



UNIVERSIDAD DE CHILE  
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS  
DEPARTAMENTO DE INGENIERÍA CIVIL

**CARACTERIZACIÓN Y CUANTIFICACIÓN DE LOS  
PROCESOS DE TRANSPORTE-REACCIÓN QUE DOMINAN  
LA DINÁMICA INTRADIARIA DE DIÓXIDO DE CARBONO  
Y OXÍGENO EN EL SALAR DEL HUASCO**

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE  
INGENIERO CIVIL

**FELIPE ANTONIO HIDALGO DURÁN**

PROFESOR GUÍA:  
ALBERTO DE LA FUENTE STRANGER

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:  
CAROLINA MERUANE NARANJO  
ANA LUCIA PRIETO SANTA

SANTIAGO DE CHILE  
2017

RESUMEN DE LA MEMORIA  
PARA OPTAR AL TITULO DE  
INGENIERO CIVIL  
POR: FELIPE HIDALGO  
FECHA: 13 DE NOVIEMBRE DE 2017  
PROF. GUÍA SR. ALBERTO DE LA FUENTE

**CARACTERIZACIÓN Y CUANTIFICACIÓN DE LOS PROCESOS  
TRANSPORTE-REACCIÓN QUE DOMINAN LA DINÁMICA INTRADIARIA DE  
DIÓXIDO DE CARBONO Y OXÍGENO EN EL SALAR DEL HUASCO**

Los salares se ubican típicamente en la región altiplánica andina de Chile, Perú y Bolivia. Los sistemas acuáticos formados en ellos, corresponden usualmente a lagunas extremadamente someras, sometidas a condiciones ambientales desfavorables como bajo oxígeno atmosférico, alta oscilación térmica, alta radiación y fuertes vientos durante las horas del día. Estos ecosistemas están principalmente sustentados por la producción bentónica primaria, la que funciona como alimento para aves de la zona, como los flamencos, ave que se encuentra en estado vulnerable. Debido a lo anterior es que el trabajo de título realizado, consiste en la elaboración de un modelo hidrodinámico de la variación intradiaria de dióxido de carbono y oxígeno en el salar de Huasco, dinámicas que se ven afectadas por los flujos en la interfaz agua-sedimentos, los procesos biológicos de la columna de agua y los flujos en la interfaz aire-agua.

El objetivo general es describir y cuantificar los procesos de transporte-reacción de dióxido de carbono y oxígeno en la zona, mediante la elaboración de un modelo hidrodinámico impermanente en 0D del salar, que permita obtener las evoluciones diarias para el oxígeno y el dióxido de carbono, para luego ser validado utilizando mediciones del terreno. El fin de la modelación es adquirir conocimiento acerca de estos fenómenos que pueden afectar considerablemente a los ecosistemas de la zona, únicos en el mundo, adaptados a condiciones climáticas extremas.

Inicialmente se realizó un procesamiento de los datos obtenidos en dos campañas de terreno realizadas en los años 2015 y 2016, el que complementado con una revisión bibliográfica orientada a la hidro y biodinámica de sistemas someros, permitió plantear un modelo conceptual que simula las evoluciones intradiarias de dióxido de carbono y oxígeno. Luego se procedió a calibrar y validar el modelo con datos medidos, para finalmente realizar un análisis de sensibilidad que explique los procesos y parámetros más significativos del modelo.

El principal resultado del trabajo, corresponde a un modelo que permite cuantificar las variaciones intradiarias de dióxido de carbono y oxígeno. Este modelo permite identificar que los procesos más importantes para el salar corresponden a la producción primaria, y a los flujos de masa en la interfaz aire-agua, tanto para el dióxido de carbono como para el oxígeno. En estos flujos se presentan inconsistencias entre lo que se sabe de la literatura y lo que se observa en el modelo, donde se presentan grandes diferencias entre las tasas de transferencia en esta interfaz según el compuesto que se esté analizando.

# Agradecimientos

En primer lugar quiero agradecer a mis padres y a mi abuela nona, que fueron un pilar fundamental en que yo pudiese concretar esta etapa de manera exitosa, siempre me brindaron un apoyo incondicional, y me ayudaron en todo lo que necesitaba, no solo en el ámbito académico sino también en lo personal. Quiero agradecer también a mis hermanos, especialmente a Amanda y Paulette por ayudarme cada vez que lo requería, a pesar de que ya no viven conmigo fueron un gran apoyo en esta etapa.

A toda la gente que conocí en la u, a los de la sección 5 del año 2011, con los que aun comparto una valiosa amistad, a los del equipo de civil, que los considero mis amigos, a la gente que conocí en hidráulica, en especial quiero agradecer a: Nico, Mario, Naty, Karim, Feña, Rorro, Javi, Meli y Tabo, con quienes compartí horas de estudio, almuerzo y tiempo libre, la verdad es que ustedes hicieron que este paso por la u valiese la pena y fuese mucho más ameno. ¡Gracias chiquillos!

A mis amigos de la casa, en especial al Claudio y al Gonzalo, que si bien quizás ya no los veo tanto, han sido parte importante de mi vida desde que tengo recuerdos, espero que mantengamos nuestra amistad en el tiempo y ojalá poder verlos más seguido.

Al resto de mi familia, a mis primos, en especial a: Nacho (Q.E.P.D.), Miguel y Susanita, que siempre han estado allí cuando los he necesitado, y hacen de las reuniones familiares más divertidas; a mis tíos, en especial a mi tío Juan, mi tía Maggie y mi Tía Susy, son como mis segundos padres; y a mi abuela nena, que siempre me regalona y me deja molestarla.

A los amigos del colegio, a Manolo, Lillo, Hevia y el Negro, que si bien no llevo tanto tiempo juntándome con ustedes, les he tomado mucho cariño, y han sido parte importante de mi último año en la universidad, igual que el Mati Hoffman que si bien no es compañero de curso, ha compartido con ellos, también me ha acompañado mucho este último año.

A los profesores del departamento de hidráulica, en especial al profe Beto y la profe Kathy, por enseñar más allá de lo netamente académico, aprendí mucho con ustedes acerca de cómo quiero enfocar mi desarrollo profesional y eso lo valoro mucho. También quiero agradecer a la profesora Ana Lucía, ya que si bien no fue mi profesora guía, siempre tuvo mucha disposición a ayudarme en todo lo que necesitaba a lo largo del trabajo.

Por último agradezco al Proyecto Fondecyt N°1140821, por entregar el financiamiento necesario para el desarrollo de este trabajo.

A cada uno de ustedes, Muchas Gracias.

# Tabla de Contenido

Capítulo 1 : Introducción .....	1
1.1 Motivación .....	1
1.2 Objetivos .....	2
1.2.1 General .....	2
1.2.2 Específicos .....	2
Capítulo 2 : Revisión de antecedentes .....	3
2.1 Campañas de medición en terreno.....	3
2.1.1 Sitio de estudio .....	3
2.1.2 Instrumentación.....	4
2.1.3 Mediciones .....	6
2.2 Procesos involucrados en la evolución intradiaria de CO <sub>2</sub> y O <sub>2</sub> .....	14
2.2.1 Transferencia de masa en interfaces.....	14
2.2.2 Procesos biológicos en el agua.....	19
2.3 Modelo de CO <sub>2</sub> y O <sub>2</sub> (Hull et. al, 2008). .....	23
2.3.1 Oxígeno disuelto .....	25
2.3.2 Dióxido de carbono .....	28
2.3.3 Biomasa.....	29
2.3.4 Detritos.....	29
Capítulo 3 : Metodología .....	30
Capítulo 4 : Resultados.....	31
4.1 Modelo propuesto.....	31
4.1.1 Oxígeno disuelto .....	32
4.1.2 Dióxido de carbono .....	37
4.1.3 Biomasa.....	38
4.1.4 Detritos.....	39
4.1.5 Efecto del hielo.....	39
4.2 Calibración .....	40
4.2.1 Parámetros utilizados en el modelo.....	40
4.2.2 Condiciones iniciales.....	42
4.2.3 Resultados calibración.....	43
4.3 Validación .....	43
4.4 Análisis de sensibilidad.....	44

4.4.1 Procesos.....	45
4.4.2 Parámetros.....	46
Capítulo 5 : Discusión de resultados .....	48
5.1 Evoluciones intradiarias de las variables de estado.....	48
5.2 Tasas de intercambio de gases entre la atmósfera y el agua para el dióxido de carbono ..	52
5.3 Tasas de intercambio de gases entre la atmósfera y el agua para el oxígeno .....	54
5.4 Consumo de O <sub>2</sub> .....	56
Capítulo 6 : Conclusiones y comentarios .....	59
Nomenclatura.....	62
Bibliografía.....	66

# Índice de Tablas

TABLA 2.1: RESUMEN DE PARÁMETROS MEDIDOS EN AMBAS CAMPAÑAS.....	5
TABLA 2.2: COEFICIENTES ADIMENSIONALES DE LA ECUACIÓN DE SALINIDAD.....	8
TABLA 2.3: TABLA EXPLICATIVA DE LOS PROCESOS DE LA FIGURA 2.14. ....	24
TABLA 4.1: TABLA EXPLICATIVA DE LOS PROCESOS DE LA FIGURA 4.1. ....	31
TABLA 4.2: VALORES DE LOS PARÁMETROS UTILIZADOS EN EL MODELO.....	40
TABLA 4.3: CONDICIONES INICIALES UTILIZADAS EN EL MODELO. ....	42
TABLA 4.4: ANÁLISIS DE SENSIBILIDAD PARA LOS DISTINTOS PROCESOS HIDRODINÁMICOS. S <sub>O2</sub> : SENSIBILIDAD PARA EL OXÍGENO DISUELTO; S <sub>CO2</sub> : SENSIBILIDAD PARA EL DIÓXIDO DE CARBONO; S <sub>CO2SED</sub> : SENSIBILIDAD PARA EL DIÓXIDO DE CARBONO. SE PRESENTAN LOS VALORES DE SENSIBILIDAD PROMEDIO EN EL TIEMPO. ....	45
TABLA 4.5: ANÁLISIS DE SENSIBILIDAD PARA LOS DISTINTOS PARÁMETROS CONSIDERANDO UN AUMENTO DEL 50%. S <sub>O2</sub> : SENSIBILIDAD PARA EL OXÍGENO DISUELTO; S <sub>CO2</sub> : SENSIBILIDAD PARA EL DIÓXIDO DE CARBONO; S <sub>CO2SED</sub> : SENSIBILIDAD PARA EL DIÓXIDO DE CARBONO. SE PRESENTAN LOS VALORES DE SENSIBILIDAD PROMEDIO EN EL TIEMPO. .....	46
TABLA 4.6: ANÁLISIS DE SENSIBILIDAD PARA LOS DISTINTOS PARÁMETROS CONSIDERANDO UNA DISMINUCIÓN DEL 50%. S <sub>O2</sub> : SENSIBILIDAD PARA EL OXÍGENO DISUELTO; S <sub>CO2</sub> : SENSIBILIDAD PARA EL DIÓXIDO DE CARBONO; S <sub>CO2SED</sub> : SENSIBILIDAD PARA EL DIÓXIDO DE CARBONO. SE PRESENTAN LOS VALORES DE SENSIBILIDAD PROMEDIO EN EL TIEMPO. .....	46

# Índice de Figuras

FIGURA 2.1: MAPA DE UBICACIÓN DE LA ZONA DE ESTUDIO (ACOSTA & CUSTODIO 2008). ....	3
FIGURA 2.2: LAGUNA DEL SALAR DEL HUASCO (ZONA DE ESTUDIO). <i>FOTOGRAFÍA DE ALBERTO DE LA FUENTE</i> . ....	4
FIGURA 2.3: INSTALACIÓN INSTRUMENTAL EN TERRENO, MAYO 2016 (VERGARA 2017). ....	5
FIGURA 2.4: VARIABLES MEDIDAS EN LAS CAMPAÑAS DE TERRENO. A LA IZQUIERDA ESTÁN LAS MEDIDAS PARA EL AÑO 2015 Y A LA DERECHA LAS DEL AÑO 2016. EN A) Y B) SERIES DE TEMPERATURA DEL AGUA; EN C) Y D) RADIACIÓN INCIDENTE; EN E) Y F) LA VELOCIDAD DEL VIENTO. ....	7
FIGURA 2.5: SERIES DE TIEMPO DE LA CONDUCTIVIDAD ELÉCTRICA Y LA SALINIDAD PARA DOS SENSORES UTILIZADOS EN LA CAMPAÑA DEL 2016. ....	9
FIGURA 2.6: A LA IZQUIERDA, VALORES OBTENIDOS PARA EL SENSOR UNO; A LA DERECHA, VALORES OBTENIDOS PARA EL SENSOR 2. A) Y B) PRESENTAN LAS EVOLUCIONES TEMPORALES DE TEMPERATURA DEL AGUA Y CONDUCTIVIDAD ELÉCTRICA DE LA MUESTRA DE REFERENCIA (ECUACIÓN (2.4)), C) Y D) LA EVOLUCIÓN TEMPORAL DE LA SALINIDAD. ....	9
FIGURA 2.7: SERIES DE TIEMPO PARA OXÍGENO DISUELTOS Y TEMPERATURA DEL AGUA PARA 3 SENSORES, AÑO 2016. LA ZONA AZUL REPRESENTA LAS HORAS DE PRESENCIA DE HIELO. ....	10
FIGURA 2.8: SERIES DE TIEMPO PARA OXÍGENO DISUELTOS Y RADIACIÓN INCIDENTE PARA 3 SENSORES, AÑO 2016. LA ZONA AZUL REPRESENTA LAS HORAS DE PRESENCIA DE HIELO. ....	11
FIGURA 2.9: SERIES DE TIEMPO PARA EL INTERCAMBIO DE CO <sub>2</sub> ENTRE LA ATMÓSFERA Y LA COLUMNA DE AGUA, Y RADIACIÓN INCIDENTE PARA LAS CAMPAÑAS 2015 Y 2016. LA ZONA AZUL REPRESENTA LAS HORAS DE PRESENCIA DE HIELO. VALORES NEGATIVOS DEL FLUJO SIGNIFICAN UN INGRESO DE GAS DESDE LA ATMÓSFERA AL AGUA. ....	12
FIGURA 2.10: SERIES DE TIEMPO PARA EL INTERCAMBIO DE CO <sub>2</sub> ENTRE LA ATMÓSFERA Y LA COLUMNA DE AGUA, Y VELOCIDAD DE CORTE PARA LAS CAMPAÑAS 2015 Y 2016. LA ZONA AZUL REPRESENTA LAS HORAS DE PRESENCIA DE HIELO. VALORES NEGATIVOS DEL FLUJO SIGNIFICAN UN INGRESO DE GAS DESDE LA ATMÓSFERA AL AGUA. ....	13
FIGURA 2.11: ESQUEMA CAPA LÍMITE DE CONCENTRACIÓN (RAYO 2009). ....	16
FIGURA 2.12: ESQUEMA CONCEPTUAL DE LOS PROCESOS DE TRANSPORTE DE MASA A TRAVÉS DE LA INTERFAZ AGUA-SEDIMENTOS (ORDÓÑEZ 2014). ....	17
FIGURA 2.13: ESQUEMA CONCEPTUAL PARA EL TRANSPORTE DE OXÍGENO A TRAVÉS DE LA INTERFAZ AGUA-SEDIMENTOS (ORDÓÑEZ 2014). ....	18
FIGURA 2.14: ESQUEMA EXPLICATIVO DE CÓMO INTERACTÚAN LAS DISTINTAS VARIABLES DE ESTADO SEGÚN LOS PROCESOS HIDRODINÁMICOS CONSIDERADOS EN EL MODELO DE HULL ET AL. (2008). ....	24
FIGURA 4.1: ESQUEMA EXPLICATIVO DE CÓMO INTERACTÚAN LAS DISTINTAS VARIABLES DE ESTADO SEGÚN LOS PROCESOS HIDRODINÁMICOS QUE OCURREN EN EL SALAR. LAS VERDES CORRESPONDEN A VARIABLES DE LAS CUALES SE TIENE INFORMACIÓN DISPONIBLE Y EN NARANJO LAS QUE NO. ....	32

FIGURA 4.2: AJUSTE LINEAL PARA CALCULAR EL CONSUMO EN LOS SEDIMENTOS EN FUNCIÓN DE LA TEMPERATURA, INTERVALOS DE CONFIANZA AL 95% EN COLOR NARANJO, E INTERVALOS DE PROBABILIDAD AL 95% EN ROJO. DATOS OBTENIDOS DE DE LA FUENTE (2014). .....	36
FIGURA 4.3: OXÍGENO DISUELTO Y DIÓXIDO DE CARBONO SIMULADOS Y MEDIDOS PARA EL AÑO 2016.....	43
FIGURA 4.4: OXÍGENO DISUELTO Y DIÓXIDO DE CARBONO SIMULADOS Y MEDIDOS PARA EL AÑO 2015.....	44
FIGURA 5.1: VALORES PARA EL FLUJO DE DIÓXIDO DE CARBONO ENTRE LA ATMÓSFERA Y EL AGUA SIMULADOS POR EL MODELO COMPARADO CON VALORES MEDIDOS EN CAMPAÑAS 2015 Y 2016. ....	49
FIGURA 5.2: VALORES PARA EL OXÍGENO DISUELTO SIMULADOS POR EL MODELO COMPARADO CON VALORES MEDIDOS EN 2016. ....	50
FIGURA 5.3: VALORES PARA EL DIÓXIDO DE CARBONO DISUELTO MODELADO Y LA VELOCIDAD DE CORTE MEDIDA EN TERRENO. ....	50
FIGURA 5.4: VALORES PARA EL DIÓXIDO DE CARBONO EN LOS SEDIMENTOS MODELADO Y LA VELOCIDAD DE CORTE MEDIDA EN TERRENO.....	51
FIGURA 5.5: VALORES PARA LA BIOMASA TOTAL OBTENIDOS POR EL MODELO.....	51
FIGURA 5.6: VALORES PARA LOS DETRITOS OBTENIDOS POR EL MODELO. ....	52
FIGURA 5.7: COMPARACIÓN ENTRE LA MÍNIMA TASA DE TRANSFERENCIA DE GASES ENTRE LA ATMÓSFERA Y EL AGUA PARA EL DIÓXIDO DE CARBONO, Y LA OBTENIDA SEGÚN LA LITERATURA (LISS 1973; ZAPPA ET AL. 2007). ....	53
FIGURA 5.8: FLUJO DE DIÓXIDO DE CARBONO EN LA INTERFAZ AGUA-SEDIMENTOS, CONSIDERANDO $A_{CO_2} = 0.4$ .....	53
FIGURA 5.9: OXÍGENO DISUELTO Y PROCESOS DE PRODUCCIÓN DE OXÍGENO PARA LA CAMPAÑA DE 2016 CONSIDERANDO $A_{O_2} = 0.4$ . ....	55
FIGURA 5.10: TASAS DE TRANSFERENCIA EN LA INTERFAZ AIRE-AGUA PARA EL OXÍGENO Y EL DIÓXIDO DE CARBONO, EN FUNCIÓN DE LA VELOCIDAD DEL VIENTO; •-----• PARA EL OXÍGENO, +-----+ PARA EL DIÓXIDO DE CARBONO (LISS 1973).....	56
FIGURA 5.11: VALORES PARA EL OXÍGENO DISUELTO CONSIDERANDO $r = 0$ . ....	57
FIGURA 5.12: CONSUMO DE OXÍGENO EN LOS SEDIMENTOS, SEGÚN AJUSTE REALIZADO CON LAS MEDICIONES EN TERRENO DE DE LA FUENTE. (2014).....	58

# Capítulo 1 : Introducción

## 1.1 Motivación

Los salares corresponden a costras salinas formadas por las altas tasas de evaporación de agua en lagos salinos. Se ubican típicamente en la región altiplánica andina de Chile, Bolivia, Perú y Argentina, y usualmente presentan lagunas extremadamente someras (de la Fuente & Niño 2010). Los sistemas acuáticos que se forman en estas zonas son únicos y frágiles, debido a las condiciones climáticas del altiplano, donde destacan las bajas temperaturas durante la noche, altas oscilaciones térmicas, bajo oxígeno atmosférico, alta radiación solar, fuertes vientos y escasa nubosidad (Vergara 2016; Rojas 2015).

Estos ecosistemas están sustentados principalmente por la producción bentónica primaria (de la Fuente 2014), la que además de ser alimento para algunas especies de la zona, también influye en los flujos de dióxido de carbono y oxígeno, debido al proceso de fotosíntesis que realizan las micro-algas que crecen en la superficie de los sedimentos.

Existen algunos estudios previos realizados recientemente en la zona que permiten avanzar en el entendimiento de los procesos de transporte-reacción que afectan al dióxido de carbono y el oxígeno. De la Fuente (2014) explica la hidrodinámica relacionada con los flujos de oxígeno entre la interfaz de los sedimentos y la columna de agua en la zona. De la Fuente & Vergara (2016) explican como el viento afecta a la producción primaria en lagunas saladas en el altiplano, fenómeno muy importante para el análisis, ya que en la zona existen importantes vientos durante gran parte de las horas de día. Además existen dos campañas en terreno donde se obtuvieron valores intradiarios de la evolución del oxígeno disuelto en el agua, y de los flujos de dióxido de carbono desde la atmósfera hacia el agua, mediciones que motivan a comprender los fenómenos que determinan estas variaciones temporales. Estos antecedentes presentan aspectos relevantes para el modelo que se desea diseñar.

La biogeoquímica de los salares puede ser diferente a los cuerpos de agua dulce, los procesos químicos como precipitación o disolución de sales, sumado a los flujos de dióxido de carbono en la interfaz aire-agua, pueden hacer que el salar sea un sumidero o fuente de carbono atmosférico (Duarte et al. 2008), por lo que el estudio de los fenómenos asociados al dióxido de carbono se torna de vital importancia por su posible aporte a la reducción de gases de efecto invernadero. Por otra parte, como se mencionó anteriormente, la actividad bentónica es esencial en el equilibrio de estos ecosistemas, y utilizando la tasa vertical neta de producción de oxígeno en los sedimentos se puede estimar la producción primaria neta debido a las comunidades bentónicas compuestas principalmente por microalgas llamadas diatomeas, lo que es un parámetro que permite estimar el tamaño de las comunidades de flamencos en la zona (de la Fuente 2014), animal que se encuentra en estado de conservación vulnerable (Vargas 2006), por lo que el estudio del oxígeno disuelto toma un rol importante en los estudios de conservación de esta especie.

## **1.2 Objetivos**

### **1.2.1 General**

Describir y cuantificar los procesos de transporte-reacción de dióxido de carbono y oxígeno en el salar del Huasco.

### **1.2.2 Específicos**

- 1) Realizar una revisión bibliográfica que permita explicar mediante ecuaciones los procesos relacionados a la evolución temporal del oxígeno y dióxido de carbono.
- 2) Procesar los datos obtenidos en las campañas de mediciones para poder relacionar variables atmosféricas y de calidad del agua, con la evolución intradiaria del dióxido de carbono y del oxígeno.
- 3) Proponer un modelo conceptual impermanente en OD, que permita representar la evolución intradiaria del dióxido de carbono y el oxígeno en Salar del Huasco.
- 4) Validar el modelo con mediciones obtenidas en las campañas de terreno realizadas en los años 2015 y 2016.

# Capítulo 2 : Revisión de antecedentes

## 2.1 Campañas de medición en terreno

### 2.1.1 Sitio de estudio

El Salar del Huasco ( $20^{\circ}19'40''$  S,  $68^{\circ}51'25''$  O) se ubica al norte de Chile, en la Región de Tarapacá, 150 kilómetros al este de la ciudad de Iquique (Figura 2.1). En 1996 el Salar del Huasco fue declarado sitio Ramsar, protección vigente hasta la actualidad, por lo que las actividades antrópicas que puedan afectar significativamente las 6000 hectáreas de este humedal se rigen por la Ley de Bases del medio ambiente (Acosta & Custodio 2008). El área del salar es de  $51 \text{ km}^2$ , de los cuales  $2,5 \text{ km}^2$  corresponden a la laguna (Risacher et al. 2003), que alcanza una profundidad máxima de 40 cm (Ramírez et al. 2015).



Figura 2.1: Mapa de ubicación de la zona de estudio (Acosta & Custodio 2008).

La cuenca del Huasco es del tipo endorreica, con un funcionamiento hidrológico e hidrogeológico dominado principalmente por evaporación y napas subterráneas con recarga lateral, las que tienen tasas muy superiores a las de precipitación (Vega 2016). La cuenca presenta un clima de tundra por efecto de altura, que presenta pocas precipitaciones concentradas principalmente en los meses de verano (diciembre a marzo), teniendo una precipitación media anual de 134 mm (Acosta & Custodio 2008). Las temperaturas en la cuenca oscilan desde los  $-20^{\circ}\text{C}$  en invierno hasta temperaturas levemente superiores a  $20^{\circ}\text{C}$  en los meses de verano, presentando importantes fluctuaciones dentro de un día, que pueden alcanzar los  $30^{\circ}\text{C}$  (Muñoz 2009).



**Figura 2.2:** Laguna del salar del Huasco (Zona de estudio). *Fotografía de Alberto de la Fuente.*

## **2.1.2 Instrumentación**

Se realizaron dos campañas de medición de terreno en la laguna del salar, con el objetivo de medir series de tiempo de variables meteorológicas y de calidad del agua que servirán como entradas para el modelo a implementar o como mediciones para validarlo según corresponda. La primera campaña se efectuó en primavera desde el 30 de octubre del 2015 hasta el 2 de noviembre del mismo año, mientras que la segunda campaña tuvo a lugar entre los días 17 y 20 de mayo del 2016, en otoño.

Durante la campaña se midieron distintas variables meteorológicas y de calidad de agua, sin embargo, las utilizadas durante este trabajo corresponden, a la radiación incidente y la magnitud del viento para el caso de las variables meteorológicas, mientras que para las de calidad de agua, se trabaja con la temperatura del agua, la conductividad eléctrica y el oxígeno disuelto. También, se midió el intercambio de dióxido de carbono entre la atmósfera y la laguna, valor que será utilizado junto con las mediciones de oxígeno disuelto para verificar que la modelación simule de buena manera los fenómenos que ocurren en la laguna.

