



TRABAJO DE DIPLOMA

**El ozono y la columna de agua como moderadores
de la radiación solar: implicaciones sobre los
productores primarios.**

Alexei Lorenzo Sosa

Tutor: Dr. Osmel Martín González

Cotutor: Msc. Noel Pérez Díaz

Santa Clara

2017

AGRADECIMIENTOS

Primero que todo quiero agradecer a mi madre por estar siempre cerca aunque este muy lejos, por su fuerza, su paciencia y sus sabias palabras que de todo una vida no me han dejado derrumbarme por nada y mirar siempre a delante, sin ella nada de esto fuera posible. A mi hermano que se ha convertido en todo lo que necesito para cubrir todas mis más importantes ausencias. A mi familia en general por toda su dedicación y esfuerzo.

A mis tutores Dr. Osmel Martín González y Msc. Noel Pérez Díaz que más que mis tutores son mis amigos por dedicarme todo su tiempo para que pudiera salir este trabajo.

A todos los profesores de la carrera por exigir el máximo esfuerzo y demostrarme que siempre se puede cuando se quiere, a mis compañeros de estudio que me apoyaron muchísimo todo el transcurso de la carrera.

Al resto de mis amigos que también me apoyaron en todo momento ya sea en las buenas como en las malas siempre estuvieron presente.

RESUMEN

En este trabajo se estudia preliminarmente la influencia de los niveles de oxígeno-ozono en el proceso de fotosíntesis y la productividad primaria del fitoplancton. Se consideran tres atmósferas modelos en cuanto al contenido de $O_2 - O_3$ de 1 PAL, -1 PAL, -2 PAL y reducción de la capa de ozono de 0%, 40% y 80% respecto al nivel normal para cada una de ellas. Se empleó el modelo-E de fotosíntesis para fitoplancton con buenas capacidades de reparación del daño producido por la radiación ultravioleta (RUV). Este modelo permite evaluar las tasas de fotosíntesis considerando el nivel de radiación; tanto fotosintéticamente activa (RFA) como RUV.

Por otro lado, le incluiremos varias modificaciones al modelo de simulación acuática (CAMS) dado por (Amemiya et al 2007) con vistas a modelar, de manera explícita, el proceso de fotosíntesis y su dependencia del nivel y calidad de la radiación solar.

Abstract

In this paper are study preliminarily the influence of oxygen-ozone levels on the photosynthesis process and primary productivity of phytoplankton. It is consider three atmosphere models as for the O₂ – O₃ content: 1 PAL, -1 PAL, -2 PAL and ozone layer depletion of 0%, 40% and 80% respect to the normal level in each one of them. It is use model-E of photosynthesis with good capacity of repair the damage produced by ultraviolet radiation (RUV). This model let to evaluate the photosynthesis rate considering the radiation level, as photosynthetically active (RFA) as RUV. On the other hand, we will include several modifications to the model of aquatic simulation (CAMS) given by (Amemiya et al 2007) with a view to explicitly model the process of photosynthesis and its dependence on the level and quality of solar radiation.

INDICE	
AGRADECIMIENTOS	2
RESUMEN	3
INDICE	5
INTRODUCCION:	7
CAPITULO 1 El oxígeno y el ozono como modeladores del UV y su impacto sobre la fotosíntesis	10
1.1 La radiación solar.....	11
1.2 La capa de ozono, mecanismos de formación y propiedades espectrales.....	14
1.3 Clasificación óptica de las aguas.....	17
1.4 Modelo E de fotosíntesis para el fitoplancton.....	19
1.4 Índice UV	20
1.5 Materiales y métodos:	21
1.6 Resultados y discusión	23
1.7 Conclusiones parciales.....	28
CAPITULO 2 Aspectos ecológicos asociados a la radiación solar	29
2.3 Resultados Principales	29
2.1 Modelo integral de simulación acuática	29
2.2 Inclusión de la fotosíntesis.....	32
2.3.1 Caso para especies fotosintéticamente muy eficientes	33
2.3.2 Caso para especies fotosintéticamente poco eficientes.....	37
2.4 Conclusiones parciales.....	39
CONCLUSIONES GENERALES.....	40
RECOMENDACIONES.....	42
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	43

INTRODUCCION:

Uno de los temas más debatidos en las Ciencias de la Tierra lo constituye la oxigenación de la atmósfera y los océanos terrestres y su coevolución con la vida temprana (Catling et al 2005; Frei et al 2009; Goldblatt et al 2006; Holland 2006; Holland 2009; Kasting et al 2003; Kump 2008; Lyons et al 2014). Más próximo a la actualidad, (Grenfell et al 2010) abreviaron el entendimiento contemporáneo de la influencia de la vida en la estructura de la atmósfera... “los microorganismos probablemente hayan determinado la composición básica de la atmósfera terrestre desde el origen de la vida”. Por otro lado, la ocurrencia de procesos físico-químicos como el fraccionamiento isotópico del azufre sugieren (Holland 2006; Pavlov and Kasting 2002) que los niveles de concentración de O_2 en la atmósfera arcaica no superaron los 10^{-5} naa (nivel atmosférico actual). A su vez, evidencias de los isotopos de Mo, indican que el incremento en los niveles de oxígeno comenzó entre los 2,7-2,5 Ga, en un complejo proceso que ocurrió por etapas (primera y segunda gran oxidación) con una fuerte componente no-lineal (Lyons et al 2014; Scott et al 2008).

La acumulación de oxígeno molecular en el sistema atmósfera-hidrosfera durante el precámbrico posibilitó el surgimiento de formas de vida muchos más eficientes en el planeta al ser posible la respiración aeróbica, un proceso que desde el punto de vista termodinámico es mucho más eficiente que su similar anaerobio (Catling et al 2005; Ghosh and Sarkar 2013; Riding 2011; Rijstenbil 2002). La subida del oxígeno provocó entonces un incremento de la productividad global al mejorar la eficiencia con la que la biosfera aprovechaba la energía disponible (Catling et al 2005). Por otro lado, la presencia de niveles elevados de oxígeno libre en la atmósfera posibilitó el surgimiento, por primera vez en la historia de nuestro planeta, de la capa de ozono (Segura et al 2003).

En principio, el surgimiento de la capa de ozono tiene lugar como el resultado de la interacción en las capas altas de la atmósfera de la radiación ultravioleta con las moléculas de O_2 . El núcleo de los procesos que dan lugar a la formación del ozono en la atmósfera se conoce en la literatura especializada como Ciclo de Chapman en honor a su descubridor (Para aspectos dinámicos es posible consultar (Velasco et al 2008)). Pese a la aparente simplicidad de dicho ciclo, formado por cuatro etapas básicas, hoy en día se conoce que la dinámica del ozono en la atmósfera es un proceso extremadamente

complejo que involucra un número importante de especies químicas así como de factores climáticos e incluso, astronómicos ; (Martín et al 2011; Martín et al 2009). Desde el punto de vista de la evolución biológica y las posibilidades de nuestro planeta para albergar formas de vida extensivas en su superficie, el ozono constituyó un elemento clave teniendo en cuenta su capacidad de absorber la radiación ultravioleta en la región del UV-B (280-315 nm). En este sentido, la capa de ozono actúa como filtro o escudo protector que apantalla la nociva radiación ultravioleta de la superficie de nuestro planeta. Esta protección proporciona un ambiente radiactivo más apropiado para la mayoría de las especies biológicas que habitan en la superficie terrestre y también para muchas otras especies acuáticas o marinas que habitan en aguas poco profundas o muy claras (Hessen 2008; Lesser 1996; Neale et al 2014). De manera general, se considera que el surgimiento de la capa de ozono marcó una diferencia notable contribuyendo al desarrollo extensivo de nuevas especies en la superficie de la Tierra (Lyons et al 2014). Por ejemplo, el establecimiento de las plantas terrestres se considera fuertemente conectado con el ascenso del oxígeno libre y el consecuente establecimiento de una fina capa de ozono (Paul and Gwynn-Jones 2003; Rozema et al 2002).

En sentido general, hoy es un hecho bien establecido que la columna total de ozono no escala linealmente con el contenido de oxígeno molecular en la atmósfera. Tal aseveración ha sido comprobada reiteradamente por varios trabajos publicados en la literatura especializada (Kasting et al 2003; Kasting et al 1993; Segura et al 2003). De acuerdo con estos estudios, un nivel de O₂ en la atmósfera de dos órdenes menor que el presente, la columna de ozono se reduce en una pequeña cantidad (alrededor del 40% del valor actual). Un ambiente más anóxico; por debajo de 10⁻² PAL, donde la columna de ozono es muy pequeña aún podría proporcionar protección a las especies que habitan la superficie (más detalles en (Segura et al 2003)). Este hecho condicionó que el surgimiento de una capa de ozono suficientemente gruesa solo fuera posible a finales del precámbrico durante la segunda gran oxidación, un proceso donde los niveles de oxígeno libre subieron bruscamente desde unos 10⁻⁵ naa hasta aproximadamente el valor actual (Kump 2008; Lyons et al 2014). Es de destacar además la influencia antropogénica, así como eventos naturales dentro de los cuales están: explosiones volcánicas, tormentas solares, explosiones estelares cercanas e impactos de meteoritos masivos con el planeta,

que tienen la posibilidad de inducir grandísimas reducciones de la capa de ozono. La mayoría de los modelos para estudiar las perturbaciones del ozono y cómo afectan estas a los productores primarios consideran las condiciones de la Tierra contemporánea, sin embargo, el potencial impacto en paleoambientes son nulos o muy escasos (Martín et al 2009; Martín et al 2012).

La Radiación Fotosintéticamente Activa (RFA) es la cantidad de radiación integrada del rango de longitudes de onda que son capaces de producir actividad fotosintética en las plantas y otros organismos fotosintéticos como microalgas y bacterias. Este rango es el comprendido aproximadamente entre los 400 y los 700 nanómetros y se corresponde, también aproximadamente, con el espectro visible (Fritz et al 2008; Neale and Thomas 2016; Thomas et al 2015) .

La porción del espectro solar correspondiente al UV afecta en gran manera la vida sobre la Tierra (Agustí and Llabrés 2007; Caldwell et al 1998; Cockell and Blaustein 2013). Pequeñas cantidades de UV son necesarias en los seres humanos para asimilar la vitamina D; en las plantas bajo condiciones normales ayuda en el proceso de fotosíntesis, pero cuando la exposición a este tipo de radiación es exagerada, los sistemas biológicos pueden verse afectados. La radiación UV rompe ciertas moléculas biológicas, como el ADN, siendo la principal causa del cáncer de piel. Sin la presencia de la atmósfera la radiación UV-B llegaría a alcanzar niveles elevados en la superficie de la Tierra.

Gracias a fenómenos como la absorción y la dispersión, y en menor medida la convección y la turbulencia atmosférica, la radiación de longitudes de onda menores a 290 nm es prácticamente nula sobre la superficie de la Tierra (Cockell and Blaustein 2013; Cockell and Horneck 2001; Hessen 2008). La atenuación total del UV-C y parcial del UV-B se debe en buena medida a la absorción por parte del ozono estratosférico de este tipo de radiación.

En este trabajo en particular nos proponemos como objetivo general profundizar en el posible impacto que tienen las radiaciones solares en función de las propiedades ópticas de la atmósfera y el agua sobre el desarrollo de los productores primarios. Como objetivos específicos nos proponemos los siguientes:

- ✓ Estudiar el impacto del ozono-oxígeno sobre la fotosíntesis modelada en términos del modelo E
- ✓ Profundizar en criterios adicionales para expresar y cuantificar el daño asociado con las radiaciones solares, fundamentalmente en la región UV.
- ✓ Vincular aspectos intrínsecos de la dinámica de algunos ecosistemas acuáticos con los niveles de radiación solar enfatizando en los aspectos ecológicos de esta interacción.
- ✓ Identificar parámetros claves que puedan modificar de manera significativa el comportamiento temporal de estos sistemas en función del nivel de irradiación efectiva.

CAPITULO 1 El oxígeno y el ozono como modeladores del UV y su impacto sobre la fotosíntesis

En este capítulo se pretende valorar la productividad primaria y algunos índices de daño biológico en el fitoplancton en diferentes atmósferas y en consecuencia, a niveles de ozono distintos hecho este que provoca diferencias en el sistema radiactivo del planeta. En este estudio se consideran tres diferentes tipos de atmósfera donde los niveles de O_2 son de $1, 10^{-1}, 10^{-2}$ naa respectivamente y dos niveles de la capa de ozono estacionaria (40 y 80%) respecto al valor de referencia tomada en cada una. También usaremos la

clasificación óptica de las aguas oceánicas y costeras para abarcar un amplio rango de posibilidades (Jerlov, N., 1976. Applied Optics. Elsevier, Amsterdam), en nuestro caso utilizaremos aguas oceánicas tipo I y costeras 1 y 9 (desde las más claras hasta las más turbias). Las irradiancias espectrales para la RFA y UV en la superficie del mar fueron estimadas para ángulo cenital solar de 0° usando el programa computacional TUV 4.6 (Tropospheric Ultraviolet & Visible radiation Model (<http://cprm.acd.ucar.edu/Models/TUV>)) (Madronich and Flocke 1997) y para estimar las tasas de fotosíntesis usamos el llamado modelo E de fotosíntesis para el fitoplancton (Fritz and others 2008).

