

CAMBIO CLIMÁTICO Y EL IMPACTO EN LA CONCENTRACIÓN DE OXÍGENO DISUELTO EN EL LAGO DE CHAPALA*

CLIMATE CHANGE AND THE IMPACT ON THE CONCENTRATION OF DISSOLVED OXYGEN IN LAKE CHAPALA

Celia de la Mora Orozco^{1§}, Hugo Ernesto Flores López¹, Álvaro Durán Chávez¹ y José Ariel Ruiz Corral¹

¹Campo Experimental Centro-Altos de Jalisco. INIFAP. Carretera libre Tepatitlán-Lagos de Moreno, km 8. Tepatitlán, Jalisco, México. C. P. 47600.
§Autora para correspondencia: delamora.celia@inifap.gob.mx.

RESUMEN

El objetivo del presente estudio, fue estimar los efectos del cambio climático de la primera mitad del siglo XXI, en las concentraciones de oxígeno disuelto (OD) del Lago de Chapala. Para ello se aplicó el modelo sugerido por Thomas y Muller (1987), incluyendo variables relacionadas con altitud, coeficiente de reaireación, fotosíntesis y respiración. La simulación del modelo contribuyó al entendimiento del impacto de los cambios de temperatura por efecto del cambio climático, en las concentraciones de oxígeno disuelto en el Lago de Chapala. Se modelaron dos décadas: 2031-2040 y 2051-2060 y el escenario de referencia 1961-2003. El modelo fue calibrado utilizando datos de 1996-1997 de oxígeno disuelto, medidos en el Lago de Chapala. El modelo presentó un buen desempeño en la estimación de OD, reportando como concentración mínima de OD 6.13 mg L⁻¹ en el mes de mayo en la década 2051-2060, y la máxima de 8.06 mg L⁻¹ en el mes de diciembre 1961-2003. La distribución espacial de OD en el lago mostró homogeneidad, principalmente en mayo de 1961-2003. En 2031-2040 y 2051-2060 la distribución espacial del OD se verá influida por el gradiente de temperatura y los patrones de circulación del lago. Se concluye que podría esperarse una disminución de la concentración de OD, por efecto del incremento de la temperatura; sin embargo, los resultados de la simulación no predicen condiciones de anoxia para las

ABSTRACT

The aim of this study was to estimate the effects of climate change in the first half of the 21st century, in the concentrations of dissolved oxygen of Lake Chapala. For this, the model suggested by Thomas and Muller was used, including variables related to altitude, reaeration rate coefficient, photosynthesis and respiration. The simulation of the model contributed to the understanding of the impact of temperature changes as a result of climate change in dissolved oxygen concentrations in Lake Chapala. Two decades were modeled: 2031-2040 and 2051-2060 and 1961-2003 baseline scenario. The model was calibrated using data from 1996-1997 of dissolved oxygen, measured at Lake Chapala. The model showed a good performance in the dissolved oxygen estimation, reporting a minimum concentration of dissolved oxygen 6.13 mg L⁻¹ in May in the decade from 2051 to 2060, and a maximum of 8.06 mg L⁻¹ in the month of December 1961 -2003. The spatial distribution of dissolved oxygen in the lake showed homogeneity, mainly in May 1961 to 2003. In 2031-2040 and 2051-2060 the spatial distribution of dissolved oxygen will be influenced by the gradient of temperature and circulation patterns of the lake. It's conclude that, a decrease in the concentration of dissolved oxygen is expected as an effect of an increased temperature; however, the results of the simulation do not predict anoxic conditions for

* Recibido: enero de 2011

Aceptado: agosto de 2011

décadas modeladas; por consecuencia, no se considera riesgo para la vida acuática presente en el lago. Se recomienda que en futuras simulaciones de OD en el Lago de Chapala, se incorporen variables como radiación solar, velocidad y dirección del viento al modelo, y que sean consideradas como dinámicas, para mejorar desempeño del modelo.

Palabras clave: cambio climático, incremento de temperatura, Lago de Chapala, oxígeno disuelto.

INTRODUCCIÓN

La temperatura es considerada la variable más importante en la biosfera, ya que afecta el movimiento de las partículas, la dinámica de los fluidos, las constantes de saturación de los gases disueltos en agua, el metabolismo de los organismos y otros factores directa o indirectamente relacionados con la vida. Típicamente la mayor fuente de calor en el agua es la radiación solar, particularmente cuando la luz penetra directamente en la superficie del agua (Johnson y Jones, 2000). Sin embargo, existen otros factores como el transporte de calor de las aguas subterráneas el cual es muy importante en el control de la temperatura de un cuerpo de agua (Baxter y Hauer, 2000; Mellina *et al.*, 2002).

Independientemente de los mecanismos de control, la temperatura juega un papel vital en la presencia o ausencia de los microorganismos de vida acuática, además de la distribución espacial de los mismos en los cuerpos de agua superficiales (Hawkins *et al.*, 1997; Lowe y Hauer, 1999; Hauer *et al.*, 2000; Ebersole *et al.*, 2001). Se espera que el cambio climático incremente la temperatura, ocasionando la pérdida de la capa de hielo afectando el nivel de los lagos en muchas áreas del planeta (Bates *et al.*, 2008). El cambio climático puede tener considerables implicaciones en la estratificación de los lagos, algunos estudios de modelaje han sugerido que el incremento de la temperatura puede impactar las concentraciones de oxígeno disuelto (OD) en el agua (Blumberg y Di Toro, 1990; Fang y Stefan, 1997; Lehman, 2002).

Se esperan veranos tempranos y calientes, que pueden dejar como resultado períodos más largos de estratificación y termoclínias más profundas, resultando en menor cantidad de oxígeno en el fondo de los cuerpos de agua y provocando el aislamiento de la mezcla en la parte superficial del lago. Por otro lado, períodos cortos de condiciones meteorológicas específicas, han demostrado tener un impacto en la tasa de

the modeled decades, therefore, a risk to the aquatic life in the lake is not considered. It is recommended that, for future simulations of dissolved oxygen in Lake Chapala, to incorporate variables to the model such as solar radiation, wind speed and direction, considering them as dynamic, to improve the model's performance.

Key words: climate change, dissolved oxygen, Lake Chapala, temperature increase.

INTRODUCTION

The temperature is considered the most important variable in the biosphere, affecting the movement of particles, fluid dynamics, constant saturation of dissolved gases in water, the metabolism of organisms and other factors directly or indirectly related with life. Typically, the largest source of heat in water is the solar radiation, particularly when the light shines directly on the surface of the water (Johnson and Jones, 2000). However, other factors such as heat transport of groundwater which is very important in controlling the temperature of a body of water (Baxter and Hauer, 2000; Mellina *et al.*, 2002).

Regardless of the mechanisms of control, the temperature plays a vital role in the presence or absence of microorganisms of aquatic life, as well as the spatial distribution of this in the surface water (Hawkins *et al.*, 1997; Lowe and Hauer, 1999; Hauer *et al.*, 2000; Ebersole *et al.*, 2001). It is expected that, the climate change will increase the temperature, causing the loss of the sea ice, affecting the level of the lakes in several parts of the world (Bates *et al.*, 2008). Climate change can have significant implications for the stratification of lakes; some modeling studies have suggested that, the increase in temperature may impact the concentrations of dissolved oxygen (DO) in water (Blumberg and Di Toro, 1990; Fang and Stefan, 1997; Lehman, 2002).

Early and hot Summers are expected, leaving as a result longer periods of stratification and deep thermoclines, resulting in less oxygen in the bottom of water bodies and causing the isolation of the mixture on the surface of the lake. On the other hand, short periods of specific weather conditions have demonstrated an impact on the rate of reduction of oxygen through the induced mixture by increased periods of rain and storms' intensity (Lam *et al.* 1987).

reducción de oxígeno, a través de la mezcla inducida por el incremento de los períodos de lluvia y la intensidad de las tormentas (Lam *et al.*, 1987).

