



Environmental | Physics | Laboratory

EPHYS Lab

Universidade de Vigo

Avances en Ciencias de la Tierra Volumen 14- Diciembre 2024

Avances en Ciencias de la Tierra

ISSN: 2172-9328

Avances en Ciencias de la Tierra

Volumen 14, diciembre 2024

ISSN 2172-9328

Editado por EPHYSLAB en colaboración con la Asociación
Ambiental ESCLIMA

Equipo Editorial (responsable de este volumen)

Editores en Jefe:

M. Des
EPhysLab, CIM-UVIGO
Universidade de Vigo
mdes@uvigo.es

I. Martínez-Estévez
EPhysLab, CIM-UVIGO
Universidade de Vigo
ivan.martinez.estevez@uvigo.es

Editores

D. Fernández-Nóvoa
EPhysLab, CIM-UVIGO
Universidade de Vigo
diefernandez@uvigo.es

O. García-Feal
EPhysLab, CIM-UVIGO
Universidade de Vigo
orlando@uvigo.es

X. Costoya
EPhysLab, CIM-UVIGO
Universidade de Vigo
xurxocostoya@uvigo.es

J. González Cao
EPhysLab, CIM-UVIGO
Universidade de Vigo
jgcao@uvigo.es

A.J.C. Crespo
EPhysLab, CIM-UVIGO
Universidade de Vigo
alexbexe@uvigo.es

M.C. Sousa
CESAM/Physics Department
Universidade de Aveiro
mcsousa@ua.pt

M. Gómez-Gesteira
EPhysLab, CIM-UVIGO
Universidade de Vigo
mggesteira@uvigo.es

M. de Castro
EPhysLab, CIM-UVIGO
Universidade de Vigo
mdecastro@uvigo.es

Introducción

La revista *Avances en Ciencias de la Tierra* (ACT) es una publicación científica centrada en los distintos ámbitos de conocimiento relacionados con las Ciencias de la Tierra. A diferencia de otras publicaciones científicas centradas en el mismo ámbito, muchas de las cuales se encuentran indexadas dentro del *Science Citation Index* (SCI), ACT tiene una doble vertiente. Por un lado, como muchas de las anteriormente citadas publicaciones, mantiene una vertiente científica y, por otro lado, pretende añadir un cierto carácter docente a los trabajos que en ella se publican. Esto último, claro está, sin perder un ápice de su rigor científico. Esto hace que la revista ACT sea, primero, un banco de pruebas donde alumnos de diversos grados y másteres aprendan las técnicas de publicación científica y, segundo, una publicación científica al uso donde el rigor científico en los contenidos alcance los mismos niveles que en la mayoría de las publicaciones científicas “tradicionales”.

Uno de los objetivos principales de la investigación científica es la publicación de sus resultados con el fin de que éstos puedan ser compartidos con el resto de la comunidad científica con el fin de difundirlos, validarlos y corroborarlos o rebatirlos. La publicación de una investigación científica, usualmente en forma de un artículo científico, requiere de una labor de escritura que no resulta sencilla ya que hay una serie de principios y técnicas que deben conocerse y respetarse con el fin de comunicar lo más claramente posible el resultado de dicha investigación a una audiencia experta y profesional. Estos principios fundamentales que deben regir la escritura de un buen artículo científico son tres: brevedad, claridad y precisión. Partiendo de estos tres principios fundamentales, nuestra labor como docentes tiene como objetivo enseñar a los alumnos las normas metodológicas generales que les permitan escribir un buen artículo.

Las características principales de un buen artículo científico, las cuales los alumnos que pretendan sumergirse en la escritura de estos deben conocer, son:

- Un artículo científico es un informe sobre los resultados de una investigación relativa a un problema de carácter científico.
- Los resultados de dicha investigación deben ser válidos, fidedignos y reproducibles, a fin de que puedan ser contrastados por el resto de la comunidad científica.
- Los resultados presentados deben ser originales, por lo tanto, un artículo no debe

comunicar unos hallazgos que ya hayan sido previamente descritos por los miembros de la comunidad científica. Existe la excepción de los llamados artículos de revisión, donde los autores revisan el estado del conocimiento sobre un cierto tema, compilando los resultados presentados en artículos previamente publicados.