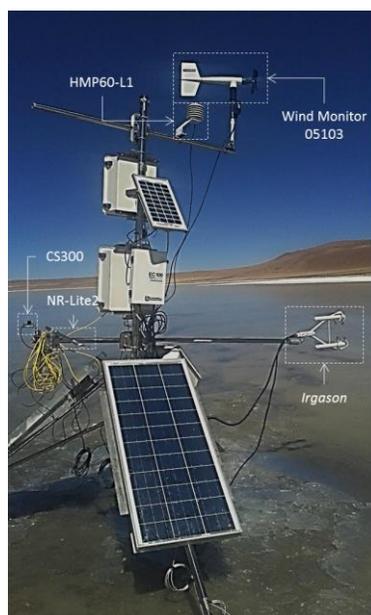
Para realizar dichas mediciones, se utilizó la misma instrumentación de Vergara (2017), que consiste en un anemómetro sónico con sensor infrarrojo de gases incorporado (*Irgason*, de *Campbell scientific ltd.*) que realiza mediciones de velocidad del viento (Descompuesto en 3 direcciones ortogonales), temperatura del aire, y concentración de vapor de agua y dióxido de carbono en el aire. Además, este instrumento cuenta con un sistema adicional de temperatura (modelo 107 de *Campbell scientific ltd.*) y un barómetro (*Vaisala* modelo PTB110).

Se instaló también una estación meteorológica que consiste en un piranómetro (*Apogee Instruments, Inc.* CS300), un radiómetro neto (*Kipp & Zonen B.V.* NR-Lite 2), un barómetro (*Vaisala* CS106), un anemómetro tipo wind monitor (modelo 05103 de *R.M. Young Co.*) y un sensor de temperatura y humedad relativa (HMP60-L1 de *Vaisala*). Ambos instrumentos fueron ubicados en la parte norte de la laguna. Para el caso de los parámetros de calidad del agua, se utilizaron sensores de temperatura del agua (*Water Temperature Data Logger* modelo U22-001, de *Onset*), dos sensores de conductividad eléctrica (*HOBO*) y 3 de oxígeno disuelto (*HOBO*).

Cabe destacar que durante la campaña de 2016 se midieron más parámetros que durante la de 2015, un resumen de las mediciones realizadas durante cada campaña se presenta en la Tabla 2.1 (solo se mencionan las variables utilizadas en este trabajo).

**Tabla 2.1: Resumen de parámetros medidos en ambas campañas.**

Variable medida	Oct-Nov 2015	May 2016
Viento	✓	✓
Radiación	✓	✓
Temperatura del Agua	✓	✓
Conductividad Eléctrica	x	✓
Oxígeno disuelto	x	✓
Intercambio de CO <sub>2</sub> atmósfera-laguna	✓	✓



**Figura 2.3: Instalación instrumental en terreno, mayo 2016 (Vergara 2017).**

### 2.1.3 Mediciones

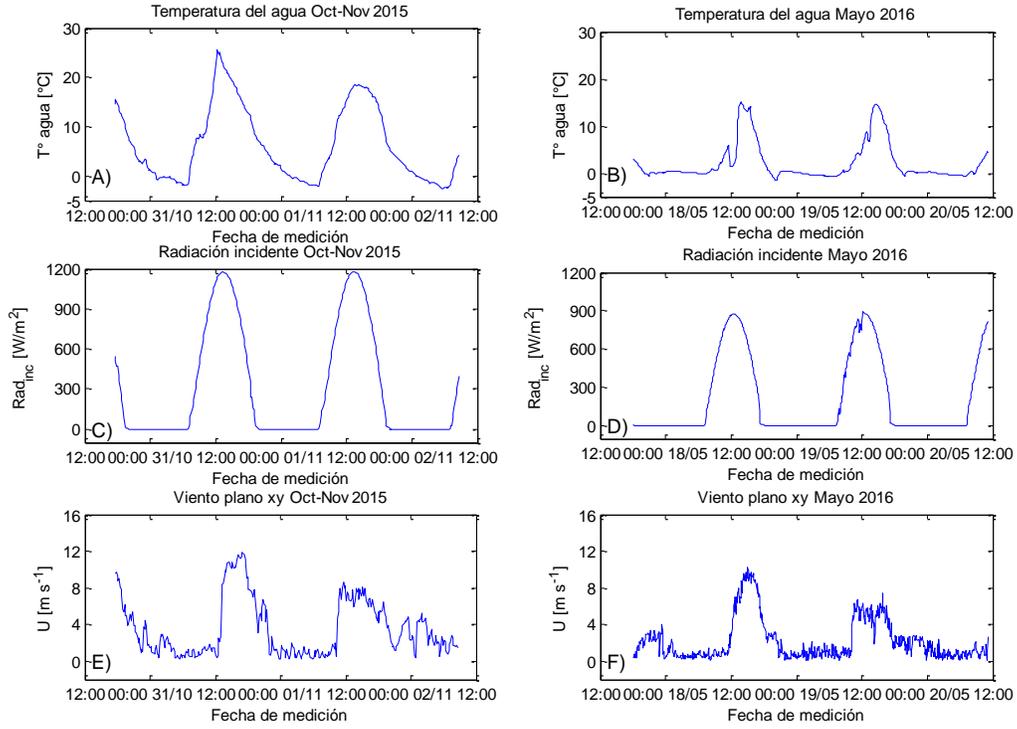
A continuación se presentan los resultados obtenidos para las distintas variables medidas en terreno.

#### Forzantes del sistema

Las forzantes del sistema, corresponden principalmente a la temperatura del agua, la radiación incidente y la velocidad del viento, las que se midieron en ambas campañas.

Como se observa en la Figura 2.4, todas las variables presentan un marcado ciclo diario que se repite para ambas campañas; sin embargo, la intensidad para todas las variables es mayor en la campaña realizada durante los meses de primavera (octubre y noviembre del 2015). Para el caso de la temperatura del agua (Figura 2.4 A) y B)), se observa que tiene un ciclo bien definido de calentamiento durante las primeras horas del día, hasta alcanzar su máximo en horas cercanas al medio día, para luego comenzar a enfriarse en horas de la tarde y continuar con dicho comportamiento en la noche, siguiendo la evolución de la radiación incidente (Figura 2.4 C) y D)). Se observa también, que para el caso de las mediciones del año 2016, se observan más horas donde la temperatura se mantiene cercana a los 0°C que en el año 2015, lo que se explica por el congelamiento de la superficie libre del salar, fenómeno que se observa durante menos horas del día en 2015; además, la temperatura máxima en 2015 es cercana a los 25°C, mientras que en 2016 alcanza solo valores cercanos a los 15°C. Este comportamiento es coincidente con los valores máximos que alcanza la radiación incidente en ambas campañas, ya que se observan valores máximos cercanos a los 1200 W/m<sup>2</sup>, superiores a los medidos en 2016, donde los máximos son cercanos a 900 W/m<sup>2</sup>, lo que explica que las mediciones de temperatura del agua sean más bajas en dicho año.

Para el caso de la velocidad del viento (Figura 2.4 E) y F)). Se observan una variación cíclica marcada por periodos de calma que ocurren en horas de la noche hasta horas cercanas al medio día, donde comienzan periodos con velocidades de viento considerables, llegando a valores máximos cercanos a los 12 m/s en la campaña del 2015. De igual forma que para las variables anteriores, las magnitudes del viento son mayores en la campaña de primavera, sin embargo, el comportamiento es similar en ambos periodos de tiempo.



**Figura 2.4: Variables medidas en las campañas de terreno. A la izquierda están las medidas para el año 2015 y a la derecha las del año 2016. En A) y B) series de temperatura del agua; en C) y D) radiación incidente; en E) y F) la velocidad del viento.**

## Salinidad

Para determinar la salinidad, se utilizó la metodología de (APHA et al. 2012), que calcula dicha variable en función de la conductividad eléctrica y la temperatura del agua como se presenta a continuación:

$$Sal = a_0 + a_1 R_t^{1/2} + a_2 R_t + a_3 R_t^{3/2} + a_4 R_t^2 + a_5 R_t^{5/2} + \Delta Sal \quad (2.1)$$

donde S corresponde a la salinidad en unidades prácticas de salinidad (psu, por sus siglas en inglés),  $\Delta S$  esta dado por:

$$\Delta Sal = \left( \frac{T_W - 15}{1 + 0.0162 * (T_W - 15)} \right) * (b_0 + b_1 R_t^{1/2} + b_2 R_t + b_3 R_t^{3/2} + b_4 R_t^2 + b_5 R_t^{5/2}) \quad (2.2)$$

donde  $T_W$  corresponde a la temperatura del agua en grados Celsius, y además los coeficientes adimensionales de las ecuaciones (2.1) y (2.2) se presentan en la Tabla 2.2.

**Tabla 2.2: Coeficientes adimensionales de la ecuación de salinidad.**

<b>Coef. Ec (2.1)</b>	<b>Valor</b>	<b>Coef. Ec (2.2)</b>	<b>Valor</b>
$a_0$	0.0080	$b_0$	0.0005
$a_1$	-0.1692	$b_1$	-0.0056
$a_2$	25.3851	$b_2$	-0.0066
$a_3$	14.0941	$b_3$	-0.0375
$a_4$	-7.0261	$b_4$	-0.0636
$a_5$	2.7081	$b_5$	-0.0144

$R_t$  se define como:

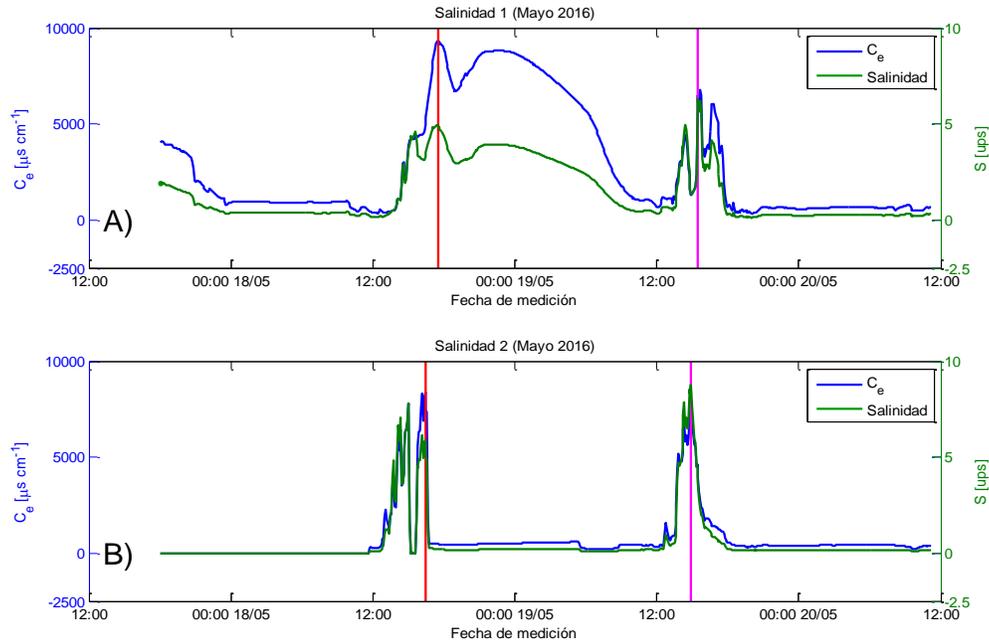
$$R_t = \frac{C_e}{C(KCl)} \quad (2.3)$$

donde  $C_e$  corresponde a la conductividad eléctrica en el agua en  $\mu\text{S/cm}$  y  $C(KCl)$  a la conductividad de una solución de 32.4356 gr de KCl en una masa de 1 kg de solución, que se parametriza en función de la temperatura del agua como:

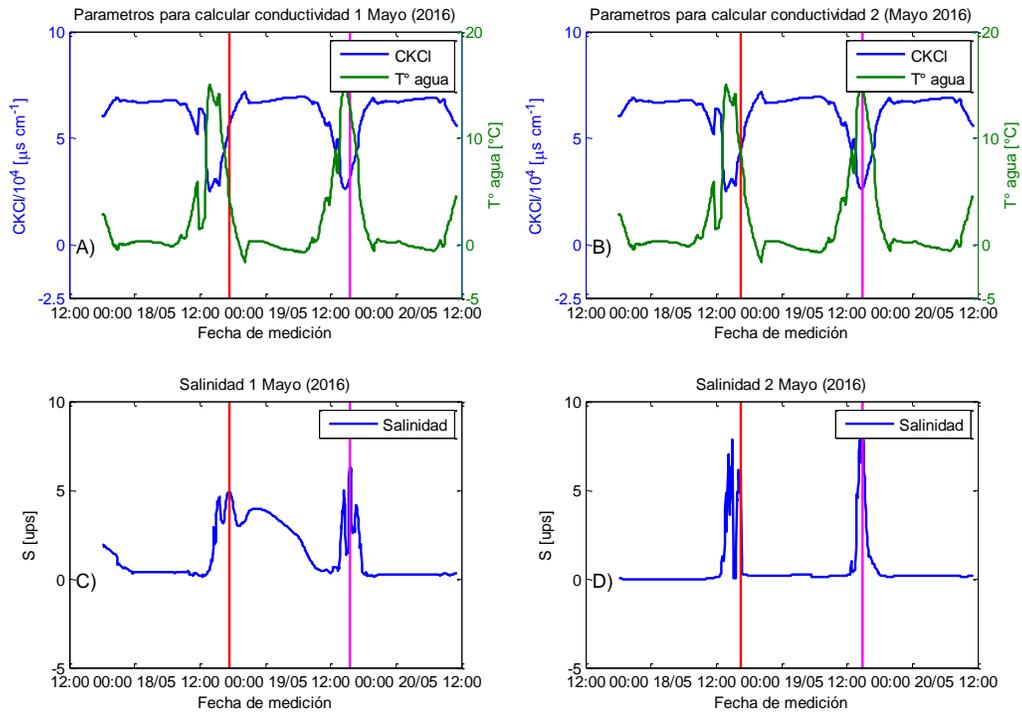
$$C(KCl) = -0.0267243T_w^3 + 4.6639647T_w^2 + 861.30276T_w + 29035.1640851 \quad (2.4)$$

Con la metodología señalada anteriormente, se obtienen los resultados de la Figura 2.5. En dichos gráficos lo primero que se observa es que si bien la salinidad tiene un comportamiento similar a la conductividad eléctrica; sin embargo, los valores máximos de ambas no coinciden para ninguno de los dos casos. La línea roja presenta el valor máximo conductividad eléctrica, mientras que la morada el de la salinidad. El comportamiento anterior se explica debido a que la salinidad depende tanto de la temperatura como de la conductividad eléctrica, por lo que los valores máximos de esta, se presentan cuando ocurre simultáneamente una conductividad eléctrica alta con una temperatura del agua elevada, como se observa en las Figura 2.6 A) y B).

Para ambos sensores coincide que los valores elevados de salinidad ocurren en horas cercanas al medio día y luego descienden al atardecer, lo que se explica en el comportamiento hidrológico del salar, ya que al ser una cuenca endorreica donde los flujos más importantes corresponden a la recarga subterránea y evaporación (Vega 2016), a medida que las tasas de evaporación son superiores a las recargas, la salinidad debiese aumentar debido a un incremento en la concentración de sales, y cuando las recargas subterráneas dominan a la evaporación la salinidad disminuye, debido a que comienzan a diluirse las sales.



**Figura 2.5: Series de tiempo de la conductividad eléctrica y la salinidad para dos sensores utilizados en la campaña del 2016.**



**Figura 2.6: A la izquierda, valores obtenidos para el sensor uno; a la derecha, valores obtenidos para el sensor 2. A) y B) presentan las evoluciones temporales de temperatura del agua y conductividad eléctrica de la muestra de referencia (Ecuación (2.4)), C) y D) la evolución temporal de la salinidad.**

## Efecto de las variables meteorológicas y de calidad del agua sobre el CO<sub>2</sub> y el O<sub>2</sub>

A continuación se procede a graficar en conjunto parámetros de calidad de agua o variables meteorológicas con las mediciones de dióxido de carbono y oxígeno para poder explicar los fenómenos que dominan la evolución temporal de estas variables. En particular, se cuenta con mediciones de intercambio de CO<sub>2</sub> entre la atmósfera y el agua para ambos años, y con mediciones de 3 sensores de oxígeno disuelto en el agua, ubicados en zonas cercanas a los sedimentos, en distintos sectores del salar pero solo para el año 2016.

### Temperatura del agua

En la Figura 2.7 se observa claramente que la temperatura del agua afecta directamente a la evolución del oxígeno disuelto. Esto se debe a que los sensores están cercanos a los sedimentos, donde se sitúa la capa fotosintéticamente activa, y el hecho de que aumente la temperatura aumenta las tasas fotosintéticas para una intensidad de luz dada, debido a que implica un aumento en la actividad metabólica para la mayoría de los microorganismos.

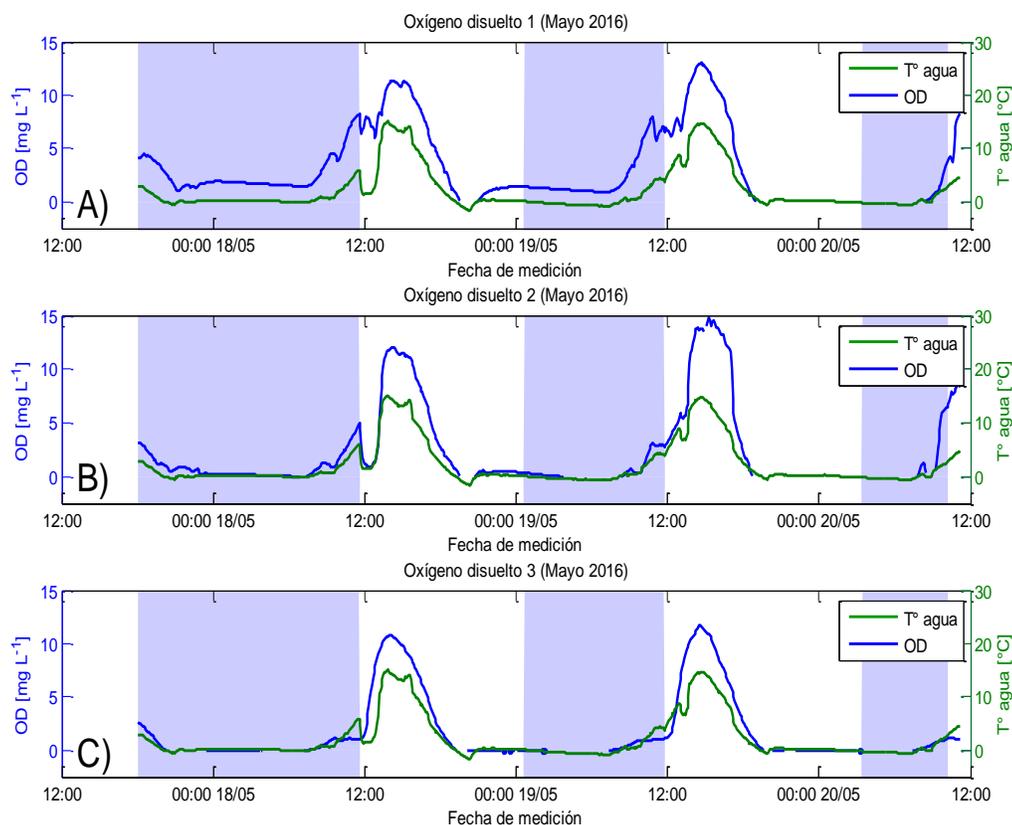
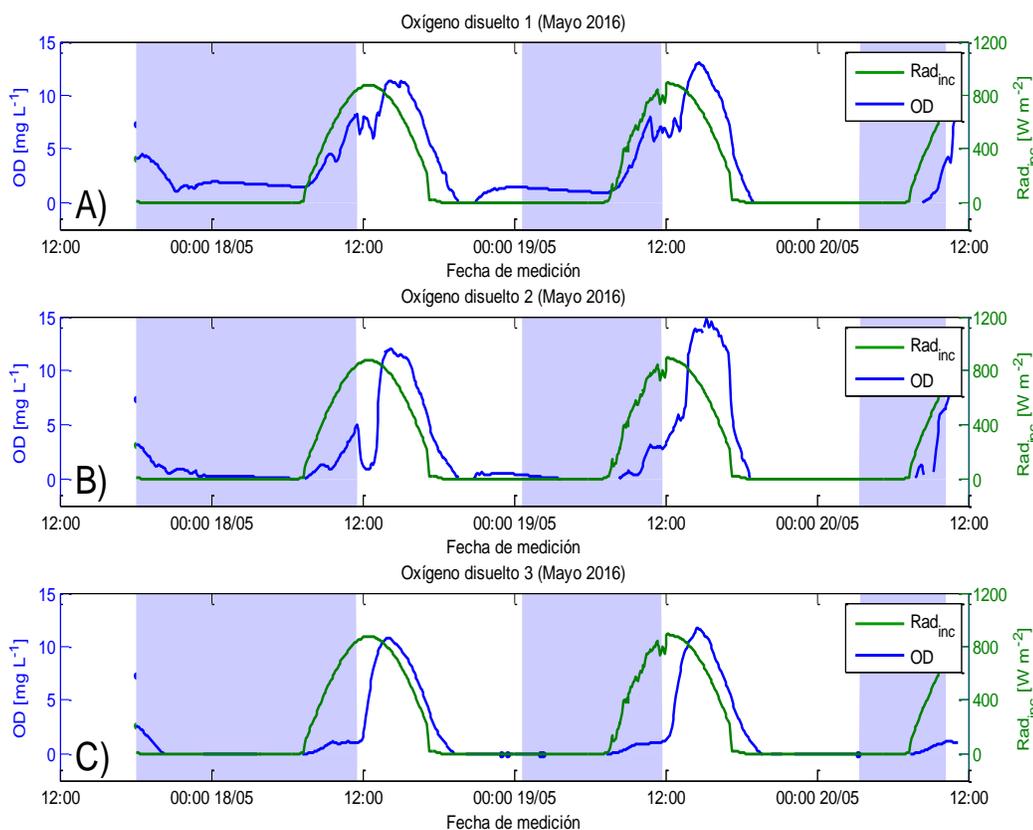


Figura 2.7: Series de tiempo para oxígeno disuelto y temperatura del agua para 3 sensores, año 2016. La zona azul representa las horas de presencia de hielo.

## Radiación solar incidente

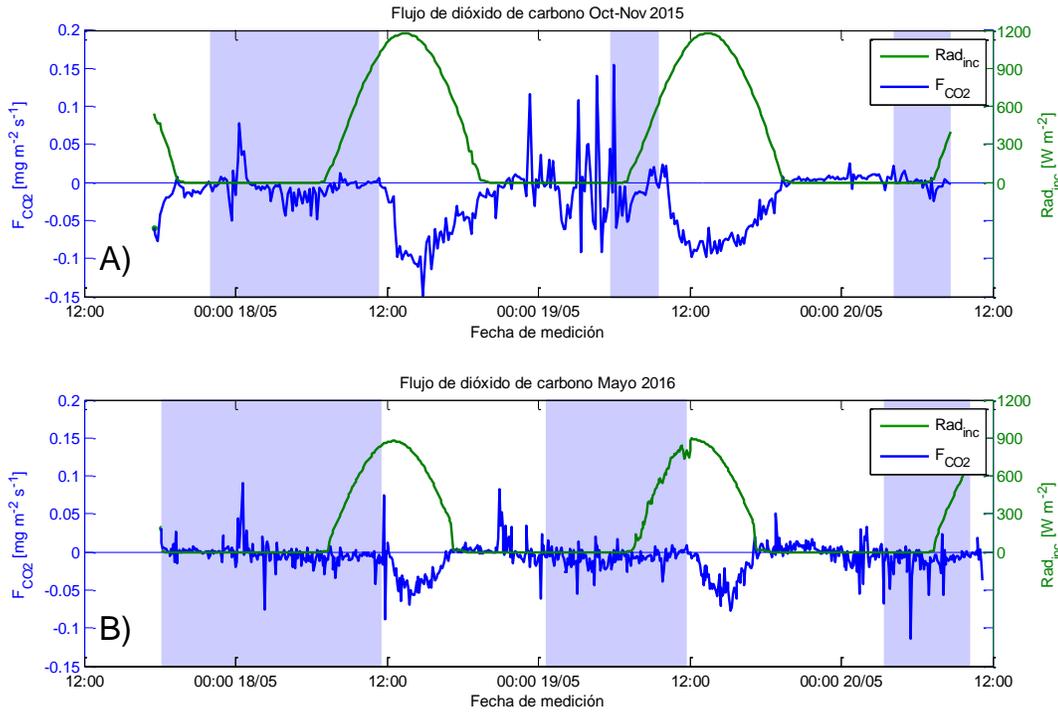
Para el caso de la radiación solar incidente, las tasas de producción primaria aumentan a medida que aumenta la radiación, hasta que alcanzan un nivel máximo de saturación. Este comportamiento se ve reflejado en que la evolución temporal del oxígeno es casi coincidente con la radiación solar, sin embargo, para el periodo previo a las 12:00 se observa un aumento significativo en la radiación, que no se refleja en el oxígeno disuelto. Es por ello que se procedió a utilizar los datos del trabajo de Vergara (2017), donde mediante balances de calor, determinó las horas que existía presencia de hielo.

Como se puede observar en la Figura 2.8, cuando hay presencia de hielo (zona azul), si bien ocurre producción primaria, la magnitud de esta se puede ver disminuida por la presencia del hielo, esto debido a que las plantas utilizan la radiación fotosintéticamente activa (Robledo et al. 2006) y al congelar la superficie, el albedo de esta aumenta, reflejando más radiación y dejando menos disponible para el proceso fotosintético.



**Figura 2.8:** Series de tiempo para oxígeno disuelto y radiación incidente para 3 sensores, año 2016. La zona azul representa las horas de presencia de hielo.

En la Figura 2.9 se puede observar una relación entre el intercambio de dióxido de carbono entre la atmósfera y la superficie con la radiación, debido a que si existe un aumento en la radiación, se ve también un aumento en las tasas de producción primaria, lo que produce un ingreso del dióxido de carbono desde la atmósfera hacia el agua, para ser utilizado por las plantas. Sin embargo, en este gráfico se observa que cuando existe la capa de hielo el intercambio de gases es casi nulo, esto se debe a que el hielo actúa como barrera física entre ambas fases, sin permitir los intercambios físicos, por lo que si bien estos intercambios tienen relación con el consumo de dióxido de carbono por producción primaria, no se puede dejar de considerar el congelamiento de la superficie como un fenómeno importante que impide el libre flujo entre las fases.



**Figura 2.9:** Series de tiempo para el intercambio de CO<sub>2</sub> entre la atmósfera y la columna de agua, y radiación incidente para las campañas 2015 y 2016. La zona azul representa las horas de presencia de hielo. Valores negativos del flujo significan un ingreso de gas desde la atmósfera al agua.

### Velocidad de corte

Para calcular la velocidad de corte, se cuenta con mediciones de covarianza turbulenta para ambas campañas. Con estos datos, se puede utilizar la siguiente ecuación para calcular la velocidad de corte,  $u^*$  (Garra 1992).