Estas condiciones climáticas también se espera afecten directamente las características biológicas de los cuerpos de agua (Croley, 1990; Lofgren *et al.*, 2002), la intensidad y frecuencia de las tormentas incrementarán el escurrimiento superficial en las cuencas que al llegar a los cuerpos de agua, estimularán el crecimiento de fitoplancton y otras especies, impactando significativamente las concentraciones de OD (El-Shaarawi, 1987; Edwards *et al.*, 2005). Estos procesos pueden variar considerablemente año con año, el grado en el cual contribuyen a la hipoxia variable (Rucinski *et al.*, 2010). En general, se espera que el cambio climático provoque alteraciones en las condiciones de calidad del agua en los lagos (Lam *et al.*, 1987; Blumberg y Di Toro, 1990; Atkinson *et al.*, 1999; Díaz, 2001; Richards, 2006).

La disponibilidad de OD en aguas superficiales es importante, ya que afecta directamente el metabolismo de las especies, pero también indirectamente varios de sus procesos bioquímicos. En la mayoría de los arroyos y ríos no contaminados, la concentración de OD se mantiene arriba de 80% de saturación. La solubilidad del oxígeno se incrementa no linealmente en función de la temperatura. La concentración de saturación del oxígeno en los ecosistemas acuáticos, decrece cuando la temperatura se incrementa. La presión atmosférica también juega un papel importante en la solubilidad del OD, ya que la solubilidad decrece cuando la presión atmosférica decrece. Sin embargo, otros factores como los contaminantes orgánicos asociados con las descargas municipales o desechos industriales, pueden reducir las concentraciones de OD. De igual manera los modelos de predicción de las concentraciones de OD, en aguas superficiales en función de la temperatura y la salinidad han sido abordados; por lo tanto, el objetivo fue determinar el posible impacto del cambio climático durante las primeras décadas del siglo XXI, en la concentración de OD en el Lago de Chapala.

MATERIALES Y MÉTODOS

Área de estudio

El Lago de Chapala es el más grande de México y el tercero más grande en Latino América, en promedio tiene 75 km de largo por 22 km de ancho y una profundidad de 6 metros

These climatic conditions are also expected to directly affect the biological characteristics of water bodies (Croley, 1990; Lofgren *et al.*, 2002), the intensity and frequency of the storms increase the runoff in the watersheds to reach the bodies of water, stimulate growth of phytoplankton and other species, significantly impacting DO concentrations (El-Shaarawi, 1987; Edwards *et al.*, 2005). These processes can vary considerably from year to year, the extent to which they contribute to hypoxia is also variable (Rucinski *et al.*, 2010). In general, it is expected that, the climate change causes modifications in the quality of water conditions in the lakes (Lam *et al.*, 1987; Blumberg and Di Toro, 1990; Atkinson *et al.*, 1999; Díaz, 2001; Richards, 2006).

The availability of dissolved oxygen in surface waters is important because it directly affects the metabolism of the species, but also indirectly on several biochemical processes. In most unpolluted streams and rivers, DO concentration was maintained above 80% saturation. The solubility of oxygen increases non-linearly as a function of temperature. The saturation concentration of oxygen in aquatic ecosystems decreases as the temperature increases. Atmospheric pressure also plays an important role in the solubility of DO, as the solubility decreases as the atmospheric pressure decreases. However, other factors such as organic pollutants associated with municipal or industrial waste discharges can reduce the dissolved oxygen concentrations. Similarly, models predicting DO concentrations in surface waters based on temperature and salinity have been addressed; therefore, the aim was to determine the potential impact of climate change during the first decades of the 21st century, in the concentration of DO in Lake Chapala.

MATERIALS AND METHODS

Study area

The Lake Chapala is Mexico's largest and third largest in Latin America, on average are 75 km long and 22 km wide and a depth of six meters, 11 m being the deepest part. In shallow lakes is considered the largest in the world (Sandoval, 1994; 1996). The main inflows for Lake Chapala are the rivers Lerma and Santiago: the river basin of Lerma-Santiago is a system that covers an area of approximately 47 000 km². The average rainfall in the area is 750 mm and an approximate evaporation from the lake surface ranging from 1 000 to 1 400 mm per year, resulting in a negative water balance (De Anda *et al.*, 1998).

aproximadamente, siendo de 11 m la parte más profunda. Dentro de los lagos poco profundos es considerado el más grande en el mundo (Sandoval, 1994; 1996). Los principales influentes para el Lago de Chapala son los ríos Lerma y Santiago; la cuenca del río Lerma-Santiago es un sistema que cubre un área aproximada de 47 000 km². En promedio la precipitación en el área es de 750 mm, y una evaporación aproximada en la superficie del lago que va de 1 000 a 1 400 mm por año, dando como resultado un balance hídrico negativo (De Anda *et al.*, 1998).

La actividad económica dentro de la cuenca de influencia es de aproximadamente 20% de la actividad industrial y 12% de la actividad agrícola del país. Sin embargo, debido a la gran actividad económica en el área, una gran cantidad de efluentes industriales, agrícolas y domésticos entran en el lago sin ser tratados (Hansen *et al.*, 1995). Por consecuencia, la degradación física y química del lago es evidente. Existe una gran cantidad de escurrimientos superficiales, como consecuencia del cambio de uso de suelo y deforestación para agricultura en el área, y un uso intensivo de fertilizantes; los cuales constituyen una de las principales fuentes de entrada de nutrientes al lago.

La concentración de nutrientes promueve el crecimiento de vegetación acuática, como el Jacinto de Agua (*Eichhornia crassipes*) y el Junco (*Typha latifolia*), que ha crecido sin control tanto en el Río Lerma, como en el Lago de Chapala y el Río Santiago desde finales de 1980 (Guzmán, 1992). En temporada de poca precipitación anual (alrededor de 500 mm) el Río Santiago no contribuye al incremento de agua del lago (Tereshchenko *et al.*, 2002). Sin embargo, cuando la precipitación se presenta en cantidades importantes, alrededor de 1 000 mm, una gran cantidad de agua se presenta en el Río Santiago; por consecuencia, el influente al Lago de Chapala se incrementa. Además de la importancia económica en el área, el Lago de Chapala es considerado un regulador climático.

Información climática

Se simuló la climatología de las décadas 2031-2040 y 2051-2060, para lo cual se utilizó el sistema de información de cambio climático (SICC) del INIFAP (Ruiz *et al.*, 2010) y el escenario de emisiones A2 (IPCC, 2007); dicho sistema está basado en la utilización de un modelo ensamble, por lo que proporciona valores climáticos ponderados con 10 modelos de circulación general (mpi_echam5, miub_echo_g, csiro_mk3_0, csiro_mk3_5, cccma_cgcm3_1, giss_model_e_r, ncar_ccsm3_0, miroc3_2_hires, mri_cgcm2_3_2a, ukmo_hadcm3). Climate period 1961-2003 was taken as reference; the information was extracted from the national environmental information system (SIAN). Dissolved oxygen conditions for both, reference climatology and future climatologies were estimated.

Economic activity within the river catchment is approximately 20% of the industrial activity and 12% of the country's agricultural activity. However, due to the high economic activity in the area, a large amount of industrial effluents, agricultural and domestic enter the lake without being treated at all (Hansen *et al.*, 1995). Consequently, the physical and chemical degradation of the Lake is quite evident. There is a large amount of surface runoff as a result of land-use change and deforestation for agriculture in the area, an intensive use of fertilizers, which are a major source of nutrient inputs for the lake.