1.1 La radiación solar

La energía proveniente del sol que incide sobre la superficie de la Tierra consta principalmente de radiación infrarroja, visible y ultravioleta. La radiación comprendida entre los 380 y los 780 nm, es una radiación que nuestros ojos pueden procesar y hacen que sea visible. Dicha radiación no es nociva, aunque en cantidades extremas puede provocar deslumbramiento y fotofobia. La composición del espectro visible puede ser observada directamente en el arcoíris. La luz roja tiene longitudes de onda relativamente largas, aproximadamente 700 nm. La luz azul y la luz violeta tienen longitudes de ondas bastante más cortas, aproximadamente 400 nm. De acuerdo con el principio de constancia de la velocidad de las ondas electromagnéticas en el vacío y las relaciones de Einstein para derivar la energía de un fotón, las ondas más cortas vibran a mayores frecuencias, y tienen energías más elevadas. La luz roja tiene una frecuencia aproximada de 430×10^{12} Hertz, mientras que la frecuencia de la luz azul es de aproximadamente 750×10^{12} Hertz.

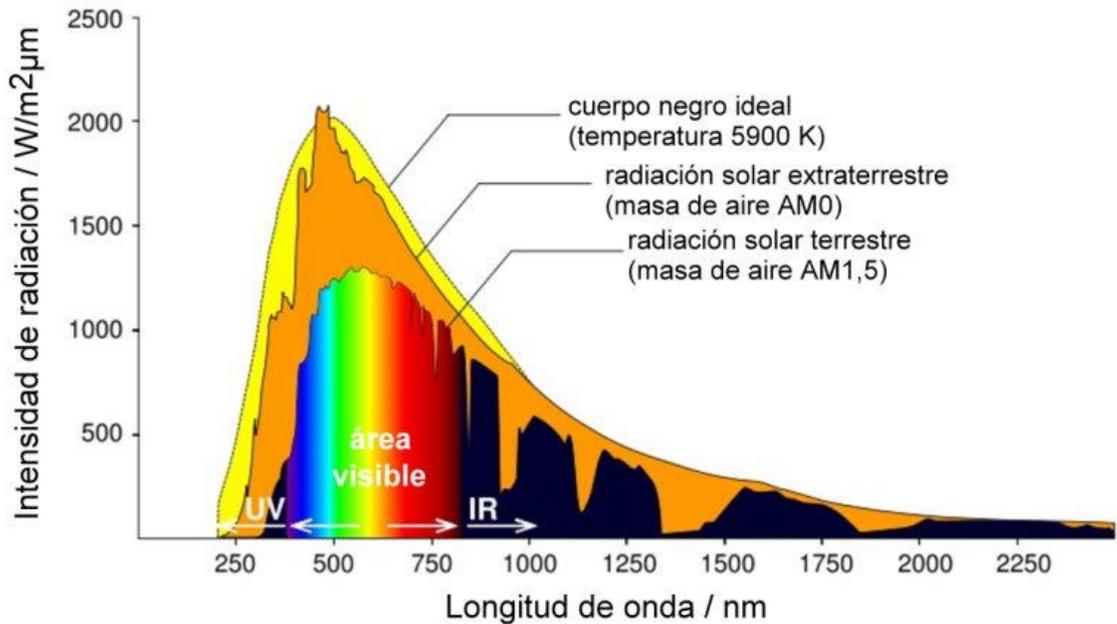


Fig. 1 Espectro solar en los extremos de la atmósfera y del cuerpo negro equivalente

Del análisis de la figura 1 se desprenden varios elementos. En primer lugar, el espectro solar que llega al tope de la atmósfera terrestre se ajusta muy bien con la radiación emitida por un radiador ideal o cuerpo negro a una temperatura de 5900 K. Vemos además, que los niveles de irradiación en superficie son considerablemente menores que en el tope, evidenciando el papel activo de la atmósfera como moderador de la influencia solar sobre el planeta y consecuentemente, sobre una buena parte de las formas de vida, que dependen directa o indirectamente de esta.

Además de la radiación visible, el sol emite cantidades apreciables de energía fuera de este rango. En particular, la porción más energética de esta emisión, la radiación ultravioleta UV afecta en gran manera la vida sobre la Tierra. Si bien es cierto que pequeñas dosis de radiación UV son necesarias en los seres humanos para asimilar la vitamina D y que en las plantas bajo condiciones normales ayuda en el proceso de fotosíntesis, un incremento sostenido de los niveles de irradiación puede afectar seriamente a la mayoría de los organismos expuestos, pudiendo llegar incluso a la muerte. La energía contenida en la radiación UV es suficiente para romper ciertas moléculas biológicas y generar una cantidad apreciable de radicales libres, especies químicas altamente nocivas debido a su alta reactividad. A su vez, moléculas que

preservan la información genética son particularmente susceptibles a este tipo de radiación constituyendo una de las principales causas del surgimiento del cáncer de piel (Booth and Madronich 1994; Cockell and Blaustein 2013; Jones and Kok 1966; Llabres et al 2010). Sin la presencia de la atmósfera y en particular de la capa de ozono, la radiación UV llegaría por completo a la superficie de la Tierra. Gracias a fenómenos como la absorción y la dispersión, y en menor medida la convección y la turbulencia atmosférica, la radiación de longitudes de onda menores a 290 nm es prácticamente nula sobre la superficie de la Tierra. La atenuación total del UV-C y parcial del UV-B se debe a la absorción por parte del ozono estratosférico de este tipo de radiación (ver figura 2). De manera general, los niveles de radiación UV sobre la superficie de la Tierra están influenciados por muchos factores, entre los que se cuentan:

- Elevación del sol: a mayor elevación del sol mayor nivel de radiación UV. Los niveles de radiación toman su valor máximo al mediodía en verano, para países fuera del trópico. Cerca de un 60% de la radiación, se recibe entre las 10 am a las 2 pm del día (WHO, 2003).
- Latitud: entre más cerca se esté de la región ecuatorial, mayor será en nivel de radiación UV.
- Nubosidad: en general, los niveles de radiación UV disminuye con la presencia de nubes en el cielo, aunque los niveles de UV pueden ser igualmente altos en presencia de nubosidad. Cerca de un 90% de la radiación incidente sobre una nube puede atravesarla.
- Ozono: presente en la atmósfera absorbe buena parte de la radiación incidente. Los niveles de ozono dependen de la época del año y de la hora del día.
- Reflexión: la radiación UV puede reflejarse o dispersarse en varias superficies, por ejemplo, cerca de un 80% de la radiación incidente en la nieve se refleja, mientras que un 25% de la radiación incidente sobre la arena logra reflejarse.
- Altitud sobre el nivel del mar: los datos de la radiación UV revelan un aumento entre un 4 y un 10% por kilómetro sobre el nivel del mar obteniéndose un promedio de 5,6% de incremento de la RUV por kilómetro de altitud (Rivas et al.,2004)

La irradiancia espectral de una fuente de radiación se define como la potencia (energía/tiempo) que incide sobre un área determinada por longitud de onda ($W/m^2 \text{ nm}$). El grado de absorción de radiación por macromoléculas depende de la longitud de onda, siendo necesario ponderar la irradiancia espectral incidente con el espectro de acción, lo cual expresa la efectividad espectral de la radiación UV para varias longitudes de onda para un proceso biológico específico. La irradiancia UV efectiva (E_{ef}), para un proceso biológico particular caracterizado por un espectro de acción específico ($S(\lambda)$) se puede escribir como (Ryer, 1998):

$$E_{ef} = \sum_{200nm}^{400nm} S(\lambda)E(\lambda)\Delta\lambda \quad (1.4)$$

Donde $E(\lambda)$ es la irradiancia espectral en W/m^2 y $\Delta\lambda$ es el intervalo de longitudes de onda en nm para las mediciones de irradiancia espectral. La irradiancia UV efectiva biológicamente tiene unidades de irradiancia (W/m^2).

1.2 La capa de ozono, mecanismos de formación y propiedades espectrales

Desde el punto de vista químico, el ozono es una variedad del oxígeno pero a diferencia de la molécula de dióxido O_2 el ozono está formado por tres átomos de este elemento químico O_3 . En el laboratorio es posible su obtención a partir de una descarga de electricidad silenciosa sobre el aire o sobre el oxígeno puro. Si bien a bajas concentraciones puede ser beneficioso para la salud, a concentraciones más elevadas puede ocasionar un serio problema de salud y afectar también la agricultura y los ecosistemas de manera general. En general, el ozono a bajas alturas se conoce como ozono troposférico y es considerado en muchos países y ciudades muy industrializadas como un serio problema ambiental.

Sin embargo, en este trabajo nos concentraremos en el llamado ozono estratosférico, que a diferencia del anterior, se forma a gran altura sobre la superficie de la Tierra en la capa de su mismo nombre. Es importante destacar, que más del 90 por ciento del ozono en la atmósfera actual reside en esta capa, contribuyendo el ozono troposférico menos del 9 por ciento. Por otro lado, el mecanismo de formación del ozono estratosférico también

difiere de manera notable con su similar troposférico que necesita compuestos orgánicos volátiles. El mecanismo básico de generación se debe a Sydney Chapman (1930), estudio que fue complementado con posterioridad por otros investigadores. En principio, el mecanismo consta de cuatro etapas fundamentales que pueden ser resumidas en el siguiente esquema:

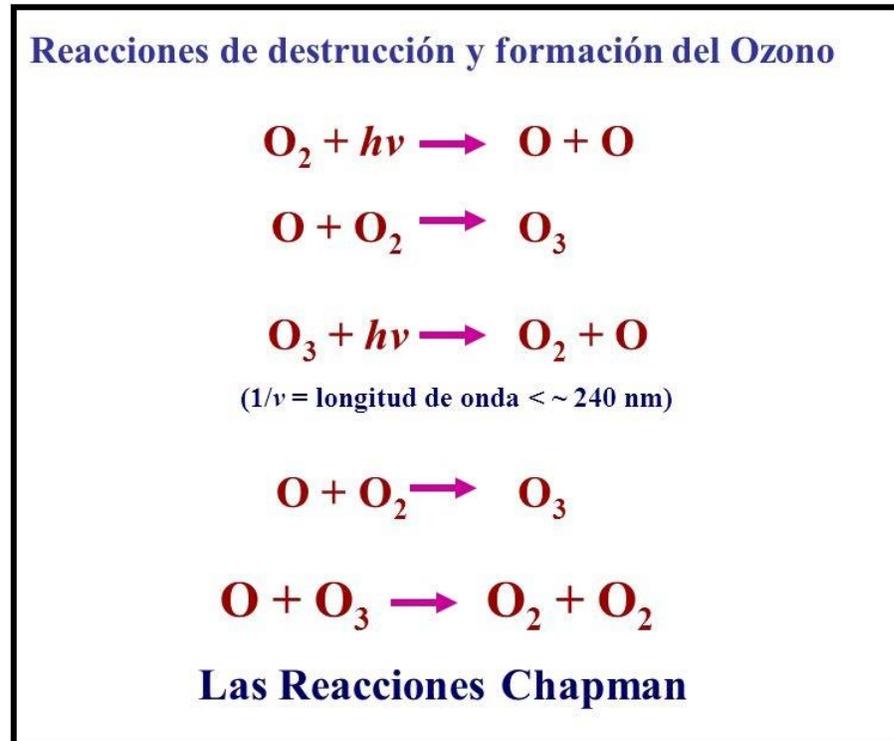


Fig.2 Procesos básicos involucrados en la formación del ozono (Ciclo de Chapman)

Como se puede apreciar en el esquema anterior, la formación del ozono estratosférico involucra la presencia de fotones altamente energéticos en la banda UV-C para disociar el enlace relativamente estable de la molécula de dióxígeno. Tal disponibilidad de fotones en esta región del espectro solo es posible para la atmósfera actual a estas alturas, pues la radiación en este rango de longitudes de onda es fuertemente absorbida por el oxígeno, razón por la cual su intensidad es prácticamente nula en la superficie de nuestro planeta hoy en día.

Por otro lado, la producción constante del ozono hace que se acumule de manera sustancial a estas alturas formando lo que se conoce como la capa de ozono. La estructura de dicha capa puede variar en consonancia con varios factores, climáticos y geográficos con una distribución en altura aproximadamente igual a la que se muestra en la figura.