La estructuración del artículo científico es uno de los aspectos a los que se debe prestar también mucha atención. Usualmente los artículos científicos se estructuran de la siguiente forma: primero, además del título, el cual debe ser claro, exacto y conciso, y de la lista de autores, el artículo debe contener un breve resumen donde se describan de forma somera los principales logros de la investigación; a continuación, se debe escribir una introducción de carácter general, para posteriormente detallar los datos y la metodología empleada; posteriormente deben presentarse los resultados, así como una discusión en la que se relacionen los avances mostrados en el manuscrito con el conocimiento previo contenido en la bibliografía. Para ello es necesario que el alumno haya realizado con anterioridad una completa búsqueda bibliográfica que también debe incluirse en el manuscrito. Finalmente, y con carácter opcional, se puede incluir una conclusión, en la que se enumeren y resuman los principales hallazgos de la investigación. Además de lo anterior, no se pueden dejar de lado aspectos formales como, por ejemplo, el empleo de un lenguaje correcto y conciso.

Para asegurar que los artículos publicados supongan un avance significativo en el área de conocimiento se han diseñado los mecanismos de control de la calidad necesarios. Por un lado, se involucrará en la elaboración de los artículos a los supervisores del trabajo, de tal forma que aporten su experiencia en la escritura y estructuración de artículos científicos y, por otro lado, la calidad científica de los artículos será evaluada por dos revisores miembros del equipo editorial y/u otros externos que éstos consideren.

El idioma empleado será, preferiblemente, el español, aunque también existe la posibilidad de presentar los trabajos en gallego, portugués o inglés.

El Equipo Editorial.

Diciembre de 2024.

Contenido:

Glaciaciones: causas, consecuencias y predicciones. D. González Méndez, Á. Tajuelo Valbuena.....	1
Atenuación de la luz en la Ría de Vigo. H. Barreiro-Fonta, R. Varela	13

Glaciaciones: causas, consecuencias y predicciones

D. GONZÁLEZ MÉNDEZ*, Á. TAJUELO VALBUENA

**dgonzaleqt@alumnos.unex.es*
Facultad de Ciencias, Departamento de Física
Universidad de Extremadura,
Avda. de Elvas s/n, 06006 Badajoz, España

RESUMEN

Los ciclos glaciales de la Tierra a lo largo de la historia tienen una gran relevancia para los estudios de nuestro planeta. Mostramos brevemente las ideas clave que explican la transición climática de la Tierra entre periodos glaciales e interglaciales. Los ciclos de Milankovitch, los cambios atmosféricos y el vulcanismo, las variaciones de la radiación solar y la deriva continental son los principales factores que contribuyen a los ciclos glaciales. Todos estos factores están interconectados y son complejos. Estos ciclos provocan cambios geográficos, la extinción de especies, las migraciones y los cambios en el nivel del mar. En este trabajo, se analizan los datos de simulaciones de mecánica celeste para contrastar y predecir los ciclos glaciales pasados y futuros, respectivamente. Estimamos que faltan unos 134 000 años para la próxima glaciación, pero el impacto del clima humano en el medio ambiente es un factor que debería ser tenido en cuenta.

Palabras clave: Glaciaciones, ciclos de Milankovitch, simulación.

1. Introducción

A lo largo de su historia, el clima terrestre ha alternado entre dos estados fundamentales (Summerhayes, 2020): edades de invernadero, caracterizadas por la inexistencia de glaciares continentales y altas concentraciones de gases de efecto invernadero; y edades de hielo, que abarcan apenas el 15 % de la vida del planeta y durante las que este cuenta con extensos casquetes helados (Shankar, 2021). Desde hace unos 34 millones de años, la Tierra se encuentra en la Edad de Hielo Cenozoica Tardía (Montañez, 2011).