The concentration of nutrients promotes the growth of aquatic vegetation, such as water hyacinth (*Eichhornia crassipes*) and Reed (*Typha latifolia*), which has grown out of control in the Lerma River, Lake Chapala and the Santiago River since the end of 1980 (Guzmán, 1992). In the season of low annual rainfall (about 500 mm), Santiago River does not contribute to the increase in lake water (Tereshchenko *et al.*, 2002). However, when precipitation occurs in significant amounts, about 1 000 mm, a large amount of water presents in Santiago River; consequently, the influent to Lake Chapala do increases. Besides the economic importance in the area, Lake Chapala is considered a climate regulator.

Weather information

Climatology of 2031-2040 and 2051-2060 decades was simulated, for which we used the climate change information system (SICC), INIFAP (Ruiz *et al.*, 2010) and the A2 emissions scenario (IPCC, 2007); this system is based on the use of a model assembly, thereby providing climatic values weighted with 10 general circulation models (mpi_echam5, miub_echo_g, csiro_mk3_0, csiro_mk3_5, cccma_cgcm3_1, giss_model_e_r, ncar_ccsm3_0, miroc3_2_hires, mri_cgcm2_3_2a, ukmo_hadcm3). Climate period 1961-2003 was taken as reference; the information was extracted from the national environmental information system (SIAN). Dissolved oxygen conditions for both, reference climatology and future climatologies were estimated.

The information systems are used in raster format and managed by the system Idrisi Andes. Temperature information was used to extrapolate the water temperature, taken from the weather stations located around Lake Chapala.

ncar_ccsm3_0, miroc3_2_hires, mri_cgcm2_3_2^a, ukmo_hadcm3). Se tomó como climatología de referencia el periodo 1961-2003, información que se extrajo del sistema de información ambiental nacional (SIAN). Tanto para la climatología de referencia como para las climatologías futuras se estimaron las condiciones de oxígeno disuelto.

Los sistemas de información utilizados se encuentran en formato raster y se manejaron mediante el sistema Idrisi Andes. La información de temperatura ambiental que se utilizó para extrapolar la temperatura del agua, fue extraída de estaciones climatológicas localizadas en la periferia del Lago de Chapala.

Modelaje del oxígeno disuelto

Para determinar los niveles de saturación de oxígeno en el Lago de Chapala, se utilizó el modelo descrito por Thomas y Muller (1987), donde se menciona que para entender el mecanismo básico de la transferencia de oxígeno de la atmósfera a cualquier cuerpo de agua, se requiere la exposición del cuerpo de agua a la atmósfera. Si un cuerpo de agua está en equilibrio con la atmósfera alcanzará un nivel fijo de oxígeno a determinada temperatura. Bajo estas condiciones se alcanzan niveles de saturación de oxígeno y es dado por la ley de Henry, la cual menciona que “el peso de cualquier gas que se disuelve en un volumen dado de líquido a temperatura constante, es directamente proporcional a la presión que el gas ejerce sobre el líquido”.

El oxígeno disuelto en agua se comporta de acuerdo con la ley de Henry, y entonces se tiene que:

$$p = H_e c_s \quad (1)$$

Donde: p =presión parcial del O₂(mmHg); c_s =concentración de oxígeno saturado OD en el líquido(mg L⁻¹); H_e =constante de la ley de Henry (mmHg mg⁻¹ L⁻¹).

Una forma sin unidades es:

$$He = 16 \frac{M p (\text{mmHg})}{T \frac{Cs (\text{mg})}{L}} \quad (2)$$

Donde: T =temperatura (K); M =peso molecular (g gmol⁻¹); H_e =tiene unidades (mg L⁻¹) en la fase líquida. Por lo tanto para oxígeno con un peso molecular de 32, la presión parcial de 158 mmHg y un valor de saturación de 14.2 mg L⁻¹, el valor de la constante de Henry es 21. El nivel de saturación

Modeling of dissolved oxygen

In order to determine the oxygen saturation levels in Lake Chapala, we used the model described by Thomas and Muller (1987), who states that, for understanding the basic mechanism of the transfer of oxygen from the atmosphere into any body of water, the exposure of the body of water to the atmosphere it's necessary. If a water body is in equilibrium with the atmosphere, it'll reach a fixed level of oxygen at a certain temperature. Under these conditions, the levels of oxygen saturation is reached and is given by Henry's law, who states that, "the weight of any gas that dissolves in a given volume of liquid at a constant temperature is directly proportional to the pressure exerted on the liquid gas".

Dissolved oxygen in water behaves according to Henry's law, and then we have:

$$p = H_e c_s \quad (1)$$

Where: p =partial pressure of O₂(mmHg); c_s =DO saturated concentration in the liquid (mg L⁻¹); I =Henry's law constant (mmHg mg⁻¹ L⁻¹).

One way with no units:

$$He = 16 \frac{M p (\text{mmHg})}{T \frac{Cs (\text{mg})}{L}} \quad (2)$$

Where: T =temperature (K); M =molecular weight (g gmol⁻¹); H_e =has units (mg L⁻¹) in the liquid phase. So, for oxygen with a molecular weight of 32, the partial pressure of 158 mmHg and a saturation value of 14.2 mg L⁻¹, the value of Henry's constant is 21. The saturation level of the DO (Cs) in equilibrium with the atmosphere depends on temperature, salinity and pressure. To determine the DO saturation level at sea level as a function of temperature and zero salinity was used:

$$\ln C_{sf} = -139.344 + \frac{1.576*10^5}{T} - \frac{6.642*10^7}{T^2} + \frac{1.244*10^{10}}{T^3} - \frac{8.622*10^{11}}{T^4} \quad (3)$$

Where: C_{sf} =saturated DO concentration in fresh water (mg L⁻¹ at 1 atm); \ln =natural logarithm; T =temperature (K); T (°K)= T (°C)+273.15

In order to determine the effect of barometric pressure, the following equation was used:

del OD (C_s) en equilibrio con la atmósfera depende de la temperatura, salinidad y presión. Para determinar el nivel de saturación de OD a nivel del mar en función de la temperatura y a cero salinidad se utilizó:

$$\ln C_{s0} = -139.344 + \frac{1.576 \times 10^5}{T} - \frac{6.642 \times 10^7}{T^2} + \frac{1.244 \times 10^{10}}{T^3} - \frac{8.622 \times 10^{11}}{T^4} \quad (3)$$

Donde: c_{sf} = concentración de OD saturado en agua dulce (mg L^{-1} a 1 atm); \ln =logaritmo natural; T =temperatura (K); $T(\text{°K})=T(\text{°C})+273.15$

Para determinar el efecto de la presión barométrica se utilizó la siguiente ecuación:

$$C_{sp} = C_{s0} P \left[\frac{[1 - (P_{wv}/P)] (1 - \theta)}{(1 - P_{wv}) (1 - \theta)} \right] \quad (4)$$

Donde: C_{sp} =OD saturado a determinada presión (P) (mg L^{-1}); C_{s0} = OD saturado a nivel del mar; P = presión no estándar (atm); P_{wv} =presión parcial de vapor de agua, (atm), calculada con la siguiente ecuación:

$$\ln P_{wv} = 11.8571 - (3840.7/T) = (216961/T^2) \quad (5)$$

Con $\theta = 0.000975 - (1.426 \times 10^{-5}t^2 + 6.436 \times 10^{-8}t^4)$; con t =temperatura ($^{\circ}\text{C}$)

La presión barométrica a determinada altitud (P) en atmósferas, se estimó con la siguiente ecuación:

$$P = P_0 - (0.02667)(\Delta H)/760$$

Donde: P_0 = presión barométrica o presión atmosférica en estación 0 (mmHg); ΔH = diferencia en elevación entre la estación 0 y H (ft)

El coeficiente de reaireación

Debido que la atmósfera es un reservorio de oxígeno, se puede llevar a cabo un intercambio de oxígeno en el área interfacial de la superficie del agua. El coeficiente de reaireación del oxígeno en aguas naturales depende de varios factores, como la mezcla interna y la turbulencia debido a la fluctuación del gradiente de velocidad, temperatura, mezcla por el viento, cascadas, presas, rápidos y las condiciones de la capa superficial. La ecuación de O'Connor's para el coeficiente de reaireación es la siguiente (Thoman y Muller, 1987).

