



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE ESTUDIOS SUPERIORES ZARAGOZA

**“EVALUACIÓN DE LAS FORMAS DE CARBONO EN EL
LAGO MAAR ATEXCAC, PUEBLA Y SU PAPEL
POTENCIAL COMO FUENTE O SUMIDERO DE ESTE
ELEMENTO ANTE EL CAMBIO CLIMÁTICO”**

TESIS

Que para obtener el título de biólogo presenta:

MARÍA FERNANDA VALDEZ NAVARRO

Director de tesis:

DR. JUSTO SALVADOR HERNÁNDEZ AVILÉS



**CDMX, 2020
NOVIEMBRE**



Universidad Nacional
Autónoma de México



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.

A mi madre, quien con todo su esfuerzo y energía nos sacó adelante.

*“Sea cual sea mi destino y los aconteceres que me esperan siempre
habrá en ellos un viajar, un escalar montañas: pues en resumidas
cuentas uno no tiene vivencias más que de sí mismo.”*

Friedrich Nietzsche en *Así habló Zaratustra*

AGRADECIMIENTOS.

AGRADECIMIENTOS INSTITUCIONALES.

Expreso mi más grande y sincero agradecimiento a la Universidad Nacional Autónoma de México por permitirme enriquecer de conocimientos a través de la Facultad de Estudios Superiores Zaragoza con sus profesores, textos, aulas y laboratorios. Por las becas administradas a lo largo de mis estudios universitarios y el programa PAPIIME (PE216016) que contribuyó a mi titulación.

Agradezco infinitamente el apoyo universitario para el servicio de atención médica y aplazamiento de seguro social que me ayudó a cubrir mi tratamiento para lupus.

Les doy las gracias a mi director de tesis Dr. J. Salvador Hernández Avilés y a mis sinodales: M. en C. Germán Calva Vásquez, M. en C. Ramiro Ríos Gómez, M. en C. Eloisa Adriana Guerra Hernández y M. en C. Eunice González Flores, por tomarse el tiempo para mejorar este trabajo con sus enseñanzas, observaciones, opiniones y múltiples revisiones.

Gracias a la FES Iztacala, al laboratorio de Limnología tropical y a la Dr. Laura Peralta por sus atenciones, capacitación y uso de equipo e instalaciones para desarrollar esta investigación.

Agradezco al Instituto de Geofísica por darme la oportunidad de trabajar en el laboratorio de radiocarbono con la Dra. Galia González.

Finalmente agradezco a los profesores y administrativos que estuvieron involucrados en mi educación y bienestar: Lic. Yvonne Arriaga, Dra. Berta Peña, Biól. José Luis Guzmán, Dr. Arcadio Monroy, Biól. Cristóbal Galindo y con especial solemnidad al Dr. J. Salvador Hernández Avilés quien además de ser mi mentor en la ciencia es un gran amigo y apoyo personal.

AGRADECIMIENTOS PERSONALES.

Agradezco a mi madre Griselda Navarro por siempre estar ahí para mí sin quebrantarse, aunque el camino haya sido tan difícil, por aguantar de pie hambre, sol, lluvia, espera, angustias y estrés con la finalidad de que completara mis estudios universitarios y recibiera mis atenciones médicas. Eres mi heroína y la mejor mujer sobre este planeta.

Doy gracias a mi familia: a mi sobrina Aura que ha iluminado mi vida con tanto amor, a mi hermano Felipe por ser la primer persona en enseñarme mis capacidades, a mi abuela Nunila por ser mi segunda madre en todo momento, a mi cuñada Fer por darme la dicha de conocer al amor, a Mateo por ser un pilar importante en el núcleo familiar y regalarme la oportunidad de conocer otras partes del mundo, a mis tíos y primos que siempre me apoyaron con sus acciones y alentaron con sus palabras para seguir adelante, a mis demás sobrinos quienes cada vez entre juegos me enseñan lo maravillosa que es la vida.

Gracias a mis amigos de toda la vida Ana, Abraham, Diana, José y Aida, por seguir compartiendo conmigo aún después de tantos años. A mis amigos formados a lo largo de mi educación que siempre me han dejado enseñanzas para toda la vida y especialmente a mis amigos de la facultad: Sandra, Dulce, Iván, Jair, Esther, Narda, Gabriela, Salvador, Arturo por regalarme momentos extremadamente divertidos y de apoyo incondicional.

Muchas gracias a mis amigos y compañeros del laboratorio de limnoecología, Iván A., Jesús, César, Ulises, Ceci, Iván J., Jibus, Itza, Ara, Ramiro, Moisés, Irving, Vicky, Jovanni, Omar, David con quienes viví momentos muy divertidos y científicos, gracias por ser mis instructores, apoyos y esperarme hasta tarde para acompañarme a casa, siempre estarán en mi corazón.

Contenido	
Contenido	5
RESUMEN	7
INTRODUCCIÓN.	8
Ciclo del carbono.	9
El carbono en aguas interiores.	11
Lagos maar mexicanos.	14
El efecto del cambio climático de la Tierra en los cuerpos de agua interiores. ...	15
ANTECEDENTES.	16
OBJETIVOS.	17
Objetivos generales.	17
Objetivos particulares.....	18
HIPÓTESIS.	18
JUSTIFICACIÓN.	18
MATERIAL Y MÉTODO.	19
TRABAJO DE CAMPO.	23
TRABAJO DE LABORATORIO.....	24
TRABAJO DE GABINETE.	26
RESULTADOS	28
Temperatura.	28
Oxígeno Disuelto.....	29
Déficit hipolimnético de oxígeno.	31
Alcalinidad.....	32
Carbonatos.	32
Bicarbonatos.	34

Dióxido de Carbono.	37
Productividad primaria Integrada mensual.	40
Clorofila <i>a</i>	43
Carbono orgánico total.	46
Carbono de fácil oxidación en sedimentos.	49
Carbono orgánico particulado.	50
Carbono orgánico disuelto.	53
Balance de masas.	56
DISCUSIÓN DE RESULTADOS.	57
Déficit hipolimnético de oxígeno.	57
Carbono inorgánico disuelto.	60
Productividad primaria y clorofila <i>a</i>	64
Carbono orgánico (COT, COD, COP, CFO).	67
CONCLUSIONES.	72
REFERENCIAS.	73
Anexo 1.	83

RESUMEN

En la presente investigación se evaluaron las formas de carbono en el lago maar Atexcac ubicado en la Cuenca Oriental en el estado de Puebla, México. Con la finalidad de definir su función como suministro atmosférico o almacenamiento de este elemento en dicho sistema. El estudio se realizó en un periodo de tiempo de 12 meses entre los años 2016 y 2017, en los que se tomaron medidas de temperatura y oxígeno disuelto a lo largo de la columna de agua con la sonda multiparamétrica HYDROLAB MS5, se estimó el metabolismo del lago a través de la productividad primaria bruta, neta, respiración y la biomasa clorofílica "a", se colectaron muestras de la columna de agua donde se analizaron las concentraciones de carbono inorgánico a través de la alcalinidad y dióxido de carbono, también las de carbono orgánico total (COT), carbono orgánico particulado (COP) y carbono orgánico disuelto (COD), y en el sedimento del fondo lacustre el carbono orgánico de fácil oxidación (COF). Con estas formas de carbono se realizó un balance de masas anual en el lago. Asimismo, se estimó el déficit hipolimnético de oxígeno como indicador de los procesos de oxidación de la materia orgánica acumulada durante la estratificación y se elaboraron diagramas de distribución espacio-tiempo de estos parámetros caracterizando las fases hidrodinámicas del lago. Las mayores concentraciones de carbono se registraron en las formas inorgánicas con aproximadamente el 86%; mientras que las formas orgánicas correspondieron al ~13%. Como resultado de la dominancia de las formas bicarbonatadas y carbonatadas asociadas con el sistema *buffer* del lago donde el pH es >8, la baja productividad primaria bruta y de la baja concentración de clorofila *a* donde predomina tanto el fitoplancton de tamaño pequeño como las picocianobacterias que favorecen procesos de nucleación de carbonatos durante el "whiting event" y captura del mismo hacia los sedimentos por descalcificación epilimnética. Lo que concuerda con el balance de masas de las formas de carbono y se concluye que el lago Atexcac puede reconocerse como un sumidero de carbono inorgánico eficiente.

Palabras clave: lago maar tropical, carbono, lago atalashalino, sumidero de carbono.

INTRODUCCIÓN.

La cuantificación del carbono en los lagos es un parámetro útil para conocer el balance de este elemento en cada uno de los componentes del ecosistema ya que es recibido del ambiente terrestre y la atmósfera ejerciendo transporte, transformación y almacenamiento (Tranvik *et al.*, 2009). La temperatura promueve intercambios de gases como dióxido de carbono (CO₂) y metano (CH₄) entre los cuerpos de agua y la atmósfera, en consecuencia, los cambios de temperatura a nivel regional afectan directamente al ciclo del carbono y su interacción en las aguas interiores (Cole *et al.*, 2007).

En los lagos se genera secuestro de carbono principalmente por el fitoplancton presente en los primeros metros de la columna de agua (Tranvik *et al.*, 2009), el ciclo continúa con la interacción trófica en el ecosistema y la remineralización del carbono por bacterias a los sedimentos (Sobek *et al.*, 2005). A pesar de que dentro de los procesos de descomposición de la materia orgánica los lagos emiten carbono (CH₄) (Tranvik *et al.*, 2009), son considerados algunas veces como sumideros de carbono que han sido estudiados con isótopos de ¹⁴C para determinar las tasas de sedimentación e historiales del clima y ambiente (Alcocer *et al.*, 2014; Moreira-Turcq *et al.*, 2014) por lo que los lagos funcionan de diversas maneras como un indicador del cambio climático.

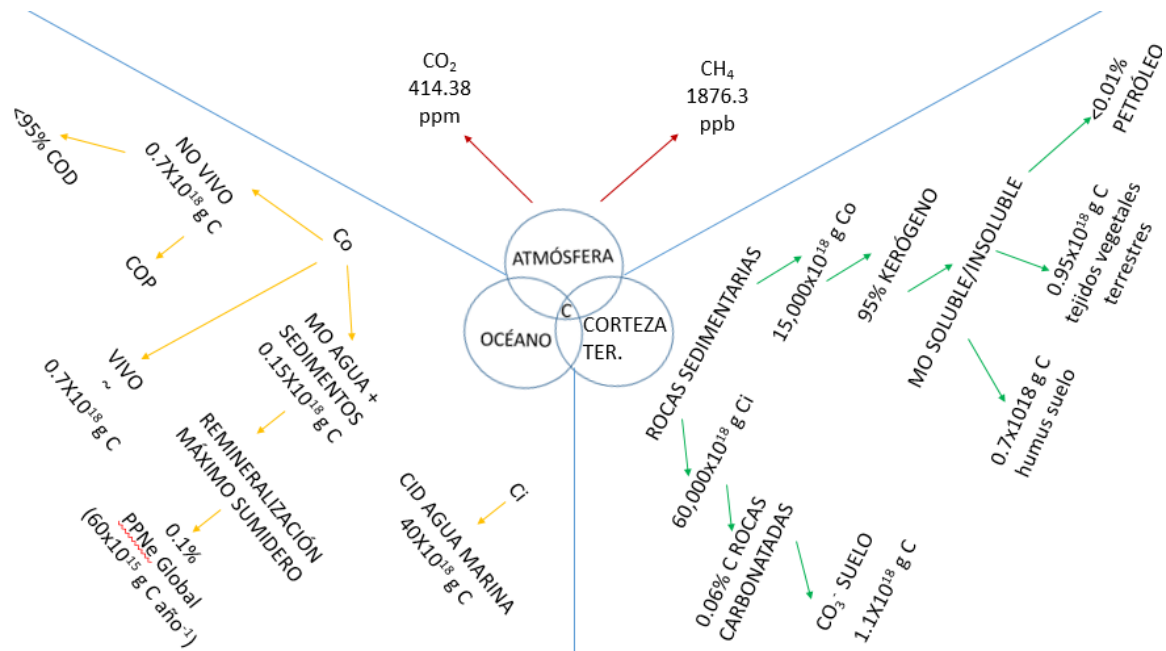
En los últimos años gracias a los cambios de uso de suelo, el uso de combustibles fósiles y el incremento de los gases de efecto invernadero, han generado alteraciones a nivel global en todos los aspectos ecológicos debido a la contaminación. En consecuencia, el ciclo del carbono ha comenzado a tener alteraciones negativas y repercusiones en los procesos biogeoquímicos, climatológicos y bióticos (Escobar y Maass, 2008).

Las metodologías empleadas para medir el carbono orgánico (CO) están basadas en la medición de carbono orgánico particulado (COP), carbono orgánico disuelto (COD), carbono orgánico total (COT), metabolismo integral (productividad primaria, productividad bruta y respiración), clorofila *a*, y del carbono inorgánico disuelto (CID) que contempla bióxido de carbono, alcalinidad y las durezas del agua (Wetzel, 2001; Tranvik *et al.*, 2009; Oseguera *et al.*, 2010; Alcocer *et al.*, 2012; Alcocer *et al.*, 2014; APHA-AWWA-WEF, 1992).

Ciclo del carbono.

El carbono en la biosfera se distribuye de diferente manera entre los reservorios terrestre, oceánico y atmosférico (Esquema 1). Los incrementos en la presión parcial del dióxido de carbono (CO₂) atmosférico sobre la superficie del océano han favorecido el aumento de su solubilidad y concentración, siendo la principal vía en que el carbono atmosférico es secuestrado. Sin embargo, en ecosistemas terrestres la intemperización de carbonatos y aluminosilicatos minerales en los bicarbonatos es la mayor vía abiótica (Graber *et al.*, 2008; Cole *et al.*, 2007).

El carbono se introduce a la parte biológica por medio de la asimilación fotosintética del dióxido de carbono (CO₂) o producción primaria (PP) que apoya la respiración de todos los organismos además de algunas oxidaciones abióticas de CO₂. La porción de la producción primaria bruta (PPB) no remineralizada es llamada productividad primaria neta (PPN) y tiene dos destinos: almacenarse dentro del sistema y exportarse (Cole *et al.*, 2007).

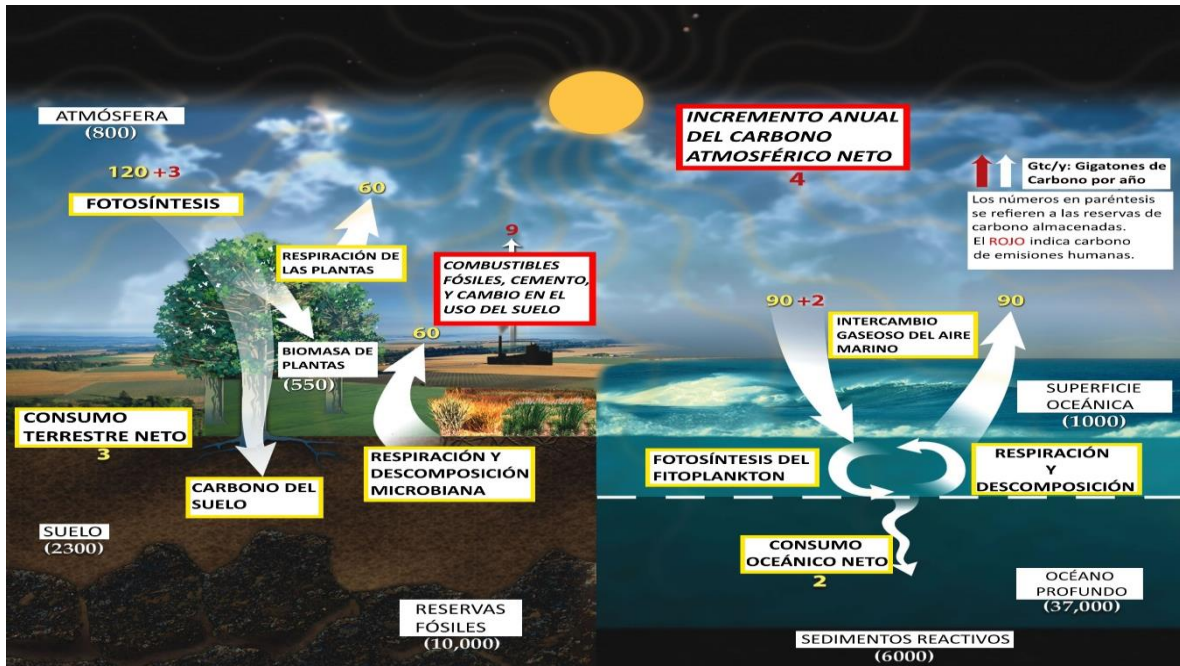


Esquema 1. Los reservorios de carbono en la Tierra. (PPM= partes por millón, PPB= partes por billón, y g C= gramos de carbono, MO= materia orgánica, PPNe= productividad primaria neta, Ci= carbono inorgánico).

Adaptado de Hedges (1992); Dlugokencky (2019); Tans y Keeling (2019).

En el ciclo del carbono se transporta carbono orgánico (CO) del suelo a los ambientes costeros por medio de los ríos (0.4×10^{15} g C año⁻¹) correspondiendo a $\sim 0.5\%$ de la PP global terrígena, por otro lado las estimaciones de la PP global neta del mar son 50×10^{15} g C año⁻¹ (80% en mar abierto) caracterizada por altas concentraciones de aminoácidos, polisacáridos y lípidos con una estimación del COD total no remineralizable de 0.6×10^{18} g C año⁻¹ (Hedges, 1992).

El enterramiento en sedimentos es la continuación al transporte y generación de carbono por biomasa, las estimaciones globales indican tasas de enterramiento de 0.1×10^{15} g C al año⁻¹ con presencia de carbono envejecido proveniente del suelo o de origen fósil. La tasa de enterramiento de carbono en los sedimentos marinos es baja (500:1) en comparación con la tasa de producción autóctona (Hedges, 1992).



Esquema 2. Ciclo del carbono tomado de Graber *et al* (2008).

Estimaciones sobre la corriente de los flujos de carbono en ecosistemas de agua dulce, indican que las redes hidrológicas continentales son participantes activas en el ciclo del carbono a pesar de su pequeño tamaño (Esquema 2) (Cole *et al.*, 2007).

El carbono en aguas interiores.

El estudio de la transferencia de la materia orgánica en las cuencas hidrológicas permite el establecimiento de balances (masas, energía, hídrico, etc.) y su uso para la comprensión de procesos como la erosión, alteración y sedimentación principalmente ligados al ciclo del carbono (Moreira-Turcq *et al.*, 2014). Los ambientes asociados con el ciclo del carbono de un ecosistema acuático son la atmósfera, la masa de agua, los sedimentos y los seres vivos (Palau *et al.*, 2010).

El ciclo del carbono en las aguas interiores puede representarse por medio de la siguiente fórmula propuesta por Cole *et al* (2007):

$$I=G+S+E1$$

Dónde: I representa el carbono integrado a los sistemas acuáticos de origen terrestre; G el balance neto gaseoso del sistema acuático con la atmósfera; S el almacenamiento; E1 la exportación en el drenaje de aguas (ríos más agua subterránea) al mar más la exportación de cualquier orgánico volátil al aire.

La emisión neta de CO₂ global a la atmósfera por sistemas de aguas interiores (0.75 petagramos (Pg) de C año⁻¹) es mayor que el almacenamiento de carbono orgánico (CO) (0.23 Pg C año⁻¹). Sin embargo, el almacenamiento de carbono en conjunto con la emisión de CO₂ a la atmósfera son mayores que la exportación ribereña de CO y carbono inorgánico (CI) al océano (0.9 Pg C año⁻¹), las aguas interiores reciben más de 1.9 Pg C año⁻¹ proveniente del suelo, regresando 40% del carbono a la atmosfera como CO₂, secuestrando el 12% en sedimentos y transportando el restante 48% al océano (Cole *et al.*, 2007).

El subsidio de CO, CI y la exportación de carbono proveniente de la corteza terrestre puede alterar el balance metabólico del agua dulce al ser igual o mayor que la PPB acuática ya que al ser respirado y almacenado provoca que el total de entradas de carbono sean mayores a su metabolización o exportación fluvial (Tabla 1) (Cole *et al.*, 2007) aunque los ecosistemas acuáticos tengan una gran capacidad y eficacia para actuar como sumideros de carbono, siendo una de sus funciones principales en este ciclo (Palau *et al.*, 2010).

Tabla 1. Estimaciones de la emisión neta global de CO₂. Cole *et al.* (2007).

AMBIENTE	Pg C año ⁻¹
Lagos	0.07-0.15
Reservorios	0.28
Grandes ríos	0.15-0.35
Planicies de inundación	0.23
Agua subterránea	0.003-0.3
Total	0.75

Específicamente en lagos volcánicos se tiene la estimación de 117 ± 9 millones de toneladas (Mt) al año de CO_2 , de los cuales 5.5 Mt año^{-1} corresponden a lagos volcánicos alcalinos (Pérez *et al.*, 2014).

En los lagos el almacenamiento de CO es más importante que el depósito de C la excepción de algunos ambientes salinos. La alta tasa de depósito de CO refleja una gran productividad de los sistemas de agua dulce y una rápida tasa de acumulación de sedimento con gran preservación de COP que se incrementan con la productividad del lago y son inversamente proporcionales a su tamaño representando una parte importante del carbono total almacenado en la cuenca a escala regional (Cole *et al.*, 2007).

En los sistemas acuáticos interiores el almacenamiento es estimado por datación de núcleos de sedimento, los datos compilados por Einsele *et al* (2001) sugieren que, el almacenamiento global de carbono en sedimentos del holoceno es de 820 Pg C donde los lagos con áreas menores de 500 km^2 contienen cerca del 70% del total sugiriendo que los lagos pequeños pueden ser desproporcionalmente importantes en el almacenamiento de carbono con cerca del 30-60% de CO por año en menos del 2% del área del mar (Cole *et al.*, 2007).

Estudios en el lago Alchichica en México sugieren que los lagos tropicales profundos, monomícticos cálidos con una baja producción primaria y grandes tasas de consumo de oxígeno (alta actividad microbiana) desarrollan anoxia hipolimnética sobre periodos extensos, acumulando y secuestrando COP depositado adquiriendo un papel importante en los balances de carbono regionales (Cole *et al.*, 2007; Alcocer *et al.*, 2014).

Un proceso a considerar es que otra parte del flujo de carbono se encuentra como metano (CH_4) a consecuencia de la descomposición anaeróbica de la materia orgánica (Palau *et al.*, 2010). La emisión global anual de CH_4 por los lagos es estimada entre 6 y 36 Teragramos (Tg) de C sugiriendo que la emisión del gas como metano es el 4% del CO_2 emitido por estos cuerpos (Cole *et al.*, 2007).

En lagos salinos el conocimiento sobre el presupuesto de carbono es escaso y no ha sido incorporado dentro del presupuesto global de carbono (Cole *et al.*, 2007).

Lagos maar mexicanos.

Los lagos maar son lagos volcánicos formados por erupciones superficiales provocadas por el contacto de lava con el manto freático, estos lagos son casi circulares con diámetros pequeños (<2 km) y generalmente profundos (>100 m) (Wetzel, 2001).

Los lagos maar mexicanos han sido estudiados desde el año 1907 hasta la actualidad (Arredondo *et al.*, 1983; Hernández *et al.*, 2001; Alcocer *et al.*, 2000, 2005, 2012, 2014; Armienta *et al.*, 2008; Macek *et al.*, 2009; Mancilla *et al.*, 2014, etc). La mayoría de estos lagos son relativamente pequeños con una profundidad máxima de 65m y se localizan en variadas zonas climáticas y elevaciones entre 100 a >4000 m s. n. m. (Armienta *et al.*, 2008), presentan una composición química dependiente de los factores geológicos, clima, y nivel de disturbios volcánicos generalmente dominada por aniones como bicarbonatos (principal), carbonatos, cloruros y el catión sodio (Mancilla *et al.*, 2014).

La gran evaporación y baja precipitación ambiental se observan en estos ecosistemas lacustres por medio de la dominancia sodio-bicarbonato, altas conductividades y la sobresaturación de minerales de calcio, magnesio y silicatos de magnesio presentados en lagos como Atexcac, Aljojuca, Tecuitlapa, Alchichica, La Alberca y El Rincón del Parangueo (Armienta *et al.*, 2008).

Los estudios acerca de cuantificación de carbono en la Cuenca Oriental se han realizado principalmente en el lago Alchichica (Alcocer *et al.*, 2005, 2012, 2014; Oseguera *et al.*, 2010) basados en concentraciones de carbono orgánico particulado e isótopos radiactivos, en algunos han identificado una correlación entre las dinámicas de clorofila *a* (Chl *a*) y los flujos de seston concluyendo que la

clorofila *a* es un buen agente para la identificación de COP en este lago con más del 90% del COP extendido en los sedimentos de origen fitoplanctónico.

El lago Atexcac pertenece a la Cuenca Oriental clasificada como endorreica (Arredondo *et al.*, 1983), al ser un lago salino se considera como una zona terminal en la cuenca (Cole *et al.*, 2007) y se compone de pendientes pronunciadas al encontrarse en la zona baja del crater por lo que recibe gran aporte de carbono terrestre (Rosas, 2018) que no se exporta por la naturaleza de la cuenca pero posiblemente se almacena en sus sedimentos o emite a la atmósfera como metano o dióxido de carbono.

La cuenca presenta características climáticas que la hacen altamente susceptible a la desertificación, empobrecimiento del suelo, esterilidad y la disminución parcial o total de productividad animal y vegetal por lo que podría ser incapaz de sustentar cualquier forma de vida cuando el proceso alcance sus últimas consecuencias (Alcocer *et al.*, 2005).

El efecto del cambio climático de la Tierra en los cuerpos de agua interiores.

Las influencias antropogénicas en el planeta han causado un cambio climático global reflejado en calentamiento (Le Treut *et al.*, 2007) al provocar el incremento de la emisión de gases de efecto invernadero (GEIs) en la atmósfera y el consumo excesivo de recursos naturales con lenta renovación (Palau *et al.*, 2010).

Algunos cambios que se pueden observar son en los patrones de precipitación sobre los continentes, el aumento de humedad del ambiente, el deterioro de la capa de ozono, el aumento de CO₂ y CH₄ en la atmósfera (Moreira-Turcq *et al.*, 2014), los cambios en la hidrología, aumento de la exportación de carbono por aguas fluviales o subterráneas, alteración en las cargas y descargas de agua para los mantos freáticos, incremento en las cantidades de agua de los grandes ríos, en bicarbonatos y COD provenientes de metabolismos vegetales o del suelo (Cole *et al.*, 2007).

En el balance positivo nacional de agua subterránea, el déficit regional es considerable y se cubre sobreexplotando los acuíferos, reflejando un descenso drástico en el nivel de los recursos acuáticos superficiales, por ejemplo, el lago Alchichica que ha descendido más de un metro a causa de los impactos humanos descritos por Alcocer *et al* (2005) en los que se incluye la amenaza a recursos hídricos a pesar de ser área de veda para extracción de agua subterránea desde 1954, concluyendo en cambios regionales de clima.

Es necesario considerar los estudios de variabilidad climática e hidrológica actual y pasada (paleo-clima y paleo-hidrología) para comprender mejor los principales factores responsables de los eventos climáticos extremos que ocurrieron en el pasado, que ocurren en el presente y que podrán ocurrir en el futuro. (Moreira-Turcq *et al.*, 2014).

ANTECEDENTES.

Alcocer *et al.* (2012) mencionan que las concentraciones de COP en el lago Alchichica fluctúan entre < 0.1 y 4.0 mg L^{-1} , con promedio de 1.0 a 0.7 mg L^{-1} y las concentraciones de clorofila *a* fluctúan entre $(0.29\text{--}34.67 \text{ } \mu\text{g L}^{-1})$ con una concentración anual media de 2.91 a $4.1 \text{ } \mu\text{g L}^{-1}$. Además, refieren que la dinámica del COP en lago Alchichica está muy relacionada con la hidrodinámica del lago debido a que en el periodo de estratificación el COP permanece dentro de la zona de mezcla que coincide con la zona eufótica. Alcocer *et al.* (2014) registraron en el lago Alchichica que la mayoría de clorofila *a* es proveniente de la diatomea *Cyclotella alchichicana* ($\geq 35 \text{ } \mu\text{m}$), la cual representa el 98% del fitoplancton que se encuentra debajo de la termoclina. La concentración estimada de COP en los sedimentos superficiales tiene un rango entre 12 y 60 mg g^{-1} con promedio de $25 \pm 12 \text{ mg COP g}^{-1}$ con diferencias significativas en los periodos de estratificación temprana debido al florecimiento de diatomeas que existe durante la etapa de mezcla. Por otro lado, en un enfoque global Cole *et al.* (2007) contempló al ciclo del carbono enfocado a los cuerpos de agua interiores que no son tomados en

cuenta en anteriores presupuestos de carbono globales e integra un modelo de interacción en donde se entiende al flujo del carbono desde su emisión a la atmósfera hasta su enterramiento en el océano, pasando por cuerpos lacustres y señalando a los ríos como un conducto de exportación, además de presentar diversas situaciones en donde el carbono es secuestrado por largos periodos de tiempo. De manera complementaria Tranvik *et al.* (2009) exploraron el papel de los lagos en el ciclo del carbono, y examinaron los mecanismos que influyen las reservas de carbono y la transformación de los lagos y discuten como en el metabolismo del carbono en aguas interiores es probable un cambio en respuesta al clima.

Relacionado con los ambientes volcánicos Pérez *et al* (2014) crearon un compendio de la concentración de emisiones de CO₂ de lagos volcánicos de diferentes tipos (ácidos, neutrales y alcalinos) teniendo en total la cantidad de aproximadamente 769 lagos estudiados parcialmente y obteniendo resultados diferentes de emisión para cada lago según su pH, volumen y área, estimando una emisión de gas global y potencial de estos lagos en conjunto con una concentración de 117 m año⁻¹ y de enterramiento de carbono en sedimentos de 94 m año⁻¹, siendo los lagos alcalinos los de menor emisión de CO₂ a la atmósfera.

OBJETIVOS.

Objetivos generales.

Determinar la concentración y dinámica de las diferentes formas de carbono en la zona limnética del lago Atexcac.

Evaluar si el lago Atexcac es secuestrador o fuente de carbono con base en un balance de las formas químicas de este elemento en el sistema.

Objetivos particulares.

Determinar las diferentes formas orgánicas de carbono en el lago como son carbono orgánico total (COT), carbono orgánico disuelto (COD), carbono orgánico particulado (COP) y carbono de fácil oxidación (CFO) durante un ciclo anual.