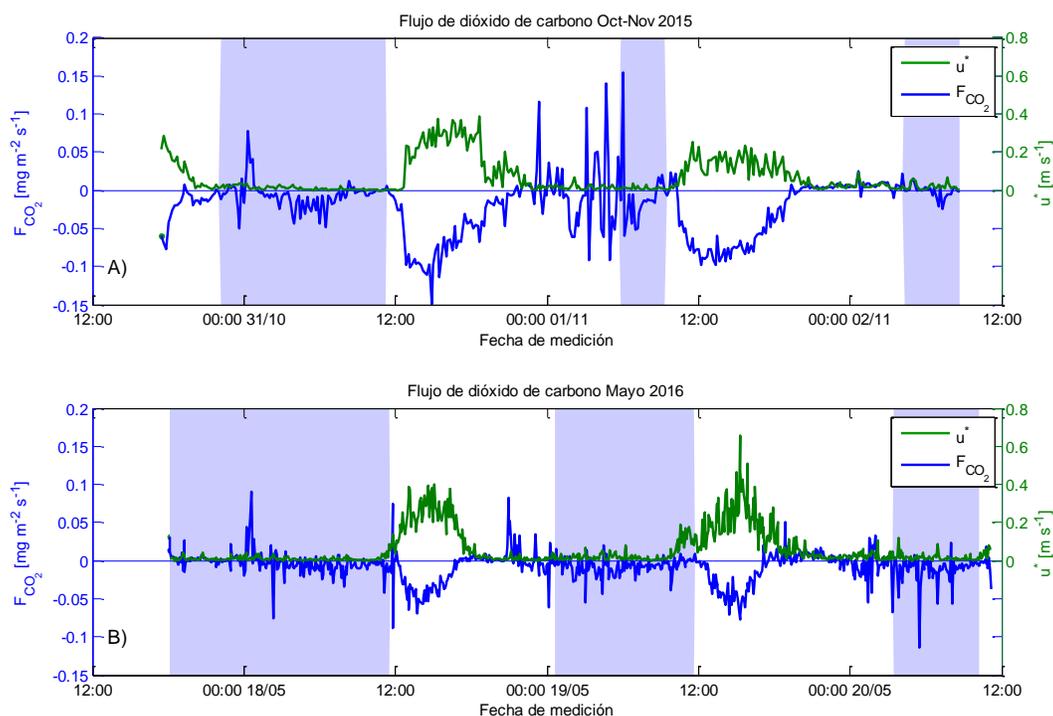
$$(u^*)^2 = \sqrt{\overline{u'w'^2} + \overline{v'w'^2}} \quad (2.5)$$

donde  $\overline{u'w'}$  y  $\overline{v'w'}$  corresponden a los términos de covarianza turbulenta.

Esta variable representa de buena forma de estimar las tasas de transferencia entre el aire y el agua, es por ello que se graficó en conjunto con el intercambio de CO<sub>2</sub> entre la atmósfera y el agua.

Como cualquier otro flujo turbulento, a mayor energía cinética, mayor es el transporte de masa, por lo que la velocidad del viento es la forzante principal en el flujo de CO<sub>2</sub> (Vergara 2017), en este caso representada por la velocidad de corte, lo que se ve reflejado en la Figura 2.10.

Es importante notar que en las horas en que hay presencia de hielo el intercambio es casi nulo, lo que se explica en el cambio de una superficie líquida a una sólida, que no es lo suficientemente permeable para permitir el intercambio gaseoso, esto se ve reflejado en la Figura 2.10 B), donde en horas cercanas al mediodía del 19 de mayo de 2016, existe una velocidad de corte considerable, mas no un flujo de CO<sub>2</sub>, coincidente con el congelamiento de la superficie.



**Figura 2.10:** Series de tiempo para el intercambio de CO<sub>2</sub> entre la atmósfera y la columna de agua, y velocidad de corte para las campañas 2015 y 2016. La zona azul representa las horas de presencia de hielo. Valores negativos del flujo significan un ingreso de gas desde la atmósfera al agua.

## 2.2 Procesos involucrados en la evolución intradiaria de CO<sub>2</sub> y O<sub>2</sub>

La principal actividad que sustenta los niveles tróficos del sistema y que afecta a la dinámica intradiaria de estos elementos corresponde a la producción primaria, que para el caso del salar del Huasco, es realizada principalmente por diatomeas bentónicas y cianobacterias (de la Fuente 2014) las que soportan fuertes cambios físicos y químicos, principalmente variaciones en la cantidad del agua del salar y cambios en la composición de las sales (Ramirez et al. 2015).

### 2.2.1 Transferencia de masa en interfaces

#### Intercambio de gases en la interfaz aire-agua

A priori, cuando se habla de intercambio de gases en la superficie libre, podemos considerar que el intercambio está controlado por difusión turbulenta a ambos lados de la superficie libre por lo que el flujo a través de la interfaz si se evalúa desde el lado del agua queda descrito por:

$$F_g = -k_L(C_i - C_L) \quad (2.6)$$

donde  $F_g$  corresponde al flujo entre fases,  $k_L$  es la velocidad de transferencia del lado del agua,  $C_i$  la concentración en la interfaz y  $C_L$  a la concentración del agua en la zona turbulenta (Figura 2.11). De igual forma, por el lado del aire se puede decir que:

$$F_g = -k_G(C_G - C_i) \quad (2.7)$$

donde  $k_G$  es la velocidad de transferencia en el aire y  $C_G$  es la concentración del gas en la zona turbulenta. Como el flujo visto desde el agua debe ser igual al calculado desde el gas, y existe continuidad del valor  $C_i$  en la interfaz, esto permite obtener que:

$$C_i = \frac{k_G C_G + k_L C_L}{k_G + k_L} \quad (2.8)$$

y entonces

$$F_g = -k_{eq}(C_G - C_L) \quad (2.9)$$

donde

$$k_{eq} = \frac{k_L k_G}{k_L + k_G} \quad (2.10)$$

Sin embargo, al trabajar con compuestos volátiles o de baja solubilidad en el agua (como el O<sub>2</sub> y el CO<sub>2</sub> en el agua), la transferencia está controlada por la difusión turbulenta en la columna de agua por lo que la ecuación (2.9) puede escribirse como (de la Fuente & Herrera 2016):

$$F_g = -k_L(C_{sat} - C_L) \quad (2.11)$$

donde  $C_{sat}$  corresponde a la concentración de saturación.

Debido a los fuertes vientos que se presentan en la zona, podemos suponer que el agua se comportará como un cuerpo turbulento, y es válido asumir que la mayor parte de la masa de agua tendrá concentración constante, mientras que las que están en contacto con la atmósfera se encuentran saturadas debido a que el tiempo que demoran en saturarse es casi instantáneo. Esto produce un fuerte gradiente de concentraciones en las cercanías de la superficie libre, lo que se denomina como capa límite de concentración, lo que se muestra en la Figura 2.11.

Para casos en que el viento actúa en forma exclusiva sobre un cuerpo de agua, la velocidad friccional del viento es un buen parámetro para estimar la tasa de transferencia (Rayo 2009), y se puede calcular la tasa de transferencia de la siguiente forma (Chu & Jirka 2003):

$$k_L = \alpha_{air} * u^* \quad (2.12)$$

$$k_L = \beta_{air} * (u^*)^2 \quad (2.13)$$

donde la velocidad del viento se debe expresar en cm/s y la tasa de transferencia queda expresada en m/día, para el caso de velocidades bajas ( $u^*$  menor a 20 cm/s) se utiliza la ecuación (2.12) con  $\alpha_{air}=0.0375 \text{ s} * \text{m/día/cm}$ , mientras que para velocidades altas ( $u^*$  mayor a 20 cm/s), se utiliza la ecuación (2.13) con  $\beta_{air}=1.83*10^{-3} \text{ s}^2 * \text{m/día/cm}^2$ .

La velocidad friccional se define a partir del esfuerzo de corte actuando sobre la interfaz:

$$\tau_a = \rho_a(u^*)^2 \quad (2.14)$$

donde  $\tau_a$  es el esfuerzo de corte del viento actuando sobre la superficie y  $\rho_a$  la densidad del aire. Para el caso de este trabajo, al contarse con datos empíricos de covarianza turbulenta, la velocidad de corte se calculó con la ecuación (2.5), como se explicó en la sección anterior.

Otros autores sugieren que la tasa de transferencia es proporcional a  $k_L \propto (\epsilon\nu)^{0.25}(Sc)^{-n}$ , donde n toma valores entre 1/2 y 2/3 para n=1/2 se tiene la siguiente expresión (Lamont & Scott 1970; Zappa et al. 2007):

$$k_L = A * (\epsilon\nu)^{0.25}(Sc)^{-0.5} \quad (2.15)$$

donde  $A=0.4$  (Lamont & Scott 1970; Zappa et al. 2007) es una constante adimensional,  $\nu$  corresponde a la viscosidad cinemática del agua,  $\varepsilon = (u_b^*)^3 / (hw * \kappa)$  a la tasa de energía cinética turbulenta ( $\kappa = 0.41$ , constante de Von Karman),  $u_b^*$  a la velocidad de corte del viento en el agua y  $Sc = \nu/D$  al número de Schmidt.

Mientras que para  $n=2/3$  se tiene la siguiente expresión (Calderbank & Moo-Young 1961):

$$k_L = 0.2 * (\varepsilon\nu)^{0.25} (Sc)^{-2/3} \quad (2.16)$$

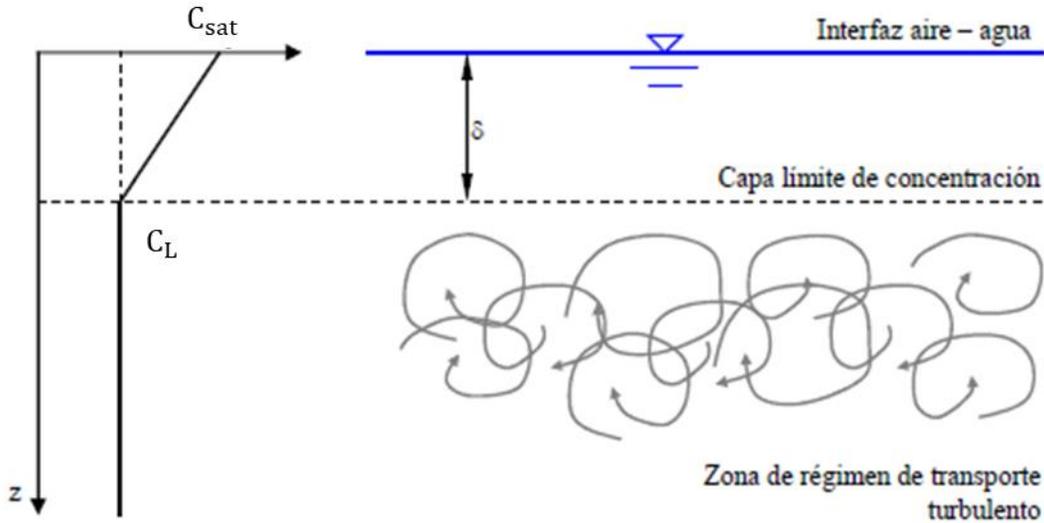


Figura 2.11: Esquema capa límite de concentración (Rayo 2009).

## Transferencia en la interfaz agua-sedimentos

Para entender cómo funcionan los intercambios de masa en la interfaz agua-sedimentos, se debe analizar el problema mirado desde la columna de agua, y desde los sedimentos.

Si analizamos el problema desde el lado del agua, se observa que para zonas cercanas a los sedimentos, la velocidad del fluido tiende a cero debido a las fuerzas viscosas y a la fricción interna del fluido, formando una pequeña capa denominada subcapa viscosa. Dentro de esta subcapa, debido a las bajas velocidades la difusión molecular predomina sobre la difusión turbulenta, convirtiéndose en el principal mecanismo de transporte de masa en la interfaz agua-sedimentos (Ordóñez 2014). Lo anterior se esquematiza en la Figura 2.12.

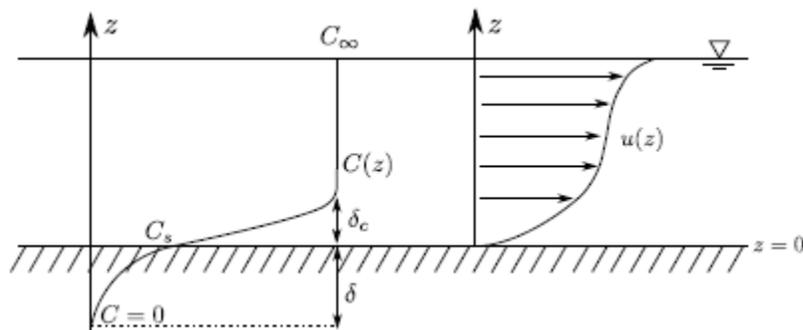


Figura 2.12: Esquema conceptual de los procesos de transporte de masa a través de la interfaz agua-sedimentos (Ordóñez 2014).

Considerando régimen permanente, el flujo de oxígeno desde la columna de agua hacia los sedimentos se puede escribir como:

$$F_s = -D \left. \frac{\partial C}{\partial z} \right|_{z=0^+} = -k_w(C_L - C_s) \quad (2.17)$$

Donde  $F_s$  corresponde al flujo entre el agua y los sedimentos,  $D$  es el coeficiente de difusión molecular,  $k_w$  es el coeficiente de transferencia de masa en la interfaz agua-sedimentos,  $C_L$  la concentración fuera de la subcapa difusiva y  $C_s$  la concentración en la interfaz agua-sedimentos.

Al analizar el problema por el lado de los sedimentos, se debe considerar un término de producción,  $p(z)$ , distribuida en los primeros milímetros de los sedimentos, que se debe a la producción primaria producida por la disponibilidad de luz en esta zona, la que se denomina capa fotosintéticamente activa ( $\delta_p$ ). De igual forma, se debe considerar el consumo de oxígeno en los sedimentos,  $r(z)$ , el que se debe a la respiración de microorganismos fotosintéticos y bacterias; la degradación de materia orgánica; y reacciones químicas (Ordóñez 2014).

Cabe destacar que para el consumo de oxígeno existen dos tasas de degradación, la de la zona fotosintéticamente activa ( $r_1$ ), donde ocurren todos los procesos de consumo mencionados anteriormente; y una zona inferior donde no llega la luz, por lo que el consumo se debe solo a la degradación de materia orgánica y las reacciones químicas ( $r_2$ ), lo anterior se detalla en la Figura 2.13 (Ordóñez 2014).

Debido a los granos existentes en los sedimentos, los procesos difusivos en esta zona se ven disminuidos debido a que estos pueden ocurrir solo en los espacios de poros entre estos. Considerando todo lo anterior, la ley de conservación de masa se puede escribir como:

$$r(z) - p(z) = \phi D_s \left( \frac{\partial^2 C}{\partial z^2} \right) \quad (2.18)$$

donde  $\emptyset$  es la porosidad de la capa superficial de sedimentos, la que se considera igual a 0.8 (de la Fuente 2014),  $D_s$  el coeficiente de difusión molecular en los sedimentos corregido por la tortuosidad, siendo posible asumir que cerca de la interfaz se tiene  $D_s = \emptyset D$ .

Ordóñez (2014) propone una metodología para resolver el problema antes planteado, sin embargo, con los datos que se tienen para la implementación del modelo, esta resulta muy compleja, por lo que se asume que las tasas de consumo son homogéneas en profundidad e iguales ( $r_1=r_2=r$ ). De igual forma se considera que las tasas de producción son homogéneas en profundidad, con lo que se puede definir un término de producción en los sedimentos como  $P = p * \delta_p$  y un término de producción efectiva  $P_{ef} = P - r * \delta_p$ .

Para el caso en que  $P_{ef} > 0$ , el flujo en los sedimentos se calcula con la siguiente expresión:

$$F_s = \frac{S}{2} \left[ \left( \frac{1}{k_w} - \frac{2P}{S} \right) - \sqrt{\left( \frac{1}{k_w} - \frac{2P}{S} \right)^2 - 4 \left( \frac{PP_{ef}}{S^2} - \frac{C_L}{S} \right)} \right] \quad (2.19)$$

Por otra parte, si  $P_{ef} < 0$ , el flujo se calcula como sigue:

$$F_s = \frac{S}{2} \left[ \left( \frac{1}{k_w} \right) - \sqrt{\left( \frac{1}{k_w} \right)^2 + \frac{4C_L}{S}} \right] \quad (2.20)$$

donde  $S = 2\emptyset D_s r$ .

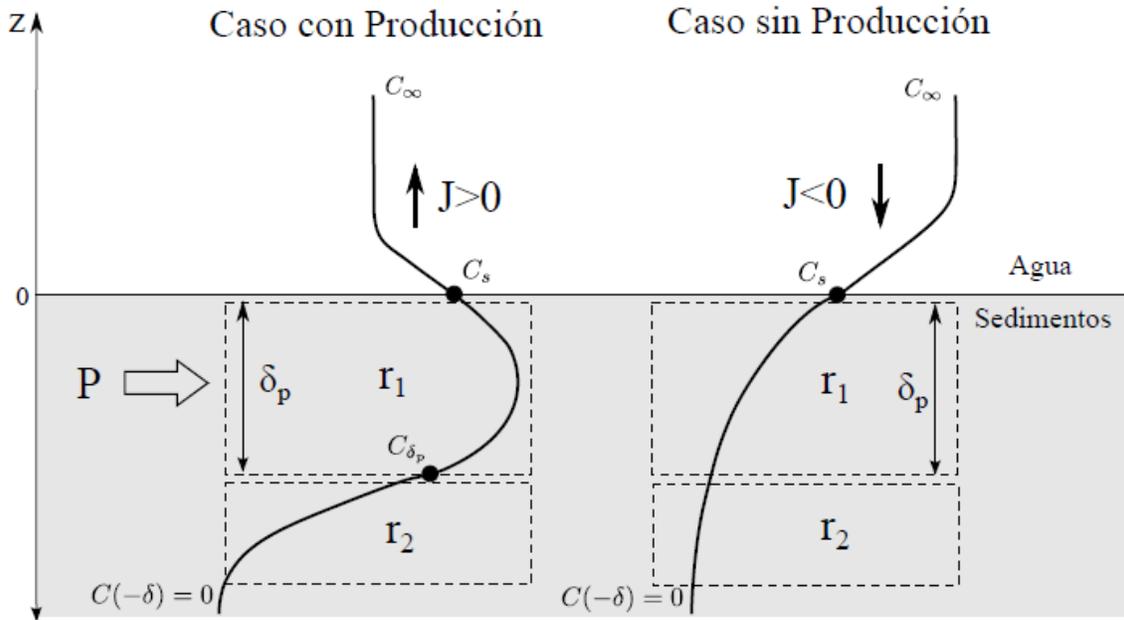


Figura 2.13: Esquema conceptual para el transporte de oxígeno a través de la interfaz agua-sedimentos (Ordóñez 2014).

## 2.2.2 Procesos biológicos en el agua

Los principales procesos biológicos que se consideran en este trabajo corresponden a la fotosíntesis y la degradación de materia orgánica. Además, la resuspensión y el efecto de la atenuación de la luz en el agua afectan de manera directa a estos procesos, por lo que se incluyen dentro de esta sección.

### Fotosíntesis

La fotosíntesis es el proceso mediante el cual la energía lumínica en forma de radiación de onda corta es absorbida por pigmentos especializados de la célula, convirtiéndose en energía química y entregando como resultado la fijación de  $\text{CO}_2$  en los carbohidratos y la consiguiente liberación de oxígeno como subproducto. Este proceso se puede expresar estequiométricamente:



El proceso de fotosíntesis depende de la temperatura, la radiación, el dióxido de carbono disponible y la limitación de nutrientes.

En ambientes someros, se pueden encontrar microalgas tanto en los sedimentos como en la columna de agua. Los ubicados en los sedimentos se llaman fitobentos y pueden aportar significativamente a la producción primaria en aguas poco profundas, mientras que los ubicados en el agua se llaman fitoplancton. En estos sistemas, los fitobentos pueden ser perturbados por turbulencias y esfuerzos de corte generados por la velocidad del viento, pasando a formar parte de la biomasa en el agua, aumentando la producción primaria en la columna de agua, pero también provocando un aumento en la turbiedad de esta, lo que disminuye la capacidad de fotosíntesis en los fitobentos debido a la menor penetración de radiación en el agua y a que disminuye la cantidad de biomasa producto de la resuspensión. Por otra parte, si existen ambientes calmos, los fitoplánctons pueden pasar a formar parte de los fitobentos, por lo que en ambientes someros es común ver los mismos organismos tanto en los fitobentos como en el fitoplancton (MacIntyre et al. 1996).

Los fitobentos pueden estabilizar el sedimento secretando mucus, lo que reduce el grado en que los sedimentos y los fitobentos son resuspendidos a una determinada velocidad, por lo que es bastante difícil estimar la tasa de resuspensión para una forzante dada (MacIntyre et al. 1996).

### Degradación de la materia orgánica

Los principales componentes de la materia orgánica son los carbohidratos, lípidos y proteínas, suministrados por un amplio espectro de otros componentes como lo son el ADN, ATP, hormonas, hemoglobina e iones inorgánicos (Rittman & McCarty 2001).

La degradación de la materia orgánica puede ocurrir tanto en la columna de agua como en los sedimentos, y los microorganismos degradadores pueden ser resuspendidos debido a fenómenos turbulentos que provoquen esfuerzos de corte en los sedimentos (MacIntyre et al. 1996).

Un buen indicador de microorganismos degradadores corresponde a los detritos, que corresponden a materia orgánica muerta particulada que sirve como sustrato para los microorganismos degradadores, por lo que puede ser un buen indicador para estimar la degradación (Wetzel 2001).

## Resuspensión

Para el caso de la resuspensión de sedimentos, se utilizará la metodología de de la Fuente (2014) para sólidos suspendidos, donde se asumirá que de los sólidos suspendidos una fracción corresponde a biomasa y la otra a detritos.

La expresión utilizada para calcular el promedio de los sólidos suspendidos en el agua, corresponde a:

$$\overline{SST} = \frac{1}{h_w} \int_0^{h_w} SST(z) dz \quad (2.22)$$

$$\frac{SST(z)}{1 - SST(z)} = \frac{SST_a}{1 - SST_a} \left( \frac{z_a}{z} \right)^{\frac{w_s}{0.41u_b^*}} \quad (2.23)$$

donde  $h_w$  corresponde a la profundidad total del cuerpo de agua,  $z$  es una profundidad dada,  $w_s$  la velocidad de sedimentación calculada según Mehta (1992),  $u_b^*$  la velocidad de corte inducida por el viento en el agua calculada según  $u_b^* = \sqrt{\tau_w / \rho_w}$ ,  $\rho_w$  la densidad del agua,  $SST_a = (1 - \emptyset)s\gamma_0(1 + \gamma_0s)^{-1}$  son los sólidos suspendidos a una altura de referencia  $z_a$  (0.3mm),  $\gamma_0 = 2.4 * 10^{-3}$  es una constante,  $\emptyset$  la porosidad de los sedimentos,  $s = (\tau_w - \tau_c) / \tau_c$ ,  $\tau_c$  el esfuerzo de corte en los sedimentos crítico para que ocurra resuspensión,  $\tau_w$  corresponde al esfuerzo de corte en los sedimentos, que en caso de que exceda a  $\tau_c$  se produce resuspensión, y se calcula según (2.24) (de la Fuente 2014).

$$\tau_w = \rho_w \frac{f_w}{2} U_m^2 \quad (2.24)$$

donde  $f_w = 2/\sqrt{Re_w}$  corresponde al factor de fricción de ondas para  $Re_w < 3 * 10^5$ , donde  $Re_w = U_m^2 / \omega$  es el número de Reynolds ondulatorio,  $\omega$  la frecuencia de onda y  $U_m$  la máxima velocidad de onda orbital sobre el ciclo de onda horizontal.

## Atenuación de la radiación en profundidad

Varios autores mencionan que la radiación medida en la superficie del agua es distinta a la que se tiene en los sedimentos (Van Duin et al. 2001; MacIntyre & Cullen 1996; MacIntyre et al. 1996; Cerco & Seitzinger 1997; James et al. 2004; Baker & Lavelle 1984; Christian & Sheng 2003), lo que se debe principalmente a dos fenómenos: absorción y dispersión de luz, que se representan por el coeficiente de absorción,  $a(m^{-1})$ , y el coeficiente de dispersión,  $b(m^{-1})$ . Estos coeficientes describen la atenuación exponencial de la luz por unidad de longitud para una situación hipotética, asumiendo un rayo de luz monocromático que pasa a través de una capa infinitamente delgada (Van Duin et al. 2001).

Estos coeficientes dependen de contribuciones individuales debido a distintos fenómenos que ocurren en el agua, pudiendo expresarse de la siguiente forma:

$$a(\lambda) = a_w(\lambda) + a_g(\lambda) + a_a(\lambda) + a_s(\lambda) \quad (2.25)$$

$$b(\lambda) = b_w(\lambda) + b_a(\lambda) + b_s(\lambda) \quad (2.26)$$

donde  $\lambda$  denota la dependencia de la longitud de onda y los sub-índices denotan lo siguiente: w, la contribución del agua pura; g, la contribución de la materia orgánica colorida disuelta, o “Gilvin”; a la contribución de las algas; y s, la contribución de los sólidos suspendidos.

En la naturaleza, la situación es un poco más compleja que lo descrito anteriormente, principalmente por una disminución en la radiación producto del ángulo incidente de esta. Para caracterizar esto, se utiliza el coeficiente  $K_d$ , y el decrecimiento exponencial de la radiación en profundidad se escribe por la ley de Lambert-Beer como sigue:

$$I(\lambda, z) = I(\lambda, 0)e^{-(K_d(\lambda)z)} \quad (2.27)$$

donde  $I(\lambda, z)$  corresponde a la radiación a una longitud de onda  $\lambda$  y una profundidad  $z$ ,  $I(\lambda, 0)$  corresponde a la radiación a una longitud de onda  $\lambda$  en la superficie,  $K_d(\lambda)$  es el coeficiente de atenuación vertical y  $z$  es la profundidad (positivo en sentido de la gravedad).

Van Duin et al. (2001), quien entrega la siguiente expresión para el coeficiente de atenuación vertical ( $K_d$ ):

$$K_d = \mu_0^{-1}[a^2 + (0.425\mu_0 - 0.19)ab]^{0.5} \quad (2.28)$$

donde  $\mu_0$  es el coseno del ángulo zenital. Notar que  $a$  y  $b$  dependen de la longitud de onda, por lo que  $K_d$  también. Las plantas utilizan solo la radiación fotosintéticamente activa (PAR por sus siglas en inglés), correspondiente a las longitudes de ondas comprendidas entre 400 y 700 nm (Wetzel 2001), por lo que el coeficiente de atenuación vertical para la PAR ( $K_{dPAR}$ ) está definido por:

$$K_{dPAR} = \frac{\int_{400}^{700} K_d(\lambda, z) I_d(\lambda, z) d\lambda}{\int_{400}^{700} I_d(\lambda, z) d\lambda} \quad (2.29)$$

donde  $I_d(\lambda, z)$  corresponde a la radiación en profundidad a una longitud de onda  $\lambda$  y una profundidad  $z$ .

