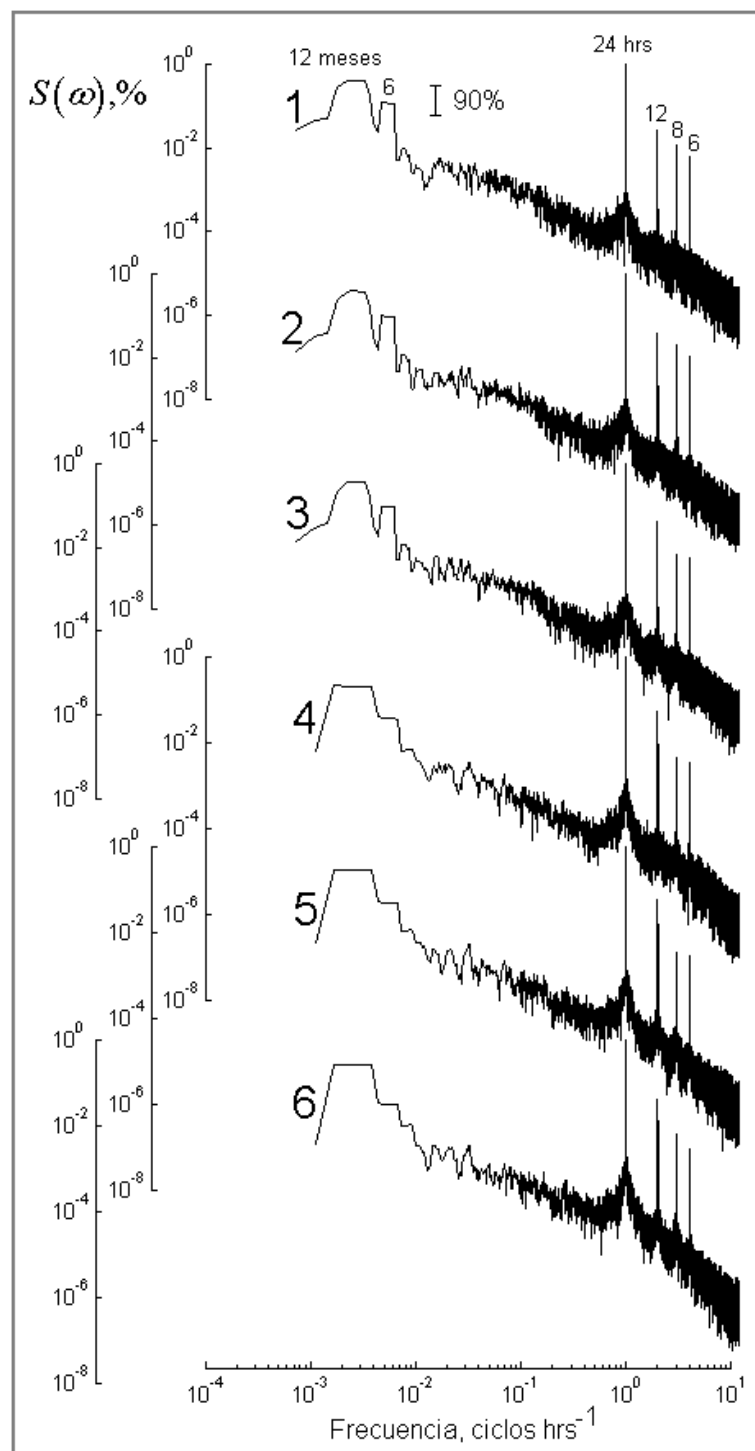


Figura 2.6. Espectros energéticos de las fluctuaciones en la temperatura del aire para la red de estaciones meteorológicas, 1) Chapala, 2) Jocotepec, 3) Tizapán, 4) Jamay, 5) Poncitlán, 6) Atequiza.

Tabla 2. Características de los armónicos anual, semianual, diurno y semidiurno de las características meteorológicas, de la estación de Chapala y Jocotepec. Las amplitudes de los armónicos y sus correspondientes fases.

	Chapala								Jocotepec							
	anual		semi-anual		diurno		semi-diurno		anual		semi-anual		diurno		semi-diurno	
	A1	Φ1	A2	Φ2	A3	Φ3	A4	Φ4	A1	Φ1	A2	Φ2	A3	Φ3	A4	Φ4
Temperatura del aire (°C)	2.68	284.71 (288.67)	1.37	89.42 (45.33)	3.99	55.38 (0.15)	0.65	64.16 (0.08)	3.02	283.75 (287.69)	1.50	85 (43.09)	4.76	51.91 (0.14)	0.91	44.10 (0.06)
Módulo del viento (m/s)	0.18	272.62 (276.4)	0.18	78.20 (39.65)	0.28	38.76 (0.107)	0.08	344.97 (0.47)	0.20	236.83 (240.12)	0.26	82.27 (41.71)	0.21	48.13 (0.13)	0.17	14.13 (0.02)
Dirección del viento (°)	31.43	240.68 (244.03)	13.55	78.88 (39.98)	51.13	121.85 (0.34)	10.82	328.38 (0.46)	33.46	211.44 (214.38)	8.99	107.13 (54.31)	42.07	176.87 (0.49)	7.499	23.20 (0.03)
Humedad Relativa (%)	15.62	10.59 (375.5)	7.20	286.98 (145.47)	12.70	244.78 (0.68)	1.94	248.36 (0.347)	20.59	13.54 (378.72)	8.14	280.99 (142.448)	14.40	243.79 (0.677)	2.16	235.56 (0.327)
Precipitación (mm)	0.13	355.30 (339.96)	0.06	311.032 (157.67)	0.009	203.83 (0.566)	0.002	146.887 (0.204)	0.11	329.058 (333.62)	0.04	290.56 (147.299)	0.007	204.03 (0.567)	0.003	104.341 (0.145)

	Tizapán								Jamay							
	anual		semi-anual		diurno		semi-diurno		anual		semi-anual		diurno		semi-diurno	
	A1	Φ1	A2	Φ2	A3	Φ3	A4	Φ4	A1	Φ1	A2	Φ2	A3	Φ3	A4	Φ4
Temperatura del aire (°C)	2.94	280.4 (284.3)	1.45	90.80 (46.03)	4.70	57.24 (0.159)	0.97	53.74 (0.07)	3.40	281.19 (285.103)	1.48	88.64 (44.93)	7.39	279.128 (0.77)	1.66	149.64 (0.208)
Módulo del viento (m/s)	0.26	199.32 (202.09)	0.21	100.52 (50.96)	0.42	126.39 (0.35)	0.24	263.57 (0.36)	0.17	228.36 (231.53)	0.07	173.88 (88.148)	0.45	268.09 (0.745)	0.03	240.231 (0.334)
Dirección del viento (°)	28.04	215.44 (218.04)	10.56	118.33 (59.9)	35.246	164.92 (0.46)	11.61	172.70 (0.24)	12.18	250.544 (24.024)	9.88	66.516 (33.72)	48.95	299.835 (0.833)	8.785	159.77 (0.222)
Humedad Relativa (%)	19.15	8.55 (373.67)	7.38	285.202 (144.58)	15.83	241.35 (0.67)	3.38	249.72 (0.347)	22.07	11.89 (377.89)	6.19	279.65 (141.77)	23.78	100.49 (0.279)	5.31	330.78 (0.459)
Precipitación (mm)	0.07	332.32 (336.93)	0.03	300.437 (152.305)	0.003	177.63 (0.493)	0.002	64.127 (0.089)	0.10	333.45 (338.08)	0.04	301.92 (153.057)	0.005	23.82 (0.066)	0.001	227.59 (0.316)

Tabla 2. Continuación...

	Poncillán								Atequiza							
	anual		semi-anual		diurno		semi-diurno		anual		semi-anual		diurno		semi-diurno	
	A1	Φ1	A2	Φ2	A3	Φ3	A4	Φ4	A1	Φ1	A2	Φ2	A3	Φ3	A4	Φ4
Temperatura del aire (°C)	3.61	279.28 (283.16)	1.51	91.02 (46.23)	6.61	286.26 (0.795)	1.58	148.14 (0.206)	3.99	290.805 (294.84)	1.45	89.36 (45.303)	7.75	282.55 (0.785)	1.56	147.12 (0.204)
Módulo del viento (m/s)	0.64	222.909 (226)	0.15	137.656 (69.784)	0.93	308.429 (0.857)	0.15	203.165 (0.282)	0.40	237.66 (240.964)	0.13	204.7 (103.772)	0.78	280.82 (0.78)	0.19	162.499 (0.226)
Dirección del viento (°)	20.96	193.97 (196.66)	3.92	149.66 (75.87)	21.58	310.99 (0.864)	11.83	97.52 (0.136)	44.1	219.56 (222.6)	5.99	209.88 (106.4)	42.85	293.34 (0.815)	13.33	142.91 (0.199)
Humedad Relativa (%)	21.57	10.67 (375.82)	6.59	285.41 (144.69)	22.81	104.86 (0.291)	5.25	331.77 (0.46)	21.06	11.41 (376.57)	6.29	284.74 (144.35)	23.81	105.96 (0.294)	5.47	333.31 (0.463)
Precipitación (mm)	0.16	323.53 (328.02)	0.07	275.75 (139.79)	0.009	37.639 (0.105)	0.008	183.93 (0.256)	0.14	326.62 (331.16)	0.08	280.219 (142.056)	0.007	45.824 (0.127)	0.002	209.87 (0.291)

	Isla de los Alacranes							
	anual		semi-anual		diurno		semi-diurno	
	A1	Φ1	A2	Φ2	A3	Φ3	A4	Φ4
Temperatura del aire (°C)	2.342	124.8 (126.61)	1.11	153.60 (77.86)	3.17	284.73 (0.79)	0.61	149.36 (0.207)
Módulo del viento (m/s)	0.25	204.65 (207.50)	0.19	37.40 (18.95)	0.39	12.48 (0.034)	0.19	279.36 (0.38)
Dirección del viento (°)	17.56	94.08 (95.39)	10.71	248.30 (125.87)	58.28	338.03 (0.939)	16.11	156.19 (0.216)
Humedad Relativa (%)	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d
Precipitación (mm)	0.58	290.70 (294.74)	1.005	54.88 (27.85)	0.02	27.3 (0.075)	0.017	234.83 (0.326)

En los espectros de humedad relativa, el espectro más energético correspondió al armónico diario, seguido del semidiurno y de los armónicos de 6 y 8 horas (Figura 2.7a). En la variabilidad estacional el pico anual es mucho más energético que el semianual. Los espectros correspondientes a la precipitación muestran claramente que el armónico anual es el más energético, seguido del armónico de 6 y 3 meses (Figura 2.7b).

Tabla 3. Valores de la función de coherencia cuadrada y diferencia de fase de los armónicos anual, semianual, diario y semidiurno de las características hidrometeorológicas de la estación Chapala. Los valores de diferencia de fase (en paréntesis) están dados en meses para los armónicos anual y semianual y en días para los armónicos diario y semidiurno.

	Anual				Diurno			
	Temperatura del aire	Módulo del viento	Dirección del viento	Humedad Relativa	Temperatura del aire	Módulo del viento	Dirección del viento	Humedad Relativa
Temperatura del aire	--	347.3 (11.4)	41.8 (1.4)	274.1 (9.13)	--	17.7 (1.2)	311.3 (20.4)	170.5 (11.37)
Módulo del viento	0.88	--	44.8 (1.49)	272 (9.06)	0.97	--	292.9 (19.53)	152.5 (10.7)
Dirección del viento	0.953	0.833	--	230 (7.6)	0.972	0.92	--	219.2 (14.61)
Humedad Relativa	0.94	0.84	0.941	--	0.993	0.984	0.94	--
	Semi-anual				Semi-diurno			
	Temperatura del aire	Módulo del viento	Dirección del viento	Humedad Relativa	Temperatura del aire	Módulo del viento	Dirección del viento	Humedad Relativa
Temperatura del aire	--	13.3 (0.2)	349.2 (5.8)	165 (2.7)	--	83.9 (2.8)	134.7 (4.49)	177.5 (5.92)
Módulo del viento	0.77	--	334.9 (5.5)	153.8 (2.5)	0.919	--	43.2 (1.44)	93.4 (3.1)
Dirección del viento	0.725	0.659	--	176.7 (2.9)	0.79	0.849	--	251.9 (8.4)
Humedad Relativa	0.88	0.755	0.661	--	0.956	0.821	0.713	--

Para la estación de Isla de los Alacranes se observa que el espectro de temperatura está completamente dominado por el armónico diario, siendo dos órdenes de magnitud más energético que el semidiurno y seguido por los armónicos de 8 y de 6 horas. También se observa la contribución del armónico anual y semianual, a pesar de que la serie de datos corresponde a sólo a un año de muestreo aunque se puede notar el efecto de contaminación espectral o aliasing por no contar con una serie más larga, que se refleja en la forma rectangular del pico espectral (figura 2.8).

El armónico anual de temperatura y humedad relativa es cerca de dos órdenes de magnitud mayor que el semianual para todas las características meteorológicas (Tabla 2), explicando en promedio cerca del 30% de la varianza de la temperatura y de la humedad relativa, mientras que el armónico diurno es en promedio cinco órdenes de magnitud mayor que el semidiurno, explicando más de 50% de su varianza en la temperatura del aire y el 30% de la varianza en la humedad relativa.

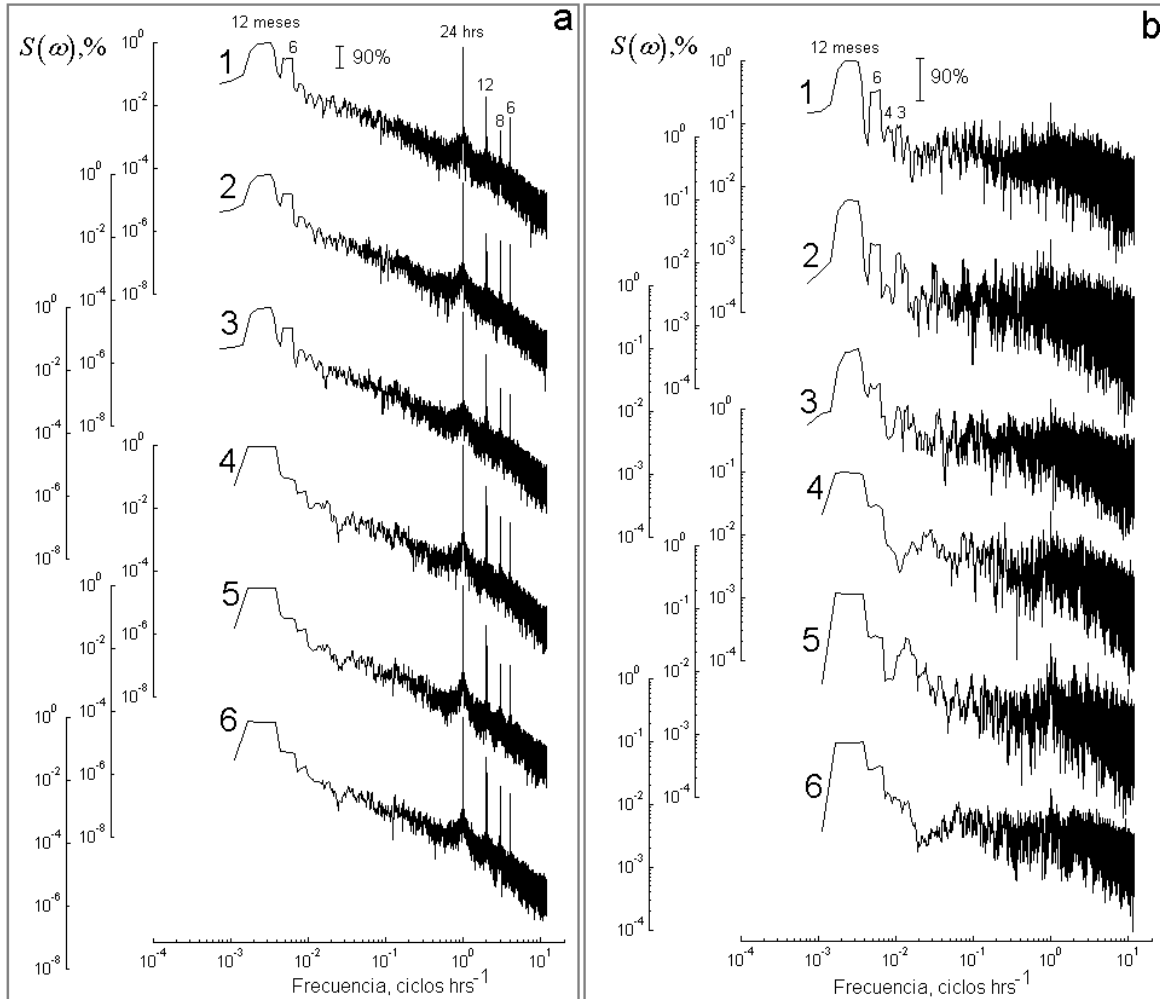


Figura 2.7. Espectros energéticos de las fluctuaciones de las características meteorológicas, a) humedad relativa y b) precipitación, para la red de estaciones meteorológicas: 1) Chapala, 2) Jocotepec, 3) Tizapán, 4) Jamay, 5) Ponciltán, 6) Atequiza.

Para la velocidad y dirección del viento cerca del 10% de su varianza es explicada por el armónico anual, siendo éste el de mayor amplitud en todas las estaciones. Mientras que el 87% de la varianza es explicada por el armónico diurno. En general, los espectros

analizados muestran que para todos los parámetros meteorológicos de la red de estaciones, las frecuencias más energéticas corresponden a los periodos diurno y semidiurno. La menor energía en las frecuencias altas muestra la transferencia e intercambio de energía con la periodicidad diaria. Los espectros de las series analizadas revelan que sólo los armónicos diurno y semidiurno excedieron el 90% del intervalo de confianza.

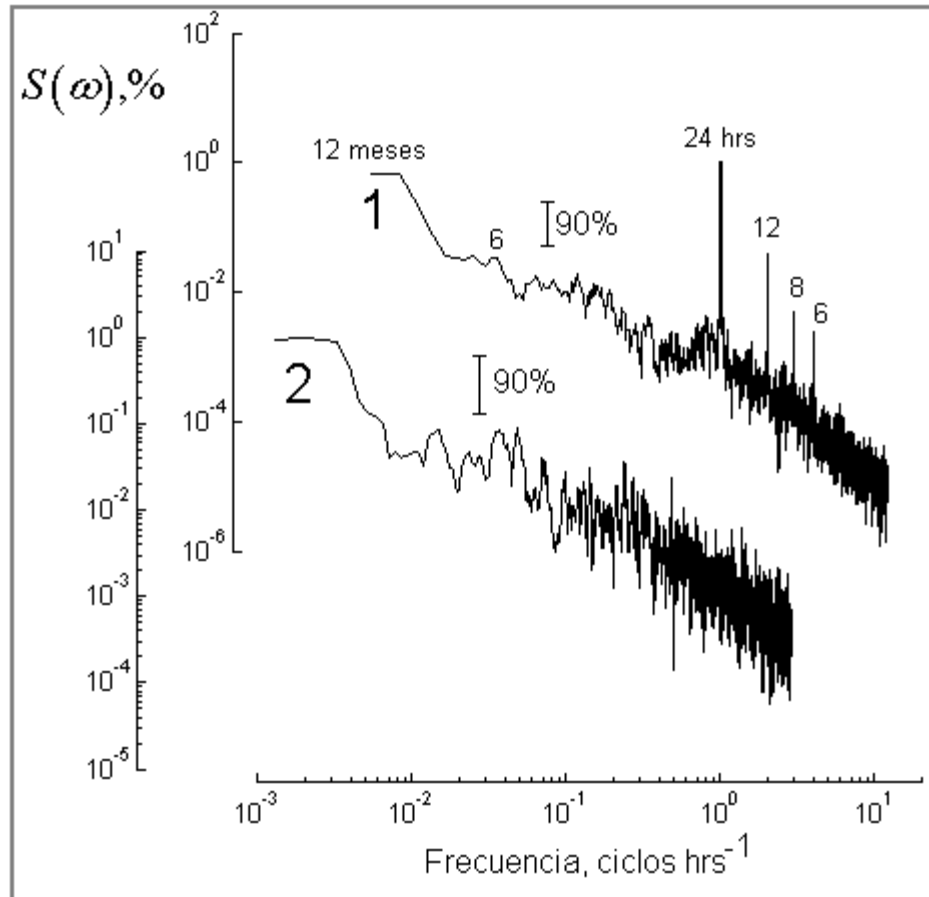


Figura 2.8. Espectros energéticos de las fluctuaciones de las características meteorológicas, a) temperatura del aire y b) precipitación, para la estación meteorológica de Isla de los Alacranes.

Como todas las estaciones presentan características similares en cuanto a sus estadísticos, sólo se realizó el análisis espectral cruzado a la estación de Chapala. La función de coherencia cuadrada y la diferencia de fase para los pares de características

meteorológicas se muestran en la Tabla 3. La coherencia más alta se presenta en los armónicos diurno y semidiurno.

Aunque, en general, el análisis de la coherencia cuadrada sugiere que las fluctuaciones de las características meteorológicas de los armónicos analizados se relacionan casi linealmente una con otra, éstas presentan variaciones en la diferencia de fase que son explicadas por su significado físico. Filonov (2002) describe como regla que un cambio de dirección del viento genera inmediatamente un cambio de humedad relativa. Por el contrario, las fluctuaciones de temperatura y humedad; así como, la velocidad y dirección de viento, siempre ocurren en una fase opuesta.

2.4.1 Resultados del espectro rotacional

Para analizar la composición espectral de las fluctuaciones del viento se calculó el espectro rotacional para la red de estaciones. En la Figura 2.9 se muestran los espectros en sentido horario (S^- , en el sentido de las manecillas del reloj) y contra-horario (S^+ , en sentido contrario de las manecillas del reloj).

Las componentes de viento horario y anti-horario de la figura 2.9a y b presentan gran similitud. Ambas componentes revelan bajas y altas frecuencias bien diferenciadas en la señal. El armónico de 12 meses es cerca de dos órdenes de magnitud mayor que los de 6 y 4 meses.

El pico más energético se hace evidente en la señal de alta frecuencia, correspondiente al armónico de 24 horas y presentándose en la componente contra-horaria, mientras que en la componente horaria el pico de 12 horas es el más energético para las estaciones de Chapala y Atequiza, mientras que en las otras estaciones es mayor el diurno, con muy poca diferencia en su magnitud. En ambas componentes los picos de los armónicos de 24, 12 y 8 horas están dentro del intervalo de confianza.

En el análisis del espectro rotacional la componente horaria S^+ es la dominante, siendo la frecuencia correspondiente al periodo diurno la más energética. En consecuencia, podemos asumir que en el lago las fluctuaciones diarias del viento se producen por el sistema de brisas, el cual presenta una circulación anticiclónica.

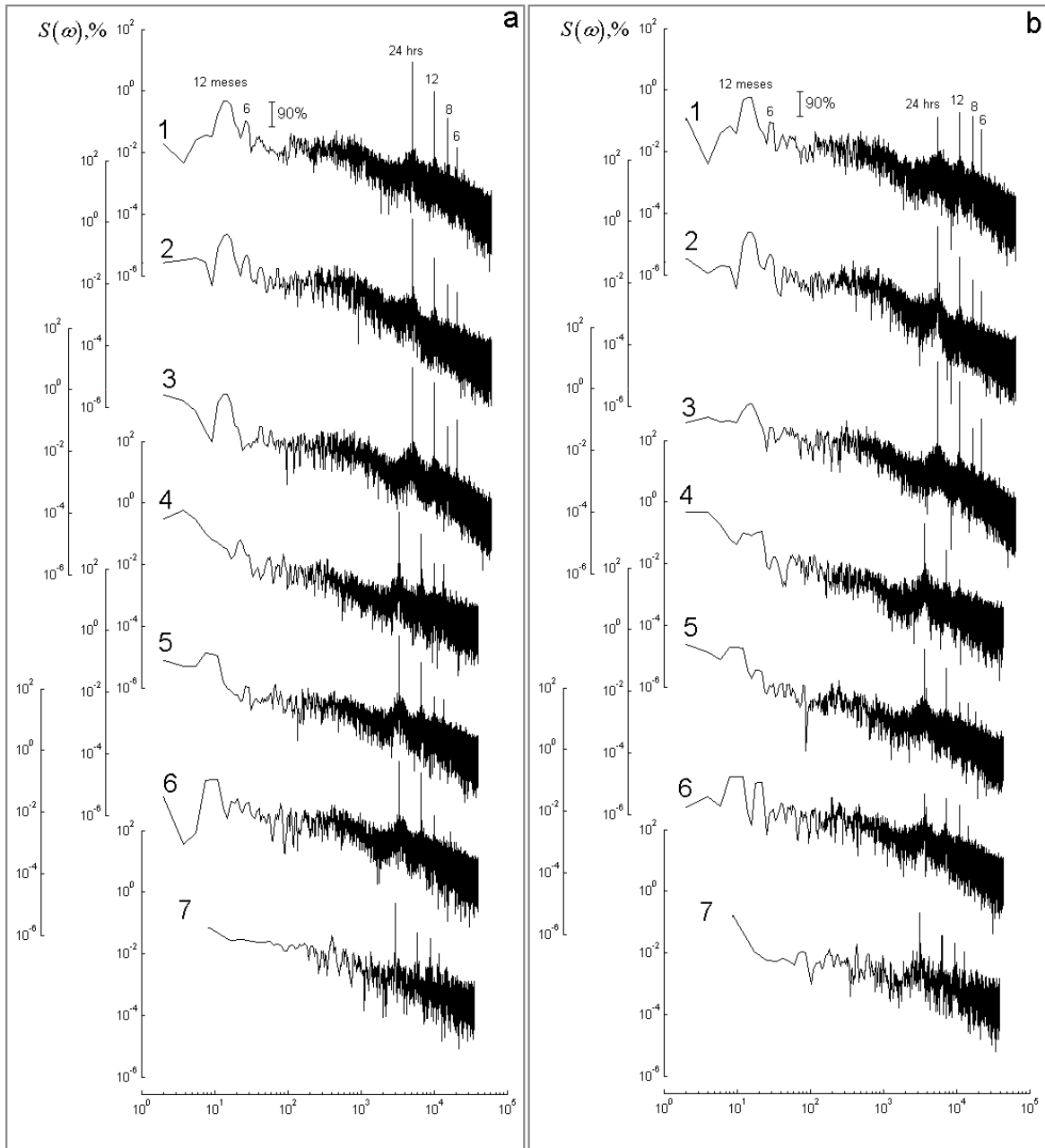


Figura 2.9. Densidad espectral de las componentes de viento a) en sentido contra-horario y b) en sentido horario, para la red de estaciones meteorológicas: 1) Chapala, 2) Jocotepec, 3) Tizapán, 4) Isla de los Alacranes, 5) Jamay, 6) Poncitlán, 7) Atequiza.