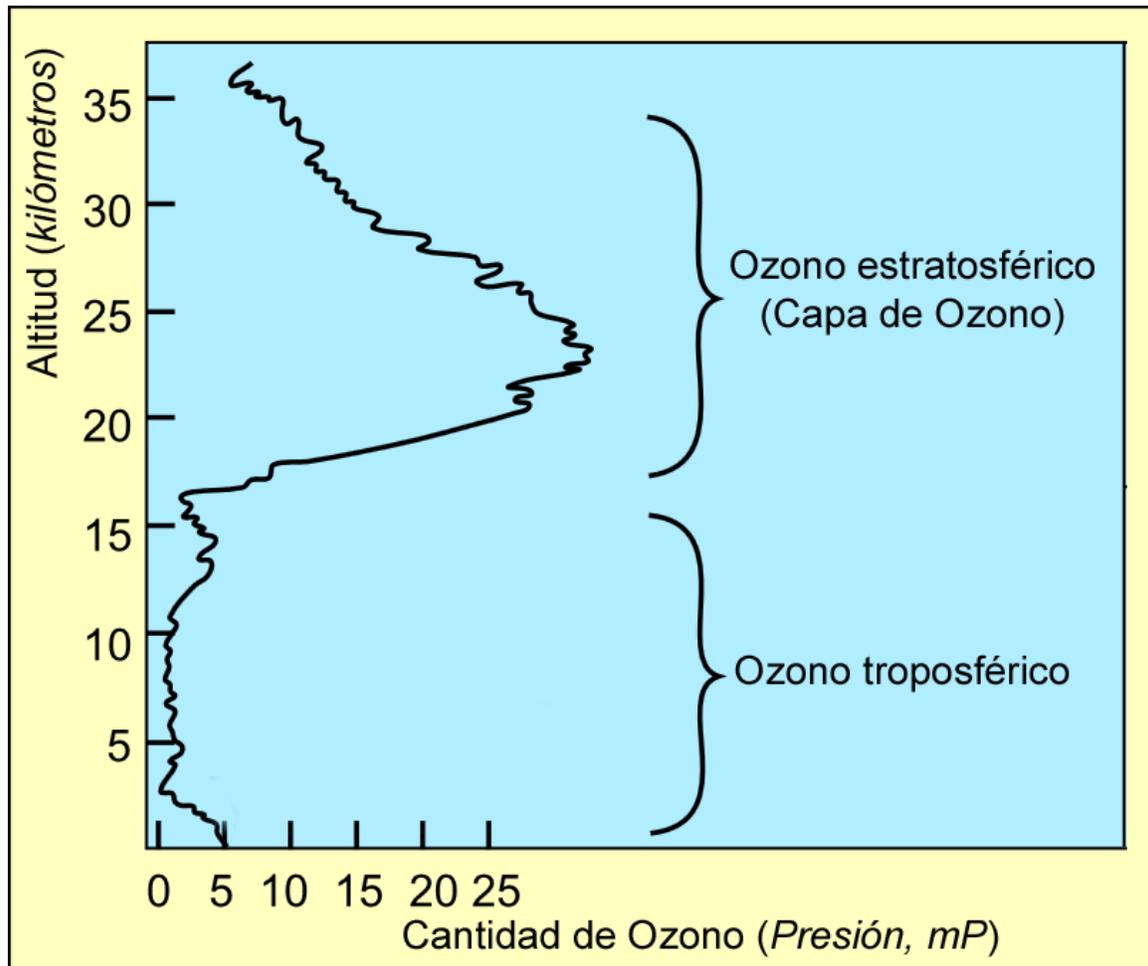


Fig.3 Representación de los niveles de ozono en altura para la atmósfera contemporánea.

Es el espesor de esta capa, y por consiguiente la capacidad de bloquear más o menos eficiente la radiación UV-B dependerá sustancialmente también de los niveles de ozono y consecuentemente, de acuerdo con el ciclo de Chapman del nivel de oxígeno en la atmósfera.

Otro elemento importante a considerar es la intensidad y composición espectral de la radiación recibida de la estrella. Este es un elemento imprescindible cuando se pretende

estudiar otros momentos de la evolución geológica de nuestro planeta, donde hay que tener en cuenta la propia evolución de la estrella asociada. Este elemento es aún más importante en aquellos estudios que buscan modelar las condiciones de otros planetas con condiciones similares a las de la Tierra pero que sus estrellas difieren en alguna medida de nuestro Sol. Un interesante estudio sobre la influencia de diferentes estrellas sobre el grosor de la capa de ozono fue llevado por Segura y colaboradores. En este estudio en particular, se encuentran diferencias significativas en las columnas de ozono en dependencia del tipo de estrella considerado en cuestión. En la siguiente tabla se resumen los resultados fundamentales derivados de dicho estudio.

Planeta alrededor del	Columna de Ozono (O₃); cm⁻²
Sol	8,4 x 10 ¹⁸
F2V	1,6 x 10 ¹⁹
K2V	6,6 x 10 ¹⁸
AD Leo	4,4 x 10 ¹⁸
M 3100	1,2 x 10 ¹⁸

Tabla 1. Columnas de ozono estimadas para un planeta similar a la Tierra orbitando diferentes estrellas.

1.3 Clasificación óptica de las aguas

De manera similar al papel jugado por la atmósfera, las propiedades ópticas del agua determinan en buena medida la productividad que pueden tener los ecosistemas marinos o acuáticos. Con vistas a tener en cuenta dichos efectos en la literatura especializada se han introducido diferentes criterios de clasificación, que permiten describir de manera bastante exacta el comportamiento de las aguas en variados regiones y ecosistemas. Reseñemos brevemente algunas de las generalidades de algunos de los tipos aguas de acuerdo con los criterios de clasificación empleados en este trabajo (Morel and Prieur 1977)

Clasificación del agua oceánica:

- ✓ Aguas Tipo I. Agua del mar abierto. Cuando la absorción y la dispersión pueden estar correlacionadas con la concentración de clorofila. Predomina dispersión y poca absorción
- ✓ Aguas Tipo II. Principalmente las aguas costeras en donde dichas correlaciones no son claras o no existen. Generalmente se debe a la presencia de sedimentos, sustancias amarillas. Predomina la absorción, poca dispersión

Como un número considerable de transmitancias espectrales oceánicas caen entre los dos tipos básicos I y II, se realizó una subdivisión añadiendo dos tipos intermedios 1^a y 1B. Esta situación llevó a un análisis de datos recientes con el fin de ampliar la base de la clasificación publicada por Jerlov (1968). El resultado de la revisión de los tipos de aguas originales I-III se muestra en la siguiente figura (fig. 1). Este rango recoge de manera general el caso de las aguas más turbias que se pueden encontrar habitualmente en locaciones muy específicas.

Para el caso de las aguas de tipo costero (tipos 1-9 en la fig.4) estas clasificaciones se derivan de las observaciones a lo largo de la costa de Escandinavia y el oeste de América del Norte. Estas masas de agua del norte se caracterizan por una cantidad relativamente alta de sustancia amarilla. La curva de transmitancia para el tipo 1 de agua costera más clara coincide con la del tipo oceánico 3 entre 500 y 700 nm, pero tiende a una penetración mucho más baja de la luz de onda corta debido a la alta absorción selectiva que marca estas aguas costeras.

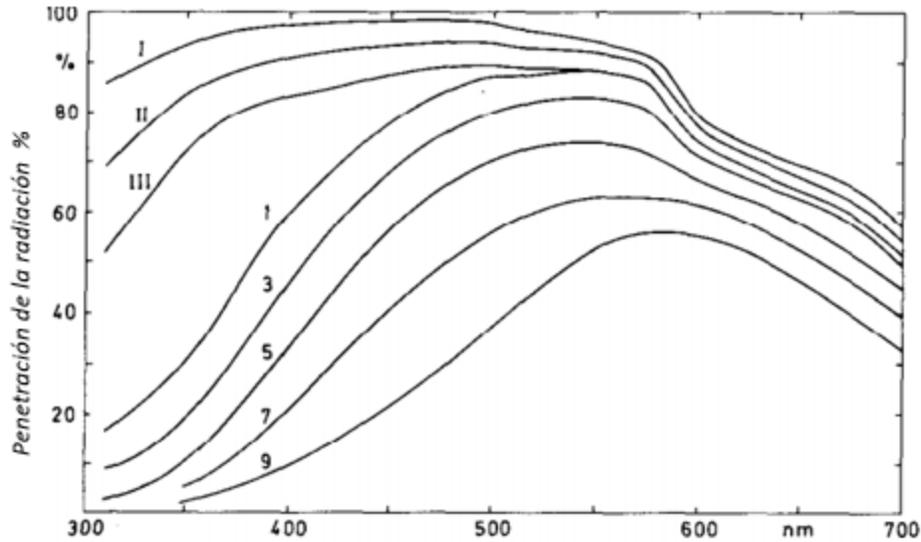


Fig. 4 Transmisión de la irradiancia para diferentes tipos de aguas costeras 1, 3, 5, 7, 9 y oceánicas tipo I, II, III

1.4 Modelo E de fotosíntesis para el fitoplancton

En este modelo la tasa de fotosíntesis depende fundamentalmente del aporte de los elementos radiativos confrontados, por un lado, la parte del espectro que contribuye al proceso de fotosíntesis y por el otro, la región que pertenece al ultravioleta que frena la efectividad del mismo. El peso relativo de estos factores variará a lo largo de la columna de agua para alcanzar un máximo de eficiencia.

La tasa de fotosíntesis P estimada en este modelo se calcula mediante la expresión:

$$P = P_{pot} \left(\frac{1}{1 + E_{inh}^*} \right) \quad (1.1)$$

Donde E_{inh}^* es la irradiancia inhibitoria adimensional determinada por la radiación ultravioleta y P_{pot} es la tasa de fotosíntesis en ausencia de foto-inhibición expresada por:

$$P_{pot} = P_s (1 - e^{-E_{RFA}/E_s}) \quad (1.2)$$

Donde P_s es la tasa de saturación de la fotosíntesis en ausencia de inhibición, E_{RFA} (en $W \cdot m^{-2}$) es la irradiancia del espectro visible y E_s (en $W \cdot m^{-2}$) es un parámetro indicativo de la eficiencia de las especies en el uso de la RFA

Sustituyendo estas ecuaciones 1.1 y 1.2 y normalizando respecto a P_s obtenemos:

$$\frac{P}{P_s}(z) = \frac{1 - e^{-E_{PAR}(z)/E_S}}{1 + E_{UV}^*(z)} \quad (1.3)$$

De esta forma se aprecia mejor como la tasa de fotosíntesis queda determinada por los dos factores, la RFA que favorece el proceso y la RUV que la limita.

1.4 Índice UV

El Índice Ultravioleta (Índice UV o UV Index) es una medida que indica la intensidad de la radiación solar registrada o prevista en un lugar, se expresa en una escala numérica lineal abierta cuyo valor más bajo es 0, que indica (hasta el nivel 2) que la radiación solar no supone ningún riesgo para una persona de salud normal y color de piel medio. No hay un valor máximo establecido, aunque más allá de 11 es una situación de riesgo extremo en el que se desaconseja exponerse al sol sin la máxima protección.

El IUV se puede determinar mediante mediciones o cálculos basados en modelos. Existen dos posibles enfoques basados en mediciones: el primero consiste en utilizar un radiómetro y calcular el IUV a partir de una expresión numérica, el segundo consiste en utilizar un detector de banda ancha calibrado y programado para proporcionar el IUV directamente.

La formulación del IUV mundial se basa en el espectro de acción de referencia de la Comisión Internacional sobre Iluminación (CIE) para el eritema inducido por la radiación UV en la piel humana, dicho índice es una medida de la radiación UV aplicable y definida para una superficie horizontal. El IUV es adimensional y se define mediante la siguiente fórmula:

$$I_{uv} = K_{err} \int_{250n}^{400n} E(\lambda) S_e(\lambda) d\lambda \quad (1.5)$$

Este resultado es adimensional donde $E(\lambda)$ es la irradiancia espectral solar expresada en $W/(m^2m)$ a la longitud de onda λ y $d\lambda$ es el diferencial de longitud de onda utilizado en la integración. Ser $S_e(\lambda)$ es el espectro de acción de referencia para el eritema y K_{err} es una constante igual a $40 m^2 W^{-1}$.