$$C_{sp} = C_{s0} P \left[\frac{[1 - (P_{wv}/P)] (1 - \theta)}{(1 - P_{wv}) (1 - \theta)} \right] \quad (4)$$

Where: C_{sp} = DO saturated at certain pressure (P) (mg L^{-1}), C_{s0} = DO saturated at sea level, P = non-standard pressure (atm), P_{wv} =partial pressure of water vapor (atm) calculated using the following equation:

$$\ln P_{wv} = 11.8571 - (3840.7/T) = (216961/T^2) \quad (5)$$

With $\theta = 0.000975 - (1.426 \times 10^{-5}t^2 + 6.436 \times 10^{-8}t^4)$; t =temperatura ($^{\circ}\text{C}$)

The barometric pressure at a given altitude (P) in atmospheres was estimated using the following equation:

$$P = P_0 - (0.02667)(\Delta H)/760$$

Where: P_0 = barometric pressure or atmospheric pressure at station 0 (mmHg); ΔH = difference in elevation between station 0 and H (ft).

Reaeration rate coefficient

Since the atmosphere is a reservoir of oxygen, an exchange of oxygen in the interfacial area of the water surface can be carried out. The reaeration rate coefficient of oxygen in natural waters depends on several factors, such as internal mixing and turbulence due to the fluctuation of the velocity gradient, temperature, wind mixing, waterfalls, dams, rapids and conditions of the surface layer. O'Connor's equation for the reaeration rate coefficient is the following (Thomas and Muller, 1987).

$$K_a = \frac{K_L}{H} \quad (6)$$

Where: K_L =wind transfer coefficient (m day^{-1}); H =depth (ft)

For the lakes, the transfer of oxygen from the atmosphere to the surface layer caused by wind is considered significant because it creates internal turmoil resulting in increased reaeration and is represented by the following expression:

$$K_L = 0.728U - 0.31U_w^{1/2} + 0.372U_w^2 \quad (7)$$

Where: U_w = wind speed (m s^{-1}) to 10 m above the water surface.

$$K_a = \frac{K_L}{H} \quad (6)$$

Donde: K_L = coeficiente de transferencia del viento ($m\ dia^{-1}$); H = profundidad (ft)

En el caso de lagos, la transferencia de oxígeno de la atmósfera a la capa superficial ocasionado por el viento se considera significativo, ya que se crea turbulencia interna que resulta en el incremento de la reaireación y se representa por la siguiente relación:

$$K_L = 0.728U - 0.31U_w^{1/2} + 0.372U_w^2 \quad (7)$$

Donde: U_w = velocidad del viento ($m s^{-1}$) a 10 m sobre la superficie del agua

Fotosíntesis

Las concentraciones de clorofila son un indicativo de las concentraciones de fitoplancton en el agua. Cuando se tiene disponibilidad de datos de clorofila, entonces el fitoplancton puede ser utilizado para estimar las concentraciones entrantes de oxígeno. La fotosíntesis depende de la radiación solar, profundidad y el coeficiente de extinción. La concentración de nutrientes es también un factor determinante en la producción de fitoplancton. Si los nutrientes no son limitados, la producción promedio neta P_a (mg OD L^{-1} $día^{-1}$) se calcula de la siguiente manera:

$$P_a = [a_{op} G_{max} (1.066)^{T-20} P] G(I_a) \quad (8)$$

Donde: a_{op} = relación de mg de OD/ μg de clorofila a (rango 0.1-0.3, OD mg/clorofila a μg); G_{max} = máxima velocidad de crecimiento del fitoplancton (rango 1.5-3, mg $día^{-1}$); P = es el fitoplancton, clorofila a ($\mu g L^{-1}$); T = temperatura del agua ($^{\circ}C$).

$$G(I_a) = \frac{2.718f[\exp(-\alpha_1) - \exp(-\alpha_0)]}{K_e H} \quad (9)$$

Donde: $G(I_a)$ = el factor de atenuación de la luz sobre profundidad y un día; K_e =factor de extinción; I_a =promedio de radiación solar durante el día ($ly\ dia^{-1}$); I_s =luz a la cual el fitoplancton crece a su máxima velocidad ($ly\ dia^{-1}$); Z_s = turbiedad secchi; α_1 , α_0 , y K_e se calculan con:

$$\alpha_1 = \frac{I_a \exp(-K_e Z)}{I_s} \quad (10)$$

Photosynthesis

Chlorophyll concentrations are an indicative of the concentrations of phytoplankton in the water. When chlorophyll data is available, the phytoplankton then may be used to estimate the incoming concentrations of oxygen. Photosynthesis depends on the solar radiation, depth and extinction coefficient. The concentration of nutrients is also a determining factor in the production of phytoplankton. If nutrients are limited, then the net average production P_a (mgDO L^{-1} day $^{-1}$) is calculated as follows:

$$P_a = [a_{op} G_{max} (1.066)^{T-20} P] G(I_a) \quad (8)$$

Where: a_{op} = ratio of mgDO/ μg of chlorophyll a (range 0.1 to 0.3, mgDO/chlorophyll a μg), G_{max} = maximum phytoplankton growth rate (range 1.5-3, mg day $^{-1}$); P = phytoplankton, chlorophyll a (mg L^{-1}); T = water temperature ($^{\circ}C$).

$$G(I_a) = \frac{2.718f[\exp(-\alpha_1) - \exp(-\alpha_0)]}{K_e H} \quad (9)$$

Where: $G(I_a)$ = the attenuation factor of light on depth and a day; K_e =extinction factor; I_a =average solar radiation during the day ($ly\ day^{-1}$); I_s =light to which the phytoplankton grows at its maximum speed ($ly\ day^{-1}$); Z_s = secchi turbidity, α_1 , α_0 , and K_e are calculated with:

$$\alpha_1 = \frac{I_a \exp(-K_e Z)}{I_s} \quad (10)$$

$$\alpha_0 = \frac{I_a}{I_s} \quad (11)$$

$$K_e = \frac{1.8}{Z_s} \quad (12)$$

Breathing

Breathing was estimated using the next expression:

$$R = a_{op} (0.1)(1.08)^{T-20} P \quad (13)$$

Where: P =photosynthesis; a_{op} =0.25 mgO₂/ μg , chlorophyll a ; T = water temperature ($^{\circ}C$)

When applying the model of Thomas and Muller (1987), we took into account the following considerations: a) it was assumed that the values of wind speed, solar radiation, chlorophyll a and secchi turbidity, remain constant; b) is

$$\alpha_0 = \frac{I_a}{I_s} \quad (11)$$

$$K_e = \frac{1.8}{Z_s} \quad (12)$$

Respiración

La respiración se estimó a través de la expresión:

$$R = a_{op} (0.1)(1.08)^{T-20} P \quad (13)$$

Donde: P=fotosíntesis; $a_{op}=0.25 \text{ mg O}_2/\mu\text{g}$, clorofila a; T=temperatura del agua ($^{\circ}\text{C}$)

Al aplicar el modelo de Thomas y Muller (1987), se tomaron en cuenta las siguientes consideraciones: a) se asumió que los valores de velocidad del viento, radiación solar, clorofila a y turbiedad secchi, permanecen constantes; b) se asumió también que la precipitación se mantendrá con cambios poco significativos, con relación a la precipitación actual (Ruiz *et al.*, 2010), que provocaría la mezcla en el lago fuera la misma, de manera que los procesos de reaeración se mantuvieran también como en la época actual; y c) se asumió que la concentración de nutrientes es ilimitada en el cálculo de la fotosíntesis.