2.4.2 Variabilidad de baja y alta frecuencia

El análisis de los espectros rotacionales muestra claramente las fluctuaciones de alta y baja frecuencia. Se utilizó el filtro de Godin (Godin, 1972), para eliminar las componentes de alta frecuencia (Figura 2.5).

En la Figura 2.10, se muestran los resultados de filtrar los armónicos diurno y semidiurno. Se presentan los histogramas de frecuencias de viento filtradas, lo que permite identificar la frecuencia de la velocidad y dirección del viento. Se observa una circulación predominante en la que el viento cruza el lago de este-oeste y viceversa, la cual abarca más del 50% de la circulación general. Como se mencionó anteriormente, los ribereños denominan a este viento como “El Mexicano” y quedó claramente registrado en las series de viento al filtrar las frecuencias diurnas y semidiurnas. La velocidad del viento en promedio es de 2.5 m s^{-1} , con máximos que alcanzan los 5 m s^{-1} .

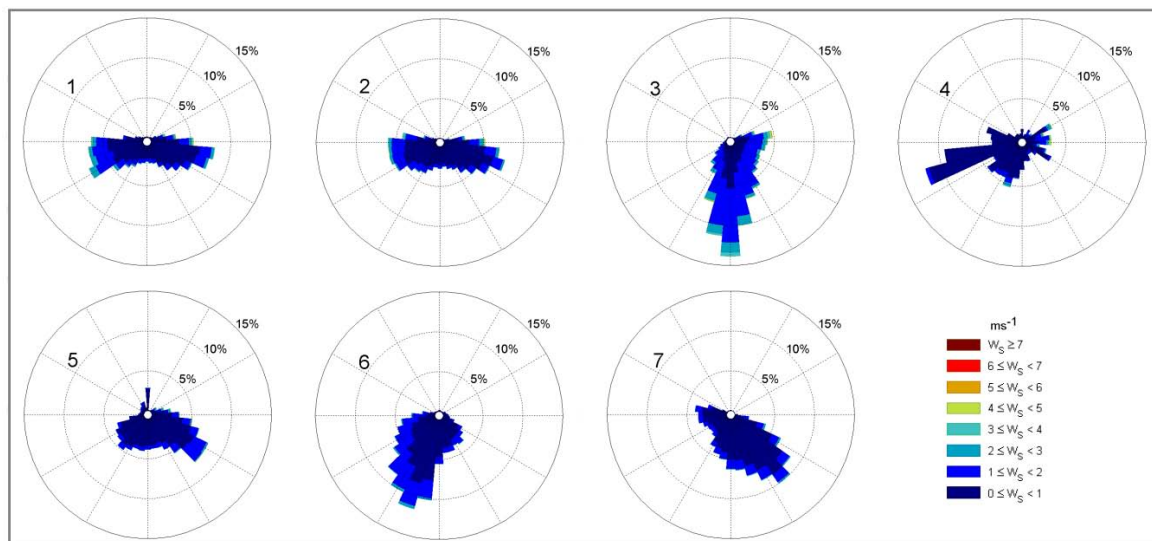


Figura 2.10. Histograma de dirección e intensidad del viento tratados con el filtro de Godin de la red de estaciones meteorológicas: 1) Chapala, 2) Jocotepec, 3) Tizapán, 4) Isla de los Alacranes, 5) Jamay, 6) Poncitlán, 7) Atequiza.

Para estudiar el efecto de la brisa dentro del lago se filtró la señal de baja frecuencia de las componentes de viento de la estación de Isla de los Alacranes, utilizando el filtro de paso alto Coseno-Lanczos (Von Storch y Zwiers, 2001). Eliminar los armónicos mayores

a la frecuencia diurna nos permite obtener la circulación generada por los gradientes meteorológicos diarios, i.e., la brisa.

La circulación de la brisa se muestra en la Figura 2.11. El gradiente máximo se observa en las componentes norte y sur. Esto confirma lo descrito en el espectro rotacional, que las fluctuaciones diarias del viento se originan básicamente por la brisa diaria con un giro de su vector de velocidad en el sentido de las agujas del reloj que es típico del Hemisferio Norte, coincidiendo de esta manera con los estudios realizados en los grandes Lagos de América del Norte (Estoque, 1980; Segal *et al.*, 1997; Sills, 1998; Roebber y Gehring, 2000; Laird *et al.*, 2001). El histograma de frecuencias polar hace evidente que la circulación de la brisa en lago de Chapala tiene la forma de una elipse cuyo eje mayor tiene una orientación norte-sur.

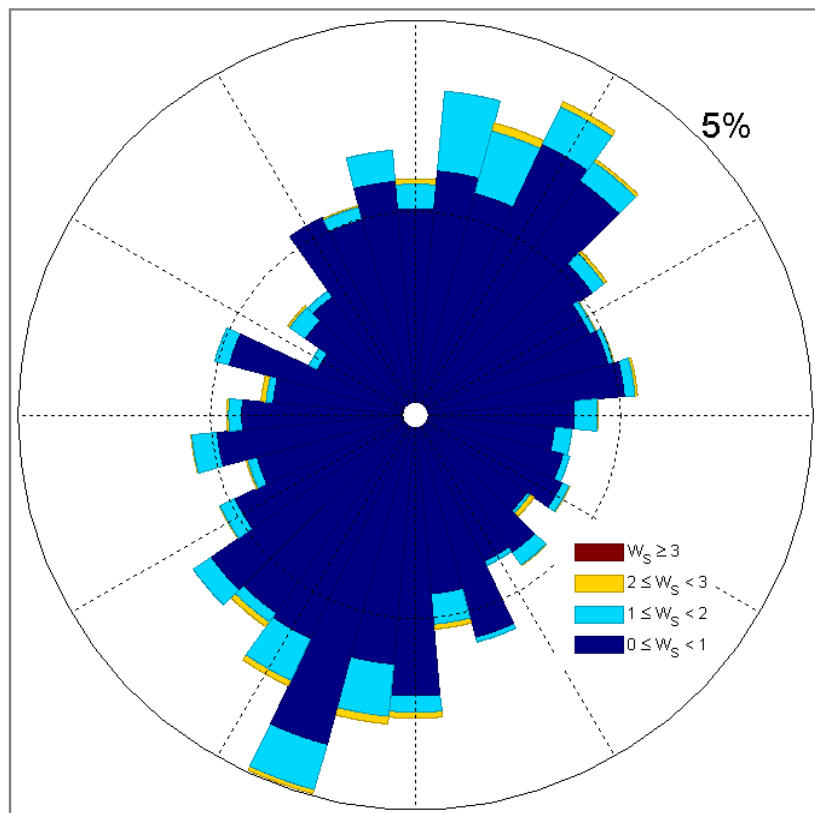


Figura 2.11. Histograma de dirección e intensidad del viento filtrada con el filtro de paso alto Coseno-Lanczos, para la estación de Isla de los Alacranes.

2.5 Discusiones

El análisis de las variables meteorológicas reveló que los armónicos más energéticos corresponden a los armónicos diurno y semidiurno, siendo el primero el más energético. Resultados similares son observados en otros lagos mexicanos, tal es el caso del Lago de Santa María del Oro (Serrano *et al.*, 2002) y el lago de Alchichica (Filonov *et al.*, 2006, Filonov *et al.*, 2015), los cuales presentan similitudes en el análisis espectral de sus características meteorológicas.

Los resultados del análisis de coherencia mostraron que las variables meteorológicas mantienen una alta relación entre ellas, siendo ésta de forma casi lineal. La dirección del viento varía significativamente a lo largo del día, y presenta un giro a la derecha diariamente, típico de la brisa de marina (Burman, 1983), lo cual concuerda con lo reportado por Filonov, 2002.

Así mismo, se observó que en las componentes del viento el espectro dominante se presentó en la componente horaria, siendo el armónico diurno el más energético. Por tal motivo, las fluctuaciones diarias en el viento son generadas por el mecanismo de las brisas lacustres.

El uso del filtro de Godin (Godin, 1972), permitió identificar un sistema de circulación de viento en la dirección de las componentes este-oeste y viceversa; esta circulación es nombrada por los ribereños como “El Mexicano”, lo que no había sido documentado. Los resultados de tratar las componentes del viento con el filtro de paso alto Coseno-Lanczos (Von Storch y Zwiers, 2001) muestran una circulación que tiene forma elíptica; el eje mayor corresponde a las componentes norte-sur. Esta característica coincide con los resultados del análisis rotacional, que propone que las fluctuaciones diarias en las componentes del viento son originadas por la brisa.

3. Régimen térmico

La principal fuente de energía en los lagos es la energía solar, la cual incide sobre la parte exterior de la atmósfera. Los lagos tropicales reciben un alto grado de insolación a lo largo de todo el año, en contraste con los lagos templados. La irradiación está relacionada con la temperatura del agua. Datos empíricos muestran que la temperatura promedio disminuye con la latitud. Desde el ecuador hasta los 40° de latitud, el decremento en la temperatura promedio del lago se explica principalmente por la abrupta disminución de la temperatura ambiental mínima anual, como lo refleja la temperatura del agua en el fondo de los lagos durante la estratificación. Así, los lagos tropicales y templados se diferencian por las temperaturas mínimas, más que por las temperaturas máximas (Lewis, 1996).

La absorción de la energía solar por el agua de los lagos está influida por un conjunto de propiedades físicas y químicas del agua, bajo ciertas condiciones biológicas. Estas características son dinámicas, cambiando en cada uno de los sistemas lacustres según la estación del año. La propiedad esencial del alto calor específico del agua permite la acumulación de la energía luminosa, al disiparse ésta en forma de calor. La retención de calor está ligada a ciertos factores que influyen sobre su distribución dentro del sistema lacustre: trabajo físico de la energía eólica, corrientes y otros movimientos del agua, morfometría de la cubeta y pérdidas de agua. Los modelos resultantes de estratificación termal influyen de manera fundamental sobre los ciclos físicos y químicos de los lagos (Wetzel, 1981).

El objetivo de este capítulo es examinar la distribución espacial de la temperatura y su dinámica temporal en el Lago de Chapala, con base en imágenes de satélite y mediciones regulares con aparatos de alta precisión.

3.1 Imágenes de satélite

En años recientes el estudio de los factores que regulan el clima del planeta ha registrado un considerable avance. La evolución observacional indica que muchos de los cambios climáticos a escala regional, principalmente aquellos relacionados con la temperatura, ya han afectado un gran número de sistemas físicos y biológicos. También el cambio en los regímenes de precipitación genera un gran impacto en los mismos.

En nuestro país la variabilidad climática en escalas estacionales e interanuales (fenómenos El Niño y La Niña) tiene grandes impactos en los patrones de la variabilidad de la precipitación. De manera general, podemos mencionar que las lluvias de invierno en años El Niño se intensifican (por ejemplo, los inviernos de 1982-83, 1986-87, 1991-92, 1997-98 y 2002-03) y se debilitan durante los correspondientes veranos. Lo opuesto ocurre durante los años de La Niña (Aguirre-Gómez, *et al.*, 2003, Magaña, *et al.*, 2003 y Tereshchenko *et al.*, 2002). Durante los inviernos de El Niño, la corriente de chorro se desplaza hacia el sur, provocando una mayor incidencia de frentes fríos y lluvias en las zonas norte y centro de México. Durante los veranos de El Niño, las lluvias en la mayor parte de México disminuyen, apareciendo incluso condiciones de sequía (Tereshchenko *et al.*, 2002).

La manera moderna de supervisar el modo periódico termal de un lago puede lograrse a través del análisis de imágenes de satélite de temperatura superficial del agua, recibidas por sensores de alta resolución radiométrica (AVHRR). Tal análisis ha encontrado una amplia aplicación en la oceanografía física (Scambos *et al.*, 1999; Soto-Mardones *et al.*, 1999; Tereshchenko *et al.*, 2002 y Lavín *et al.*, 2003).

Se analizaron los valores promedio mensuales de la TSLC registrados para las secciones I, II, III y IV (Figura 1.1c). Estos se muestran en las figuras 3.1-3.4. La letra „a” en estas figuras representa el diagrama bidimensional donde la TSLC es una función de las coordenadas espaciales y temporales $T(x, t)$. La letra „b” se refiere al promedio espacial de todos los datos mensuales (93 meses) de valores de temperatura en las secciones T_x y, finalmente, „c” ilustra la variación del promedio temporal de la TSLC de las secciones $T_x(t)$.

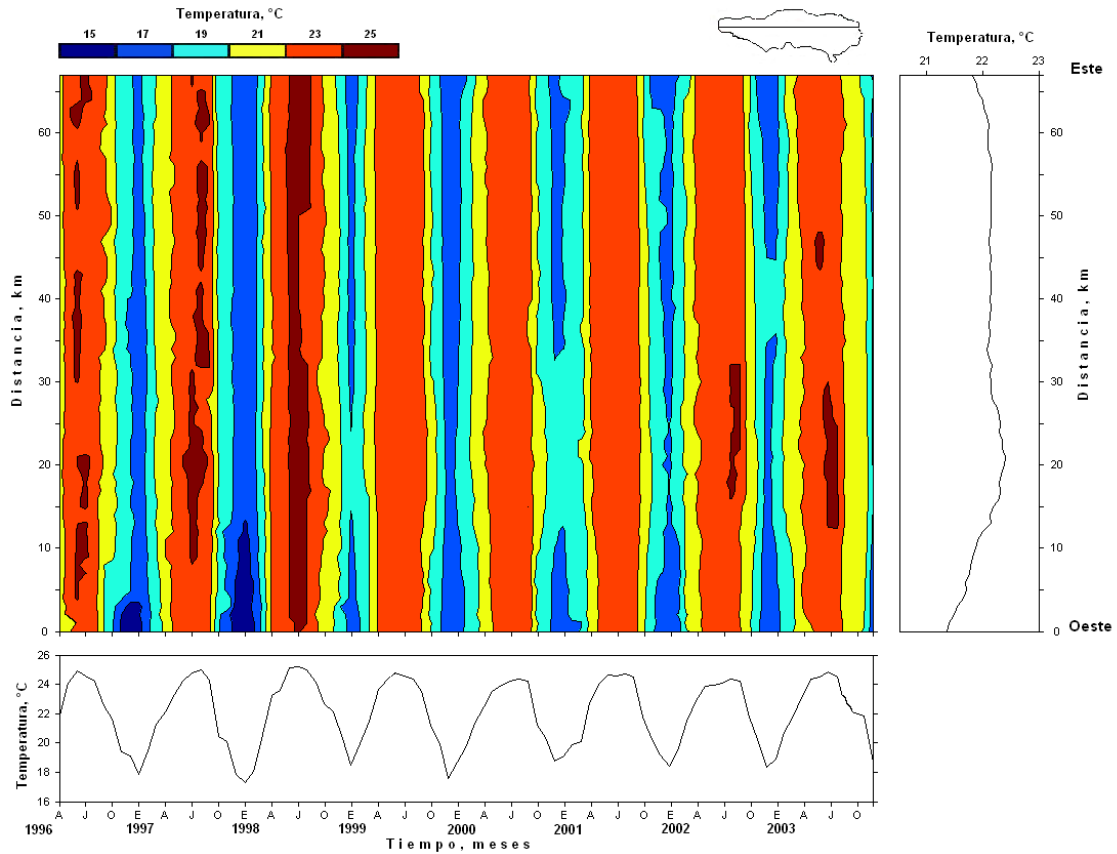


Figura 3.1. a) Diagrama de variabilidad espacio-temporal de la temperatura superficial $T_{x,t}$ de la sección I; b) variabilidad del promedio espacial $T_t(x)$; y c) variabilidad del promedio temporal $T_x(t)$.

En la Figura 3.1a se observa que la temperatura superficial del Lago de Chapala para la sección I, recibida por los sensores AVHRR, oscila entre 15 y 25 °C. El análisis del promedio espacial de la TSLC para la sección I (Figura 3.1b) muestra que la temperatura de la superficie de agua en la zona central del lago ($T = 22.6$ °C) era en promedio 0.7 °C más alta que en la zona este y la zona oeste poco profunda ($T=21.9$ °C). Tereshchenko *et al.* (2002) sugieren que tal diferencia se debe a la circulación del agua sobre la superficie del lago. Sin embargo, cabe destacar la existencia de manantiales termales terrestres, sublacustres, halos de alteración hidrotermal y la generación de petróleo hidrotermal en los sedimentos del lago (Zárata-del Valle y Simoneit, 2005) que pueden generar tales diferencias de temperatura. Es posible que sea una combinación de ambas hipótesis la causa de tal comportamiento.

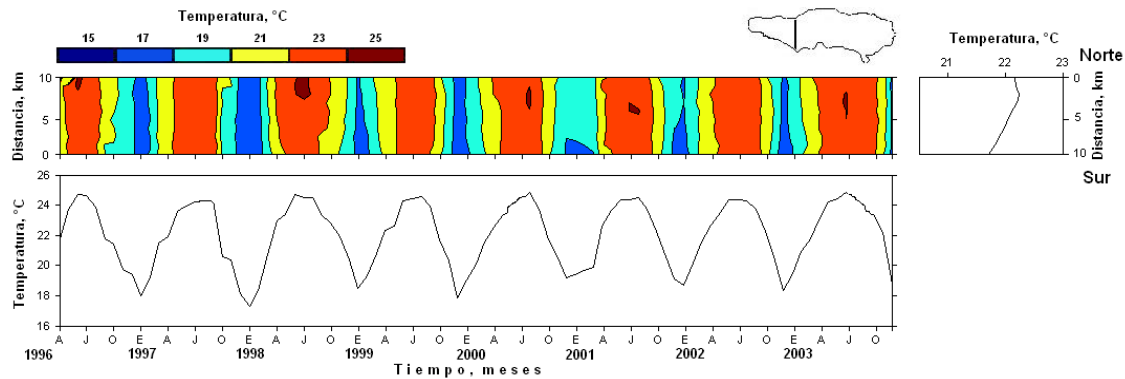


Figura 3.2. a) Diagrama de variabilidad espacio-temporal de la temperatura superficial $T(x,t)$ de la sección II; b) variabilidad del promedio espacial $T_t(x)$; y c) variabilidad del promedio temporal $T_x(t)$.

El análisis de la variabilidad espacial y temporal de la TSLC (secciones II a IV, Figura 3.2-3.4) indica que la parte norte del lago es aproximadamente 1°C más alta que la parte este poco profunda. En la parte central del lago, y en particular a lo largo de la sección III, la TSLC es más alta que a lo largo de las secciones II y IV. Un patrón similar se ve a lo largo de la sección I (Figura 3.1). En el invierno de 1997-98 se presentó la más baja TSLC para el periodo de registro 1996-2003, mientras que la TSLC más alta se registró en el verano 1998.

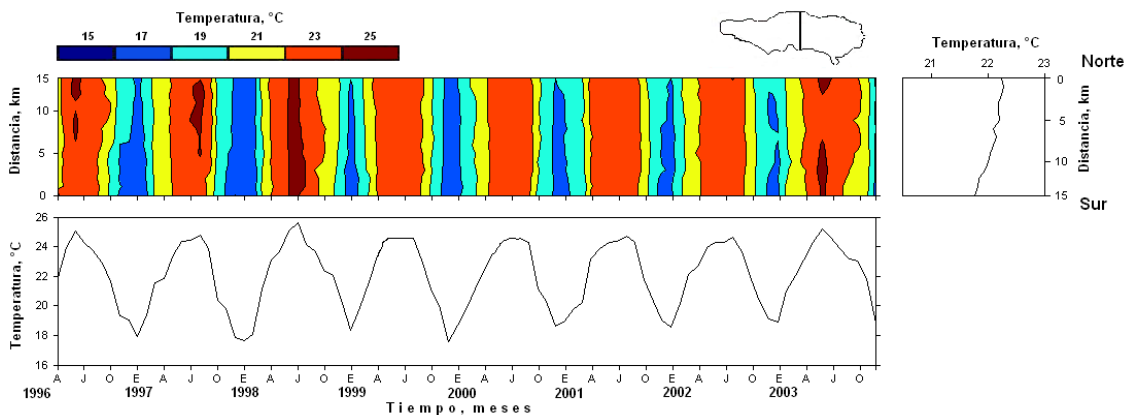


Figura 3.3. 1 a) Diagrama de variabilidad espacio-temporal de la temperatura superficial $T(x,t)$ de la sección III; b) variabilidad del promedio espacial $T_t(x)$; y c) variabilidad del promedio temporal $T_x(t)$.

La variación de los promedios mensuales de la TSLC se ajusta estrechamente a una onda seno, lo que hace pensar que el armónico anual es el principal contribuyente para la

TSLC en las fluctuaciones estacionales, mientras que las contribuciones del armónico semianual y los armónicos de alta frecuencia son insignificantes (Figura 3.9).

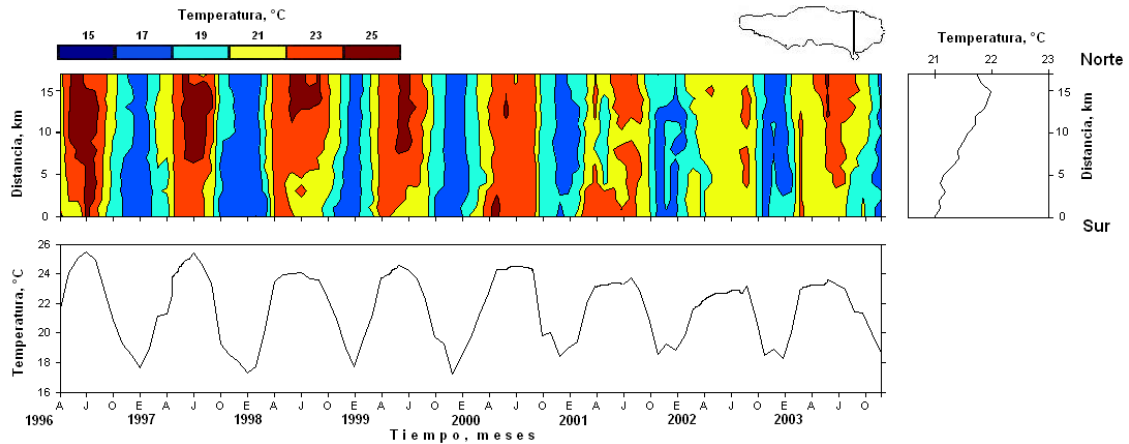


Figura 3.4. a) Diagrama de variabilidad espacio-temporal de la temperatura superficial $T(x,t)$ de la sección IV; b) variabilidad del promedio espacial $T_t(x)$; y c) variabilidad del promedio temporal $T_x(t)$.

3.1.1 Análisis espectral de la TSLC

Las series espacio-temporales de la TSLC $T(x,t)$ en los transectos I-IV, se analizaron mediante análisis espectral por tiempo. Es decir, se realizó este análisis formando sólo series temporales con longitud de 93 meses para cada píxel de cada transecto. Se usó el método de la transformada de Fourier directa, con suavización de los periodogramas correspondientes por 3 frecuencias independientes (Konyaev, 1990). Este nos permitió, sin perder resolución del análisis, quitar un poco la influencia del ruido aleatorio. Los resultados de estos cálculos se presentan en las figuras 3.6-3.9.