La información del IUV debe proporcionar al menos el valor máximo diario utilizando el valor medio de 30 minutos. Si se dispone de observaciones continuas es útil manejar valores medios de períodos de cinco a diez minutos para mostrar los cambios a corto plazo. Este índice debe presentarse como un valor único y un número entero redondeado al valor más próximo. Sin embargo, cuando la nubosidad es variable el IUV debe notificarse mediante un intervalo de valores. Las predicciones del IUV deben tener en cuenta los efectos de las nubes sobre la transmisión de la radiación UV; si no se tiene nubosidad, se debe especificar que se reporta en “un día despejado”. El IUV depende de la estación, de la hora, de la altitud, de la nubosidad, de la posición del sol en el cielo y del grosor de la capa de ozono. El índice de radiación ultravioleta, según WHO (2002) se clasifica según el siguiente criterio



Fig. 5 Universo de valores posibles y riesgo para el índice de radiación ultravioleta

1.5 Materiales y métodos:

Se consideran tres diferentes modelos de atmósfera, donde los niveles de O₂ son de 1, 10⁻¹, 10⁻² naa respectivamente y dos niveles de reducción de la capa de ozono estacionaria (40% y 80%) respecto al valor de referencia tomado en cada una (ozono sin deprimir en cada atmósfera). También usamos la clasificación óptica de las aguas oceánicas y costeras para abarcar un amplio rango de posibilidades (Jerlov, N., 1976), en nuestro caso utilizamos aguas oceánicas tipo I y costeras 1 y 9 (desde las más claras hasta las más turbias). Las irradiancias espectrales para la RFA y RUV en la superficie del mar fueron estimadas para ángulo cenital solar de 0°, 30° y 60° usando el programa computacional TUV 4.6 (Tropospheric Ultraviolet& Visible radiation Model (<http://cprm.acd.ucar.edu/Models/TUV>) (Madronich, S., 2009)¹¹

Las irradiancias espectrales justo debajo de la superficie del agua (z=0⁻) fueron obtenidas a partir de las correspondientes justo por encima de la superficie (z=0⁺), utilizando la

ecuación (1), donde R es el coeficiente de reflexión de la fórmula de Fresnel para la interfaz aire-agua.

$$E(\lambda, 0^-) = [1 - R]E(\lambda, 0^+) \quad (1.6)$$

Las irradiancias espectrales $E(\lambda, z)$ a la profundidad z fueron determinadas usando la ley de Lambert-Beer de la óptica:

$$E(\lambda, z) = E(\lambda, 0^-) \exp[-K(\lambda)z] \quad (1.7)$$

Donde $K(\lambda)$ es el coeficiente de atenuación (define el tipo óptico de agua) para la longitud de onda λ .

La irradiancia $E_{PAR}(z)$ a la profundidad z, para el caso de radiación fotosintéticamente activa, es calculada por:

$$E_{PAR}(z) = \sum_{\lambda_i}^{\lambda_f} E(\lambda, z) \Delta\lambda \quad (1.8)$$

Con $\lambda_i = 400\text{nm}$ y $\lambda_f = 700\text{nm}$ que son los extremos de la banda PAR y $\Delta\lambda$ es el intervalo entre longitudes de onda tomado igual a 1nm. Para el caso de la banda ultravioleta (inhibitoria), las irradiancias espectrales son convolucionadas con un espectro de acción biológica $\varepsilon(\lambda)$, la cual pesa el efecto biológico de cada longitud de onda de la banda ultravioleta:

$$E_{UV}^*(z) = \sum_{\lambda_i}^{\lambda_f} \varepsilon(\lambda) E(\lambda, z) \Delta\lambda \quad (1.9)$$

El asterisco en $E_{UV}^*(z)$ significa que es una irradiancia biológicamente efectiva, como una que físicamente ha sido convolucionada (pesada) con un espectro de acción biológica. Aquí $\lambda_i = 207\text{nm}$ y $\lambda_f = 399\text{nm}$ son los extremos de la banda UV estudiada y el $\Delta\lambda$ se tomó igual que para la banda RFA. No se estudiaron longitudes de onda menores que 207 nm puesto que las atmósferas estudiadas apantallan muy bien las longitudes de onda por debajo de ese valor.

Finalmente, para estimar las tasas de fotosíntesis P (normalizada respecto a la tasa máxima P_S) se usa el llamado modelo E de fotosíntesis para fitoplancton, con buenas capacidades de reparación del daño UV (Fritz et al 2008)

$$\frac{P}{P_S}(z) = \frac{1 - e^{-E_{PAR}(z)/E_S}}{1 + E_{UV}^*(z)} \quad (1.10)$$

Donde E_S es un parámetro indicativo de la eficiencia de las especies en el uso de la RFA, inversamente proporcional al rendimiento cuántico de la fotosíntesis: mientras más pequeño E_S más eficiente es la especie. Se usó un $E_S=20 \text{ W/m}^2$ como el de la mayoría de las especies que se encuentran en la actualidad.

Resumiendo, el sistema de ecuaciones anteriores es computado: teniendo el espectro solar $E(\lambda,0^+)$ encima de la superficie del mar podemos obtener el espectro justamente por debajo sustrayendo la luz reflejada (ecuación 1.6). El campo de luz $E(\lambda,z)$ bajo la columna de agua se obtiene a través de la bien conocida ley de Lambert-Beer (ecuación 1.7). Las irradiancias visible y ultravioleta $E(z)$ son computadas como una suma de las irradiancias espectrales a la profundidad z (ecuaciones 1.8-1.9) y finalmente es usado para calcular las tasas de fotosíntesis (ecuación 1.10).

1.6 Resultados y discusión

La figura 6 ilustra las tasas de fotosíntesis en los primeros 300 m de la columna de agua.

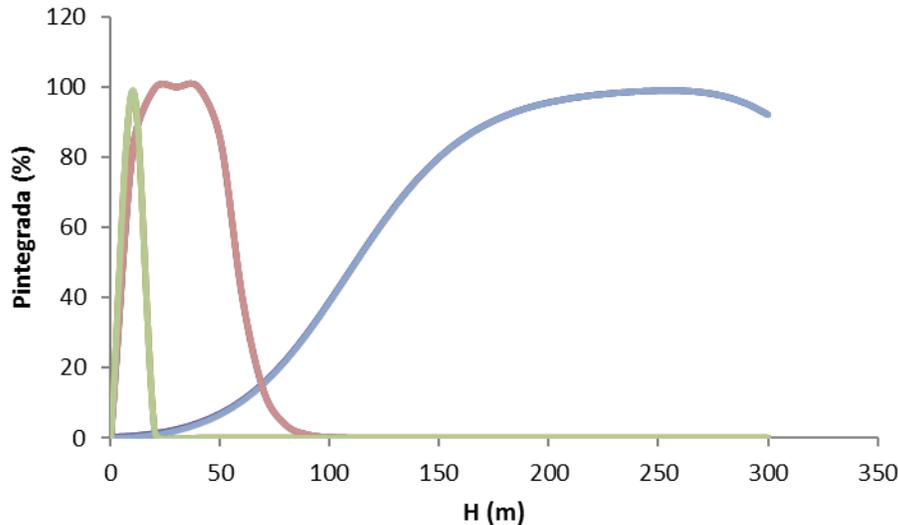


Figura 6: Tasas de fotosíntesis para atmósferas de 1, 10^{-1} , 10^{-2} naa considerando aguas oceánicas tipo I (curva azul), costeras tipo 1 (curva color carmelita) y 9 (curva verde olivo). Ángulo solar cenital de 0° y $E_s=20 \text{ W/m}^2$. Cada curva es la superposición de las curvas correspondientes a niveles de reducción del ozono de 0%, 40% y 80% para cada atmósfera.

Como puede observarse las tasas de fotosíntesis para el fitoplancton en un mismo tipo agua tiene un comportamiento similar independientemente de los niveles de oxígeno-ozono contenido en la atmósfera. La columna de agua actúa como un escudo protector del fitoplancton, apantallando fuertemente la RUV nociva para los organismos. La absorción de la RUV es mucho mayor que la de la RFA, pues la primera se atenúa rápidamente a poca profundidad (dependiendo del grado de turbidez del agua). Así en las aguas oceánicas tipo I (aguas muy claras) la RUV se atenúa recorriendo una mayor profundidad cuando se compara con las aguas costeras tipo 1 y 9 de turbidez intermedia y alta respectivamente.

También la profundidad donde se alcanza las mayores tasas de fotosíntesis disminuye con el aumento de la turbidez. Esta depende del tipo de agua y no de los niveles de oxígeno-ozono existentes en las atmósferas estudiadas como se muestra en la tabla 2. El resultado anterior corrobora la importancia del agua desde el punto de vista biogeoquímico para comprender su función como medio donde se engendró la vida en la Tierra y sus posibilidades para albergar la misma cuando las condiciones radiacionales en la superficies son adversas.

Tabla 2: Profundidad en la columna de agua para la cual la tasa de fotosíntesis es máxima. Ángulo cenital solar de 0° , $E_s=20 \text{ W/m}^2$.

Atmósfera	Reducción del ozono (%)	Oceánicas I		Costeras 1		Costeras 9	
		Prof. (m)	Tasa Máxima	Prof. (m)	Tasa Máxima	Prof. (m)	Tasa Máxima
1 naa	0	250	99,02	30	96.1	10	98,93
	40	250	99,02	30	96.2	10	99,00
	80	250	99,02	30	96.3	10	99,06

10⁻¹ naa	0	250	99,02	30	96.1	10	98,96
	40	250	99,02	30	96.2	10	99,01
	80	250	99,02	30	96.3	10	99,06
10⁻² naa	0	250	99,02	30	96.2	10	99,03
	40	250	99,02	30	96.3	10	99,05
	80	250	99,02	30	96.3	10	99,07

Por otro lado, la zona fótica (zona donde el fitoplancton encuentra condiciones; desde punto de vista radiacional, para realizar el proceso de fotosíntesis) evidentemente se extiende a una mayor profundidad en las aguas claras que en las más turbias. La tasa de fotosíntesis integrada (área bajo la curva en la figura 6) puede usarse como un indicador para valorar la productividad primaria del fitoplancton. Usando este criterio es de esperarse que el orden de productividad del fitoplancton sea: aguas oceánicas I > aguas costeras 1 > aguas costeras 9, como ilustra la figura 7 para la atmósfera de 1 naa. Cuando se extiende este estudio a las atmósferas de 10⁻¹ naa y 10⁻² naa se obtienen los mismos resultados como muestran las figuras 8 y 9.

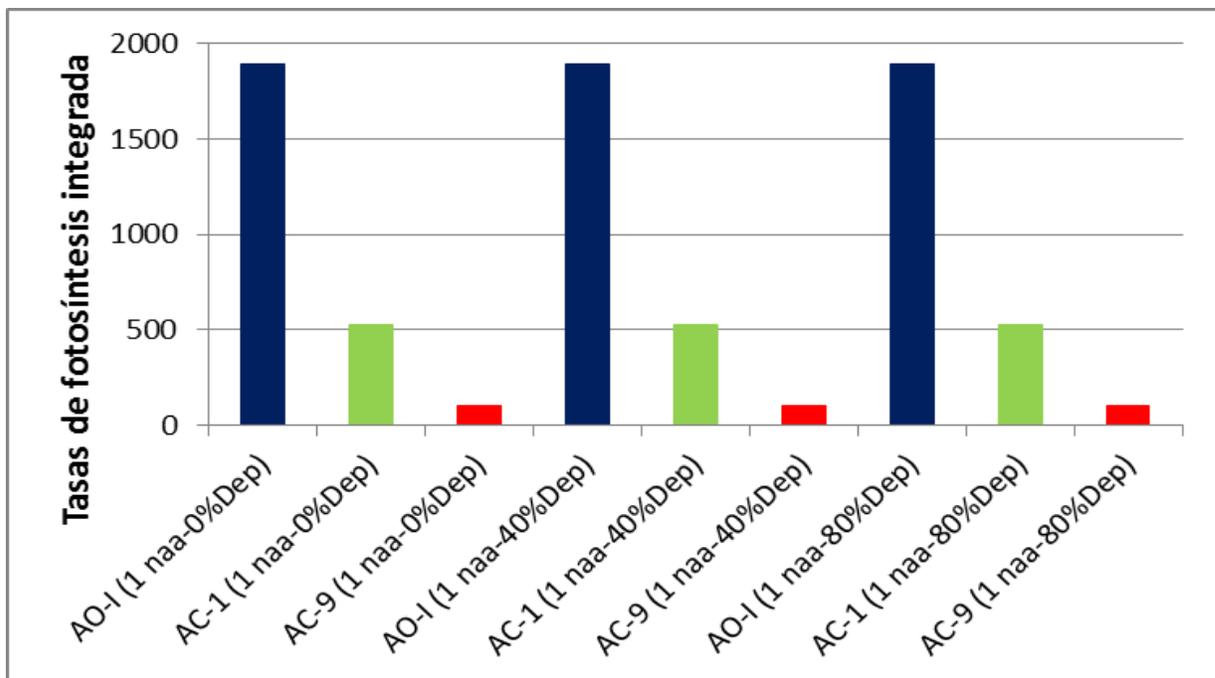


Fig. 7 Tasas de fotosíntesis integradas para atmósfera de IPAL considerando niveles de ozono de 0%, 40% y 80%. Ángulo solar cenital de 0 ° y organismo con parámetro de eficiencia $E_s=20W/m^2$.