Determinar las formas inorgánicas de carbono como bicarbonatos (HCO_3^-), carbonatos (CO_3^{2-}) y dióxido de carbono (CO_2) durante un ciclo anual.

Evaluar el metabolismo integral y la variación temporal y espacial de la clorofila *a* en la zona limnética del lago Atexcac a lo largo de un ciclo anual.

Determinar el déficit hipolimnético de oxígeno.

Evaluar estadísticamente las variaciones en espacio y tiempo de las diferentes formas de carbono.

HIPÓTESIS.

- Debido a que el lago Atexcac se clasifica como oligo-mesotrófico las concentraciones de carbono orgánico tenderán a ser mayores a las reportadas en el lago Alchichica al ser este un sistema oligotrófico.
- De acuerdo con la evaluación del metabolismo integral del lago Atexcac se espera que este funcione como un sumidero de carbono orgánico e inorgánico.

JUSTIFICACIÓN.

El estudio de la interacción del ciclo del carbono en lagos tropicales mexicanos es muy escaso, al igual que la cuantificación del COP y COD, existiendo pocos estudios al respecto (Alcocer, 2012). El estudio de la captación de dióxido de

carbono en los sistemas acuáticos como los principales asimiladores de este gas, resulta de particular interés dado el proceso de cambio climático que está sufriendo el planeta y que es mayormente causado por las altas concentraciones de gases de efecto invernadero, de tal forma que las transformaciones a las que se vea sometido el bióxido de carbono determinarán su dinámica. Los lagos pueden ser sitios de sumidero de carbono eficientes, en particular, los lagos salinos y alcalinos profundos que influyen en la precipitación de carbonatos a través del sistema *buffer*, el fenómeno de emblanquecimiento, la formación de microbialitos y la captura de carbono orgánico hacia el hipolimnion en periodos largos de estratificación. La identificación y protección de los sumideros de carbono presentes en el país y en el planeta es de suma importancia para evaluar la afectación del cambio climático global y predecir posibles escenarios positivos para el futuro de la humanidad.

MATERIAL Y MÉTODO.

Zona de estudio.

El lago de Atexcac se encuentra en el municipio de San Luis de Atexcac en el Noreste de Puebla en las coordenadas de 19° 20' 04.59" "N" y 97° 27' 01.70" "O", 2360 m s. n. m. (Fig. 1) pertenece a la Cuenca Oriental de México y se considera un lago cráter maar por la naturaleza de su formación. Pertenece al clima semiseco templado (BS1kx) con temperatura media anual de 8-14°C y precipitación pluvial anual de 300-900 mm (Instituto Nacional de Estadística y Geografía [INEGI], 2009; García, 1990). La vegetación dominante es el matorral micrófilo, pastizal y relictos de bosque de pino. Como macrofauna lacustre se ha registrado la existencia de úrodelos de la especie *Ambystoma tigrinum* (Alcocer, 1997).

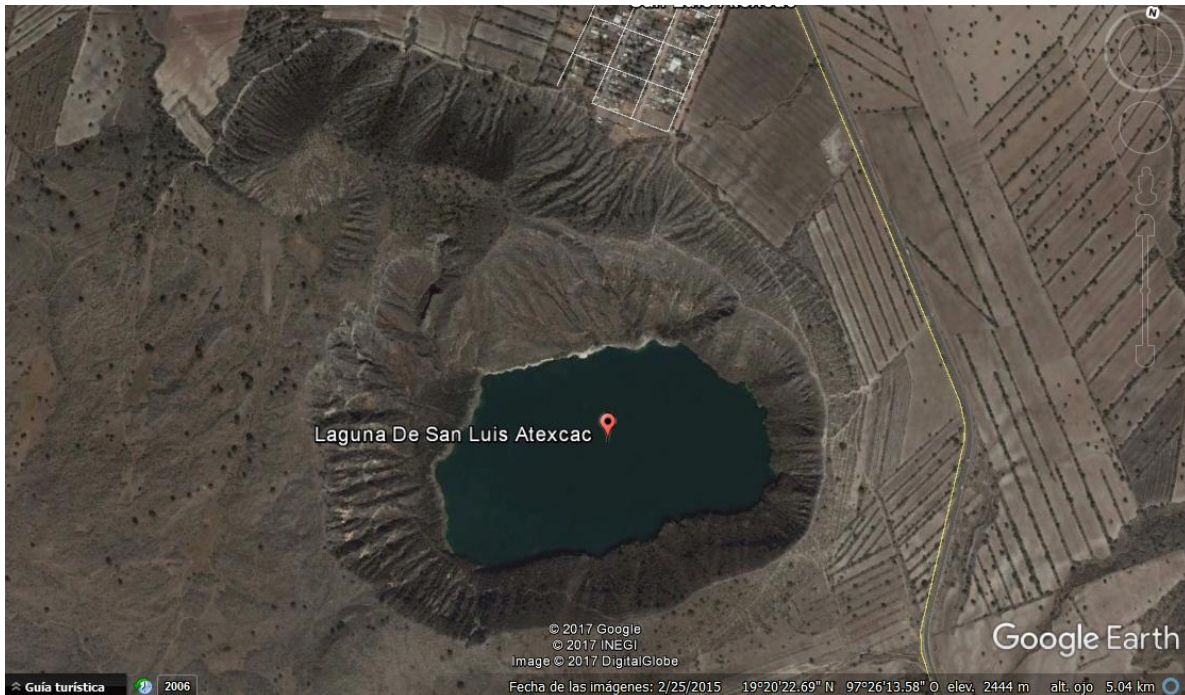


Fig. 1. Fotografía satelital del lago Atexcac. Google earth.

El lago Atexcac es considerado un lago maar monomítico cálido según la clasificación de Hutchinson y Löffler (1956), oligo-mesotrófico y alcalino ($\text{pH} > 8$), en la columna de agua presenta diferentes etapas, como la de mezcla en invierno y las de estratificación la mayor parte del año. Se reportan dos florecimientos de fitoplancton al año, uno de diatomeas con 13 géneros registrados en la etapa de mezcla (Ceja y Lira, 2018) y otro de *Nodularia cf. spumigena* en la etapa de estratificación temprana (Rojas, 2017; Cárcamo, 2017; Rosas, 2018; Ceja y Lira, 2018).

Morfometría y Batimetría.

La forma del lago se asemeja a una elipse, tiene una longitud máxima de 0.78 Km con dirección NE-SO (Fig. 2), las paredes del lago presentan pendientes abruptas que llegan hasta la plataforma interrumpida por la zona más profunda del lago

Nutrientes.

Los nutrientes evaluados en el lago Atexcac a lo largo del tiempo han sido el fósforo total y el fósforo reactivo soluble u ortofosfatos, considerados como un factor limitante para el desarrollo de fitoplancton (Rojas, 2017; Rosas, 2018) y como un determinante del estado trófico del lago en relación con la mesotrofia (Rojas, 2017; López, 2018) , también se ha estimado el nitrógeno inorgánico disuelto a través de nitrito, nitrato y amonio, los cuales han sido favorecidos por los florecimientos de *N. spumigena* en primavera al fijar nitrógeno atmosférico y facilitar la formación de amonio en su descomposición, los valores de nitrógeno disuelto al contrario del fosfato determinan la oligotrofia del lago (Rojas, 2017). Por otro lado, se tiene conocimiento de que el silicato forma parte fundamental en el desarrollo de las diatomeas y se han registrado con disminución en la etapa de mezcla al tiempo del florecimiento de las diatomeas (Ceja y Lira, 2018), pero el resto del año se han reportado con valores altos (Cuadro 1). Finalmente, el sulfato es el nutriente inorgánico importante para las bacterias con estimaciones abundantes dentro del lago (Armienta *et al.*, 2008). Desde el año 2013 hasta este estudio todos los nutrientes se mantuvieron con valores promedio similares a los registrados en éste estudio a excepción de los registrados en la zona litoral de acuerdo con Ceja y Lira (2018).

Cuadro 1. Nutrientes del lago Atexcac de los años 2016-2017.

Nutriente	Concentración mg L ⁻¹
Fósforo total	0.061±0.13
Fósforo reactivo soluble (ortofosfatos)	0.015±0.021
Nitrito	0.021±0.034
Nitrato	0.105±0.108
Amonio	0.07±0.07
Silicato	68.81±67.21
Sulfato	15 ± 4.7

TRABAJO DE CAMPO.

Se realizaron 12 muestreos en el lago Atexcac con periodicidad mensual a partir del mes de octubre del año 2016 al mes de noviembre de 2017 (no se realizaron muestreo en diciembre 2016 y febrero 2017). Se recolectaron 20 L de agua por mes con una botella Van Dorn marca Wildco de 2.5 L, proveniente de distintas profundidades (zona eufótica, termoclina y zona afótica) además de otros sitios de interés que dependieron de la etapa en que se encontrara el lago (estratificaciones o mezcla) como, la región fotosintéticamente activa (PAR, por sus siglas en inglés) y los máximos profundos de clorofila (DCM, por sus siglas en inglés). Todas las muestras se tomaron en un punto representativo de la masa de agua, la cual fue la zona más profunda del lago (32 m). También se tomaron muestras de sedimento del fondo del lago con una draga tipo Van Veen marca Vanwalt de 0.5 L y se evaluó el metabolismo integral del lago por medio de la productividad primaria bruta, neta y respiración con el método de botellas claras y oscuras de Gaarder y Gran (1927). Las muestras de agua se almacenaron en botellas de 1 L y 200 ml blancas para los parámetros físicos y químicos, y oscuras para las muestras de clorofila *a* y el carbono, las muestras de sedimento se almacenaron en bolsas de cierre hermético de la marca Ziplock con capacidad de 500 g. Todas las muestras fueron conservadas a 4 °C hasta su procesamiento.

Como parte del trabajo de campo, se determinó la alcalinidad *in situ* a través del uso de indicadores como la fenolftaleína y el naranja de metilo (Gómez *et al.*, 2014).

Medición de parámetros físicos y químicos.

La determinación de los parámetros consistió en medir la visibilidad al disco de Secchi para calcular la zona eufótica al multiplicar este valor por el coeficiente de extinción en lagos tropicales(3.5), después de identificar la zona eufótica se

realizaron las mediciones con la sonda multiparamétrica Hydrolab MS5 de temperatura (± 0.1 °C), oxígeno disuelto (± 1 mg L⁻¹ para valores menores a 8mg L⁻¹), total de sólidos disueltos (± 0.2 ppt), pH (± 0.2 unidades de pH), porcentaje de saturación ($\pm 1\%$), conductividad (± 0.001 mS/cm) y potencial redox (± 20 mV), los parámetros de temperatura y oxígeno fueron contemplados para determinar la ubicación de la termoclina y posteriormente recolectar muestras de agua.

Medición de la productividad primaria.

Se utilizó el método de las botellas claras y oscuras con dos repeticiones, a diferentes profundidades determinadas por la zona eufótica, afótica, termoclina, DCM (máximos profundos de clorofila, por sus siglas en inglés) y fondo. En las muestras se tomaron las concentraciones iniciales de oxígeno disuelto antes de instalarlas en el sistema y se incubaron por 4 horas para finalmente medir la concentración de oxígeno disuelto de cada una (Gaarder y Gran 1927).

Medición de la alcalinidad.

Las pruebas de alcalinidad se realizaron con los métodos de alcalinidad a la fenolftaleína/ácido sulfúrico 0.02 N y alcalinidad total con anaranjado de metilo/ácido sulfúrico 0.02 N *in situ*, cada muestra de agua fue almacenada en botellas de polietileno cerradas herméticamente y a temperatura de 4° C (APHA-AWWA-WEF, 1992; Gómez *et al.*, 2014).

TRABAJO DE LABORATORIO.

Los procedimientos químicos de laboratorio se realizaron a cada una de las muestras según su naturaleza física y la intención de cada análisis.

Carbono orgánico total

La determinación de carbono orgánico total (COT) consistió en un método de digestión ácida con persulfato de potasio y solución ácido-digestora de hidrogenoftalato de potasio, solución *buffer* de ácido sulfúrico 0.02 N para acidificar las muestras debido al pH alto (>8), indicador azul de bromotimol y equipo HACH DR900 para la estimación de las concentraciones (Hach, 2014). Las muestras analizadas en este método fueron reducidas debido al costo de los reactivos y equipo para su valoración por lo que solo se procesaron tres muestras por cada etapa de estratificación o la etapa de mezcla. El estudio presenta valores sobre un total de 12 muestras que representaron superficie, termoclina y fondo de la columna de agua.

Carbono de fácil oxidación en sedimentos.

En el método de determinación para el carbono de fácil oxidación (CFO) se utilizó una digestión ácida para la materia orgánica. Se tamizó el sedimento seco con un tamiz malla 100 de apertura 0.149 mm marca Monti-inox, se pesó 1 g y fue oxidado con dicromato de potasio 1 N, ácido sulfúrico concentrado y ácido fosfórico. Finalmente fue calculado por medio de titulación con indicador difenilamina y sulfato ferroso 0.5 N (Walkley y Black, 1934 citado en Reyes, 1996).

Carbono orgánico particulado.

En la técnica para cuantificar el carbono orgánico particulado (COP), las muestras tuvieron que ser protegidas de la luz desde su colecta en botellas oscuras de polietileno con capacidad de 1 L, posteriormente las muestras fueron filtradas por medio de membranas Whatman de fibra de vidrio (G F/F 0.7 μm)

precombustionadas a 500°C dentro de sobres de aluminio por 6 h, después se oxidó la materia orgánica con una solución de ácido sulfúrico al 90% y se llevó a digestión por 1 h entre 100-110° C. Finalmente se determinó la concentración de COP con un espectrofotómetro de la marca Unico a 440 nm (Wetzel y Likens, 1991).

Clorofila *a*.

La cantidad de clorofila *a* se estimó con el método de fluimetría. Se filtraron 15 ml de muestra a través de membranas Wathman de fibra de vidrio (GF/F 0.7 µm) con ayuda de un equipo de filtración Millipore, posteriormente las membranas se maceraron con acetona al 90% de pureza para extraer el pigmento de clorofila *a* por 24 h a -4° C para asegurar la extracción de los pigmentos. Finalmente, la concentración de clorofila *a* se obtuvo por medio del fluorómetro de campo TURNER 10-AU-005 (Sensibilidad de 10 partes por trillón de Rhodamina en agua potable (APHA-AWWA-WEF, 1992).

TRABAJO DE GABINETE.

Déficit hipolimnético de oxígeno.

Este parámetro se realizó por medio de una base de datos compuesta por las medidas de las concentraciones de oxígeno disuelto de la zona hipolimnética, las profundidades donde se registró el hipolimnion y las fechas de muestreo.

Posterior al registro de oxígeno disuelto en campo, se creó una hipsográfica para determinar el área superficial del hipolimnion y de esa manera calcular el volumen de agua contenida en cada estrato (profundidad) donde fue medida la concentración de oxígeno disuelto. Una vez obtenidos los volúmenes del

hipolimnion por estrato fueron multiplicados por las concentraciones de oxígeno correspondientes, los resultados se dividieron entre el área superficial de cada estrato integrándose en unidades de $g\ cm^2$, que fueron graficados contra el tiempo de los días que duró el estudio. Finalmente se calculó el valor de la pendiente (m) del modelo lineal, que fue representante del déficit de oxígeno en el hipolimnion (Torres y García, 1995). Los cálculos y gráficos fueron realizados con el programa Excel® 2010.

Carbono orgánico disuelto.

El carbono orgánico disuelto (COD) se determinó indirectamente a partir de la diferencia entre el carbono orgánico particulado y el carbono orgánico total (Universidad Nacional Autónoma de México [UNAM], 2020; Wetzel y Likens, 1991).

Dióxido de carbono.

El dióxido de carbono (CO_2) se determinó por medio del software Aq.Qa® versión 1.5 que utilizó las concentraciones molales de cada componente de la alcalinidad (dióxido de carbono, bicarbonatos, carbonatos) además de apoyarse del valor de su carga iónica, pH y la temperatura para obtener resultados más precisos en la ecuación determinada por la titulación de la alcalinidad, es decir, en donde los carbonatos representan la suma de todas las formas inorgánicas del carbono por ser la forma más oxidada.

Análisis estadísticos.

Los análisis estadísticos se llevaron a cabo por medio del software StatGraphics X64® mediante un análisis de varianza simple, complementado con la prueba de diferencia mínima significativa (LSD, por sus siglas en inglés) de Fisher además de pruebas no paramétricas como la prueba de Kruskal-Wallis.

RESULTADOS

Temperatura.

Las temperaturas en el lago Atexcac tuvieron un intervalo de 15.47 a 22.2°C en el periodo de un año dos meses (octubre 2016 – noviembre 2017) con una media de 17.20°C. La mayor temperatura (22.2°C) se registró en el mes de agosto del año 2017 correspondiente a la superficie del lago; la menor temperatura (15.47° C) correspondió al mes de octubre del año 2016 a 25 m de profundidad (Fig. 3).

En el año 2016 se registró la etapa de estratificación tardía representada por los meses de octubre y noviembre; mientras que para el año 2017 se presentaron dos periodos hidrodinámicos: uno de mezcla (diciembre-febrero) y otro de estratificación (marzo-noviembre). En la estratificación, se encontraron las siguientes etapas: estratificación temprana indicada por los meses de marzo, abril y mayo; estratificación bien establecida representada por los meses de junio, julio y agosto y la estratificación tardía comprendida por los meses de septiembre, octubre y noviembre.

La termoclina fue levemente diferenciada en el mes de marzo del año 2017 a 12 m de profundidad (Anexo 1, Gráfica 6) y descendió de su posición inicial en la columna de agua según los meses (2016: octubre 14 m, noviembre 19 m; 2017:

abril 11 m, mayo 9 m, junio 10 m, julio 13 m, agosto 13 m, septiembre 16 m, octubre 20 m, noviembre 24 m).

Se realizaron perfiles de temperatura y oxígeno disuelto correspondientes a la columna de agua (Anexo 1).

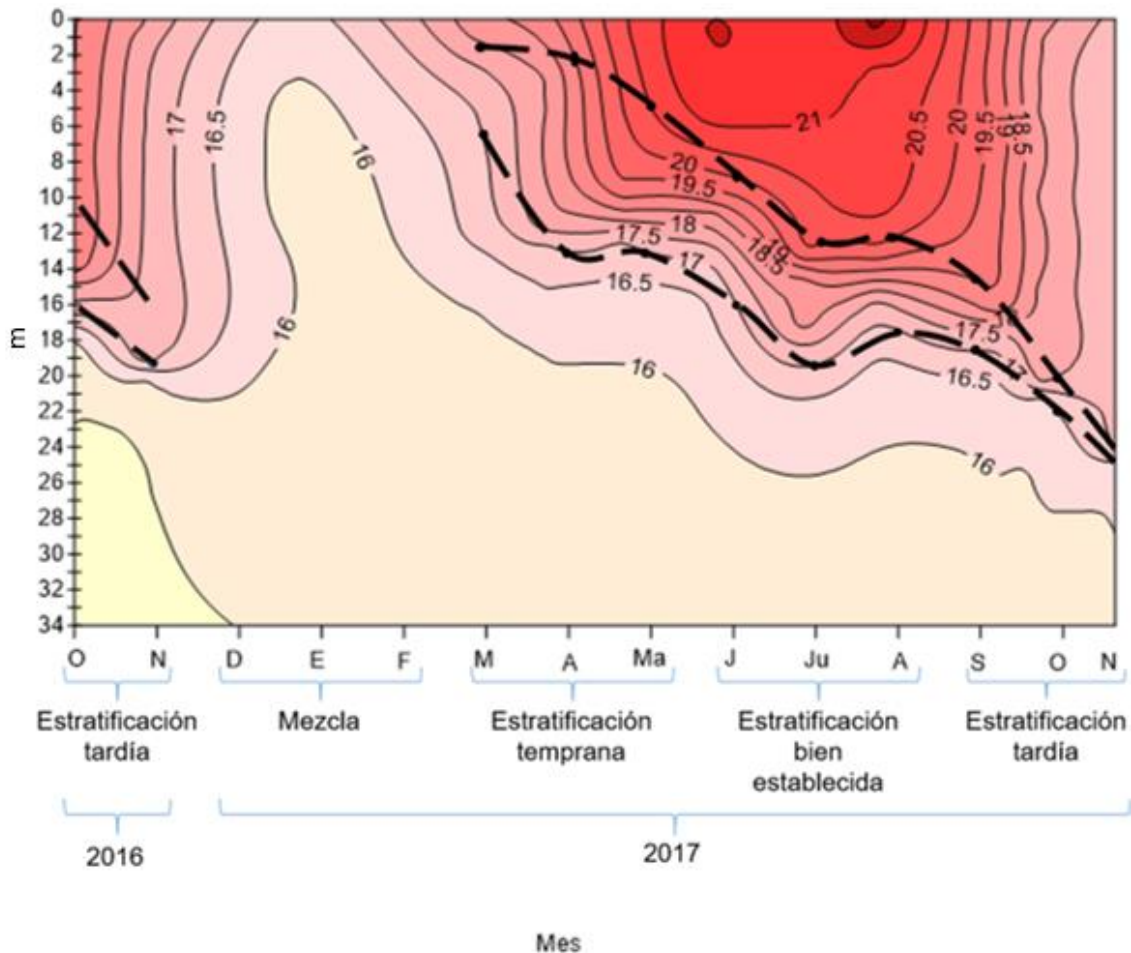


Fig. 3. Diagrama espacio-temporal de temperatura (°C) con termoclina.

Oxígeno Disuelto.

El lago Atexcac presentó concentraciones de oxígeno disuelto en la columna de agua con un intervalo de 0 a 9.5 mg L⁻¹(Fig. 4) y una media de 4.32 mg L⁻¹. El nivel máximo registrado correspondió al mes de junio 2017 a 10 m y el nivel mínimo o anoxia se presentó en varios meses durante la estratificación (2016: octubre a

partir de los 19 m hacia el fondo, noviembre desde los 20 m; 2017: mayo de los 25 m, junio desde los 25 m, julio a partir de los 34 m, agosto de los 20 m, septiembre a partir de los 20.4 m, octubre de los 21 m, noviembre desde los 25 m).

Presentó una oxiclina acorde con la termoclina en la mayoría de las situaciones (2016: octubre 14 m, noviembre 18 m; 2017: marzo 12 m, abril 12 m, mayo 9 m, junio 10 m, julio 13 m, agosto 13 m, septiembre 16 m, octubre 19 m, noviembre 24 m).

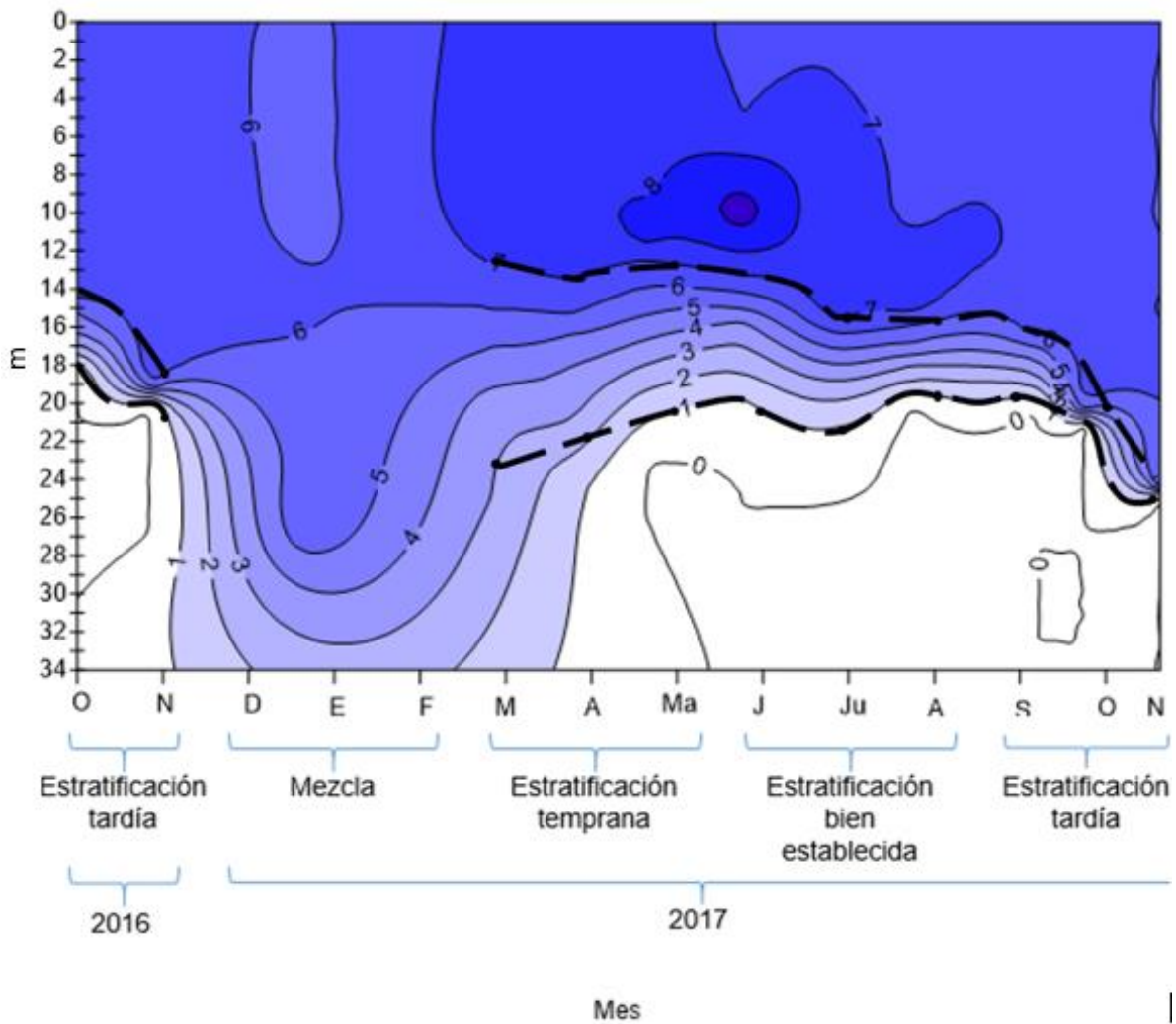


Fig. 4. Diagrama espacio-temporal de las isopletas de la concentración de oxígeno disuelto (mg L⁻¹) con oxiclina.

Déficit hipolimnético de oxígeno.

El cálculo del déficit hipolimnético de oxígeno en el lago Atexcac se realizó en el periodo de abril a noviembre de 2017 relacionado con el inicio de la estratificación y la anoxia del lago. Este estudio muestra cómo se da la disminución del oxígeno hipolimnético dentro del lago y sirve de apoyo para la determinación indirecta de la materia orgánica que se distribuye hacia el fondo del lago.

Comprendió un periodo conformado por 218 días de estudio en donde las concentraciones tuvieron un intervalo de 0 a 1.41×10^{-4} mg O₂cm⁻² y la tasa de cambio mantuvo un promedio de 0.06 mg O₂ cm⁻² día⁻¹.

La gráfica se define por la ecuación “ $y = 0.1376 - 0.0009 X$ ” y presentó un coeficiente de determinación “ $R^2 = 0.87$ ” (Fig. 5).

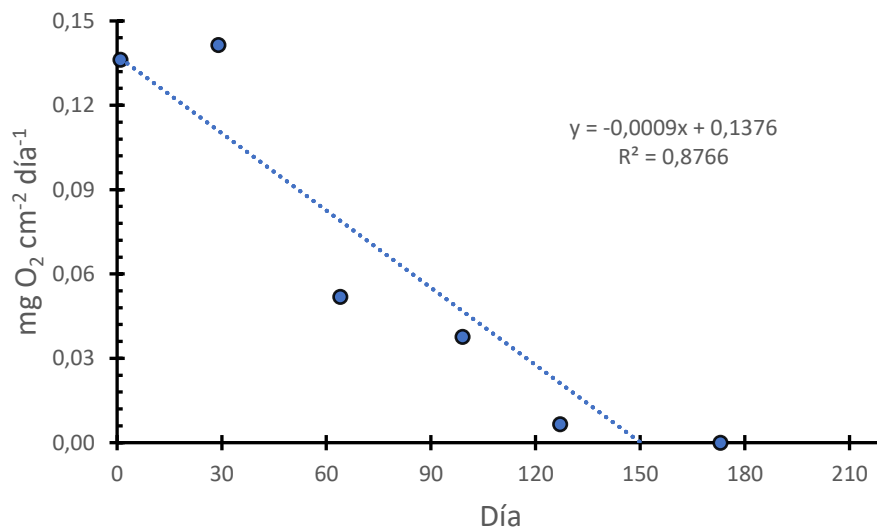


Fig. 5. Modelo del déficit hipolimnético de oxígeno disuelto (mg O₂ cm⁻² día⁻¹) en el lago Atexcac durante 218 días de estratificación durante el año 2017.

Alcalinidad.

Carbonatos.

Las concentraciones de carbonatos (CO_3^{2-}) presentaron un intervalo de 260 a 530 $\text{mg CaCO}_3\text{L}^{-1}$ en el año (Fig. 6), la mayor concentración registrada fue en el mes de marzo 2017 a 13m y la menor concentración se presentó en el mes de septiembre 2017 a 21.5m de profundidad. Cabe destacar que en el mes de marzo de 2017 existió un florecimiento de *N. spumigena*.