El análisis espectral nos muestra que en el campo de la TSLC presenta solo dos armónicos principales anual y semianual, los cuales junto con ruido aleatorio (altos armónicos) forman variabilidad temporal del campo. Los armónicos más bajos, de 3 y más años, no son significativos, como tampoco los armónicos de 3 y 4 meses.

En el transecto de la sección I el espectro (Figura 3.5) muestra que la densidad espectral de los armónicos de 12 y 6 meses fue máxima cerca de la costa y que ésta disminuía

hacia el centro del lago. Este nos permite decir que existe cierta influencia de las costas oriental y occidental en el comportamiento de la temperatura superficial del lago.

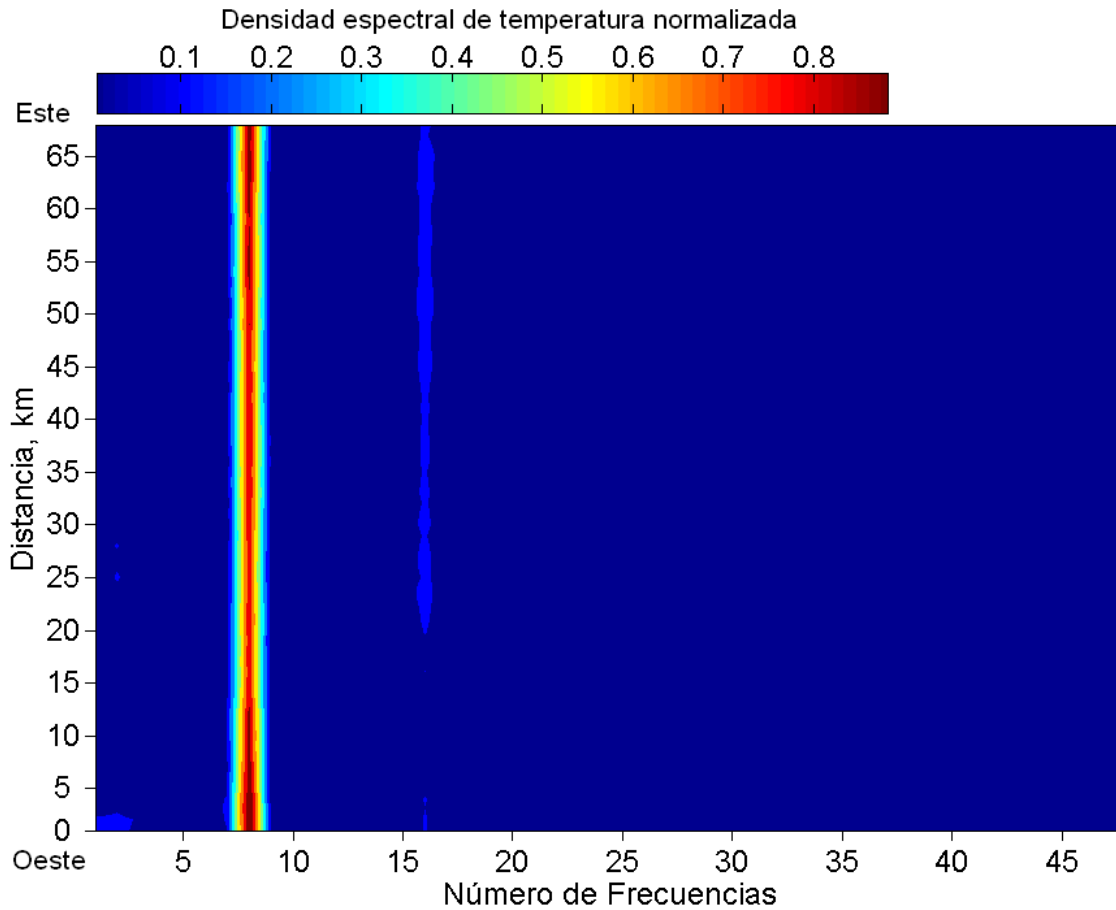


Figura 3.5. Espectro energético normalizado $S_{x,\omega}$ de la temperatura superficial $T_{x,t}$ promedio mensual de la sección I.

En las secciones II-IV (Figura 3.6-3.8) los espectros muestran que la densidad espectral de los armónicos principales fue máxima cerca de la costa sur, disminuyendo hacia la costa norte del lago. En general, el comportamiento de los espectros calculados para los transectos de la secciones II-IV son similares, pero estos muestran que la variabilidad del armónico anual no depende de su lejanía de la costa y es más fuerte en la zona sur.

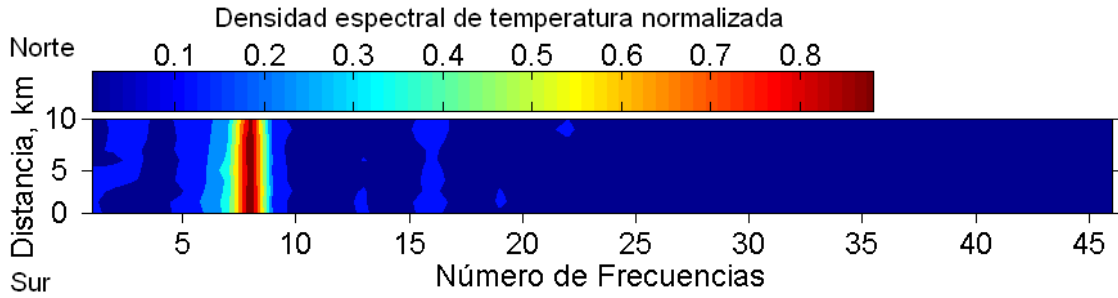


Figura 3.6. Espectro energético normalizado $S_{x,\omega}$ de la temperatura superficial $T_{x,t}$ promedio mensual de la sección II.

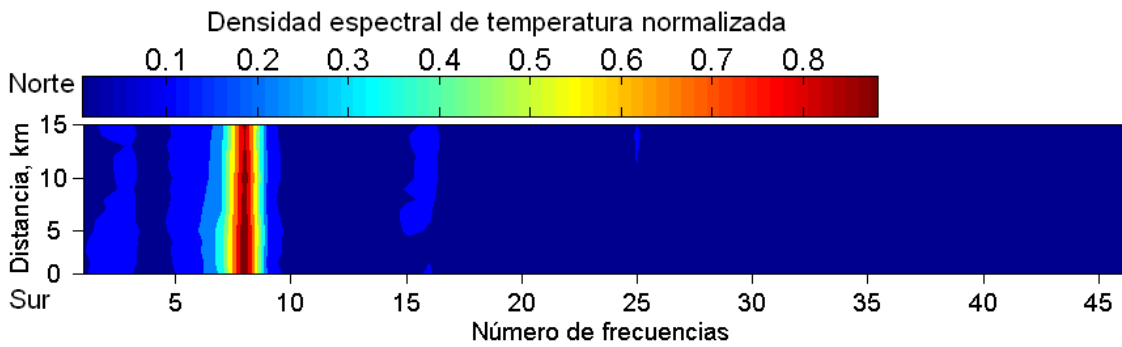


Figura 3.7. Espectro energético normalizado $S_{x,\omega}$ de la temperatura superficial $T_{x,t}$ promedio mensual de la sección III.

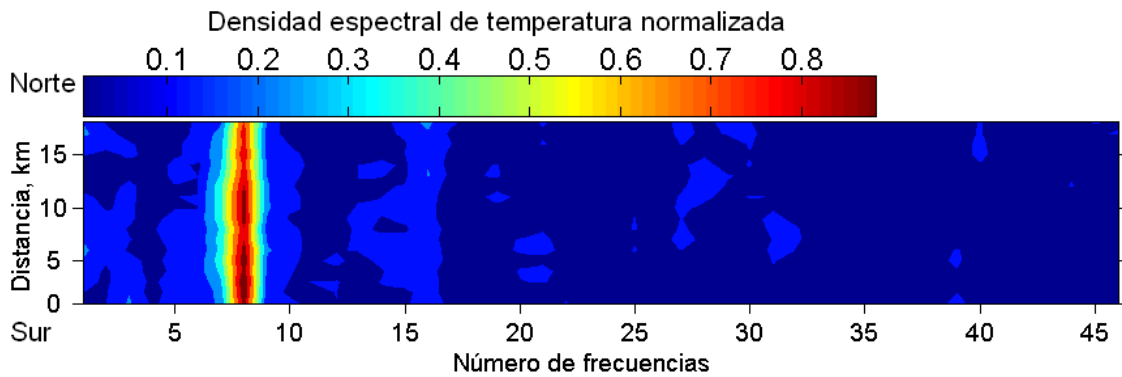


Figura 3.8. Espectro energético normalizado $S_{x,\omega}$ de la temperatura superficial $T_{x,t}$ promedio mensual de la sección IV.

Los espectros promedios para los cuatro transectos de la TSLC (Figura 3.9), muestran que el armónico anual es 5 órdenes de magnitud mayor que el semianual, mientras que los armónicos de 3 y más años, al igual que los de 4 a 3 meses, no son significativos.

3.1.2 Influencia de El Niño en la TSLC mensual

El episodio de El Niño 1997-98 tuvo sus orígenes en la formación de una gran bolsa de agua caliente en las capas superficiales del Pacífico oriental a finales de 1996 (García-Herrera y Hernández-Martín, 2000). En noviembre de 1997 en la región de Chapala la temperatura del aire disminuyó 5 °C (Figura 3.10a). En el verano de 1998 la temperatura alcanzó un máximo de 36.5 °C, siendo esta la más alta en el periodo de 1980-2004.

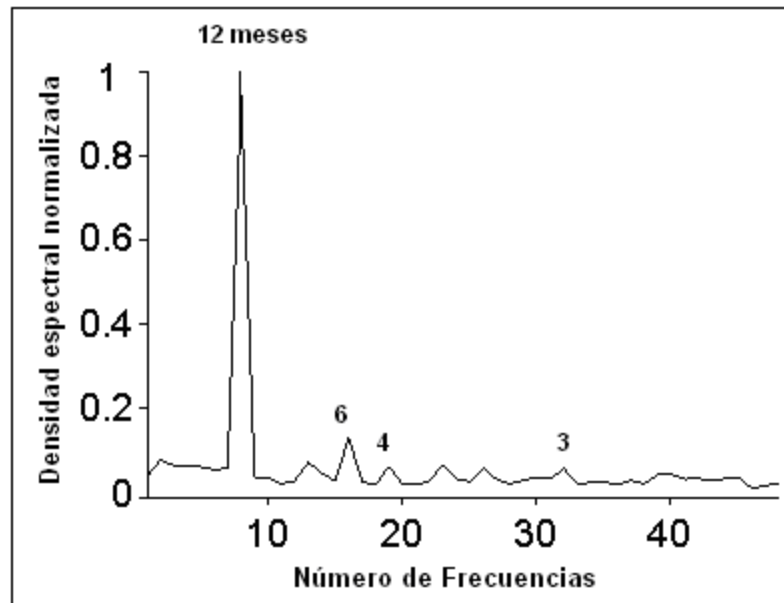


Figura 3.9. Espectro energético promedio normalizado $S_{x,\omega}$ de la temperatura superficial $T_{x,t}$, promedio mensual para las secciones I-IV.

Durante el periodo 2002–2003 se presentó de nuevo un evento de El Niño en el Océano Pacífico. Este episodio climático fue descrito como moderado para el Pacífico ecuatorial. El fenómeno se caracterizó porque el calentamiento se inició en el sector occidental-central del Pacífico ecuatorial a mediados del 2002, propagándose hacia su región centro-oriental; el hecho contrario ocurrió en 1997-1998 (McPhaden, 2004).

Las fluctuaciones promedio mensual de la TSLC en 1996 y en la primera mitad de 1997 tenían un comportamiento “normal” (influencia nula de El Niño en la evolución de TSLC). Sin embargo, la variación de la TSLC se hizo evidente en noviembre de 1997. En 1998, las temperaturas de la superficie eran 0.2°C (18.9°C) más bajas en enero y 0.6°C más altas (25.4°C) en agosto en comparación con los meses correspondientes de 1996. El comportamiento de la temperatura y precipitación presentado en la figura 3.10a muestra que la variación en la TSLC es causada por el evento de El Niño 1997-98, coincidiendo con lo propuesto por (Tereshchenko *et al.*, 2002).

La TSLC se vio afectada por El Niño 1997-98, mostrando una anomalía positiva de la temperatura del agua. Tal anomalía se presenta en todas las secciones para el verano de 1998. Para los años 1999-2001, el comportamiento en la TSLC presentó un comportamiento normal, es decir, sin influencia de El Niño, mientras que a finales del 2002 se hizo evidente una anomalía negativa en la TSLC, lo que hacía pensar en la aparición del fenómeno de El Niño, aunque éste era moderado. En verano siguiente se presentó una anomalía positiva de 0.7°C , lo cual mostró el efecto de El Niño 2002-2003 moderado en la TSLC.

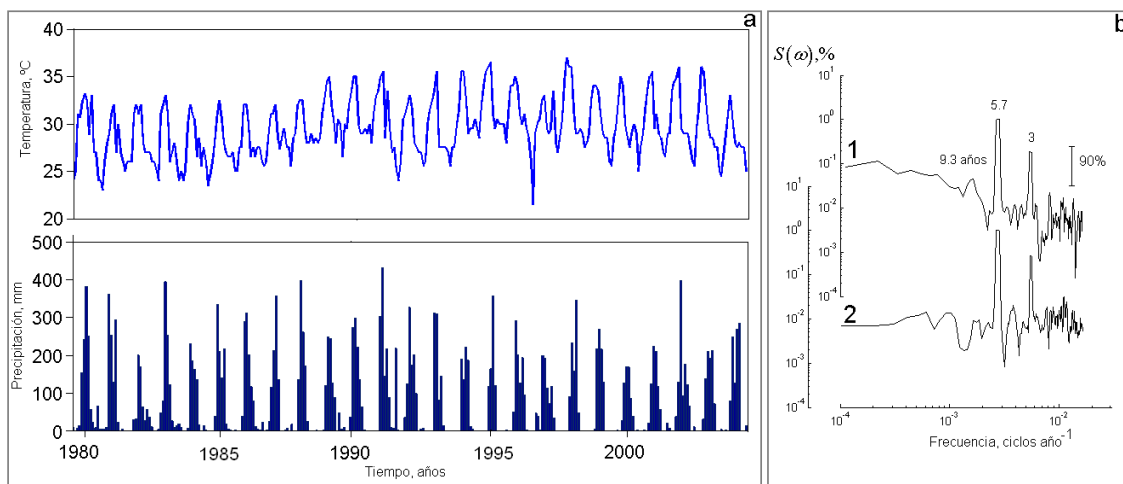


Figura 3.10. a) Variabilidad temporal y b) espectro energético de la 1. La temperatura del aire y 2. Precipitación en el Lago de Chapala (archivo de registros históricos de la Comisión Nacional del Agua).

El espectro energético de la variabilidad temporal de la temperatura del aire y la precipitación en el lago de la serie registrada de 1980 a 2004 revela la periodicidad del evento de El Niño y La Niña con picos en sus espectros de 3 y 5.7 años, excediendo el

90% del intervalo de confianza, lo cual concuerda con los resultados del análisis obtenido de la TSLC (Figura 3.10b).

3.1.3 Resultados del modelo armónico de la TSLC

Usando el algoritmo del modelo de análisis armónico descrito por las ecuaciones 1.19-1.23 se calculó el comportamiento temporal de la TSLC. Para modelar este comportamiento se hicieron simulaciones con la información de los armónicos anuales, semianuales y ruido aleatorio ($\gamma = \alpha e^{-\beta}$, donde α y β son coeficientes de los cuales depende la inclinación del espectro) recibidos del análisis espectral de la TSLC. Los resultados se muestran en la Tabla 4 y en la Figura 3.11.

La temperatura superficial medida y modelada, en todas las secciones, muestra casi el mismo comportamiento (Figura 3.11). Se observa una periodicidad rítmica de la variabilidad anual. La variabilidad de temperatura medida en todas las secciones está en el rango de 18.8 a 25 °C.

Tabla 4. Características estadísticas de la TSLC en las secciones I–IV.

Número de Sección	Método de promediado	Temperatura promedio, °C	Amplitud promedio cuadrática, °C	95% límites de confianza, °C
I	Promedio espacial	21.67	2.86	± 0.071
	Promedio temporal	22.30	0.41	± 0.008
II	Promedio espacial	21.96	2.70	± 0.067
	Promedio temporal	22.32	0.37	± 0.103
III	Promedio espacial	21.94	2.87	± 0.071
	Promedio temporal	22.43	0.89	± 0.034
IV	Promedio espacial	21.75	2.43	± 0.060
	Promedio temporal	22.07	1.01	± 0.037

En los años 1997-1998 se tiene el pico de la TSLC más alto en todas las secciones, provocado por El Niño 1997-98. Mientras que en los años 2002-2003 la diferencia fue poco significativa, relacionándola con el evento de El Niño moderado.

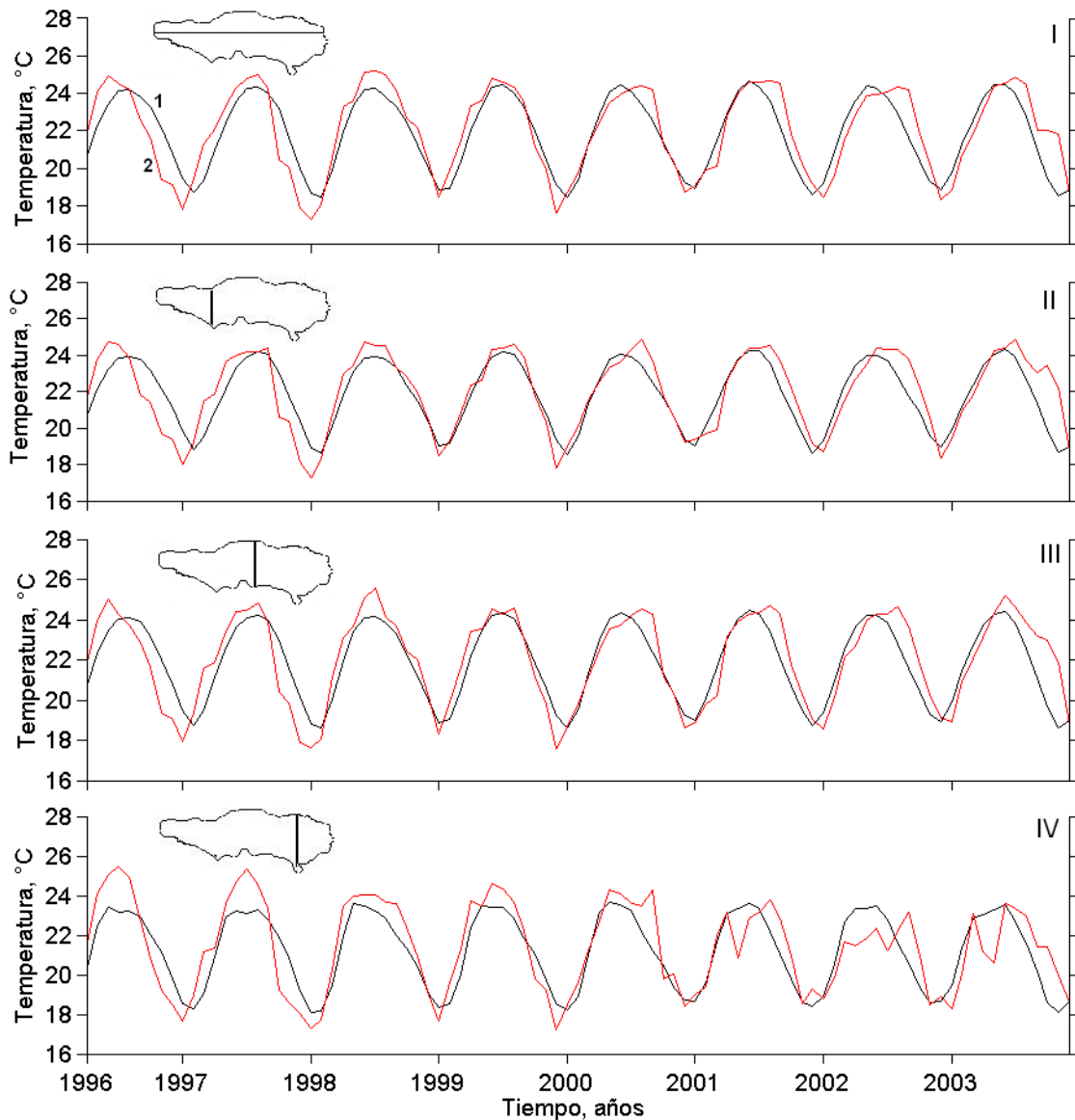


Figura 3.11. Variabilidad temporal de TSLC $T_x t$ promediada por todos los píxeles en la sección I–IV, 1 - datos medidos por el sensor del satélite AVHRR-NOAA 12 y 14; 2 - resultado de la modelación espectral usando los armónicos de 12 y 6 meses, más ruido aleatorio.

Las diferencias entre temperatura real y modelada en general no superan 1 °C. Sólo en los años de El Niño 1997-1998 y 2002-2003 la diferencia alcanza de 2 a 3 °C. Esto es normal, porque el análisis espectral no puede reproducir las variaciones de escala pequeña sin información adicional sobre esta. En las secciones I-IV existe un desfase significativo (entre el modelo y temperatura medida); el desfase alcanza el valor de 2 meses y puede interpretarse como la llegada de El Niño, que destruye el comportamiento

normal de TSLC en el área de estudio; por ello el inicio de ciclo anual fue desplazado hacia atrás (inició 2 meses antes de lo normal).

3.2 Muestreos de distribución espacio-temporal de temperatura en la parte central del Lago de Chapala

Los lagos cálidos polimícticos como el Lago de Chapala muestran períodos frecuentes de circulación. En los trópicos, y cerca de ellos, las variaciones anuales de temperatura son pequeñas y provocan períodos repetidos de circulación entre intervalos cortos de calentamiento y estratificación débil, seguidos por períodos de enfriamiento rápido. Bajo estas circunstancias, la circulación convencional, reforzada por el viento, es suficientemente intensa como para romper la estratificación.

La estratificación termal y de densidad en los lagos es un regulador predominante de la mayoría de los ciclos fisicoquímicos y, por lo tanto, del metabolismo del lago y de la productividad. En un lago la capacidad calorífica y la demanda de energía para alcanzar un determinado estado están regidas por los aportes de calor que puede proporcionar el clima, por el volumen y por los aportes y pérdidas de calor con el fondo (Wetzel, 1981).

El aporte y la pérdida de calor anual en los lagos tropicales son muy pequeños al compararlos con los lagos de latitudes más altas, o de montaña. Lewis (1996) demostró que en muchos lagos tropicales de gran tamaño es frecuente la existencia de una estratificación débil y variable junto con la formación repetitiva de metalimnion temporal.

Las diferencias entre los lagos someros y profundos residen en sus condiciones termales y su funcionamiento; la más importante es que, en verano, los lagos profundos de nuestras latitudes muestran una estratificación térmica que separa la parte superior caliente (epilimnion) de la inferior fría (hipolimnion), por lo que se impide la interacción de la capa superior con la de fondo, asilando con ello procesos en cada una de las diferentes capas. En los lagos someros no existe esta estratificación y la masa de agua tiende a estar completamente mezclada como consecuencia del efecto del viento.

En la siguiente sección se analizan los cambios espacio-temporales del campo de temperatura del Lago de Chapala a lo largo del 2006.

3.2.1 Metodología

En el 2006 se efectuaron cuatro muestreos en el Lago de Chapala en los meses de febrero, abril, julio y octubre, con el objetivo de estudiar la distribución espacio-temporal de la temperatura en la parte central del lago. La técnica de muestreo utilizada consistió en la realización de lances verticales puntuales efectuados con el perfilador CTD SBE-19 plus cada 500 m, partiendo del poblado de Chapala con dirección perpendicular hacia Tuxcueca (sentido norte-sur del Lago de Chapala). La posición de cada lance de medición fue registrada con ayuda de un receptor GPS 12 Personal Navigator (Garmin). Los muestreos a lo largo del transecto fueron hechos por la mañana (09:00 a 13:00 h).

Los perfiles se suavizaron con el software propio del perfilador; después, se interpolaron con spline cúbico por distancia y profundidad.

3.2.2 Campo de temperatura de los transectos

Las variaciones más importantes de temperatura en el Lago de Chapala se presentan estacionalmente (Figura 3.12). Esta región se ve afectada por los cambios estacionales de radiación incidente del sol, temperatura del aire, esfuerzo del viento, humedad atmosférica y por la época lluviosa. En la Figura 3.12 se muestra el campo de temperatura (marcado con el número "1") y el promedio espacial (marcado con el número "2") para cada muestreo.

En la Figura 3.12 -2, correspondiente al promedio espacial para los meses de muestreo, se observa que el norte es más cálido que el sur. Los gradientes espaciales de temperatura entre norte y sur se presentan en los meses de febrero, abril, julio y octubre y fueron de 1, 3, 1 y 2 °C, respectivamente.