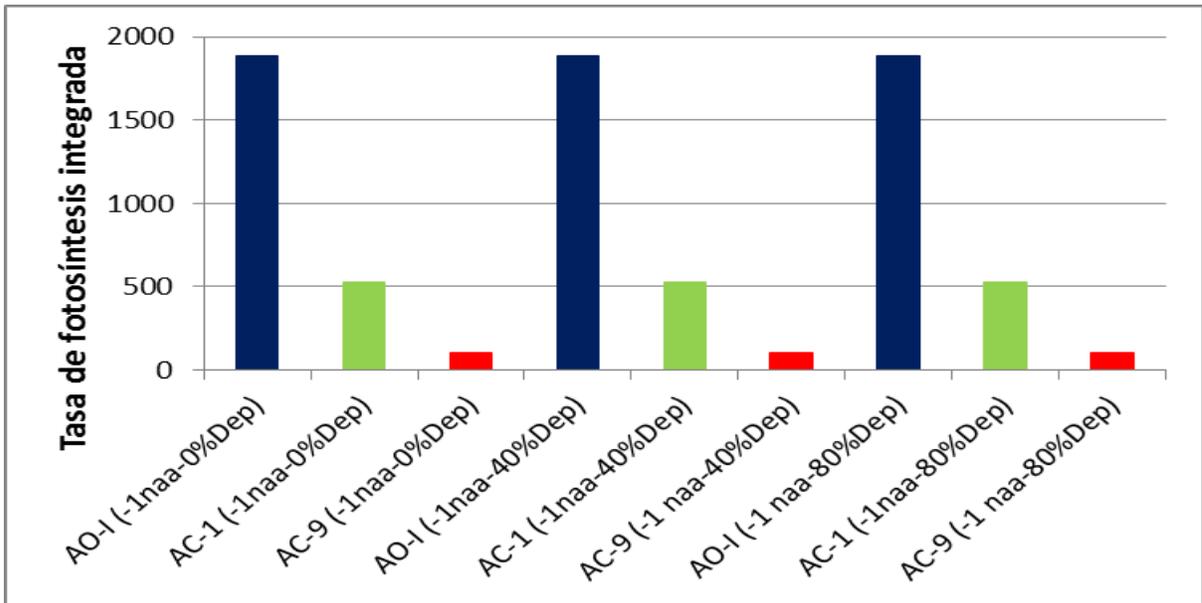


Fig. 8 Tasas de fotosíntesis integradas para atmósfera de -1 naa considerando niveles de ozono de 0%, 40% y 80%. Ángulo solar cenital de 0 ° y organismo con parámetro de eficiencia $E_s=20W/m^2$.

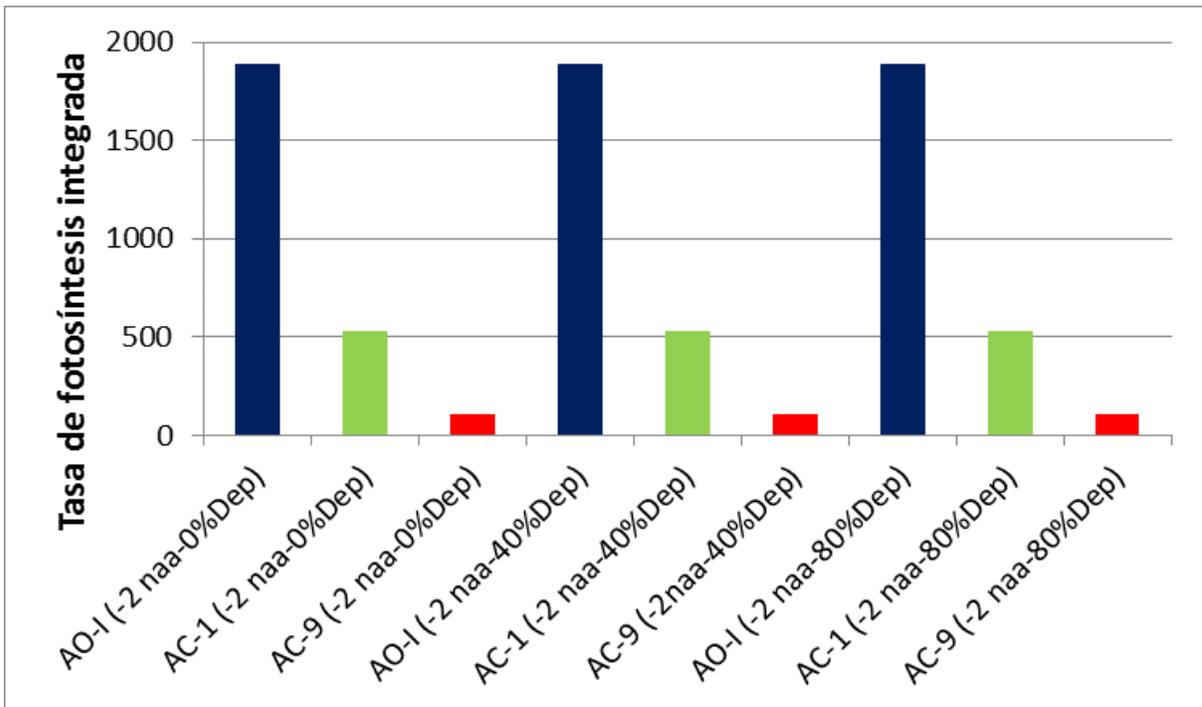


Fig. 9 Tasas de fotosíntesis integradas para atmósfera de -2 PAL considerando niveles de ozono de 0%, 40% y 80%. Ángulo solar cenital de 0 ° y organismo con parámetro de eficiencia $E_s=20W/m^2$.

Este estudio cuando se realiza considerando especies con diferentes eficiencias en el aprovechamiento de la RFA, siendo $E_s= 5 W/m^2$ (alta eficiencia) hasta $E_s= 150 W/m^2$ (baja eficiencia), reproducen el mismo comportamiento. Bajo estas últimas consideraciones las tasas de fotosíntesis y la productividad primaria para las distintas especies, siguen el orden siguiente: $5 W/m^2 \leq E_s \leq 150 W/m^2$, como era de esperarse pues las especies de mayor eficiencia tienen la capacidad de aprovechar mucho mejor la RFA que las menos eficientes, además que pueden extenderse a mayores profundidades en la columna de agua. Las menos eficientes al necesitar estar más cerca de la superficie del mar para aprovechar la RFA se verán más afectadas por la RUV y por consiguiente presentan menores tasas y productividad primaria.

Cuando se trabajan con ángulos cenitales solares de 30° y 60° ocurre similar a 0° salvo que bajo estos nuevos ángulos las condiciones radiacionales son un tanto más suaves lo cual presupone un menor estrés para el proceso de fotosíntesis.

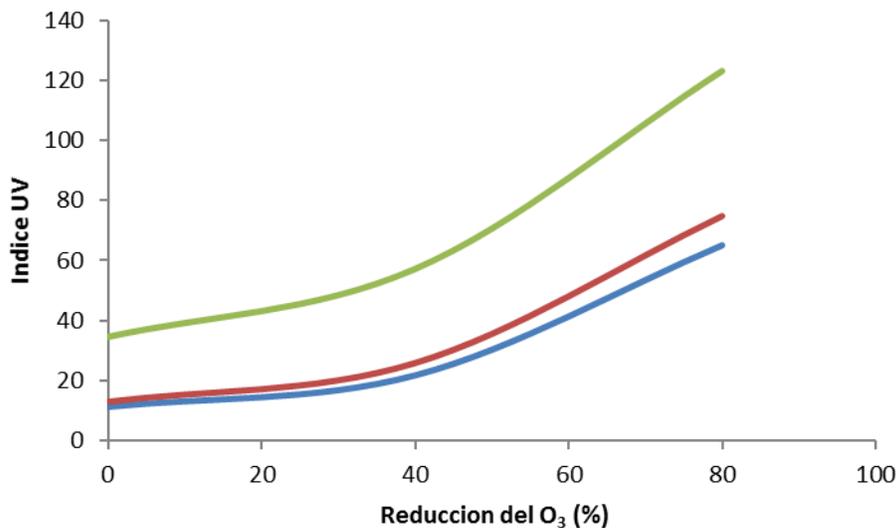


Fig. 10 Índice ultravioleta para diversos niveles de reducción de la capa de ozono (0% - 80%) en diferentes atmósferas (azul 1 naa, rojo -1 naa y verde -2 naa).

Como puede verse el índice de daño biológico se incrementa al pasar de una atmósfera con mayor contenido de O₂ a otra de menor. Similar ocurre cuando se analiza una misma atmósfera al disminuir el contenido de ozono. Esto se relaciona con el apantallamiento menos efectivo de las atmósferas más pobres en oxígeno y ozono, pues al estar estos gases en menor concentración mayor será la cantidad de radiación UV que estará arribando a la superficie del mar y sobre la superficie de la Tierra. Si bien el fitoplancton no se ve tan afectado por la cantidad de radiación UV, debe esperarse que para los organismos fotosintetizadores que habitan en la tierra firme los daños sean considerables.

1.7 Conclusiones parciales

Las tasas de fotosíntesis y la productividad primaria del fitoplancton se comportan de manera similar en el mismo tipo de agua independiente de los niveles de oxígeno-ozono presentes en la atmósfera dentro del rango de 10⁻² a 1 naa estudiado. Las aguas más claras proporcionan una zona fótica que se extiende a mayores profundidades que el resto de las aguas estudiadas, resultando ser las más productivas desde el punto de vista radiacional. La columna de agua actúa como un eficiente escudo protector de la nociva RUV, haciendo del mar un medio donde los productores primarios pueden sobrevivir al hacerse el régimen radiacional muy duro en la superficie con capacidad para colapsar el proceso de fotosíntesis del fitoplancton.

CAPITULO 2 Aspectos ecológicos asociados a la radiación solar

2.3 Resultados Principales

En correspondencia con nuestros resultados, la dinámica que se establece en el seno del lago va a depender fuertemente de las características ópticas del agua en cuestión y de la eficiencia con la que los productores primarios, en nuestro caso fitoplancton, los cuales aprovechan la radiación solar en el proceso de fotosíntesis. Por ejemplo, considerando aguas costeras tipo 9 como prototipo para modelar lagos relativamente turbios podemos encontrar varios estados posibles en correspondencia con la profundidad del lago y la eficiencia fotosintética del fitoplancton presente.

2.1 Modelo integral de simulación acuática

El modelo integral de simulación acuática ha descrito exitosamente las características principales del proceso de eutrofización en los lagos reales (Amemiya et al 2007). Este proceso se caracteriza por el sobre enriquecimiento de nutrientes, principalmente fósforo y nitrógeno, con el consiguiente aumento de los niveles del fitoplancton, mientras que otros grupos, como peces y zooplancton se vuelven relativamente escasos.

El modelo original cuenta con cinco ecuaciones dinámicas con vistas a modelar tres niveles tróficos, la dinámica del nutriente limitante y la materia en descomposición (detritus). La forma específica de cada término varía en función de la naturaleza de la interacción en cuestión. Primeramente, vamos a describir cada una de las ecuaciones contenidas en el modelo y el universo de parámetros. En la siguiente sección, incluiremos las principales modificaciones incluidas en este estudio en particular con vistas a incluir de manera explícita el proceso de fotosíntesis y su dependencia del nivel y calidad de la radiación solar.