En la práctica, resulta complejo obtener una diferenciación precisa de los sólidos suspendidos, materia orgánica colorida disuelta y algas. Es por ello, que normalmente se utilizan relaciones empíricas para determinar el coeficiente de atenuación vertical, en función de los sólidos suspendidos totales y/o de la clorofila disuelta en el agua (Van Duin et al. 2001). Para este estudio, se utilizará la siguiente expresión (Devlin et al. 2009).

$$K_d = 0.229 + 65 * \rho_{sed} * \overline{SST} \quad (2.30)$$

Las unidades de  $K_d$ ,  $\rho_{sed}$  y  $\overline{SST}$  son  $m^{-1}$ ,  $kg/m^3$  y  $m^3/m^3$ , respectivamente.

Con el coeficiente de atenuación vertical ya determinado, se puede calcular la radiación a la altura de los sedimentos, mediante la siguiente ecuación (de la Fuente 2014).

$$I_{sed} = \alpha_{sed} I_0 \exp(-K_d * hw) \quad (2.31)$$

donde  $I_0$  corresponde a la radiación en la superficie del agua,  $hw$  la altura del agua y  $\alpha_{sed} = 0.54$  una constante adimensional que se estimó mediante microperfiladores (de la Fuente 2014).

Para determinar la radiación en la superficie del agua, esta se ve significativamente disminuida cuando se forma una capa de hielo sobre esta, debido a que el albedo de una superficie congelada es mucho mayor al albedo de una superficie de agua, además, la capa de hielo retiene radiación, es por ello que para las horas en que se forma la capa de hielo la radiación en la superficie se calcula con la ecuación (2.32), mientras que para el caso de superficie libre, se considera que es la radiación medida ya que el albedo es muy pequeño.

$$I_0 = (1 - \alpha) \Gamma * I_m \quad (2.32)$$

donde  $\alpha$  corresponde al albedo que para superficie de agua es 0.06 mientras que para hielo toma valores entre 0.5 y 0.7 (NSIDC 2017),  $\Gamma = 0.54$  es un coeficiente empírico de la fracción de radiación de onda corte que cruza la superficie y cruza en el hielo (Vergara 2017) e  $I_m$  la radiación medida.

La radiación captada en la superficie de la interfaz agua-sedimentos varía dentro de la capa de algas debido a la sombra de las propias algas y a los sedimentos que se encuentran entre ellas, por lo que la radiación efectiva se calcula con la siguiente ecuación (Cercó & Seitzinger 1997):

$$I_{eff} = I_{sed} * \exp(K_s * z_{sed}) \quad (2.33)$$

donde  $K_s$  es la atenuación en la capa de algas y  $z_{sed}$  corresponde a la profundidad dentro de los sedimentos (positivo en sentido de la gravedad).

Para determinar todos los efectos antes mencionados en la producción primaria en la fotosíntesis, se utiliza la siguiente expresión:

$$f(I_{eff}) = \frac{I_{eff}}{I_{eff} + I_h} \quad (2.34)$$

donde  $I_h$  corresponde a la constante de media saturación para la radiación, luego si se promedia el efecto de atenuación dentro de la capa de algas (ecuación (2.33)) la ecuación (2.34) queda:

$$f(I_{eff}) = \frac{1}{K_s * \delta_p} \ln\left(\frac{I_h + I_{sed}}{I_h}\right) \quad (2.35)$$

con  $\delta_p$  correspondiente al espesor de la capa de algas.

## 2.3 Modelo de CO<sub>2</sub> y O<sub>2</sub> (Hull et. al, 2008).

Estudios anteriores han presentado modelos hidrodinámicos de oxígeno y dióxido de carbono (Chapelle et al. 2000; Hull et al. 2008; Stefan & Fang 1994; Hipsey & Hamilton 2008), sin embargo, debido a la información disponible, es que se considerará como base el modelo propuesto por Hull et al. (2008). Esto debido a que es en 0D; presenta como principales variables de estado al oxígeno y el dióxido de carbono, sin considerar otros nutrientes como el nitrógeno y el fósforo; considera como forzantes del sistema el viento, la temperatura del agua y la radiación, valores para los cuales se cuentan con mediciones en terreno; y considera procesos en la interfaz aire-agua, columna de agua y la interfaz agua-sedimentos.

A continuación, se presenta una tabla resumen con los principales procesos considerados por este modelo (Tabla 2.3), y un esquema conceptual que explica la interacción entre las distintas variables de estado para este modelo (Figura 2.14). Detalles de los procesos se explican en las secciones posteriores.

Tabla 2.3: Tabla explicativa de los procesos de la Figura 2.14.

Numero	Proceso(s) involucrados	Ecuación(es)
1	Reaireación	(2.46)
2	Intercambio físico de CO <sub>2</sub> aire-agua	(2.55)
3	Difusión	(2.52)
4	Respiración, Fotosíntesis bruta, Fotorrespiración	(2.51), (2.38), (2.42)
5	Respiración, Fotosíntesis bruta, Fotorrespiración	(2.51), (2.38), (2.42)
6	Demanda de oxígeno en los sedimentos	(2.53)
7	Demanda biológica de oxígeno	(2.50)
8	Demanda de oxígeno en los sedimentos	(2.53)
9	Sedimentación, Resuspensión	(2.63), (2.64)
10	Demanda biológica de oxígeno	(2.50)

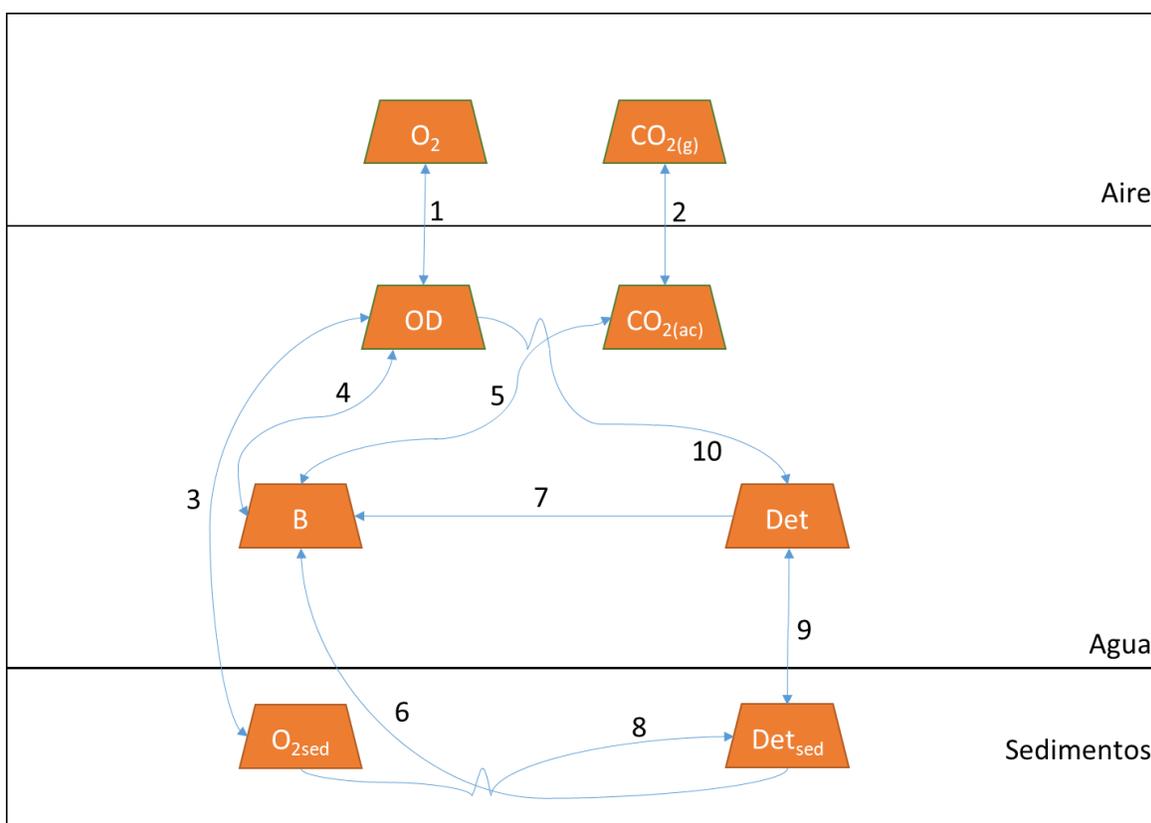


Figura 2.14: Esquema explicativo de cómo interactúan las distintas variables de estado según los procesos hidrodinámicos considerados en el modelo de Hull et al. (2008).

### 2.3.1 Oxígeno disuelto

Para el caso del oxígeno disuelto, este modelo considera esta variable de estado tanto en los sedimentos como en la columna de agua, como se explica a continuación:

Para el oxígeno disuelto en la columna de agua se presenta la siguiente ecuación:

$$\frac{dO_2}{dt} = (\text{fotosíntesis bruta} + \text{difusión}) - (\text{fotorrespiración} + \text{BOD} + \text{respiración} + \text{reaireación}) \quad (2.36)$$

donde fotosíntesis bruta corresponde al oxígeno liberado por producción primaria; reaireación, a los intercambios de oxígeno entre la atmósfera y el agua; fotorrespiración corresponde al proceso en que la planta consume oxígeno y libera dióxido de carbono durante el día; *BOD* corresponde a la demanda bioquímica de oxígeno; respiración, a la respiración de la biomasa; y difusión, a la difusión vertical de oxígeno a través de los sedimentos.

Para el oxígeno en los sedimentos se considera la siguiente ecuación:

$$\frac{dO_{2sed}}{dt} = -\text{difusión} - \text{SOD} \quad (2.37)$$

donde el término difusión corresponde al discutido anteriormente, y *SOD* al consumo de oxígeno debido a la actividad bioquímica en los sedimentos.

#### Fotosíntesis bruta

La producción bruta, depende de la temperatura del agua ( $T_w$ ), la radiación solar ( $I$ ), el dióxido de carbono disponible y la limitación de nutrientes, que depende del estado trófico del agua, lo que se incluye considerando la biomasa en términos de clorofila ( $Chla = 0.03B$ ). Dichas relaciones se expresan en la siguiente ecuación

$$PhS = Pmax(T_w)f(I, CO_2)Chla \quad (2.38)$$

donde  $Pmax$  es la máxima producción de oxígeno a 20°C debido a la fotosíntesis, lo que depende de la temperatura como se muestra a continuación:

$$Pmax = \mu_{max}\theta_{PhS}^{(T_w-20)} \quad (2.39)$$

donde  $\mu_{max}$  es la máxima producción de oxígeno a los 20°C, y  $\theta_{PhS}$  corresponde al coeficiente de corrección por temperatura.

La relación entre la fotosíntesis y la radiación solar se escribe como sigue:

$$f(I_m) = \frac{I_m}{I_m + I_h} \quad (2.40)$$

donde  $I_m$  es la radiación medida e  $I_h$  la constante de semisaturación de la radiación

El efecto en la fotosíntesis del dióxido de carbono disponible en el agua se escribe como sigue:

$$f(CO_2) = \frac{CO_2}{CO_2 + K_{CO_2}} \quad (2.41)$$

donde  $CO_2$  corresponde a la concentración de dióxido de carbono en el agua, y  $K_{CO_2}$  corresponde a la constante de semisaturación para el dióxido de carbono disuelto.

### Fotorrespiración

Aproximadamente un 10% de la producción bruta es pérdida por fotorrespiración, la que se relaciona con la biomasa en función de la clorofila tal que  $Chla = 0.03B$  (Hull et al. 2008), la temperatura del agua, la radiación solar y el oxígeno disuelto en el agua, según la siguiente ecuación:

$$PhR = PR_{max}(T)g(I, O_2)Chla \quad (2.42)$$

donde  $PR_{max}$  es la tasa de fotorrespiración máxima y  $g(I, O_2)$  es la función de dependencia de radiación y oxígeno disuelto.

La limitación por temperatura se expresa de la siguiente forma:

$$PR_{max} = \alpha_{PhR} \theta_{PhR}^{(T_w - 20)} \quad (2.43)$$

con  $\alpha_{PhR}$  el máximo consumo de oxígeno a 20°C,  $\theta_{PhR}$  el coeficiente de corrección por temperatura y  $T_w$  la temperatura del agua.

El efecto de la radiación en la fotorrespiración se calcula como sigue:

$$g(I) = \frac{I}{I + \beta_I} \sin\left(\pi \frac{h}{24}\right)^{16} \quad (2.44)$$

donde  $\beta_I$  es la constante de saturación para la radiación solar y  $h$  es la hora del día.

Para el caso del efecto del oxígeno disuelto con la fotorrespiración, se considera una relación similar a la del dióxido de carbono con la fotosíntesis bruta.

$$g(O_2) = \frac{O_2}{O_2 + K_{O_2}} \quad (2.45)$$

donde  $O_2$  corresponde al oxígeno disuelto en el agua, y  $K_{O_2}$  a la constante de semisaturación para el oxígeno.

## Reaireación

La reaireación corresponde al cambio de oxígeno entre la atmósfera y el agua, para lo que el autor considera la siguiente ecuación (valores negativos indican ingreso de masa desde la atmósfera hacia el agua):

$$R_{air} = -k_{air}(O_{2sat} - O_2) \quad (2.46)$$

donde  $k_{air}$  es la velocidad de transferencia del gas,  $O_{2sat}$  la concentración de saturación de oxígeno en el agua que se calculan de la siguiente forma:

$$O_{2sat} = 14.6244 - 0.367134T_w + 0.0044972T_w^2 - 0.0966S + 0.00205ST + 0.0002739S^2 \quad (2.47)$$

con  $T_w$  la temperatura del agua, y  $S$  la salinidad. Mientras que  $k_{air}$  se calcula con:

$$k_{air} = K_{20} * \theta_w^{(T_w-20)} \quad (2.48)$$

donde

$$\begin{aligned} K_{20} &= 0.2W & \text{si } W \leq 3.5(m s^{-1}) \\ K_{20} &= 0.057W & \text{si } W > 3.5(m s^{-1}) \end{aligned} \quad (2.49)$$

siendo  $K_{20}$  el coeficiente de reaireación a 20°C,  $\theta_w$  un coeficiente adimensional, y  $W$  la velocidad del viento.

## Demanda bioquímica de oxígeno (BOD)

La demanda bioquímica de oxígeno, se debe principalmente a la degradación microbiana de materia orgánica, que se considera dependiente de la temperatura del agua y de los detritos orgánicos disponibles ( $DET$ ) que suministra el sustrato para el proceso.

$$BOD = K_{BOD}\theta_{BOD}^{(T_w-20)}DET \quad (2.50)$$

donde  $K_{BOD}$  corresponde a la constante de degradación de materia orgánica y  $\theta_{BOD}$  la constante de corrección por temperatura.

## Respiración

La respiración hace referencia a la respiración de la biomasa, la que depende de la temperatura y de la cantidad de materia orgánica.

$$respiración = \alpha_R\theta_R^{(T_w-20)}B \quad (2.51)$$

donde  $\alpha_R$  corresponde a la constante de respiración *sensu* que Hull et al. (2008) cita de Stefan & Fang (1994),  $\theta_R$  la constante de corrección por temperatura y  $B$  la biomasa.

## Difusión

Para el caso del transporte difusivo en la interfaz agua-sedimentos (valores positivos indican transporte desde los sedimentos hacia el agua), este se expresa como:

$$difusión = -k_w(O_2 - O_{2sed}) \quad (2.52)$$

donde  $k_w$  es el coeficiente de transferencia de masa en la interfaz agua-sedimentos, que para el caso de este modelo, se consideró constante y fue un valor calibrado.

## Demanda bioquímica de oxígeno en los sedimentos (SOD)

La demanda de oxígeno en los sedimentos corresponde a la respiración de microalgas y bacterias; y a la degradación de materia orgánica en la zona, y se calcula mediante la siguiente ecuación:

$$SOD = R_{SOD} \exp(\beta_{SOD} T_w) DET_{sed} \quad (2.53)$$

donde  $R_{SOD}$  y  $\beta_{SOD}$  corresponden a coeficientes calibrados experimentalmente; y  $DET_{sed}$  a los detritos en los sedimentos, que funcionan como sustrato para los procesos.

### 2.3.2 Dióxido de carbono

Para el dióxido de carbono en el agua se utiliza la siguiente ecuación de balance:

$$\frac{dCO_2}{dt} = \text{fotorrespiración} + \text{respiración} - PhE - \text{fotosíntesis bruta} \quad (2.54)$$

donde respiración, fotorrespiración y fotosíntesis bruta corresponden a los términos discutidos anteriormente; y  $PhE$  corresponde a los cambios físicos entre la atmósfera y el agua, que se modela como sigue:

$$PhE = -k_{air}(CO_{2sat} - CO_2) \quad (2.55)$$

donde  $k_{air}$  es la velocidad de transferencia del gas discutida en la sección de reaireación,  $CO_{2sat}$  la concentración de saturación del dióxido de carbono en el agua, calculada con:

$$CO_{2sat} = K_{PC}(CO_{2SAT1} + CO_{2SAT2}) \quad (2.56)$$

con

$$CO_{2SAT1} = \exp\left(-58.0931 + 90.5069 * \frac{100}{T_w}\right) + 22.2940 \ln\left(\frac{T_w}{100}\right) \quad (2.57)$$

$$CO_{2SAT2} = S\left(0.027766 - \frac{0.025888 T_w}{100} + 0.0050578 \left(\frac{T_w}{100}\right)^2\right) \quad (2.58)$$

donde  $S$  es la salinidad y  $K_{PC}$  la presión parcial de carbono.

### 2.3.3 Biomasa

Para la biomasa se realiza un balance entre el crecimiento (*Grow*) y la pérdida de biomasa (*Lost*), con lo que el balance queda:

$$\frac{dB}{dt} = Grow - Lost \quad (2.59)$$

con

$$G = NPhS * K_C + B \left(1 - \frac{B}{\alpha_B}\right) \quad (2.60)$$

donde *NPhS* corresponde al oxígeno liberado por fotosíntesis neta discutido anteriormente, *K<sub>C</sub>* la proporción estequiométrica de carbono a oxígeno, *B* la biomasa expresada como carbono y *α<sub>B</sub>* la constante de saturación de crecimiento.

La pérdida de biomasa es considerada como un porcentaje de decaimiento (*K<sub>lost</sub>*) de esta, es decir:

$$Lost = K_{lost} * B \quad (2.61)$$

### 2.3.4 Detritos

Los detritos corresponden al sustrato para que las bacterias realicen la degradación de materia orgánica. Estos se encuentran tanto en la columna de agua (*DET*), como en los sedimentos (*DET<sub>SED</sub>*). La ecuación para los de la columna de agua es

$$\frac{dDET}{dt} = Lost + K_{res}DET_{SED} - K_{sed}DET - BOD \quad (2.62)$$

donde *Lost* y *BOD* corresponden a la pérdida de biomasa y la demanda bioquímica de oxígeno discutidas anteriormente; y las variables *K<sub>res</sub>* y *K<sub>sed</sub>* representan los intercambios de masa entre los sedimentos y la columna de agua debido a los procesos de resuspensión y sedimentación respectivamente, y se calculan con:

$$K_{sed} = 0.75 \quad \text{si } W \leq 3.5 \text{ (m s}^{-1}\text{)}, \quad \text{sino, } = 0 \quad (2.63)$$

$$K_{res} = 0.15 \quad \text{si } W > 3.5 \text{ (m s}^{-1}\text{)}, \quad \text{sino, } = 0 \quad (2.64)$$

Para el caso de los detritos en los sedimentos, se utiliza la siguiente expresión:

$$\frac{dDET_{SED}}{dt} = K_{sed}DET - K_{res}DET_{sed} - SOD \quad (2.65)$$

donde *SOD* corresponde al consumo de oxígeno en los sedimentos discutido anteriormente.

## Capítulo 3 : Metodología

El primer paso para la realización de este trabajo consistió en procesar los datos obtenidos por las campañas de terreno realizadas en primavera del año 2015 y en otoño del año 2016. Los datos más importantes de las campañas corresponden a los valores de las forzantes del sistema, especialmente a los valores de la radiación incidente, la temperatura del agua y la velocidad del viento; y a los valores de las variables de estado que se estudiaron, es decir, el oxígeno y el dióxido de carbono. Para el caso del oxígeno, se midió en el año 2016 valores del oxígeno disuelto en el agua, mientras que para el dióxido de carbono, se midió en ambas campañas valores del flujo de dióxido de carbono en la interfaz aire-agua.

El siguiente paso fue realizar una revisión de antecedentes de los principales procesos que dominan las dinámicas del dióxido de carbono y el oxígeno en salares, esta revisión se centró principalmente en 3 aspectos: los intercambios de masa en la interfaz aire-agua, los procesos biológicos que ocurren en el agua y los intercambios de masa en la interfaz agua-sedimentos. Con lo estudiado de la literatura, sumado a un análisis entre cómo afectan las forzantes a las variables de estado medidas durante las campañas en terreno, se propuso un modelo conceptual, donde se identificaron los principales procesos que afectan a las dinámicas intradiarias del dióxido de carbono y el oxígeno.

Luego, con los datos de oxígeno disuelto en el agua, y de flujo de dióxido de carbono medidos para el año 2016, se realizó una calibración de los parámetros utilizados en el modelo conceptual mediante “ensayo y error”, buscando que los valores simulados sean lo más similares a los valores medidos en las campañas de terreno.

Con los parámetros del modelo ya calibrados, se procedió a utilizar los mismos parámetros pero cambiando los valores de entrada a los medidos en el año 2015, excepto para el valor de la biomasa, ya que esta varía entre estaciones del año. Los valores obtenidos por el modelo para el flujo de dióxido de carbono, se compararon con los medidos en terreno en 2015, para poder validar el modelo. Si bien no se tuvieron valores medidos para el oxígeno disuelto durante esta campaña, los valores obtenidos para esta variable fueron analizados de modo de verificar que el modelo de valores consistentes.

Con los valores obtenidos para el modelo se procedió a realizar un análisis de sensibilidad, con el objetivo de determinar cuáles son los procesos que más afectan las evoluciones de dióxido de carbono y oxígeno. Con los procesos ya identificado, se realizó un segundo análisis de sensibilidad para determinar dentro de estos procesos, cuales son los parámetros más importantes.

Para la resolución numérica del problema se utilizó el modelo de Euler para resolver las ecuaciones diferenciales, considerando estado impermanente para el oxígeno y para el dióxido de carbono, excepto en las horas de sol, donde se consideró estado permanente para el dióxido de carbono, para poder resolver problemas numéricos presentados durante la resolución del modelo con la metodología de Euler.

# Capítulo 4 : Resultados

## 4.1 Modelo propuesto

Para la confección del modelo, se tomó como base lo propuesto por Hull et al. (2008) explicado en la sección 2.3, el que se complementó con lo expuesto en los otros capítulos de la revisión de antecedentes, esto debido a las siguientes razones:

- 1) El modelo de Hull et al. (2008) no considera la producción primaria en los sedimentos, lo que en sistemas someros puede aportar significativamente a la producción de oxígeno (MacIntyre et al. 1996).
- 2) Al no considerar la producción primaria en los sedimentos, tampoco considera el efecto de la resuspensión en la luz disponible para fotosíntesis en esta zona.
- 3) No realiza una diferenciación entre el dióxido de carbono y el oxígeno en cuanto a la velocidad de transferencia en la interfaz aire-agua, siendo que la literatura dice lo contrario (Liss 1973; Ro & Hunt 2006).

Para el modelo propuesto, se consideraron como forzantes del sistema la radiación incidente, la temperatura del agua y el viento. Como variables de estado el oxígeno disuelto en el agua ( $O_2$ ), el dióxido de carbono en el agua ( $CO_2$ ), la biomasa (B) y los detritos (DET). A continuación se presenta un esquema con las variables de estado y una tabla con los distintos procesos considerados para la confección del modelo.

Tabla 4.1: Tabla explicativa de los procesos de la Figura 4.1.

Numero	Proceso(s) involucrados	Ecuación(es)
1	Reaireación	(4.10)
2	Intercambio físico de $CO_2$ aire-agua	(4.17)
3	Respiración en los sedimentos, Producción de oxígeno en los sedimentos, Demanda de oxígeno en los sedimentos	(4.13), (4.15)
4	Fotosíntesis bruta, Fotorrespiración, Respiración	(4.2), (4.6), (4.13)
5	Resuspensión, Sedimentación	(4.22), (4.23)
6	Fotosíntesis bruta, Fotorrespiración, Respiración	(4.2), (4.6), (4.13)
7	Demanda biológica de oxígeno	(4.12)
8	Demanda de oxígeno en los sedimentos	(4.14)
9	Respiración en los sedimentos, Producción de oxígeno en los sedimentos	(4.14), (4.13), (4.15)
10	Demanda de oxígeno en los sedimentos	(4.14)
11	Demanda biológica de oxígeno	(4.12)
12	Resuspensión, Sedimentación	(4.29), (4.30)

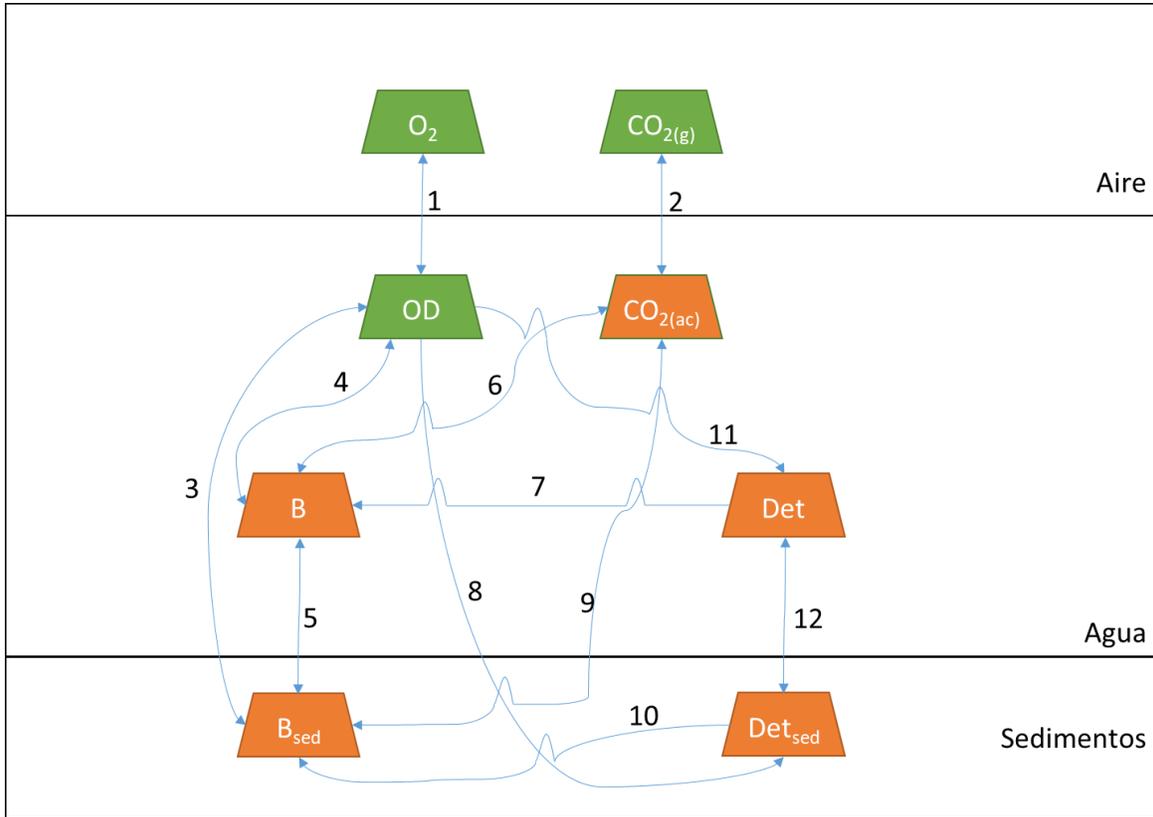


Figura 4.1: Esquema explicativo de cómo interactúan las distintas variables de estado según los procesos hidrodinámicos que ocurren en el salar. Las verdes corresponden a variables de las cuales se tiene información disponible y en naranja las que no.