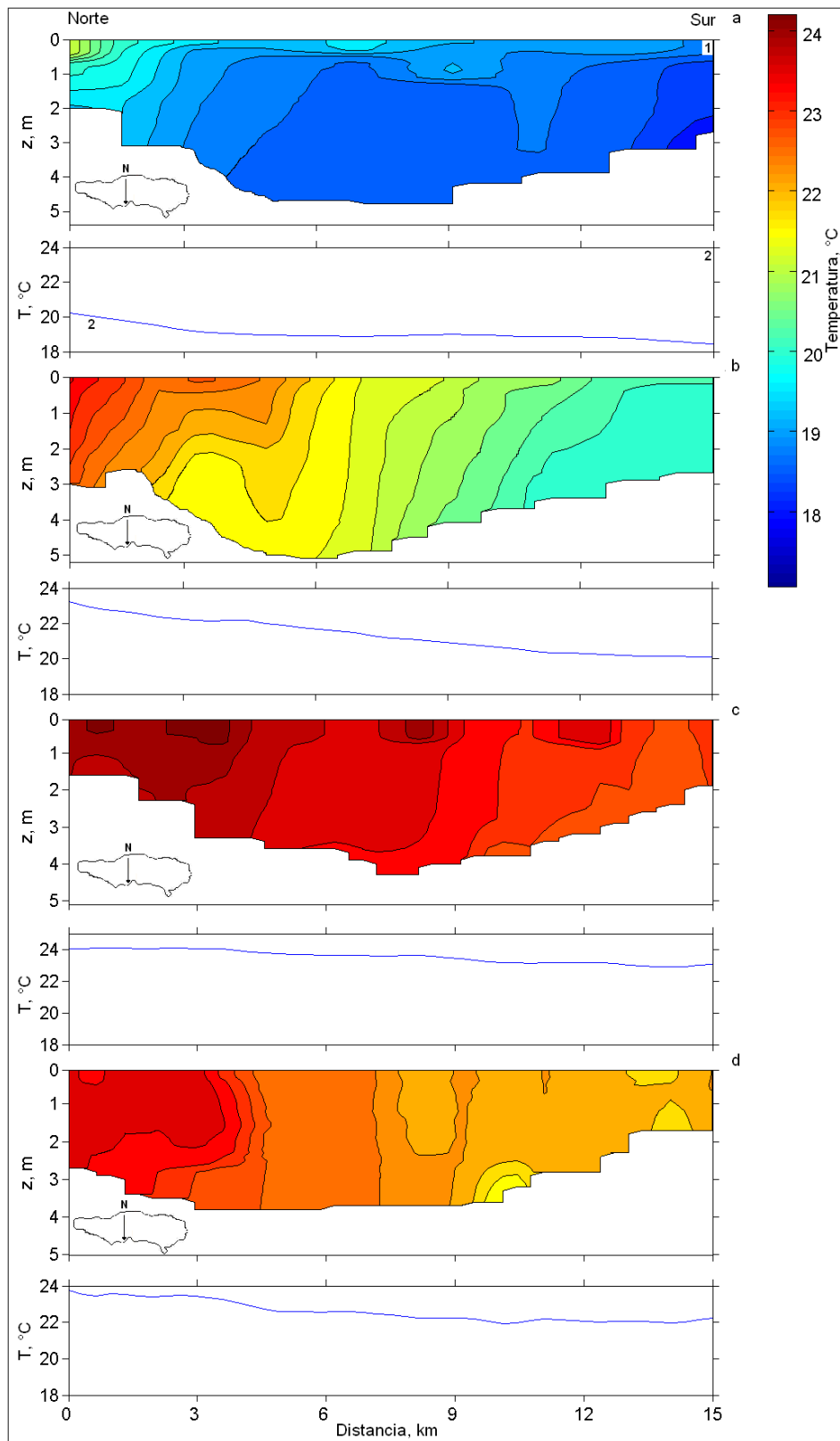


Figura 3.12. 1- Distribución de temperatura en el Lago de Chapala, correspondiente a) febrero, b) abril, c) julio y d) octubre de 2006; 2- promedio espacial de los mismos.

El campo de temperatura del transecto con dirección norte-sur para febrero del 2006 se muestra en la Figura 3.12a. A lo largo del transecto la temperatura se mantiene casi constante a una misma profundidad, a excepción de la zona norte, donde al comienzo del transecto (a 1 kilómetro de la costa) se presentó un gradiente de temperatura de alrededor de 1 °C en el primer metro de profundidad. La temperatura promedio en la columna de agua presente en este mes fue cercana a los 19 °C, mostrando muy pequeñas variaciones en la vertical.

Dado que las variaciones en el régimen térmico de los lagos someros están determinadas por la cantidad de radiación solar que reciben, cualquier cambio en ésta se refleja en el campo de temperatura del lago. Para el mes de abril del 2006 se observa que la temperatura de la columna de agua aumentó en promedio 3 °C (Figura 3.12b) en un periodo de dos meses (de febrero a abril).

En la Figura 3.12b, correspondiente al mes de abril, es notoria la estratificación hasta la primera mitad del lago, mientras que, para la parte siguiente del recorrido, las variaciones en la vertical fueron poco notables. Cabe mencionar que el tiempo de recorrido entre el perfil inicial efectuado en la zona norte y el final en la zona sur no superó las 2 horas para cada transecto. Por tanto, las diferencias de radiación solar incidente en el lago fueron poco significativas en la columna de agua. No obstante que el lago presenta polimixis diaria, éste es capaz de retener una “memoria climática” a corto plazo. Las variaciones de temperatura en abril fueron de 20 a 23.3 °C.

En el mes de julio (Figura 3.12c) se presentaron las temperaturas más altas de los muestreos. La columna de agua se encontraba mezclada en las zonas norte y sur, la temperatura tuvo un promedio de entre 23.75 °C y 23 °C, respectivamente. La misma distribución de temperatura se presentó en el mes de octubre (Figura 3.12d), aunque disminuyó la temperatura en 1 °C en toda la columna en comparación con el mes de julio.

3.3 Experimento del día 10 de enero del 2007

En esta sección se describe la variabilidad espacio temporal de temperatura y la metodología usada en la medición de corrientes en el lago, estudiada a partir del experimento especial realizado el día 10 de enero del 2007.

3.3.1 Metodología

El experimento consistió en el arrastre de una cadena de sensores de temperatura (Figura 3.13), junto con mediciones de un perfilador acústico Doppler ADCP (RD Instruments) a bordo de la embarcación. El esquema del muestreo se muestra en la Figura 3.14.

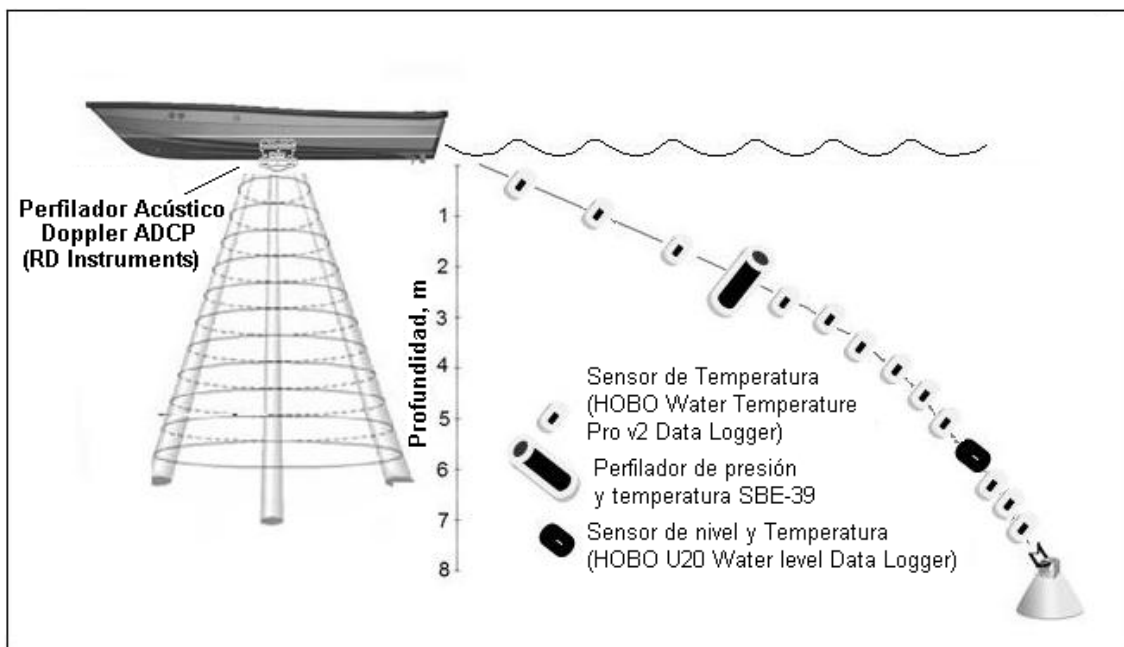


Figura 3.13. Distribución de la cadena de termistores y ADCP montado en la lancha

La primera dificultad al realizar los muestreos es la gran cantidad de redes destinadas a la pesca, distribuidas a todo lo largo y ancho del lago. Al hacer el arrastre de la cadena de sensores ésta se enreda y se corre el peligro de extraviar el equipo, así mismo que al tratar de desenredar la cadena, se podrían rasgar las redes de pesca. Para evitar esto se diseñó una montura especial con forma hidrodinámica.

El muestreo comenzó a las 09:50 y terminó a las 18:45 h, consistió de 14 transectos (Figura 3.14b), recorriendo un total de 55 km. La Tabla 5 muestra los tiempos, distancias y rumbos entre cada transecto.

La cadena de sensores tenía una longitud de 7.8 m; en ésta se distribuyeron 12 termógrafos HOBO (distancia de los sensores: 0.7, 1.3, 1.9, 2.9, 3.3, 3.7, 4.3, 4.8, 5.3, 6.4, 6.8 y 7.2 m), un termógrafo SBE-39 (distancia del sensor: 2.4 m, registró temperatura y profundidad) y un medidor HOBO-Level (distancia del sensor: 5.8 m, registró temperatura y profundidad). Un ADCP se montó a estribor de la lancha.

El muestreo consistió en el arrastre de la montura y el ADCP ajustado a la lancha, partiendo de la población de Chapala a una velocidad constante de aproximadamente 5 kmh⁻¹. Al comienzo del transecto, T00, se registraron fuertes oleajes generados por el viento y con una altura aproximada de 80 cm. Tiempo después, al comenzar el transecto T06, la intensidad del viento disminuyó y por consiguiente, el oleaje, hasta mostrar una calma total y cielo despejado.

Se recorrió el rumbo predeterminado en el plan de trabajo (Figura 3.14b) mientras los sensores HOBO, HOBO-Level, SBE-39 y ADCP capturaban datos cada minuto; al mismo tiempo, se registraron las coordenadas geográficas con un GPS a bordo de la lancha.

Los datos de temperatura provenientes de la cadena de sensores, presentaban distintas profundidades para cada paso del tiempo; para conocer la profundidad de cada registro se ajustaron a los datos de profundidad del SBE-39 y HOBO-Level, mediante interpolación, de esta forma se generó una matriz de profundidad para los sensores como función del tiempo. Los perfiles de temperatura para cada tiempo se obtuvieron mediante spline cúbico. De esta manera se generaron 14 matrices, una para cada transecto realizado (Figura 3.15).

Los resultados del análisis de los registros del ADCP correspondientes a los 13 horizontes muestreados se discuten en el capítulo 4.

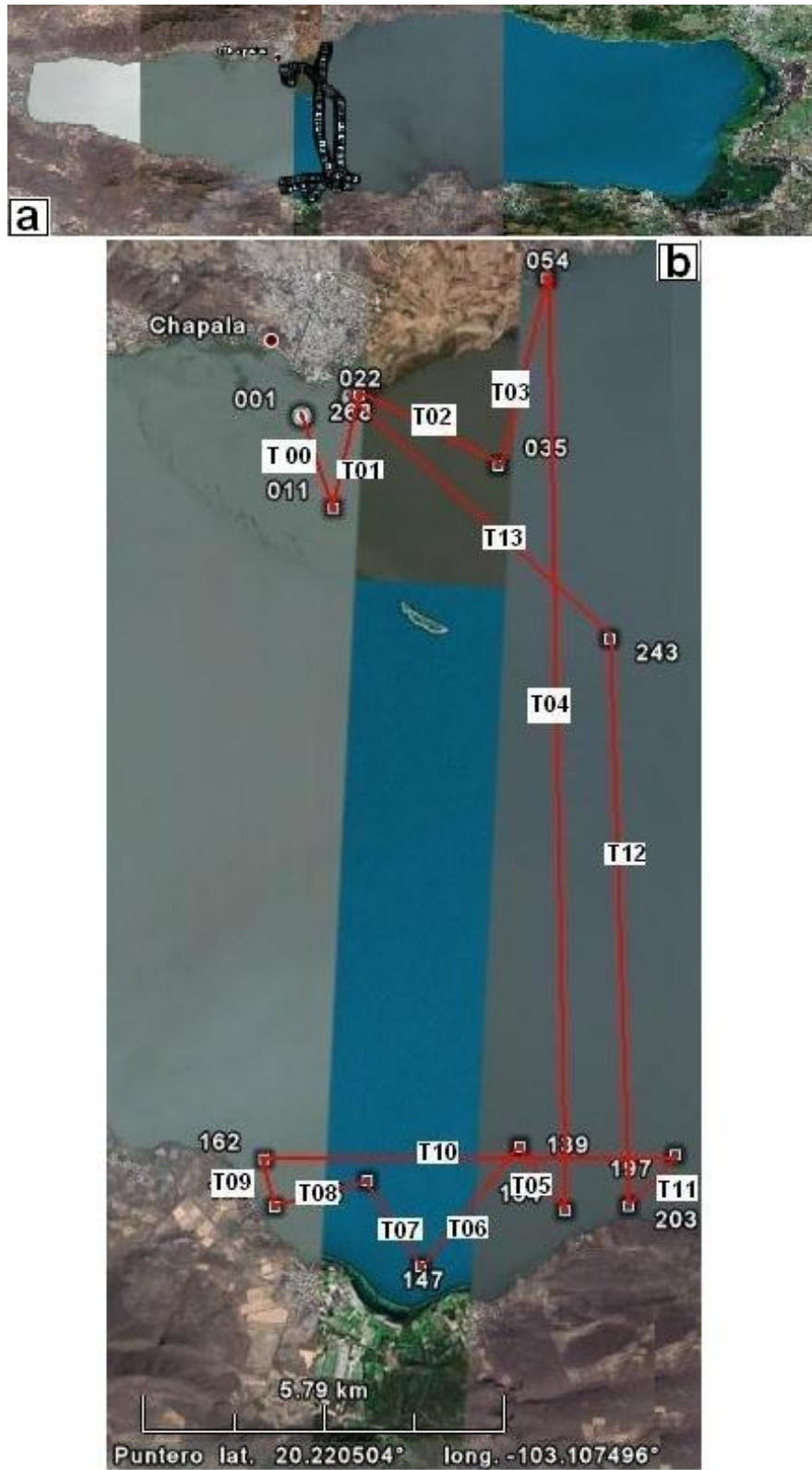


Figura 3.14. a) Esquema general del experimento realizado en el Lago de Chapala. b) distribución y localización de los transectos.

Tabla 5. Tiempos de inicio y fin de cada arrastre de la cadena de sensores SBE-39, termógrafos HOBO, HOBO-Level y perfilador acústico Doppler ADCP a lo largo de los transectos T00 a T13. Muestreo del 10 de enero de 2007.

Número de Transecto	Tiempo		Distancia (km)	Rumbo
	inicio	final		
T00	09:50	10:17	1.6	S
T01	10:17	10:38	1.9	N
T02	10:38	11:10	2.5	SE
T03	11:10	11:52	3.1	N
T04	11:52	14:29	15.15	S
T05	14:29	14:42	1.35	NO
T06	14:42	15:00	2.5	SO
T07	15:00	15:13	1.6	NO
T08	15:13	15:24	1.6	O
T09	15:24	15:30	0.9	N
T10	15:30	16:20	6.6	E
T11	16:20	16:39	1.1	SO
T12	16:39	17:56	9.3	N
T13	17:56	18:45	5.8	NO

3.3.2 Análisis de los datos de temperatura, recibidos durante el experimento el día 10 de enero del 2007

Uno de los objetivos del experimento del día 10 de enero del 2007 fue localizar manifestaciones termales y cuantificar su alcance. Los primeros tres transectos T00 a T02 pueden verse en la Figura 3.15a-c, en la que se muestra una columna homogénea con temperaturas entre 17 y 17.5 °C.

En la Figura 3.15-d, correspondiente al transecto T03, se localizó una poza de aproximadamente 8 m de profundidad, con una longitud cercana a los 300 m; en ésta se observa en el fondo un cambio brusco de temperatura que alcanza los 20 °C, mientras que la temperatura en la superficie es de 17 °C lo cual hace pensar que se trata de una manifestación termal.

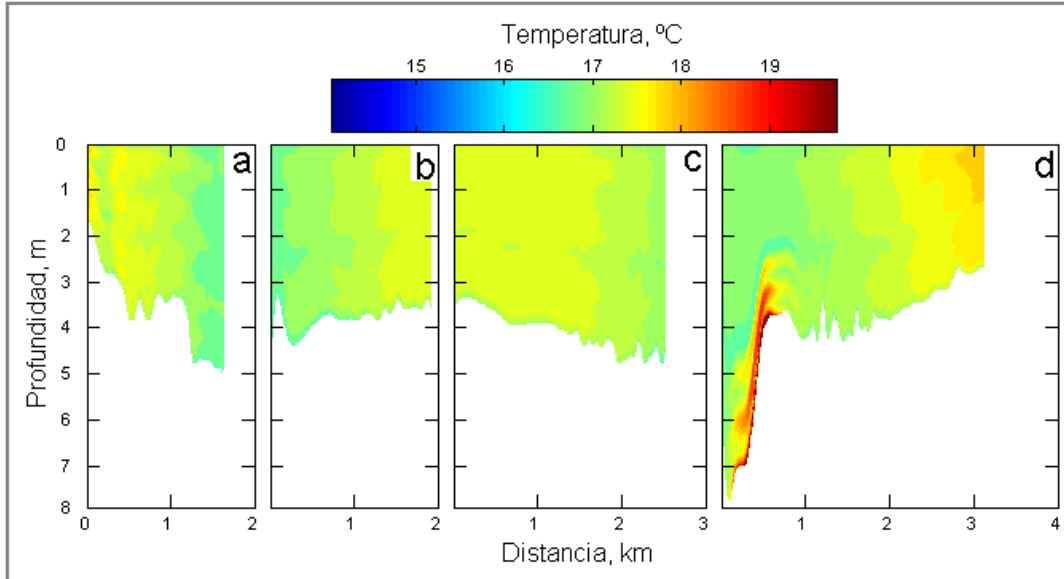


Figura 3.15. Distribución de temperatura en el Lago de Chapala, correspondiente a los transectos a) T00, b) T01, c) T02 y d) T03, realizados el 10 de enero del 2007.

En el transecto T04 (Figura 3.16), que tiene dirección norte-sur, se observa la evolución de la formación de la termoclina, lo que evidencia el calentamiento provocado por la radiación solar en el primer metro de agua. Las condiciones meteorológicas para el tiempo del transecto mostraban un cielo despejado y ausencia de viento.

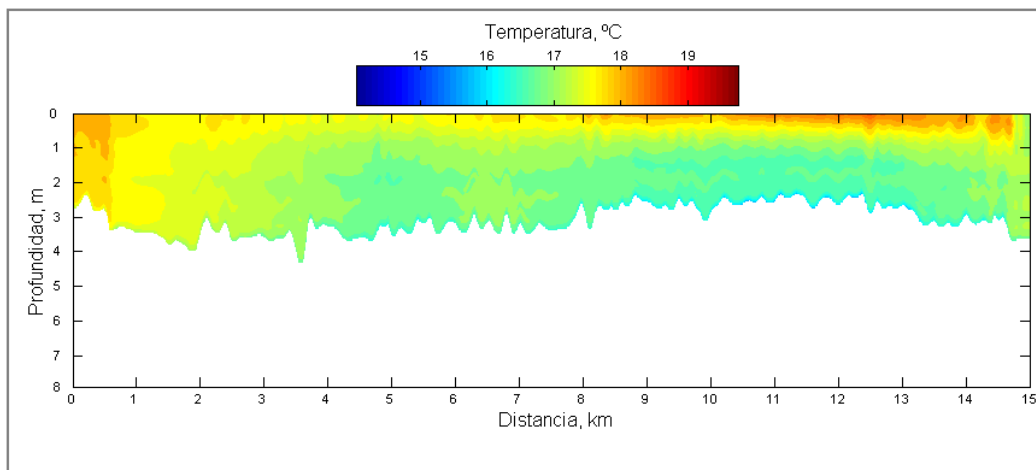


Figura 3.16. Distribución de temperatura en el Lago de Chapala correspondiente al transecto T04 realizado el 10 de enero del 2007.

Los transectos realizados en la zona sur del lago (T05 a T11) muestran una marcada estratificación en el primer metro de agua (Figura 3.17). La temperatura en esta sección

era de 16.5 a 19 °C. En los transectos T12 y T13 (Figura 3.18a-b) se observa la penetración de calor en la columna de agua y es evidente la estratificación, con un gradiente vertical que alcanza los 2.5 °C. En la última parte del muestreo (transecto T13) se observa que cerca de la costa la columna de agua comienza a mezclarse por efecto de la brisa del lago.

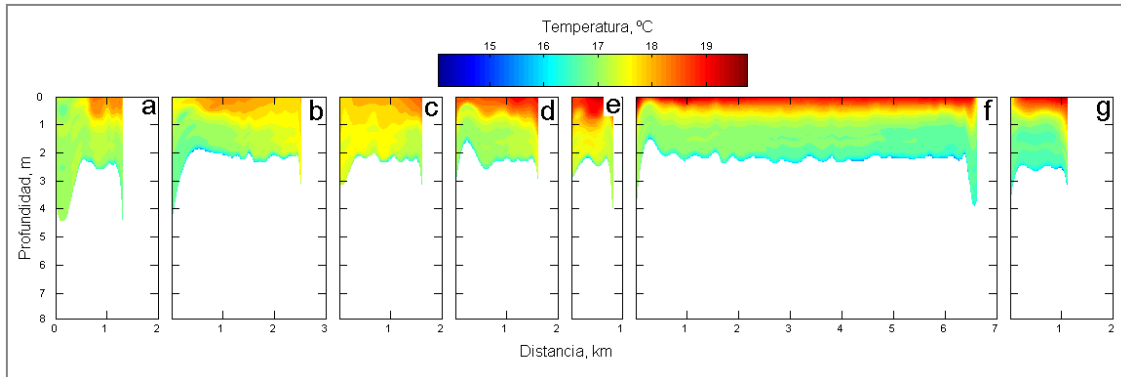


Figura 3.17. Distribución de temperatura en el Lago de Chapala correspondiente a los transectos a) T05, b) T06, c) T07, d) T08, e) T09, f) T10 y g) T11, realizados el 10 de enero del 2007.

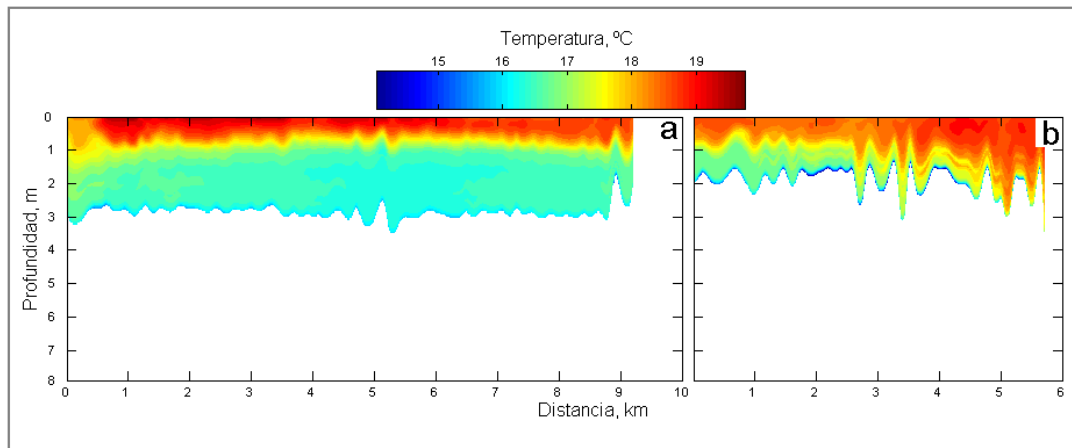


Figura 3.18. Distribución de temperatura en el Lago de Chapala correspondiente a los transectos a) T12 y b) T13, realizados el 10 de enero del 2007.

En los transectos que cruzan el lago (T04, T12 y T13), se registró que la zona norte del lago es en promedio 1 °C más cálido que la sur, lo que coincide con los muestreos realizados en el 2006 y en las imágenes de satélite.