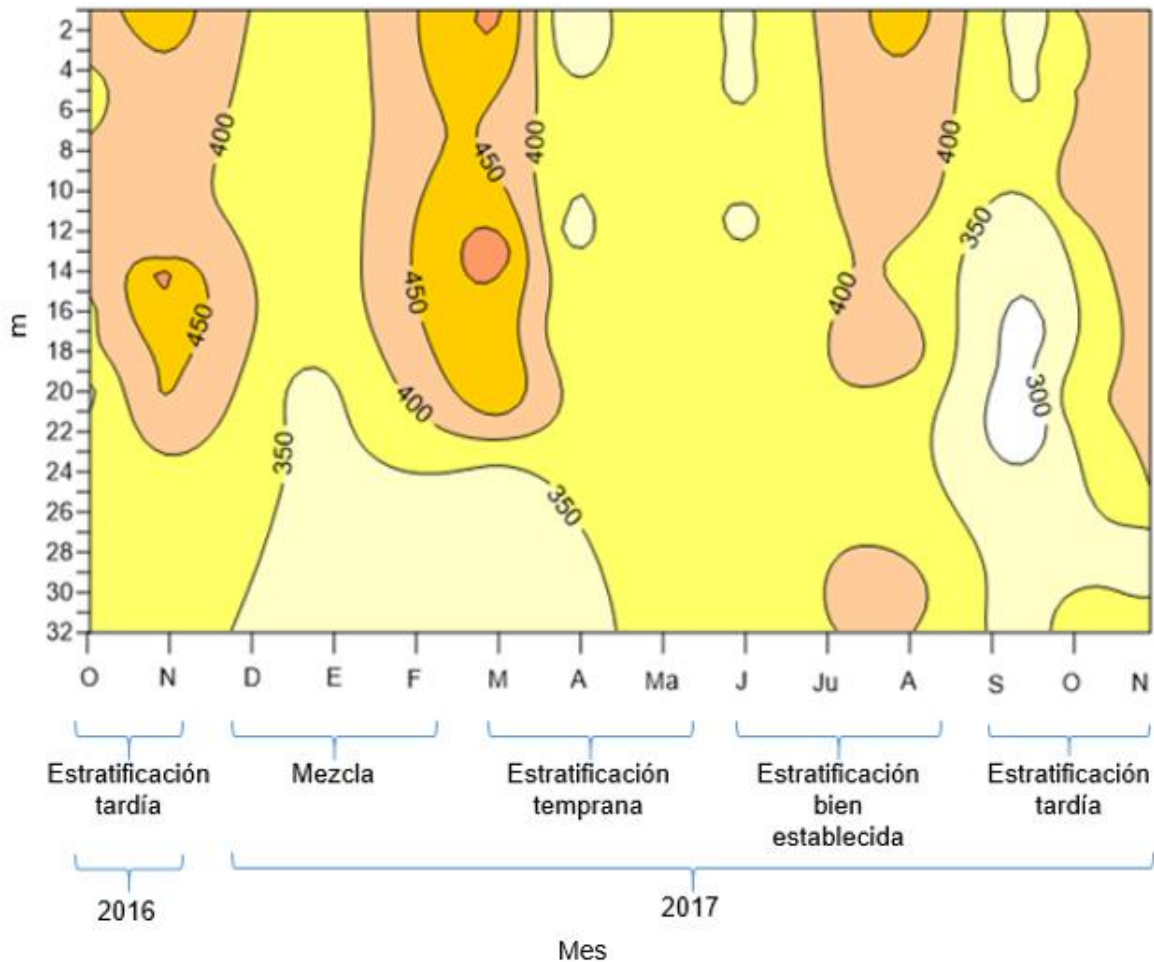


Fig. 6. Distribución espacio-temporal de la concentración de carbonatos ($\text{mg CaCO}_3\text{L}^{-1}$).

Pruebas estadísticas.

Temporal.

Los datos para la concentración temporal de carbonatos tuvieron una distribución normal según la prueba de Kolmogorov-Smirnov con $P \geq 0.05$ siendo también homocedásticos con $P \geq 0.05$ según la prueba de Levene. Se encontraron diferencias significativas temporales por medio del análisis de varianza $F_{(10-56)}=9.64$ $P < 0.05$ De acuerdo con la prueba de diferencia mínima significativa (LSD) de Fisher. Se registraron diferencias significativas entre 32 pares de medias (Fig. 7).

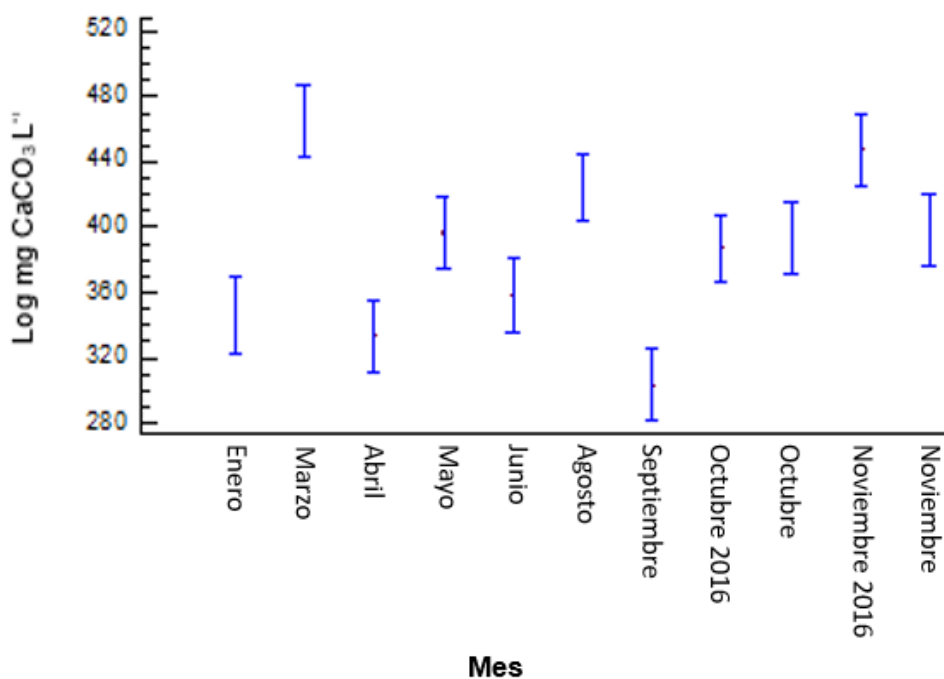


Fig. 7. Prueba de Fisher LSD al 95% de confianza para la concentración de carbonatos temporal.

Espacial.

Para la concentración espacial de carbonato se encontró una distribución normal por la prueba de Kolmogorov-Smirnov con $P \geq 0.05$ y homocedasticidad por Levene con $P \geq 0.05$. De acuerdo con el análisis de varianza se encontraron diferencias significativas por estratos $F_{(3-63)}=3.10$ $P < 0.05$ con diferencias entre la mezcla y la estratificación temprana y entre esta última con la estratificación tardía (Fig. 8) de acuerdo con LSD.

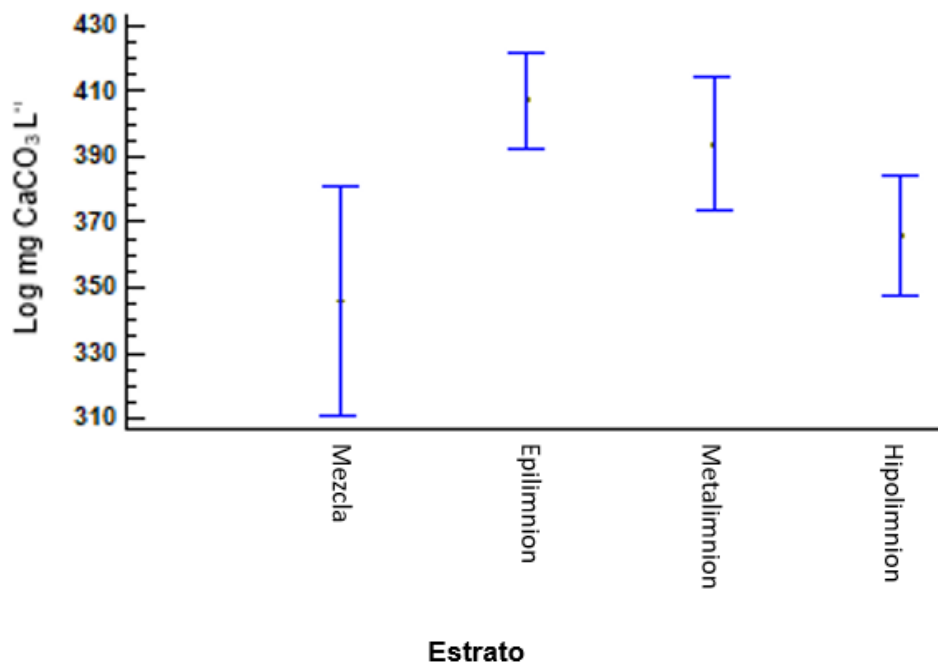


Fig. 8. Prueba de Fisher LSD al 95% de confianza para la concentración de carbonatos por estrato.

Bicarbonatos.

Como principal observación se aprecia una dominancia de bicarbonatos (HCO_3^-) sobre los carbonatos. Las concentraciones de bicarbonatos presentaron un

intervalo de 390 a 1260 mg de $\text{CaCO}_3 \text{ L}^{-1}$ en el año (Fig. 9), la concentración más baja se registró en el mes de noviembre 2016 a 14 m de profundidad y la más alta fue a principios del mes de octubre 2017 a 1 m de profundidad.

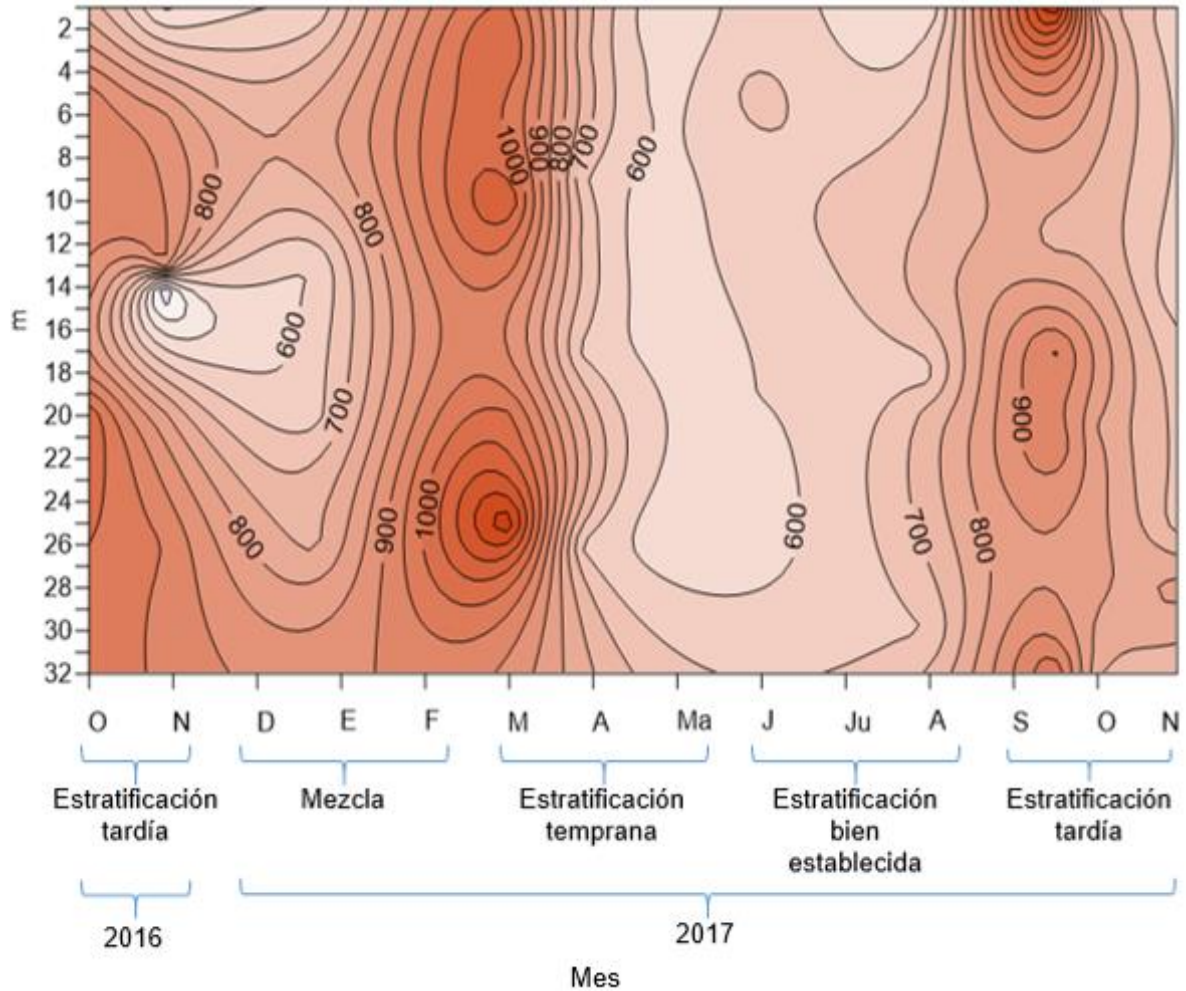


Fig. 9. Distribución espacio-temporal de la concentración de bicarbonatos (mg $\text{CaCO}_3 \text{ L}^{-1}$).

Pruebas estadísticas.

Temporal.

Los datos para la concentración de bicarbonatos temporal (Fig. 10) presentaron una distribución normal de acuerdo a la prueba de Kolmogorov-Smirnov con $P \geq 0.05$, siendo también homocedásticos según la prueba de Levene con $P \geq 0.05$. Se encontraron diferencias significativas temporales por medio del análisis de varianza de medias $F_{(10-56)}=11.96$ $P < 0.05$, además la prueba de LSD arroja diferencias significativas en 28 pares de medias.

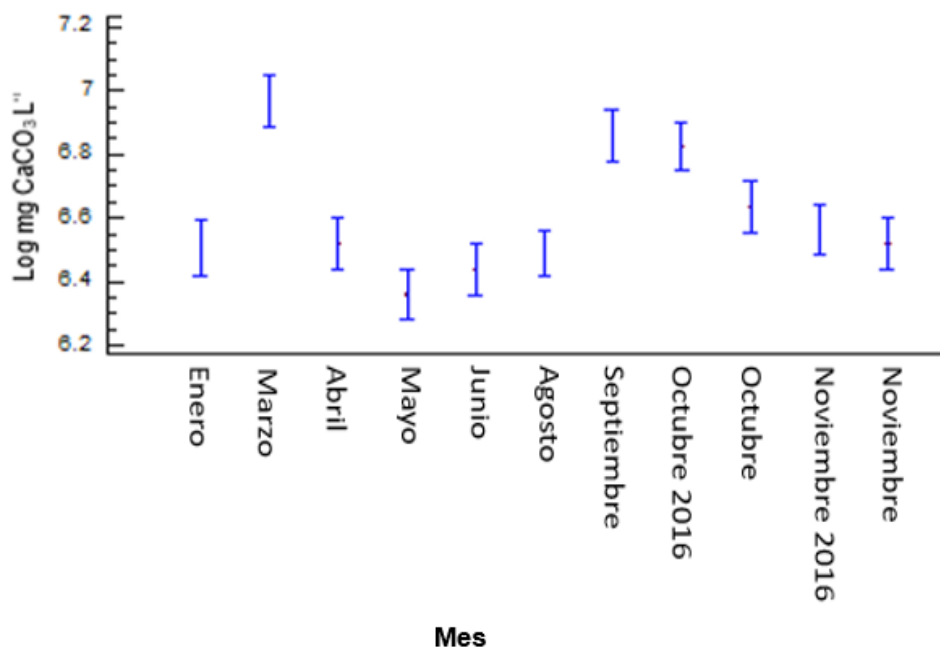


Fig. 10. Prueba de Fisher LSD al 95% de confianza para la concentración de bicarbonatos temporal.

Espacial.

Las concentraciones de bicarbonatos espaciales se acoplaron a una distribución normal según la prueba de Kolmogorov-Smirnov con $P \geq 0.05$ y presentaron homocedasticidad al hacerles una prueba Levene con $P \geq 0.05$. En este caso no se encontraron diferencias significativas espaciales con el análisis de varianza de medias $F_{(3-63)}=0.75$ (Fig. 11).

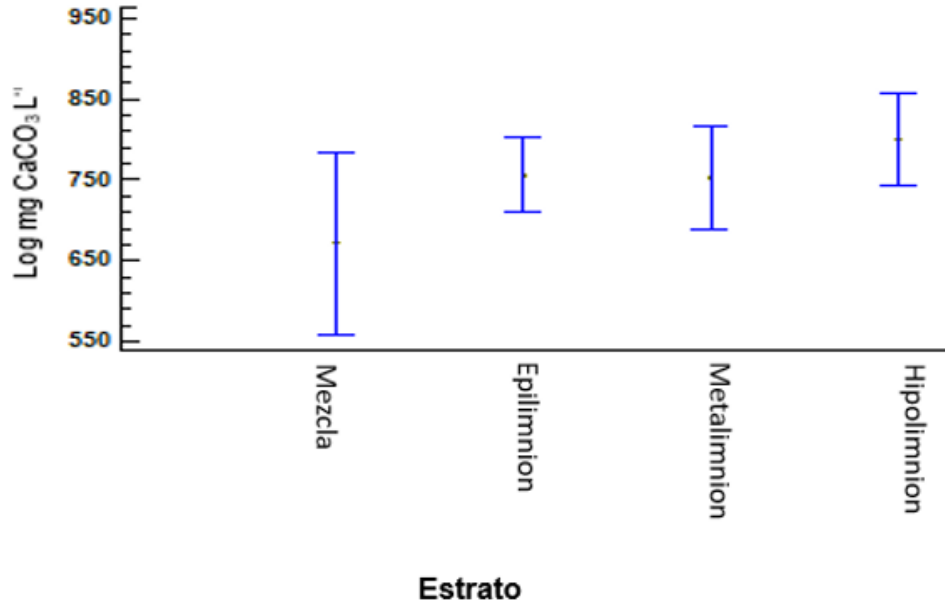


Fig. 11. Prueba de Fisher LSD al 95% de confianza para la concentración de bicarbonatos por estrato.

Dióxido de Carbono.

El lago presentó un intervalo de dióxido de carbono (CO₂) de 0.0048 a 0.124 mg L⁻¹, con un promedio de 0.06 mg L⁻¹. El valor más alto (0.124 mg L⁻¹) se presentó en el mes de noviembre del año 2016 a 26 m de profundidad y el más bajo (0.0048 mg L⁻¹) en el mes de marzo del año 2017 a 3 m de profundidad en el florecimiento de *N. spumigena*. Las concentraciones de CO₂ en el lago no pudieron ser estimadas con métodos químicos por su baja concentración y haber sido disociadas rápidamente por el efecto *buffer* del agua. En el periodo de estudio se registró una tendencia en que las mayores concentraciones estuvieron en el fondo del lago (Fig. 12) y se presentaron principalmente en la etapa de estratificación tardía. La distribución de esta forma de carbono en la columna de agua fue homogénea en la mayor parte del año y se notó una disminución entre los meses de mayo y junio que concordó con la presencia del evento de emblanquecimiento.

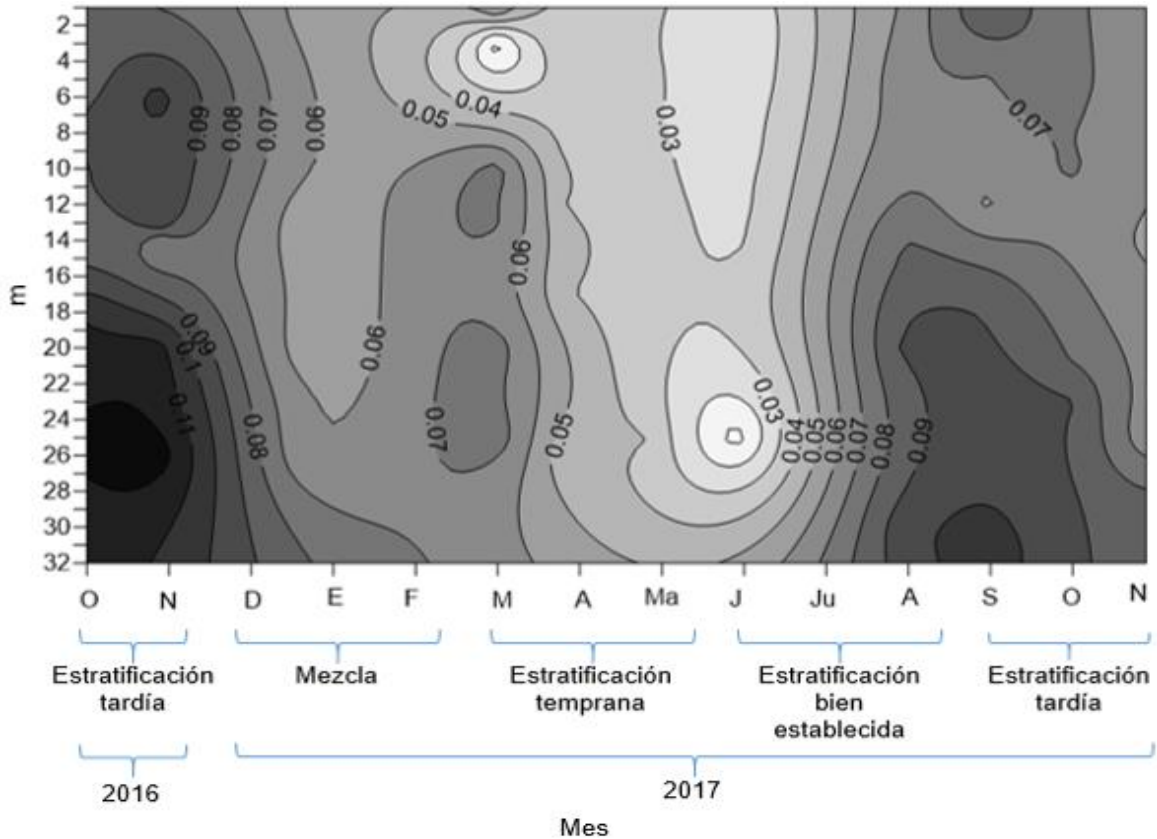


Fig. 12. Concentraciones de CO₂ (mg L⁻¹).

Pruebas estadísticas.

Temporal.

Los datos de concentración de CO₂ temporal (Fig. 13) se distribuyeron normalmente con respecto a la prueba de Kolmogorov-Smirnov con $P \geq 0.05$, en la prueba de Levene se reconoció que los datos son homocedásticos con $P \geq 0.05$. En el análisis de varianza se encontraron diferencias significativas en 41 pares de medias $F_{(10-56)}=20.49$ $P < 0$ de acuerdo con LSD.

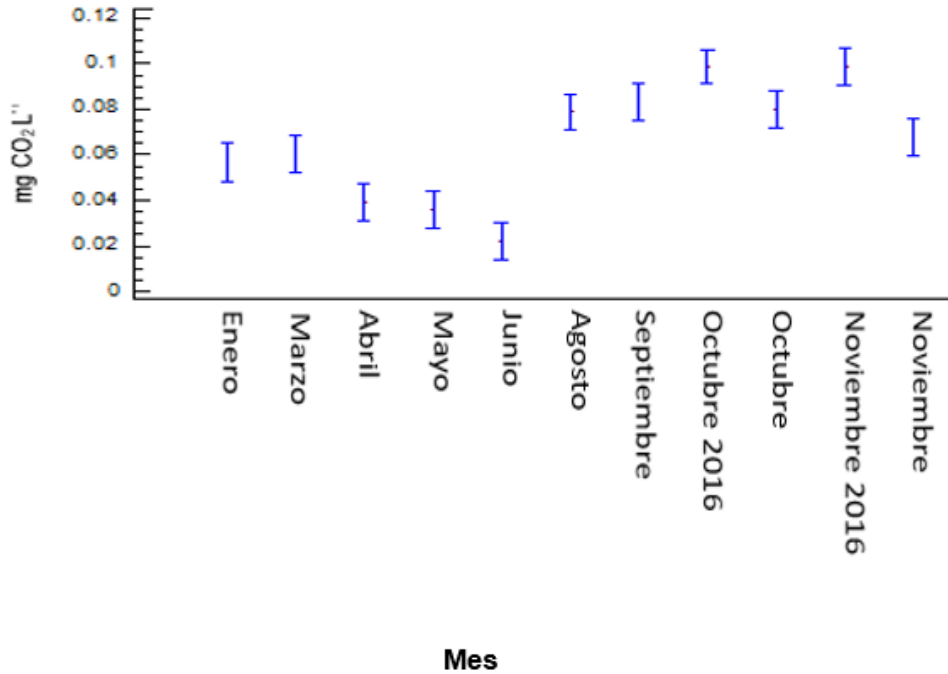


Fig. 13. Prueba de Fisher LSD al 95% para la concentración de dióxido de carbono temporal.

Espacial.

La concentración de dióxido de carbono espacial cumplió con una distribución normal (Fig. 14) de acuerdo a Kolmogorov-Smirnov con $P \geq 0.05$ y los datos fueron homocedásticos según Levene con $P \geq 0.05$. No se encontraron diferencias significativas entre estratos en el análisis de varianza $F_{(3-63)}=1.92$ $P > 0.05$.

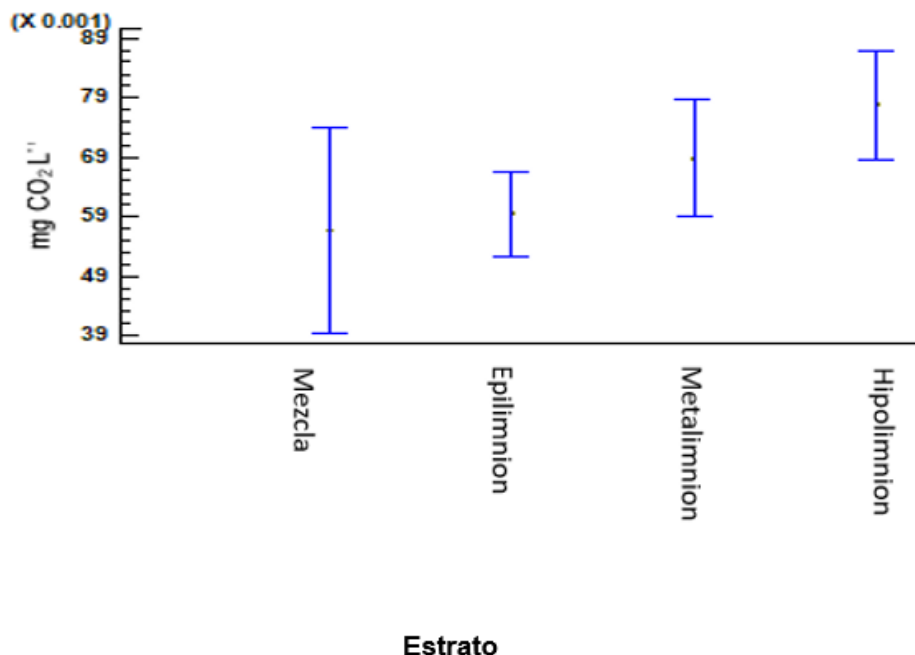


Fig. 14. Prueba de Fisher LSD al 95% para concentraciones de dióxido de carbono espacial 2016-2017.

Productividad primaria Integrada mensual.

La medición de productividad primaria integrada comprendió el periodo entre los meses de enero a noviembre 2017 presentando un intervalo de 0.32 a 1.23g C m⁻²día⁻¹.

Los meses con mayor productividad bruta (PB) fueron enero (1.23 g C m⁻² día⁻¹) correspondiente a la etapa de mezcla, abril (1.14 g C m⁻² día⁻¹) y mayo (1.2 g C m⁻² día⁻¹) correspondientes a la estratificación temprana. Los meses con mayor productividad neta (PN) fueron enero (1.23 g C m⁻² día⁻¹), marzo (0.89 g C m⁻² día⁻¹), abril (0.9 g C m⁻² día⁻¹) y mayo (0.93 g C m⁻² día⁻¹). El mes con mayor respiración (R) fue julio (0.74 g C m⁻²día⁻¹) correspondiente a la estratificación bien establecida (Fig. 15).

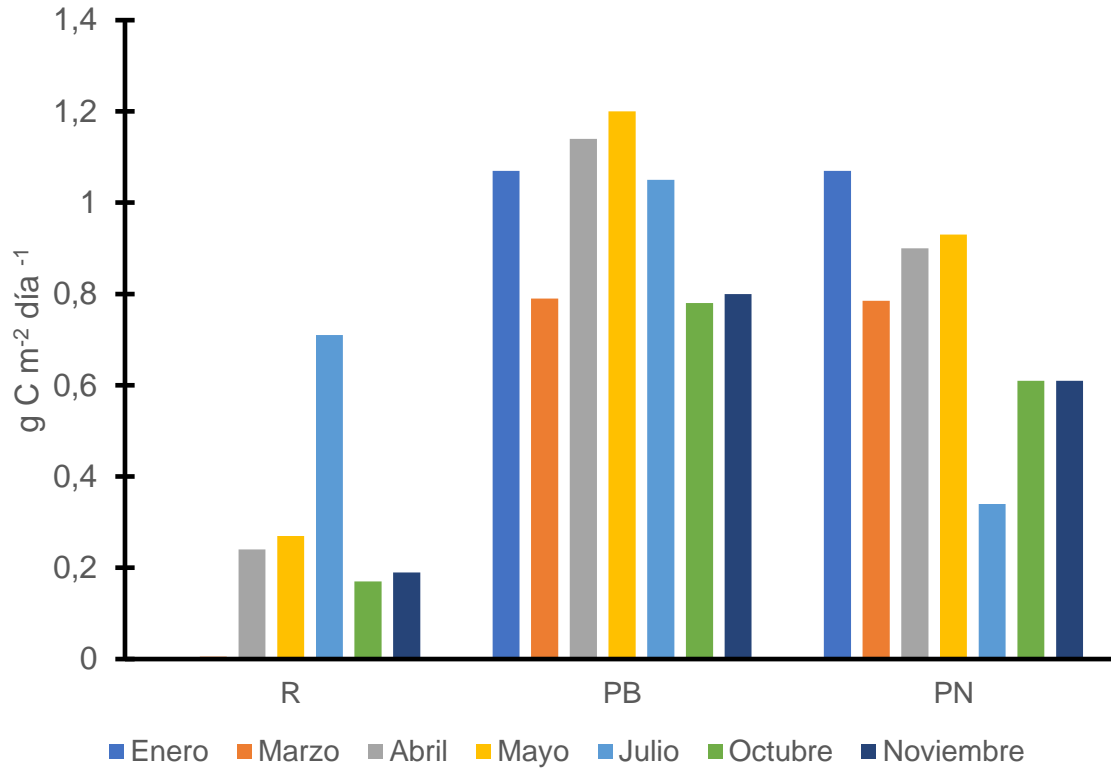


Fig. 15. Productividad primaria en el lago Atexcac enero-noviembre $\text{g C m}^{-2} \text{ día}^{-1}$ 2017.

Pruebas estadísticas.

Temporal.

Los datos de la concentración de carbono en la productividad primaria siguieron una distribución normal (Fig. 16) según la prueba de Shapiro-Wilk con $P > 0.05$ por lo que presentaron una distribución normal, en la prueba de Levene el valor de $P \geq 0.05$ por lo que los datos se consideraron homocedásticos. En el análisis de varianza de medias temporal se registraron diferencias significativas $F_{(6-19)} = 3.23$ $P < 0.05$ entre 6 pares según LSD.