Además, durante una edad de hielo pueden distinguirse periodos glaciales (marcados por la expansión de las masas de hielo y el enfriamiento global) y

periodos interglaciales (definidos por el calentamiento del planeta y la recesión de glaciares y casquetes). Ambos periodos se alternan, aproximadamente, cada 100 000 años. Por antonomasia, es común reservar la palabra glaciación para referir a los periodos glaciales (Ruddiman, 2000).

El problema central de este trabajo es la comprensión de las dinámicas de los antedichos ciclos y sus distintas implicaciones a nivel planetario, para lo que se toma el respaldo de los múltiples estudios que la literatura recoge al respecto.

En esta línea de entendimiento, el impacto de la actividad humana se enfatiza como un desafío significativo adicional, ya que el aumento (de origen

antropogénico) de las concentraciones de dióxido de carbono y otros gases de efecto invernadero en la atmósfera podría alterar los patrones glaciales naturales. Desde el reconocimiento de esta influencia y de otros factores terrestres, decidimos centrarnos, exclusivamente, en el análisis de datos proporcionados por simulaciones de mecánica celeste para contrastar la ubicación, en el tiempo, de las últimas glaciaciones, así como para tratar de predecir el inicio de los próximos periodos glaciales.

1.1. Evidencias de los ciclos glaciales

La teoría de las edades de hielo (término acuñado en 1837 por el botánico alemán Karl F. Schimper) no fue totalmente aceptada hasta 1875, con la publicación, por parte de James Croll, de “Climate and Time, in Their Geolocal Relations”.

Son tres los tipos de evidencias que constatan las edades de hielo: geológicas (Boulton *et al.*, 2004), químicas (Hendricks *et al.*, 2000) y paleontológicas (Sommer *et al.*, 2006).

Las evidencias geológicas incluyen variadas geoformas, tales como morrenas y cortes y roturas en las rocas. Los sucesivos periodos glaciares tienden a borrar las evidencias geológicas de sus predecesores. Las evidencias químicas consisten en variaciones en las ratios de isótopos en los fósiles presentes en los elementos sedimentarios. Las variaciones isotópicas en muestras de hielo constituyen un indicador climático importante. Esto permite construir un registro de paleotemperaturas. Las evidencias paleontológicas aluden a los cambios anómalos en la distribución de los fósiles. Durante un periodo glacial, los organismos propios de ecosistemas fríos se expanden hacia latitudes inferiores, mientras que los propios de ecosistemas cálidos se retiran a zonas ecuatoriales.

1.2. Causas de los ciclos glaciales

Pese a que las causas de las alternancias entre edades y periodos no son del todo conocidas, existe consenso en cuanto a la relevancia de ciertos factores, entre los que destacan: los ciclos de Milankovitch, los cambios atmosféricos y el vulcanismo, las variaciones radiativas solares y la deriva continental y los cambios en las corrientes oceánicas (Wolff, 2010). Como se verá más adelante, es importante resaltar que estos factores se relacionan de forma directa.

Los ciclos de Milankovitch son un conjunto de variaciones de carácter periódico en las características de la órbita terrestre. Los ciclos más importantes son: los cambios en la excentricidad orbital ($T_e = 100\,000$ años); las precesiones axial y apsidal ($T_{px} = 26\,000$ años y $T_{pp} = 112\,000$ años); y la nutación ($T_n = 41\,000$ años), que representa el ciclo más determinante (Maslin, 2020). Milankovitch argumentó que las glaciaciones ocurren cuando la intensidad de la insolación es débil en las altas latitudes del hemisferio norte (que contiene más tierra emergida, donde es más fácil la acumulación de hielo) durante el verano (Milankovitch, 1969). Esto sucede cuando el eje de giro de la Tierra está menos inclinado con respecto al plano orbital y el afelio coincide con el solsticio de verano en el mencionado hemisferio (la menor insolación permite la acumulación de hielo y nieve).