3.4 Variación de Temperatura y nivel en un punto del lago

Con el objetivo de conocer la variabilidad temporal de temperatura y nivel en un punto, se instaló un anclaje con un perfilador SBE-26 que registro la temperatura y nivel (con una precisión de 0.002 °C para la temperatura y 1 mm para la profundidad) con una discretización de 5 minutos, en la parte norte del lago, a una profundidad de 2 m. Las mediciones se llevaron a cabo del 20 de abril al 12 de septiembre del 2005. La figura 3.17a muestra que las fluctuaciones estacionales de nivel en el 2005, dependen en gran medida de la evaporación y la precipitación sobre el lago y su cuenca. En abril y mayo, el nivel del lago disminuyó en una tasa de alrededor de 30 cm mes⁻¹, y luego, hasta mediados del mes de septiembre el nivel aumento rápidamente a unos 50 cm mes⁻¹. En julio, el nivel no mostro variaciones significativas debido a la disminución de las lluvias en esa época del año, lo que normalmente se produce en la parte central del territorio de México y que se llama “canícula”.

Las series de tiempo del SBE-26 también muestran que el curso diario en el nivel del lago está definido por los armónicos diurnos y semi-diurnos. En un punto de medición, la fluctuación del nivel se produce con los momentos de aumento y relajación del viento de la brisa según los registros de la estación meteorológica de Chapala (Filonov, 2002). La brisa funciona como una fuerza concluyente y una fuente de energía para todos los movimientos en el lago. Con un curso diario bien expresado, ésta brisa varía de práctica calma durante la noche y las primeras horas de la mañana. Mientras que por la tarde esta aumenta su velocidad hasta alcanzar 6 ms⁻¹ (con pulsos de 10-12 ms⁻¹) describiendo una dirección hacia el norte. Puesto que la circulación de brisa se produce en todo el lago durante todo el año, puede esperarse que juegue un papel importante en los mecanismos de mezcla vertical y horizontal en el lago. El análisis de los datos medidos mostró que el tiempo entre el inicio de intensificación del viento y la caída en el nivel del lago en el punto norte toma menos de dos horas. El ascenso y descenso del nivel son asimétricos. El nivel bajo se mantiene más tiempo que su posición alta y esto es aparentemente causado por la disimetría en la duración del viento que actúa sobre la superficie del agua.

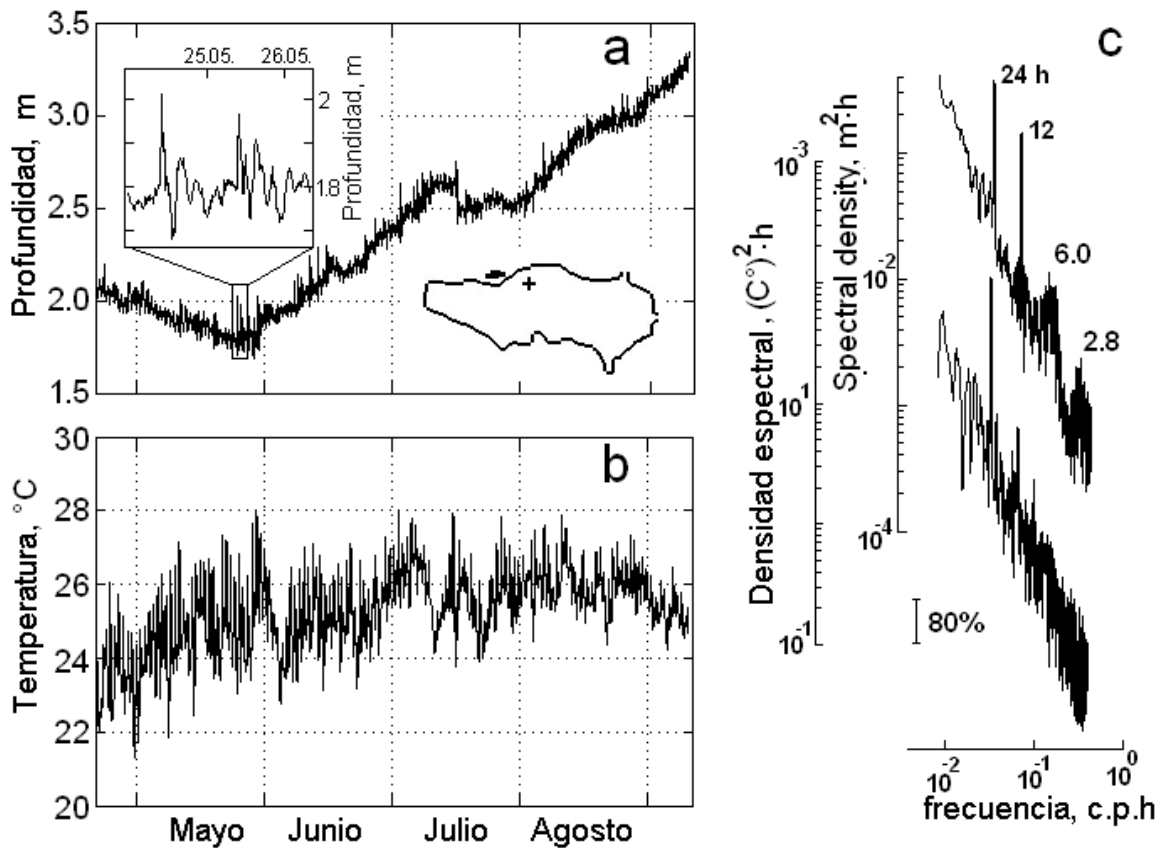


Figura 3.19. (a) Fluctuaciones horarias de nivel del lago y (b) fluctuaciones de temperatura del anclaje durante el experimento en verano de 2005. (c) Frecuencia espectral de las fluctuaciones de nivel y temperatura. Los números arábigos muestran los períodos de los principales picos en el espectro. La línea vertical muestra el intervalo de confianza del 80%.

En las mediciones (Figura 3.19b), las fluctuaciones diarias de la temperatura sobre el anclaje eran de 2 a 3 °C en el horizonte cercano a los 2 m y disminuye de 1 a 1.5 °C con el aumento en la profundidad del dispositivo causado por la crecida en el nivel del lago durante los meses de verano.

En la figura 3.19c se muestra el espectro promedio de las series de tiempo de las variaciones de nivel y temperatura. El espectro muestra seiches libres con períodos de 5.5 y 2.7 horas que están presentes en el lago. Sus amplitudes cuadradas promedio son de 15.4 y 8.1 mm, respectivamente. Como el lago tiene la forma de una elipse con ejes relativos en tamaños, las fluctuaciones con período de 5.5 horas probablemente corresponden a seiches que se extienden a lo largo del eje mayor del lago (oeste-este).

La segunda fluctuación puede estar relacionada con seiches que se mueven a lo largo de su eje menor (norte-sur).

La ecuación Merian (Le Blond y Mysak, 1978) se utilizó para evaluar los períodos teóricos de dos ondas. El período de las oscilaciones de nivel para el primer modo está dada por $\tau = 2L / (n \cdot \sqrt{g \cdot H})$, donde H es la profundidad promedio; L es la longitud del lago; n es el número del seiche del modo horizontal y g es la constante gravitacional. Se sabe que la longitud máxima del lago es de 75 km y la profundidad media es de 6 m (Filonov, 2002). Así, los períodos del primer y el segundo modo de oscilación horizontal son 5.43 y 2.7 horas, respectivamente. Estos resultados se asemejan mucho a los obtenidos por las mediciones. Los períodos de oscilación del seiche en el Lago de Chapala dependen principalmente de la profundidad promedio del lago ya que la longitud a lo largo del eje mayor del lago es casi invariable. Las fluctuaciones interanuales en el Lago de Chapala alcanzan los 6 m, por ejemplo, en 1955-1960 (Tereshchenko *et al.*, 2002), por lo que en los años extremos los periodos de los seiches pueden variar (aumentar o disminuir) de 4 a 7 horas.

El principal proceso dinámico que ocurre en el lago es la circulación de la brisa lacustre. Durante el día la brisa no suele superar los 4 ms^{-1} . Más allá de cualquier fluctuación la brisa lacustre aumenta la evaporación de la superficie del lago. La brisa lacustre y las variaciones de presión generan ondas-seiches libres.

Hasta ahora, no hay trabajos científicos, que discutan las variaciones del ciclo diario de temperatura del agua en el Lago de Chapala desde su superficie hasta el fondo. La mayoría cree que en las aguas de un lago somero la temperatura es uniforme en la vertical debido a que el viento mezcla la columna. Sin embargo; nuestra investigación ha demostrado que no lo es.

Para estudiar la variabilidad del perfil vertical de temperatura, se realizaron mediciones de temperatura del agua desde la superficie hasta el fondo abordo de una embarcación fija cerca del anclaje anteriormente descrito. También se midió la velocidad y dirección del viento cada 10 minutos, utilizando una estación meteorológica HOBO, montada en la embarcación. La profundidad en este momento era de aproximadamente 2 m. Para la

medición se utilizó un CTD SBE-19 plus. EL CTD SBE-19 plus se lanzó manualmente durante los dos días de muestreo cada 5 minutos con una velocidad de 0.1 ms^{-1} y una frecuencia de muestro de 0.25 segundos.

El Lago de Chapala es un lago de agua dulce, por lo que el cambio vertical en la densidad del agua está completamente determinado por la temperatura. Para estimar la variabilidad en la estratificación vertical cerca al anclaje, se calculó la frecuencia de flotabilidad: $N(z) = \left[g / \rho \cdot \partial \rho / \partial z \right]^{1/2}$ donde z es la profundidad, g es la gravedad y $\rho = \rho(z)$ es la densidad del agua del lago, que se calcula con la fórmula general para lagos someros (Filatov, 1983): $\rho = \rho_0 \left[1 - 1.9610^{-6} (T - 289) (T - 4)^2 / (T + 68.1) \cdot 10^3 \right]$. La frecuencia de flotabilidad en nuestro experimento alcanza 40 ciclos h^{-1} en una capa de 0 a 0.5 m de profundidad.

Los resultados de las mediciones se muestran en la Figura 3.20, que ilustra la conexión de las fluctuaciones de temperatura con el fortalecimiento y el debilitamiento causado por el viento de la brisa. La termoclina se forma a la mitad del día en la superficie donde la capa es de 30 a 40 cm en el gradiente vertical alcanzó $0.5 \text{ }^\circ\text{Cm}^{-1}$, y luego disminuye hasta cero en el fondo. El enfriamiento de la capa superficial comenzó a las 20:00 h, que alcanzó su punto máximo alrededor de las 6:00h, causando el hundimiento de agua fría hasta el fondo. Los gradientes negativos de temperatura en la noche se presentaron de $3 \text{ }^\circ\text{Cm}^{-1}$, y estaban presentes sólo en la capa superficial. Por debajo de 0.4 m, por la fuerte oscilación, la temperatura del agua era casi homogénea. La frecuencia boyante en la capa de superficie presento de 50 a 60 ciclos h^{-1} (período de aproximadamente 1 minuto) en las siguientes horas del día.

La intensa termoclina subsuperficial actúa como una "tapa dura" e impide el intercambio de calor y cantidad de movimiento entre la superficie y las capas más profundas del lago durante el día. Por otra parte, de la columna estratificada se extrae la formación de un paquete estrecho de ondas internas cortas, observadas previamente de un experimento especial en la parte este del lago por Filonov, (2002). Las mediciones han demostrado que los parámetros de las ondas cortas tienen períodos de decenas de minutos con amplitudes de 1 m y una velocidad de fase de 0.15 m s^{-1} .

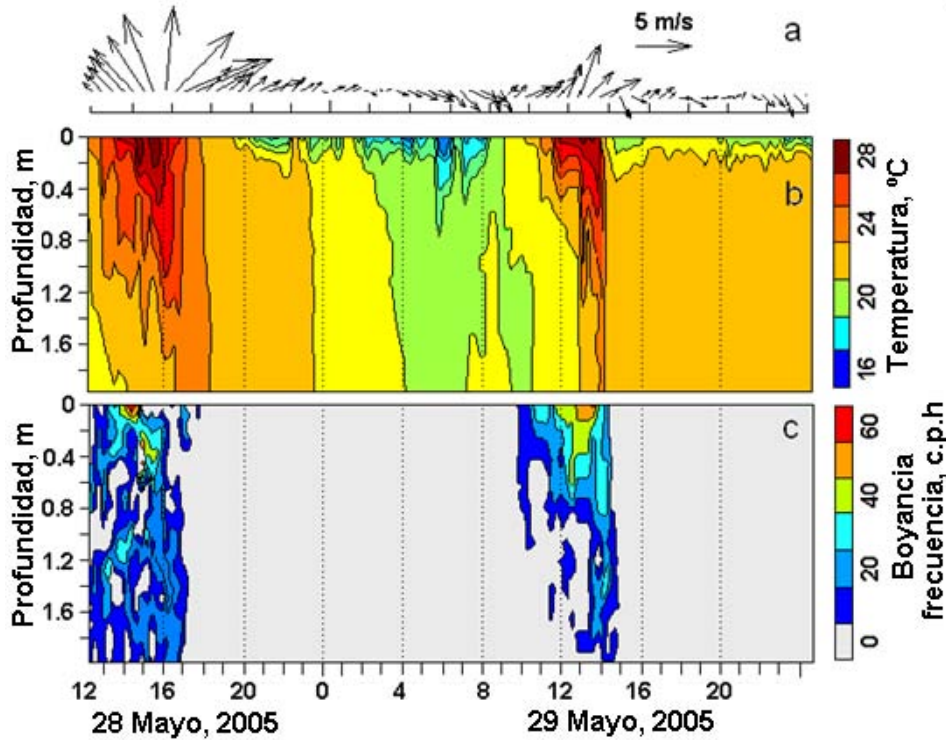


Figura 3.20. Variación de a) viento, b) temperatura c) y frecuencia boyancia en las proximidades del anclaje. Los lances verticales se hicieron cada 5 minutos con un CTD SBE-19 plus, que se lanzó manualmente desde una embarcación fija con una velocidad de caída de aproximadamente 0.1 m s^{-1} y una frecuencia de muestreo de 0.25 segundos.

Así, la variabilidad en el ciclo diario en la estratificación del Lago de Chapala impide la mezcla y contribuye a la acumulación de calor en la superficie del lago durante las horas diurnas y por el contrario, los gradientes negativos causan un intenso flujo vertical. Asimismo; este flujo vertical impulsa los nutrientes del fondo hacia la superficie, lo cual contribuye a la alta productividad biológica del lago.

3.5 Discusiones

El promedio espacial de la TSLC de la sección I reveló que la zona central del lago era en promedio $0.7 \text{ }^{\circ}\text{C}$ más alta que la zona este y oeste. En las cuatro secciones se observó que la temperatura superficial de la zona norte superó en $1 \text{ }^{\circ}\text{C}$ a la zona sur del lago. La diferencia de temperatura entre ambas zonas es también evidente en los resultados de los muestreos con SBE-19 plus y en el experimento del día 10 de enero del 2007. Los resultados presentados confirman lo reportado por Filonov y Tereshchenko,

1999 a-b y por Tereshchenko *et al.*, 2002; mediante el uso de series cortas de temperatura registrados con mediciones instrumentales puntuales y con series de temperatura superficial obtenidas de imágenes de satélite, respectivamente.

El Lago de Chapala se encuentra ubicado en el occidente de México dentro del Rift Cítala, el cual está caracterizado por su actividad geotérmica, la cual incluye manantiales termales terrestres y sublacustres, halos de alteración hidrotermal, depósitos carbonatados tipo sínter y volcanes de lodo. Por lo tanto, en los objetivos se planteó el evaluar el alcance de dichas manifestaciones termales (Zárate-del Valle y Simoneit, 2005). En consecuencia se realizó un experimento el 10 de enero del 2007. Los resultados revelan una manifestación termal situada en el sector norte del lago. En ésta se observa que la temperatura del fondo del lago era en promedio 3 °C más alta que la de superficie y alcanzó los 8 m de profundidad y una longitud de 300 m. Esta manifestación es importante, pero no es determinante para asociarla con las diferencia de temperatura del sector norte y sur.

El ciclo de 3 y 5.7 años registrado en los armónicos de las series de temperatura del aire y precipitación en el Lago de Chapala (Fig. 3.10b), pueden ser relacionados con la variabilidad climática de los ciclos El Niño y La Niña. El Niño es conocido mundialmente como un fenómeno oceánico-atmosférico que afecta el clima en escala global o planetaria. Es fenómeno ocasiona variaciones en los comportamientos normales de temperatura y la cantidad y distribución de la precipitación. Si bien, está íntimamente relacionado con fuertes disturbios climáticos en las regiones tropicales desde la costa este de África, el sur de Asia y Suramérica. El Niño puede afectar patrones del clima de otras regiones latitudinales (Changton, 2000).

El evento de El Niño 1997-98 se presentó en los registros de la temperatura del aire en la región del Lago de Chapala. En el verano de 1998 se presentaron las temperaturas del aire más altas en la región del lago. Esto también se observó en la TSLC, que mostró diferencias notables en todas las secciones. El Niño 2002-2003 también se registró en la región del Lago de Chapala; sin embargo, éste se manifestó en forma moderada. Así mismo Alcocer y Lugo, (2003) reportaron evidencia del efecto de El Niño en el Lago de Alchichica.

Los promedios mensuales de TSLC de las series de tiempo de las secciones I-IV tiene una onda senoidal; los resultados de la aplicación de análisis espectral muestran que el armónico principal es el anual, siendo en promedio cinco órdenes de magnitud mayor que el semianual. Los armónicos de 3 y más años no son significativos, ni los armónicos de 3 y 4 meses.

El modelo armónico de temperatura, en general se ajustó a los datos de temperatura, mostrando una diferencia que no supera 1 °C, pero en los años de El Niño 1997-98 y 2002-2003 la diferencia alcanza de 2 a 3 °C y un desfase de aproximadamente 2 meses. Esto se puede interpretar como la llegada de El Niño, que destruye el comportamiento normal de la TSLC, lo que es algo normal dado que el análisis espectral no reproduce variaciones de escala pequeña sin la implementación de información adicional sobre tales eventos.

A partir de las mediciones con CTD SBE-19 plus se identificaron los cambios de temperatura en la columna de agua. Las temperaturas más frías se registraron en el mes de febrero y las más cálidas en el mes de julio; las temperaturas de los meses de abril y octubre manifiestan una etapa intermedia entre estaciones. De igual forma, los resultados de los muestreos del 2006 y el experimento del 2007, revelan que el lago presenta periodos diarios de estratificación, con gradientes que alcanzan de 3-8 °C en la vertical. Sin embargo esta estratificación no es estable debido a la influencia de la brisa, que destruye rápidamente la estratificación; esto es más evidente cerca de la costa del lago.

Las fluctuaciones de nivel están siempre presentes en los cuerpos de agua naturales. La fluctuación sincrónica de las anomalías del nivel de Lago de Chapala, que se registraron en el anclaje realizado durante el verano del 2005, muestran dos modos de oscilación los cuales están relacionados con los seiches. El primer modo de oscilación es de 15.4 mm y con un periodo de 5.5 h, extendiéndose en dirección este-oeste. Mientras que el segundo modo es de 8.1 mm y con un periodo de 2.7 h que se mueve con dirección norte-sur. Estos resultados permiten generar un mejor acercamiento al proporcionado por Filonov (2002) y Cruz-Gómez (2002), los cuales muestran que el primer modo de oscilación es de 18 mm y con un periodo de 6 h.

4. Hidrodinámica en el Lago de Chapala

El movimiento del agua en los lagos es el resultado de la interacción de factores tales como el viento, la radiación solar, la gravedad, la rotación de la Tierra (fuerza de Coriolis) y las corrientes creadas por la entrada y salida de los ríos. El principal mecanismo de transferencia de energía en el lago es debido al viento, mientras que la radiación solar puede generar cambios de temperatura en el agua que facilitan su movimiento, sobre todo en sentido vertical. La fuerza de Coriolis hace que las corrientes de agua en un lago tiendan a desplazarse hacia la izquierda en el hemisferio sur y hacia la derecha en el hemisferio norte.

Los factores descritos están, a su vez, condicionados por el tamaño del lago, su profundidad y las características del fondo y de las costas. En los lagos poco profundos, la circulación horizontal prevalece sobre la vertical y los principales factores se reducen al rotacional de esfuerzo del viento y a la batimetría (Tsanis y Hurdowar-Castro, 2005; Curto *et al.*, 2006). En este sentido el Lago de Chapala es un lago muy extenso, de poca profundidad.

En los lagos las aguas superficiales tienden a moverse en flujos circulares típicamente llamados giros. Estos giros se encuentran fuertemente influenciados por las grandes ondas, largas y los cambios en la duración de los fuertes vientos. Estos movimientos inerciales se producen en toda la columna de agua durante todas las estaciones del año. Así mismo, el mecanismo de formación de los giros puede ser explicado por la captura desigual de calor debido a la batimetría, por el esfuerzo del viento sobre el lago, o por una combinación de ambos.

Los patrones de circulación del Lago de Chapala son poco conocidos, a pesar de numerosos estudios sobre su hidrodinámica y sobre la dispersión de contaminantes en él (Hansen, 1994; Filonov y Tereshchenko, 1999 a y b; Avalos-Cueva, 2003; de Anda *et al.*, 2004). Estos estudios son muy limitados debido a la poca disponibilidad de datos usados en los mismos y al uso de modelos numéricos simplificados.

En este capítulo se presenta una nueva imagen de la hidrodinámica del Lago de Chapala, para la época de estiaje y lluvias, utilizando el modelo semi-implícito HAMSOM (Hamburg Shelf Ocean Model). Las simulaciones en las épocas descritas anteriormente, corresponden a los resultados del capítulo 2, en el que se concluye que la precipitación en la región del Lago de Chapala se encuentra ampliamente diferenciada por la época de secas (estiaje) y la época de lluvias. Posteriormente, se compararán los resultados de simulaciones numéricas con mediciones de corrientes realizadas en enero de 2007 y julio de 2014.

4.1 Metodología

4.1.1 Descripción del modelo

Las simulaciones para el estudio de la hidrodinámica del Lago de Chapala se hicieron utilizando una variante del modelo HAMSOM, desarrollado por Backhaus y colaboradores del Institut für Meereskunde de la Universidad de Hamburgo (Backhaus, 1982, 1985). El modelo es tridimensional baroclínico ajustado para zonas someras.

La dinámica para fluidos geofísicos en un sistema coordinado inercial es descrita matemáticamente por las ecuaciones de Navier-Stokes, las ecuaciones de conservación de salinidad y temperatura y la ecuación de continuidad. Las variables dependientes a resolver son las tres componentes de la velocidad u , v y w , la presión p , la elevación ζ de la superficie del cuerpo de agua, la temperatura T , la salinidad S y la densidad ρ . Estas son función de las coordenadas espaciales x (positiva en la dirección este), y (positiva en la dirección norte), z (positiva hacia arriba) y del tiempo t . La complejidad en la solución del sistema de ecuaciones impide realizarlo de forma analítica. Sin embargo, las computadoras han permitido resolver las ecuaciones a través de métodos numéricos;

en oceanografía, usualmente estas ecuaciones son resueltas luego de asumir una serie de aproximaciones y simplificaciones.

En el modelo, se considera que el fluido es incompresible, es decir, que la derivada total de la densidad es cero, la ecuación de continuidad se simplifica sustancialmente, reduciéndose a

$$\nabla \cdot u = 0 \quad (4.24)$$

Al considerar el carácter turbulento del fluido se propone la descomposición de Reynolds, la cual consiste en suponer que las variables se forman por un promedio temporal y una parte fluctuante, es decir $u = \bar{u} + u'$, $v = \bar{v} + v'$, $w = \bar{w} + w'$, $p = \bar{p} + p'$ y $\rho = \bar{\rho} + \rho'$. Al sustituir estas ecuaciones en la ecuación original y obteniendo el promedio, el esfuerzo de Reynolds es parametrizado, quedando en función del flujo promedio; esta aproximación puede verse con más detalle en Carvajal (1993) e Imboden y Wüest (1995).

Otra aproximación a tomar en cuenta es conocida como la aproximación de Boussinesq (LeBlond, 1978), la cual sostiene que si las variaciones de la densidad son pequeñas, como primera aproximación se puede despreciar su efecto en la masa del fluido (es decir, en la inercia), pero no en su peso (ρ' se considera sólo en el término de flotabilidad $\rho'g$).

Otra consideración más se hace al comparar las magnitudes de las velocidades y aceleraciones: la velocidad en la vertical w es mucho menor que las componentes de la velocidad en la horizontal u y v . La componente vertical de la aceleración de Coriolis es pequeña comparada con g , por lo que la ecuación de movimiento en su componente vertical se reduce a la ecuación hidrostática.

Al eliminar las barras de las variables promedio, el siguiente sistema de ecuaciones describe la dinámica de un cuerpo de agua, siendo la base matemática para desarrollar un modelo numérico.