La ecuación (2.1) representa la dinámica de nutrientes en el ecosistema, donde I_N es la entrada externa del nutriente limitante (N o P), r_N es el ritmo de pérdida del nitrógeno por diversas causas (como sedimentación, flujo al exterior, etc..) mientras que el tercer término describe el consumo de nutrientes por los productores primarios (fitoplancton X),

la forma de este término está inspirada en la cinética de Michaelis-Menten, comúnmente aplicada a procesos simples en los que las enzimas participan. En este caso, γ es el cociente de la masa de nutrientes (masa de nitrato) a la biomasa, r_1 es la máxima tasa de crecimiento del fitoplancton y k_1 una constante de media-saturación (cuando $N = k_1$, todo el término se dividirá por dos después de cancelar N , de ahí la denominación de “media-saturación”). Por último, el cuarto término del lado derecho de la ecuación (2.1) representa la entrada de nutrientes N , a través de la descomposición de detritos D , teniendo en cuenta que d_4 es la tasa de descomposición de D . Llegamos así a:

$$\frac{dN}{dt} = I_N - r_N - \frac{\gamma r_1 N X}{k_1 + N} + \gamma d_4 D \quad (2.1)$$

La producción primaria del ecosistema está representada por la ecuación (2.2) a continuación, donde el fitoplancton X consume nutrientes a través del primer término del lado derecho, y el segundo término muestra como el zooplancton Y se alimenta del fitoplancton. En este término, f_1 es la tasa de alimentación de zooplancton y k_2 es la constante de media-saturación para este término. El último término del lado derecho de la ecuación contiene la mortalidad del fitoplancton d_1 y su ritmo de eliminación del ecosistema e_1 .

$$\frac{dX}{dt} = \frac{r_1 N X}{k_1 + N} - \frac{f_1 X^2 Y}{k_2 + X^2} - (d_1 + e_1) X \quad (2.2)$$

La ecuación (2.3) representa la dinámica del consumidor primario, el zooplancton Y . El primer término del lado derecho muestra cómo se alimenta del fitoplancton, mientras que el tercer término dice cómo el zooplancton es consumido por el consumidor secundario, los peces zoo-planctívoros Z . El parámetro η representa la eficiencia de la asimilación del zooplancton, y el sentido de los otros parámetros se puede deducir fácilmente de las explicaciones dadas para las dos primeras ecuaciones 2.1 y 2.2:

$$\frac{dY}{dt} = \frac{\eta f_1 X^2 Y}{k_2 + X^2} - \frac{f_1 Y^2 Z}{k_3 + Y^2} - (d_2 + e_2) Y \quad (2.3)$$

La dinámica del consumidor secundario, los peces zoo-planctívoros, se muestra en la ecuación 2.4, donde el parámetro Z^* evita la situación no realista de versiones iniciales del CASM, en que los peces podían aparecer de estados en los que habían resultado extintos:

$$\frac{dZ}{dt} = \frac{\eta f_2 Y^2 Z}{k + Y^2} - (d_3 + e_3)(Z - Z^*) \quad (2.4)$$

La ecuación 2.5 representa la dinámica del detrito D (materia fecal y cadáveres X, Y y Z),

Cuya descomposición devuelve los nutrientes al ecosistema:

$$\frac{dD}{dt} = \frac{(1-\eta)f_1 X^2 Y}{k_2 + X^2} + \frac{(1-\eta)f_2 Y^2 Z}{k_3 + Y^2} + d_1 X + d_2 Y + d_3 Z - (d_4 + e_4)D \quad (2.5)$$

Téngase presente que los d_i son ritmos (velocidades) de muerte o descomposición, mientras que los e_i son ritmos de eliminación del ecosistema. Como se infiere del sistema de ecuaciones diferenciales (2.1) -(2.5), el modelo CASM tiene cinco variables dinámicas y 19 parámetros, lo cual lo hace un modelo muy comprensivo.

Sin embargo, la formulación presentada no considera la distribución vertical de las especies en la columna de agua. Una primera aproximación a este problema fue data por (Martin et al 2009) con vistas a incluir los efectos de la mortalidad asociados a un incremento del UV en la columna de agua. Esta es una consideración importante cuando se tiene en cuenta un escenario de estrés UV, donde la atenuación de la radiación debido a los fenómenos de absorción y dispersión es más bien pequeña.

En la versión modificada incluida por (Martin et al 2009), esos sistemas podrían transitar por diferentes estados dinámicos en correspondencia al grado de apantallamiento del UV en la columna. En ese escenario, el propio fitoplancton y el detritus podrían, al ser materia orgánica, contribuir a dicho apantallamiento. El tránsito de estos estados podría ser resumido mediante un diagrama de bifurcaciones (ver figura)

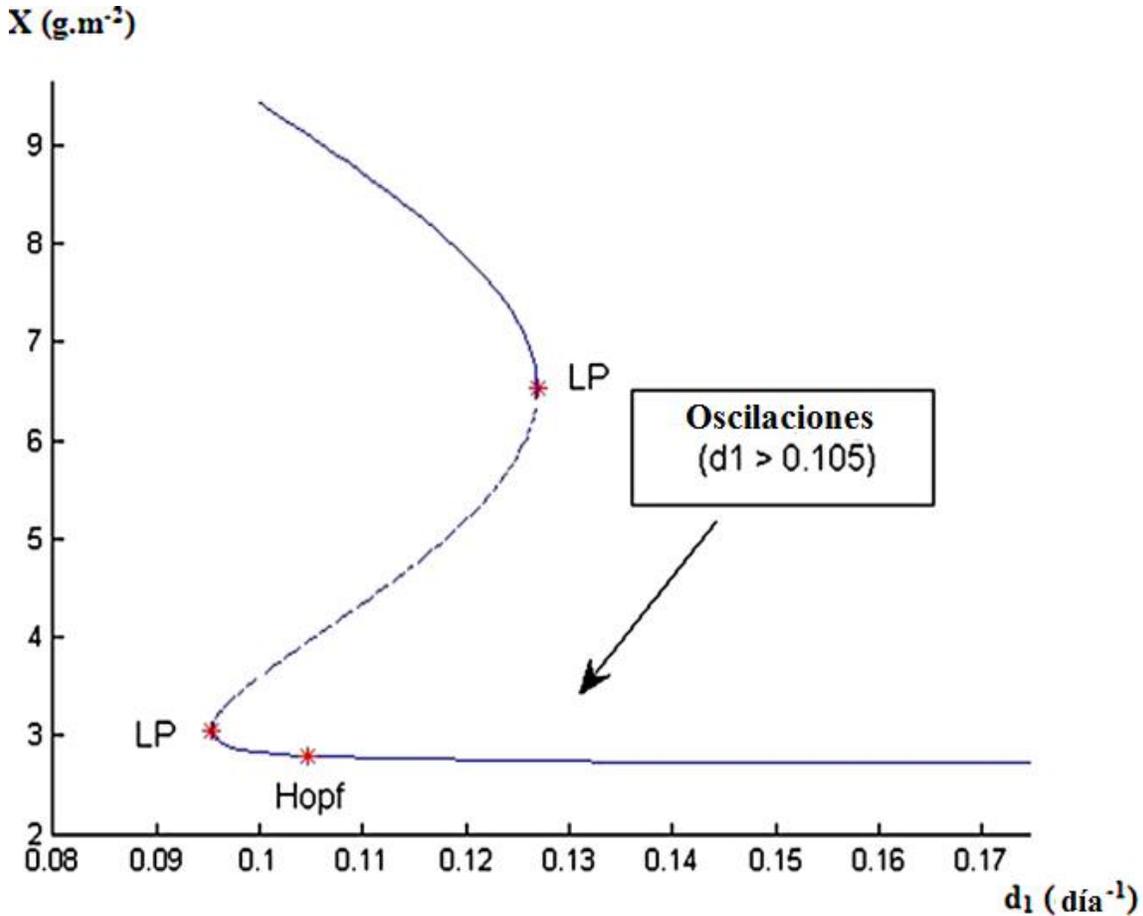


Fig. 11 Comportamiento cualitativo del modelo CASM en función del parámetro d_1 . Tomado de (Martin and others 2009)

2.2 Inclusión de la fotosíntesis

En este caso, en el modelo de simulación acuática (CAMS) se modifica la ecuación que representa la dinámica de nutrientes en el ecosistema. En el modelo original el crecimiento del fitoplancton tiene lugar a expensas de la concentración del nutriente limitante en el agua codificado en la expresión $\frac{r_1 N[t] X[t]}{k_1 + N[t]}$. En nuestro caso, teniendo en cuenta que el proceso de fotosíntesis no solo responde al nivel de nutrientes, sino también a la disponibilidad y calidad de la radiación luminosa proveniente del Sol extenderemos el modelo considerando que el parámetro r_1 incluya además una dependencia explícita de la irradiación. Para ser esto, consideraremos que su valor a lo largo de la columna de agua es modulado por las tasas estimadas por el conocido como modelo E de fotosíntesis

(Fritz et al 2008), un modelo donde el énfasis principal son los efectos radiacionales, tanto en la banda UV-B como en el visible sobre el proceso de fotosíntesis. Teniendo en cuenta que nuestro modelo de lago no incluye explícitamente una dependencia espacial, consideraremos como una primera aproximación que los valores efectivos para r_1 varíen en función de la profundidad del lago en correspondencia con las tasas integradas calculadas a partir del modelo E como:

$$r_1 = r_{10} \sum_1^n \frac{P_n}{P_0} \quad (2.6)$$

Donde n representa el número de capas. Para realizar nuestros cálculos consideramos una profundidad de 10 m para cada capa y las tasas integradas obtenidas directamente del modelo E fueron ajustadas convenientemente mediante polinomios de interpolación con el objetivo de facilitar los cálculos. Las aguas empleadas en nuestros análisis coinciden con la calidad óptica mostrada por las aguas costeras tipo IX. Los resultados de aplicar dichos procedimientos se discuten a continuación.

2.3.1 Caso para especies fotosintéticamente muy eficientes

En este caso las tasas integradas fueron variaron un 4% en los primeros 12 m de profundidad y a partir de los 20 metros comienza a estabilizarse como se ve en la siguiente figura.

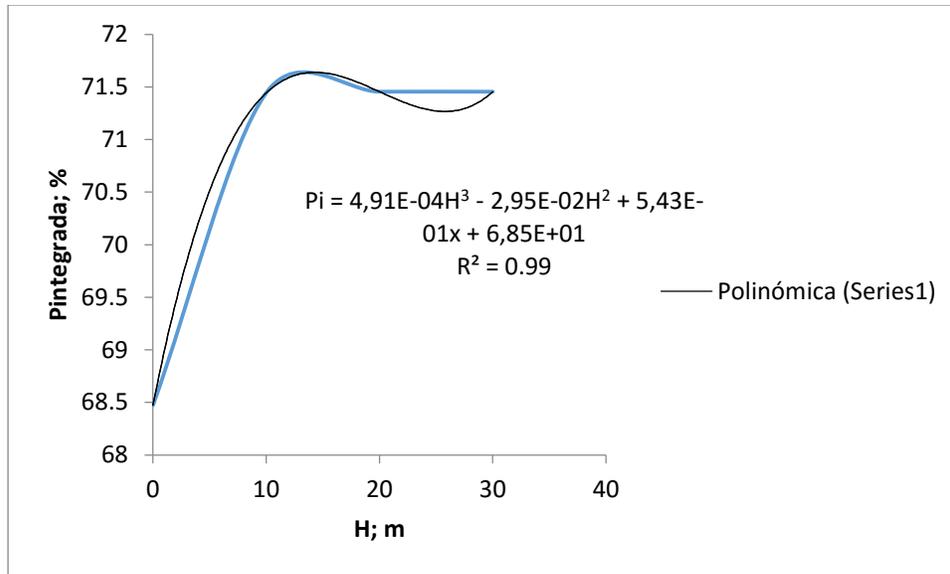


Fig.12 Tasas integradas para especies fosinteticamente muy eficientes ($E_s = 5 \text{ W m}^{-2}$, aguas costeras tipo 9, ángulo cenital 60°)

Para especies de fitoplancton con alta eficiencia energética y lagos muy poco profundos, prevalece la aparición de estados oscilantes donde la población de fitoplancton varía de manera periódica. Es importante destacar que dichas oscilaciones ocurren alrededor de valores relativamente bajos de la población global de fitoplancton, una condición típica de lagos no eutrofizados, o sea, sin una superpoblación de productores primarios.

Por otro lado, según la profundidad del lago se incrementa el estado oscilante tiende a estabilizarse a un estado estable donde la población de fitoplancton permanece relativamente baja. Esta tendencia se evidencia claramente en la figura 12 cuando la profundidad se incrementa desde 1 m hasta unos 10 m.

Para profundidades mucho mayores, el estado estable con bajo niveles de fitoplancton puede desestabilizarse ocurriendo un nuevo cambio de estado o de régimen. En este caso en particular, los niveles de fitoplancton crecen sustancialmente hasta alcanzar nuevamente un valor estable. Una tendencia de este tipo es característica de los lagos eutrofizados, un estado caracterizado por un valor exacerbado en la concentración de los productores primarios. Usualmente, este estado es relacionado con un incremento en el nivel de nutrientes en las aguas producto a los escurrimientos del suelo y al exceso de determinados productos químicos como los fertilizantes ricos en fósforo y nitrógeno,

elementos estos considerados como limitantes en la mayor parte de estos ecosistemas. Sin embargo, en correspondencia con nuestro resultados, otro factores como la propia turbiedad de las aguas y la profundidad de estos sistemas puede contribuir o no a la aparición de un estado eutrofizado, una consecuencia final de la disponibilidad de luz y de la eficiencia con la que el proceso de fotosíntesis es realizado a lo largo de la columna de agua.