Los valores de luz a la cual el fitoplancton crece a su máxima velocidad (I_s), la máxima velocidad de crecimiento del fitoplancton (G_{\max}), y la relación de mg de OD/ μg de clorofila a (a_{op}), se tomaron de literatura disponible. En la aplicación del modelo se consideró solamente la capa superficial del lago de 15 cm aproximadamente. El Cuadro 1 muestra los valores de los coeficientes y constantes utilizados.

La modelación de OD se realizó para cada climatología estudiada, en los meses de febrero, mayo, septiembre y diciembre, de acuerdo con lo sugerido por De La Mora (2001). El modelo fue calibrado utilizando datos de 1996-1997 de oxígeno disuelto medidos en 16 sitios de muestreo, distribuidos a lo largo del Lago de Chapala.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Calibración del modelo

El resultado de la calibración del modelo de OD que se aplicó en este trabajo se muestra en la Figura 1. Se obtuvo una correlación entre OD medido y simulado de 0.75, con un

also assumed that the precipitation will be maintained with no significant changes in relation to the actual precipitation (Ruiz *et al.*, 2010), causing that the mixture into the lake would be the same, so the reaeration processes would also be maintained like today's; and c) it was assumed that the concentration of nutrients is unlimited in the calculation of photosynthesis.

The values of light to which phytoplankton grow at its maximum speed (I_s), the maximum phytoplankton growth rate (G_{\max}), and the ratio of mgDO/ μg of chlorophyll a (a_{op}), were taken from the literature. At the model application, only the surface layer of the lake about 15 cm was considered. The Table 1 shows the values of the coefficients and constants used.

Cuadro 1. Valor de las constantes y coeficientes utilizados en la simulación del modelo.

Table 1. Value of the constants and coefficients used in the simulation model.

Constante	valor
a_{op} (relación de mg de OD/ μg de clorofila a)	0.1
G_{\max} (μg fitoplancton d^{-1})	0.5
f (fotoperiodo)	1.08
G (I_a) factor de atenuación de la luz sobre profundidad y un día	1.05
Velocidad del viento (m s^{-1})	0.88
K_L (coeficiente de transferencia del viento en m dia^{-1})	0.43
Profundidad (m)	0.15
H (profundidad en ft)	0.49
Z_s (turbiedad secchi en m)	1.64
K_e (factor de extinción en m)	1.1
P (fotosíntesis, $\mu\text{g L}^{-1}$)	20
I_s (luz a la cual el fitoplancton crece a su máxima velocidad en ly dia^{-1})	300
I_a (promedio de radiación solar durante el día en ly dia^{-1})	329

DO modeling was performed for each studied weather in the months of February, May, September and December, as suggested by De La Mora (2001). The model was calibrated using data from 1996-1997 of dissolved oxygen measured at 16 sampling sites distributed along Lake Chapala.

promedio de OD medido de 6.6 mg L^{-1} , y un error estándar de 0.75 mg L^{-1} . El promedio de OD obtenido en la simulación fue de 6.91 mg L^{-1} , con un error estándar de 3.53 mg L^{-1} . Se puede observar en la Figura 1 como los datos obtenidos del modelo se ajustan a los datos medidos. El valor residual fue de 5%, por lo que el resultado de la calibración se considera aceptable.

Resultados del modelo de predicción de la concentración de oxígeno disuelto

Para predecir niveles bajos de oxígeno disuelto (OD) y por consecuencia la muerte de peces, es importante saber cuándo se tienen concentraciones por debajo de 4 mg L^{-1} . De acuerdo con los resultados mostrados en el Cuadro 2, se observó como valor mínimo de OD 6.13 mg L^{-1} en el mes de mayo para la década 2051-2060, el cual está relacionado directamente con el máximo valor de temperatura obtenido de 25.37°C (Yu and Yang, 2002). Se observó una disminución de 0.3 mg L^{-1} en la simulación de la década 2051-2060 respecto al valor obtenido en la climatología de referencia (6.42 mg L^{-1}). El valor máximo de OD se presentó en diciembre durante 1961-2003, con una concentración de 8.06 mg L^{-1} , el cual coincide con el valor menor de temperatura de 15.5°C (Cuadro 2). En general se observó una tendencia a la disminución en las concentraciones de OD en las décadas simuladas, que coincide con el incremento de temperatura ambiental esperado para la región Ciénega de Chapala durante el presente siglo (Zarazúa, 2011).

Cuadro 2. Concentración de OD (mg L^{-1}) y temperatura ($^\circ\text{C}$) de los meses y períodos evaluados.

Table 2. DO Concentration (mg L^{-1}) and temperature ($^\circ\text{C}$) of the months and periods evaluated.

Década y mes evaluados	OD mínimo (mg L^{-1})	OD máximo (mg L^{-1})	\bar{X}	Temp. mín. ($^\circ\text{C}$)	Temp. máx. ($^\circ\text{C}$)	\bar{X}
Febrero (1961-2003)	7.44	7.9	7.67	16.28	17.24	16.76
Febrero (2031-2040)	7.25	7.46	7.36	17.89	18.74	18.32
Febrero (2051-2060)	7.12	7.33	7.23	18.6	19.43	19.02
Mayo (1961-2003)	6.43	6.8	6.62	22.3	23.5	22.9
Mayo (2031-2040)	6.23	6.34	6.29	24.28	24.74	24.51
Mayo (2051-2060)	6.13	6.22	6.18	25	25.37	25.19
Septiembre (1961-2003)	6.83	7.2	7.02	20.08	21.08	20.58
Septiembre (2031-2040)	6.65	6.74	6.7	21.69	22.12	21.91
Septiembre (2051-2060)	6.51	6.6	6.56	22.55	22.97	22.76
Diciembre (1961-2003)	7.58	8.06	7.82	15.5	16.98	16.24
Diciembre (2031-2040)	7.4	7.6	7.5	16.98	17.91	17.45
Diciembre (2051-2060)	7.27	7.45	7.36	17.68	18.65	18.17

RESULTS AND DISCUSSION

Model calibration

The result of the DO model calibration applied in this work is shown in Figure 1. Correlation was obtained between measured and simulated DO of 0.75, with an average DO measured of 6.6 mg L^{-1} , and a standard error of 0.75 mg L^{-1} . The average DO obtained in the simulation was 6.91 mg L^{-1} with a standard error of 3.53 mg L^{-1} . It can be seen in Figure 1 as the data obtained from the model fit into the measured data. The residual value was 5%, so the result of the calibration is considered acceptable.

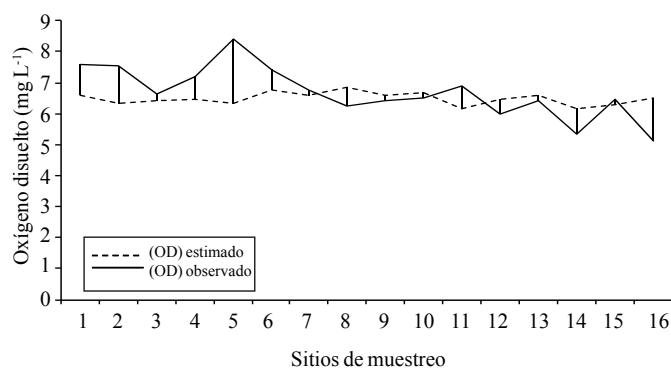


Figura 1. Concentraciones de OD (mg L^{-1}) medidas y simuladas.
Figure 1. DO concentrations (mg L^{-1}) measured and simulated.

Distribución espacial de la concentración de oxígeno disuelto

La distribución espacial de la concentración de OD en los diversos escenarios climáticos evaluados se muestra en la Figura 2 a la Figura 7. Por razones de espacio, se presentan sólo los mapas correspondientes a los meses de mayo y diciembre, ya que fueron los que presentaron la mayor variabilidad en OD. Como puede verse en los mapas de dichas figuras, el comportamiento espacial del OD en los diferentes escenarios evaluados fue regular y homogéneo. La concentración más elevada de OD coincide con la entrada del río Lerma al lago en la zona Este. Una posible explicación es que esto se presenta como consecuencia de un proceso de reaireación provocado por el movimiento del flujo de entrada de agua (De La Mora, 2001).