Las ecuaciones de la hidrodinámica para aguas someras son:

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} - fv = -\frac{\partial p}{\rho \partial x} + A_H \nabla_h^2 u + A_V \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} + F_x \quad (4.25)$$

y

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w \frac{\partial v}{\partial z} + fu = -\frac{\partial p}{\rho \partial y} + A_H \nabla_h^2 v + A_V \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} + F_y \quad (4.26)$$

donde f es el parámetro de Coriolis $2\Omega \sin\theta$, Ω es la rapidez angular de la Tierra, θ es la latitud, A_H y A_V son los coeficientes de viscosidad turbulenta en la horizontal y vertical respectivamente, por último F_x y F_y son otras fuerzas a considerar como la fricción del fondo o el esfuerzo del viento.

La ecuación de movimiento en su componente vertical se reduce al balance hidrostático

$$\frac{\partial p}{\partial z} + \rho g = 0 \quad (4.27)$$

La ecuación de continuidad se reduce a

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (4.28)$$

Las ecuaciones de conservación de temperatura y salinidad son, respectivamente,

$$\frac{\partial T}{\partial t} + u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y} = A_{dH} \nabla_h^2 T + \frac{\partial}{\partial z} \left(A_{dV} \frac{\partial T}{\partial z} \right) + Q_T \quad (4.29)$$

$$\frac{\partial S}{\partial t} + u \frac{\partial S}{\partial x} + v \frac{\partial S}{\partial y} = A_{dH} \nabla_h^2 S + \frac{\partial}{\partial z} \left(A_{dV} \frac{\partial S}{\partial z} \right) + Q_S \quad (4.30)$$

donde A_{dH} y A_{dV} son los coeficientes horizontal y vertical de difusión turbulenta Q_T y Q_S son fuentes de temperatura y salinidad. La ecuación de estado es $\rho = \rho(S, T, p)$, la densidad es calculada de acuerdo a la fórmula de la UNESCO (Joint Panel on Oceanographic *et al.*, 1981; Pickard y Pond, 1983) en función de la salinidad, temperatura y presión.

Es necesario añadir mayor información al modelo en forma de ecuaciones que deberán resolverse simultáneamente con las anteriores, tales como las condiciones que prevalecen en las fronteras del lago, es decir, las condiciones de fondo, superficie, línea de costa, entre otras, así como las condiciones iniciales del modelo.

La condición de cinemática para la superficie libre $\zeta = \zeta(x, y, t)$ es:

$$w = \frac{\partial \zeta}{\partial t} + u_{\zeta} \frac{\partial \zeta}{\partial x} + v_{\zeta} \frac{\partial \zeta}{\partial y} \quad (4.31)$$

y en el fondo $z = -H(x, y)$

$$w_{-H} = -u_{-H} \frac{\partial H}{\partial x} - v_{-H} \frac{\partial H}{\partial y} \quad (4.32)$$

Por otra parte, hay que considerar dos tipos de condiciones en las fronteras laterales. Para fronteras abiertas se fija el valor de ζ en cada paso de tiempo, anulando la derivada del flujo normal a la frontera, es decir, una condición de no deslizamiento:

$$\frac{\partial u_n}{\partial x_n} = 0 \quad (4.33)$$

donde u_n y x_n son las componentes de la velocidad y la coordenada normal a la frontera (condición de radiación de Orlanski).

Para fronteras cerradas la condición es simplemente de no flujo a través de la pared

$$u_n = 0 \quad (4.34)$$

Para la componente de velocidad paralela a la frontera se considera la condición de no deslizamiento, es decir, que la velocidad paralela a la frontera es nula. Se impone la condición de gradiente nulo con respecto a la normal en las fronteras abiertas para la salinidad y temperatura.

$$\frac{\partial T_n}{\partial x_n} = 0 \text{ y } \frac{\partial S_n}{\partial x_n} = 0, \quad (4.35)$$

T_n y S_n son los valores de temperatura y salinidad en la frontera.

Resolver este sistema de ecuaciones en su forma numérica o analítica nos permite conocer la variación de las corrientes en la vertical y en la horizontal.

Es conocida la dependencia entre todas las variables termodinámicas del sistema, es decir; que la variación de cualquiera de las características físico-químicas del agua, siempre hará variar a las demás. En tal caso la densidad es función de otros parámetros, como la temperatura, la salinidad y la presión; entonces, el campo de densidad cambia en la horizontal si estos parámetros también lo hacen, ocasionando que las superficies de igual presión y densidad se inclinen unas respecto a otras y formando lo que se conoce como campo baroclínico; este campo puede generar fuertes corrientes en la horizontal y vertical. Por otra parte, en un campo barotrópico, en el que las superficies de igual densidad y presión coinciden, no se producen movimientos convectivos, por lo que el movimiento en la horizontal es el mismo en toda la columna de agua.

Las corrientes verticales y las variaciones en las corrientes horizontales en los sistemas acuáticos naturales se originan en gran medida por variaciones de la densidad a lo largo de la columna de agua. Una estratificación inestable del agua en la que las capas descansan sobre capas poco densas origina fuertes corrientes imposibles de obviar en cualquier modelación seria. Sin embargo, en una situación barotrópica, en la que la estratificación del agua es estable (dependiendo sólo de la profundidad) no habrá convección y la advección será la misma a lo largo de toda la columna de agua. Así, basta con un modelo bidimensional que describa únicamente los movimientos horizontales para modelar la circulación en el sistema.

Para obtener un promedio vertical sobre toda la columna de agua, y convertir el modelo baroclínico en uno barotrópico que describa únicamente la circulación bidimensional integraremos las ecuaciones anteriores sobre la variable z . Las ecuaciones resultantes quedan en términos de los transportes horizontales U y V , (Huang, 1995):

$$U = \int_H^{\zeta} u dz \quad \text{y} \quad V = \int_H^{\zeta} v dz \quad (4.36)$$

Sustituyendo en las ecuaciones (4.2, 4.3 y 4.5) se obtiene:

$$\frac{\partial U}{\partial t} + \frac{U}{H+\zeta} \frac{\partial U}{\partial x} + \frac{V}{H+\zeta} \frac{\partial U}{\partial y} - fV = -g(H+\zeta) \frac{\partial \zeta}{\partial x} + A_H \nabla_h^2 U + \tau_s^x - \tau_b^x \quad (4.37)$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} + \frac{U}{H+\zeta} \frac{\partial V}{\partial x} + \frac{V}{H+\zeta} \frac{\partial V}{\partial y} + fU = -g(H+\zeta) \frac{\partial \zeta}{\partial y} + A_H \nabla_h^2 V + \tau_s^y - \tau_b^y \quad (4.38)$$

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{\partial U}{\partial x} + \frac{\partial V}{\partial y} = 0 \quad (4.39)$$

Las variables a resolver son la elevación de la superficie ζ y los transportes U (en la dirección zonal) y V (en la dirección meridional), donde H es la profundidad, g la aceleración de la gravedad, A_H coeficiente horizontal de viscosidad turbulenta, ∇_h^2 el operador Laplaciano en la horizontal, τ_s el esfuerzo producido por el viento y τ_b la fricción del fondo.

Las tres ecuaciones anteriores son la base matemática que nos permite construir un modelo numérico bidimensional. El modelo que utilizamos para realizar nuestros cálculos es una variante del modelo HAMSOM no lineal, semi-implícito; es decir, emplea el promedio de las elevaciones a los tiempos n y $n+1$ en un esquema de Crank-Nicolson. El modelo es escrito en un esquema de diferencias finitas, el tipo de malla empleado es el Arakawa-C (Arakawa y Lamb, 1977), en el que los transportes U y V son localizados en puntos diferentes al de la elevación ζ . En la Figura 4.1a se presenta un esquema bidimensional de este tipo de malla.

Para resolver el sistema de ecuaciones algebraicas que surgen de discretizar las ecuaciones 4.14, 4.15 y 4.16, se emplea el método iterativo de sobre-relajaciones sucesivas (SOR por sus siglas en inglés, Successive Over-Relaxation), siendo una variante del método de Jacobi (Huang, 1995).

La ventaja de trabajar con un modelo numérico semi-implícito, es que nos permite tener pasos de tiempo mayores a los empleados en modelos explícitos, ahorrando tiempo de cómputo. Los modelos explícitos deben cumplir con el criterio de Courant-Friedrich-Lewy (CFL), que nos indica que una partícula de fluido no debe viajar más que un paso espacial ΔL en un paso de tiempo Δt , o de forma matemática (ver Figura 4.1b).

$$\Delta t \leq \frac{\Delta L_{\min}}{\sqrt{gH_{\max}}}$$

Según el criterio CFL nuestro Δt sería de 36.2 s; sin embargo, en nuestros cálculos usamos un intervalo de 30 s.

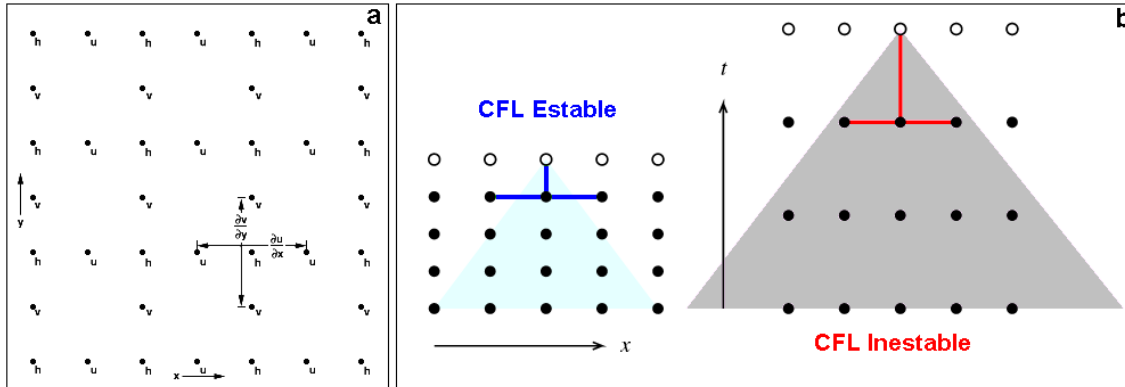


Figura 4.1. a) Esquema de la malla Arakawa tipo C y b) criterio de Courant-Friedrich-Lewy.

4.1.2 Implementación del modelo

Para realizar la modelación, primero se implementó con la entrada de la información morfométrica del lago (batimetría). Con este fin, fue digitalizado el tercer mapa batimétrico de la *CESEACH, 1982 (Consejo Estatal de Seguimiento y Evaluación del Acuerdo de Chapala)* y se generó una malla con el Software Surfer versión 6.1, con una distancia de 300 metros entre los nodos. Con ello construimos con el software Matlab 6.0.0.88 una matriz batimétrica para el Lago de Chapala, con una dimensión de 97 X 270 valores (Figura 4.2).

Los datos de los campo de viento usados en el modelo fueron obtenidos a partir de las series meteorológicas de la red de estaciones situadas alrededor y en la Isla de los Alacranes, descritas en la Tabla 1. Con los datos de viento se formó un año compuesto con promedio horario para cada estación meteorológica en él se observa la influencia de la brisa y el régimen de viento dominante (Figura 4.3).

Para generar los campos de viento de la brisa en la región del Lago de Chapala se usó el método de interpolación de ponderación de distancia inversa; esta interpolación

ofrece la ventaja de proyectar mapas o superficies continuas a partir de datos discretos (Watson y Philip, 1985; Price *et al.*, 2000).

En la simulación para la época de estiaje se consideró un flujo nulo de entradas y salidas de los ríos Lerma y Santiago, respectivamente. Mientras que para la época de lluvias se consideró un flujo de variación diaria para la época en referencia, obtenida de los registros de la base de datos de la Comisión Estatal del Agua de Jalisco; en promedio el flujo de entrada del río Lerma era de $600 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$, mientras que el flujo de salida por el río Santiago fue de $120 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$.

Se generó la simulación del modelo HAMSOM para un periodo de 30 días para cada época, guardando el último ciclo de 24 horas del proceso de simulación.

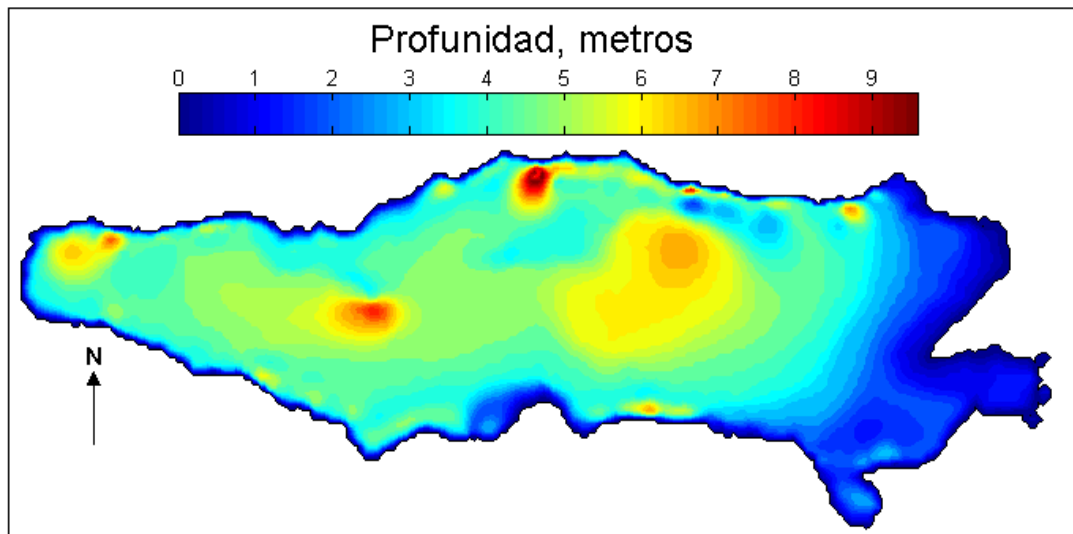


Figura 4.2. Batimetría del Lago de Chapala.

4.2 Resultados del modelo para el Lago de Chapala

Los patrones de circulación en el lago de Chapala generados por el modelo HAMSOM presentan una dinámica compleja, mostrando giros bien definidos en las épocas de estudio. El resultado de la aplicación del modelo para la época de estiaje se indica en la Figura 4.4. El campo de velocidades generados vórtices de gran escala, uno que gira en

sentido de las manecillas del reloj (anticiclónico) y el otro en sentido contrario de las manecillas del reloj (cyclónico), localizados en la zona centro-este y centro-oeste, respectivamente.

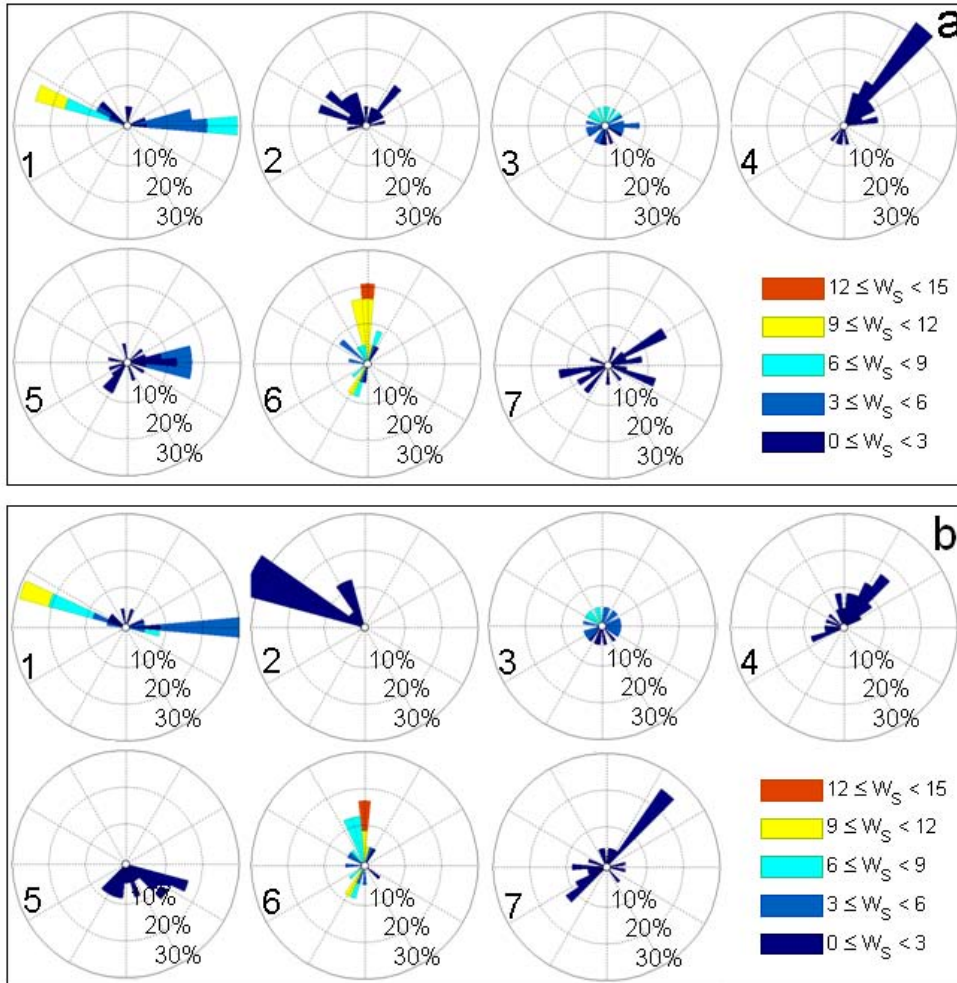


Figura 4.3. a) Histogramas de dirección e intensidad del viento promedio horario para la época de estiaje y b) lluvias, obtenidas a partir del año canónico formado por las series de datos de viento de las estaciones meteorológicas descritas en la Tabla 1 (localización: 1. Jocotepec, 2. Atequiza, 3. Chapala, 4. Poncitlán, 5. Jamay, 6. Tizapán y 7. Isla de los Alacranes).

El vórtice del giro anticiclónico generado en la parte centro-oeste del lago continúa su desarrollo hacia la parte noreste y se mantiene la mayoría del ciclo de simulación. Sin embargo, el efecto de la brisa genera una trayectoria de regreso que finaliza muy cerca

de su origen. La trayectoria que describe el vórtice del giro forma una elipse con una orientación noroeste.

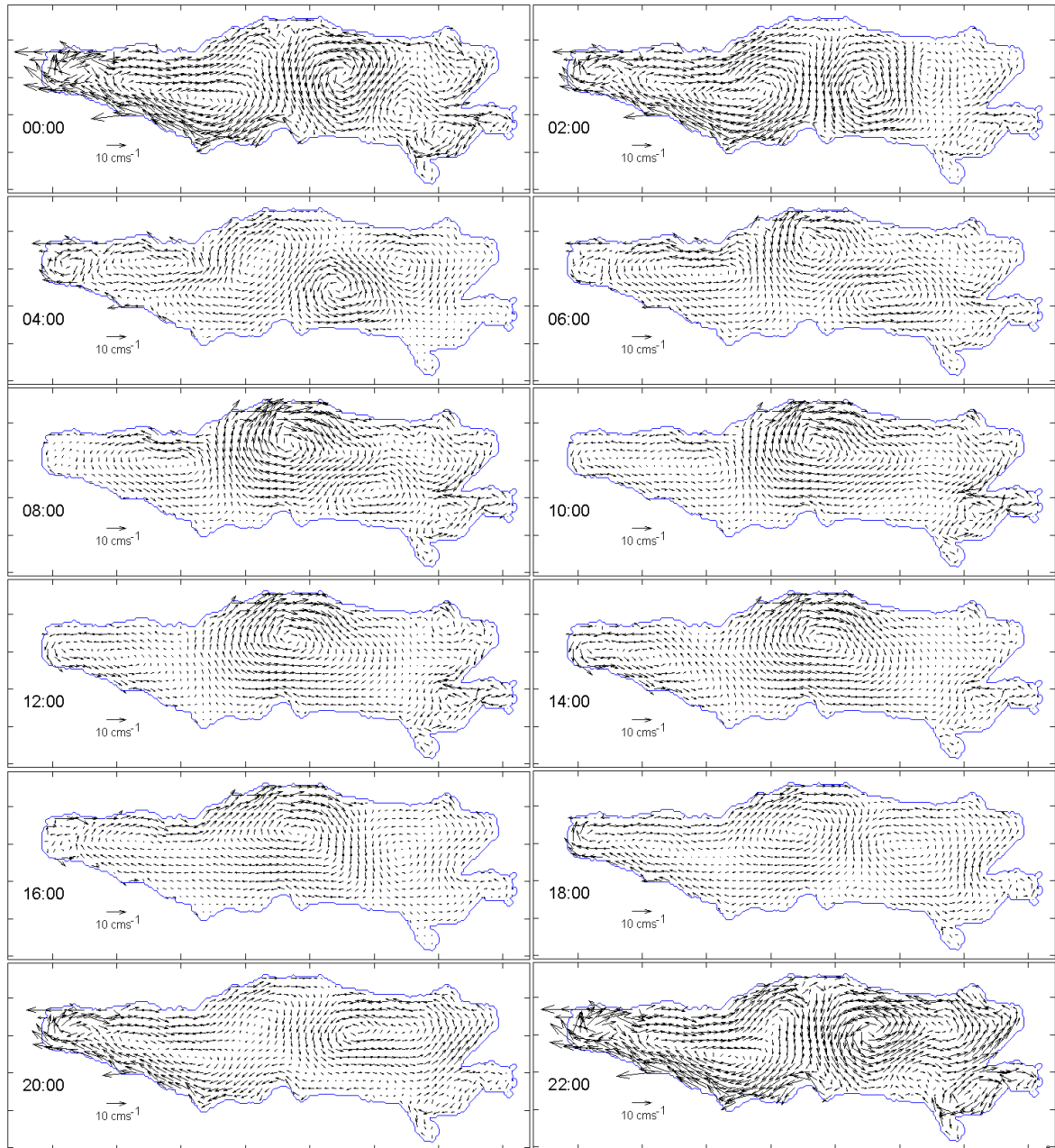


Figura 4.4. Simulación de las corrientes inducidas por el campo de viento en el Lago de Chapala, para la época de estiaje, en un periodo de 24 horas (cada dos horas).

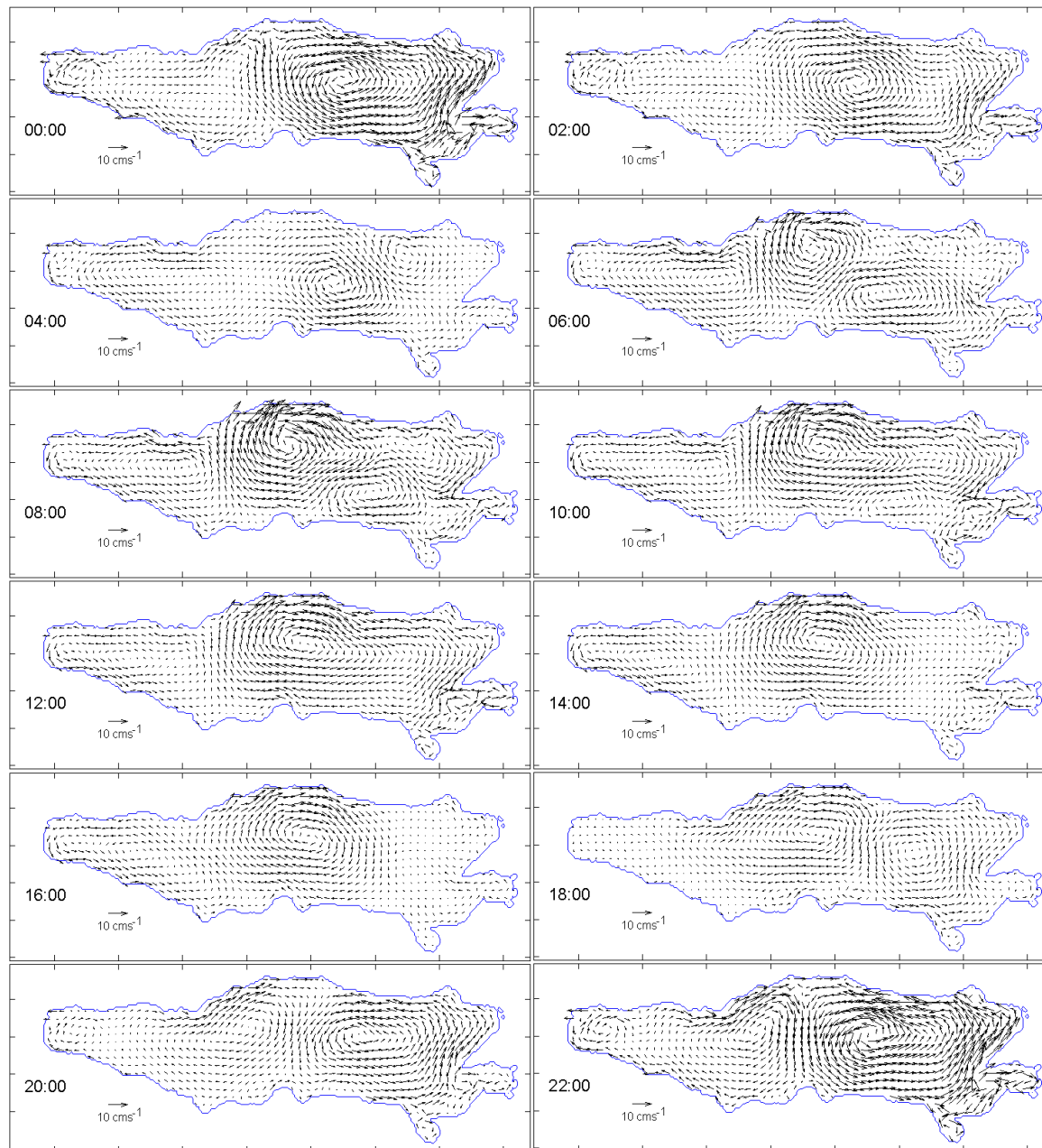


Figura 4.5. Simulación de las corrientes inducidas por el campo de viento en el Lago de Chapala, para la época de lluvias, en un periodo de 24 horas (cada dos horas).