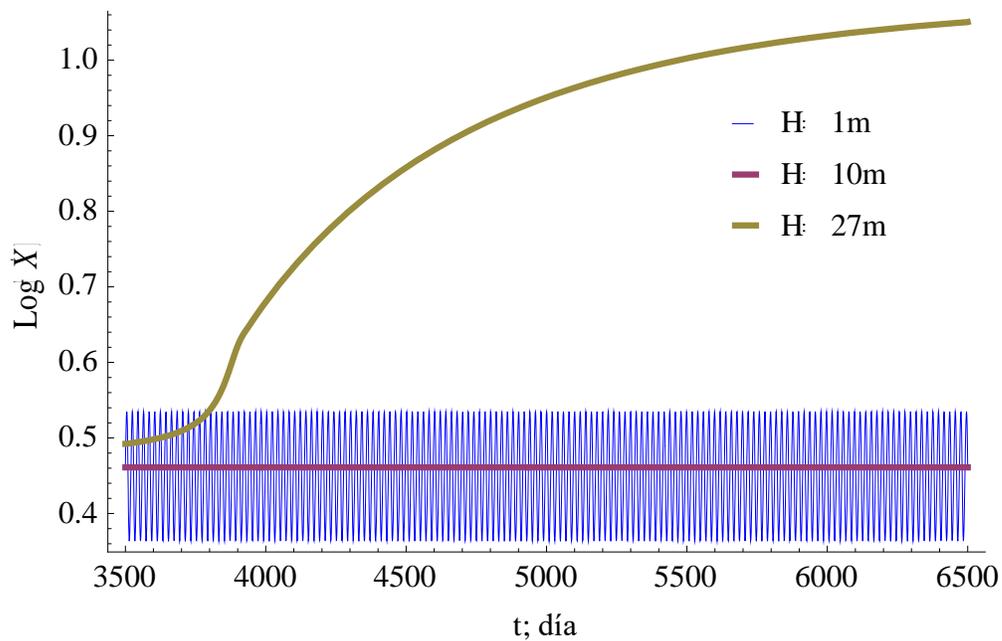


Fig. 13. Comportamiento de los productores primarios fotosintéticamente eficientes en función de la profundidad del lago.

En resumen, en función de la profundidad del lago el sistema puede transitar por tres estados dinámicos bien delimitados que pueden ser resumidos mediante el siguiente esquema:

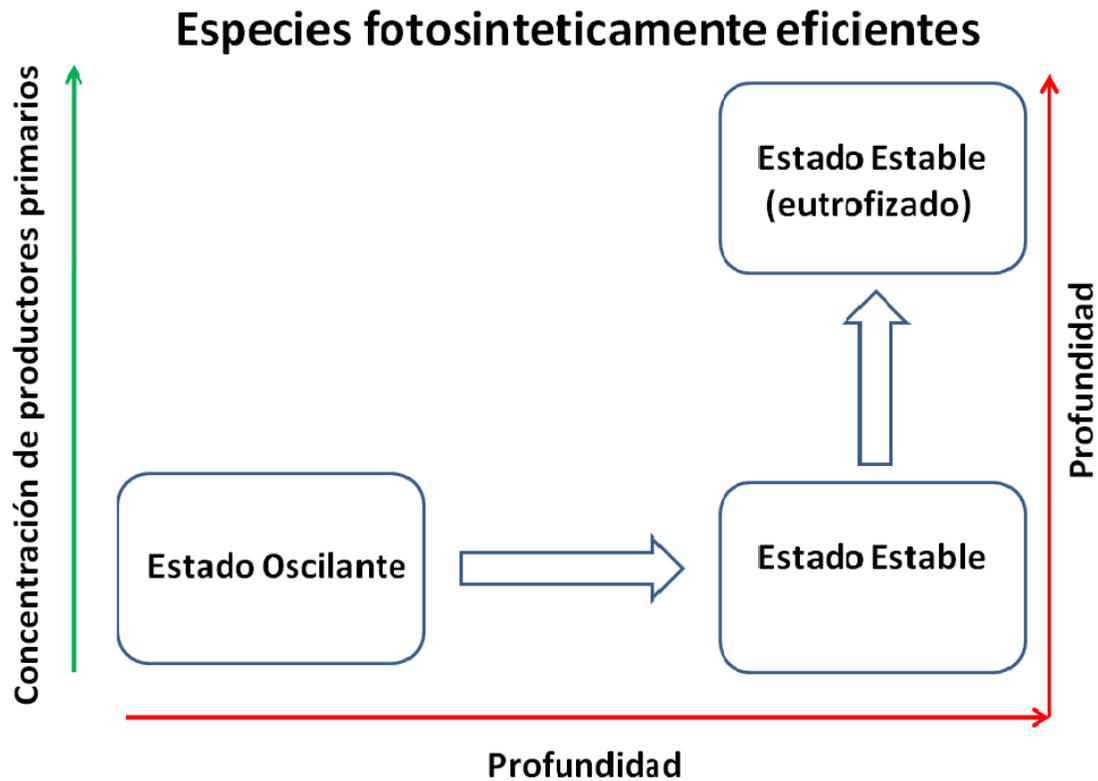


Fig. 14. Representación esquemática de las transiciones dinámicas posibles en función de la profundidad para especies con alto potencial fotosintético.

Es muy importante tener en cuenta que la riqueza dinámica exhibida por el sistema anterior depende en buena medida a las potencialidades de las especies de fitoplancton para utilizar la energía solar. Esto provoca que pese a la atenuación de la radiación fotosintéticamente activa en la columna de agua, la contribución a las tasas de fotosíntesis de las capas más profundas sea significativa, contribuyendo a incrementar la tasa global. Sin embargo, esta situación puede cambiar de manera notable si consideramos especies con un potencial fotosintético mucho más reducido. Por ejemplo, la figura 15 muestra el comportamiento obtenido cuando consideramos especies de muy baja eficiencia fotosintética ($E_s=150 \text{ W m}$).

2.3.2 Caso para especies fotosinteticamente poco eficientes

En este caso las tasas integradas variaron un 0,11% en los primeros 12 m de profundidad y a partir de los 15 metros comienza a estabilizarse como se ve en el siguiente grafico.

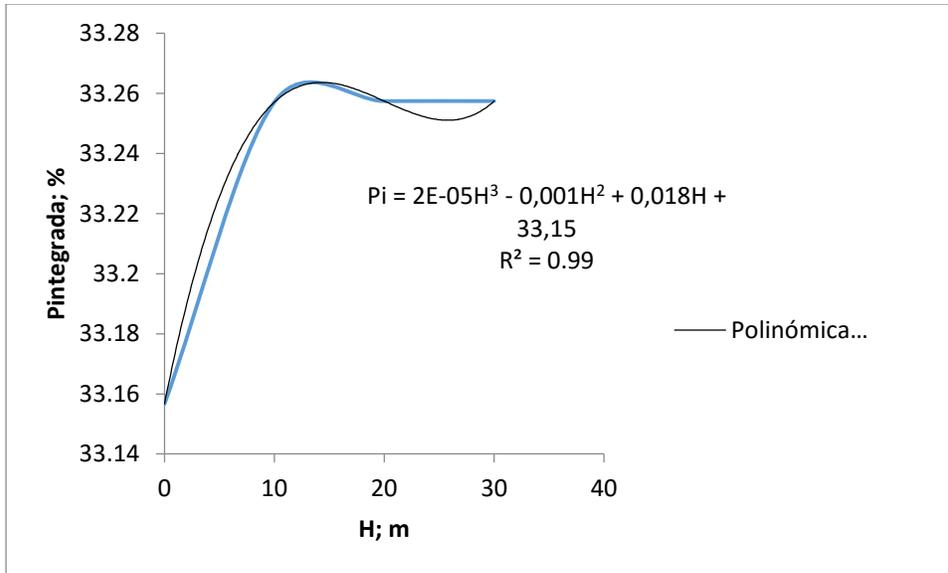


Fig. 15 Tasas integradas para especies fotosinteticamente poco eficientes ($E_s = 150 \text{ W m}^{-2}$, aguas costeras tipo 9, ángulo cenital 60°)

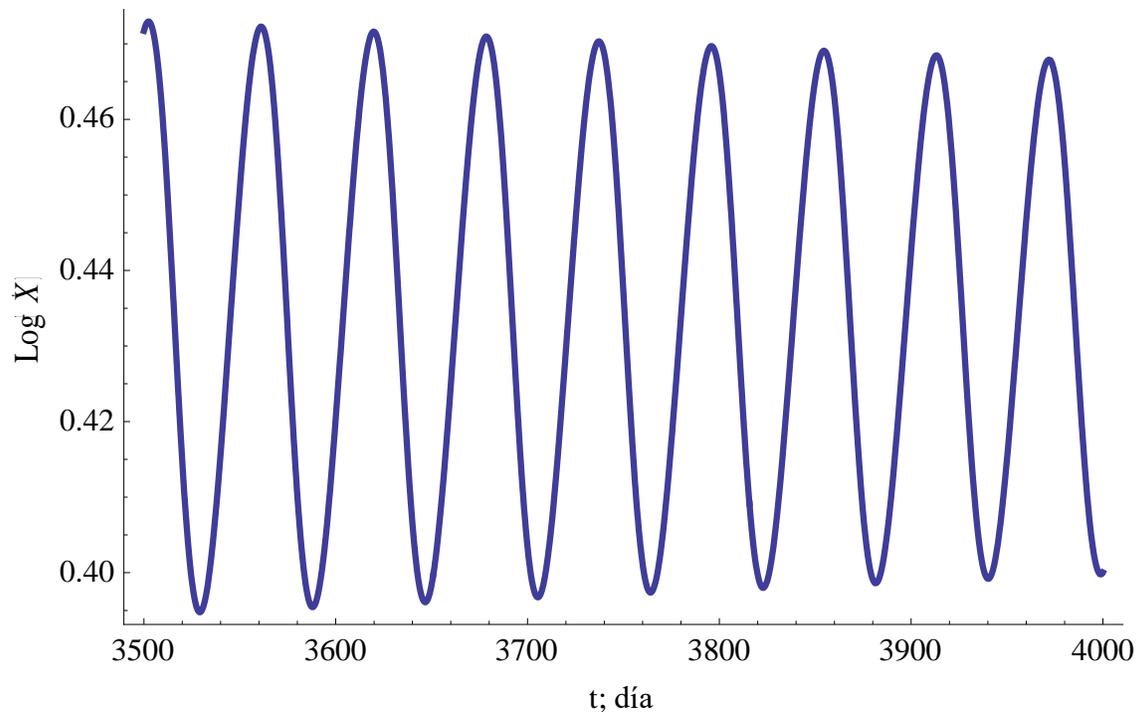


Fig. 16. Persistencia del estado oscilante independientemente de la profundidad para especies con pobre potencial fotosintético.

En este caso en particular, el estado oscilante se mantiene independiente de la profundidad a diferencia del caso anterior, donde los productores primarios aprovechaban de manera mucho más eficiente la radiación solar. La persistencia de este estado está motivada porque las mayores contribuciones a las tasas de fotosíntesis tienen lugar muy próximo a la superficie, siendo las contribuciones de las capas más profundas prácticamente despreciables. Esto provoca que el valor efectivo de la tasa de fotosíntesis integrada no se diferencie significativamente de su valor en superficie, determinando el carácter oscilante del sistema. Por otro lado, el comportamiento de este caso reafirma la idea que en aguas relativamente turbias, la reducción de la radiación fotosintéticamente activa podría tener efectos más marcados en la dinámica de estos sistemas que la correspondiente a la banda UV. Tengamos en cuenta que los bajos niveles de productividad primaria en las capas algo más profundas son consecuencias de la reducción de la primera de estas dos componentes, pues los efectos de la UV se concentran en las capas más someras que, a pesar de estos efectos perjudiciales, son también las más productivas.

2.4 Conclusiones parciales

Los resultados obtenidos en este capítulo sugieren que la dinámica de lagunas y lagos podría ser sensiblemente afectada en función de las potencialidades de los productores primarios presentes, la calidad óptica de las aguas y la profundidad. Como hemos visto, puede existir un número importante de alternativas plausibles para estos ecosistemas. En aquellos donde los productores primarios están menos establecidos son más propensos a mostrar patrones más complejos desde el punto de vista dinámico como pueden ser la ocurrencia de oscilaciones, un fenómeno bien documentado en el caso de los lagos. Para productores primarios con mayor eficiencia fotosintética la tendencia es a mostrar estados estables donde la concentración de dichas especies suele ser constante en el tiempo, pudiendo para lagos suficientemente profundos alcanzar niveles significativamente altos comparados con aquellos sistemas de aguas someras.