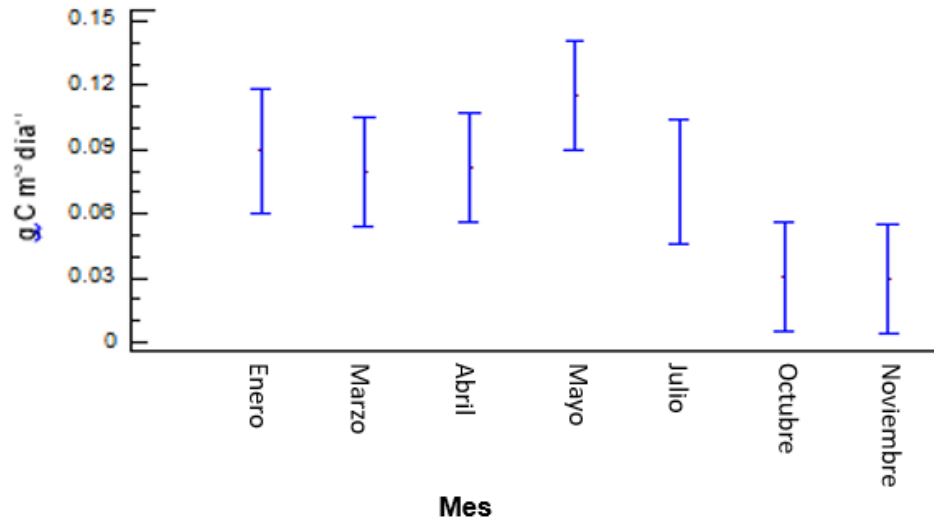


Fig. 16. Prueba de Fisher LSD con 95% de confianza para la concentración de carbono en la productividad primaria temporal 2017.

Espacial.

La concentración de carbono en la productividad primaria espacial se distribuyó normalmente (Fig. 17) en la prueba de Shapiro-Wilk con $P > 0.05$ y con datos homocedásticos según Levene con $P \geq 0.05$. Con respecto al análisis de varianza, no se encontraron diferencias significativas $F_{(3-22)} = 0.4$ $P > 0.05$.



Fig. 17. Prueba de Fisher LSD con 95% de confianza para la concentración de carbono en la productividad primaria espacial 2017.

Clorofila a.

La clorofila a (Fig. 18) presentó un intervalo de 0.1 a 7.276 $\mu\text{g L}^{-1}$ con un promedio de 1.056 $\mu\text{g L}^{-1}$.

Las mayores concentraciones se registraron en los meses de marzo 2017 (7.276 y 4.118 $\mu\text{g L}^{-1}$), septiembre 2017 (5.169 $\mu\text{g L}^{-1}$) y noviembre 2017 (6.995 $\mu\text{g L}^{-1}$). La menor concentración se ubicó en el mes de agosto a 5 m de profundidad. Se presentaron picos máximos profundos de clorofila a (máximos profundos de clorofila DCM, por sus siglas en inglés) en septiembre 2016 a 13 m de profundidad (2.495 $\mu\text{g L}^{-1}$), octubre 2016 a 20 m de profundidad (0.834 $\mu\text{g L}^{-1}$), marzo 2017 a 20m de profundidad (4.118 $\mu\text{g L}^{-1}$), abril 2017 12 m de profundidad (2.067 $\mu\text{g L}^{-1}$), mayo 2017 a 14m de profundidad (1.465 $\mu\text{g L}^{-1}$), junio 2017 11 m de profundidad (0.942 $\mu\text{g L}^{-1}$), julio 2017 14 m de profundidad (1.305 $\mu\text{g L}^{-1}$), agosto 2017 20 m de profundidad (1.398 $\mu\text{g L}^{-1}$), septiembre 2017 a 21.5 m de profundidad (5.169 $\mu\text{g L}^{-1}$), octubre a 10 m de profundidad (1.180 $\mu\text{g L}^{-1}$) y 23 m de profundidad (1.451 $\mu\text{g L}^{-1}$) noviembre a 14 m de profundidad (2.077 $\mu\text{g L}^{-1}$) y a 32 m de profundidad

(6.995

μg

L^{-1}).

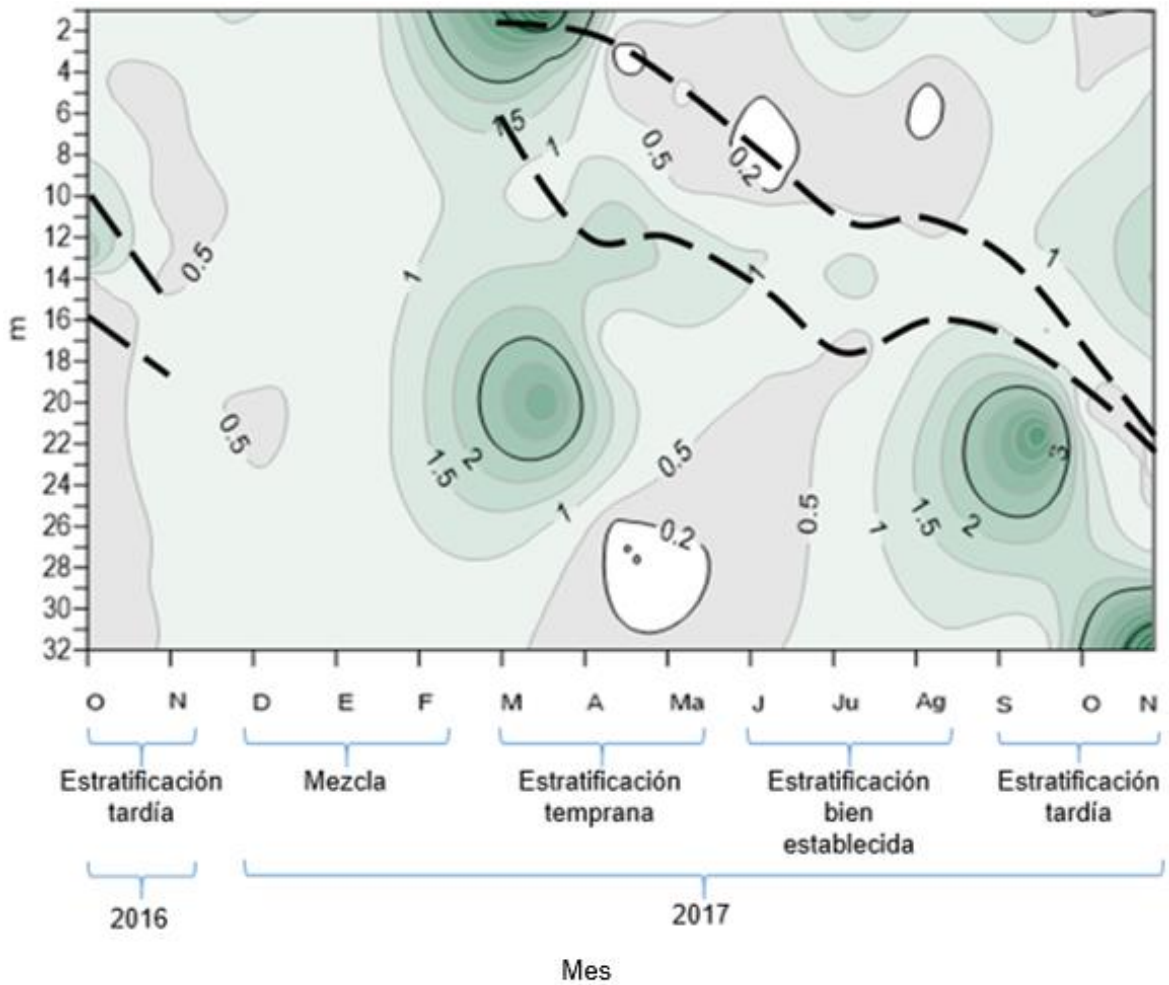


Fig. 18. Diagrama espacio-temporal de la concentración de la Clorofila *a* ($\mu\text{g L}^{-1}$) con termoclina.

Pruebas estadísticas.

Temporal.

Para la concentración de clorofila *a* temporal a través de la prueba de normalidad por Kolmogorov-Smirnov demostró que los datos no tienen una distribución normal (Fig. 19) con un valor de $P < 0.05$ y 95% de confianza. La prueba de verificación de

varianza de Levene con un valor de $P > 0.05$ lo que indicó que existe homocedasticidad. Por lo cual se hizo la prueba no paramétrica de Kruskal-Wallis con la que se encontró que no hubo diferencias significativas entre los meses de muestreo con un valor de $P \geq 0.05$.

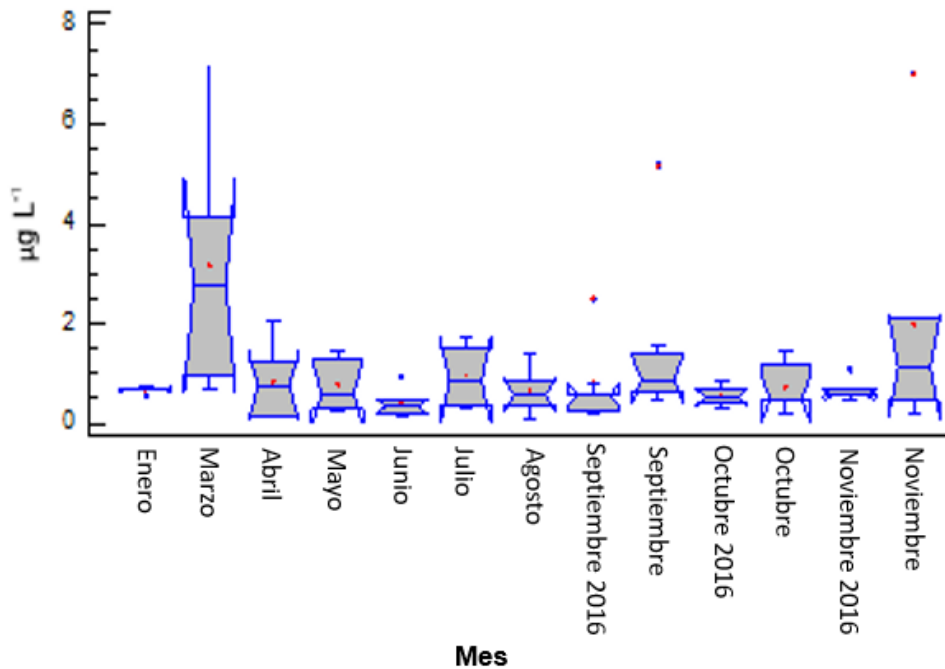


Fig. 19. Gráfico de caja con bigotes para la concentración de Clorofila *a* temporal.

Espacial.

Los datos de concentración de clorofila *a* espacial (Fig. 20) no pertenecieron a una distribución normal según la prueba de Kolmogorov-Smirnov con $P < 0.05$ y presentaron datos homocedásticos por Levene con $P > 0.05$. Posteriormente se realizó la prueba de Kruskal-Wallis sin obtener diferencias significativas entre los meses de muestreo con $P > 0.05$.

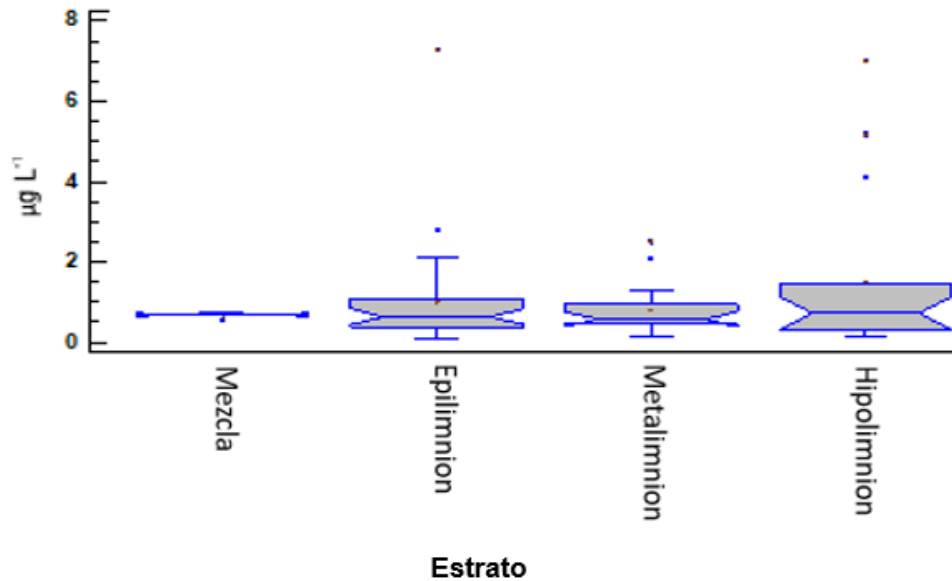


Fig. 20. Prueba de caja con bigotes para la concentración de Clorofila *a* espacial.

Carbono orgánico total.

Las mediciones del carbono orgánico total (COT) se realizaron solo para el año 2017 y se estructuraron por etapas hidrodinámicas (mezcla y estratificación). Se presentan tres resultados para las distintas fases de la estratificación (Fig. 21).

Las concentraciones de COT a lo largo del año presentaron un intervalo de 13,600 a > 21,000 mg C m⁻³, con una media de 18,870 mg C m⁻³ con distribución homogénea a lo largo de la columna de agua y sin variaciones importantes a lo largo del año a excepción del mes de agosto.

Las concentraciones más altas se presentaron en los meses de enero, marzo y noviembre (> 21,000 mg C m⁻³), la concentración más baja correspondió al mes de agosto (13,600 mg C m⁻³) que coincidió con el final del evento de emblanquecimiento.

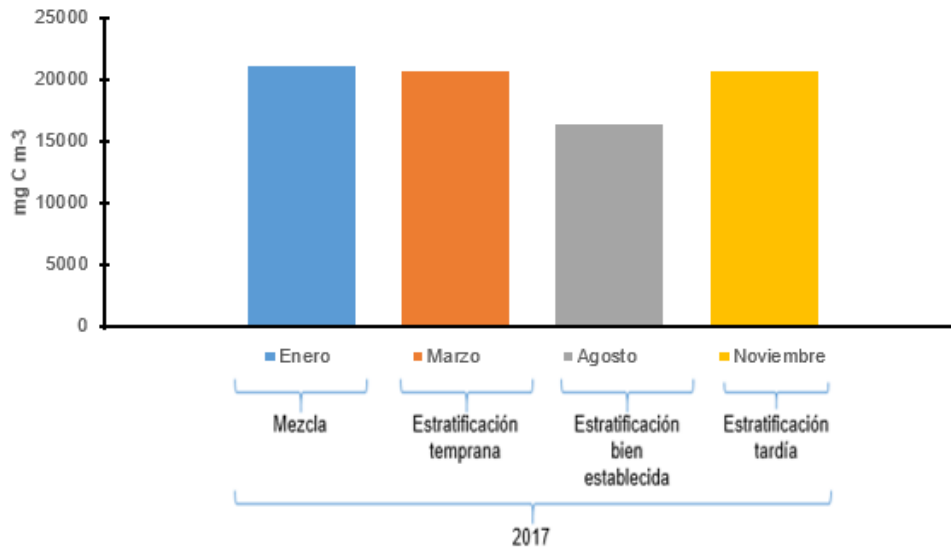


Fig. 21. Carbono orgánico total del Lago Atexcac (mg C m⁻³) en meses representativos del 2017.

Debido al número reducido de datos, en esta forma de carbono no pudo ser realizado un diagrama espacial-temporal.

Pruebas estadísticas.

Temporal.

El comportamiento de los datos de la concentración del COT se ajustó a una distribución normal (Fig. 22) por medio de la prueba de Shapiro-Wilk con $P \geq 0.05$, en la prueba de Levene el valor de $P \geq 0.05$ por lo que los datos se encontraron homocedásticos. La prueba del análisis de la varianza muestra que existieron diferencias significativas $F_{(3-10)}=4.99$ $P < 0.05$ en tres pares de medias entre los meses según LSD.

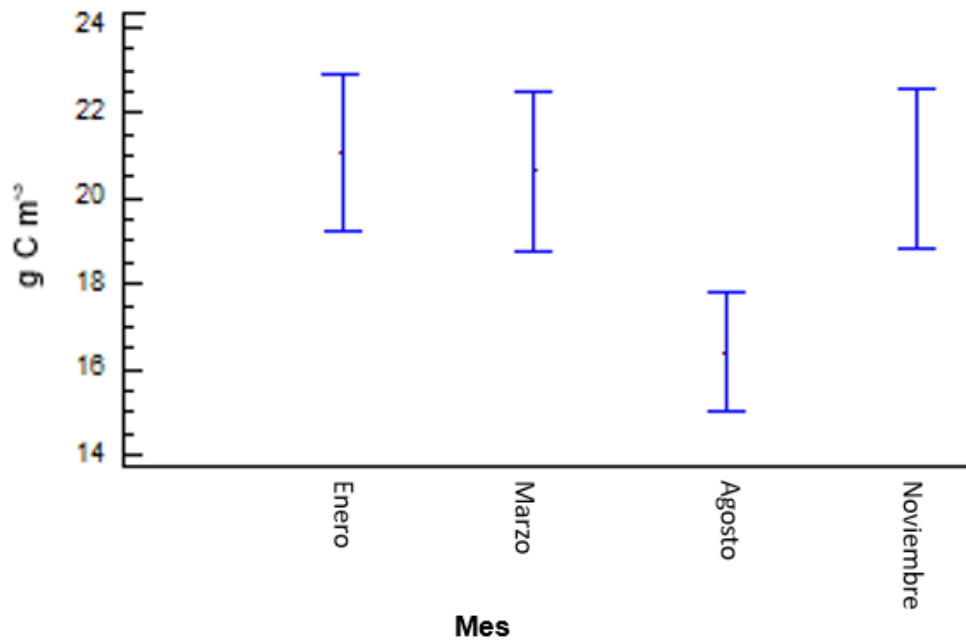


Fig. 22. Prueba de Fisher LSD con 95% de confianza para la concentración de carbono orgánico total temporal 2017.

Espacial.

Los datos de la concentración de COT espacial tuvieron una distribución normal (Fig. 23) con Shapiro-Wilk $P \geq 0.05$ y también presentaron homocedasticidad con Levene $P \geq 0.05$. Sin embargo, no se encontraron diferencias significativas con el análisis de varianza $F_{(3-10)} = 0.63$ $P > 0.05$ con LSD.

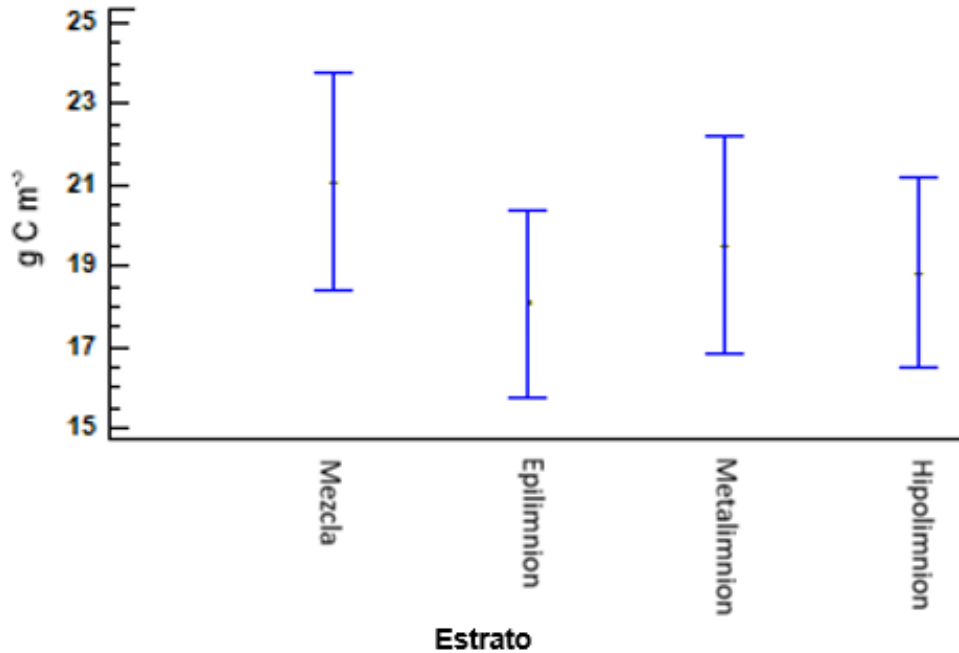


Fig. 23. Prueba de Fisher LSD con 95% de confianza para la concentración de carbono orgánico total espacial 2017.

Carbono de fácil oxidación en sedimentos.

El porcentaje estimado para el carbono de fácil oxidación (CFO) fue generalmente bajo y sin variaciones importantes a lo largo del periodo de estudio (2016-2017). Los porcentajes de materia orgánica presentaron una media de 2.69% mientras que los de carbono orgánico presentaron una media de 1.56% (Fig. 24).

La materia orgánica presentó un intervalo de 2.40% a 3.085% y el carbono orgánico de 1.39% a 1.78% que se refieren como porcentajes bajos dentro de las observaciones del método empleado. El porcentaje más alto de carbono (1.78%), se registró en el mes de septiembre que fue el inicio de la estratificación tardía, mientras que los más bajos tuvieron lugar en los meses de abril después del florecimiento de *N. spumigena* y junio con el emblanquecimiento (1.39%), posteriormente se observa un incremento en el mes de julio (1.73%) y un deceso en octubre (1.5%).

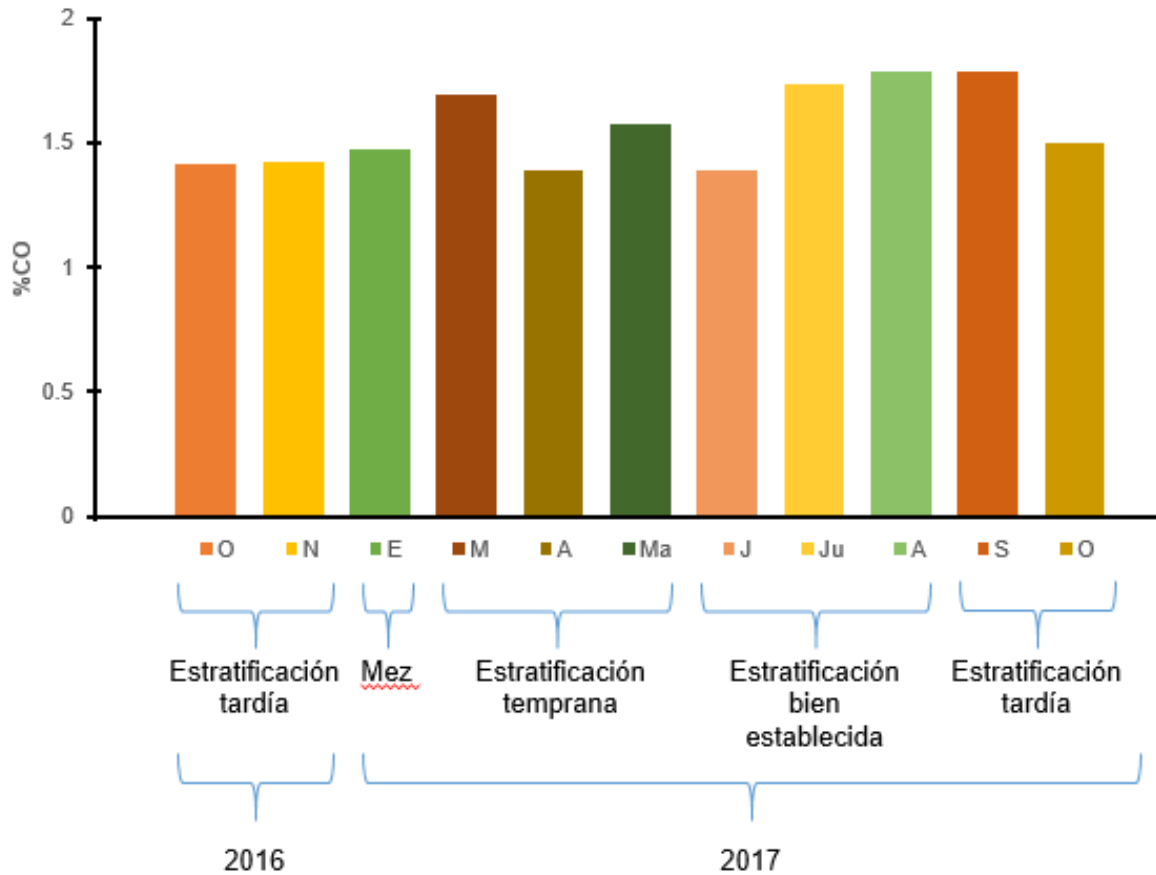


Fig. 24. Porcentajes de carbono orgánico de fácil oxidación en sedimentos.

Carbono orgánico particulado.

El carbono orgánico particulado (COP) se calculó para cada mes de muestreo del año 2017.

El COP presentó un intervalo de concentraciones de 24 a 212.6 mg C m⁻³ con una media de 108 mg C m⁻³. Sin embargo, las concentraciones en general fueron consideradas como muy bajas, ya que los datos reportados para lagos oligotróficos contemplan estas concentraciones como mínimas, siendo el lago Atexcac un lago oligomesotrófico, es decir, con una productividad primaria más grande que los lagos oligotróficos. Las concentraciones más altas se presentaron entre el final de la estratificación temprana y el principio de la estratificación bien

establecida, donde se terminó el florecimiento de diatomeas y comenzó el de cianobacterias con la mayor concentración de COP (212.6 mg C m⁻³) en el mes de mayo a 25 m de profundidad, también se puede observar (Fig. 25) que existió un aumento de concentraciones en la etapa de estratificación tardía. Las menores concentraciones se obtuvieron en los meses de mezcla y al inicio de la estratificación temprana, al igual que en el mes de agosto coincidiendo con la disminución de COT. La concentración más baja (24 mg C m⁻³) se observó en el mes de abril a 9 m de profundidad.

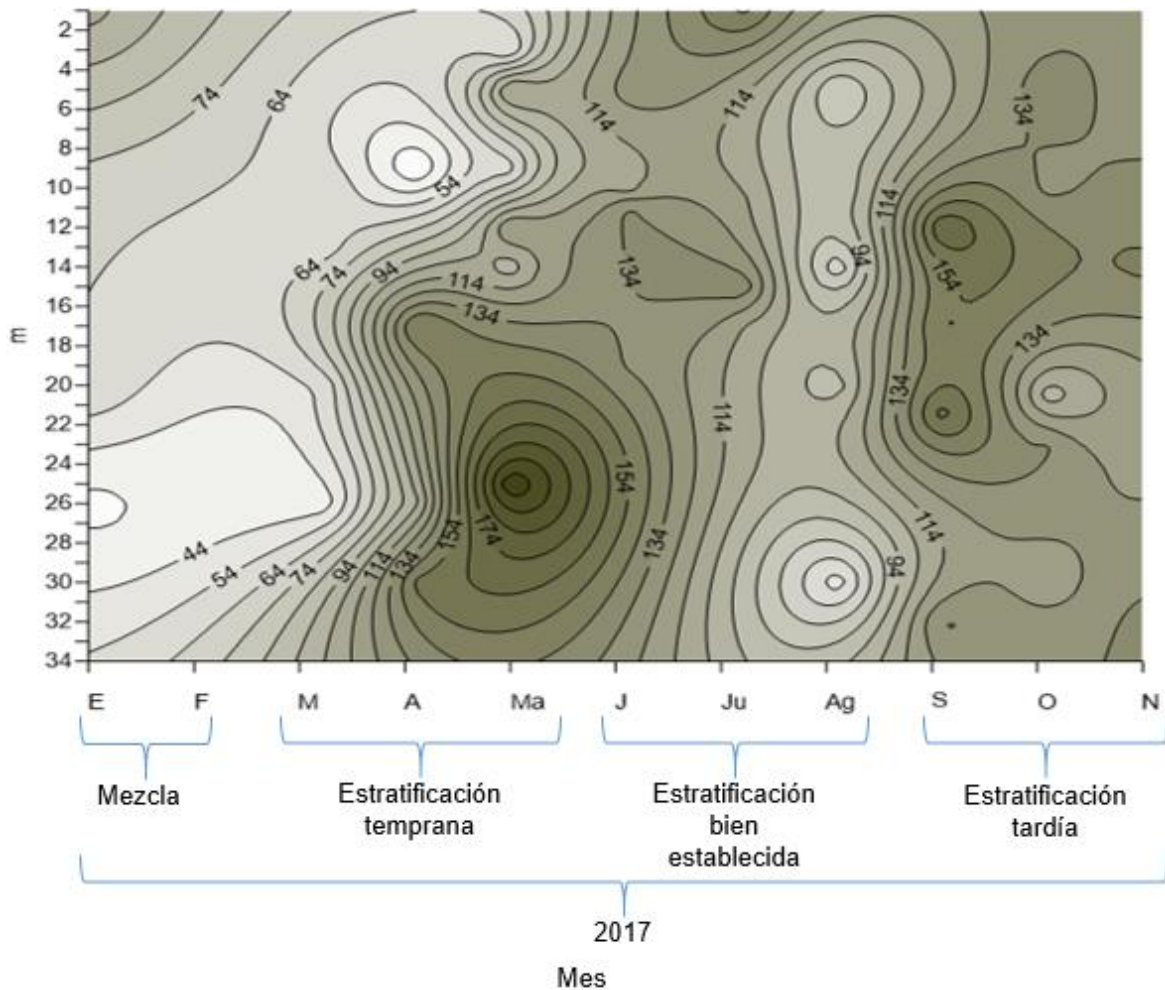


Fig. 25. Diagrama espacio-temporal del carbono orgánico particulado (mg C m⁻³).

Pruebas estadísticas.

Temporal.

La prueba de normalidad de Kolmogorov-Smirnov indicó que los datos presentaron una distribución normal (Fig. 26) con un valor de $P \geq 0.05$. La prueba de Levene demostró que los datos no son homocedásticos con un valor de $P < 0.05$. El análisis de varianza $F_{(9-38)} = 4.03$ identificó diferencias significativas entre 19 pares de las medias $P < 0.05$ según LSD.