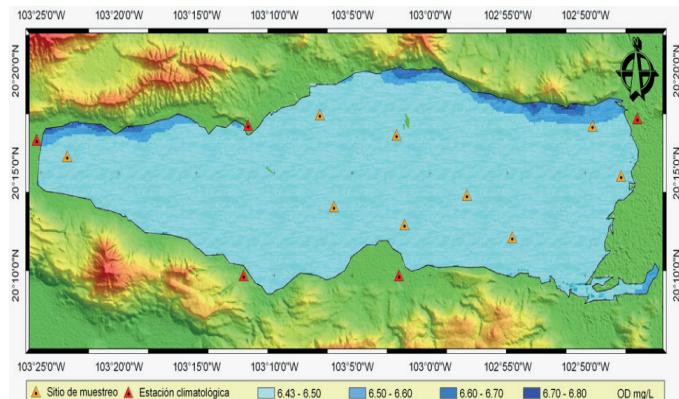


Figura 2. Distribución espacial del OD en el mes de mayo (1961-2003).

Figure 2. Spatial distribution of DO in the month of May (1961-2003).

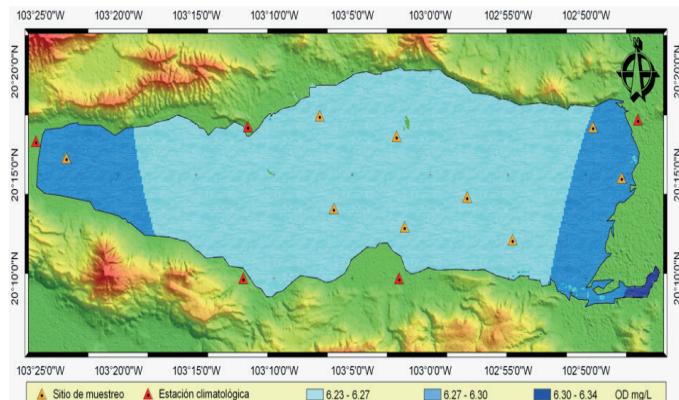


Figura 3. Distribución espacial del OD en el mes de mayo (2031-2040).

Figure 3. Spatial distribution of DO in the month of May (2031-2040).

Model results predicting the dissolved oxygen concentration

In order to predict low levels of dissolved oxygen (DO) and as a consequence the death of fish, it is important to know when the concentrations are below 4 mg L^{-1} . According to the results shown in Table 2, as the minimum value observed of $6.13 \text{ DO mg L}^{-1}$ in May for the decade 2051-2060, which is directly related to the maximum temperature value of 25.37°C obtained (Yu and Yang, 2002). A decrease of 0.3 mg L^{-1} in the simulation of the decade 2051-2060 compared to the value obtained in reference climatology (6.42 mg L^{-1}). The maximum value of DO was presented in December during 1961-2003, with a concentration of 8.06 mg L^{-1} , coinciding with the lower value of temperature of 15.5°C (Table 2). In general, there was a trend to decreased dissolved oxygen concentrations in the simulated decades, coinciding with increased ambient temperature expected for the Ciénega de Chapala region during the 21st century (Zarazúa, 2011).

Spatial distribution of dissolved oxygen concentration

The spatial distribution of DO concentration in the various climate scenarios evaluated is shown in Figure 2 at the Figure 7. For reasons of space, the maps are presented only for the months of May and December, as those were the ones with greatest variability in DO. As can be seen in the maps of these figures, the spatial behavior of DO in the different scenarios tested is regular and homogeneous. The highest concentration of DO matches the input of Lerma River into the Lake in the eastern area. One possible explanation is that, it occurs as a result of the reaeration process caused by the movement of water inflow (De La Mora, 2001).

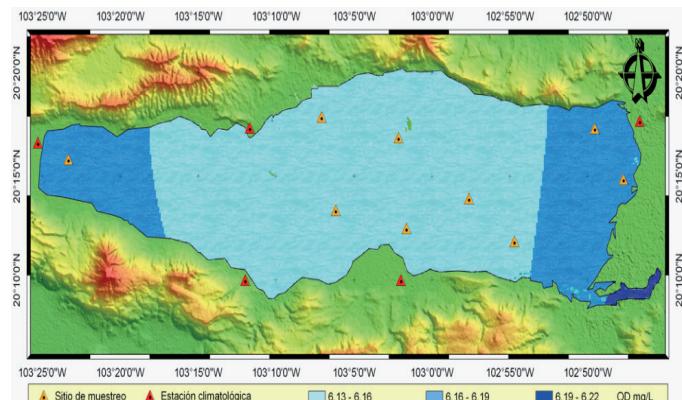


Figura 4. Distribución espacial del OD en el mes de mayo (2051-2060).

Figure 4. Spatial distribution of DO in the month of May (2051-2060).

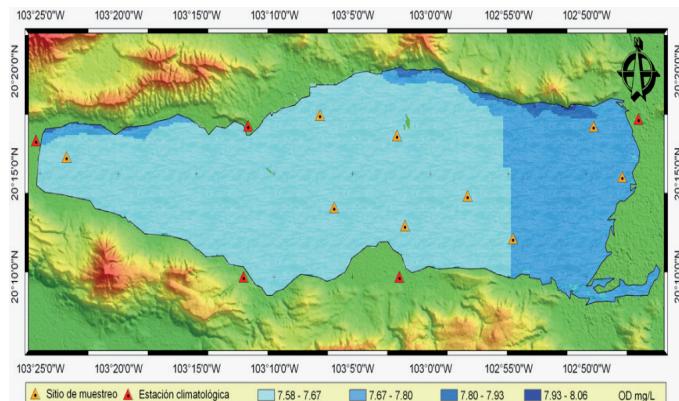


Figura 5. Distribución espacial del OD en el mes de diciembre (1961-2003).

Figure 5. Spatial distribution of DO in December (1961-2003).

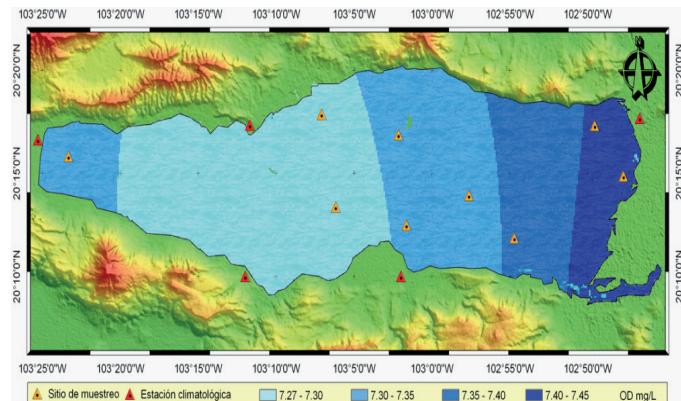


Figura 7. Distribución espacial del OD en el mes de diciembre (2051-2060).

Figure 7. Spatial distribution of DO in December (2051-2060).

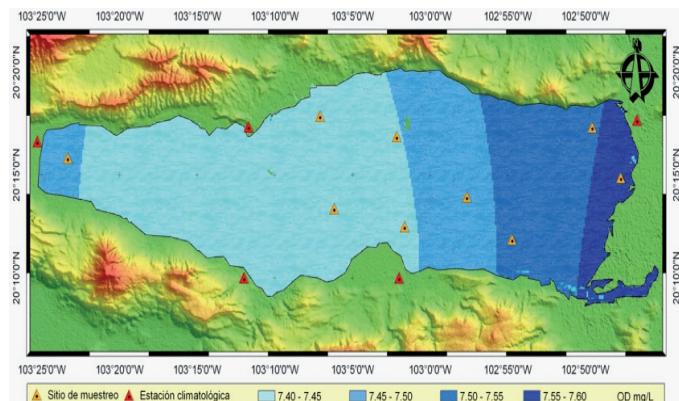


Figura 6. Distribución espacial del OD en mes de diciembre (2031-2040).