El vórtice del giro ciclónico localizado en la parte centro-este se traslada hacia la parte sureste del lago, para luego desaparecer en la simulación de las 10:00 h por el efecto de fricción de fondo; así mismo, el flujo de retorno se integra al giro anticiclónico antes mencionado. De igual forma que en el giro de la zona centro-oeste, en este giro se visualiza que la trayectoria descrita por el vórtice del giro forma una elipse con

orientación hacia el noroeste. Las simulaciones para la época de estiaje mostraron corrientes máximas cerca de las costas sur y norte que alcanzan los 12 cm s^{-1} .

En la simulación de la época de estiaje también se observa que, en la zona oeste, se generan de dos pequeños giros cercanos a la costa norte y sur con sentido ciclónico y anticiclónico, respectivamente, como resultado de la topografía y del contorno del lago. Estos pequeños giros se hacen evidentes en las primeras horas de la simulación.

En la Figura 4.5 se muestran los resultados de la simulación para la época lluviosa en el Lago de Chapala. Al igual que en los resultados de la época de estiaje, el patrón de circulación se mantiene con dos giros dominantes, que prevalecen en todo el ciclo de la simulación. Uno de estos giros está localizado en la zona sur-oeste, con sentido anticiclónico, y alcanza velocidades máximas de 8 cm s^{-1} . El otro giro dominante se localiza en la zona central del lago, siendo en éste donde se alcanzan las velocidades de la corriente más altas dentro del periodo de simulación, con valores de hasta 13 cm s^{-1} y girando en sentido contrario a las manecillas del reloj.

De manera análoga que en la época de estiaje, estos giros tienen un desplazamiento que describe una elipse, con elongación máxima en las componentes este-oeste. La trayectoria que describe el vórtice del giro anticiclónico, de las 00:00 a las 14:00 h, es con dirección hacia el oeste, estableciéndose cerca de la costa. El calentamiento desigual entre la costa y el lago genera los gradientes de presión necesarios para el funcionamiento de la brisas de lago, lo cual impacta de forma significativa en la circulación del lago. Este efecto se observa en el rápido desplazamiento del vórtice del giro anticiclónico antes descrito, el cual en unas cuantas horas se desplaza al centro del lago.

En cuanto al giro ciclónico localizado en la centro-este al inicio de la simulación; se observa que sigue una trayectoria hacia el oeste de las 00:00 a las 08:00 h, quedando estacionado en la zona centro-norte, a unos cuantos kilómetros de la costa. En las horas subsecuentes este vórtice se desplaza hacia el sur sosteniéndose durante las siguientes horas de la simulación.

En la zona oeste del lago se genera un pequeño giro anticiclónico que se establece ahí durante la mitad del periodo de simulación (de las 00:00 a las 08:00 y de las 20:00 a las 22:00 h). También se presentan otros dos pequeños giros estacionarios cerca de las costas noroeste y suroeste, con sentido anticiclónico y ciclónico, respectivamente; estos se generan debido al flujo de retorno de las fronteras del lago.

4.3 Comparación del modelo HAMSOM con las observaciones corrientes

Es relevante el tener un marco de comparación para verificar la eficiencia de los resultados obtenidos de las simulaciones numéricas. Con este propósito se realizaron dos experimentos en el lago de Chapala en la época de estiaje y lluviosa, los cuales se detallan a continuación.

4.3.1 Experimento para la época de estiaje y de lluvia

4.3.1.1 Metodología

Se realizaron dos experimentos en el Lago de Chapala: el 10 de enero del 2007 y el 1° de julio de 2014, correspondientes a la época de estiaje y de lluvias, respectivamente. La metodología consistió en instalar el ADCP, con sus transductores hacia abajo, sobre una montura fijada a estribor de la lancha. El ADCP fue remolcado a una velocidad constante de 5 km h^{-1} , se configuró en modo bottom-track y fue programado con un intervalo de muestreo de 15 s, con 13 celdas de 50 cm de espesor. Se recorrió el rumbo predeterminado en el esquema de muestreo (Figura 4.6) y, de manera simultánea al remolque del ADCP, se registró la posición geográfica con un GPS Garmin 12.

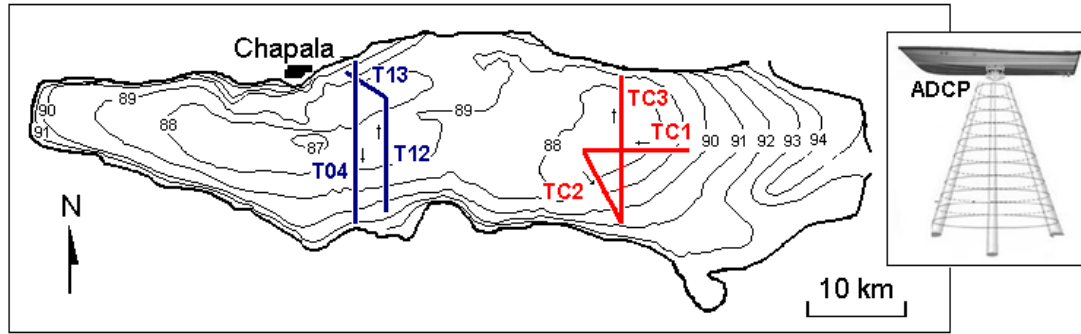


Figura 4.6. Esquema de los experimentos realizados en el Lago de Chapala de remolque del perfilador acústico Doppler (ADCP, RD Instruments de 600 kHz) desde el costado de la embarcación, las líneas solidas azules representan los transectos T04, T12 y T13 realizados el 10 de enero de 2007; y las líneas solidas rojas representan los transectos TC1, TC2 y TC3 realizados el 1 de julio de 2014.

Los datos de ADCP se calibraron de acuerdo a Trump y Marmorino (1997) y los datos espurios fueron removidos siguiendo el procedimiento explicado por Valle-Levinson y Atkinson (1999). Después se les aplicó una corrección por dirección de navegación y se calcularon las componentes promedio vertical.

4.3.1.2 Resultados

Los resultados de las mediciones muestran la velocidad y dirección de la corriente promedio en la vertical registrada por el ADCP y los resultados de las simulaciones del modelo HAMSOM para la época de estiaje en la zona de muestreo (Figura 4.7). En general, existió una concordancia entre el modelo y las observaciones.

El transecto T04 se realizó de las 12:00 a las 14:30 h, con dirección norte-sur. Las corrientes registradas en el transecto alcanzaron los 10 cm s^{-1} , con una dirección noroeste generada por el viento dominante en el Lago de Chapala (nombrado por los ribereños como el “Mexicano”, Avalos-Cueva, 2003). Los resultados del modelo para las 13:00 se ajustan a los del muestreo en la zona norte del lago (Figura 4.7a), mientras que en la zona sur existe una notoria diferencia en cuanto a la dirección de la corriente muestreada.

Los muestreos de los transectos T12 y T13 registrados de las 16:30 a las 18:00 h se logran ajustar a los resultados de la simulación de las 18:00 h en la zona sur, con

velocidades que alcanzan los 15 cm s^{-1} (Figura 4.7b). En la parte sur del lago se observa que la dirección de la corriente cambia de dirección de este a sur en tan sólo un par de horas. Se observó en una estación meteorológica situada en la población de Chapala que, en ese mismo lapso de tiempo, en el transecto T1 el viento tenía una velocidad de 12 m s^{-1} y una dirección sureste y apenas dos horas después, durante el transecto T12 y T13 cambia su dirección al suroeste con una velocidad de 10 m s^{-1} ; esto se registró en los resultados de las simulaciones del modelo, lo que sigue que el efecto de la circulación de la brisa es reproducido por el modelo.

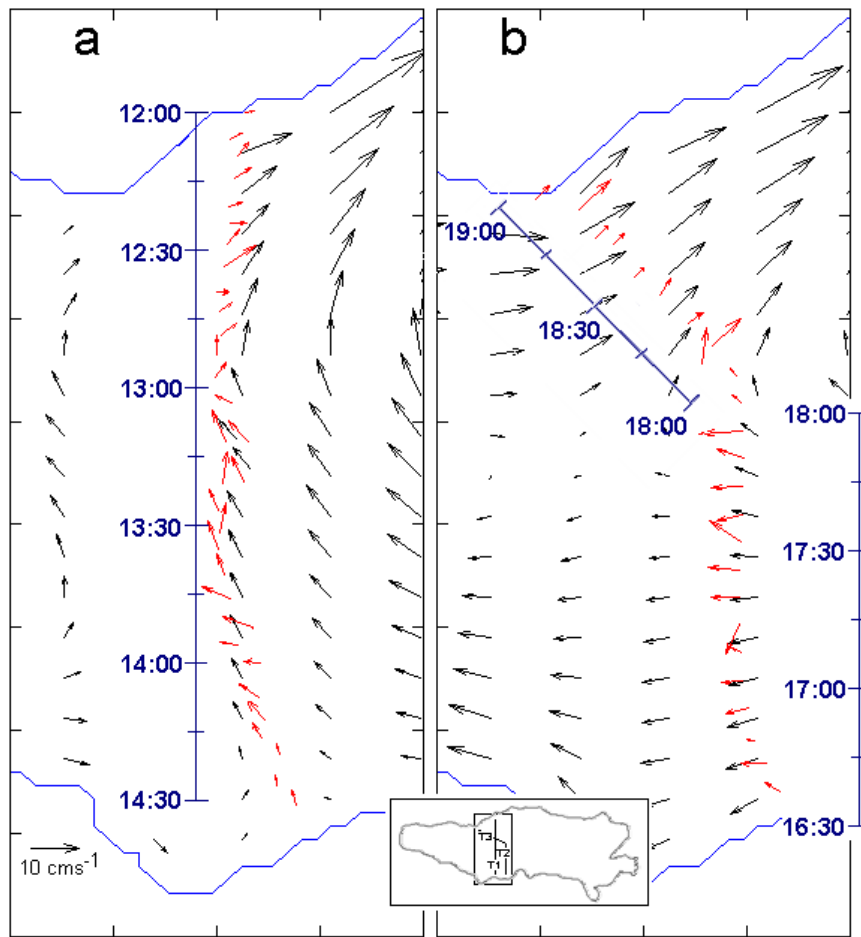


Figura 4.7. (a) Simulación de corrientes (vectores negros) versus corrientes observadas (vectores rojos) en el área del muestreo para el transecto T4, y (b) para los transectos T12 y T13, del experimento realizado el día 10 de enero del 2007, las simulaciones corresponden a las 13:00 y a las 18:00, respectivamente.

En la Figura 4.8 se muestran las corrientes obtenidas del experimento realizado en la época de lluvia de las 15:00 a las 19:00 h y el resultado del modelo para las 18:00 h. Se

consideró esa hora de simulación numérica porque los patrones de circulación obtenidos del modelo para el mismo tiempo de muestreo no mostraron cambios notables en la zona muestreada.

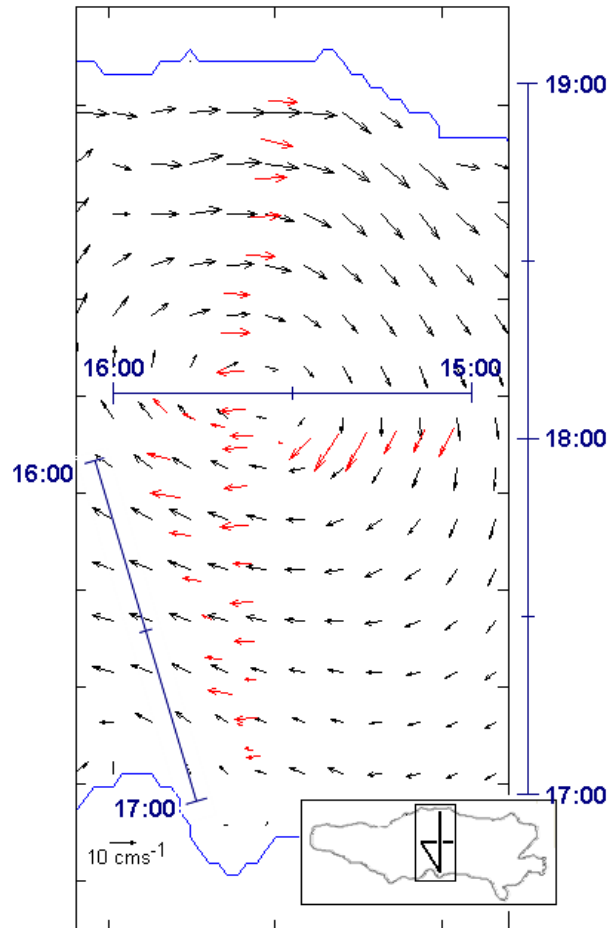


Figura 4.8. (a) Simulación de corrientes correspondiente a las 18:00 (vectores negros) versus corrientes observadas (vectores rojos) en el área del muestreo para el transecto TCH01, TCH02 y TCH03, del experimento realizado el día 1 de julio del 2014.

En la primera parte del muestreo en el transecto TCH01 se observa que éste se ajusta perfectamente al giro anticiclónico generado por el modelo, pasando a unos cuantos metros por el vórtice del mismo. De igual manera, los muestreos en los transectos TCH02 y TCH03 se asemejan a los resultados del modelo. Las velocidades registradas por el ADCP en los transectos alcanzan los 10 cm s⁻¹, valores muy cercanos a los

estimados por el modelo en la zona de muestreo, que registran máximos de 8 cm s^{-1} en la zona norte del lago.

4.4 Discusiones

La modelación hidrodinámica del Lago de Chapala efectuada con el modelo HAMSOM ha mostrado que la circulación general en el lago tiene una estructura compleja. Así mismo, produjo resultados que se ajustan satisfactoriamente al comportamiento observado. Con el modelo se lograron reproducir procesos típicos que ocurren en el lago, como los giros, los cuales permitirán realizar un seguimiento a los parámetros relacionados con la hidrodinámica, la navegación y la dispersión de contaminantes en el lago.

El modelo numérico evidencia la presencia de dos giros dominantes para la época de estiaje y lluvias. La circulación contraria de los giros genera zonas de convergencia bien definidas. En la parte centro-este del lago se presenta una circulación anticiclónica, mientras que en la zona centro-oeste la circulación es ciclónica. Esto origina la formación de corrientes que mueven la superficie de agua cálida de la región este del lago hacia el oeste a lo largo de la costa norte, lo que provoca un hundimiento en el norte y un afloramiento en el sur; es en el sur donde se presenta una columna de agua más fría, como se reportó en el capítulo anterior y por Tereschenko *et al.* (2002).

En la zona norte del lago prevalece el giro anticiclónico en horas diurnas, con velocidades cercanas a los 12 cm s^{-1} , siendo las más intensas cerca de la costa. El hecho de que la corriente se desvíe más hacia el este cuando menor es su velocidad podría explicarse por el efecto de Coriolis, el cual induce círculos de inercia menores a menores velocidades. En ambas épocas los vórtices de los giros describen trayectorias elípticas.

La presencia de la circulación predominante en el lago fue reportada por Filonov y Tereshchenko (1999a) y Avalos-Cueva (2003), sin embargo, ésta se presentó de forma muy general debido a la simplicidad de los modelos utilizados y a los datos disponibles.

El modelo HAMSOM aquí utilizado permitió un mejor acercamiento espacio temporal en los patrones de circulación en el lago para ambas épocas.

Los patrones de circulación en los muestreos de corrientes presentan características cualitativas con las simulaciones numéricas. La cobertura espacial en el muestreo realizado en enero del 2007 y julio del 2014 no es suficiente para identificar los giros generados por el modelo, por lo que este trabajo proporciona una actualización importante y demuestra que el Lago de Chapala es un sistema activo que cambia bruscamente en respuesta al efecto de la brisa. Por lo tanto, las observaciones recogidas en un momento dado en el tiempo pueden no ser representativas del estado del lago en un periodo posterior a 12 h.

5. Discusión y conclusión general

5.1 Discusión

En lagos someros como el Lago de Chapala la estratificación térmica se debe inicialmente al calentamiento generado por la radiación solar; cuando esta domina, la mezcla es generada por la brisa y los flujos de entradas y salidas en el sistema. El Lago de Chapala recibe un promedio de 600 a 800 Wm^{-2} . Las variaciones en la dinámica de la estratificación y la mezcla en el lago no sólo son debidas a periodos estacionales (estiaje y lluvia), sino también a cambios en las condiciones meteorológicas de escala sinóptica (Filonov *et al.*, 1998). Sin embargo, el intercambio de energía entre el lago y la atmósfera es fundamental en la estratificación. De igual manera, la brisa modifica las características de la estratificación impuesta por los flujos de calor incidentes en el lago.

Los regímenes de fenómenos meteorológicos de escala sinóptica con periodos de 2 a 15 días, están presentes en la región que comprende al Lago de Chapala, lo que está de acuerdo con estudios previos (Mosino-Aleman y García, 1974 y Filonov *et al.*, 1998). Por esta razón el clima es predominantemente seco, con baja humedad en invierno. Así mismo, los resultados del análisis espectral de las variables meteorológicas revelan que las frecuencias más energéticas corresponden a los periodos diurno y semidiurno, con un efecto de cascada hacia los armónicos de 8 a 6 horas y excediendo el 90% del intervalo de confianza.

La velocidad del viento no presenta una dirección de rotación ordenada para los periodos diurnos y semidiurnos. La rotación en sentido contra horario del vector velocidad domina los intervalos de los periodos diurno, semidiurno y los de baja frecuencia. Para todos los picos, la estabilidad de los movimientos orbitales excede 90% del intervalo de confianza y la orientación de los ejes principales de las órbitas elípticas está cerca de la línea axial

del lago. Así, la orientación espacial de la pulsación diurna del viento en la región del Lago de Chapala se debe en gran medida a la topografía que lo rodea. La cadena montañosa que limita el lago de norte a sur dirige los flujos de aire sinópticos en dirección oeste-este. Esta situación ha sido descrita para diversos lagos Mexicanos y de otras latitudes, tal es el caso del Lago de Santa María del Oro (Serrano *et al.*, 2002), Alchichica (Filonov *et al.*, 2006) en México, Michigan (Lyons, 1972; Laird *et al.*, 2001), Ontario (Estoque, 1980; Estoque y Gross, 1981) en Norteamérica, Tekapo (McGowan *et al.*, 1995) en Oceanía, Tonle Sap (Tsujiimoto y Koike, 2013) Sudeste de Asia, Victoria (Song *et al.*, 2004, Anyah *et al.*, 2006,) en África. Todos ellos concuerdan que durante condiciones sinópticas favorables (descritas en el capítulo 3.2 del presente trabajo) las brisas del lago se incrustan dentro la circulación local formando una brisa de lago ampliada, también descrita por Simpson (1994).

Al filtrar los armónicos de alta frecuencia (correspondientes a las brisas del lago) se hace evidente la circulación con dirección oeste-este y viceversa. De esta circulación se sirven los ribereños para la navegación y la llaman “El Mexicano”.

El análisis espectral cruzado para pares de características meteorológicas durante los periodos diurnos y semidiurnos muestra que las estimaciones de coherencia fueron mayores que el intervalo de confianza. El desplazamiento de fase para pares de características varió poco en todos los periodos. Por lo tanto, podemos suponer que el desfase en los procesos diurnos y semidiurnos en la región del Lago de Chapala se origina en las mismas regularidades físicas que son características de su microclima y de la posición físico-geográfica del lago.

Así mismo, los periodogramas muestran la variabilidad estacional e interanual en sus espectros. No todas las series tienen la misma calidad y cantidad de datos; la serie más larga contenía registros de 7.5 años mientras que la más corta contenía sólo 1 año. No obstante, los registros meteorológicos permitieron identificar la señal anual en la región del lago. Los espectros energéticos anuales presentan la mitad de energía que los diurnos; sin embargo, los armónicos se encuentran aún dentro del intervalo de confianza, a excepción de los registros de la estación de Isla de los Alacranes.

Los procesos que causan las variaciones estacionales e interanuales de los parámetros meteorológicos son de gran escala espacial. Las estimaciones de los espectros de energía, coherencias, diferencias de fase y la media del cuadrado de las amplitudes se pueden utilizar como magnitudes características para un área vecina del lago.

El régimen térmico de lago responde a la variabilidad de gran escala; así como, a condiciones climáticas locales. Los resultados de los muestreos realizados en los años 2006 y 2007 revelan que la variabilidad de la temperatura de la columna de agua del lago, es dominada por la señal anual y semianual. Las mediciones han demostrado que el Lago de Chapala, a pesar de su poca profundidad, tiene un régimen termodinámico bastante complejo y una estratificación vertical significativa. Las temperaturas máximas en la columna de agua se presentaron en el mes de julio con un valor promedio cercano a los 24 °C, mientras que las temperaturas mínimas se registraron en los meses de febrero del 2006 y enero del 2007. Entre los meses de febrero y abril se registró la máxima variabilidad de la temperatura con un gradiente positivo que alcanza los 3 °C. En los meses restantes el gradiente de la variabilidad de la temperatura no aumentó ni disminuyó más de 2 °C entre los muestreos.

Los muestreos realizados en el 2006 no presentan un gradiente vertical, a excepción del muestreo del mes de abril que registra un gradiente de 1 °C en el primer metro de agua para la zona norte del lago. En estos muestreos el tiempo de recorrido fue de dos horas y se realizaron en la primera parte de la mañana, por consiguiente, los registros no presentaron la influencia de cambios bruscos en la radiación solar incidente en el lago. Sin embargo, las aguas de las zonas central y sur del lago son de 1 a 3 °C más frías que las aguas de la costa norte.

En el experimento realizado en enero de 2007 se revelan las variaciones diurnas en la columna de agua, éstas registran claramente un gradiente vertical en el primer metro de agua que alcanza los 2.5 °C. La variabilidad diurna en la temperatura de la columna de agua en el lago permite observar el efecto de la brisa. En ausencia de la brisa el lago tiende a estratificarse por efecto de la radiación solar, exhibiendo una marcada termoclina que oscila de 3-8 °C, formándose al medio día. Sin embargo, el efecto de brisa tiende a mezclar completamente la columna de agua al alcanzar el atardecer. Al

igual que en los resultados del 2006, en los transectos con dirección norte-sur y viceversa, se presenta un sector norte más cálido que el sur.

En conjunto los muestreos y experimentos especiales realizados en el Lago de Chapala durante el periodo de 2005 a 2014, muestran que las temperaturas más bajas en la columna de agua se presentan en el invierno. Así mismo, en el verano se registraron los valores máximos en la temperatura de la columna de agua. Durante los meses de primavera y verano se presentaron marcados periodos de estratificación. Incluso en meses de invierno ocurrieron períodos breves de estratificación mostrando suaves gradientes de temperatura.

Se sabe que en la mayoría de los lagos someros no existe una estratificación estacional estable, debido a que la columna de agua puede ser calentada y mezclada completamente por efecto del viento. Contrario a lo anterior, el Lago de Chapala presenta una fuerte estratificación durante el día que oscila de 3 a 8 °C dependiendo la época del año. Mientras que, durante la noche la columna de agua es mezcla tanto por el enfriamiento de la superficie del agua como por el efecto del viento. Esto también se presenta en otros lagos someros, tal es el caso de los de Lagos Africanos de Aranguadi, Tana, Abiata, Chad y George (Baxter *et al.*, 1965), este último presenta gradientes de temperatura de hasta 10 °C (Ganf y Horne, 1975), como también el Lago Monte Alegre en Brasil (Arcifa *et al.*, 1990), Clear en Norteamérica (Rueda *et al.*, 2003) y la Laguna de Bay en Asia (Herrera *et al.*, 2011). Todos ellos son lagos polimícticos que presentan períodos diarios de mezcla y estratificación.

Los resultados del modelo HAMSOM, muestran dos circulaciones relevantes en contragiro dentro del lago. Los patrones de circulación generados muestran que las corrientes superficiales mantienen la dirección del viento dominante. El agua en la región poco profunda se acelera en dirección de la componente litoral del viento y el flujo es retornado a la región central más profundo del lago (Bennett, 1974). En general las corrientes superficiales calculadas para la zona central del lago, son en magnitud más pequeñas que cerca de la orilla del lago. Cabe señalar que este efecto se debe básicamente a la amplia corriente de retorno del subsuelo hacia el fondo del centro del lago, que es opuesta en dirección a la corriente de la superficie y le resta de esta.