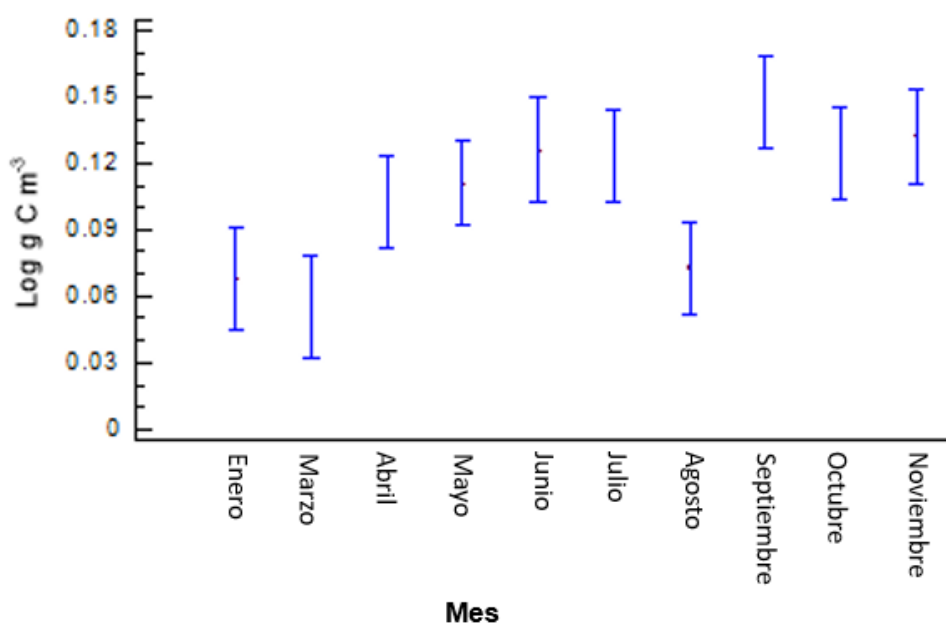


Fig. 26. Prueba de Fisher LSD con 95% de confianza para la concentración de carbono orgánico particulado temporal 2017.

Espacial.

Los datos de la concentración del COP por estrato se acoplaron a una distribución normal (Fig. 27) según Kolmogorov-Smirnov con $P \geq 0.05$ y la prueba de Levene demostró que éstos no son homocedásticos $P < 0.05$. Sin embargo, solo se

encontró una diferencia significativa entre la mezcla y la estratificación tardía por medio del análisis de varianza de medias $F_{(3-44)}=1.74$ con $P>0.05$ según LSD. En comparación con el método Kruskal-Wallis en donde no se encuentran diferencias significativas entre las medianas.

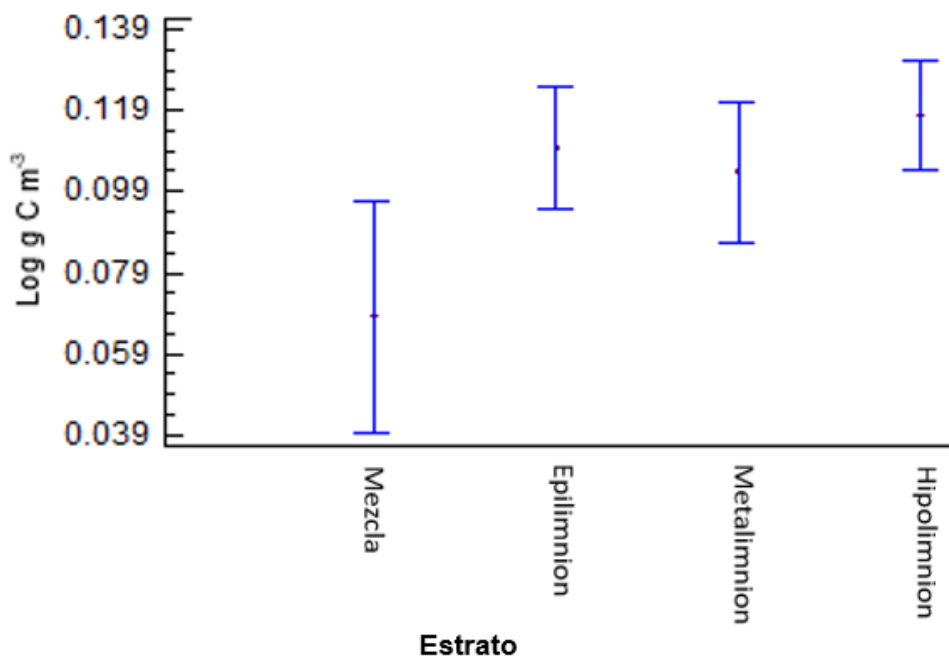


Fig. 27. Prueba de Fisher LSD con 95% de confianza para la concentración de carbono orgánico particulado espacial en 2017.

Carbono orgánico disuelto.

Las concentraciones del carbono orgánico disuelto (COD) se estimaron de forma indirecta a través de la diferencia entre el COT y el COP, obteniendo resultados para las etapas de mezcla y estratificación del año 2017 al igual que el COT y las mayores concentraciones estimadas sobre carbono orgánico, indicando que en la masa de agua del lago Atexcac existe una alta concentración de carbono orgánico disuelto (Fig. 28).

Las concentraciones de COD a lo largo del año presentaron un intervalo de 13513.9 a 21969.1 mg C m⁻³, con una media de 19155.7 mg C m⁻³. Estas

concentraciones siguieron el patrón del COT por tener los valores dominantes sobre el COP, la concentración más alta registrada ocurrió en el mes de enero etapa de mezcla (21969.1 mg C m⁻³) y la más baja en el mes de agosto en la estratificación bien establecida y después del evento de emblanquecimiento (13513.9 mg C m⁻³). Las concentraciones a lo largo del año y de la columna de agua no tuvieron variaciones importantes a excepción del mes de agosto.

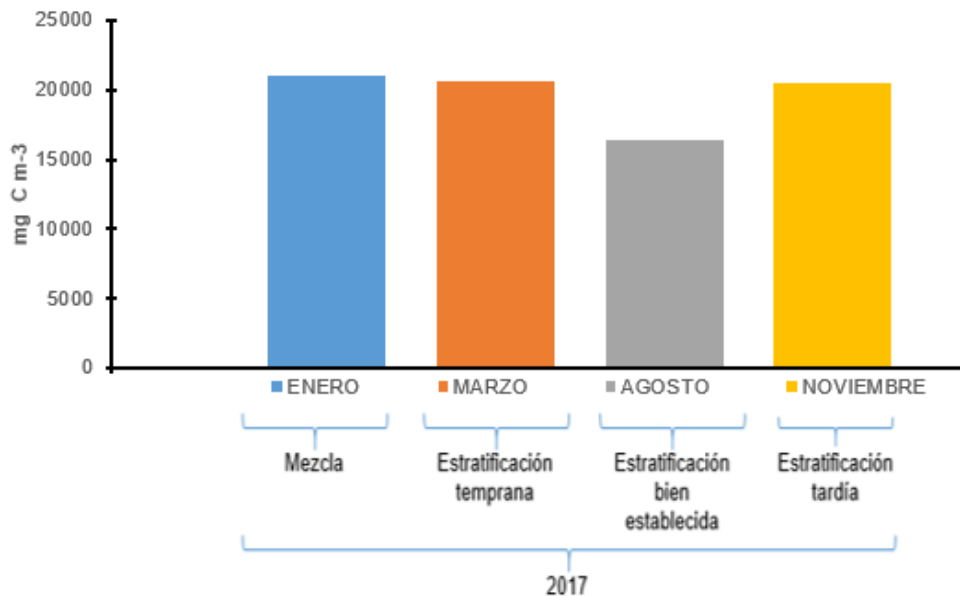


Fig. 28. Concentraciones de carbono orgánico disuelto (mg C m⁻³) en meses representativos del 2017.

Pruebas estadísticas.

Temporal.

La Prueba de normalidad de Shapiro-Wilk demostró que los datos de la concentración de COD temporal (Fig. 29) se ajustaron a una distribución normal $P \geq 0.05$. En la prueba de Levene se verificó que los datos mantuvieron homocedasticidad $P \geq 0.05$. El análisis de varianza $F_{(3-10)}=4.94$ probó que existen

diferencias significativas entre agosto y los meses de muestreo restantes, $P < 0.05$ por LSD.

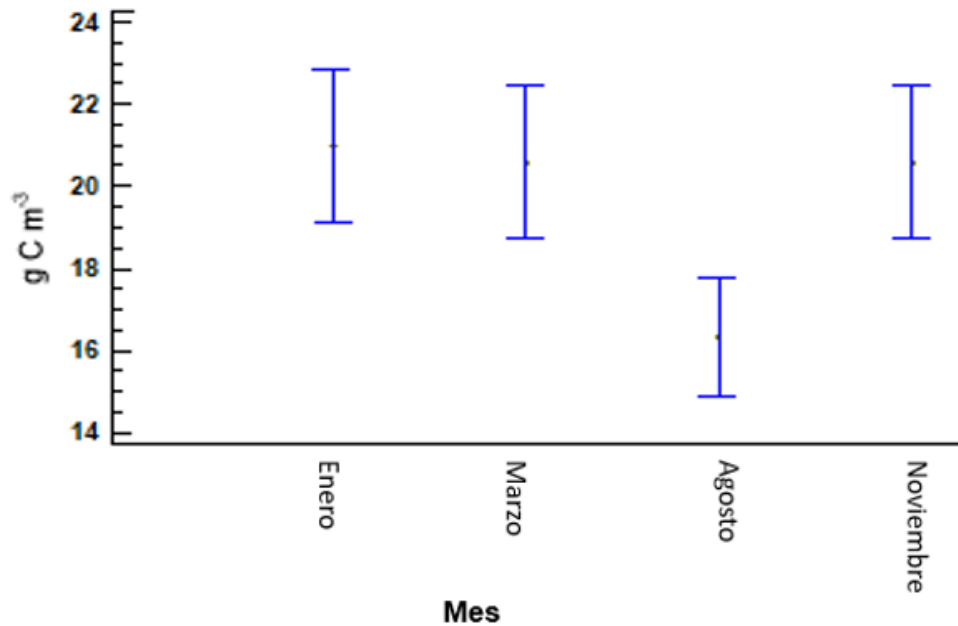


Fig. 29. Prueba de Fisher LSD con 95% de confianza para la concentración de carbono orgánico disuelto temporal 2017.

Espacial.

Se verificó que los datos de la concentración de COD tuvieron una distribución normal (Fig. 30) por medio de Shapiro-Wilk $P \geq 0.05$ pero no presentaron homocedasticidad con la prueba Levene $P < 0.05$, a pesar de ello no se encontraron diferencias significativas por medio del análisis de varianza $F_{(3-10)} = 0.63$ $P > 0.05$.

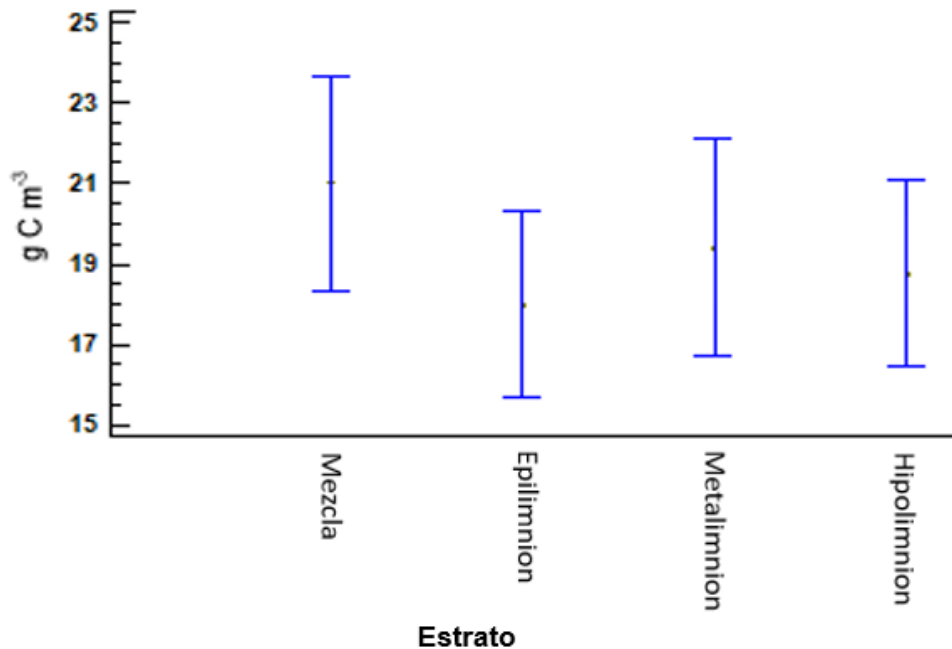


Fig. 30. Prueba de Fisher LDS con 95% de confianza para la concentración de carbono orgánico disuelto espacial 2017.

Balance de masas.

En el lago Atexcac se obtuvo una concentración de $512,913.1 \times 10^4 \text{g C año}^{-1}$ como total de las formas de carbono. El carbono inorgánico disuelto (CID) dominó ($442,489.8 \times 10^4 \text{g C año}^{-1}$) con el 86.27% sobre las formas de COT ($70423.4 \times 10^4 \text{g C año}^{-1}$) que representaron el 13.73%.

El CID comprendió las concentraciones de bicarbonatos ($280,836.10 \times 10^4 \text{g Caño}^{-1}$) que fueron dominantes sobre otras formas de CID con el 63.47%, los carbonatos ($161,599.49 \times 10^4 \text{g Caño}^{-1}$) con 36.52% y el dióxido de carbono ($54.16 \times 10^4 \text{g Caño}^{-1}$) como el compuesto inorgánico de más baja concentración con el 0.01%.

Las formas orgánicas de carbono COT se representaron casi totalmente por medio de las concentraciones de COD ($70,159.38 \times 10^4 \text{g Caño}^{-1}$) con el 99.63% y en un

porcentaje mínimo con las concentraciones de COP ($263.97 \times 10^4 \text{g Caño}^{-1}$) con el 0.37%. Aunado al COP, la PPB representó el 28.28% de éste con 74.65g Caño^{-1} .

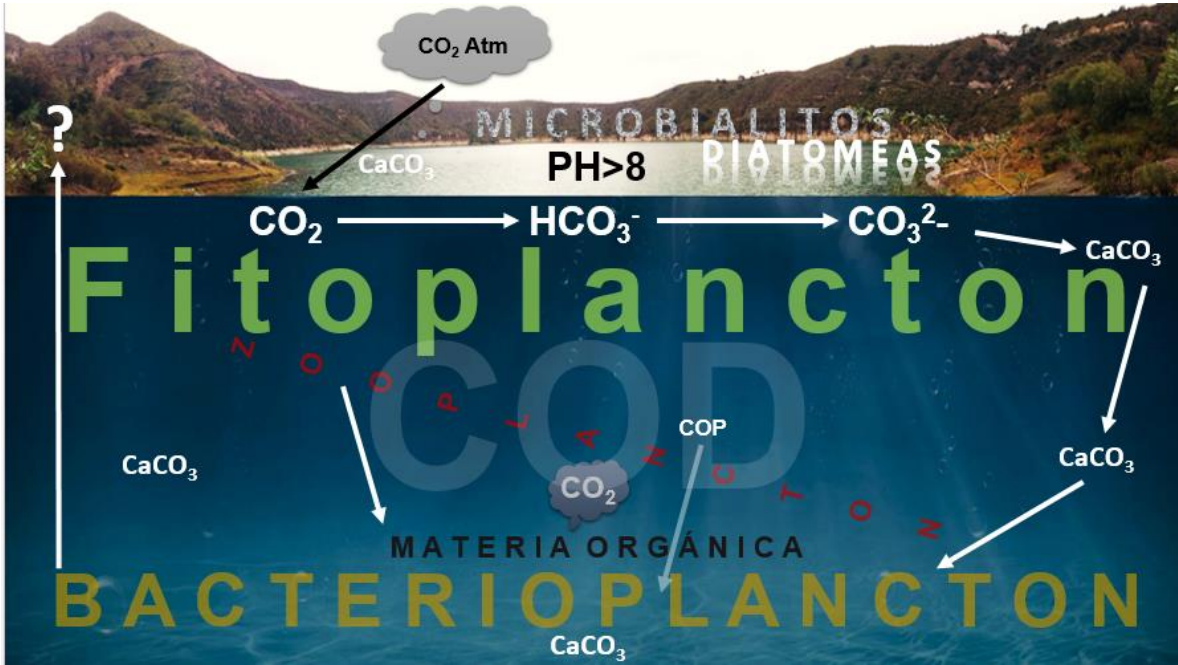


Fig. 31. Modelo hipotético del ciclo del carbono en el lago Atexcac de acuerdo con el propuesto por Finlay *et al* (2009) para lagos.

DISCUSIÓN DE RESULTADOS.

Déficit hipolimnético de oxígeno.

El nivel mínimo de oxígeno disuelto registrado fue de 0 mg L^{-1} que representa condiciones de anoxia, la cual se presentó en la estratificación tardía por debajo de los 19 m. En tanto que, para la estratificación del año 2017, en la temprana se registró a partir de los 25 m, en la bien establecida por debajo de los 20 m y en la tardía después de los 21 m. Estas profundidades correspondieron con el hipolimnion, conllevando a un déficit significativo de este gas de 0.06 mg de O_2

cm² día⁻¹ promedio para un periodo de 127 días, concentración equivalente a la observada para lagos eutrofizados (Hutchinson, 1967; Wetzel, 2001; Cole y Weihe, 2016). Sin embargo, en el lago Atexcac que se clasifica como oligo-mesotrófico de acuerdo con la concentración promedio de Clorofila *a* registrada de Rosas (2018) y la productividad primaria de Rojas (2017) y Cárcamo (2017) que concuerda con lo reportado para el sistema por otros autores dentro del lago, este déficit de oxígeno disuelto correspondió con una acumulación de materia orgánica principalmente generada de manera autóctona, así como resultado de la estratificación térmica y química durante 8 meses al ser el sistema monomítico cálido (Arellano y González, 2011). El hipolimnion comenzó a presentar anoxia en el último mes de la estratificación temprana. Aunado con los factores físicos y químicos que aumentan o reducen la solubilidad del oxígeno como son la salinidad (6.1 g L⁻¹), la temperatura y presión (Alcocer *et al.*, 2000; Wetzel, 2001; Cole y Weihe, 2016; Ceja y Lira, 2018). En el cuerpo de agua también existe el factor biológico que es el de mayor importancia para el fenómeno de anoxia hipolimnética, esto debido a que la parte medular del fenómeno se asocia con la descomposición de la carga de materia orgánica por parte de las comunidades bacterianas heterotróficas, proveniente del fitoplancton y zooplancton producida a lo largo del año y que permanece retenida en el fondo al descender la termoclina, aumentar la concentración de nutrientes y la densidad del agua proporcionalmente (Webber y Thurman, 1991). Por lo que los procesos de descomposición de materia orgánica que ocurren en la zona trofólítica del lago, mayormente en los sedimentos, hacen uso del poco oxígeno que queda para llevar a cabo sus rutas metabólicas por medio de reacciones de óxido-reducción que consumen oxígeno (Cole y Weihe, 2016; Mancera *et al.*, 2003; Álvarez, 2005), además de que la cantidad de los productores de oxígeno disminuye hacia las partes más profundas de la columna de agua (Alcocer *et al.*, 2000) dominando los organismos heterotróficos (8:1); un ejemplo de ello son las bacterias del género *Parococcus* que una vez agotado el oxígeno disuelto realizan desnitrificación en este tipo de lagos (Hernández-Avilés *et al.*, 2010) y otras bacterias amonificantes que oxidan la

materia orgánica y aumentan las concentraciones de amonio en las zonas profundas del lago (Rojas, 2017; Rosas, 2018).

El lago comienza a presentar mayor concentración de oxígeno disuelto a lo largo de toda la columna de agua en la temporada de mezcla invernal, ya que con la liberación de nutrientes acumulados hacia el fondo durante la estratificación se favorece un florecimiento de diatomeas *Cyclotella choctawhatcheeana* (Rojas, 2017), este fenómeno se presenta también en el lago Alchichica que es perteneciente también a la Cuenca Oriental, pero en este caso la especie es *Cyclotella alchichicana* (Alcocer *et al.*, 2000; Oliva *et al.*, 2001, 2006). Dicho fenómeno de mezcla permite que los nutrientes inorgánicos acumulados en el fondo puedan ser distribuidos nuevamente en la masa de agua y así algunos organismos se aprovechen de ellos tomando ventaja y presentando florecimientos como es el caso de *N. spumigena* que prosigue en el lago en el mes de marzo durante la estratificación temprana como resultado de la limitación de nitrógeno en el lago, las cuales tienen la capacidad de fijar nitrógeno atmosférico y más tarde en la estratificación bien establecida con el florecimiento de la cianobacteria *Merismopedia trolleri* y el picoplancton autotrófico (PPA) que se desarrollan cuando el dióxido de carbono es limitante por su capacidad de utilizar formas bicarbonatadas para realizar fotosíntesis (López, 2018).

Cabe resaltar que como resultado de la oxidación de la materia orgánica por parte de las comunidades procariontes heterotróficas se favorecen la liberación de dióxido de carbono que, por el efecto del pH alcalino registrado en el agua, se disocia rápidamente a las formas bicarbonatadas. Otro proceso asociado con este déficit sería la metanogénesis donde las arqueas pueden utilizar CO₂, H₂, formiato y acetato como una forma de respiración anaerobia (Stanier *et al.*, 1992). La evaluación de esta ruta metabólica sería muy importante para saber que sucede con la generación de metano en estos lagos.

Carbono inorgánico disuelto.

La utilización del carbono inorgánico disuelto (CID) por organismos autótrofos es balanceada en cuerpos de agua por la producción de CO_2 derivada de la respiración de los organismos y a la vez por la entrada de CO_2 y HCO_3^- provenientes de la atmósfera y del agua, este último también de la composición lítica de la zona (Wetzel, 2001; Armienta *et al.*, 2008). Las formas inorgánicas de carbono hacen que los lagos sean importantes sitios en que el ciclo del carbono tanto en la parte superficial como en el fondo de estos ya que en esta zona se crea un secuestro de carbono tanto orgánico como inorgánico (Finlay *et al.*, 2009), estas actividades resumen el ciclo del carbono en aguas interiores como lo explica Cole *et al.* (2007) y se presentan en el lago Atexcac.

El lago Atexcac contiene un intervalo de CO_2 entre 124 a $4.8 \mu\text{mol L}^{-1}$. Estas concentraciones son promedio con respecto a lo registrado en otros lagos o reservorios mesotróficos o tropicales (Abril *et al.*, 2005; Pighini *et al.*, 2018). El valor más alto ($124 \mu\text{mol L}^{-1}$) se presentó en noviembre del 2016 y el más bajo ($4.8 \mu\text{mol L}^{-1}$) en marzo de 2017 en donde hubo florecimiento de *N. s.f. spumigena*. Finlay *et al.* (2009) menciona que al haber un incremento de CaCO_3 por acción termal o biológica puede resultar en incrementos de CO_2 disuelto en el agua mientras se reduce el contenido total de carbono inorgánico disuelto, coincidiendo en el presente estudio donde la mayor concentración de CO_2 disuelto (nov. 2016) un aumento térmico de $0.02 \text{ }^\circ\text{C}$, en la clorofila *a* de ($2 \times 10^{-4} \mu\text{g L}^{-1}$), CO_3^{2-} (100 mg m^{-3}) y una disminución de HCO_3^- (90 mg m^{-3}) con respecto al mes anterior. Sin embargo, en el mes con menor concentración (mar. 2017) solo coincidió el aumento de HCO_3^- (460 mg m^{-3}) con respecto al mes anterior. Posteriormente, en el mes de septiembre del año 2017 se observó un aumento de CID del 132.13% que fue disminuyendo lentamente en los siguientes meses (octubre y noviembre, 2017) esto se debió a que la oxidación por bacterias heterotróficas de la materia orgánica proveniente de *N. c.f. spumigena* produjo por mortandad y liberó CID (al igual que amonio) incrementando el pH y la concentración de bicarbonatos tal y como lo ha reportado López (2018).

En el lago Atexcac se presenta un ciclo continuo de reacciones *buffer* en donde el CO_2 es rápidamente hidratado formando ácido carbónico (H_2CO_3) que es convertido por disociación en bicarbonato (HCO_3^-) y carbonato (CO_3^{2-}) liberando iones H^+ por lo que el resultado de dichas reacciones crea alcalinidad en el agua, además de que la litología del lago contiene rocas carbonatadas de origen marino (Arredondo *et al.*, 1983; Carrasco *et al.*, 2006) que también hacen un aporte extra de sales carbonatadas dando como resultado un pH alto (~ 8.9) a lo largo de la columna de agua, lo que explica la limitación de CO_2 y el dominio de las formas de bicarbonatos/carbonatos (Fig. 32). Por otra parte el poco CO_2 que se mantiene disuelto en el agua del lago es consumido por los productores primarios aunque se ha identificado que las picocianobacterias y picoplancton autotrófico (APP) principalmente del género *Synechococcus*, presentes en el lago Atexcac consumen las formas bicarbonatadas como su principal fuente de carbono que es posteriormente nucleado en cristales de calcita mayormente por APP al tener una abundancia superior (Dittrich y Obst, 2004; Douglas y Beveridge, 1998), estos cristales se encuentran suspendidos en el epilimnion presentándose un “*whiting event*” o evento de emblanquecimiento y probablemente sean precipitados por los cambios físicos y biológicos en el sistema pudiéndose disolver en el agua, ser secuestrados hacia el fondo por sedimentación o acumularse en la zona litoral y ser un constituyente de los microbialitos, aunado a esto existe el registro de que las altas concentraciones de alcalinidad (principalmente por carbonatos) y el fósforo soluble reactivo (FSR) al encontrarse en bajas concentraciones dentro del lago Atexcac promueve el inicio de este evento (Wetzel, 2001; Cárcamo, 2017; López, 2018). López (2018) menciona una relación entre *Merismopedia trolleri* y los procesos de precipitación de calcita en el lago por sus grandes abundancias en la parte superficial que aumentan con los periodos en donde la temperatura se encuentra elevada, también menciona que ambos fenómenos se presentan en el lago Kivu en África, el cual mantiene condiciones similares al lago de estudio.

La distribución del CO_2 en la columna de agua tiende a presentar las mayores concentraciones en las partes profundas cuando el lago se encuentra estratificado, resultado de la oxidación de CH_4 por la metanogénesis que se produce en el

hipolimnion anóxico (Pighini *et al.*, 2018) al generarse la descomposición de una gran porción de materia orgánica en los sedimentos y en las partes profundas del lago por bacterias metanogénas y heterotróficas mencionadas anteriormente, esto se refleja en el déficit hipolimnético de oxígeno. El metano generado dentro del lago es probablemente expulsado a la atmósfera, sin embargo, el CO₂ se exporta a la atmósfera en una cantidad muy pequeña, casi inexistente (Pérez *et al.*, 2014) por lo que el lago Atexcac puede ser considerado como un eficiente sumidero de CO₂ atmosférico y de respiración autóctona.

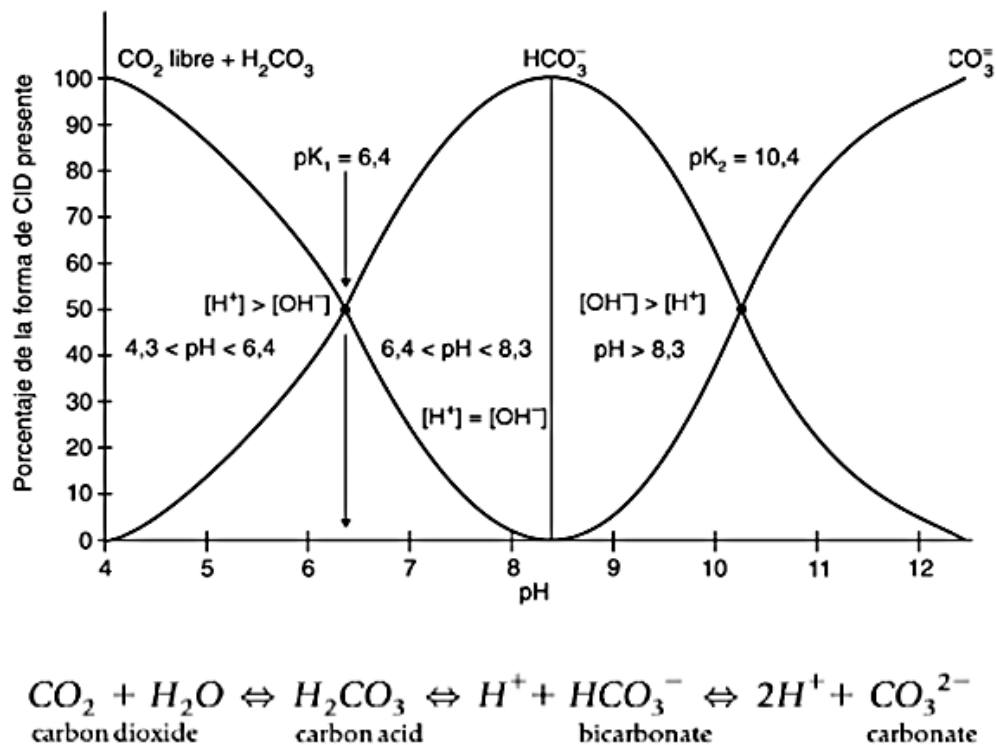


Fig. 32. Variación de las formas de carbono inorgánico disuelto ante los cambios de pH y la ecuación química de las formas inorgánicas de carbono disueltas. Modificado de Doods y Whiles, 2010; Roldán y Ramírez, 2008.

Las concentraciones de alcalinidad en el lago Atexcac presentan una dominancia de bicarbonatos 540 a 1260 mg L⁻¹ sobre carbonatos 260 a 530 mg L⁻¹ (~50.6 mEq L⁻¹) en el periodo de estudio, sin embargo, valores similares se han registrado en estudios anteriores (Armienta *et al.*, 2008; Pérez *et al.*, 2014; Cárcamo, 2017;

Rojas, 2017; Ceja y Lira, 2018; López, 2018; Rosas, 2018). Una fiel explicación a este suceso es que el pH presentado en el lago fue en promedio 8.9, región en donde prevalecen los bicarbonatos y carbonatos (Fig. 12). El origen del lago Atexcac también explica su alcalinidad y dominancia de cationes, debido a su clasificación como un lago maar, el origen de las rocas que presenta el área de estudio: volcánico del pleistoceno tardío y marino del mesozoico, además de contener sedimentos piroclásticos, está compuesto por rocas andesíticas, basálticas, limoníticas y calcáreas (Carrasco *et al.*, 2006; Armienta *et al.*, 2008) que contienen altas concentraciones de sales, minerales y iones que entran al sistema. Las rocas carbonatadas aportan el 80% de la alcalinidad además de que contienen cationes como Na^+ (que es dominante en el lago), Ca^{++} y Mg^{++} . Las rocas aluminosilicatadas aportan 20% de la alcalinidad por sus aniones como el Cl^- (también es dominante) y SO_4^{2-} (Rodríguez y Marín, 1999; Armienta *et al.*, 2008). Por otro lado, la zona en donde se ubica el lago de estudio es una zona semiárida en donde actualmente existe extracción de agua del manto freático para riego de cultivos agrícolas (Alcocer *et al.*, 2005) y uso para granjas porcícolas de reciente construcción. Domina la evaporación sobre la precipitación, factores que favorecen a la formación de un lago alcalino (Pecoraino *et al.*, 2015) y además una alta concentración de sales disueltas que hacen al agua de este lago hiposalina (Can *et al.*, 2011; Ceja y Lira, 2018) apoyada por el origen del lago y la carga aniónica. El agua del lago es considerada como muy dura ($> 2500 \text{ mg L}^{-1}$) concebida mayormente por magnesio, cloruros, sulfatos y sodio (Rosas, 2018).