Por su parte, existen evidencias de que los niveles de gases de efecto invernadero caen al inicio de los periodos glaciales y ascienden al final de los mismos (Royer *et al.*, 2007). Entre las razones que explican tales cambios de concentración, se encuentran la formación de masas boscosas en las tierras que emergen con el crecimiento de las masas de hielo (motivado por los ciclos de Milankovitch) o la fertilización

de los océanos debida a la deposición de los minerales de las rocas pulverizadas por los glaciares (Hausfather, 2021). Cuando el crecimiento de las capas heladas sobre la superficie oceánica es tal que limita el CO₂ que el océano devuelve a la atmósfera (ciclo de carbono inorgánico), el vulcanismo juega un papel esencial en la reversión de dicha situación (Watt, 2013).

En cuanto a las variaciones en la actividad solar, los ciclos regulares de manchas solares no pueden ser responsables de los ciclos glaciales. Sin embargo, el Sol atraviesa, cada cierto tiempo, episodios de actividad anómalamente baja como el mínimo de Maunder (Usoskin *et al.*, 2015), que podrían dar lugar a las llamadas pequeñas edades del hielo (Owens *et al.*, 2017).

Finalmente, se sugiere que las edades de hielo comienzan cuando los continentes se posicionan reduciendo el flujo de aguas cálidas del ecuador a los polos, favoreciendo la formación de hielo (Hannah, 2014). Estas capas heladas incrementan el albedo planetario, lo que a su vez favorece el crecimiento de dichas masas heladas y da pie a un proceso de retroalimentación positivo. Algunos de los movimientos continentales más influyentes han sido el choque entre las placas indoaustrialiana y euroasiática, dando lugar al Himalaya y a una variación del albedo local de en torno al 70 % (Kuhle, 1988), o el cierre del istmo de Panamá (hace 3 millones de años), facilitando la expansión del casquete polar norteamericano (Svital, 1996).

1.3. Procesos de retroalimentación

Cada periodo glacial está sujeto a una serie de procesos de retroalimentación positivos, que lo agravan, y un conjunto de efectos de retroalimentación negativos, que lo mitigan.

Una forma importante de retroalimentación positiva es la asociada al albedo planetario, incrementado por el hielo y la nieve (de mayor reflectancia). Cuando los glaciares se forman, el hielo pulveriza las rocas y el terreno se vuelve árido y seco. Esto permite que los vientos transporten minerales al océano abierto, fertilizándolo e induciendo el crecimiento de algas, que retiran grandes cantidades de CO₂ de la atmósfera. Como consecuencia, el clima se enfría y los glaciares crecen, pulverizando mayor cantidad de rocas de nuevo (Underwood, 2020). Durante la desglaciación, los movimientos tectónicos, que habían estado “retenidos” por el peso del hielo, se reanudan. El número de terremotos aumenta, lo que acelera los desprendimientos de hielo (Hunt *et al.*, 1998).

Igualmente relevantes son los procesos de retroalimentación negativos. Por ejemplo, los glaciares erosionan la tierra que bajo ellos se encuentra. Al cabo de decenas de miles de años, dicha tierra queda por debajo del nivel del mar y el glaciar recula, dejando paso al océano. Ello provoca una disminución del albedo (Huddart *et al.*, 2013). Por otro lado, el aumento en la aridez durante los periodos glaciales reduce, además, la precipitación disponible para mantener la glaciación.

1.4. Consecuencias de los ciclos glaciales

Pese a que el último periodo glacial finalizó hace unos 12 000 años, algunos de sus efectos siguen presentes.