CONCLUSIONES GENERALES

Con el desarrollo del presente trabajo hemos podido profundizar en diferentes aspectos del papel desempeñado por la radiación solar y el proceso de fotosíntesis en el desarrollo de la biosfera tal y como la conocemos en la Tierra. La influencia de las radiaciones solares sobre la vida, hace que en una buena medida, la extensión y diversificación de las diferentes formas de vida en la Tierra diste de ser un problema particular para ubicarse en un contexto astronómico general. Este tipo de trabajo permite abordar tanto problemáticas contemporáneas, tan importantes en el contexto de temas como el cambio climático global como otras, mucho más ligada a la propia evolución de la Tierra y los procesos que dieron lugar a la biosfera actual.

En este estudio en particular hemos abordado diferentes problemáticas que van desde el papel de la atmósfera y el océano como modeladores de las radiaciones solares, tanto en el rango ultravioleta como en el visible, hasta aspectos específicos de la modelación de ecosistemas y la aparición de patrones dinámicos específicos. Ambos aspectos pueden contribuir significativamente a establecer una comprensión mucho más acabada de los procesos que tienen lugar en nuestro planeta así como una herramienta para entender y trazar políticas más adecuadas de manejo en el contexto del Cambio Climático Global.

En este sentido y de forma resumida, las principales conclusiones que se derivan de este trabajo son las siguientes;

- ✓ La producción primaria asociada al proceso de fotosíntesis varía sensiblemente en función de los niveles de oxígeno-ozono en la atmósfera. Esta dependencia resulta esencial para comprender los procesos que llevaron a la Tierra a su estado actual.
- ✓ Criterios como índice UV pueden complementar la información del daño asociadas a las radiaciones UV al incluir sus efectos sobre la piel.
- ✓ La respuesta de los sistemas ecológicos a cambios en los niveles de radiación solar es complicada pudiendo expresarse en una diversidad importante de

comportamientos que incluyen la posibilidad de varios estados y la emergencia de oscilaciones de las variables fundamentales.

- ✓ En este trabajo en particular, demostramos que la dinámica de nuestro modelo de lago puede depender significativamente de tres parámetros fundamentales: la turbidez del agua, la profundidad del lago y de la eficiencia con que los productores primarios presentes realizan el proceso de fotosíntesis.

RECOMENDACIONES

Pese a que el presente trabajo hemos obtenido una serie de resultados importantes acerca del impacto que pueden tener la atmósfera y la columna de agua como moderadores de los efectos de la radiación solar sobre los productores primarios, dada la complejidad de estos sistemas nuestro trabajo dista de ser completo. En este sentido, varias son las mejoras que pueden proponerse para obtener una descripción más exacta del impacto de la radiación solar tanto en los ecosistemas actuales como en el curso de la evolución de nuestro planeta. De igual forma, procedimientos similares a los desarrollados en esta tesis podrían adaptarse a otras plataformas planetarias con el objetivo de complementar y justificar la búsqueda de vida en otras regiones del universo. En principio, las extensiones más inmediatas pueden incluir:

- ✓ Extender los estudios sobre la influencia del ozono a atmósferas con menores niveles de oxígeno hasta alcanzar valores entre 10^{-4} y 10^{-5} del naa, al mismo tiempo, establecer nexos con resultados de investigaciones paleoambientales, fundamentalmente las relacionadas con Paleoeología y Paleolimnología.
- ✓ Estudiar la influencia solar para planetas tipo terrestre orbitando alrededor de otros sistemas estelares con características diferentes al Sol.
- ✓ Identificar nuevos parámetros en el contexto del modelo estudiado que puedan influir también significativamente en la respuesta dinámica exhibida por estos sistemas. Tengamos en cuenta que el modelo original contiene un número importante de parámetros (19 en total) que podrían influir en mayor o menor medida en el comportamiento.
- ✓ Inclusión de variables espaciales y del transporte tanto de los nutrientes como de las especies en cuestión con vistas a realizar una modelación más rigurosa.
- ✓ Relacionar los resultados con los *blooms* o Florecimientos de Algas Nocivas (FANs), por ser eventos de multiplicación y acumulación de microorganismos del fitoplancton. La necesidad de profundizar en este tema es porque el modelo obtenido podría contribuir a encontrar respuestas a algunas interrogantes sobre el origen de este fenómeno; además, se está presentando con mayor frecuencia y genera grandes impactos económicos y ecológicos

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Agustí S, and Llabrés M. (2007) Solar Radiation-induced Mortality of Marine Pico-phytoplankton in the Oligotrophic Ocean†. *Photochemistry and Photobiology*, 83, 793-801.
- Amemiya T, Enomoto T, Rossberg AG, Yamamoto T, Inamori Y, and Itoh K. (2007) Stability and dynamical behavior in a lake-model and implications for regime shifts in real lakes. *Ecological Modelling*, 206, 54-62.
- Booth CR, and Madronich S. (1994) Radiation Amplification Factors : Improved formulation accounts for large increases in ultraviolet radiation associated with Antarctic ozone depletion. In: *Ultraviolet Radiation in Antarctica: Measurements and Biological Research*. edited by CSWaPA Penhales, AGU Antarctic Research Series, Washington, DC, p 39-42.
- Caldwell MM, Björn LO, Bornman JF, Flint SD, Kulandaivelu G, Teramura AH, and Tevini M. (1998) Effects of increased solar ultraviolet radiation on terrestrial ecosystems. *Journal of Photochemistry and Photobiology B: Biology*, 46, 40-52.
- Catling DC, Glein CR, Zahnle KJ, and McKay CP. (2005) Why O₂ Is Required by Complex Life on Habitable Planets and the Concept of Planetary "Oxygenation Time". *Astrobiology*, 5, 415-438.
- Cockell C, and Blaustein AR. (2013) *Ecosystems, Evolution, and Ultraviolet Radiation*. Springer Science & Business Media.
- Cockell CS, and Horneck G. (2001) The History of the UV Radiation Climate of the Earth—Theoretical and Space-based Observations¶. *Photochemistry and Photobiology*, 73, 447-451.
- Frei R, Gaucher C, Poulton SW, and Canfield DE. (2009) Fluctuations in Precambrian atmospheric oxygenation recorded by chromium isotopes. *Nature*, 461, 250-253.
- Fritz JJ, Neale PJ, Davis RF, and Peloquin JA. (2008) Response of Antarctic phytoplankton to solar UVR exposure: inhibition and recovery of photosynthesis in coastal and pelagic assemblages. *Marine Ecology Progress Series*, 365, 1-16.
- Ghosh AK, and Sarkar S. (2013) Diversification of the Family Sporolithaceae: A Case of Successful Survival in the Perspective of Cretaceous–Tertiary Mass Extinctions in India. *National Academy Science Letters*, 36, 215-224.
- Goldblatt C, Lenton TM, and Watson AJ. (2006) Bistability of atmospheric oxygen and the Great Oxidation. *Nature*, 443, 683-686.

- Grenfell JL, Rauer H, Selsis F, Kaltenecker L, Beichman C, Danchi W, Eiroa C, Fridlund M, Henning T, Herbst T and others. (2010) Co-Evolution of Atmospheres, Life, and Climate. *Astrobiology*, 10, 77-88.
- Hessen DO. (2008) Solar radiation and the evolution of life. In: *Solar Radiation and Human Health*. edited by E Bjertness, Oslo: The Norwegian Academy of Science and Letters.
- Holland HD. (2006) The oxygenation of the atmosphere and oceans. *Philosophical Transactions of the Royal Society B-Biological Sciences*, 361, 903-915.
- Holland HD. (2009) Why the atmosphere became oxygenated: A proposal. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 73, 5241-5255.
- Jones LW, and Kok B. (1966) Photoinhibition of Chloroplast Reactions. I. Kinetics and Action Spectra. *Plant Physiology*, 41, 1037-1043.
- Kasting JF, and Catling D. (2003) Evolution of a Habitable Planet. *Annual Review of Astronomy and Astrophysics*, 41, 429-463.
- Kasting JF, Whitmire DP, and Reynolds RT. (1993) Habitable zones around main sequence stars. *Icarus*, 101, 108-128.
- Kump LR. (2008) The rise of atmospheric oxygen. *Nature*, 451, 277-278.
- Lesser MP. (1996) Acclimation of phytoplankton to UV-B radiation: oxidative stress and photoinhibition of photosynthesis are not prevented by UV-absorbing compounds in the dinoflagellate *Prorocentrum micans*. *Oceanographic Literature Review*, 43, 1124.
- Llabres M, Agusti S, Alonso-Laita P, and Herndl GJ. (2010) *Synechococcus* and *Prochlorococcus* cell death induced by UV radiation and the penetration of lethal UVR in the Mediterranean Sea.
- Lyons TW, Reinhard CT, and Planavsky NJ. (2014) The rise of oxygen in Earth's early ocean and atmosphere. *Nature*, 506, 307-315.
- Madronich S, and Flocke. (1997) The role of solar radiation in atmospheric chemistry. In: *Handbook Environmental Chemistry* edited by P.Boules, Springer-Verlag, Berlin, p 1-26.
- Martin O, Cardenas R, Guimaraes M, Peñate L, Horvath J, and Galante D. (2009) Effects of gamma ray bursts in Earth's biosphere. *Astrophysics and Space Science*, 326, 61-67.
- Martín O, Cárdenas R, Horvath JE, and Peñate L. (2011) EFFECTS OF GALACTIC GAMMA RAYS BURSTS ON PLANETARY ATMOSPHERES. *International Journal of Modern Physics E*, 20, 67-70.
- Martín O, Galante D, Cárdenas R, and Horvath JE. (2009) Short-term effects of gamma rays bursts on Earth. *Astrophysics and Space Science*, 321, 161-167.
- Martín O, Peñate L, Cárdenas, and R. HJ. (2012) The Photobiological Regime in the very Early Earth and the Emergence of Life. In: *Genesis - In the Beginning: Precursors of Life, Chemical Models and Early Biological Evolution*. edited by J Seckbachs, Springer, Dordrecht NL.
- Morel A, and Prieur L. (1977) Analysis of variations in ocean color. *Limnology and Oceanography*, 22, 709-722.
- Neale PJ, Pritchard AL, and Ihnacik R. (2014) UV effects on the primary productivity of picophytoplankton: biological weighting functions and exposure response curves of *Synechococcus*. *Biogeosciences*, 11, 2883-2895.

- Neale PJ, and Thomas BC. (2016) Solar Irradiance Changes and Phytoplankton Productivity in Earth's Ocean Following Astrophysical Ionizing Radiation Events. *Astrobiology*, 16, 245-258.
- Paul ND, and Gwynn-Jones D. (2003) Ecological roles of solar UV radiation: towards an integrated approach. *Trends in Ecology & Evolution*, 18, 48-55.
- Pavlov AA, and Kasting JF. (2002) Mass-Independent Fractionation of Sulfur Isotopes in Archean Sediments: Strong Evidence for an Anoxic Archean Atmosphere. *Astrobiology*, 2, 27-41.
- Riding R. (2011) Calcified Cyanobacteria. In: *Encyclopedia of Geobiology*. edited by J Reitner and V Thiels, Springer Netherlands, Dordrecht, p 211-223.
- Rijstenbil JW. (2002) Assessment of oxidative stress in the planktonic diatom *Thalassiosira pseudonana* in response to UVA and UVB radiation. *Journal of Plankton Research*, 24, 1277-1288.
- Rozema J, Björn LO, Bornman JF, Gaberščik A, Häder DP, Trošt T, Germ M, Klisch M, Gröniger A, Sinha RP and others. (2002) The role of UV-B radiation in aquatic and terrestrial ecosystems—an experimental and functional analysis of the evolution of UV-absorbing compounds. *Journal of Photochemistry and Photobiology B: Biology*, 66, 2-12.
- Scott C, Lyons TW, Bekker A, Shen Y, Poulton SW, Chu X, and Anbar AD. (2008) Tracing the stepwise oxygenation of the Proterozoic ocean. *Nature*, 452, 456-U5.
- Segura A, Krelow K, Kasting JF, Sommerlatt D, Meadows V, Crisp D, Cohen M, and Mlawer E. (2003) Ozone Concentrations and Ultraviolet Fluxes on Earth-Like Planets Around Other Stars. *Astrobiology*, 3, 689-708.
- Thomas BC, Neale PJ, and Snyder BR. (2015) Solar Irradiance Changes and Photobiological Effects at Earth's Surface Following Astrophysical Ionizing Radiation Events. *Astrobiology*, 15, 207-220.
- Velasco RM, Uribe FJ, and Pérez-Chavela E. (2008) Stratospheric ozone dynamics according to the Chapman mechanism. *Journal of Mathematical Chemistry*, 44, 529-539.