### 4.1.1 Oxígeno disuelto

Para el oxígeno disuelto la ecuación de balance utilizada en el modelo es la siguiente:

$$\frac{dO_2}{dt} = \left( \text{fotosíntesis bruta} + \frac{F_{SO_2}}{hw} \right) - \left( BOD + \frac{\text{reaireación}}{hw} + \text{respiración} + \text{fotorrespiración} + \bar{r} \right) \quad (4.1)$$

dónde: fotosíntesis bruta corresponde al oxígeno liberado por producción primaria;  $F_{SO_2}$ , al flujo de oxígeno en la interfaz agua-sedimentos; BOD corresponde a la demanda bioquímica de oxígeno; reaireación corresponde al intercambio de oxígeno entre la atmósfera y la columna de agua; respiración a la respiración de la biomasa; fotorrespiración corresponde al proceso en que la planta consume oxígeno y libera dióxido de carbono durante el día; y  $\bar{r}$  corresponde a consumos adicionales que se explican en la discusión del modelo.

## Fotosíntesis bruta

Para la fotosíntesis bruta, se utilizó lo propuesto por Hull et al. (2008), expuesto en la sección 2.3.1 es decir:

$$PhS = Pmax(T_w)f(I, CO_2)Chla \quad (4.2)$$

donde  $Pmax$  es la máxima producción de oxígeno a 20°C debido a la fotosíntesis, lo que depende de la temperatura del agua como se muestra a continuación:

$$Pmax = \mu_{max}\theta_{PhS}^{(T_w-20)} \quad (4.3)$$

donde  $\mu_{max}$  es la máxima tasa de producción de oxígeno a los 20°C, y  $\theta_{PhS}$  corresponde al coeficiente de corrección por temperatura. Para la clorofila, se asume que esta es proporcional a la biomasa, por lo que según Hull et al. (2008),  $Chla = 0.03B$ , donde  $B$  es la biomasa.

La relación entre la fotosíntesis y la radiación solar se escribe como sigue:

$$f(I_m) = \frac{I_m}{I_m + I_h} \quad (4.4)$$

donde  $I_m$  es la radiación medida e  $I_h$  la constante de semisaturación de la radiación

El efecto en la fotosíntesis del dióxido de carbono disponible en el agua se escribe como sigue:

$$f(CO_2) = \frac{CO_2}{CO_2 + K_{CO_2}} \quad (4.5)$$

donde  $CO_2$  Corresponde a la concentración de dióxido de carbono en el agua, y  $K_{CO_2}$  corresponde a la constante de semisaturación para el dióxido de carbono disuelto.

Cabe destacar que Hull et al. (2008), no especifica el cálculo de la expresión  $f(I, CO_2)$ , para este caso se consideró lo expuesto por Jørgensen & Bendorrichio (2001) quien considera esta función como el producto de ambas funciones, es decir:  $f(I, CO_2) = f(I)f(CO_2)$ .

## Fotorrespiración

Para la fotorrespiración se utilizó la siguiente expresión:

$$PhR = PR_{max}(T)g(I, O_2)Chla \quad (4.6)$$

donde  $PR_{max}$  es la tasa de fotorrespiración máxima y  $g(I, O_2)$  es la función de dependencia de radiación y oxígeno disuelto.

La limitación por temperatura se expresa de la siguiente forma:

$$PR_{max} = \alpha_{PhR} \theta_{PhR}^{(T_w-20)} \quad (4.7)$$

Con  $\alpha_{PhR}$  la tasa máxima de consumo de oxígeno a 20°C,  $\theta_{PhR}$  el coeficiente de corrección por temperatura y  $T_w$  la temperatura del agua.

El efecto de la radiación en la fotorrespiración se calculó como sigue:

$$g(I) = \frac{I}{I + \beta_I} \sin\left(\pi \frac{h}{24}\right)^{16} \quad (4.8)$$

donde  $\beta_I$  es la constante de saturación para la radiación solar y  $h$  es la hora del día.

Para el caso del efecto del oxígeno disuelto con la fotorrespiración, se consideró una relación similar a la del dióxido de carbono con la fotosíntesis bruta.

$$g(O_2) = \frac{O_2}{O_2 + K_{O_2}} \quad (4.9)$$

donde  $O_2$  corresponde al oxígeno disuelto en el agua, y  $K_{O_2}$  a la constante de semisaturación para el oxígeno.

Al igual que para el caso de la producción bruta, no se especifica el valor de la función  $g(I, O_2)$ , y se calculó como el producto de las funciones individuales.

## Reaireación

Varios estudios mencionan que los intercambios de gases entre la atmósfera y los cuerpos de agua, dependen principalmente de la magnitud del viento, puntualmente en la velocidad de transferencia del gas ( $k_{air_{O_2}}$ ), presentando cálculos de este parámetro bajo distintas condiciones de vientos o cálculos en experimentos puntuales (Vachon et al. 2010; Vachon & Prairie 2013; Hipsey & Hamilton 2008; de la Fuente & Vergara 2016; Hull et al. 2008; Zappa et al. 2007), todos coinciden en que el flujo en la interfaz aire-agua se puede calcular como (valores negativos indican ingreso transferencia de masa desde la atmósfera hacia el agua):

$$R_{air} = -k_{air_{O_2}}(O_{2sat} - O_2) \quad (4.10)$$

donde  $k_{air_{O_2}}$  es la velocidad de transferencia del gas,  $O_{2sat}$  la concentración de saturación de oxígeno en el agua, que depende de la presión, temperatura del agua y salinidad, y se calculó siguiendo la metodología de Rounds et al. (2015).

Para el parámetro  $k_{air_{O_2}}$  se utilizó la siguiente expresión (Lamont & Scott 1970; Zappa et al. 2007):

$$k_{air_{O_2}} = A_{O_2} * (\varepsilon\nu)^{0.25} (Sc)^{-0.5} \quad (4.11)$$

donde  $A_{O_2} = 0.13$  es una constante adimensional,  $\nu$  corresponde a la viscosidad cinemática del agua,  $\varepsilon = (u_b^*)^3 / (hw * \kappa)$  a la tasa de energía cinética turbulenta ( $\kappa = 0.41$ , constante de Von Karman),  $u_b^*$  a la velocidad de corte del viento en el agua y  $Sc = \nu/D$  al número de Schmidt.

### **Demanda bioquímica de oxígeno (BOD)**

Para la demanda bioquímica de oxígeno se usó la siguiente expresión (Hull et al. 2008):

$$BOD = K_{BOD} \theta_{BOD}^{(T-20)} DET \quad (4.12)$$

donde  $K_{BOD}$  corresponde a la constante de degradación de materia orgánica y  $\theta_{BOD}$  la constante de corrección por temperatura.

### **Respiración**

Para la respiración se utilizó la siguiente expresión (Stefan & Fang 1994):

$$respiración = \frac{\alpha_R}{K_{Chla-O_2}} \theta_R^{(T_w-20)} Chla \quad (4.13)$$

donde  $\alpha_R$  corresponde a la constante de respiración *sensu* (Stefan & Fang 1994),  $\theta_R$  la constante de corrección por temperatura,  $T_w$  la temperatura y  $Chla$  la clorofila.

### **Intercambio interfaz agua-sedimentos (Oxígeno).**

Para determinar el intercambio con los sedimentos, se utilizó la metodología explicada en la sección 2.2.1 (valores positivos del flujo indican transporte desde los sedimentos hacia el agua), para lo que es necesario conocer el coeficiente de transferencia de masa en la interfaz agua-sedimentos,  $k_w$ , que se determinó utilizando la metodología de de la Fuente et al. (2016), la concentración en el agua  $O_2$  que se obtuvo de la ecuación (4.1) y las características de producción y consumo en los sedimentos  $r_1, r_2, P$  y  $\delta_p$  se explican a continuación.

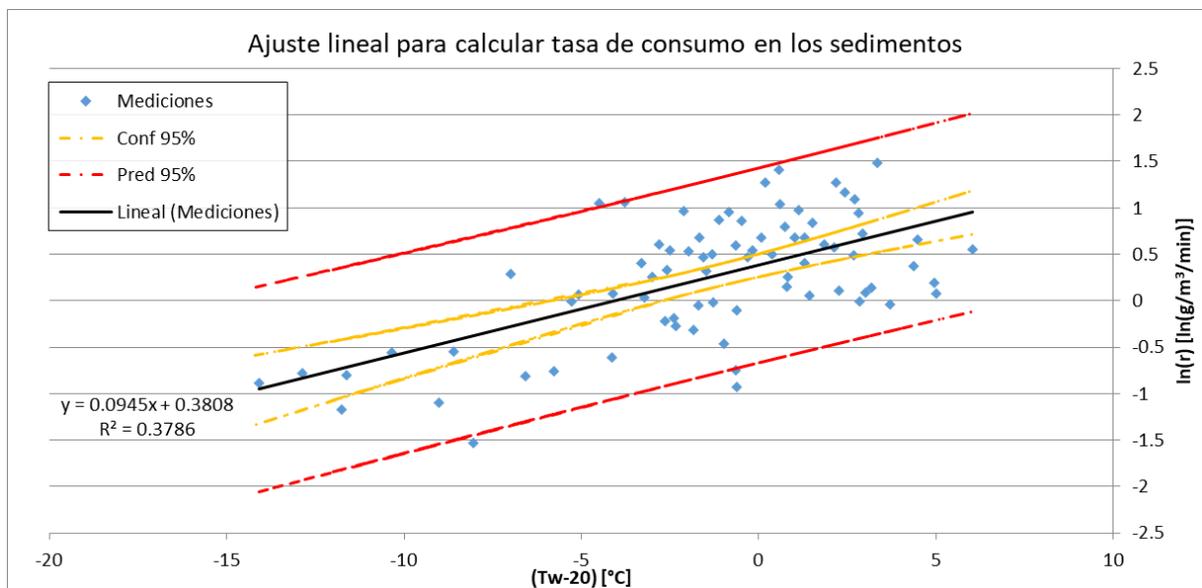
Para las tasas de consumo y producción, estas se asumieron constantes en profundidad (de la Fuente 2014; Ordóñez 2014), para el consumo, se asumió que las tasas son iguales en las distintas zonas de sedimentos ( $r_1 = r_2 = r_{O_2}$ ) y se utilizaron los datos obtenidos por de la Fuente, (2014) para lo que se realizó un ajuste suponiendo que siguen la forma:

$$r_{O_2} = k_{r_{O_2}} * \theta_{r_{O_2}}^{T_w-20} \quad (4.14)$$

donde  $T_w$  corresponde a la temperatura del agua,  $k_{r_{O_2}}$  y  $\sigma_{r_{O_2}}$  los parámetros a calibrar (Figura 4.2). Para la producción, se utilizó la expresión (4.15), y para  $\delta_p$  se utilizó 1 y 2 milímetros en caso de que se tuviesen condiciones con o sin viento respectivamente (de la Fuente 2014), en este caso,  $P = SOP * \delta_p$ .

$$SOP = Pmax(T)f(I, CO_{2sed})Chla_{sed} \quad (4.15)$$

$Pmax(T)$  y  $f(I, CO_2)$  son los valores discutidos antes en la sección de fotosíntesis neta, pero  $f(I)$  en el caso de los sedimentos debe ser corregida según la ecuación (2.35) y para la clorofila en los sedimentos, se asumió que sigue la misma proporción con la biomasa que la expuesta en la columna de agua, es decir,  $Chla_{sed} = B_{sed} * 0.03$ .



**Figura 4.2:** Ajuste lineal para calcular el consumo en los sedimentos en función de la temperatura, intervalos de confianza al 95% en color naranja, e intervalos de probabilidad al 95% en rojo. Datos obtenidos de de la Fuente (2014).

El intervalo de confianza, señala que con un 95% de certeza la regresión lineal se encontrará en ese intervalo, mientras que el intervalo de probabilidad, indica que con un 95% de certeza, se encuentra el valor del eje y para un valor del eje x dado.

## 4.1.2 Dióxido de carbono

El balance de dióxido de carbono es similar al del oxígeno, y se expresa como sigue:

$$\frac{dCO_2}{dt} = \text{Respiración} - \frac{PhE}{hw} + \frac{F_{SCO_2}}{hw} - k_{O_2-CO_2} * (\text{fotosíntesis bruta} - \text{fotorrespiración}) \quad (4.16)$$

donde  $PhE$  corresponde a los intercambios de  $CO_2$  entre la atmósfera y la columna de agua;  $F_{SCO_2}$  al flujo en la interfaz agua-sedimentos;  $k_{O_2-CO_2}$  a la constante que relaciona la tasas a las cuales ocurre el consumo de  $CO_2$  en función de la producción de  $O_2$  debido a fotosíntesis. Fotosíntesis bruta, fotorrespiración y respiración son los procesos ya discutidos en la sección anterior.

### Intercambios interfaz aire-agua (dióxido de carbono).

$PhE$  corresponde a los intercambios físicos entre la atmósfera y el cuerpo de agua (valores negativos indican transporte desde la atmósfera hacia el agua), expresados como:

$$PhE = -k_{air_{CO_2}}(CO_{2sat} - CO_2) \quad (4.17)$$

donde  $CO_2$  corresponde a la concentración de dióxido de carbono,  $CO_{2sat}$  a la concentración de dióxido de carbono saturado, valor del cual se tienen mediciones durante las campañas de terreno por lo que será un valor de entrada; y  $k_{air_{CO_2}}$  a la velocidad de transferencia del gas discutida anteriormente en la ecuación (4.11), es decir:

$$k_{air_{CO_2}} = A_{CO_2} * (\epsilon\nu)^{0.25} (Sc)^{-0.5} \quad (4.18)$$

sin embargo, para este caso se utilizó el número de Schmidt del dióxido de carbono y  $A_{CO_2} = 2.8$ .

### Intercambios interfaz agua-sedimentos (dióxido de carbono).

$F_{SCO_2}$ , corresponde a los intercambios en la interfaz agua-sedimentos para el dióxido de carbono (valores positivos indican transporte desde los sedimentos hacia el agua). Este flujo se ve influenciado por el consumo de  $CO_2$  debido a la producción primaria, y a la producción de  $CO_2$  debido a la degradación de materia orgánica y respiración, sin embargo, como primera aproximación se consideró que este flujo está determinado principalmente por la producción primaria. Para los casos en que se tiene solo un consumo el flujo se puede escribir como sigue (de la Fuente & Herrera 2016):

$$F_{SCO_2} = \frac{S_{CO_2}}{2k_w} \left( 1 - \sqrt{1 + 4 \frac{k_w CO_2}{S_{CO_2}}} \right) \quad (4.19)$$

donde  $S_{CO_2} = 2\phi r_{CO_2} D_s$ , donde  $r_{CO_2} = SOP * k_{O_2-CO_2}$  corresponde a la tasa de consumo debido a la fotosíntesis realizada por la biomasa, para ello, se utilizó la misma constante  $k_{O_2-CO_2}$  de la ecuación (4.16).

## Dióxido de carbono en los sedimentos

Para el cálculo de la ecuación (4.15) se necesita conocer la concentración de dióxido de carbono en los sedimentos, para ello, se utilizó la siguiente expresión:

$$F_{SCO_2} = -k_w(CO_2 - CO_{2sed}) \quad (4.20)$$

donde se puede despejar fácilmente el valor de  $CO_{2sed}$  debido a que los valores del resto de las variables son conocidas.

### 4.1.3 Biomasa

El balance de biomasa ( $B$ ) queda dado por el crecimiento debido a la fotosíntesis, menos la muerte de esta debido a respiración y excreción. Debido a que existe biomasa tanto en la columna de agua como en los sedimentos, el balance queda descrito de la siguiente forma:

$$\frac{dB}{dt} = Grow_{wat} + Grow_{sed} - Lost_{wat} - Lost_{sed} \quad (4.21)$$

Donde  $Grow$  corresponde al crecimiento de biomasa y  $Lost$  a la pérdida de esta, el subíndice  $sed$  indica los procesos que ocurren en los sedimentos, mientras que  $wat$  a los que ocurren en el agua.

### Resuspensión

Debido a los fuertes vientos existentes en la zona, existe resuspensión de la biomasa que se encuentra en los sedimentos, para ello, se calcula el porcentaje de sedimentos que se resuspende con un viento dado ( $\overline{SST}$ ) con la ecuación (2.22), luego la biomasa en los sedimentos y en el agua se calculó con:

$$B_{wat} = \overline{SST} * B \quad (4.22)$$

$$B_{sed} = (1 - \overline{SST}) * B \quad (4.23)$$

### Crecimiento de biomasa

El crecimiento de la biomasa tanto en los sedimentos como en el agua está dado por la producción primaria, por ello es que se utilizó una relación estequiométrica entre carbono y oxígeno (Hull et al. 2008), con lo que se obtiene que:

$$Grow_{wat} = NPhS K_{C-O_2} \quad (4.24)$$

$$Grow_{SOP} = NPhS K_{C-O_2} \quad (4.25)$$

Donde  $K_C$  la relación estequiométrica entre carbono y oxígeno

## Pérdida de Biomasa

La pérdida de biomasa se debe a la muerte natural de esta, que es considerada como un porcentaje de decaimiento ( $K_{lost}$ ) de la biomasa viva (Rittman & McCarty 2001; Hull et al. 2008), por lo que:

$$Lost_{wat} = K_{lost}B_{wat} \quad (4.26)$$

$$Lost_{sed} = K_{lost}B_{sed} \quad (4.27)$$

### 4.1.4 Detritos

Los detritos corresponden al sustrato utilizado por las bacterias para realizar la degradación de biomasa, la producción de biomasa muerta aumenta la cantidad de sustrato, mientras que la degradación de materia orgánica consume dicho sustrato.

$$\frac{dDET}{dt} = Lost_{wat} + Lost_{sed} - r_{O_2} - BOD \quad (4.28)$$

donde  $r_{O_2}$  corresponde a la tasa de consumo de oxígeno en los sedimentos.

Al igual que para la biomasa, existen detritos tanto en el agua como en los sedimentos debido a la resuspensión, para ello, se calculó de igual forma el porcentaje de sedimentos que se resuspende con un viento dado ( $\overline{SST}$ ) con la ecuación (2.22), con lo que las expresiones para los detritos en el agua y los sedimentos queda:

$$DET_{wat} = \overline{SST} * DET \quad (4.29)$$

$$DET_{sed} = (1 - \overline{SST}) * DET \quad (4.30)$$

### 4.1.5 Efecto del hielo

Debido a las bajas temperaturas que existen en la zona durante la noche, la superficie del agua del salar se congela, lo que permanece incluso durante horas de la mañana, este fenómeno implica que se forme una capa física que entorpece el intercambio de masa entre la atmósfera y la columna de agua. Debido a esto, es que para las horas de hielo se asumió que no ocurre intercambio de masa tanto para el dióxido de carbono como del oxígeno entre la atmósfera y el agua, además de no existir resuspensión, debido a que la capa de hielo impide que el viento induzca un esfuerzo de corte sobre el agua que genere resuspensión.

## 4.2 Calibración

Para el modelo empleado se necesitó una gran cantidad de parámetros, los cuales fueron calibrados por “ensayo y error” como sugiere Jørgensen & Bendorricchio (2001), utilizando valores dentro de los rangos registrados en la literatura, con el objetivo de que los valores simulados para el oxígeno disuelto y el flujo de dióxido de carbono en la interfaz aire-agua sean lo más parecidos a los medidos durante la campaña del año 2016, ya que en esta se cuentan con datos de ambas variables. Para ello se tuvieron que considerar tres aspectos importantes:

- 1) Se consideró régimen permanente para las horas de sol, debido que de lo contrario, se registran ruidos en las mediciones debido a inestabilidad numérica generada en la solución de Euler. Esto se debe a las altas tasas de fotosíntesis y de transferencia de dióxido de carbono.
- 2) Se consideraron valores distintos a los registrados en la literatura para las tasas de transferencia en la interfaz aire-agua, tanto para el oxígeno como para el dióxido de carbono.
- 3) Se consideró un alto consumo de oxígeno, constante en el tiempo, denominado  $\bar{r}$  en la ecuación (4.1), para lograr las condiciones anóxicas que se registran en horas de la noche. Dicho consumo se discute en secciones posteriores.

### 4.2.1 Parámetros utilizados en el modelo

Realizando lo anterior, se obtienen los siguientes valores para los distintos parámetros del modelo explicado en la sección 4.1.

Tabla 4.2: Valores de los parámetros utilizados en el modelo.

Parámetro	Rango de valores	Valor adoptado	Unidad	Referencias
$\mu_{max}$	3.51-116.64	116.64	$\frac{mgO_2}{mgChla * h}$	(Hammer 1981)
$\theta_{PhS}$	1.036	1.036	-	(Hull et al. 2008)
$I_h$	50	50	$\frac{W}{m^2}$	(Hull et al. 2008)
$K_{CO_2}$	3.4-5	3.4	$\mu M$	(Burkhardt et al. 2001)
$\alpha_{Phr}$	3.5	3.5	$\frac{mgCO_2}{mgChla * h}$	(Hull et al. 2008)
$\beta_I$	150	150	$\frac{W}{m^2}$	(Hull et al. 2008)

Parámetro	Rango de valores	Valor adoptado	Unidad	Referencias
$K_{O_2}$	2.5	2.5	$\frac{mgO_2}{l}$	(Hull et al. 2008)
$k_{rO_2}$	1.463	1.463	$\frac{mgO_2}{l * min}$	(Figura 4.2)
$\theta_{rO_2}$	1.099	1.099	-	(Figura 4.2)
$\bar{r}$	-	100	$\frac{mgO_2}{l * día}$	Calibrado
$A_{O_2}$	-	0.13	-	Calibrado
$A_{CO_2}$	-	2.8	-	Calibrado
$\phi$	0.8	0.8	-	(de la Fuente 2014)
$K_s$	3-11	3-11	$mm^{-1}$	(Cerco & Seitzinger 1997)
$K_{BOD}$	0.02-3.4	3.4	$dia^{-1}$	(Stefan & Fang 1994)
$\theta_{BOD}$	1.047, 1.13	1.047	-	(Stefan & Fang 1994)
$\alpha_R$	0.02-0.6	0.35	$dia^{-1}$	(Stefan & Fang 1994)
$K_{Chla-O_2}$	0.008	0.008	$\frac{mgChla}{mgCO_2}$	(Stefan & Fang 1994)
$\theta_R$	1.08, 1.045, 1.047	1.08	-	(Hull et al. 2008), (Stefan & Fang 1994)
$K_{O_2-CO_2}$	1/3.43	1/3.43	$\frac{mgCO_2}{mgO_2}$	(Mukherjee et al. 2008)
$K_{C-O_2}$	0.38	0.38	$\frac{mgC}{mgO_2}$	(Hull et al. 2008)
$K_{B-Chla}$	0.03	0.03	$\frac{mgChla}{mgC}$	(Hull et al. 2008)
$K_{lost}$	0.01-0.08	0.01-0.08	$dia^{-1}$	(Rittman & McCarty 2001)

Parámetro	Rango de valores	Valor adoptado	Unidad	Referencias
$\rho_{sed}$	1000-1200	1000	$\frac{kg}{m^3}$	(de la Fuente 2014)
$hw$	0.05-0.07	0.07	$m$	(de la Fuente 2014)
$\delta_p$	0.5-3	1 y 2	$mm$	(de la Fuente 2014)

## 4.2.2 Condiciones iniciales

Para realizar el modelo se deben ingresar 4 condiciones iniciales, las de oxígeno disuelto, dióxido de carbono, biomasa y detritos. Para la de oxígeno disuelto se consideró que comenzaba desde condiciones anóxicas, conforme a las mediciones tomadas en terreno; para el dióxido de carbono, se consideró la concentración de saturación para esas constantes debido a que en horas de la tarde hay reaeración y disminuye el consumo producto del decaimiento en la radiación por lo que deberían encontrarse valores cercanos a este número; para la biomasa se adoptó un valor tal que la clorofila en el agua tuviese valores cercanos a los  $114.3 \mu g/l$  reportados por Dorador et al. (2010), y para la diferencia entre 2015 y 2016, se consideró una diferencia proporcional a la diferencia en materia orgánica entre meses reportada por Herrera et al. (2009) es decir, la condición inicial de 2016 se multiplico por 1.63/1.34; finalmente, para la condición inicial de detritos, como no se tienen mediciones de la zona, se adoptó un valor tal que en el agua se tuvieran mediciones del orden de  $4,5 mg/l$  reportados en un lago costero por Hull et al. (2008), esto debido a que el lago es somero y salino, características que comparte con el salar.

Tabla 4.3: Condiciones iniciales utilizadas en el modelo.

Parámetro	Campaña	Condición inicial
Oxígeno disuelto	2015, 2016	0 mg/l
Dióxido de carbono disuelto	2015, 2016	0.1823 mg/l
Biomasa	2015	6120 mgC/l
Biomasa	2016	5000 mgC/l
Detritos	2015, 2016	4500 mgO <sub>2</sub> /l

### 4.2.3 Resultados calibración

Con los datos mencionados anteriormente, se obtuvieron los valores para las evoluciones intradiarias de oxígeno y flujo de dióxido de carbono en la interfaz aire-agua (Figura 4.3).

De la Figura 4.3, se observa que los valores obtenidos por el modelo para estas dos variables, son muy similares a las medidas en terreno. Con estos resultados, el siguiente paso consiste en la validación del modelo, para lo que se utilizaron los valores de la campaña 2015.