Figure 6. Spatial distribution of DO in December (2031-2040).

Las Figuras 3 y 4 muestran la distribución espacial del OD en el mes de mayo en las décadas 2031-2040 y 2051-2060, respectivamente. La variabilidad en la concentración de OD fue mínima, 0.11 y 0.09 mg L⁻¹. La distribución del OD a lo largo del lago presentó comportamiento similar en ambos escenarios climáticos, donde las concentraciones mayores de OD se ubicaron en los extremos este y oeste del cuerpo de agua.

Las Figuras 5, 6 y 7, muestran la distribución espacial de la concentración de OD en el mes de diciembre. La variabilidad fue de 0.48, 0.2 y 0.18 mg L⁻¹ de OD, para 1961-2003, 2031-2040 y 2051-2060, respectivamente. En 1961-2003, se observó la mayor variabilidad en la concentración de OD; sin embargo, la zona que presentó concentraciones más elevadas se localizó en un área

The Figures 3 and 4 show the spatial distribution of DO in the month of May in 2031-2040 and 2051-2060 decades, respectively. The variability in the DO concentration was low, 0.11 and 0.09 mg L⁻¹. The distribution of DO along the lake showed similar behavior in both climate scenarios, where the higher concentrations of DO were located in the east and west ends of the water body.

The Figures 5, 6 and 7 show the spatial distribution of DO concentration in the month of December. The variability was 0.48, 0.2 and 0.18 mg L⁻¹, DO, for 1961-2003, 2031-2040 and 2051-2060, respectively. In 1961-2003, there was a greater variability in DO concentration; however, the area presented the highest concentrations located in a minimum area in the northern part of the lake. There was a marked line on the east and west, where the variability of DO was 0.22 mg L⁻¹.

In the decades of 2031-2040 and 2051-2060 (Figures 6 and 7) a similar behavior in the spatial distribution of the DO was observed. The highest concentrations were presented in the eastern part of the lake, with gradual diminution in the west. This behavior is generally attributed to the temperature gradient and water circulation patterns within the lake, as mentioned.

Fang and Stefan (1997) indicated that, considering the projected climate change scenarios for the 21st century, the shallow stratified lakes have problems of anoxia, especially during the hottest period in the summer. This assertion is consistent with the results obtained in this work, where the month of May (warm in the region, Ruiz *et al.*, 2003)

mínima en la parte norte del lago. Se observó una marcada línea en la parte este y oeste, donde la variabilidad de OD fue de 0.22 mg L^{-1} .

En las décadas 2031-2040 y 2051-2060 (Figuras 6 y 7) se presentó un comportamiento muy similar en la distribución espacial del OD. Las concentraciones mayores se observaron en la parte este del lago, con diminución paulatina en dirección oeste. Este comportamiento en general se atribuye al gradiente de temperatura y los patrones de circulación del agua en el lago, mencionados con anterioridad.

Fang y Stefan (1997) señalan que considerando los escenarios de cambio climático proyectados para el siglo XXI, los lagos estratificados y poco profundos tendrán problemas de anoxia, sobre todo durante el verano o época más calurosa. Esta aseveración concuerda con los resultados obtenidos en este trabajo, donde el mes de mayo (cálido de la región; Ruiz *et al.*, 2003), presentó niveles bajos de OD. Sin embargo, el cambio climático traería beneficios a los lagos eutróficos y polimicticos, ya que se eliminaría la anoxia en las partes profundas del lago (Fang y Stefan, 1997). En general se podría esperar que el cambio climático incremente la anoxia en verano alrededor de 10%; asimismo, se espera 90% de reducción en algunos lagos durante el invierno. El resultado obtenido en este trabajo no predice condiciones de anoxia en el Lago de Chapala bajo las condiciones específicas consideradas en este modelo.

Limitantes del modelo

La falta de información de campo limita las estimaciones del modelo, en la medida que se obtenga más información, el desempeño del modelo puede mejorar y reportar estimaciones con mayor confiabilidad. El modelo puede mejorar también en la medida que algunas de las variables como velocidad del viento y radiación solar se incluyan como dinámicas y no como valores fijos. Los datos de temperatura del aire se tomaron de las estaciones meteorológicas ubicadas alrededor del lago, ya que no se contó con datos en los puntos de muestreo dentro del lago. Esto ocasiona efecto de continentalidad. El modelo no considera el efecto en las concentraciones de oxígeno disuelto, de las entradas de agua por precipitación, escurrimiento superficial y los aportes de aguas de desecho de las poblaciones establecidas en la periferia del lago.

presented low DO levels. However, climate change would bring benefits to eutrophic and polymictic lakes, as it would eliminate anoxia in the deeper parts of the lake (Fang and Stefan, 1997). Overall, climate change is expected to increase the anoxia during the summer about 10% and, also expected 90% reduction in some lakes in the winter. The results obtained in this work do not predict anoxic conditions in Lake Chapala under the specific conditions considered in this model.

Limitations of the model

The lack of field information limits the model's estimates, as even more information is obtained, the model's performance can be improved and report more reliable estimates. The model can also be improved to the extent that some of the variables, such as wind speed and solar radiation are included as dynamic rather than fixed values. The air temperature data were taken from weather stations located around the lake, because data were not in the sampling points within the lake. Causing the effect known as continentality. The model does not consider the effect on the concentrations of dissolved oxygen, water inputs from precipitation, surface runoff and wastewater contributions from established populations in the periphery of the lake.

CONCLUSIONS

The DO concentration tends to decrease during the next decades in correspondence with the temperature increase is predicted for the Ciénega region of Chapala. The applied model performed well in the estimation of DO.

However, even when the DO concentration decreases gradually during the 21st century, at least until the decade of 2051-2060, DO levels pose no risk to the species that inhabit the lake at all, since the conditions do not predicted anoxia.

It is recommended that future applications of the model used, should incorporate variables such as solar radiation, wind speed and direction, as dynamic factors, so that the model improves its performance.

End of the English version



CONCLUSIONES

La concentración de OD tenderá a disminuir durante las próximas décadas en correspondencia con el incremento de la temperatura que se predice para la región Ciénega de Chapala. El modelo aplicado mostró un buen desempeño en la estimación de OD.

No obstante, aun cuando la concentración de OD disminuirá paulatinamente durante el siglo XXI, por lo menos hasta la década de 2051-2060, los niveles de OD no representan riesgo para las especies que habitan en el lago, ya que no se predicen condiciones de anoxia.

Se recomienda que en futuras aplicaciones del modelo utilizado, se incorporen variables como radiación solar, velocidad y dirección del viento, y sean consideradas como dinámicas, de manera que el modelo mejore su desempeño.