En la zona litoral del lago se encuentran microbialitos que son formaciones organosedimentarias, algunas expuestas a desecación, formando rocas carbonatadas constituidas principalmente por diatomeas y cianobacterias las cuales también son capaces de nuclear cristales de carbonato a partir de las sales disueltas en el agua del lago, estas formaciones se presentan asimismo en dos lagos más de la Cuenca Oriental (Alchichica y La Preciosa) y representan otra forma de almacenamiento de carbono dentro y fuera de los lagos, favorecidas por el pH alto del lago y por la liberación de iones hidroxilo (OH^-) que promueve la

captación de cationes de calcio (Ca^{++}) al igual que en la nucleación de calcita por PPA (Arredondo, 2002; López, 2018; Ceja y Lira, 2018).

La precipitación de estas formas de carbono, favorecida por las altas concentraciones, el sistema *buffer*, la descalcificación epilimnética y los organismos presentes en el lago Atexcac (principalmente picocianobacterias del género *Synechococcus*) lo evidencian como un sumidero de carbono inorgánico disuelto donde se encontró que el 94.43% de carbono total en el presente estudio corresponde a las formas inorgánicas del carbono, de las cuales una parte importante puede precipitar.

Productividad primaria y clorofila *a*.

En el lago Atexcac se observó que predominó la productividad bruta sobre la respiración, de acuerdo con Tranvik *et al.* (2009) los lagos proporcionan emisiones de CO_2 a la atmósfera mayormente por la respiración, en el caso de este estudio se infiere que la emisión del gas es muy baja. Aunado a esto, el CO_2 disuelto sufre transformaciones inmediatas por el efecto *buffer* del lago, pasando por la forma de ácido carbónico que se disocia a bicarbonatos y posteriormente en carbonatos aumentando así la eficiencia del lago para la captura de carbono atmosférico. Sin embargo, en los últimos meses la productividad primaria bajó en ~25% (octubre 2017, $0.78 \text{ g C m}^{-2} \text{ día}^{-1}$ y noviembre 2017, $0.8 \text{ g C m}^{-2} \text{ día}^{-1}$) con respecto al mes anterior (julio 2017, $1.5 \text{ g C m}^{-2} \text{ día}^{-1}$) que fue diferente a lo obtenido por Rojas (2017), esto está posiblemente ligado al evento de emblanquecimiento ocurrido en el mes de junio 2017, ya que la radiación solar que penetra en la columna de agua disminuye con los precipitados de carbono suspendidos en toda la masa de agua, sin embargo la visibilidad por disco de Secchi en este estudio fue aumentando en lugar de reducirse, contrario con los resultados reportados por Cárcamo (2017). Con el evento de emblanquecimiento presentado en el mes de junio 2017 se aumentó la asimilación de bicarbonatos y la precipitación de carbonatos que posteriormente descendieron a los sedimentos del lago obteniendo así una

captura de carbono mayor y con preservación muy alta (>10,000 años) como lo propone Cole (2007). Las concentraciones de g C m⁻² fueron cercanas a las obtenidas por Rojas (2017), Cárcamo (2017) y Rosas (2018), además de ser corroboradas por los valores propuestos por Wetzel (2001) para lagos oligomesotróficos por lo que el lago, al menos en los periodos de estudio en que se ha evaluado, ha actuado como un sumidero eficiente de carbono.

En los meses de marzo y abril del 2017 se presentó el florecimiento de *N. s.f. spumigena* provocado por agotamiento de nitrógeno consumido por las diatomeas durante su florecimiento invernal y el aprovechamiento del fósforo acumulado durante la estratificación tardía del año anterior. Esta cianobacteria fija nitrógeno elevando las concentraciones de amonio, la productividad primaria y la clorofila a, lo cual da inicio a un ciclo de consumo de nitrógeno (preferentemente de la especie química de nitrito (NO₂) y nitrato (NO₃)), CO₂, otros nutrientes y la producción de bicarbonatos y biomasa que al término de su ciclo de vida habrá de depositarse en la columna de agua como COD, en el sedimento como COP y a la vez contribuirá con la cadena trófica. Este florecimiento ha sido reportado en estudios anteriores (Macek *et al.*, 2009; Arellano y González, 2011; Lagunas y Martínez, 2015; Rojas, 2017; Cárcamo, 2017; López, 2018; Ceja y Lira, 2018) además de que en otros lagos de esta misma cuenca también se presenta (Morán, 2016; Oliva *et al.*, 2001; Ardilés, 2011) notando la posibilidad de que esta parte de la Cuenca Oriental tenga una gran repercusión en el ciclo del carbono regional y su almacenamiento.

En el mes de junio se presentó emblanquecimiento posiblemente causado por picoplancton autotrófico (PPA, 0.2 - 2 µm) como es *Synechococcus* que es capaz de nuclear carbonatos (Dittrich y Obst, 2004) y utilizar los bicarbonatos para la realización de la fotosíntesis además de otros florecimientos bacterianos mencionados por Cárcamo (2017) y López (2018) de *M. trolleri* y *Planktolyngbya tallingii*. Debido a la aportación de nutrientes terrestres por lluvias prevalece el florecimiento bacteriano y posteriormente también de las clorofitas *Kirchneriella sp* y *Oocystis sp* tal como sucede en el lago La Preciosa que pertenece a la cuenca de estudio (Moran, 2016). Las concentraciones y distribución de PPA pueden

variar significativamente con la cantidad de luz y la temperatura dentro de la columna de agua e inclusive las cantidades de fósforo soluble reactivo (FSR) (López, 2018). Rosas (2018) menciona que en el lago Atexcac el mayor impacto sobre la productividad primaria viene del nanoplancton (2-20 μm) y es seguido por el PPA ya que presenta conductas adaptativas (Padisák *et al.*, 2003) al producir más clorofila en estratos bajos para poder captar la luz (debajo del 1% de luz del PAR) disponible en los máximos profundos de clorofila (DCM, por sus siglas en inglés) que se extiende por debajo de la zona trofogénica y eufótica e inclusive llega al hipolimnion, donde incluso llegan a fotosintetizar y por ende producir oxígeno (Rosas, 2018) tal como sucedió en éste estudio al presentarse DCM en todos los meses de estratificación, reflejándose en la variabilidad de fluorescencia a lo largo de la columna de agua y favorecidos por temperatura (Anexo 1, Fig. 18) y la PNe (Fig. 15) en los meses con mayores concentraciones de Clorofila *a*. Además, en lagos oligotróficos el carbono fijado entre 50-70% se les atribuye a organismos del picoplancton autotrófico (Caron *et al.*, 1985; Munavar y Fahnenstiel, 1982; Callieri y Stockner, 2000). El PPA no juega un papel relevante en la biomasa fitoplanctónica del lago Atexcac en comparación con *M. trolleri*, Sin embargo, es el principal en abundancia aportando mayor cantidad de sitios de nucleación y éstos a la vez, mayor precipitación de carbonatos (López, 2018).

La alcalinidad juega un papel importante en el ámbito de la productividad en lagos ya que, si esta es alta, la productividad también lo será (Cárcamo, 2017), esto se refleja en los valores de productividad del sistema y además recalca el eficiente sumidero de carbono inorgánico mencionado anteriormente.

Los valores de clorofila *a* en el presente estudio son mayores a los presentados por Cárcamo (2017) (0.47 - 1.29 $\mu\text{g L}^{-1}$) y Rosas (2018) (3.5 - 0.192 $\mu\text{g L}^{-1}$) pero dentro del promedio de los valores obtenidos por Rojas (2017) (13.5 - 2.5 $\mu\text{g L}^{-1}$) aunque existiera una diferencia de cuatro años entre los estudios, sin embargo las concentraciones aquí presentadas no superan los valores obtenidos por Rojas (2017) en excepción del mes de marzo 2017 cuando se generó el florecimiento de *N. c.f. spumigena* en donde los valores de Clorofila *a* obtenidos de la superficie (0

m) fueron en promedio de $56.25 \mu\text{g L}^{-1}$ que es explicado por Berman *et al.* (1995) y Stronge *et al.* (1998) quienes mencionan que es posible que la dependencia o control interno de la producción esté relacionada con la producción del año anterior por lo que la clorofila debe considerarse más bien como una capacidad potencial del fitoplancton y varía drásticamente entre ciclos anuales, además de que en el estudio previo de Rosas (2018) no se presentara el florecimiento de *N. c.f. spumigena*, teniendo por consiguiente valores de clorofila a mayormente reducidos. En el lago Atexcac se tiene registro de 7 géneros de nanofitoplancton: *Cyclotella choctawhatcheeana*, *M. trollerii*, *Chroococcus sp.*, *P. tallingi*, *Oocystis sp.*, *Kirchneriella sp.*, *Scenedesmus sp.*, en la zona eufótica y en los DCM, sin embargo, las Pcy son las mayores formadoras de DCM (Rosas, 2018), esto comprueba que la mayoría de carbono orgánico es autóctono, similar a los resultados obtenidos en el lago Alchichica (Oseguera *et al.*, 2010).

Existieron meses en los que no se logró la productividad primaria (junio, agosto y septiembre) debido a la nubosidad (> 90%) por lo que la cantidad de luz y radiación solar recibida por el lago fue escasa y no contribuyó al análisis.

Carbono orgánico (COT, COD, COP, CFO).

Las concentraciones promedio anuales obtenidas para las formas orgánicas de carbono son bajas en general (COT: $19325.7 \text{ mg m}^{-3}$; COD: $19155.7 \text{ mg m}^{-3}$; COP: 108 mg m^{-3} ; CFO: 1.5% C, 2.68% MO) comparadas con otros estudios en lagos monomícticos cálidos tropicales u oligo-mesotróficos (Alcocer *et al.*, 2012, <100-3300 mg m^{-3} de COP, Alcocer *et al.*, 2014, 25 mg en g^{-1} peso seco de COP) y valores de literatura consultada (Reyes, 1996), estas representan el 5.57% del carbono total en el presente estudio. Algunas de las concentraciones no variaron en la columna de agua en periodos de mezcla o estratificación, puede decirse que se mantuvieron constantes (COT, COD y CFO), Sin embargo el COP tuvo variaciones conforme las etapas de mezcla y estratificación, señalando que en el periodo de la estratificación temprana, en el mes de marzo, se registraron las más

bajas concentraciones ($\sim 55.1 \text{ mg m}^{-3}$ promedio) y hasta el segundo mes de este periodo de la estratificación, comenzó a notarse un incremento en las concentraciones que perduraron hasta el mes de julio (estratificación bien establecida; 0.11 mg m^{-3}), señalando el predominante florecimiento de *N. c.f. spumigena* que es un importante agente de materia orgánica en el sistema debido a su tasa de renovación anual que se incorpora como carbono al circuito microbiano, además al morir estas células son fuente de amonio por descomposición, el amonio al ser oxidado por bacterias quimioautotróficas nitrificantes en el epilimnion, quedan disponibles las formas oxidadas como nitrato para el microplancton presente (López, 2018). Sin embargo, se observó un lapso de disminución en las concentraciones de COP únicamente el mes de agosto (73.1 mg m^{-3} ; también notado en COT y COD) posiblemente explicado por el gran consumo realizado por el aumento de microplancton y el pastoreo por zooplacton (Alcocer *et al.*, 2014). En los siguientes meses de muestreo (septiembre, octubre y noviembre) las concentraciones aumentaron obteniendo en los meses de septiembre (148.2 mg m^{-3}) y noviembre (132.3 mg m^{-3}) los valores más altos registrados, resaltando que los cambios físicos, químicos y biológicos a causa de la descendencia de la termoclina provocan una mayor acumulación de materiales orgánicos e inorgánicos hacia el fondo del lago, además de que las concentraciones de COD y COP están influenciadas por la floculación/sedimentación (Tranvick *et al.*, 2009).

Alcocer *et al* (2014) mencionan que, al dominar el fitoplancton pequeño en estos cuerpos de agua, el COP será dirigido al reciclaje de C en la zona eufótica por el circuito microbiano, pero si es de mayor tamaño descenderá al sedimento en forma de agregado. Al tener el lago Atexcac predominancia en nanoplancton como *M. trolleri* que aporta una cantidad de biomasa significativa al lago (López, 2018), y de picoplancton Pcy y PPA a lo largo del año en comparación con otros tipos de organismos de fitoplancton de mayor tamaño (Rojas, 2017; Cárcamo, 2017; López, 2018; Rosas, 2018) puede explicar por qué las concentraciones de COP son bajas en la columna de agua, además de que el estudio realizado por Alcocer *et al.* (2012 y 2014) fue medido por medio de la clorofila a en los sedimentos y

columna de agua al igual que el COP, cabe destacar que en el lago Alchichica predominan formas mayores de fitoplancton como es la diatomea *Cyclotella alchichicana*, de la cual se obtuvieron concentraciones altas de COP en estratificación temprana como resultado del hundimiento después de su florecimiento durante la mezcla (similar en el lago Atexcac, en el presente estudio). Las diatomeas son organismos importantes en la acumulación de carbono orgánico particulado, debido a que exceden la capacidad de depredación por herbívoros y que por muerte natural y procesos de sedimentación son exportados al fondo del sistema en la estratificación, además de no lograrse su descomposición de forma total (Alcocer *et al.*, 2008). En el caso del lago Atexcac aunque se tuvieron valores de clorofila tomados de la columna de agua y solo con un registro del sedimento tomado por la sonda multiparamétrica HACH MS5 que demuestra la alta concentración de Clorofila a $6.99 \mu\text{g L}^{-1}$ (noviembre 2017) hacia el fondo del sistema, las concentraciones de COP y clorofila a se encuentran lejos de las presentadas en otros lagos con el mismo estado trófico, además de que no se hizo la identificación de organismos que prevalecen en los sedimentos del fondo del Lago Atexcac y muy probablemente el lago no obtenga suministros significativos de carbono orgánico alóctono.

El lago Atexcac funciona como un lugar de transformación del carbono y debido al tiempo de origen del cráter (0.33 ± 8 ma., Carrasco *et al.*, 2006) éste puede integrar carbono desde hace milenios en los sedimentos. En adición, tan solo los lagos originados en el holoceno (10,000 años) contienen por lo menos el doble del 25-50% del carbono en suelos más biomasa, siendo también importante por su tamaño, ya que los lagos pequeños son especialmente importantes en el almacenamiento de C no impactado por la agricultura y con el cambio del clima se pueden generar mayores concentraciones de COD al no almacenarse grandemente en el suelo (Cole *et al.*, 2007).

En el lago maar Alchichica, por ejemplo, se presenta una gran conservación del COP en la columna de sedimentación y tiene flujos de $14.9 \text{ g m}^{-2} \text{ año}^{-1}$ en el siglo pasado, se ha perdido por diagénesis <25%, el flujo es controlado por la agregación/disgregación de compuestos orgánicos, actividad microbiana (alta en

Atexcac), pastoreo por zooplancton, producción de pellets fecales y la interacción entre los agregados, el lastre mineral y el polvo con la mitad del fitoplancton transferido al fondo por sedimentación (Alcocer *et al.*, 2014).

En lagos de aguas duras los sedimentos tienen bajo contenido de materia orgánica mientras el carbono inorgánico constituye una gran parte de ellos y puede almacenar grandes cantidades de carbono. Las tasas anuales de CO y CI tienden a ser grandes en lagos pequeños eutróficos. La mayoría del sedimento con CO es poco profundo debido a que la mineralización es alta en este tipo de sedimentos o puede ser distribuido en estratos más bajos y finalmente enterrado. El COD por procesos de aglutinación se transforma a COP, la sedimentación de COD es similar en magnitud a la emisión de CO₂ (Tranvick *et al.*, 2009), la floculación de este y su almacenamiento afectan la respiración bacteriana en el sedimento y la metanogénesis. La mayoría de los lagos de aguas duras (~50% del volumen de las aguas interiores en el planeta (Wetzel, 2001) contienen mayores concentraciones de CID en comparación con las de COD. Cuando existe sequía se exporta COD terrestre al lago y tiene una retención muy prolongada. Las modificaciones en temperatura, deposición de nitrógeno, lluvias y el incremento de CO₂ a la atmósfera afectan la cantidad y calidad de Co producido en la cuenca. El aumento de CO₂ da como resultado aumentos en COD y N₂ y un decremento en bio-viabilidad. La mineralización de COD y CID está ligada con los cambios estacionales en la estratificación de los lagos. Los cambios en los regímenes térmicos resultan del incremento de la temperatura o modifican la hidrología al favorecer una prolongada y fuerte estratificación resultando en deficiencia de OD, bajas tasas de remineralización de CID y reducción de la productividad primaria anual, favoreciendo la mineralización de COD a metano (80- 94%). El COD es consumido y respirado rápidamente por la actividad microbiana. Los incrementos en nutrientes aumentan al COD autóctono, el detrimento de materiales autóctonos hace que la evasión de CO₂ reduzca. Cambios en la cantidad y calidad del COD tiene consecuencias directas en la productividad del lago. El COD alóctono puede cambiar la dominancia de fitoplancton a bacterioplancton. El ataque primario en la materia orgánica vía oxigenasas y especies de oxígeno

reactivo es un importante paso en la mineralización de CO y es restringido a ambientes oxigenados. Mientras el CO es mineralizado en tasas similares bajo condiciones oxigenadas y anóxicas la mineralización de CO alóctono es suprimida bajo condiciones anóxicas al ser rico en compuestos resistentes a la descomposición anaeróbica e incluso el CO en sedimentos viejos puede ser degradado fácilmente por bacterias aeróbicas bajo condiciones oxigenadas. La anoxia hipolimnética y los sedimentos tienen dos grandes efectos en el ciclo del carbono: estimulan la metanogénesis y suprimen la mineralización de CO alóctono. El flujo de metano de los sedimentos es negativamente relacionado con el flujo de oxígeno hacia las mayores profundidades. El cambio climático probablemente esté afectando las condiciones de mezcla, grandes y fuertes periodos de estratificación pueden permitir que la anoxia hipolimnética perdure, acortando el tiempo de exposición del oxígeno al CO en los sedimentos. Debido a la gran dependencia de CO enterrado eficientemente en tiempo de exposición de oxígeno, el cambio climático mejoraría el secuestro de CO probablemente, obstaculizando la mineralización de este. En prolongados periodos de anoxia, una gran parte de la mineralización total de CO ocurre como metanogénesis y dependiendo de la profundidad en que ocurra este fenómeno, se emite CH₄ a la atmósfera, concluyendo así que el cambio climático provocaría un aumento de emisión de CH₄ por parte de los lagos. Los incrementos de salinidad debidos a una retención de gran tiempo o por bajas corrientes, pueden incrementar la floculación y absorción de COD en partículas de CaCO₃ en lagos de aguas duras, dichos procesos pueden incrementar la sedimentación del resistente o altamente fotoblanqueado COD. La tasa neta de floculación puede ser modificada por cambios en la temperatura, concentración de partículas y pH (Tranvik *et al.*, 2009). Al aumentar la cantidad de fósforo soluble reactivo (FSR) incrementa el carbono orgánico para la síntesis del contenido celular, teniendo así que el incremento de las concentraciones de fósforo total (FT) hacia las profundidades siendo notables durante el florecimiento de *N. c.f. spumigena* y el evento de emblanqueamiento, así como un descenso en las concentraciones de oxígeno disuelto en la columna de agua debido al ciclo sedimentario del fósforo (López, 2018).

CONCLUSIONES.

- La mayor concentración de carbono dentro de la zona limnética del lago fue identificada como carbono inorgánico disuelto (86%) con base en las estimaciones de las diferentes formas de carbono.
- El lago Atexcac funciona como un sumidero de carbono de acuerdo con el balance de sus formas químicas. Esto además relacionado con su elevada alcalinidad y el sistema *buffer* que favorece la acumulación de los carbonatos hacia los sedimentos o la zona litoral por procesos biológicos como es la descalcificación epilimnética determinada por la productividad primaria dada por pulsos asociados con florecimientos fitoplanctónicos sucesionales asociadas con las fases hidrodinámicas térmicas del lago, el emblanquecimiento del lago en donde las picocianobacterias principalmente generan núcleos para la formación de carbonatos, así como la formación de microbialitos (estructuras organosedimentarias) constituidas por diferentes tipos de minerales principalmente carbonatados. Asimismo, las concentraciones de las formas orgánicas son bajas y se presupone presentan un flujo cerrado en el lago, siendo necesario hacer una evaluación más precisa del metano.
- El lago Atexcac se clasifica como oligomesotrófico de acuerdo con la productividad primaria y la concentración de clorofila *a*. Sin embargo, las concentraciones de las formas orgánicas fueron bajas, al presentar una estructura trófica más sencilla vinculada al circuito microbiano, además de predominar las formas biológicas de talla pequeña en comparación con las reportadas en el lago Alchichica.

REFERENCIAS.

- Abril G., Guérin F., Richard S., Delmas R., Galy-Lacaux R., Gosse P., Tremblay A., Varfalvy L., Dos Santos M. A. y Matvienko B. (2005). Carbon dioxide and methane emissions and the carbon budget of a 10-year old tropical reservoir (Petit Saut, French Guiana). *Global Biogeochem. Cycles*, Vol. 19, GB4007. DOI:10.1029/2005GB002457.
- Alcocer, J. (1997). Biodiversidad y Lagos Salinos. *Biodiversitas*, Vol. 16(3), 7-14.
- Alcocer, J., Escobar, E., y Oseguera, L. A. (2008, agosto). Acoplamiento pelágico-bentónico: respuesta de la zona bentónica profunda a la sedimentación del florecimiento invernal de diatomeas en el lago oligotrófico Alchichica, Puebla, México. *Hidrobiológica*, Vol. 18, 115-122. http://www.scielo.org.mx/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S018888972008000400015&lng=es&tlng=es
- Alcocer, J., Escolero, O. A. y Marín, S. L. E. (2005). Problemática del agua de la Cuenca Oriental, Estados de Puebla, Veracruz y Tlaxcala. En Jiménez, B., Marín, L. (Ed.), *El agua en México vista desde la academia* (1 ed., pp. 57-77). Academia Mexicana de las Ciencias. https://www.academia.edu/4584820/Problem%C3%A1tica_del_agua_de_la_Cuenca_Oriental_estados_de_Puebla_Veracruz_y_Tlaxcala
- Alcocer, J., LópezAnaya, D. P. y Oseguera, L. A. (2012) Dinámica del carbono orgánico particulado en un lago tropical profundo. En Hernández T. B. y Gaxiola C. G. (Ed.), *Carbono en Ecosistemas Acuáticos de México* (1 ed., pp. 239-247). Instituto Nacional de Ecología.
- Alcocer, J., Lugo, A., Escobar, E., Sánchez, M. R. y Vilaclara, G. (2000). Water column stratification and it's implications in the tropical warm monomictic Lake Alchichica, Puebla, México. *Verh. Internat. Verein. Limnol.*, Vol. 27, 3166-3169. https://www.researchgate.net/profile/Javier_Alcocer/publication/284143882_Water_column_stratification_and_its_implications_in_the_tropical_warm_monomictic_Lake_Alchichica_Puebla_Mexico/links/56552eaa08aefe619b1a4fc6/Water-

column-stratification-and-its-implications-in-the-tropical-warm-monomictic-Lake-Alchichica-Puebla-Mexico.pdf

Alcocer, J., Ruíz Fernández, A. C., Escobar, E., Pérez Bernal, L. H., Oseguera, L. A., Ardiles Gloria, V. (2014). Deposition, burial and sequestration of carbon in an oligotrophic, tropical lake. *J. Limnol.*, Vol. 2(73), 223-235. DOI:10.4081/jlimnol.2014.783.

Álvarez, S. (2005, mayo). La descomposición de materia orgánica en humedales: la importancia del componente microbiano. *Ecosistemas*, Vol. 2(14), 17-29. <http://www.revistaecosistemas.net/articulo.asp?Id=118>

APHA-AWWA-WEF (1992). *Standard Methods for the Examination of Water and Wastewater*. (18 ed). American Public Health Association, Washington D.C.

Ardilés, G. V. S. (2011). *Dinámica a largo plazo de la biomasa fitoplanctónica en un lago monomíctico cálido tropical*. [Tesis de doctorado Universidad Nacional Autónoma de México]. http://oreon.dgbiblio.unam.mx/F/N7BGIG3PP9KKBSBSVEMQ7HCDRGGR7EET55UENC91TLTMVBRIBU5823?func=find&REQUEST=Din%C3%A1mica+a+largo+plazo+de+la+biomasa+fitoplanct%C3%B3nica+en+un+lago+monom%C3%ADctico+c%C3%A1lido+tropical.&find_code=WRD&ADJACENT=N&local_base=TES01&x=77&y=6&filter_code_2=WYR&filter_request_2=&filter_code_3=WYR&filter_request_3=

Arellano, J. A. y González, E. (2011). *Dinámica espacio-temporal del picoplancton procarionte y su relación con la variabilidad limnológica del lago volcánico Atexcac, Puebla*. [Tesis de Licenciatura Universidad Nacional Autónoma de México]. http://oreon.dgbiblio.unam.mx/F/N7BGIG3PP9KKBSBSVEMQ7HCDRGGR7EET55UENC91TLTMVBRIBU25227?func=fullsetset&set_number=000260&set_entry=00019&format=999

Armienta, M. A., Vilaclara, G., De la Cruz Reyna, S., Ramos, S., Cenicerros, N., Cruz, O., Aguayo, A., Arcega Cabrera, F. (2008). Water chemistry of lakes related to active and inactive Mexican volcanoes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Vol. 178, 249-258. DOI:10.1016/j.jvolgeores.2008.06.019

- Arredondo Figueroa, J. L. (2002). Los axalapascos de la Cuenca Oriental, Puebla. En De la Lanza y García (Ed.), *Lagos y presas de México*, (81-107). Centro de Ecología y Desarrollo.
- Arredondo Figueroa, J. L., Borrego Enríquez, L. E., Castillo Domínguez, R. E., Valladolid Laredo, M. A. (1983) Batimetría y morfometría de los lagos Maars de la Cuenca Oriental, Puebla, México. *Biotica*, Vol. 8(1), 37-47. https://www.researchgate.net/profile/Jose_ArredondoFigueroa/publication/246545756_Batimetria_y_morfometria_de_los_lagos_Maars_de_la_Cuenca_Oriental_Puebla_Mexico/links/0deec51d99f2272414000000.pdf
- Callieri, C. y Stockner, J. (2000). Picocyanobacteria success in oligotrophic lakes: fact or fiction? *J.Limnol.*, Vol. 59(1), 72-76. <https://www.jlimnol.it/index.php/jlimnol/article/view/438>
- Can Chulim, A., Ortega Escobar, H. M., García Calderón, N. E., Reyes Ortigoza, A. L., González Hernández, V. A., Flores Román, D. (2011). Origen y calidad del agua subterránea en la Cuenca Oriental de México. *Terra Latinoamericana*, Vol. 29(2), 189-200. <https://www.redalyc.org/pdf/573/57321257009.pdf>
- Cárcamo Cabrera, J. R. (2017). *Evaluación de la productividad primaria y la concentración de clorofila a en los lagos cráter La Preciosa y Atexcac, en la cuenca oriental, Puebla*. [Tesis de licenciatura. Universidad Nacional Autónoma de México]. http://oreon.dgbiblio.unam.mx/F/N7BGIG3PP9KKBSBSVEMQ7HCDRGGR7EET55UENC91TLTMVBRIBU37910?func=fullsetset&set_number=002014&set_entry=00008&format=999
- Caron, D.A., Pick, F.R. y Lean, D.R.S. (1985). Chroococcoid cyanobacteria in Lake Ontario: seasonal and vertical distribution during 1982. *Journal of Phycology*, Vol. 21(1), 171-175. <https://doi.org/10.1111/j.0022-3646.1985.00171.x>
- Carrasco Núñez, G., Ort, M. H., Romero, C. (2006). Evolution and hydrological conditions of a maar volcano (Atexcac cráter Eastern México). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Vol. 159(2007), 179-197. DOI:10.1016/j.jvolgeores.2006.07.001

- Ceja González, J. C. y Lira Treto, I. (2018). *Caracterización de la composición de las diatomeas y de la matriz extracelular de los microbialitos de tres lagos maar de la cuenca oriental*. [Tesis de licenciatura. Universidad Nacional Autónoma de México].
http://oreon.dgbiblio.unam.mx/F/N7BGIG3PP9KKBSBSVEMQ7HCDRGGR7EET55UENC91TLTMVBRIBU45462?func=fullsetset&set_number=002077&set_entry=00001&format=999
- Cole, G. A. y Weihe, P. E. (2016). *Textbook of Limnology*.(5 ed.). Waveland.
- Cole, J. J., Prairie, Y. T., Caraco, N. F., McDowell, W. H., Tranvik, L. J., Striegl, R. G., Duarte, C. M., Kortelainen, P., Downing, J. A., Middelburg, J. J., Melack, J. (2007). Plumbing the Global Carbon Cycle: Integrating Inland Waters into the Terrestrial Carbon Budget. *Ecosystems Vol. 10*(2007), 171-184. DOI: 10.1007/s10021-006-9013-8
- Dittrich, M. y Obst, M. (2004). Are picoplankton responsible for calcite precipitation in lakes?. *Ambio a journal of the human environment, Vol. 33*(8), 559-564. DOI: 10.1639/0044-7447
- Dlugokencky, E., National Oceanic and atmospheric administration. (2019, Agosto). *Earth system research laboratories, Trends CH4*.https://www.esrl.noaa.gov/gmd/ccgg/trends_ch4/
- Doods, W. y Whiles, M. (2010). *Freshwater Ecology: Concepts and Environmental Applications of Limnology*. (2 ed.). Academic Press.
- Douglas, S. y Beveridge, T. J. (1998). Mineral formation by bacteria in natural microbial communities. *Fems microbiology ecology, Vol. 26*(2), 79-88.
<https://doi.org/10.1111/j.1574-6941.1998.tb00494.x>
- Einsele, G., Yan, J., Hinderer, M. (2001). Atmospheric carbon burial in modern lake basins and its significance for the global carbon Budget. *Global planet change, Vol. 30*(3), 167-95. DOI:10.1016/S0921-8181(01)00105-9
- Escobar, E. y Maass, M. (Ed.). (2008). Cap. 6. Diversidad de los procesos funcionales en los ecosistemas. En *Capital Natural de México Vol. 1*.161-189. CONABIO.

http://www.biodiversidad.gob.mx/77nde/pdf/CapNatMex/Vol%20I/I06_Diversidadpr oc.pdf

- Finlay, K., Leavitt, P. R., Wissel, B. y Prairie, Y. T. (2009). Regulation of spatial and temporal variability of carbon flux in six hard-water lakes of the northern Great Plains. *Limnol. Oceanogr.*, Vol, 54(6, 2 part.), 2553-2564. https://doi.org/10.4319/lo.2009.54.6_part_2.2553
- Gaarder, T. y Gran, H. H. (1927). *Investigations of the production of plankton in the Oslo Fjord (42 ed.)*. Conseil permanent International pour L'exploration de la Mer.
- García, E. (1990). *Modificaciones al sistema de clasificación climática de Köpen (5 ed.)*. Instituto de geografía, Universidad Nacional Autónoma de México. <http://www.publicaciones.igg.unam.mx/index.php/ig/catalog/view/83/82/251-1>
- Gómez Márquez, J. L., Blancas Arrollo, G., Constanzo Casillas, E., Cervantes Sandoval, A. (2014). *Análisis de calidad de aguas naturales y residuales con aplicación a micro escala*. Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Estudios Superiores Zaragoza.
- Graber, J., Amthor, J., Drell, D., Dahlman, R., Weatherwax, S. (2008). *Carbon cycling and biosequestration, integrating biology and climate through systems science: Report from March 2008*. Department of Energy Office of science. <https://genomicscience.energy.gov/carboncycle/report/>
- Hach Company/Hach Lange GmbH, (2014). *Organic Carbon Total Direct (LR) Test 'N Tube™* [Archivo PDF]. <https://www.hach.com/total-organic-carbon-toc-reagent-set-lr/product-downloads?id=7640196847>
- Hedges, J. I. (1992). Global Biogeochemical cycles: progress and problems. *Marine Chemistry* Vol. 39, 67-93. https://people.ucsc.edu/~mdmccar/migrated/ocea213/readings/discuss_2_Hedges/Hedges_1992_MarChem_global_biogeochem_cycles_progress_problems.pdf
- Hernández Avilés, J. S. (INÉDITO).
- Hernández Avilés, J. S., Bernal Brooks, F., Velarde, G., Ortíz, D., Lind, O. T. y Dávalos Lind, L. (2001). The algal growth potential and algae growth-limiting nutrients for 30

of México's lakes and reservoirs. *Verh. Internat. Verein. Limnol*, Vol. 27, 3583-3588. <https://doi.org/10.1080/03680770.1998.11902495>

Hernández Avilés, J. S., Macek, M., Alcocer, J., López Trejo, B. y Merino Ibarra, M. (2010). Prokaryotic picoplankton dynamics in a warm-monomictic saline lake: temporal and spatial variations in structure and composition. *Journal of Plankton Research*, Vol. 32(9), 1301-1314. <https://doi.org/10.1093/plankt/fbq047>

Hutchinson, G. E. (1967). *A treatise on limnology, Introduction to lake biology and the limnoplankton*. John Wiley.