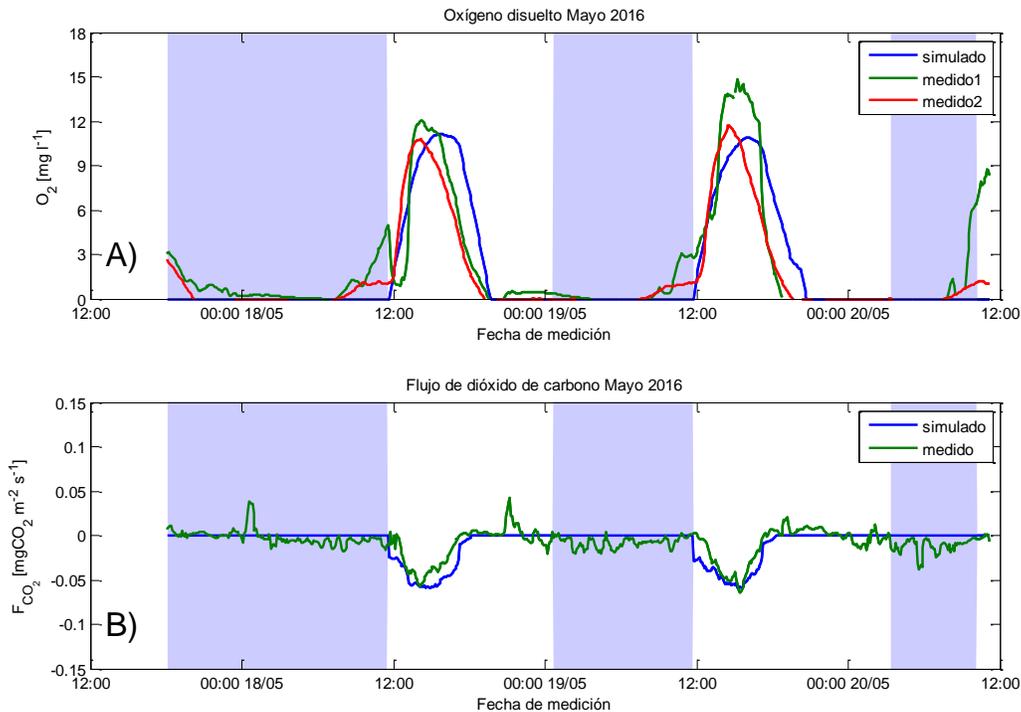


Figura 4.3: Oxígeno disuelto y dióxido de carbono simulados y medidos para el año 2016.

## 4.3 Validación

Para el proceso de validación, se consideraron los mismos parámetros obtenidos para la campaña del 2016 (Tabla 4.2), cambiando solo la condición inicial de biomasa, debido a la variación de esta entre estaciones como se explicó en la sección 4.2.2. Sin embargo, para el caso de las forzantes, se utilizaron las medidas durante la campaña de 2015. Luego se procede a comparar los resultados simulados con los medidos para el flujo de dióxido de carbono en la interfaz aire-agua, y se graficaron los valores para el oxígeno disuelto simulado, ya que no se tienen medidas de esta variable durante la campaña del 2015, obteniendo los valores de la Figura 4.4.

De la Figura 4.4 A), si bien no se obtienen valores del oxígeno disuelto con que comparar, se tienen valores consistentes, ya que se observan ciclos similares a los del año 2016 (Figura 4.3 A)) pero con valores máximos superiores, lo que se debe principalmente a durante el año 2015 existe mayor radiación, y una temperatura del agua más elevada que para la campaña del año 2016 (Figura 2.4 A), B), C) y D)), condiciones que favorecen una mayor tasa de producción primaria, y por ende una mayor producción de oxígeno.

Para el caso de la Figura 4.4 B), se observa que los valores simulados para el flujo de dióxido de carbono, son bastante similares a los medidos, con lo que se pueden validar los resultados obtenidos por el modelo.

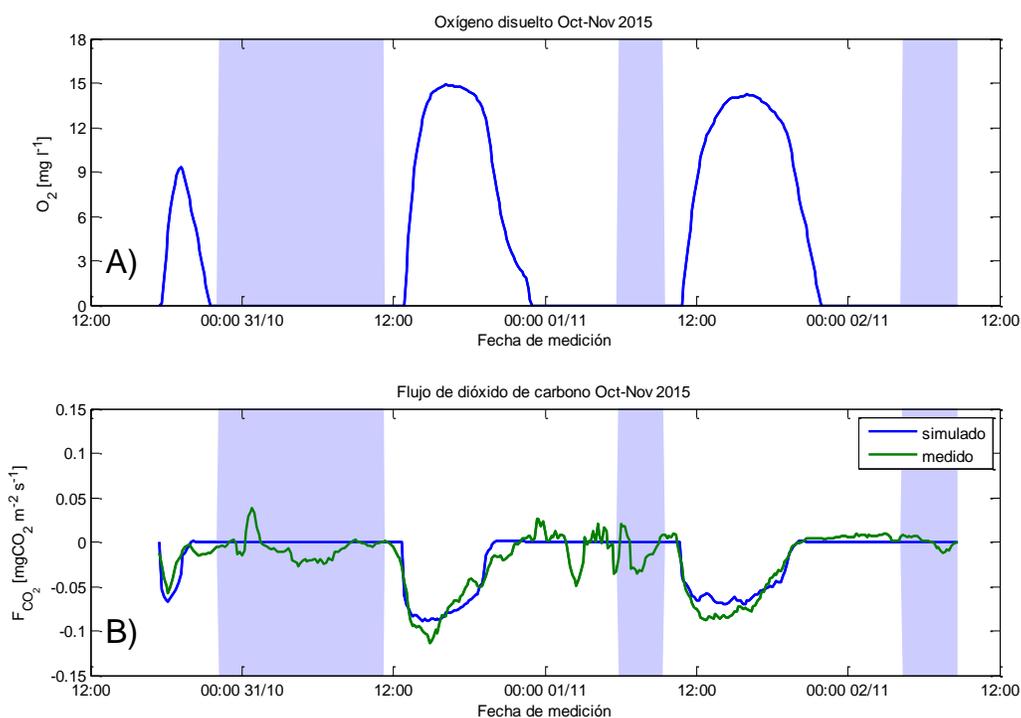


Figura 4.4: Oxígeno disuelto y dióxido de carbono simulados y medidos para el año 2015.

## 4.4 Análisis de sensibilidad

Para realizar el análisis de sensibilidad, se procedió a utilizar la metodología propuesta por Jørgensen & Bendorricchio. (2001), que define la sensibilidad de un parámetro P con respecto a una variable de estado x según la ecuación

$$S = (dx/x)/(dP/P) \quad (4.31)$$

Para el caso del modelo en estudio, las variables de estado son el oxígeno en el agua, el dióxido de carbono en el agua y en los sedimentos, la biomasa total y los detritos totales, y los principales parámetros son los expuestos en la Tabla 4.2. Como el objetivo de este estudio son las evoluciones temporales del dióxido de carbono y el oxígeno, es que se consideraron solo estas variables para el análisis de sensibilidad.

Debido a la gran cantidad de parámetros, es que se procedió a realizar primero un análisis de sensibilidad de los procesos hidrodinámicos del modelo para el oxígeno y el dióxido de carbono (variables de estado más importantes), de modo de determinar cuáles son los más importantes y con ello reducir la cantidad de parámetros a analizar.

Se realizó un aumento del 50% para los procesos hidrodinámicos, y para el caso de los parámetros, se estimó la sensibilidad para  $\pm 50\%$ .

Debido a que se cuenta con una serie de tiempo para las variables de estado, esto generará series de tiempo de sensibilidad. Para resumir dichos resultados, es que se reportaron los valores promedios de estas series de tiempo.

#### 4.4.1 Procesos

Los procesos considerados son los de la ecuaciones (4.1) y (4.16), es decir, la fotosíntesis neta, reaireación, intercambio entre agua y sedimentos de oxígeno y dióxido de carbono, BOD, respiración y el intercambio de dióxido de carbono entre la atmósfera y el agua.

**Tabla 4.4: Análisis de sensibilidad para los distintos procesos hidrodinámicos.  $S_{O_2}$ : sensibilidad para el oxígeno disuelto;  $S_{CO_2}$ : sensibilidad para el dióxido de carbono;  $S_{CO_{2sed}}$ : sensibilidad para el dióxido de carbono. Se presentan los valores de sensibilidad promedio en el tiempo.**

	Año	Proceso						
		NPhS	reaireación	$F_{S_{O_2}}$	$F_{S_{CO_2}}$	BOD	respiración	PhE
$S_{O_2}$	2015	1.015	0.061	0.066	0.007	-0.082	-0.015	0.109
	2016	0.788	-0.195	0.101	0.057	-0.055	-0.030	0.101
$S_{CO_2}$	2015	-0.462	0.000	0.001	-0.036	0.000	0.301	0.284
	2016	-0.655	0.000	0.007	-0.021	0.000	0.275	0.471
$S_{CO_{2sed}}$	2015	-0.438	0.000	0.001	0.087	0.000	0.295	0.275
	2016	-0.525	0.000	0.008	0.121	0.000	0.271	0.450

Si analizamos las sensibilidades promedio, se observa que el modelo responde respecto a lo esperado, si se aumenta la fotosíntesis neta o el flujo de oxígeno desde los sedimentos hacia el agua, aumenta la concentración de oxígeno. La reaireación puede tener valores positivos o negativos, dependiendo si es más importante el aumento del oxígeno que entra por reaireación, o la disminución de este debido a que en las horas de producción sale desde el agua a la atmósfera, lo que explica el cambio de signo entre campañas. Por otra parte, tanto para la BOD, como para la respiración, el aumento de estas produce una disminución en la concentración de oxígeno.

Por parte del dióxido de carbono, ocurre una disminución en el agua y en los sedimentos debido a un aumento del consumo debido a fotosíntesis neta, y un aumento debido a la respiración y el intercambio entre la atmósfera y el agua, ya que en general, este es un ingreso desde la atmósfera hacia el agua.

Al analizar los valores, se observa que tanto para el oxígeno como el dióxido de carbono el proceso más importante es la fotosíntesis neta, además, la reaireación para el oxígeno en 2016, y la respiración y los cambios de masa en la interfaz atmósfera-agua para el dióxido de carbono, es por ello que se variaron los parámetros correspondientes a estos procesos para el análisis de sensibilidad (Valores en rojo).

#### 4.4.2 Parámetros

Los procesos seleccionados para analizar sus parámetros son la fotosíntesis neta, la reaireación, la respiración y el intercambio de dióxido de carbono entre la atmósfera y el agua, por lo que los parámetros a analizar son:  $\mu_{max}$ ,  $I_h$ ,  $K_{CO_2}$ ,  $\alpha_{Phr}$ ,  $\beta_I$ ,  $K_{O_2}$ ,  $kair_{O_2}$ ,  $\alpha_R$  y  $kair_{CO_2}$ ; las constantes de temperatura ( $\theta$ ) no se les realizó análisis de sensibilidad, ya que sus valores no varían mayormente.

Tabla 4.5: Análisis de sensibilidad para los distintos parámetros considerando un aumento del 50%.  $S_{O_2}$ : sensibilidad para el oxígeno disuelto;  $S_{CO_2}$ : sensibilidad para el dióxido de carbono;  $S_{CO_2sed}$ : sensibilidad para el dióxido de carbono. Se presentan los valores de sensibilidad promedio en el tiempo.

	Año	$\mu_{max}$	$I_h$	$K_{CO_2}$	$\alpha_{Phr}$	$\beta_I$	$K_{O_2}$	$\alpha_R$	$kair_{CO_2}$	$kair_{O_2}$
$S_{O_2}$	2015	1.313	-0.288	-0.121	-0.003	-0.001	-0.001	-0.018	0.109	0.156
	2016	1.080	-0.302	-0.126	0.006	-0.001	-0.004	-0.012	0.101	0.473
$S_{CO_2}$	2015	-0.357	0.045	0.032	0.003	0.000	-0.001	0.301	0.284	0.000
	2016	-0.675	0.099	0.023	0.005	-0.001	-0.001	0.275	0.471	0.000
$S_{CO_2sed}$	2015	-0.324	0.025	0.017	0.003	0.000	-0.001	0.295	0.275	0.000
	2016	-0.507	0.066	0.007	0.005	-0.001	-0.001	0.271	0.450	0.000

Tabla 4.6: Análisis de sensibilidad para los distintos parámetros considerando una disminución del 50%.  $S_{O_2}$ : sensibilidad para el oxígeno disuelto;  $S_{CO_2}$ : sensibilidad para el dióxido de carbono;  $S_{CO_2sed}$ : sensibilidad para el dióxido de carbono. Se presentan los valores de sensibilidad promedio en el tiempo.

	Año	$\mu_{max}$	$I_h$	$K_{CO_2}$	$\alpha_{Phr}$	$\beta_I$	$K_{O_2}$	$\alpha_R$	$kair_{O_2}$
$S_{O_2}$	2015	1.081	-0.749	-0.204	-0.001	0.001	0.001	-0.013	-0.192
	2016	1.127	-0.708	-0.204	0.006	-0.001	-0.009	-0.004	0.229
$S_{CO_2}$	2015	-0.454	0.072	0.022	0.003	0.000	-0.001	0.292	0.000
	2016	-0.772	0.171	0.039	0.005	-0.001	-0.002	0.268	0.000
$S_{CO_2sed}$	2015	-0.364	0.042	0.007	0.003	0.000	-0.001	0.287	0.000
	2016	-0.647	0.131	0.017	0.005	-0.001	-0.002	0.265	0.000

Para el parámetro  $kair_{CO_2}$  no se aplicó la disminución del 50%, esto debido a que si se hace esto se obtienen datos de dióxido de carbono negativos.

Si se observan las tablas 4.2 y 4.3, se observa que el parámetro  $\mu_{max}$  es el más sensible, tanto para el oxígeno como para el dióxido de carbono en el agua y sedimentos, para el oxígeno también son sensibles los parámetros relacionados con la fotosíntesis ( $I_h$  y  $K_{CO_2}$ ) y las tasas de intercambio de gases tanto de oxígeno como de dióxido de carbono ( $kair$  y  $kair_{CO_2}$ ), esto debido a que un aumento en el ingreso de dióxido de carbono, aumenta la disponibilidad de carbono para fotosíntesis, aumentando así la cantidad de oxígeno en el agua. Por otra parte, los parámetros de fotorrespiración y respiración ( $\beta_I, K_{O_2}$  y  $\alpha_R$ ) no son determinantes para las concentraciones de oxígeno.

Para el caso del dióxido de carbono, además del ya mencionado parámetro  $\mu_{max}$ , es sensible a los parámetros de respiración y de intercambio de dióxido de carbono entre la atmósfera y el agua ( $\alpha_R$  y  $kair_{CO_2}$ ). Dicho lo anterior, es que los esfuerzos de estimación de parámetros se deben centrar en los parámetros  $\mu_{max}, I_h, K_{CO_2}, \alpha_R, kair$  y  $kair_{CO_2}$ .

# Capítulo 5 : Discusión de resultados

## 5.1 Evoluciones intradiarias de las variables de estado

Con el modelo ya finalizado, se procedió a obtener las evoluciones intradiarias para las variables de estado del modelo, las que corresponden al dióxido de carbono en los sedimentos y en el agua, el oxígeno disuelto, la biomasa y los detritos, además del flujo de dióxido de carbono entre la atmósfera y el agua, debido a que se cuentan con mediciones de dicho flujo, por lo que es un resultado importante a considerar.

Un análisis relevante, es estudiar cómo afecta el congelamiento de la superficie, y la velocidad de corte del viento, en las evoluciones temporales del dióxido de carbono en el agua y en los sedimentos (Figura 5.3 y Figura 5.4), ya que durante las campañas de terreno, no se obtuvieron mediciones de estas variables.

En las Figuras 5.3 y 5.4, se observan decaimientos en el dióxido de carbono tanto en los sedimentos como en el agua durante las horas de sol, esto se debe a que durante estas horas, existen altas tasas de fotosíntesis debido a la alta radiación y la elevada temperatura del agua. Por otra parte, para las horas de oscuridad se observa un alza, esto debido a que en estas horas, ocurre respiración de la biomasa.

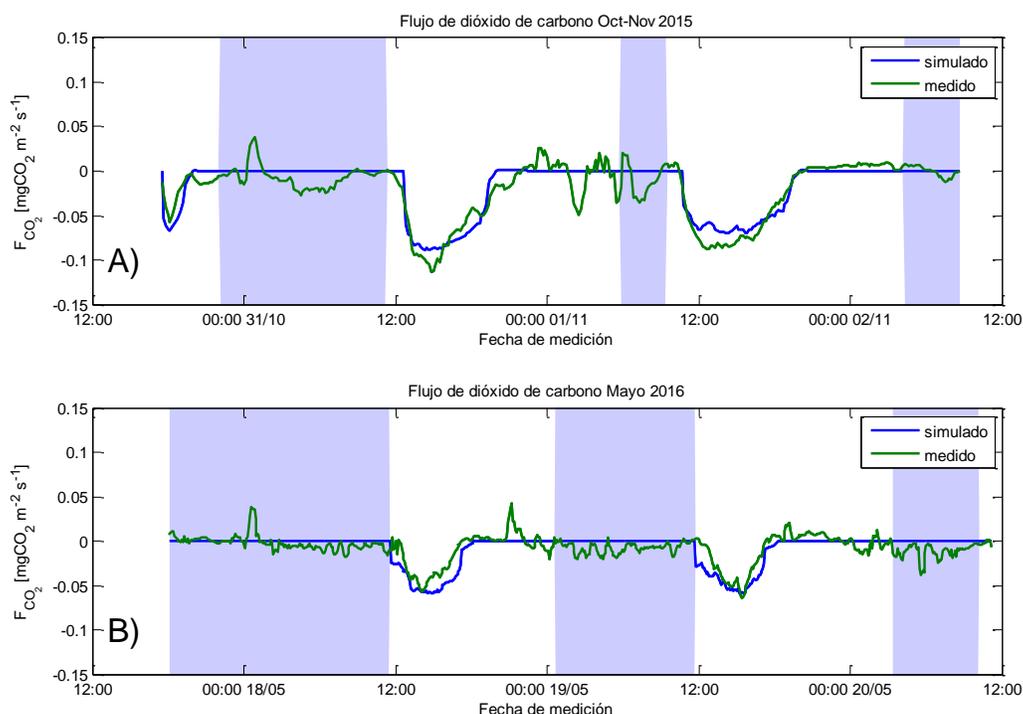
En la Figura 5.3 se observa que en el año 2015 el viento comienza a soplar después del derretimiento del hielo, contrario a lo que ocurre en 2016 que el viento comienza a soplar antes. Lo anterior se traduce en que el dióxido de carbono prácticamente se agote debido al consumo por fotosíntesis en los sedimentos, y al bajo ingreso de carbono desde la atmósfera debido a la baja magnitud del viento, provocando una importante limitación de carbono para la fotosíntesis, que se traduce en un retraso en la producción de oxígeno a pesar de que el hielo se ha derretido (Figura 5.2 (A)).

Por otra parte, si se analiza la Figura 5.2 se observa que la evolución de oxígeno para el año 2015 alcanza valores superiores a los que se obtienen en 2016, al igual que para el caso del flujo de dióxido de carbono (Figura 5.1), lo que es un fuerte indicador de que el comportamiento del modelo es el esperado, ya que para 2015 se tienen condiciones de mayor radiación y temperatura (Figura 2.4 A), B), C) y D)), lo que implica mayores tasas de fotosíntesis, es decir, un aumento en la producción de oxígeno, y en el consumo de CO<sub>2</sub>.

Otro aspecto importante a mencionar de la Figura 5.2 es el de observar que el oxígeno presenta evoluciones contrarias a su solubilidad (que determina la concentración de saturación), esto se debe a que las altas tasas de producción primaria durante las horas de sol, producen una sobresaturación de este compuesto, por lo que a pesar de que existe una baja en la concentración de saturación, esto no se observa en la evolución de oxígeno, aunque si implica mayores tasas de salida de oxígeno desde el agua hacia la atmósfera. Para el caso de la noche, si bien la solubilidad aumenta, en horas de la tarde el viento disminuye, por lo que los decaimientos en la concentración de oxígeno se explican en que las tasas de consumo de oxígeno son mucho mayores al ingreso de oxígeno desde el aire hacia el agua, determinado por la concentración de saturación del oxígeno en el agua.

Para el caso de la Figura 5.5, se observa que para el año 2015 durante el primer ciclo, la biomasa tiene una tendencia a la baja, mientras que para los días posteriores tiene a realizar un ciclo relativamente constante, lo que debiese mantener valores de biomasa similares para el resto de los días de primavera, si consideramos las forzantes medidas como representativas de la estación. Para el año 2016, se observa una leve tendencia a la baja, que se traduciría en una disminución de la biomasa al finalizar la temporada si consideramos los días de otoño medidos como representativos.

Para el caso de la Figura 5.6 se observa que para ambos años existe una tendencia a la baja de los detritos, lo que puede significar un error en la estimación de este parámetro, pudiendo tener valores menores a los medidos. Tanto para la biomasa como para los detritos se cuenta con prácticamente nula información de la zona, es por ello que se recomienda realizar estudios en esta área, para poder mejorar la precisión en las simulaciones de estas variables.



**Figura 5.1:** Valores para el flujo de dióxido de carbono entre la atmósfera y el agua simulados por el modelo comparado con valores medidos en campañas 2015 y 2016.

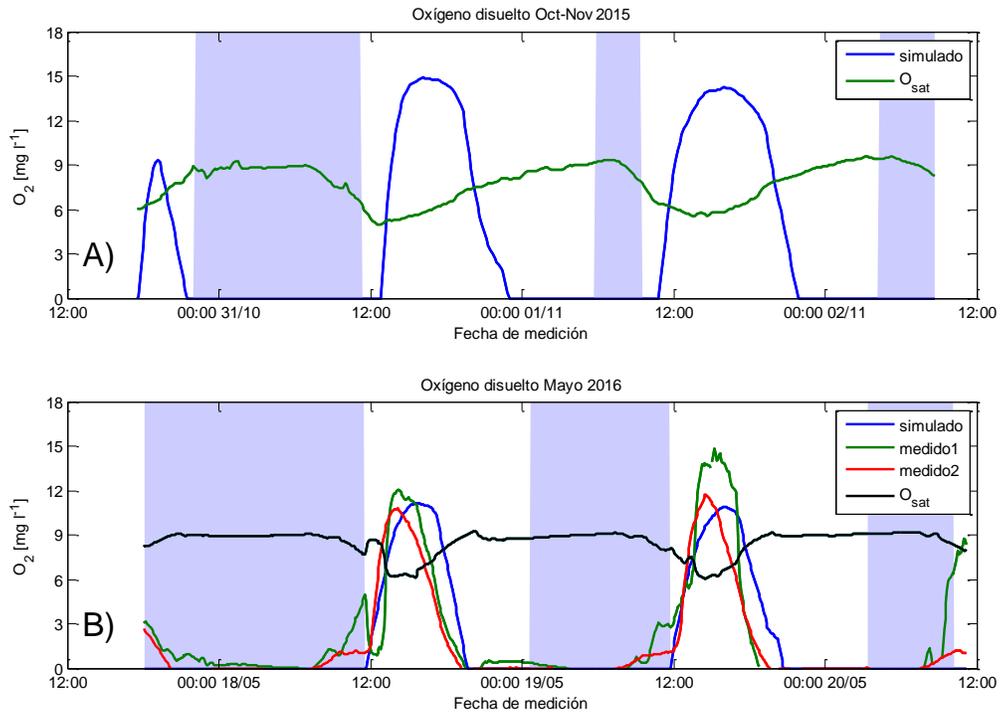


Figura 5.2: Valores para el oxígeno disuelto simulados por el modelo comparado con valores medidos en 2016.

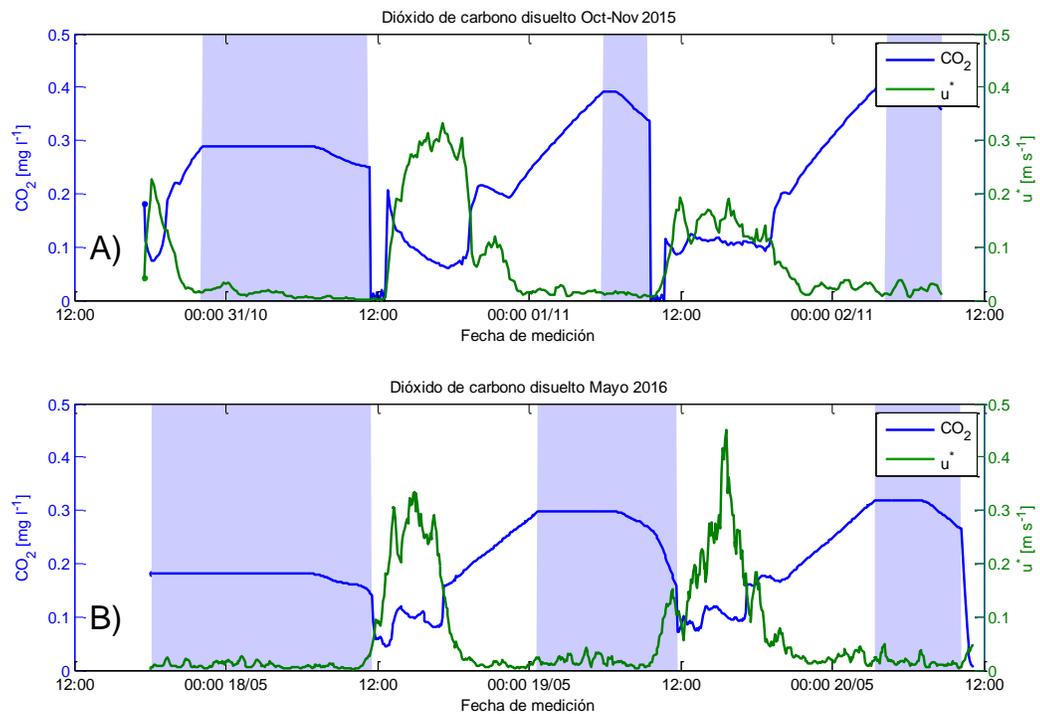


Figura 5.3: Valores para el dióxido de carbono disuelto modelado y la velocidad de corte medida en terreno.