Este tipo de circulación es muy frecuente en diversos lagos, tales como Alchichica (Filonov *et al.*, 2006), Santa María del Oro (Serrano *et al.*, 2002), Biawa (Endoh *et al.*, 1995) y Kinneret (Pan *et al.*, 2002).

La velocidad de estos giros es más intensa durante la presencia de la brisa lacustre. En ambas épocas, la circulación de una brisa suave proveniente del este se presenta en las primeras horas del día, se refuerza el patrón de circulación con corrientes hacia la zona oeste y en compensación la corriente fluye más fuerte hacia la parte central. En conjunto forman una circulación ciclónica en la parte centro-este del lago y la circulación anticiclónica en la zona centro-oeste.

Las diferencias de temperatura entre la zona norte y sur del lago se pueden explicar por la circulación de las corrientes en el lago. Esto es posible por la formación de una corriente que desplaza agua más cálida de la superficie de la región este a lo largo de la costa norte a la zona oeste, lo cual genera un hundimiento en el límite norte del lago y como consecuencia la surgencia en la zona sur, donde se han registrado mediante diversos muestreos e imágenes de satélite las temperaturas más frías. Por otra parte, los gradientes de temperatura en la vertical favorecen la generación de ondas internas, las cuales fueron registradas en las mediciones realizadas.

Los giros asociados a los patrones de circulación presentan un desplazamiento en forma elíptica, en ambas épocas de estudio (estiaje y lluvias). Las elipses formadas tienen una elongación máxima en las componentes este-oeste. Las velocidades de las corrientes obtenidas de la simulación fueron integradas verticalmente. Las velocidades máximas se presentaron cerca de las costas norte y sur, con magnitudes cercanas a los 13 cm s^{-1} , en ambas épocas.

Los resultados de las mediciones instrumentales resultaron ser casi iguales a los resultados del modelo. Las diferencias en los valores de la velocidad se producen debido a que, en general, la velocidad de las corrientes en la capa subsuperficial son siempre mayores que la velocidad integrada verticalmente.

Los resultados del estudio de la TSLC revelan que la termodinámica del lago está determinada por las variaciones anuales y por fenómenos meteorológicos de gran escala como El Niño. Los efectos del El Niño sobre la región del Lago de Chapala presentan temperaturas del aire más altas especialmente en el invierno durante las condiciones de El Niño en comparación con las condiciones de La Niña.

Las imágenes de AVHRR mostraron que el evento de El Niño 1997-1998 ocasionó una disminución de 1 °C en el curso normal de la TSLC para el invierno de 1997-98. Posteriormente, en el verano de 1998 la TSLC aumento 1.5 °C, en comparación con el años anterior. En el invierno del 2002-2003 se presentaron nuevamente anomalías en la TSLC; sin embargo, éstas no superaron 1 °C, lo que significa que el evento de El Niño se presentó de forma moderada.

5.2 Conclusión

La presente investigación permite revelar una visión general de los procesos hidrometeorológicos en el lago de Chapala. Los procesos climáticos en la región del Lago de Chapala y las zonas vecinas son excepcionalmente complejos y variables debido a sus escalas espacio-temporales. La variabilidad de los procesos relacionados con los procesos meteorológicos diurnos tienen un carácter local y son muy sensibles a las peculiaridades orográficas de la zona. El mecanismo clásico de circulación atmosférica sobre el lago es destruido por el efecto combinado de la brisa lacustre.

La variabilidad de las características meteorológicas en la región que contiene al Lago de Chapala está determinada principalmente por los armónicos diurnos. Los espectros diurnos de las variables meteorológicas en promedio explican más del 50% de su varianza, en tanto que de un 20 a un 30% de su varianza es explicada por el armónico anual y la contribución del armónico semianual no rebasa el 8% de su varianza.

Los resultados también muestran que la termodinámica del lago está principalmente determinada por variaciones anuales y en segundo lugar por variaciones de frecuencia más bajas, como los eventos de El Niño. El análisis de la TSLC obtenida de las imágenes de AVHRR muestra que la zona norte del lago es en promedio 1 °C más cálida que la

sur, lo que se evidenció en los muestreos realizados en el 2006 y 2007. La causa principal de tales diferencias es revelada por los resultados de las simulaciones numéricas del modelo HAMSON, las cuales sugieren que el patrón de circulación general del lago hace fluir el agua más cálida situada en la zona poco profunda del este, circulando por la costa norte del lago.

El evento de El Niño 1997-98 modificó el TSLC, mostrando anomalías en el invierno de 1997 y el verano de 1998, con un decremento de 1 °C y un aumento de 1.5 °C en la TSLC, respectivamente. Así mismo, se presentaron anomalías en el año 2002 y 2003, aunque estas no superan 0.7 °C en la TSLC, asociadas al evento de El Niño 2002-2003, que se presentó de forma moderada (Vecchi y Harrison, 2003; McPhaden, 2004).

Las simulaciones efectuadas con el modelo HAMSOM se ajustaron a los resultados de los muestreos realizados con el ADCP. La dinámica generada por el modelo presentó semejanzas con los muestreos. Se requiere realizar experimentos más puntuales con la finalidad de identificar claramente la circulación en las zonas donde se originan los vórtices de los giros presentados por el modelo. No obstante, este trabajo proporciona una nueva visión general de los procesos termodinámicos presentes en el Lago de Chapala.

6. Bibliografía

- Aguirre-Gómez, R., O. Salmerón, R. Álvarez, 2003. Effects of ENSO off the southwest coast of México, 1996-1999. *Geofísica Internacional* 42(3): 377-388.
- Arakawa, A. and V. R. Lamb, 1977. Computational design of the basic dynamical processes of the UCLA general circulation model. *Methods in computational physics* 17: 173-265.
- Arcifa, M. S., A. J. Meschiatti and E. A. T. Gomes, 1990. Thermal regime and stability of a shallow tropical reservoir: Lake Monte Alegre, Brazil. *Rev. Hydrobiol. Trop* 23(4): 271-281.
- Avalos-Cueva, D. 2003. Circulación de la Brisa y su influencia a la Estructura Térmica del Lago de Chapala, México. Tesis de Maestría. Centro Universitario de Ciencias Exactas e Ingenierías. Universidad de Guadalajara. Guadalajara, Jalisco. 61 p.
- Backhaus, J. O., 1982. A semi-implicit scheme for the shallow water equations for application to shelf sea modelling. *Continental Shelf Research* 2(4): 243-254.
- Backhaus, J. O., 1985. A three-dimensional model for the simulation of shelf sea dynamics. *Deutsche Hydrografische Zeitschrift* 38(4): 165-187.
- Baxter, R. M., M. V. Prosser, J. F. Talling and R. B. Wood, 1965. Stratification in tropical African lakes at moderate altitudes (1500 to 2000m). *Limnology and Oceanography* 10: 510-520.
- Bendat, J. S., and A. G. Piersol, 1967. *Measurement and Analysis of Random Data*. John Wiley&Sons, New York. 390 p.

- Bendat, J.S. and A. G. Piersol, 1986. Random Data Analysis and Measurement Procedures. New York: Wiley. 640 p.
- Bennett, J. P., 1974. Concepts of mathematical modeling of sediment yield. Water Resources Research 10: 485-492.
- Biggs, W. G. and M. E. Graves, 1962. A Lake Breeze Index. Journal of Applied Meteorology 1(4): 474-480.
- Brocchini, M. and F. Trivellato, 2006. Vorticity and Turbulence Effects in Fluid Structure Interactions: An Application to Hydraulic Structure Design (Advances in Fluid Mechanics). Wessex Institute of Technology Press, United Kingdom, Southampton. 287 p.
- Brown, D.M., G. A. McKay and L. J. Chapman, 1980. The climate of southern Ontario. Environment Canada Atmospheric Environment Services Climatological Studies Number 5. Toronto, ON: Environment Canada. 67 pp.
- Burman, E. G. Ivus, A. E. Filonov, 1983. The use of the spectral-analysis for estimation of some characteristics of breeze structure. Izvestiya Akademii Nauk SSSR Fizika Atmosfery I Okeana 19(4) :376-381.
- Campos-Enríquez, J. and M. Alatorre-Zamora, 1998. Shallow crustal structure of the junction of the grabens of Chapala, Tepic-Zacoalco and Colima, Mexico. Geofísica Internacional 37(4): 263-282.
- Carbajal, N. 1993. Modeling of the Circulation in the Gulf of California. Ph. D. Thesis. Institute of Oceanography. University Hamburg. 186 p.
- Ceseach, 1982. Mapa Batimétrico del Consejo Estatal de Seguimiento y Evaluación del Acuerdo de Chapala. In CESEACH [ed.].
- Changton, S. A., 2000. El Niño 1997-1998: the climate Event of the Century. Oxford University Press, New York. xii + 215 pp.

- Cruz-Gómez R., 2002. Estudio de la circulación de la brisa en el Lago de Chapala, Jalisco. Tesis de Maestría. Posgrado en Ciencias del Mar y Limnología. UNAM. México. 74 p.
- Curiel, B., 1995. Water quality in the lakes of state Jalisco. The fourth Intr. Symp. On fish Deep-Sea Res 20: 14.
- Curto, G., J. Józsa, E. Napoli, T. Krámer and G. Lipari, 2006. Large scale circulations in shallow lakes. Advances in fluid mechanics. Vorticity and turbulence effects in fluid structure interactions 45: 83-104.
- de Anda, J., H. Shear, U. Maniak and P. F. Zárate-del Valle, 2004. Solids Distribution in Lake Chapala, Mexico. Journal of the American Water Resources Association 40: 97-109.
- Emery, W.J. and R. E. Thomson, 1997. Data analysis methods in physical oceanography. Pergamon, Oxford New York. 634 p.
- Endoh, S., M. Watanabe, H. Nagata, F. Maruo, T. Kawae, C. Iguchi and Y. Okumura, 1995. Wind Fields over Lake Biwa and Their Effect on Water Circulation. Jpn. Journal of Limnology 56(4): 269-278.
- Escalante, M. E., 1992. Transporte de contaminación en el Lago de Chapala (etapa inicial). Informe Técnico CH-9206/07.
- Estoque, M. A., 1961. A theoretical investigation of the sea breeze. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society 87(372): 136-146.
- Estoque, M. A., 1980. Further studies of a lake breeze Part I: Observational study. Monthly Weather Review 109(3): 611-618.
- Estoque, M. A. and J. M. Gross, 1981. Further Studies of a Lake Breeze Part II: Theoretical Study. Monthly Weather Review 109(3): 619-634.
- Fernández-Díez, P., 1993. Energía eólica. Servicio Publicaciones, Universidad de Cantabria. Santander. 129 p.

- Fernex, F., P. F. Zárate-del Valle, H. Ramírez-Sánchez, F. Michaud, C. Parron, J. Dalmasso, G. Barci-Funel and M. Guzmán-Arroyo, 2001. Sedimentation rates in Lake Chapala (western Mexico): possible active tectonic control. *Chemical Geology* 177(3): 213-228.
- Ferrari, L. and J. Rosas-Elguera, 2000. Late Miocene to Quaternary extension at the northern boundary of the Jalisco Block, western Mexico: The Tepic-Zacoalco Rift revised. *Geological Society of America Special Papers* 334: 41-63.
- Filatov, N., 1983. Dynamics of lakes. Gidrometeoizdat, Leningrad [in Russian].
- Filonov, A. E., 1982. Spectral analysis and its application in the hydrometeorology. Odessa, OGMI. 76 p.
- Filonov, A. E., 1998. ¿Morirá el lago de Chapala? Existe la posibilidad de salvarlo. *Teorema* 3: 16-18.
- Filonov, A. E., 2002. On the dynamical response of Lake Chapala, Mexico to lake breeze forcing. *Hydrobiologia* 467: 141-157.
- Filonov, A. E. and I. E. Tereshchenko, 1999a. Thermal Fronts and Internal Nonlinear Waves in Shallow Tropical Lake Chapala (Mexico). *Russian Meteorology and Hydrology* 1: 94-102.
- Filonov, A. E. and I. E. Tereshchenko, 1999b. Thermal lenses and internal solitons in Chapala Lake, Mexico. *Chinese Journal of Oceanology and Limnology* 17(4): 308-314.
- Filonov, A. E., I. E. Tereshchenko and C. O. Monzón, 1998. Oscillations of the hydrometeorological characteristics in the region of Lake Chapala for intervals of days to decades. *Geofísica Internacional* 37: 293-308.
- Filonov, A. E., I. E. Tereshchenko and C. O. Monzón, 2001. Hydro-meteorology of Lake Chapala, p. 151-182. In *The Lerma-Chapala Watershed* (pp. 151-182). Springer US.

- Filonov, A., I. E. Tereshchenko and J. Alcocer, 2006. Dynamic response to mountain breeze circulation in Alchichica, a crater lake in Mexico. *Geophysical Research Letters* 33. L07404.
- Fisher, E. L., 1960. An observational study of the sea breeze. *Journal of Meteorology* 17(6): 645-660.
- Fisher, E.L., 1961. A theoretical study of the sea breeze. *Journal of Meteorology* 18(2): 216-233.
- Ganf, G. G. and A. J. Horne, 1975. Diurnal stratification, photosynthesis and nitrogen-fixation in a shallow, equatorial lake (Lake George, Uganda). *Freshwater Biology* 5: 13–39.
- García-Herrera, R. E. Hernández Martín, 2000. El Niño: climatología, efectos y predicción. Fundación Mapfre. Madrid : Universidad Complutense de Madrid. 221 p.
- Godin, G., 1972. The analysis of tides. University of Toronto Press. Toronto. 264 p.
- Gonella, J., 1972. A rotary-component method for analyzing meteorological and oceanographic vector time series. *Deep Sea Research and Oceanographic* 19: 833-846.
- Haines, D. A. and R. A. Bryson, 1961. An empirical study of wind factor in Lake Mendota¹. *Limnology and Oceanography* 6(3): 356-364.
- Hansen, A. M., 1994. Migración de la Contaminación. *Gaceta del Lerma número especial*.
- Hansen, A. M., A. León and L. Bravo, 1995. Fuentes de contaminación y enriquecimiento de metales en sedimentos de la cuenca Lerma-Chapala. *Ingeniería Hidráulica en México* X, (3).
- Herrera, E. C., K. Nadaoka, A. Blanco and E. Hernández, 2011. A partnership for sustainable lake environment: collaborative monitoring and research on Laguna de Bay, Philippines, for management of resource use and ecosystem conservation. *Lakes and Reservoirs: Research and Management* 16: 137-148.

- Huang, D. 1995. Modelling studies of barotropic and baroclinic dynamics in the Bohai Sea. Ph. D. Thesis. Institut für Meereskunde. Hamburg. 126 p.
- Hutchinson, G. E., 1957. A Treatise on Limnology: Vol. I. Geography, Physics and Chemistry. John Wiley and Sons, New York. 670 p.
- Imboden, D. M, and A. Wüest, 1995. Mixing mechanisms in lakes. In Physics and chemistry of lakes (pp. 83-138). Springer Berlin Heidelberg.
- Jenkins, G. M. and D. G. Watts, 1969. Spectral analysis and its applications. Holden-Day. San Francisco. 525 p.
- Joint Panel on Oceanographic Tables and Standards, Unesco, International Council for the Exploration of the Sea, International Council of Scientific Experts, International Council of Scientific Organizations, International Association for the Physical Sciences of the Ocean, 1981. Tenth report of the Joint Panel on Oceanographic Tables and Standards, Sidney, B.C., Canada, 1-5 September 1980. Unesco.
- Keen, C. S. and W. A. Lyons, 1978. Lake/Land Breeze Circulations on the Western Shore of Lake Michigan. *Journal of Applied Meteorology* 17(12): 1843-1855.
- Konyaev, K., 1990. Spectral analysis of physical oceanographic data. Rotterdam: A. A. Balkema. 200 p.
- Kozo, T. L., 1982a. An Observational Study of Sea Breezes Along the Alaskan Beaufort Sea Coast: Part I. *Journal of Applied Meteorology* 21(7): 891-905.
- Kozo, T. L., 1982b. A Mathematical Model of Sea Breezes Along the Alaskan Beaufort Sea Coast: Part II. *Journal of Applied Meteorology* 21(7): 906-924.
- Laird, N. F., Kristovich, D. A., Liang, X. Z., Arritt, R. W., and Labas, K., 2001. Lake Michigan Lake Breezes: Climatology, Local Forcing, and Synoptic Environment. *Journal of Applied Meteorology* 40(3): 409-424.
- Lara-Aguayo, A. E., 2003. Modelación numérica de la circulación producida por el viento en el Lago de Chapala. Tesis de Licenciatura. Departamento de Matemáticas. Universidad de Guadalajara. 70 p.

- Lavín, M., E. Palacios-Hernández and C. Cabrera, 2003. Sea surface temperature anomalies in the Gulf of California. *Geofísica Internacional* 42(3): 363-376.
- LeBlond, P. H., and L. A. Mysak, 1978. *Waves in the Ocean*. Elsevier, Amsterdam. 602 p.
- León, F. L., 1994. Modelado de transporte de contaminantes. Caso de Estudio: Lago de Chapala. *Gaceta del Lerma número especial*.
- Lewis, W. M., 1996. Tropical lakes: how latitude makes a difference. *Perspectives in tropical limnology* 43-64.
- Lyons, W. A., 1972. The Climatology and Prediction of the Chicago Lake Breeze. *Journal of Applied Meteorology* 11: 1259–1270.
- Magaña, V. O., J. L. Vazquez, J. L. Pérez and J. B. Pérez, 2003. Impact of El Niño on precipitation in Mexico. *Geofísica Internacional* 42(3): 313-330.
- McGowan, H. A., I. F. Owens and A. P. Sturman, 1995. Thermal and dynamic characteristics of alpine lake breezes, Lake Tekapo, New Zealand. *Boundary-Layer Meteorology* 76(1): 3-24.
- Mcphaden, M. J., 2004. Evolution of the 2002/03 El Niño*. *Bulletin of the American Meteorological Society* 85(5): 677-695.
- Mestre, E., 2001. The Design of River Basin Organizations in Mexico—The Example of Lerma–Chapala. In document presented in workshop of 5th River Basin Management Institutions Workshop by el Water Resources Management Thematic Group in RDV and World Bank Institute.
- Mooers, C. N., 1973. A technique for the cross spectrum analysis of pairs of complex-valued time series, with emphasis on properties of polarized components and rotational invariants. In *Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts* 20(12): 1129-1141.
- Mosino-Aleman, P.A. and E. Garcia, 1974. The climate of Mexico. *Climates of North America* 2: 345-405.

- O'brien, J. J. and R. D. Pillsbury, 1974. Rotary wind spectra in a sea breeze regime. *Journal of applied meteorology* 13(7): 820-825.
- Pan, H., R. Avissar and D. B. Haidvogel, 2002. Summer circulation and temperature structure of Lake Kinneret. *Journal of Physical Oceanography* 32(1): 295-313.
- Panchal, N. S., 1993. Onset characteristics of land/sea breeze circulation and its effect on meteorological parameters at a coastal site. *Atmósfera* 6(3): 155-162.
- Pickard, G. L. and S. Pond, 1983. *Introductory dynamical oceanography*. Oxford: Pergamon Pres. New York. 329 p.
- Porson, A., D. G. Steyn and G. Schayes, 2007. Sea-breeze scaling from numerical model simulations, part II: Interaction between the sea breeze and slope flows. *Boundary-Layer Meteorology* 122(1): 31-41.
- Price, D. T., D. W. Mckenney, I. A. Nalder, M. F. Hutchinson and J. L. Kesteven, 2000. A comparison of two statistical methods for spatial interpolation of Canadian monthly mean climate data. *Agricultural and Forest meteorology* 101(2): 81-94.
- Ramírez-Gómez, A. 2004. Análisis de la variabilidad climática en las Lagunas someras de Chapala y Cajititlán, Jalisco, México. Tesis de Maestría. Posgrado en Ciencias de la Tierra. Universidad de Guadalajara. 97 p.
- Roebber, P. J. and M. G. Gehring, 2000. Real-Time Prediction of the Lake Breeze on the Western Shore of Lake Michigan. *Weather and Forecasting* 15(3): 298-312.
- Rosas-Elguera J., Ferrari L., Martinez M. L. and Urrutia-Fucugauchi J., 1997. Stratigraphy and tectonics of the Guadalajara region and triple-junction area, western Mexico. *International Geology Review* 39(2):125-140.
- Rosas-Elguera, J. and J. Urrutia-Fucugauchi, 1998. Tectonic Control of The Volcano-Sedimentary Sequence of the Chapala Graben, Western Mexico. *International geology review* 40(4): 350-362.
- Rueda, F., S. Schladow, S. Monismith, and M. Stacey, 2003. Dynamics of Large Polymictic Lake. I: Field Observations. *Journal of Hydraulic Engineering* 129(2): 82-91.

- Scambos, T. A., G. Kvaran and M. A. Fahnestock, 1999. Improving AVHRR resolution through data cumulation for mapping polar ice sheets. *Remote sensing of environment* 69(1): 56-66.
- Schmidt, F. H., 1947. An elementary theory of the land- and sea-breeze circulation. *Journal of Meteorology* 4(1): 9-20.
- Segal, M., M. Leuthold, R. W. Arritt, C. Anderson and J. Shen, 1997. Small Lake Daytime Breezes: Some Observational and Conceptual Evaluations. *Bulletin of the American Meteorological Society* 78(6): 1135-1147.
- Serrano, D., A. Filonov, and I. Tereshchenko, 2002. Dynamic response to valley breeze circulation in Santa María del Oro, a volcanic lake in Mexico. *Geophysical Research Letters* 29(13): 1-4.
- Shen, J., 1998. Numerical Modelling of the Effects of Vegetation and Environmental Conditions on the Lake Breeze. *Boundary-Layer Meteorology* 87(3): 481-498.
- Sills, D. M. L., 1998. Lake and land breezes in southwestern Ontario: Observations, analyses and numerical modelling. Ph. D. Thesis. York University. Toronto, Ont. 338 p.
- Simpson, J. E., 1994. Sea breeze and local winds. Cambridge University Press. New York. 234 p.
- Simpson, J. E., 1995. Diurnal Changes in Sea-Breeze Direction. *Journal of Applied Meteorology* 35(7): 1166-1169.
- Song, Y., F. H. M. Semazzi, L. Xie, and L. J. Ogallo, 2004. A coupled regional climate model for the Lake Victoria basin of East Africa. *International Journal of Climatology* 24: 57–75.
- Soto-Mardones, L., S. Marinone and A. Parés-Sierra, 1999. Time and spatial variability of sea surface temperature in the Gulf of California. *Ciencias Marinas* 25(1): 1-30.

- Stivari, S. M. S., A. P. De Oliveira, H. A. Karam and J. Soares, 2002. Patterns of Local Circulation in the Itaipu Lake Area: Numerical Simulations of Lake Breeze. *Journal of Applied Meteorology* 42(1): 37-50.
- Tereshchenko, I. E., A. E. Filonov, A. Gallegos, C. O. Monzón and R. Rodríguez, 2002. El Niño 1997–98 and the hydrometeorological variability of Chapala, a shallow tropical lake in Mexico. *Journal of Hydrology* 264(1): 133-146.
- Trump, C. L. and G. O. Marmorino, 1997. Calibrating a Gyrocompass Using ADCP and DGPS Data. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* 14(1): 211-214.
- Tsanis, I. K. and D. Hurdowar-Castro, 2005. A wind driven three-dimensional pollutant transport model. *Environmental Modelling & Software* 20(10): 1323-1333.
- Tsujimoto, K., and T. Koike, 2013. Land-lake breezes at low latitudes: The case of Tonle Sap Lake in Cambodia. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres* 118: 6970–6980.
- Urrutia-Fucugauchi, J. and J. Rosas-Elguera, 1994. Paleomagnetic study of the eastern sector of Chapala Lake and implications for the tectonics of west-central Mexico. *Tectonophysics* 239(1): 61-71.
- Valle-Levinson, A. and L. Atkinson, 1999. Spatial gradients in the flow over an estuarine channel. *Estuaries* 22(2): 179-193.
- Vecchi, G. A and D. E. Harrison, 2003. On the termination of the 2002–03 El Niño event. *Geophysical research letters* 30(18): 1964-1967.
- Von Storch, H. and F. W. Zwiers, 2001. *Statistical analysis in climate research*. Cambridge University Press. New York. 484 p.
- Ward, R. D., 1914. Land and Sea Breezes¹. *Monthly Weather Review* 42: 274-277.
- Watson, D. F. and G. Philip, 1985. A refinement of inverse distance weighted interpolation. *Geo-processing* 2(4): 315-327.
- Wetzel, R., 1981. *Limnología*. Ediciones Omega S. A., Barcelona. 679 p.

Zárate-del Valle, P. F. and B. R. Simoneit, 2005. Hydrothermal bitumen generated from sedimentary organic matter of rift lakes—Lake Chapala, Citala Rift, western Mexico. *Applied Geochemistry* 20(12): 2343-2350.