Hutchinson, G. E. y Löffler, H. (1956). The thermal classification of lakes. *Proc. Nat. Acad. Sci.*, Vol. 42(2), 84-86. doi: 10.1073/pnas.42.2.84

Instituto Nacional de Estadística y Geografía. (2009). *Pontuario de información geográfica municipal de los Estados Unidos Mexicanos, Guadalupe Victoria, Puebla*. [Documento PDF]. http://www3.inegi.org.mx/contenidos/app/mexicocifras/datos_geograficos/21/21067

Lagunas, S. M. Y., Martínez, D. J. T. (2015). *Estructura del plancton procarionte en el lago volcánico, hiposalino y monomíctico cálido Atexcac, Puebla*. [Tesis de licenciatura. Universidad Nacional Autónoma de México]. http://oreon.dgbiblio.unam.mx/F/CESP1NDD45IESRAQ75A3H7EKSP3ATX8TVQCLG1NAQM QBKSMJ1H32198?func=fullsetset&set_number=024665&set_entry=000016&format=999

Le Treut, H. L., Somerville, U., Cubasch, Y., Ding, C., Mauritzen, A., Mokssit, P., Peterson, T., Prather, M. (2007). Historical Overview of climate change. En Solomon, S., Quin, D., Manning, M., Chen, Z., Marquis, M., Averyt, K. B., Tignor, M. y Miller, H. M. (Ed.), *Climate Change 2007: The physical science basis*. Cambridge University Press.

López, V. C. G. (2018). *Composición y abundancia del fitoplancton antes, durante y después del evento de emblanquecimiento whitening event en el Lago Atexcac, Puebla*. [Tesis de Licenciatura. Universidad Nacional Autónoma de México]. http://oreon.dgbiblio.unam.mx/F/CESP1NDD45IESRAQ75A3H7EKSP3ATX8TVQCLG1NAQM QBKSMJ1H32198?func=fullsetset&set_number=024665&set_entry=000016&format=999

LG1NAQM QBKSMJ1H-19178?func=full-set-
set&set_number=024271&set_entry=000003&format=999

- Macek, M., Alcocer, J., Lugo, V. A., Martínez Pérez, M. E., Peralta Soriano, L. y Vilaclara Fatjó, G. (2009). Long term picoplankton dynamics in a warm-monomictic, tropical high altitude lake. *J. Limnol*, Vol. 68(2), 183-192. DOI: 10.3274/JL09-68-2-03
- Mancera, J. E., Peña, E., Giraldo, R. y Santos, M. A. (2003). *Introducción a la modelación ecológica. Principios y aplicaciones*. Cargraphics S.A.
- Mancilla, V. O. R., Bautista, O. A. L., Ortega, E. H. M., Sánchez, B. E. I., Can, C.A., Guevara, G. R. D., Ortega, M. Y. M. (2014). Hidrogeoquímica de Salinas Zapotitlán y los Lagos-Cráter Alchichica y Atexcac, Puebla. *IDESIA Vol.32(1)*, 55-69.<http://dx.doi.org/10.4067/S0718-34292014000100007>
- Moran Ventura, M. (2016). Estructura de la comunidad fitoplanctónica durante las etapas hidrodinámicas del lago La Preciosa, Puebla. [Tesis de licenciatura. Universidad Nacional Autónoma de México]. http://oreon.dgbiblio.unam.mx/F/CESP1NDD45IESRAQ75A3H7EKSP3ATX8TVQC LG1NAQM QBKSMJ1H00120?func=fullsetset&set_number=024665&set_entry=000015&format=999
- Moreira-Turcq, P., Aniceto, K., Quintana, C. I., Cordeiro, R. C., Chavarri, E. A., Fraizy, P. I., Guyot, J. L., Moreira, L. S., Santini, W. y Turcq, B. (2014). Impacto del cambio climático en la sedimentación y en la acumulación de carbono en los lagos de la amazonía peruana, capítulo 5. En González, S. M. y Vacher, J. J. (Dir.), pp. 73-84. DOI: 10.4000/books.irdeditions.19580
- Munavar, M., y Fahnenstiel, G. L. (1982). The abundance and significance of ultraplankton and micro-algae at an offshore station in Central Lake. *Canadian Technical Report of fisheries and aquatic sciences No. 1153*.<https://waves-vagues.dfo-mpo.gc.ca/Library/52061.pdf>
- Oliva, M., Lugo, A., Alcocer, J. y Cantoral, U. E. (2006). *Cyclotella alchichicana* sp. nov. from a saline mexican lake. *Diatom Research Vol. 21(1)*: 81-99. DOI:10.1080/0269249X.2006.9705653

- Oliva, M., Lugo, A., Alcocer, J. y Sánchez, R. (2001). Phytoplankton dynamics in a deep, tropical, hyposaline lake. *Hidrobiol. Vol. 466*, 299-306. https://doi.org/10.1007/978-94-017-2934-5_27
- Oseguera, L.A., Alcocer, J. y Escobar, E. (2010). Seston flux in a tropical saline lake. *Int. Ver. Theor. Angew. Vol. 30(10)*, 1477-1481. <https://doi.org/10.1080/03680770.2009.11902359>
- Padisák, J., Barbosa, F., Koschel, R. y Krienitz, L. (2003). Deep layer cyanoprokaryota maxima in temperate and tropical lakes. *Arch. Hydrobiol. Spec. Issues Advance Limnol*, Vol. 58, 175-199. https://www.researchgate.net/publication/270758251_PADISAK_J_BARBOSA_F_KOSCHEL_R_KRIENITZ_L_2003_Deep_layer_cyanoprokaryota_maxima_in_temperate_and_tropical_lakes_with_9_figures_and_3_tables_Arch_Hydrobiol_Spec_Issues_Advanc_Limnol_175-199
- Palau, A., Alonso, M., Corregidor, D. (2010). Análisis del ciclo del carbono en embalses y su posible efecto en el cambio climático, Aplicación al embalse de Susqueda (Río Ter, NE España). *Ingeniería del agua*, Vol. 17(3), 247-255. <https://doi.org/10.4995/ia.2010.2978>
- Pecoraino, G., D'Alessandro, W. y Inguaggiato, S. (2015). The other side of the coin: geochemistry of alkaline lakes in volcanic areas. En Rouwet, D., Chistenson, B., Tassi, F., Vandemeulebrouck, J. (Eds.), *Volcanic Lakes Ed. 1*, Cap. 9, pp. 219-237. Springer-Verlag Berlin Heidelberg. DOI 10.1007/978-3-642-36833-2_9
- Pérez, N. M., Hernández, P. A., Padilla, G., Nolasco, D., Barrancos, J., Melían, G., Padrón, E., Dionis, S., Calvo, D., Rodríguez, F., Notsu, K., Mori, T., Kusakabe, M., Arpa, M. C., Reniva, P., Ibarra, M. (2014) Global CO₂ emission from volcanic lakes. *Geology*, Vol. 39(3), 235-238. DOI: 10.1130/G31586.1
- Pighini, S., Ventura, M., Miglietta, F. y Wohlfahrt, G. (2018). Dissolved greenhouse gas concentrations in 40 lakes in the Alpine area. *Aquatic Sciences*, Vol. 80(32). <https://doi.org/10.1007/s00027-018-0583-2>
- Reyes, J. I. (1996). *Fundamentos teórico-prácticos de temas selectos de la ciencia del suelo*. Universidad Autónoma Metropolitana, Unidad Iztapalapa.
- Rodríguez, M. J. M. y Marín, G. R. (1999). *Fisicoquímica de aguas*. Díaz de Santos.

- Rojas, R. C. O. (2017). *Evaluación anual de la productividad primaria y del contenido de clorofila "a" en el Lago Cráter, Atexcac, Puebla*. [Tesis de Licenciatura. Universidad Nacional Autónoma de México]. http://oreon.dgbiblio.unam.mx/F/VFG55SSUB6575L799Y3J63PML3RJRH8P1SX9NJ5PEJY9G69X64920?func=fullsetset&set_number=034791&set_entry=00001&format=999
- Roldán, P. G. y Ramírez, R. J. J. (2008). *Fundamentos de limnología neotropical. Segunda Ed.* Editorial Universidad de Antioquía.
- Rosas U. J. J. (2018). *Evaluación del potencial productivo de los máximos profundos de clorofila a través de la productividad primaria en el lago volcánico tropical Atexcac, Puebla*. [Tesis de Licenciatura. Universidad Nacional Autónoma de México]. http://oreon.dgbiblio.unam.mx/F/VFG55SSUB6575L799Y3J63PML3RJRH8P1SBX9NJ5PEJY9G69X41909?func=fullsetset&set_number=034791&set_entry=0000&format=999
- Sobek, S., Tranvik, L. J., Cole, J. J. (2005). Temperature Independence of carbon dioxide supersaturation in global lakes. *Glob. Biogeochem. Cycles* 19 GB2003. DOI: 10.1029/2004GB002264.
- Stanier, R. Y., Ingraham, J. L., Wheelis, M.L., Painter, P. R. (1992). *Microbiología. Segunda Ed.* Editorial Reverté
- Tans, P. y Keeling, R., National Oceanic and atmospheric administration. (2019, Agosto). *Earth system research laboratories, Trends CO2*. www.esrl.noaa.gov/gmd/ccgg/trends/
- Torres, O. R. y García, C. J. L. (1995). *Introducción al manejo de datos limnológicos*. Universidad Autónoma Metropolitana.
- Tranvik, L. J., Downing, J. A., Cotner, J. B., Loiselle, S. A., Striegl, R. G., Ballatore, T. J., Dillon, P., Finlay, K., Fortino, K., Knoll, L. B., Kortelainen, P. L., Kutser, T., Larsen, S., Laurion, I., Leech, D. M., McCallister, S. L., McKnight, D. M., Melack, J. M., Overholt, E., Porter, J. A., Prairie, Y., Renwick, W. H., Roland, F., Sherman, B. S., Schindler, D. W., Sobek, S., Tremblay, A., Vanni, M. J., Verschoor, A. M., Wachenfeldt, E. V. y Weyhenmeyera, G. A. (2009). Lakes and reservoirs as

regulators of carbon cycling and climate. *Limnol. Oceanogr.*, 54(6, part 2), 2298–2314. https://doi.org/10.4319/lo.2009.54.6_part_2.2298

Universidad Nacional Autónoma de México (2020, agosto). *Capítulo 2: Métodos de medición*. ptolomeo.
<http://www.ptolomeo.unam.mx:8080/xmlui/bitstream/handle/132.248.52.100/655/A5.pdf?sequence=5>)

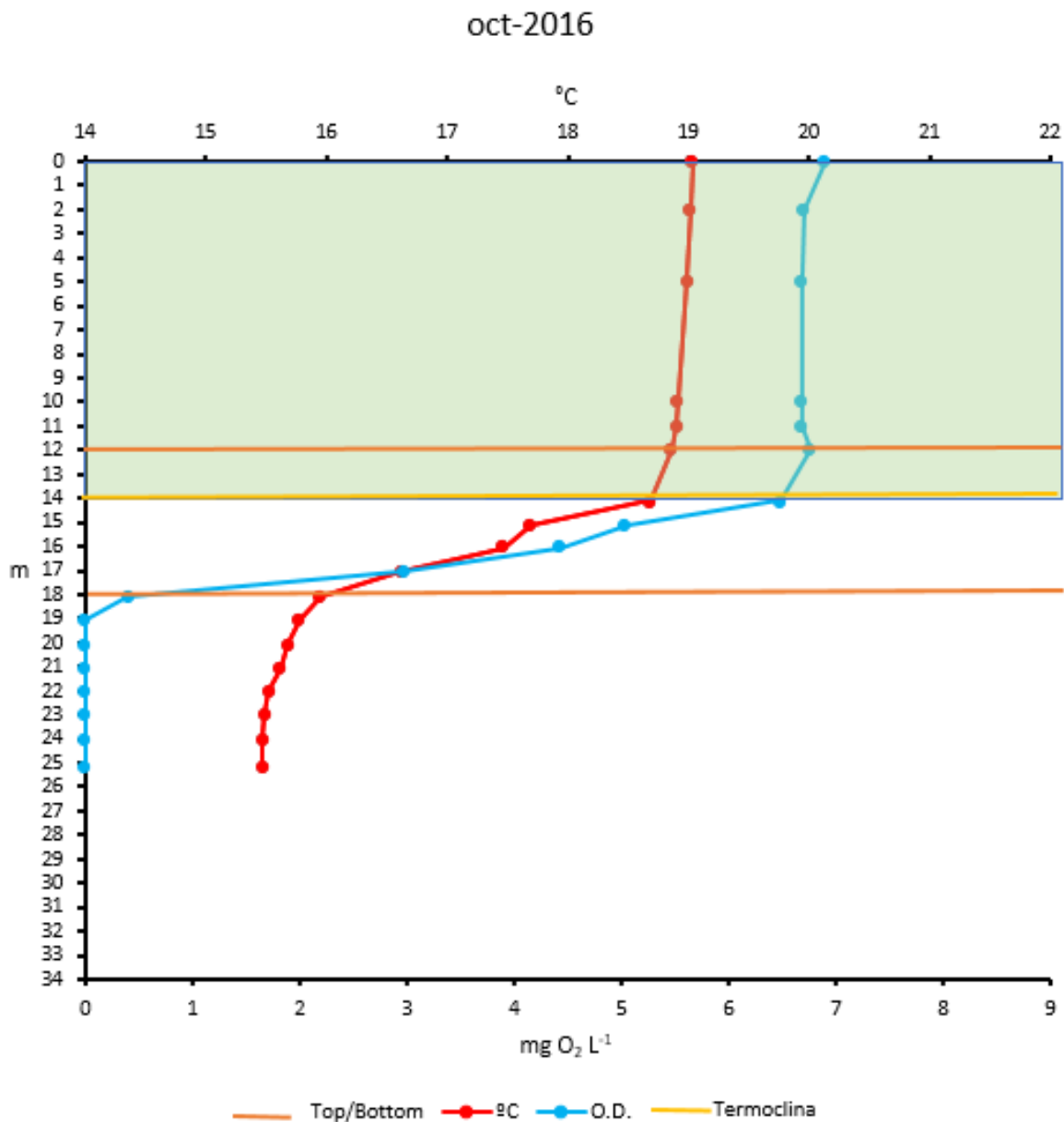
Webber, H. y Thurman, H. (1991). *Marine Biology Second Edition*. Harper Collins Publishers Inc.

Wetzel, R. G. (2001). *Limnology: Lake and River Ecosystems*, 3 ed. Academic Press.

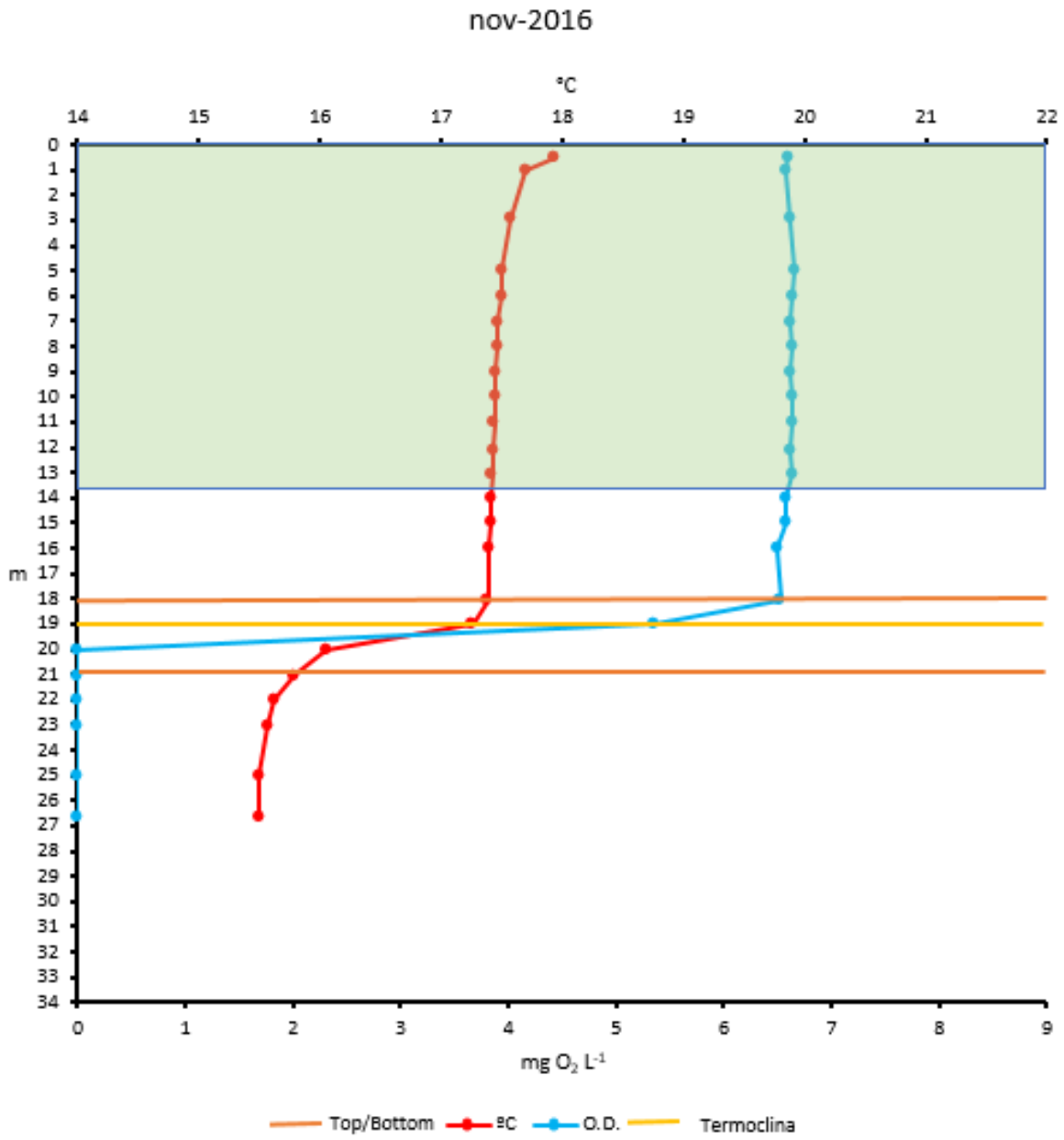
Wetzel, R. G. and Likens, G. E. (1991). *Limnological analyses*, 3 ed. Springer.

Anexo 1.

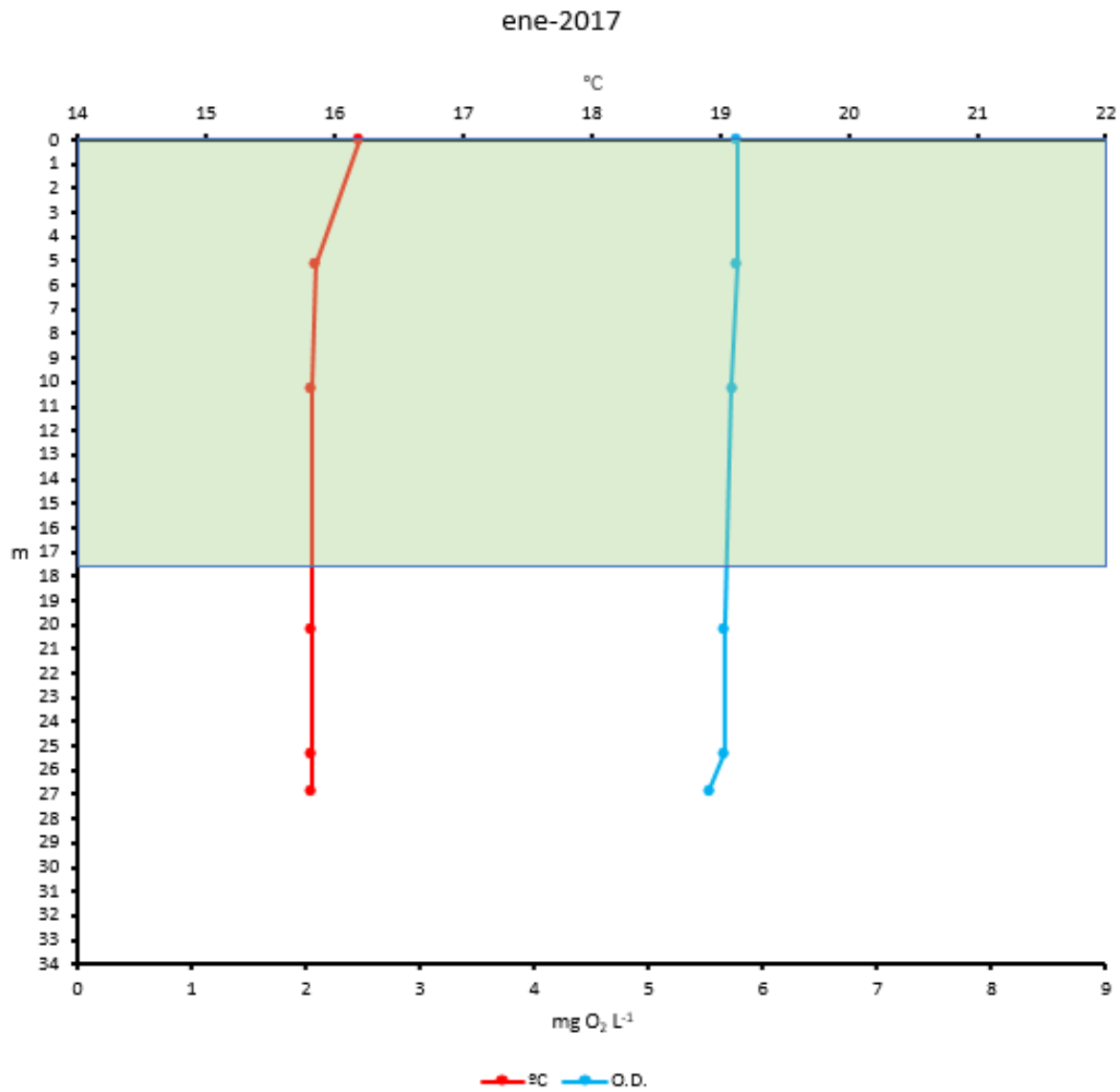
Perfiles de temperatura y oxígeno disuelto con zona eufótica del lago Atexcac, Octubre 2016-Noviembre 2017.



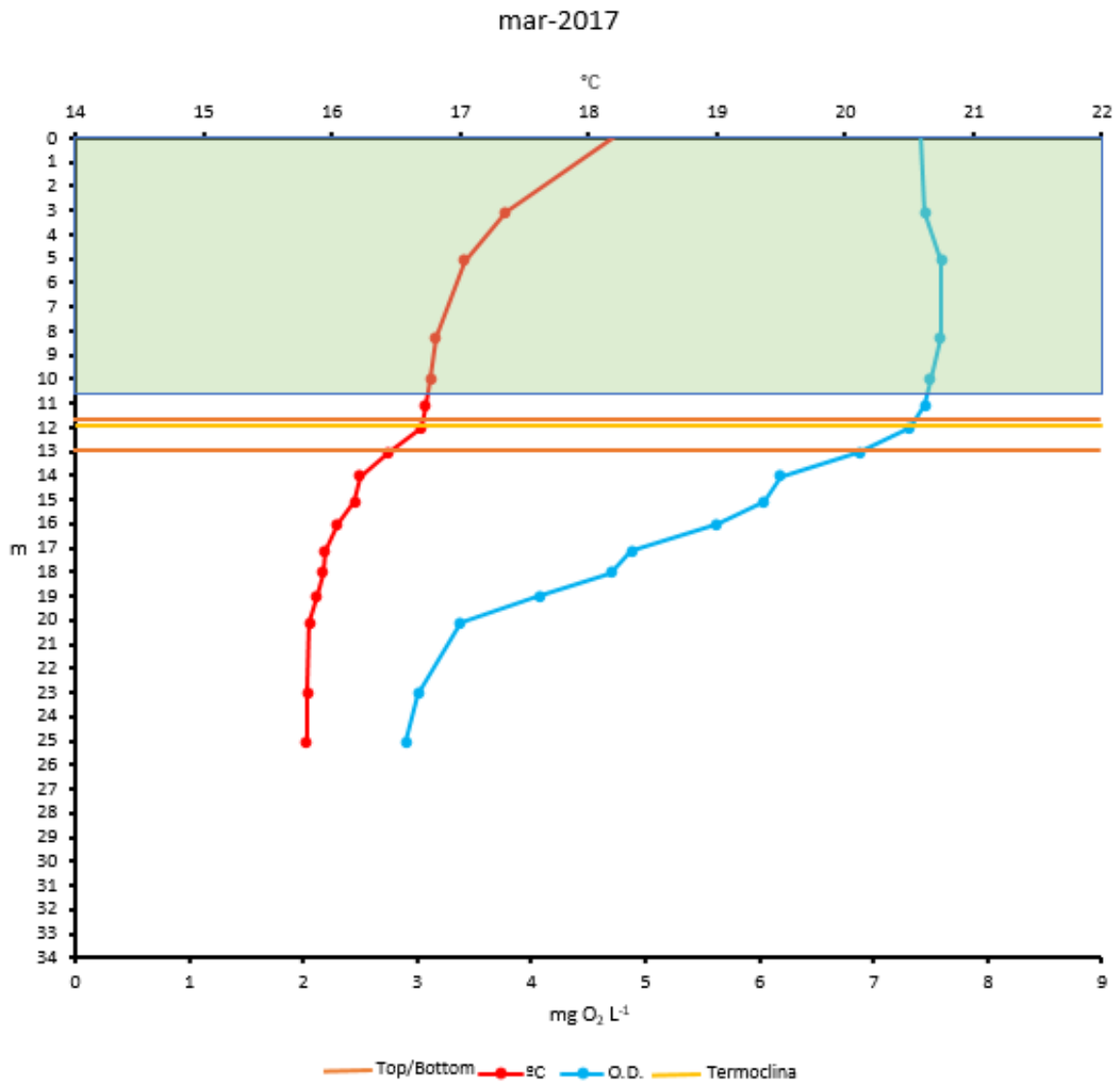
Gráfica 1. Perfil de temperatura y oxígeno disuelto del mes de octubre 2016.