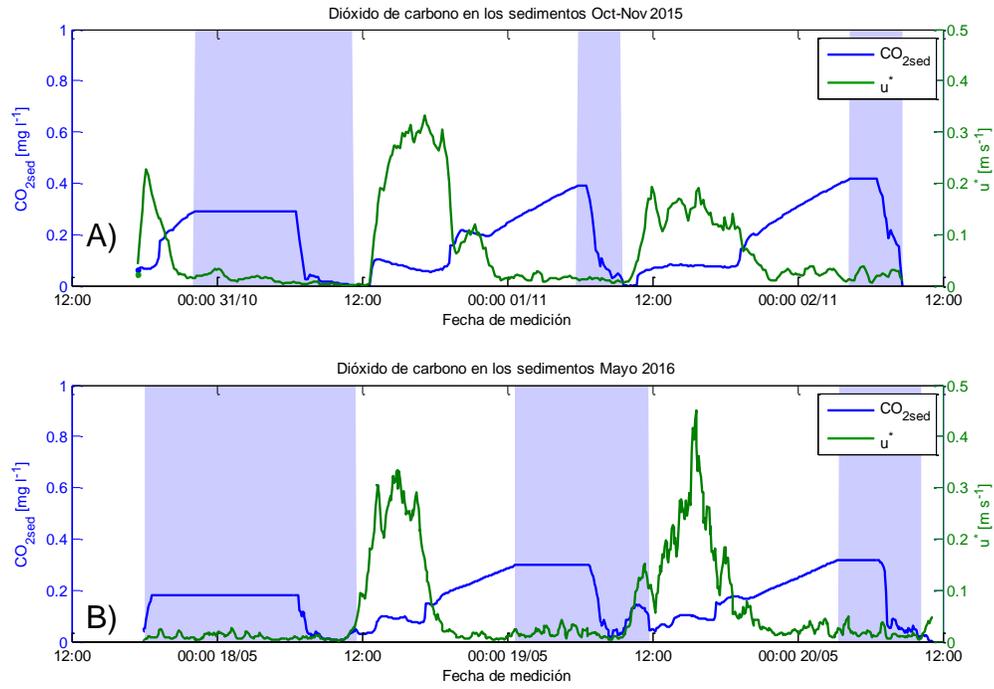


Figura 5.4: Valores para el dióxido de carbono en los sedimentos modelado y la velocidad de corte medida en terreno.

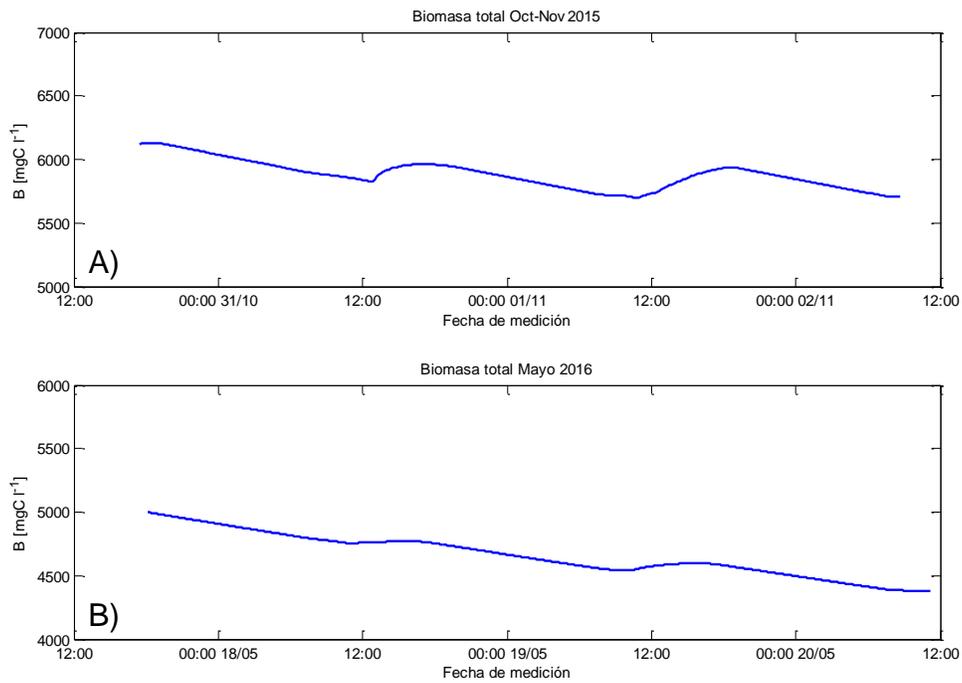


Figura 5.5: Valores para la biomasa total obtenidos por el modelo.

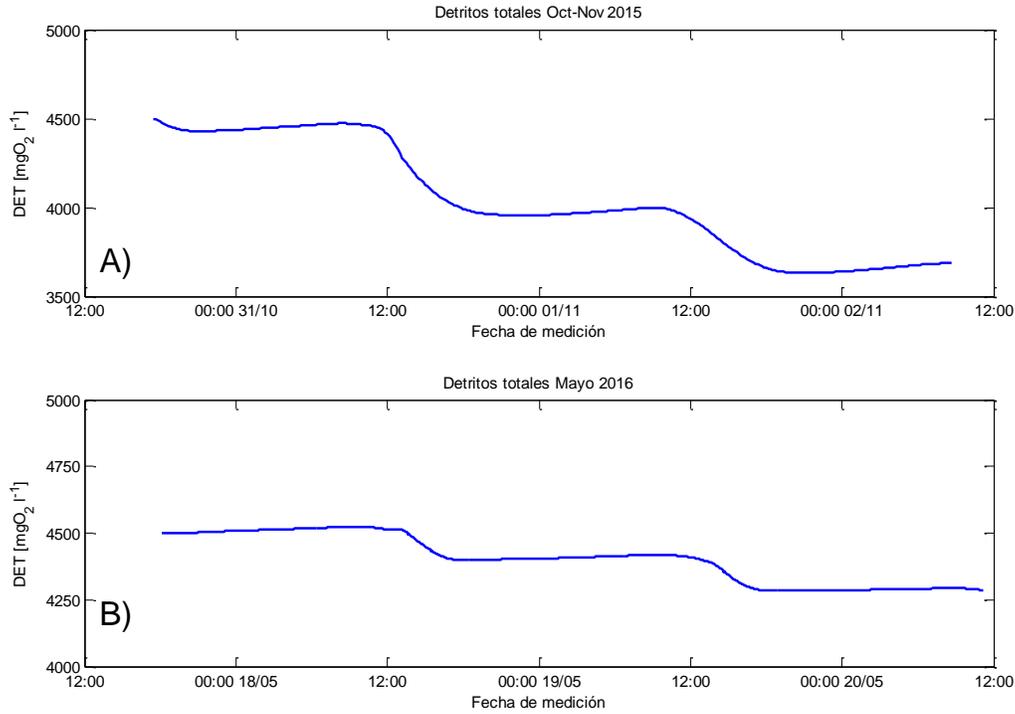


Figura 5.6: Valores para los detritos obtenidos por el modelo.

## 5.2 Tasas de intercambio de gases entre la atmósfera y el agua para el dióxido de carbono

Para calcular el valor de la tasa de intercambio de gases entre la atmósfera y el agua para el dióxido de carbono ( $kair_{CO_2}$ ), se utiliza la ecuación (4.18), donde la literatura reporta un valor para  $A_{CO_2} = 0.4$  (Liss 1973; Zappa et al. 2007). Sin embargo, al utilizar este valor, se observó que las concentraciones de dióxido de carbono eran negativas, lo que es físicamente imposible, y los valores del flujo de dióxido de carbono en la interfaz aire-agua casi nulos (Figura 5.8), por lo que se calculó la mínima tasa para la cual el flujo de dióxido de carbono medido corresponde al simulado en las horas de sol (horas de producción). Para ello se utilizó la ecuación (4.17), suponiendo que la concentración en el agua es 0 (mínima concentración posible), y se despejó  $kair_{CO_2}$  con la siguiente ecuación:

$$\min(kair_{CO_2}) = \frac{PhE}{CO_{2sat}} \quad (5.1)$$

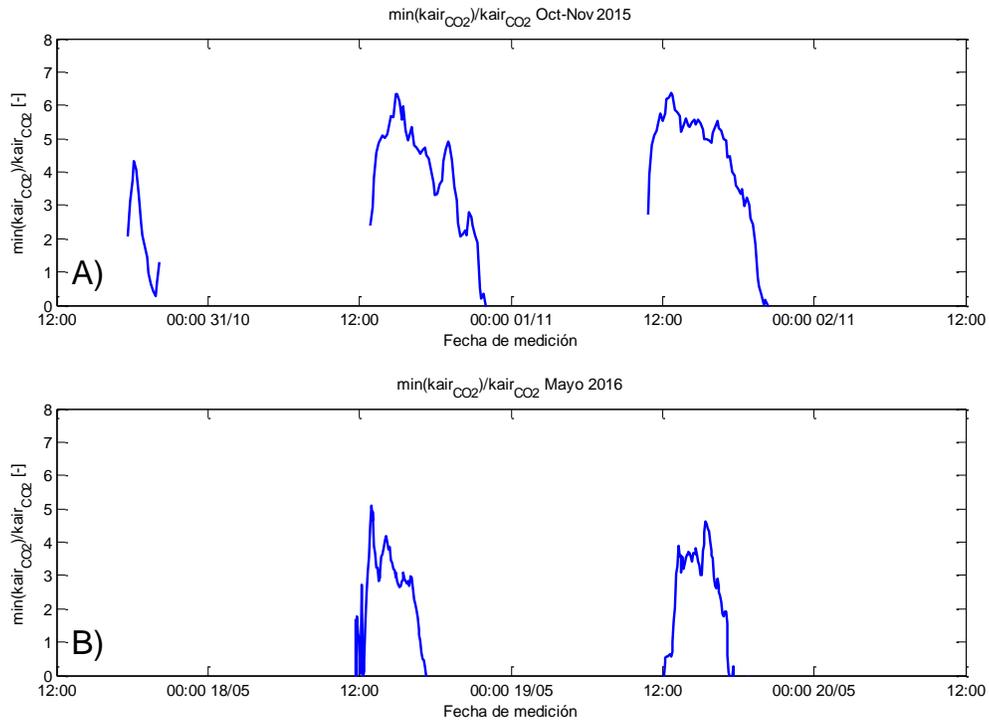


Figura 5.7: Comparación entre la mínima tasa de transferencia de gases entre la atmósfera y el agua para el dióxido de carbono, y la obtenida según la literatura (Liss 1973; Zappa et al. 2007).

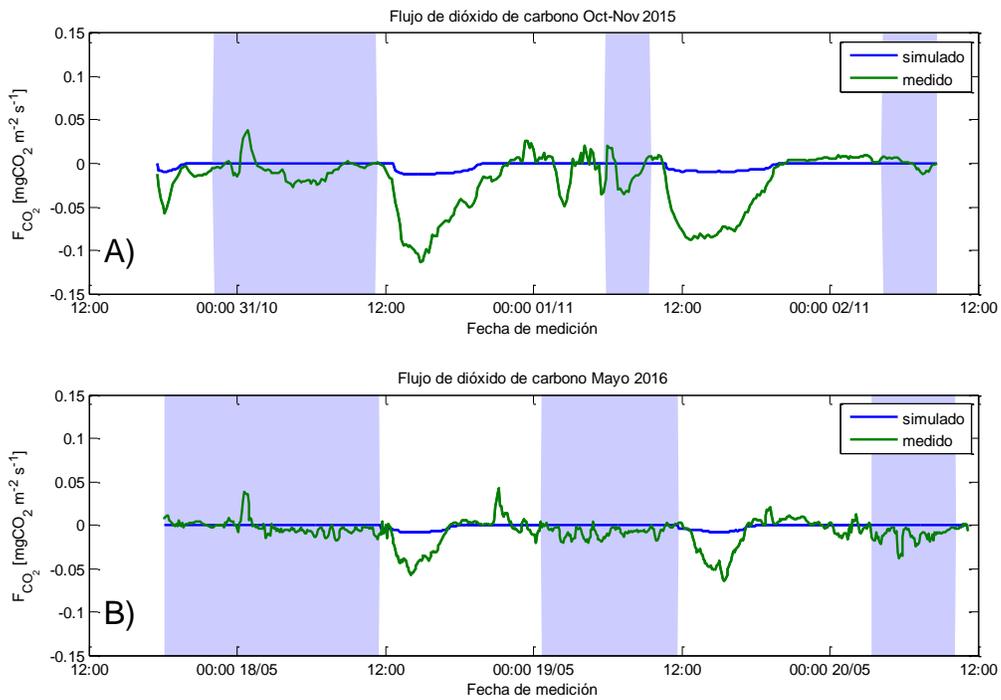


Figura 5.8: Flujo de dióxido de carbono en la interfaz agua-sedimentos, considerando  $A_{CO_2} = 0.4$ .

Como se puede observar en la Figura 5.7, la tasa de transferencia mínima para que las mediciones del flujo de dióxido de carbono sean igual a las simuladas alcanza a ser más de 6 veces la simulada (6.3 veces es el máximo), por lo que con las tasas que se obtienen con un  $A_{CO_2} = 0.4$ , resulta imposible obtener las mediciones simuladas, es por ello, que se procede a multiplicar dicho parámetro por un factor de 7, obteniendo un valor de  $A_{CO_2} = 2.8$ .

La diferencia entre el valor registrado en la literatura (Liss 1973; Zappa et al. 2007), y el utilizado en el modelo se puede deber a tres razones:

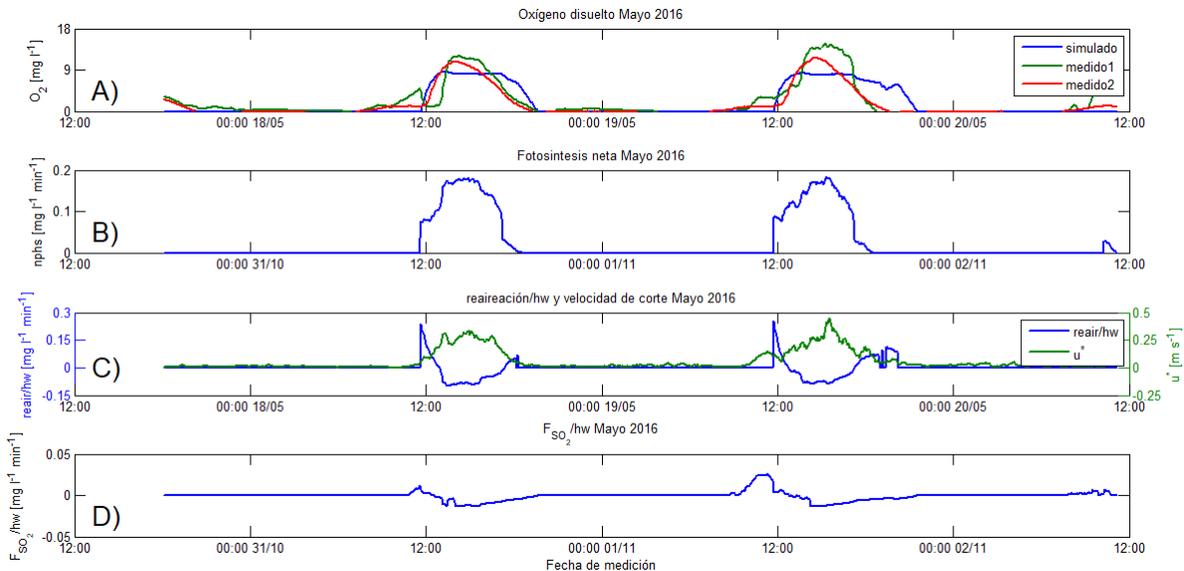
- 1) Estos estudios no fueron realizados en ambientes extremadamente someros como es la laguna del salar, que cuenta con solo unos pocos centímetros de profundidad (Vergara 2017).
- 2) El modelo no está considerando todos los procesos que dominan la dinámica intradiaria del dióxido de carbono. Por ejemplo no se consideran los procesos de precipitación que pudiesen estar ocurriendo en el salar.
- 3) Existe incertidumbre acerca de los valores de la altura del agua, ya que el valor adoptado corresponde a un valor constante, el que podría variar durante el día debido a las altas tasas de evaporación existentes durante el día en la zona. Además, no se cuenta con mediciones de este valor, y el valor adoptado es solo un valor estimativo. El efecto en la incertidumbre de este valor puede ser de gran importancia, ya que afecta el valor de los coeficientes de transferencia de masa tanto para la interfaz aire-agua (ecuación (4.17)), como para la interfaz agua-sedimentos, ya que este último depende del número de Reynolds (de la Fuente et al. 2016), que depende directamente de la altura del agua.

Otro aspecto relevante a mencionar, es que algunos estudios sugieren que puede existir un aumento en la tasa estimada para el dióxido de carbono, debido a reacciones químicas que ocurren en el agua cerca de la interfaz con la atmósfera (Liss 1973; Emerson 1975; Wanninkhof & Knox 1996; Hoover & Berkshire 1969). Sin embargo, esto ocurre cuando se tienen condiciones de pH superiores a 6.4 y la transferencia de gases está dominada por fenómenos difusivos, lo que ocurre en situaciones con vientos de baja intensidad. En el caso del salar, si bien el pH adopta valores entre 8 y 9 (Herrera et al. 2009; Dorador et al. 2010), debido a los fuertes vientos, la transferencia de gases en la interfaz aire-agua ocurre principalmente debido a fenómenos turbulentos y no a difusivos, por lo que esta teoría no aplicaría.

### **5.3 Tasas de intercambio de gases entre la atmósfera y el agua para el oxígeno**

Para calcular el valor de la tasa de intercambio de gases entre la atmósfera y el agua para el dióxido de carbono ( $k_{air_{O_2}}$ ), se utiliza la ecuación (4.11), donde la literatura reporta un valor para  $A_{O_2} = 0.4$  (Liss 1973; Zappa et al. 2007). Sin embargo, al utilizar este valor, se observó que las concentraciones de oxígeno no alcanzaban los valores máximos medidos, y además, la caída de oxígeno ocurre en horas posteriores a las registradas por las mediciones (Figura 5.9 A)).

Para determinar el porqué del no decaimiento del oxígeno, se analizaron los procesos que generan un aumento en la concentración de oxígeno de la ecuación (4.1), es decir, la reaireación, la fotosíntesis neta y el flujo desde los sedimentos al cuerpo de agua (Figura 5.9 B), C) y D)).



**Figura 5.9: Oxígeno disueltos y procesos de producción de oxígeno para la campaña de 2016 considerando  $A_{O_2} = 0.4$ .**

De la Figura 5.9 A) se observa claramente que para las horas en que el oxígeno medido comienza a descender para el día 19 de mayo, la producción por fotosíntesis es casi nula (Figura 5.9 B)), y el flujo hacia los sedimentos negativo (Figura 5.9 D)), es decir, es un consumo de oxígeno, mientras que la reaireación tiene valores positivos (Figura 5.9 C)), de hecho valores altos a pesar de la baja velocidad de corte, lo que significa que para pequeñas velocidades del viento, el ingreso de oxígeno desde la atmósfera hacia el agua es muy grande, por lo que se evalúa la opción de disminuir dicha tasa de reaireación.

Esta disminución en la tasa de reaireación, se traducirá también en una disminución en la velocidad en que el oxígeno se transfiere desde el agua hacia la atmósfera en las horas de sol, lo que puede traducirse en un aumento en los valores máximos de oxígeno para las horas donde hay radiación, que es otro de los problemas a resolver.

Dicho lo anterior, se calibra un factor de reducción para la tasa de reaireación mediante ensayo de error, para que el modelo se ajuste a las mediciones. El factor determinado es de 3, es decir, el parámetro  $A_{O_2}$  toma un valor de 0.13, con lo que se obtienen los valores determinados anteriormente en la Figura 5.2.

Ro & Hunt. (2006), sugieren que las velocidades de transferencias para diferentes gases es proporcional al número de Schmidt elevado a un valor  $n$  que varía entre 1 y 0.5, es decir,  $k_{w1}/k_{w2} = (Sc_1/Sc_2)^{-n}$  para el caso de la ecuación utilizada en este estudio, se asume  $n = 0.5$ . Con lo expuesto anteriormente, más lo discutido en la sección 5.2 debido a los cambios en los parámetros  $A_{CO_2}$  y  $A_{O_2}$  dicha relación no se cumple.

Debido a lo anterior, es que se recomienda realizar estudios en terreno de ambas tasas de transferencia en simultáneo, para comprender que es lo que efectivamente ocurre en el salar, para poder verificar si efectivamente existen estas diferencias entre las tasas de transferencia para el oxígeno y el dióxido de carbono, ya que para condiciones con fuertes vientos, como las que se presentan en la zona de estudio, estas debiesen ser similares (Figura 5.10).

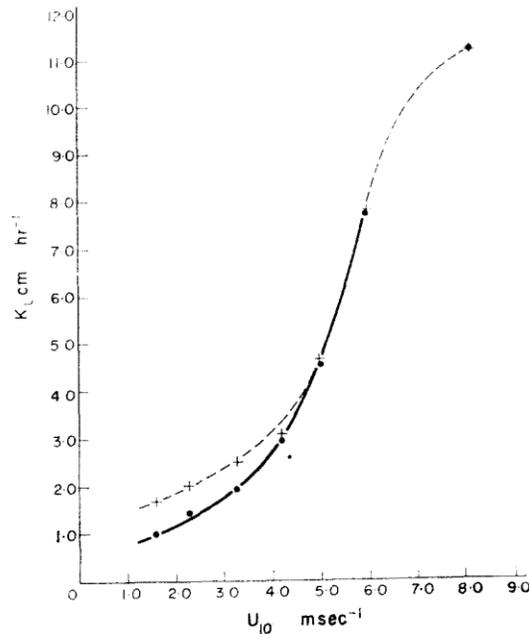
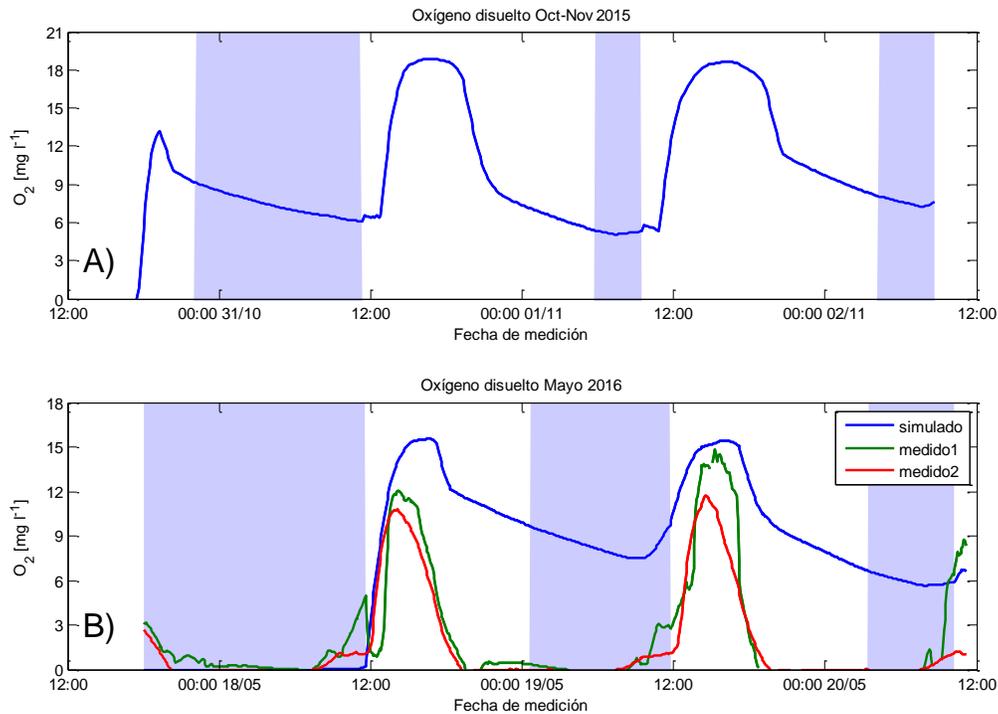


Figura 5.10: Tasas de transferencia en la interfaz aire-agua para el oxígeno y el dióxido de carbono, en función de la velocidad del viento; •-----• para el oxígeno, +-----+ para el dióxido de carbono (Liss 1973).

## 5.4 Consumo de $O_2$

Un aspecto importante a destacar corresponde a la tasa de consumo constante en el tiempo ( $\bar{r}$ ) agregada a la ecuación (4.1), que tiene un valor equivalente a una  $DBO_5$  de  $500 \text{ mg/l}$ , es decir, un consumo de  $100 \text{ mgO}_2/\text{l}/\text{dia}$ . Este valor se debe agregar de forma arbitraria, para poder lograr los rápidos descensos que se observan en los valores medidos para el oxígeno disuelto (Figura 5.2).

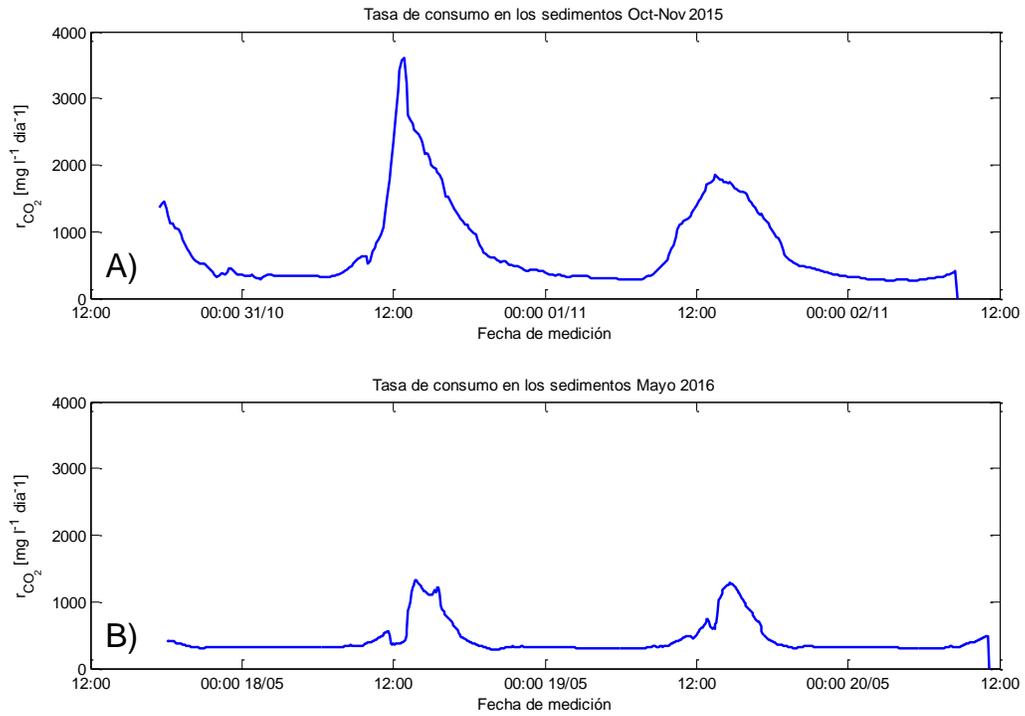
Como se puede observar en la Figura 5.11, si no se agrega la tasa de consumo  $\bar{r}$ , no se logran las condiciones anóxicas medidas en terreno. Una explicación a esto se puede deber a un error en las estimaciones de las otras tasas de consumo (respiración, BOD y flujo desde los sedimentos en las horas de baja radiación). Sin embargo, el problema radica en que los mayores descensos en la concentración de oxígeno, coinciden de igual forma con un descenso en la temperatura del agua (Figura 2.7), lo que implica una disminución en los procesos de respiración y degradación de materia orgánica (ecuaciones (4.12) y (4.13)).