Las masas de hielo en movimiento tallan el paisaje geográfico, por ejemplo, creando fiordos por abrasión del suelo subyacente, como los que existen en Noruega.

Por su parte, los periodos glaciales provocan la extinción a gran escala de los organismos adaptados a climas cálidos,

induciendo las migraciones de los animales mejor adaptados a las condiciones del momento.

Además, durante las glaciaciones, el nivel del mar desciende en pos de la formación de las masas de hielo, pudiendo llegar a los -130 m, formándose puentes terrestres (Farmer *et al.*, 2023). Cuando el periodo glacial cesa y las aguas ascienden, ciertas poblaciones quedan aisladas y evolucionan independientemente, aumentando la biodiversidad.

Además, el peso de las capas de hielo deforma la corteza y el manto terrestre (Ekman *et al.*, 2007). Cuando el hielo se derrite, se produce un fenómeno llamado “rebote postglacial”, en el que las tierras hundidas se elevan (y las que habían ascendido, se aplanan).

Finalmente, la redistribución de hielo – agua en la superficie terrestre y el flujo rocoso en el manto terrestre crea cambios en el gradiente del campo gravitacional terrestre y en el momento de inercia de la Tierra, alterando la velocidad angular con que rota (Nakada, 2002).

2. Próximo periodo glacial e impacto humano

Según las predicciones que se pueden extraer del estudio de las distintas causas que motivan los ciclos glaciales (especialmente, los ciclos de Milankovitch), se estima que la próxima glaciación debería comenzar en, aproximadamente, unos 50 000 años; al menos si no se tiene en cuenta el impacto humano en el clima global (Ganopolski *et al.*, 2016).

En efecto, recientes estudios llevados a cabo por la NASA sugieren que los ciclos de Milankovitch no explican (ya actualmente) el periodo de calentamiento global que la Tierra viene sufriendo desde el comienzo de la era

preindustrial (1850 - 1900) y, más en particular, desde mediados del siglo XX. Atendiendo a dichos estudios, el mencionado calentamiento se debe a la actividad humana (en especial, debido a la inyección de dióxido de carbono en la atmósfera terrestre).

En lo que respecta a las evidencias que sustentan tales afirmaciones, los científicos resaltan el hecho de que los ciclos de Milankovitch operan a grandes escalas de tiempo (desde decenas de miles a centenas de miles de años), mientras que el actual calentamiento se asienta sobre una escala del orden de las décadas - centurias. Así pues, los ciclos de Milankovitch no han podido ser responsables de ningún hipotético ascenso en la insolación recibida en los últimos 150 años.

Por otro lado, los cambios en la composición atmosférica no se ajustan a los ritmos marcados por los procesos de retroalimentación oceánicos y terrestres de los que se habló en secciones anteriores, sino que se relacionan con las tasas de emisión de gases de efecto invernadero asociadas a la quema de combustibles fósiles. En esta línea, se estima que, en ciclos glaciales pasados, la concentración de dióxido de carbono fluctuó desde las 180 ppm hasta las 280 ppm. Esto contrasta con el incremento del 50 % experimentado en el intervalo de tiempo comprendido entre el inicio de la era industrial y nuestros días, variando la concentración de CO₂ atmosférico de las 280 ppm hasta las 412 ppm (año 2021). Como consecuencia, desde 1850, la temperatura media global ha aumentado en torno a 1 °C, y se espera que aumente otro medio grado para 2030 (Maslin, 2020).

Desde el año 1750, el calentamiento asociado a los gases de efecto invernadero liberados por la actividad humana es 50 veces superior al sutil

calentamiento natural derivado de los cambios en la actividad solar durante ese periodo (como se dice, la irradiancia solar se ha mantenido constante, habiendo ascendido ligeramente en los últimos tres siglos y descendido ligeramente en las últimas décadas). Según los modelos climáticos, si el calentamiento al que la Tierra está hoy sometida se debiera a este último motivo, tanto la temperatura troposférica como la estratosférica deberían aumentar. Sin embargo, se observa que, mientras que la superficie terrestre y la troposfera se están calentando, la estratosfera se enfría.