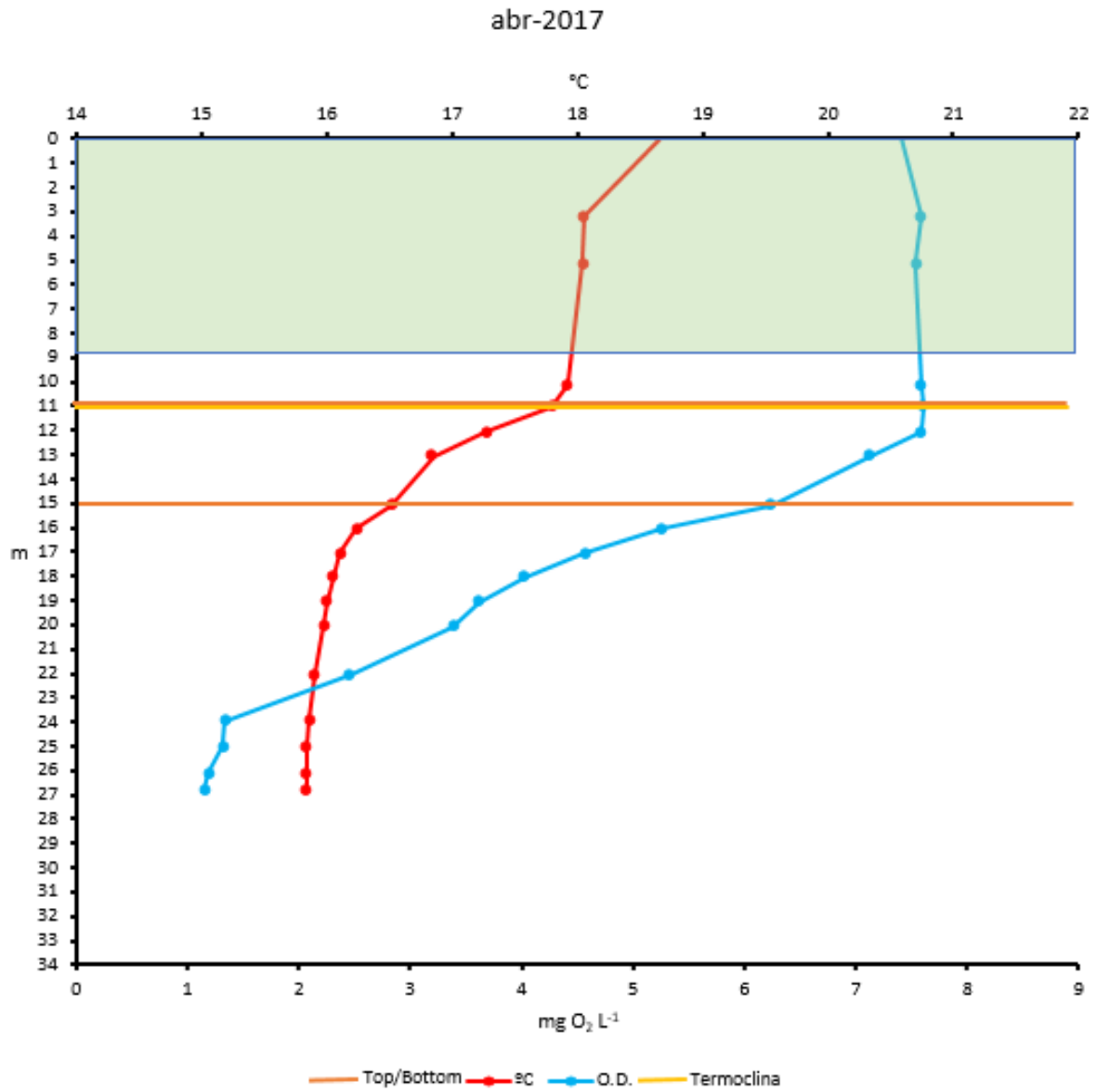
Gráfica 2. Perfil de temperatura y oxígeno disuelto del mes de noviembre 2016.



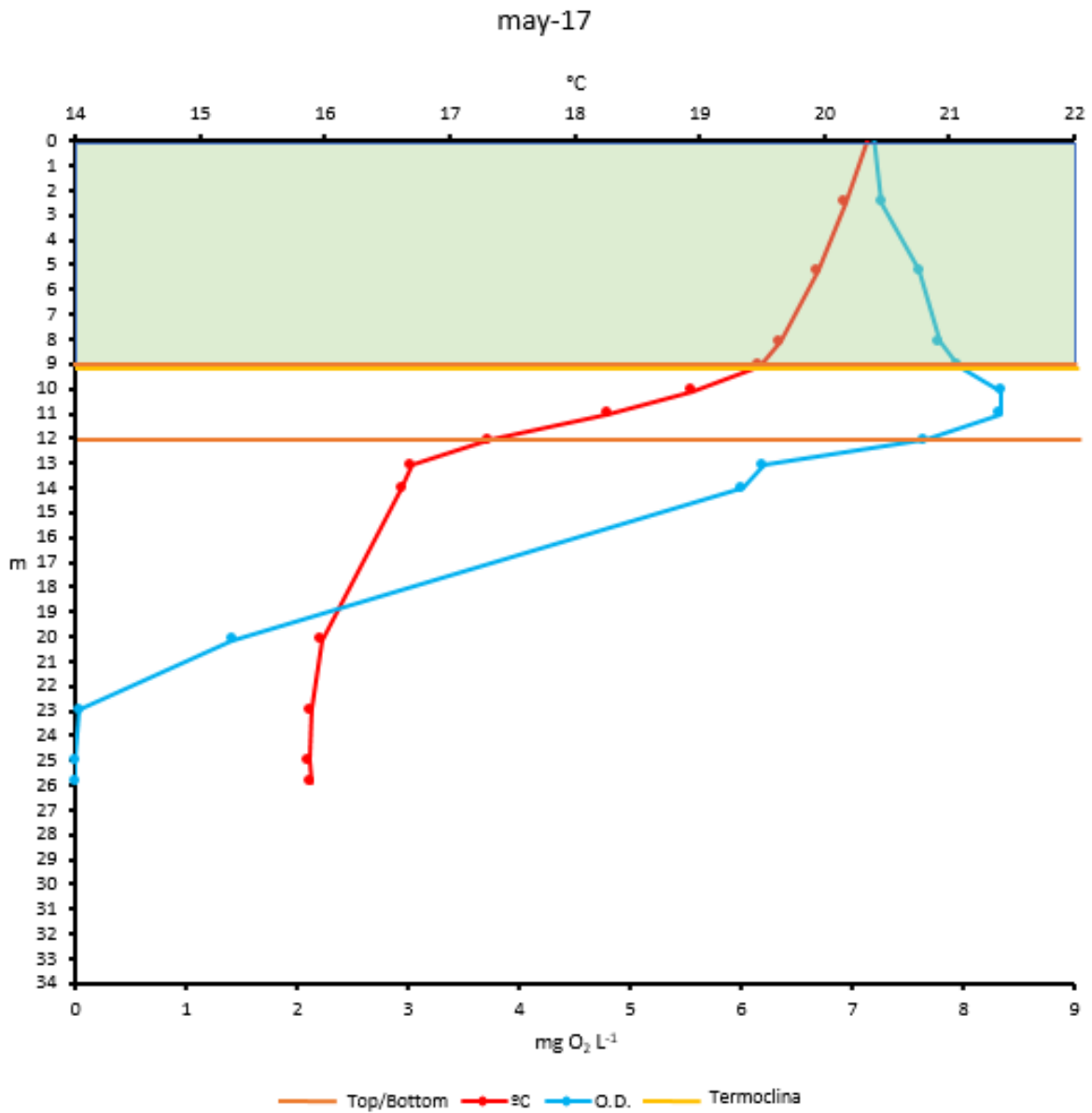
Gráfica 3. Perfil de temperatura y oxígeno disuelto del mes de enero 2017



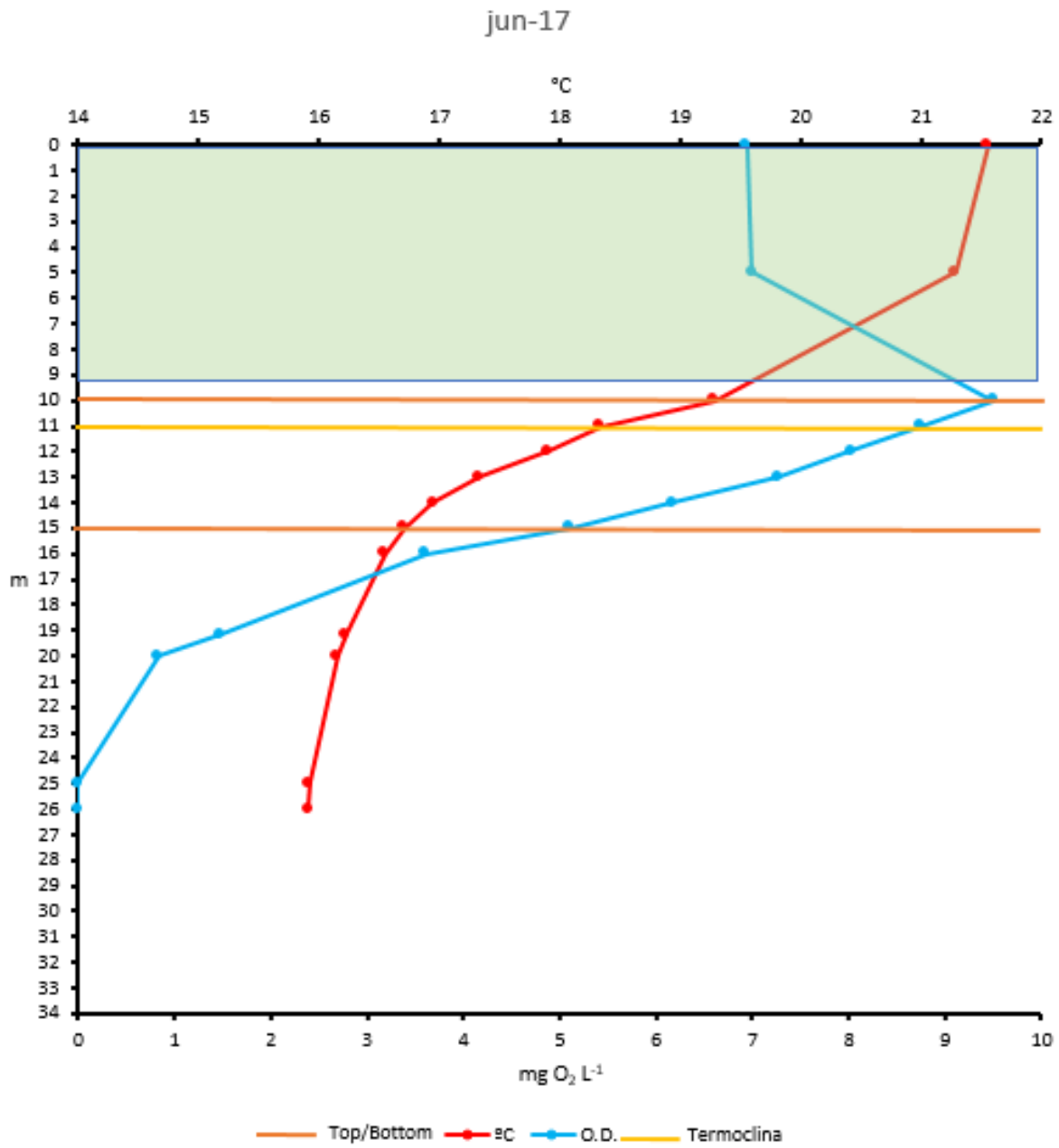
Gráfica 4. Perfil de temperatura y oxígeno disuelto del mes de marzo 2017



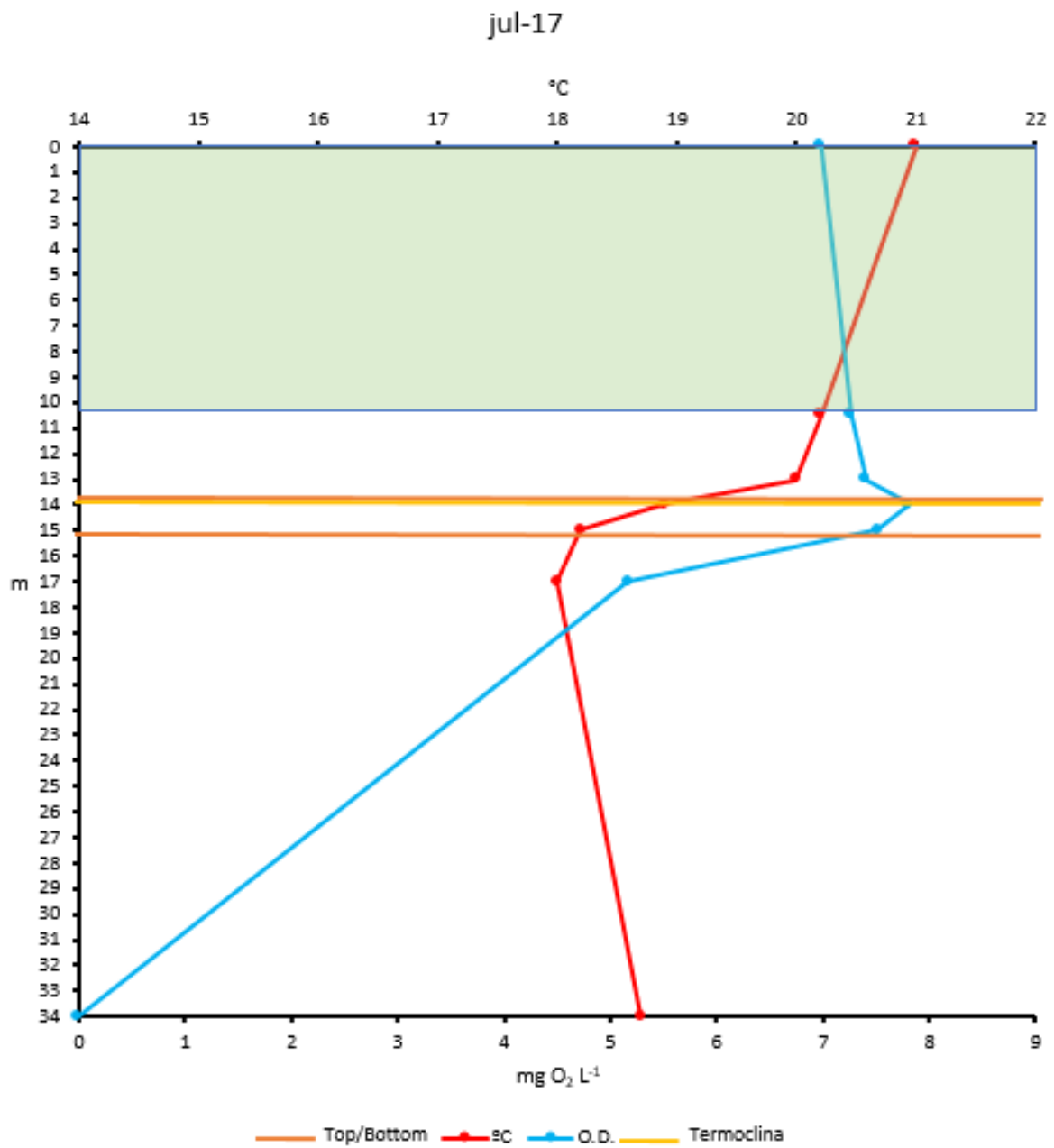
Gráfica 5. Perfil de temperatura y oxígeno disuelto del mes de abril 2017



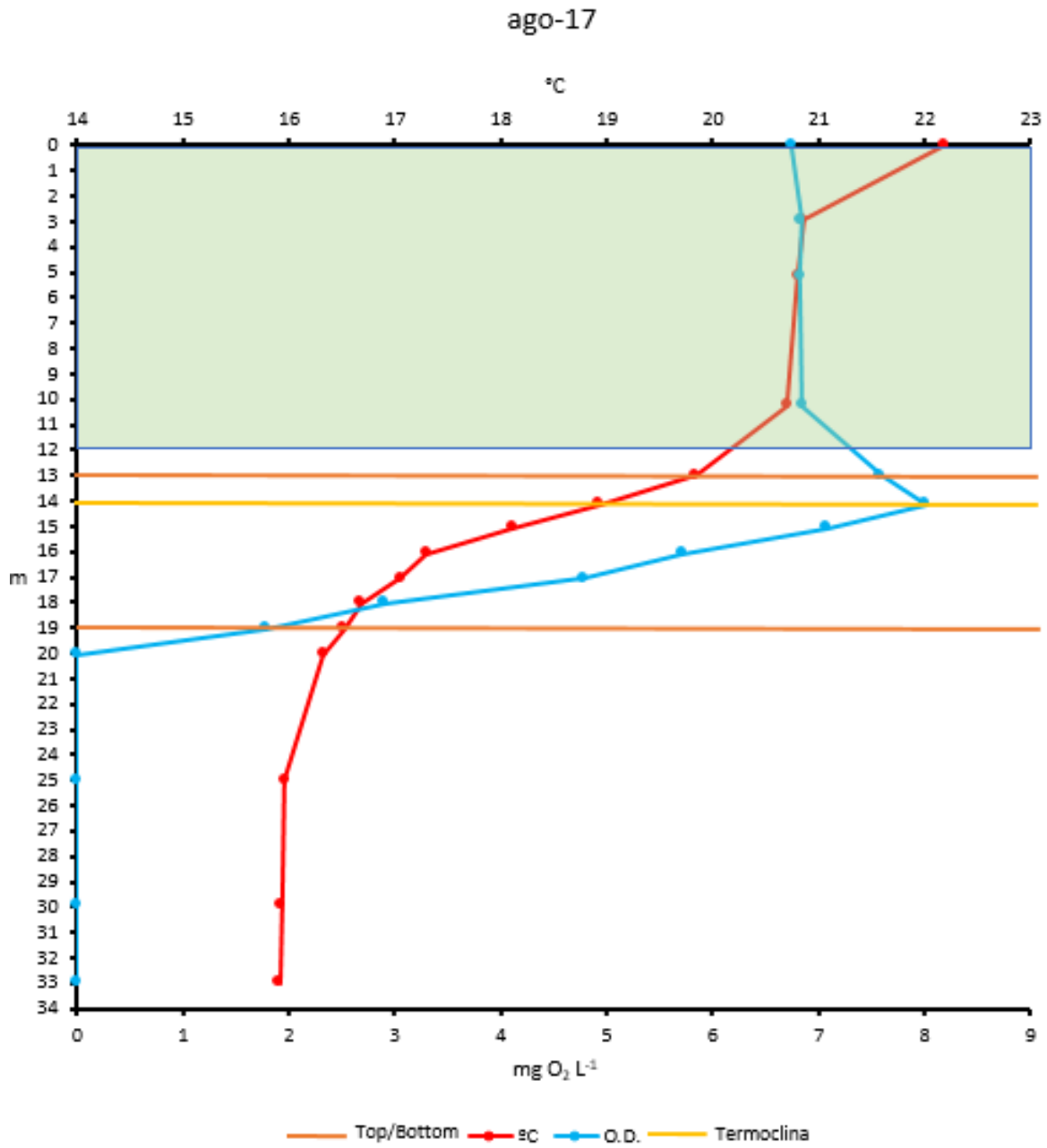
Gráfica 6. Perfil de temperatura y oxígeno disuelto del mes de mayo 2017



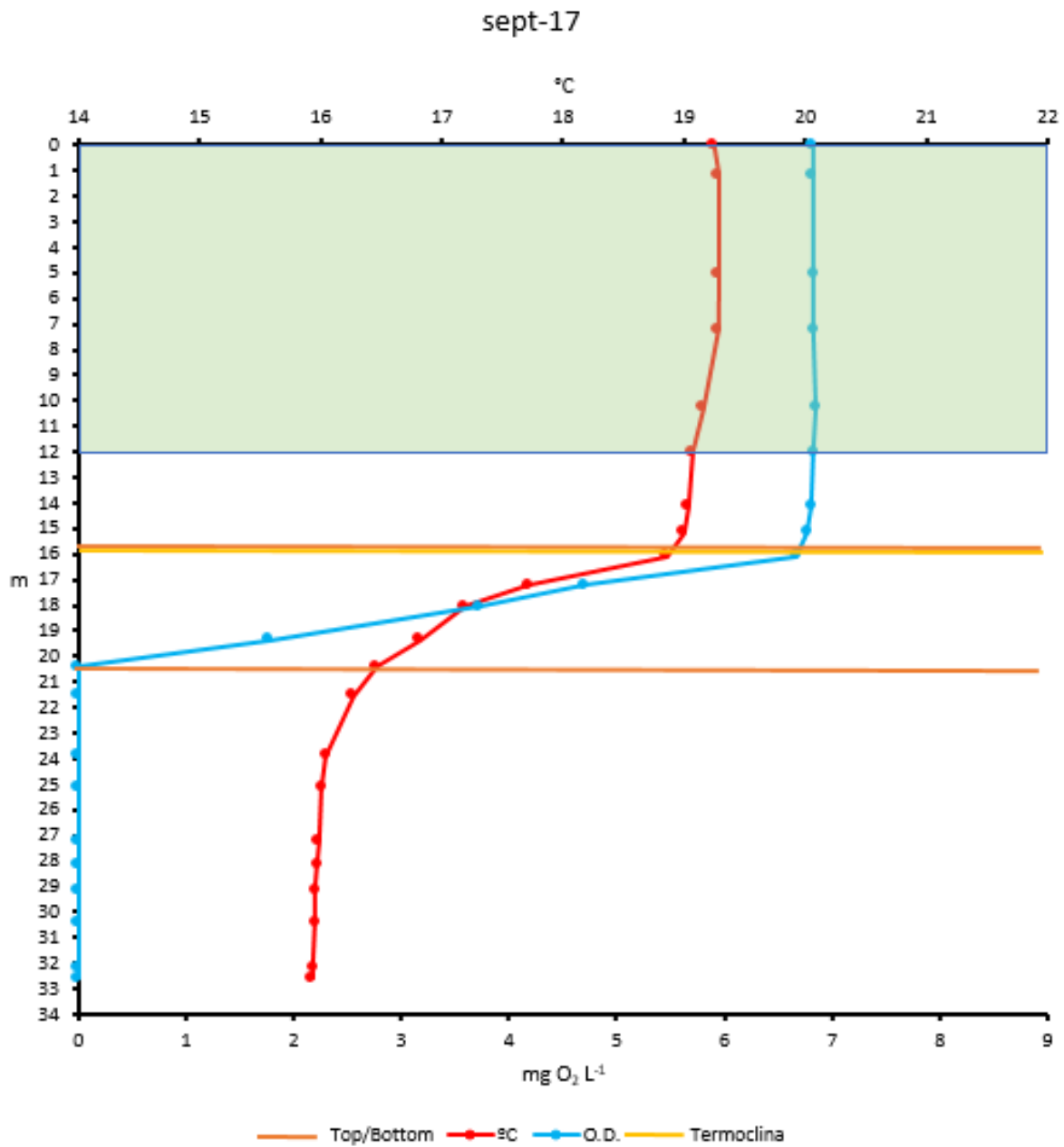
Gráfica 7. Perfil de temperatura y oxígeno disuelto del mes de junio 2017



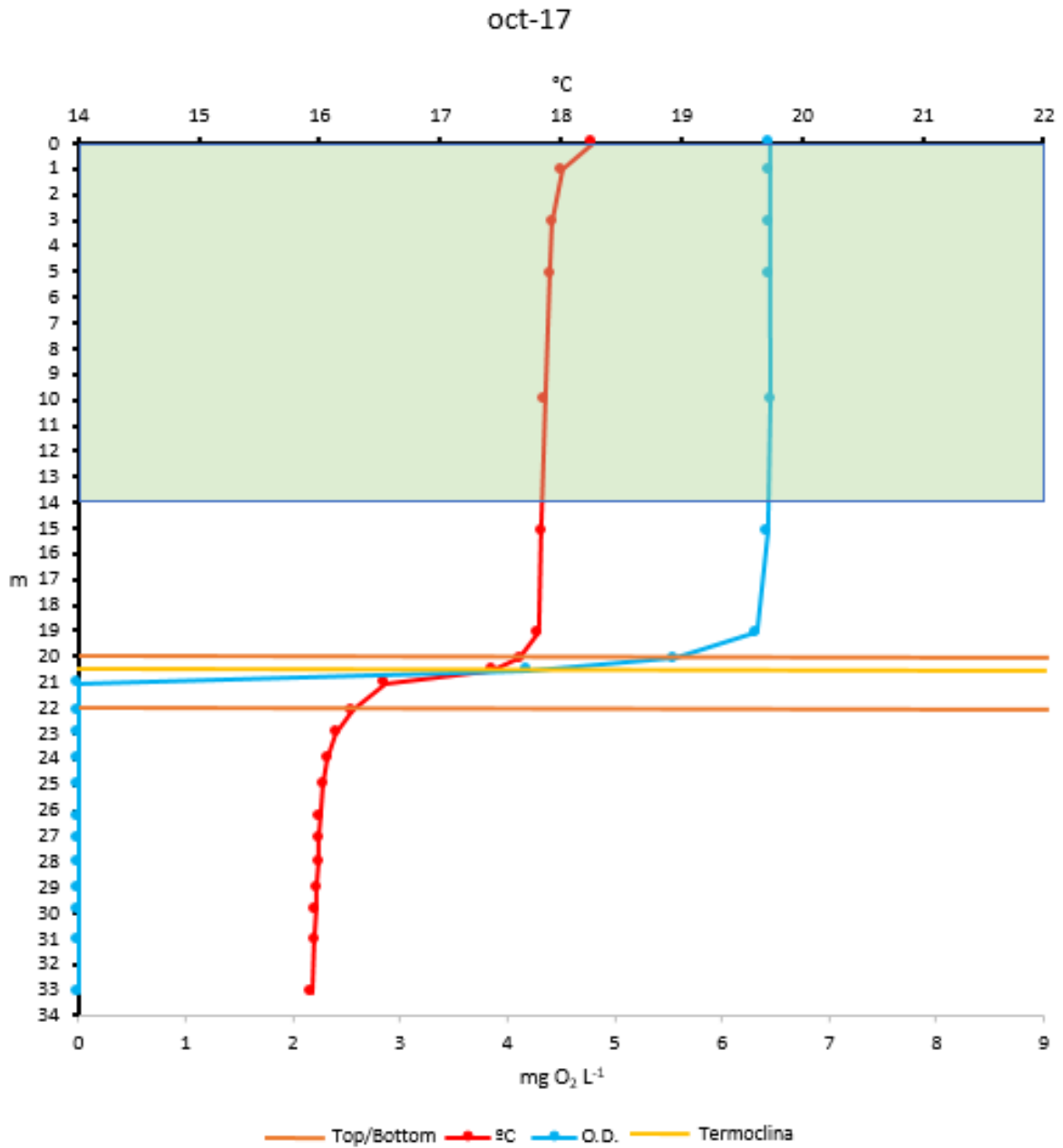
Gráfica 8. Perfil de temperatura y oxígeno disuelto del mes de julio 2017



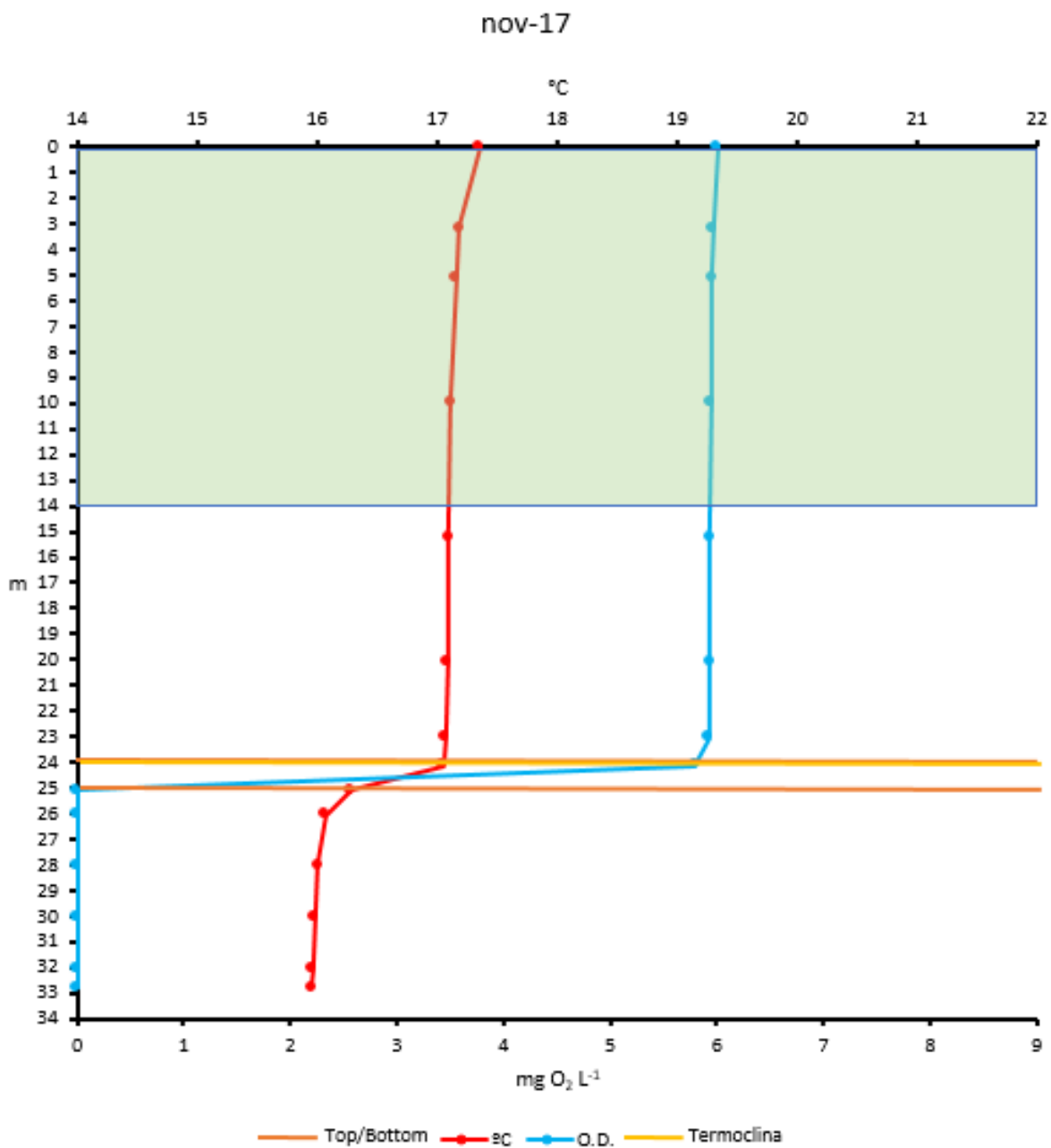
Gráfica 9. Perfil de temperatura y oxígeno disuelto del mes de agosto 2017



Gráfica 10. Perfil de temperatura y oxígeno disuelto del mes de septiembre 2017



Gráfica 11. Perfil de temperatura y oxígeno disuelto del mes de octubre 2017



Gráfica 12. Perfil de temperatura y oxígeno disuelto del mes de noviembre 2017