**Figura 5.11: Valores para el oxígeno disuelto considerando  $\bar{r} = 0$ .**

Si bien una  $DBO_5$  de  $500 \text{ mg/l}$  son valores muy altos (un agua servida municipal tiene valores entre 150 y 200 según Jørgensen & Bendorricchio (2001)), las tasas de consumo en los sedimentos reportan valores mucho mayores alcanzando consumos máximos superiores a  $3000 \text{ mgO}_2/\text{l}/\text{dia}$  y a  $1000 \text{ mgO}_2/\text{l}/\text{dia}$  para las campañas de 2015 y 2016 respectivamente (Figura 5.12) por lo que no es tan extraño que se tengan estas tasas de consumo en el agua.

Para verificar esto, se recomienda realizar mediciones en terreno de  $DBO$  para ver que valores existen, y en caso de estar muy alejados del valor agregado, estudiar otros fenómenos que pudiesen consumir oxígeno, como por ejemplo el ciclo del nitrógeno, alguna precipitación química, entre otras opciones.



**Figura 5.12: Consumo de oxígeno en los sedimentos, según ajuste realizado con las mediciones en terreno de de la Fuente. (2014).**

## Capítulo 6 : Conclusiones y comentarios

En este trabajo se estudió la evolución intradiaria del dióxido de carbono y oxígeno en el agua, para lo que se confeccionó un modelo, que utilizan como valores de entrada variables meteorológicas (viento y radiación); y variables de calidad del agua (temperatura del agua y salinidad), y entrega como resultados las series de tiempo diarias para el dióxido de carbono, oxígeno, biomasa y detritos.

Al analizar los datos medidos para el oxígeno y los flujos de dióxido de carbono; y su evolución conjunta con el viento, la radiación y la temperatura del agua, se concluye que la producción primaria y los flujos inducidos por el viento, tanto para el oxígeno como para el dióxido de carbono, son los procesos predominantes en las dinámicas intradiarias de estas variables. Lo anterior se confirma al realizar un análisis de sensibilidad sobre los procesos modelados, que señala precisamente estos fenómenos como los más sensibles tanto para el dióxido de carbono como para el oxígeno, aportando la producción primaria en el agua de mayor manera que la actividad bentónica de los sedimentos. Debido a esto, es que se debe tener especial cuidado en los valores utilizados para modelar estos tres fenómenos, especialmente en los parámetros  $\mu_{max}$ ,  $I_h$ ,  $K_{CO_2}$ ,  $\alpha_R$ ,  $k_{air_{O_2}}$  y  $k_{air_{CO_2}}$ , que resultaron ser los más sensibles.

Gracias a las simulaciones de dióxido de carbono tanto en el agua como en los sedimentos, se puede realizar un análisis del comportamiento de esta variable con respecto a las forzantes del sistema y a los procesos debido a que anteriormente no se tenían mediciones de esta variable.

El comportamiento del dióxido de carbono tanto en los sedimentos como en el agua presenta decaimientos durante las horas de sol debido al consumo por fotosíntesis, la que se acentúa en los periodos donde se derrite la capa de hielo sobre la superficie debido a que el hielo posee un albedo mucho mayor al de un espejo de agua, por lo que permite que penetre más radiación hacia el sistema para poder realizar fotosíntesis, en ese momento es cuando el viento cumple un rol fundamental, debido a que permite el ingreso de dióxido de carbono hacia el agua para poder realizar fotosíntesis e induce a la resuspensión, causando que exista fotosíntesis tanto en el agua como en los sedimentos.

En caso de que esto no ocurra, el dióxido de carbono se agota, ya que no se induce la resuspensión, lo que produce condiciones óptimas para la producción primaria en los sedimentos lo que sumado al no ingreso desde la atmósfera genera un importante déficit de dióxido de carbono, impidiendo que ocurra la fotosíntesis.

En cuanto al oxígeno, si bien la dinámica está afectada principalmente por la producción primaria, el viento y el hielo cumplen de igual forma un rol fundamental. El hielo actúa como barrera natural para la reaireación, retiene la radiación en su espesor y tiene un mayor albedo a una superficie de agua, lo que no permite tener producciones importantes de oxígeno mientras este no se derrita.

Por otra parte, el viento genera fuertes ingresos de masa cuando se derrite el hielo, debido al gran gradiente de concentraciones entre la atmósfera y el agua (al derretirse el hielo se encuentra en condiciones cercanas a las anóxicas), para luego, regular la velocidad con la que el oxígeno se transfiere desde el agua a la atmósfera debido a la sobresaturación provocada por las altas tasas de fotosíntesis del salar.

Gracias a las simulaciones del modelo, se pudieron obtener valores de la dinámica intradiaria para el oxígeno para el año 2015, las que muestran un resultado importante en cuanto a que si bien el comportamiento es similar al de 2016, la magnitud de los valores máximos es superior, lo que refleja un valor esperado producto de la mayor radiación y temperatura del agua que favorecen la fotosíntesis. Lo mismo ocurre con la magnitud en los resultados del flujo de dióxido de carbono que ingresa desde la atmósfera al agua, este es mayor durante el año 2015, producto del mayor requerimiento de dióxido de carbono para realizar fotosíntesis.

Una consideración importante que se tuvo que efectuar en el modelo fue la implementación del régimen permanente para el dióxido de viento a las horas de alta radiación y viento. Esto es de suma utilidad, ya que permite corregir errores numéricos producidos en la modelación debido a la discretización del tiempo, las altas tasas de consumo por fotosíntesis y los grandes flujos desde la atmósfera hacia el agua que ocurren en el salar.

Para poder obtener valores cercanos a los medidos, tanto para el oxígeno como para los flujos de dióxido de carbono se deben alterar los valores de las velocidades de transferencia en la interfaz agua-sedimentos para ambos elementos registrados en la literatura. Ro & Hunt. (2006), sugieren que las velocidades de transferencias para diferentes gases es proporcional al número de Schmidt elevado a un valor  $n$  que varía entre 1 y 0.5, es decir,  $k_{w1}/k_{w2} = (Sc_1/Sc_2)^{-n}$ . Para el caso de la ecuación utilizada en este estudio, se asume  $n = 0.5$ , lo que en la práctica no ocurre, ya que la velocidad de transferencia del oxígeno es bastante menor a la estimada por la ecuación (2.15) (se dividió el valor calculado por 3), mientras que la del dióxido de carbono, debe ser al menos 7 veces superior a la determinada por la misma expresión.

Para explicar el aumento en la tasa de dióxido de carbono, algunos autores (Liss 1973; Emerson 1975; Wanninkhof & Knox 1996; Hoover & Berkshire 1969), sugieren que puede existir un aumento en la tasa estimada debido a reacciones químicas que ocurren en el agua cerca de la interfaz con la atmósfera. Sin embargo, esto ocurre cuando se tienen condiciones de pH superiores a 6.4 y la transferencia de gases está dominada por fenómenos difusivos. En el caso del salar, si bien se cumplen las condiciones de pH, la transferencia de gases en la interfaz agua-sedimentos ocurre principalmente debido a fenómenos turbulentos y no a difusivos, debido a los fuertes vientos en las horas de día que se presentan en la zona. Es por ello que esta teoría no se aplicó en el modelo.

Otras razones que podrían explicar estas diferencias entre las tasas de transferencia, puede ser un error en el planteamiento del modelo, que las ecuaciones aplicadas no funcionan para ambientes extremadamente someros, o la incertidumbre en el valor adoptado para la altura del agua, el que afecta los procesos de intercambio de masa entre interfaces para el dióxido de carbono, tanto en la interfaz agua-sedimentos, como en la interfaz aire-agua.

Otra consideración importante que se tuvo que realizar para poder obtener resultados similares a las mediciones en terreno, fue la inclusión de una tasa de consumo de oxígeno constante en el tiempo equivalente a una  $DBO_5$  de  $500\text{ mg/l}$ , un valor altísimo, incluso superior a lo que se puede encontrar en aguas servidas. Sin embargo, las tasas de consumo en los sedimentos medidas en terreno por de la Fuente. (2014) son equivalentes a una  $DBO_5$  superior a los  $5000\text{ mg/l}$  para ambas campañas, por lo que puede que exista dicha demanda de oxígeno en el agua.

Esta inconsistencia se podría explicar por la no inclusión de algunos procesos que consumen oxígeno, por ejemplo, el ciclo del nitrógeno, que no fue considerado en el modelo por temas de simplicidad.

Del análisis de sensibilidad, se observa que los procesos menos relevantes para el modelo corresponden a la respiración y a la demanda bioquímica de oxígeno, sin embargo, estos procesos no pueden ser despreciados, ya que como se explicó anteriormente, uno de los grandes problemas del modelo es que los consumos de oxígeno son muy pequeños.

Para continuar con la línea de investigación de este trabajo, se sugiere estudiar en terreno los flujos entre la atmósfera y el agua, tanto para el oxígeno como para el dióxido de carbono, en forma simultánea, para verificar si efectivamente existen estas diferencias entre las tasas de transferencia, y conocer el motivo de porque podría ocurrir este fenómeno.

Otra pregunta que surge, es explicar porque existen estas altas tasas de consumo de dióxido de carbono en horas de la tarde, ya que estas coinciden con disminuciones en la temperatura del agua, lo que reduce el consumo ya sea por respiración o por degradación de materia orgánica. Es por ello que resulta interesante estudiar que otros procesos podrían estar ocurriendo que pudiesen consumir oxígeno, determinar si este se debe a la actividad biológica o a otra razón particular.

# Nomenclatura

Variable	Nombre variable	Unidad
$hw$	Altura del agua	$m$
$k_{air_{CO_2}}$	Tasa de transferencia de $CO_2$ entre la atmósfera y el agua	$\frac{m}{min}$
$k_{air_{O_2}}$	Tasa de transferencia de $O_2$ entre la atmósfera y el agua	$\frac{m}{min}$
$k_{r_{O_2}}$	Constante para ajuste lineal del consumo de $O_2$ en los sedimentos	$\frac{mgO_2}{l * min}$
$k_w$	Tasa de transferencia de masa entre el agua y los sedimentos	$\frac{m}{min}$
$r_{O_2}$	Tasa de consumo de $O_2$ en los sedimentos	$\frac{mgO_2}{l * min}$
$u^*$	Velocidad de corte del viento	$\frac{m}{min}$
$u_b^*$	Velocidad de corte del agua	$\frac{m}{min}$
$A_{CO_2}$	Constante para calcular la tasa de transferencia de $CO_2$ entre la atmósfera y el agua.	-
$A_{O_2}$	Constante para calcular la tasa de transferencia de $O_2$ entre la atmósfera y el agua.	-
$B$	Biomasa total	$\frac{mgC}{l}$
$B_{sed}$	Biomasa en los sedimentos	$\frac{mgC}{l}$
$B_{wat}$	Biomasa en el agua	$\frac{mgC}{l}$
$C_e$	Conductividad eléctrica	$\frac{\mu S}{cm}$

<b>Variable</b>	<b>Nombre variable</b>	<b>Unidad</b>
$CO_2$	Dióxido de carbono disuelto en el agua	$\frac{mg}{l}$
$CO_{2sed}$	Dióxido de carbono en los sedimentos	$\frac{mg}{l}$
$D$	Coefficiente de difusión molecular	$\frac{m^2}{min}$
$DET$	Detritos totales	$\frac{mg}{l}$
$DET_{sed}$	Detritos en los sedimentos	$\frac{mg}{l}$
$DET_{wat}$	Detritos en el agua	$\frac{mg}{l}$
$I_{eff}$	Radiación efectiva para fotosíntesis en los sedimentos	$\frac{W}{m^2}$
$I_h$	Constante de semisaturación para la radiación en la fotosíntesis	$\frac{W}{m^2}$
$I_m$	Radiación incidente medida	$\frac{W}{m^2}$
$I_0$	Radiación incidente en la superficie del agua	$\frac{W}{m^2}$
$I_{sed}$	Radiación en la superficie de los sedimentos	$\frac{W}{m^2}$
$K_{B-Chla}$	Constante estequiométrica Carbono/Clorofila para la biomasa	$\frac{mgChla}{mgC}$
$K_{BOD}$	Constante de degradación de materia orgánica	$día^{-1}$
$K_{C-O_2}$	Constante estequiométrica carbono/oxígeno	$\frac{mgC}{mgO_2}$
$K_{Chla-O_2}$	Tasa de conversión de Clorofila a $O_2$ debido a la respiración	$\frac{mgChla}{mgCO_2}$
$K_{CO_2}$	Constante de semisaturación para el $CO_2$	$\mu M$

<b>Variable</b>	<b>Nombre variable</b>	<b>Unidad</b>
$K_d$	Coefficiente de atenuación vertical de la radiación	$m^{-1}$
$K_{lost}$	Tasa de muerte de la biomasa	$dia^{-1}$
$K_{O_2}$	Constante de semisaturación para el $O_2$	$\frac{mgO_2}{l}$
$K_{O_2-CO_2}$	Tasa de conversión de $O_2$ a $CO_2$ debido a fotosíntesis	$\frac{mgCO_2}{mgO_2}$
$K_S$	Coefficiente de atenuación en la capa de algas	$m^{-1}$
$O_2$	Oxígeno disuelto en el agua	$\frac{mg}{l}$
$O_{2sat}$	Oxígeno de saturación en el agua	$\frac{mg}{l}$
$Sal$	Salinidad	$psu$
$Sc$	Numero de Schmidt	-
$\overline{SST}$	Fracción de sedimentos que resuspende	$m^3/m^3$
$T_w$	Temperatura del agua	$^{\circ}C$
$\alpha$	Albedo	-
$\alpha_{Phr}$	Máximo consumo de $O_2$ para fotorrespiración	$\frac{mgCO_2}{mgChla * h}$
$\alpha_R$	Constante de respiración	$dia^{-1}$
$\alpha_{sed}$	Constante adimensional para la radiación en los sedimentos	-
$\beta_I$	Constante de semisaturación para la radiación en la fotorrespiración	$\frac{W}{m^2}$
$\delta_p$	Espesor de la capa fotosintéticamente activa (o de algas)	$m$
$\theta_{BOD}$	Constante de corrección por temperatura para la degradación de materia orgánica	-
$\theta_{Phr}$	Constante de corrección por temperatura para la fotorrespiración	-

<b>Variable</b>	<b>Nombre variable</b>	<b>Unidad</b>
$\theta_{PhS}$	Constante de corrección por temperatura para la fotosíntesis	-
$\theta_R$	Constante de corrección por temperatura para la respiración	-
$\theta_{rO_2}$	Constante de corrección por temperatura para el consumo de oxígeno en los sedimentos	-
$\mu_{max}$	Máxima producción de oxígeno por fotosíntesis	$\frac{mgO_2}{mgChla * h}$
$\nu$	Viscosidad cinemática del agua	$\frac{m^2}{min}$
$\rho_a$	Densidad del aire	$\frac{kg}{m^3}$
$\rho_{sed}$	Densidad de los sedimentos	$\frac{kg}{m^3}$
$\rho_w$	Densidad del agua	$\frac{kg}{m^3}$
$\tau_a$	Esfuerzo de corte del viento	$\frac{N}{m^2}$
$\tau_w$	Esfuerzo de corte en el agua	$\frac{N}{m^2}$
$\emptyset$	Porosidad de los sedimentos	-
$\Gamma$	Fracción de radiación que penetra el hielo	-

# Bibliografía

- Acosta, O. & Custodio, E., 2008. Impactos ambientales de las extracciones de agua subterránea en el Salar del Huasco (norte de Chile). *Boletín Geológico y Minero*, 119(1), pp.33–50.
- APHA, AWWA & WEF, 2012. Standard Methods for the Examination of Water and Wastewater. *Standard Methods*, p.541.
- Baker, E.T. & Lavelle, J.W., 1984. The Effect of Particle Size on the Light Attenuation Coefficient of Natural Suspensions. *Journal of Geophysical Research*, 89(20), pp.8197–8203.
- Burkhardt, S. et al., 2001. CO<sub>2</sub> and HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> uptake in marine diatoms acclimated to different CO<sub>2</sub> concentrations. *Limnology and Oceanography*, 46(6), pp.1378–1391.
- Calderbank, P.H. & Moo-Young, M.B., 1961. The continuous phase heat and mass-transfer properties of dispersions. *Chemical Engineering Science*, 16(1–2), pp.39–54. Available at: <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/000925096187005X>.
- Cerco, C.F. & Seitzinger, S.P., 1997. Measured and modeled effects of benthic algae on eutrophication in Indian River-Rehoboth Bay, Delaware. *Estuaries*, 20(1), pp.231–248.
- Chapelle, A. et al., 2000. Modelling nitrogen, primary production and oxygen in a Mediterranean lagoon. Impact of oysters farming and inputs from the watershed. *Ecological Modelling*, 127(2–3), pp.161–181.
- Christian, D. & Sheng, Y.P., 2003. Relative influence of various water quality parameters on light attenuation in Indian River Lagoon. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 57(5–6), pp.961–971. Available at: <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0272771403000027>.
- Chu, C.R. & Jirka, G.H., 2003. Wind and Stream Flow Induced Reaeration. *Journal of Environmental Engineering*, 129(12), pp.1129–1136.
- Devlin, M.J. et al., 2009. Estimating the diffuse attenuation coefficient from optically active constituents in UK marine waters. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 82(1), pp.73–83. Available at: <http://dx.doi.org/10.1016/j.ecss.2008.12.015>.
- Dorador, C. et al., 2010. Unique clusters of Archaea in Salar de Huasco, an athalassohaline evaporitic basin of the Chilean Altiplano. *FEMS Microbiology Ecology*, 73(2), pp.291–302.

- Duarte, C.M. et al., 2008. CO<sub>2</sub> emissions from saline lakes: A global estimate of a surprisingly large flux. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, 113(4), pp.1–7.
- Van Duin, E.H.S. et al., 2001. Modeling underwater light climate in relation to sedimentation, resuspension, water quality and autotrophic growth. *Hydrobiologia*, 444, pp.25–42.
- Emerson, S., 1975. Chemically a eutrophic enhanced CO<sub>2</sub> gas exchange lake: a general model in. *Limnology and Oceanography*, 20(5), pp.743–753.
- Garrat, J.R., 1992. *The Atmospheric Boundary Layer*, Cambridge: Cambridge University Press.
- Hammer, U.T., 1981. 5 . Primary production in saline lakes A review For more than fifty years man has been trying to measure primary production rates of waters varying from fresh to saline and from inland to marine . From indirect methods such as phytoplankton counts and mea. , 4757(1975), pp.47–57.
- Herrera, V., de Gregori, I. & Pinochet, H., 2009. Assesment of Trace Elements and Mobility of Arsenic and Manganese in Lagoon Sediments of the Huasco and Coposa Salt Flats, Chilean Altiplano. *Journal of the Chilean Chemical Society*, 54(4). Available at: [http://www.scielo.cl/scielo.php?script=sci\\_arttext&pid=S0717-97072009000400029&lng=en&nrm=iso&tlng=en](http://www.scielo.cl/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S0717-97072009000400029&lng=en&nrm=iso&tlng=en).
- Hipsey, M.R. & Hamilton, D.P., 2008. Computational Aquatic Ecosystem Dynamics Model: CAEDYM v3 v3.3 Science Manual (DRAFT). *Not published*.
- Hoover, T.E. & Berkshire, D.C., 1969. Effects of hydration on carbon dioxide exchange across an air-water interface. *Journal of Geophysical Research*, 74(2), pp.456–464.
- Hull, V., Parrella, L. & Falcucci, M., 2008. Modelling dissolved oxygen dynamics in coastal lagoons. *Ecological Modelling*, 211(3–4), pp.468–480.
- James, W.F., Best, E.P. & Barko, J.W., 2004. Sediment resuspension and light attenuation in Peoria Lake: Can macrophytes improve water quality in this shallow system? *Hydrobiologia*, 515(1), pp.193–201.
- Jørgensen, S.E. & Bendorricchio, G., 2001. *Fundamentals of Ecological Modelling* Third Edit., Oxford: ELSEVIER SCIENCE Ltd.
- de la Fuente, A., 2014. Heat and dissolved oxygen exchanges between the sediment and water column in a shallow salty lagoon. , pp.703–721.
- de la Fuente, A. & Herrera, P., 2016. Parte II Procesos de transporte en flujos superficiales.

- de la Fuente, A. & Niño, Y., 2010. Temporal and spatial features of the thermohydrodynamics of shallow salty lagoons in northern Chile. *Limnology and Oceanography*, 55(1), pp.279–288.
- de la Fuente, A., Ordóñez, C. & Pérez, R., 2016. Diffusional mass transfer coefficient at the water-sediment interface for wind-induced flow in very shallow lagoons. *Environmental Fluid Mechanics*, 16(3), pp.539–558.
- de la Fuente, A. & Vergara, J., 2016. Primary production enhanced by wind in shallow salty lagoons of altiplano. , (Fig 1), pp.1–3.
- Lamont, J. & Scott, D., 1970. Eddy Cell Model of Mass Transfer Into the Surface of a Turbulent Liquid. *AIChE Journal*, 16(4), pp.513–519. Available at: <http://www.scopus.com/inward/record.url?eid=2-s2.0-0014819677&partnerID=tZOtx3y1>.
- Liss, P.S., 1973. Processes of gas exchange across an air-water interface. *Deep-Sea Research and Oceanographic Abstracts*, 20(3), pp.221–238.
- MacIntyre, H. & Cullen, J., 1996. Primary production by suspended and benthic microalgae in a turbid estuary: time-scales of variability in San Antonio Bay, Texas. *Marine Ecology Progress Series*, 145(1–3), pp.245–268. Available at: <http://www.int-res.com/abstracts/meps/v145/p245-268/>.
- MacIntyre, H.L., Geider, R.J. & Miller, D.C., 1996. Microphytobenthos: The Ecological Role of the “Secret Garden” of Unvegetated, Shallow-Water Marine Habitats. I. Distribution, Abundance and Primary Production. *Estuaries*, 19(2), p.186. Available at: <http://link.springer.com/10.2307/1352224>.
- Mehta, A.J., 1992. Characterization of Cohesive Sediment Properties. , (June).
- Mukherjee, B., Mukherjee, D. & Nivedita, M., 2008. Modelling carbon and nutrient cycling in a simulated pond system at Ranchi. *Ecological Modelling*, 213(3–4), pp.437–448.
- Muñoz, J., 2009. Levantamiento Hidrogeológico para el Desarrollo de Nuevas Fuentes de Agua en Áreas Prioritarias de la Zona Norte de Chile, Regiones XV, I, II y III.
- NSIDC, 2017. Thermodynamics: Albedo. Available at: <https://nsidc.org/cryosphere/seaice/processes/albedo.html> [Accessed October 17, 2017].
- Ordóñez, C., 2014. Estudio experimental sobre el transporte de oxígeno en la interfaz agua-sedimentos para cuerpos de agua someros.
- Ramirez, E.E. et al., 2015. Culture and growth of two benthic diatoms species isolated from the Salar del Huasco (North of Chile, 20 degrees S) at different conditions of temperature, light and nutrient. *Gayana Botanica*, 72(2), pp.165–176.

- Rayo, S., 2009. Estudio experimental del efecto del viento en la tasa de reaeración en un estanque agitado.
- Risacher, F., Alonso, H. & Salazar, C., 2003. The origin of brines and salts in Chilean salars: A hydrochemical review. *Earth-Science Reviews*, 63(3–4), pp.249–293.
- Rittman, B.E. & McCarty, P.L., 2001. *Environmental Biotechnology: Principles and Applications* McGraw-Hill, ed.,
- Ro, K.S.. & Hunt, P.G., 2006. a New Unified Equation for Wind-Driven Surficial Oxygen Transfer Into Stationary Water Bodies. *Transactions of the ASABE*, 49(5), pp.1615–1622.
- Robledo, Á.J. et al., 2006. La radiación solar; consideraciones para su estudio en las plantaciones de café (*Coffea arabica* L.). *Meteorología Colombiana*, 10, pp.12–22. Available at: [http://ciencias.bogota.unal.edu.co/fileadmin/content/geociencias/revista\\_meteorologia\\_colombiana/numero10/10\\_02.pdf](http://ciencias.bogota.unal.edu.co/fileadmin/content/geociencias/revista_meteorologia_colombiana/numero10/10_02.pdf).
- Rojas, E. del P., 2015. Efectos de la regulación ambiental y de aguas en ecosistemas de humedales altioplánicos.
- Rounds, S.A., Wilde, F.D. & Ritz, G.F., 2015. National Field Manual for the Collection of Water Quality Data. *Techniques for Water Resources Investigations: Book 9*, (Book 9), p.1532.
- Stefan, H.G. & Fang, X., 1994. Dissolved oxygen model for regional lake analysis. *Ecological Modelling*, 71(1–3), pp.37–68.
- Vachon, D. & Prairie, Y.T., 2013. The ecosystem size and shape dependence of gas transfer velocity versus wind speed relationships in lakes. *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences*, 70(August), pp.1757–1764.
- Vachon, D., Prairie, Y.T. & Cole, J.J., 2010. The relationship between near-surface turbulence and gas transfer velocity in freshwater systems and its implications for floating chamber measurements of gas exchange. *Limnology and Oceanography*, 55(4), pp.1723–1732.
- Vargas, A.S., 2006. *Conservación de flamencos altoandinos en el norte de Chile*,
- Vega, A., 2016. Balance hídrico de la cuenca del Salar del Huasco mediante modelo hidrológico de simulación TOPMODEL usando información de reanálisis atmosférico.
- Vergara, J., 2017. Estudio de la variabilidad intradiaria de los flujos de calor, masa y momentum en la interfaz aire-agua de una laguna somera salina del altiplano chileno.

- Vergara, J., 2016. XXVII CONGRESO LATINOAMERICANO DE HIDRÁULICA AIIH Variación de la evaporación y los flujos de calor y momentum en la interfaz aire-agua de una laguna Altiplánica. , (October 2015).
- Wanninkhof, R. & Knox, M., 1996. Chemical enhancement of CO<sub>2</sub> exchange in natural waters. *Limnology and Oceanography*, 41(4), pp.689–697.
- Wetzel, R.G., 2001. *Limnology Lake and River Ecosystems* Third., Oxford: ELSEVIER SCIENCE Ltd.
- Zappa, C.J. et al., 2007. Environmental turbulent mixing controls on air-water gas exchange in marine and aquatic systems. *Geophysical Research Letters*, 34(10).