LITERATURA CITADA

- Atkinson, J. F.; De Pinto, J. V. and Lam, D. C. L. 1999. Water quality. In: Lam, D. C. L. and Schertzer, W. M. (eds.). Potential climate change effects on great Lakes hydrodynamics and water quality. ASCE, Reston, VA. 232 p.
- Bates, B. C.; Kundzewicz, Z. W.; Wu, S. and Palutikof, J. P. 2008. Analysing regional aspects of climate change and water resources. IPCC Secretariat, Geneva. 38 p.
- Baxter, C. V. and Hauer, F. R. 2000. Geomorphology, hyporheic exchange, and selection of spawning habitat by bull trout (*Salvelinus confluentus*). Can. J. Fish. Aquat. Sci. 57:1470-1481.
- Blumberg, A. F. and Di Toro, D. M. 1990. Effects of climate warming on dissolved oxygen concentrations in Lake Erie. Trans. Am. Fish. Soc. 119:210-223.
- Chapra, S. C. 1997. Surface water-quality modeling. McGraw-Hill International. New York. 784 p.
- Chen, C.; Zhang, X.-J.; Zhu, L.; Liu, J. and Han H. W. 2008. Disinfection by-products and their precursors in a water treatment plant in North China: seasonal changes and fraction analysis. Sci. Total Environ. 397:140-147.
- Cox, B. A. 2003. A review of dissolved oxygen modelling techniques for lowland rivers. Sci. Total Environ. 303-334 pp.
- Croley, T. E. I. 1990. Laurentian Great Lakes double-CO₂ climate change hydrological impacts. Climatic Change. 17:27-47.
- De Anda, J.; Quiñones-Cisneros, S.; French, R. and Guzmán, M. 1998. Hydrologic balance of Lake Chapala (Mexico). J. Am. Water Res. Assoc. 34:319-1331.
- De La Mora, O. C. 2001. Evaluación de la calidad del agua del lago de Chapala durante 1996-1997. Tesis de Maestría. Universidad de Guadalajara. Zapopan, Jalisco, México. 210 p.
- Díaz, R. J. 2001. Overview of hypoxia around the world. J. Environ. Qual. 30:275-281.
- Ebersole, J. L.; Liss, W. J. and Frissell C. A. 2001. Relationship between stream temperature, thermal refugia and rainbow trout *Oncorhynchus mykiss* abundance in arid-land streams in the northwestern United States. Ecol. Freshwater Fish. 10:1-10.
- Edwards, W. J.; Conroy, J. D. and Culver, D. A. 2005. Hypolimnetic oxygen depletion dynamics in the central basin of Lake Erie. J. Great Lakes Res. 31:262-271.
- El-Shaarawi, A. H. 1987. Water quality changes in Lake Erie, 1968-1980. J. Great Lakes Res. 13:674-683.
- Fang, X. and Stefan, G. H. 1997. Simulated climate change effects on dissolved oxygen characteristics in ice-covered lakes. Ecol. Modell. 103:209-229.
- Guzmán, M. 1992. Aquatic hyacinth in Lake Chapala. Tiempos de Ciencia. Universidad de Guadalajara. Guadalajara, Jalisco. Nr. 27, April-Juny. 39-46 pp.
- Hansen, A. M.; León, A. and Bravo, L. 1995. Sources of contamination and enrichment of metals in the sediments of the Lerma-Chapala basin. Ingeniería Hidráulica en México. 10:55-69.
- Hauer, F. R.; Stanford, J. A.; Giersch, J. J. and Lowe, W. H. 2000. Distribution and abundance patterns of macroinvertebrates in a mountain stream: an analysis along multiple environmental gradients. Verhandlungen der Internationalen Vereinigung für Theoretische und Angewandte Limnologie. 27:1485-1488.
- Hawkins, C. P.; Hogue, J. N.; Decker, L. M. and Feminella, J. W. 1997. Channel morphology, water temperature and assemblage structure of stream insects. J. North Amer. Bentholog. Soc. 16:28-749.

- Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC). 2007. Climate change 2007: mitigation of climate Change. Contribution of working group III to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Metz, B.; Davidson, O.; Bosch, P.; Dave, R. and Meyer, L. (eds). Cambridge University Press, UK. and USA. 851 p.
- Johnson, S. L. and Jones, J. A. 2000. Stream temperature responses to forest harvest and debris flows in western Cascades, Oregon. *Can. J. Fish. Aquat. Sci.* 57(2):30-39.
- Lam, D. C. L. and Schertzer, W. M. 1987. Lake Erie thermocline model results: comparison with 1967-1982 data and relation to anoxic occurrences. *J. Great Lakes Res.* 13:757-769.
- Lam, D. C. L.; Schertzer, W. M. and Fraser, A. S. 1987. Oxygen depletion in Lake Erie: modeling the physical, chemical and biological interactions, 1972 and 1979. *J. Great Lakes Res.* 13:770-781.
- Lehman, J. T. 2002. Mixing patterns and plankton biomass of the St. Lawrence Great Lakes under climate change scenarios. *J. Great Lakes Res.* 28:583-596.
- Lofgren, B. M.; Quinn, F. H.; Clites, A. H.; Assel, R. A.; Eberhardt, A. J. and Luukkonen, C. L. 2002. Evaluation of potential impacts on Great Lakes water resources based on climate scenarios of two GCMs. *J. Great Lakes Res.* 28:537-554.
- Lowe, W. H. and Hauer, F. R. 1999. Ecology of two net-spinning caddis flies in a mountain stream: distribution, abundance and metabolic response to a thermal gradient. *Can. J. Zoology.* 77:1637-1644.
- Mellina, E.; Moore, R. D.; Hinch, S. G.; Macdonald, J. S. and Pearson, G. 2002. Stream temperature responses to clearcut logging in British Columbia: the moderating influences of groundwater and headwater lakes. *Can. J. Fish. Aquat. Sci.* 59:1886-1900.
- Mulholland, P. J.; Fellows, C. S.; Tank, J. L.; Grimm, N. B.; Webster, J. R.; Hamilton, S. K.; Martí, E.; Ashkenas, L.; Bowden, W. B.; Dodds, W. K.; McDowell, W. H.; Paul, M. J. and Peterson, B. J. 2001. Inter-biome comparison of factors controlling stream metabolism. *Freshwater Biology* 46:1503-1517.
- Richards, R. P. 2006. Trends in sediment and nutrients in major Lake Erie tributaries, 1975-2004. *Lake Erie Lakewide Management Plan 2006 Update.* 22 p.
- Rucinski, D. K.; Beletsky, D.; De Pinto, V. J.; Schwab, J. D. and Scavia, D. 2010. A simple 1-dimensional, climate based dissolved oxygen model for the central basin of Lake Erie. *J. of Great Lakes Res.* 36:465-476.
- Ruiz, C. J. A.; González, A. I. J.; Regalado, R. J. R.; Anguiano, C. J.; Vizcaíno, V. I. y González, E. D. R. 2003. Recursos edafoclimáticos para la planeación del sector productivo en el estado de Jalisco. INIFAP-CIRPAC. Guadalajara, Jalisco, México. Libro técnico. Núm. 2. 172 p.
- Ruiz, C. J. A.; Medina, G. G.; Manríquez, O. J. D. y Ramírez, D. J. L. 2010. Evaluación de la vulnerabilidad y propuestas de medidas de adaptación a nivel regional de algunos cultivos básicos y frutales ante escenarios de cambio climático. Informe Final Proyecto INIFAP-INE. Guadalajara, México. 108 p.
- Sandoval, F. 1994. Pasado y futuro del Lago de Chapala. Editorial UNED. Guadalajara, México. 94 p.
- Sandoval, F. 1996. CESEACH. El sistema Lerma-Chapala (información sumaria). Editorial UNRD, Guadalajara, México. 120 p.
- Shukla, J. B.; Misra, A. K. and Chandra, P. 2008. Mathematical modeling and analysis of the depletion of dissolved oxygen in eutrophied water bodies affected by organic pollutants. *Nonlinear analysis: Real World Applications.* 9:1851-1865.
- Tereshchenko, I.; Filonov, A.; Gallegos, A.; Monzón, C. and Rodríguez, R. 2002. El Niño 1997-1998 and the hydrometeorological variability of Chapala, a shallow tropical lake in Mexico. *J. Hydrol.* 264:33-146.
- Thoman, P. and Muller, 1987. Principles of Surface Water Quality Modeling and Control. Harper Collins Publishers. 275-326 pp.
- Yu, P. S. and Yang, T. C. 2002. Impact of climate change on water resources in Southern Taiwan. *J. Hydrol.* 260:161-175.