En vista de todo lo anterior, los científicos concluyen que el enfriamiento natural iniciado hace unos 6 000 años como consecuencia de los ciclos naturales se ha visto interrumpido por la acción del hombre. Algunos expertos sugieren que, si a los ciclos naturales añadimos la cantidad de gases de efecto invernadero liberados a raíz de actividades antropogénicas, el inicio del próximo periodo glacial podría retrasarse incluso varias decenas de miles de años (Ganopolski *et al.*, 2016).

3. Modelización, resultados y discusión

Laskar *et al.* (2011) desarrollaron una nueva solución para la computación astronómica denominada La2010. Esta solución numérica permite obtener datos del movimiento orbital de la Tierra desde hace 250 Maños y hasta 50 Maños en el futuro.

Para este trabajo, haremos uso de los datos proporcionados por Laskar *et al.*

(2011). El modelo no incluye directamente la influencia humana en sus resultados futuros, ya que se centra en describir los ciclos orbitales naturales de la Tierra a lo largo del tiempo geológico. Pese a ello, cabe volver a recalcar que, tal y como se ha mencionado y respalda la literatura científica, dicho impacto antropogénico podría posponer el inicio de los próximos periodos glaciales en al menos varias decenas de miles de años. Existe pues, una gran componente de incertidumbre que, pese a no ser considerada de forma explícita en el análisis de los datos, ha de tenerse en mente a la hora de extraer conclusiones.

En esta sección, hacemos uso de dichos datos para analizar y estudiar la excentricidad, la oblicuidad y la longitud del perihelio durante las épocas glaciares pasadas; así como tratar de predecir nuevas glaciaciones en los próximos 400 mil años. Aunque el modelo nos permite estudiar hasta varios millones de años, nos centraremos en órdenes en que podamos garantizar mejores predicciones.

Así, en las figuras 1, 2 y 3, respectivamente, representamos la excentricidad, la oblicuidad y la longitud del perihelio (expresadas en radianes) para los tiempos (expresados en miles de años) asociados a la glaciación de Würm, referida popularmente como la Edad de Hielo. Se trata del último periodo glacial acontecido en la Tierra, que comenzó hace unos 115 mil años y finalizó hace unos 12 mil años.

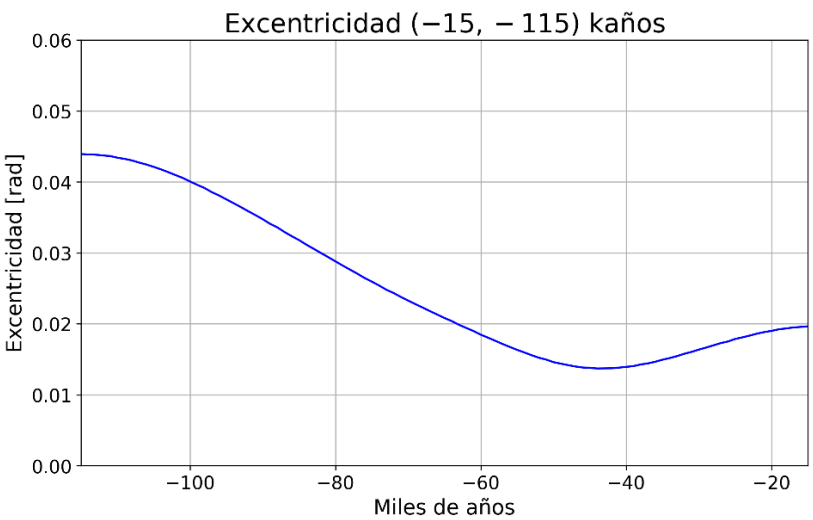


Fig. 1. Simulación a pasado: excentricidad.

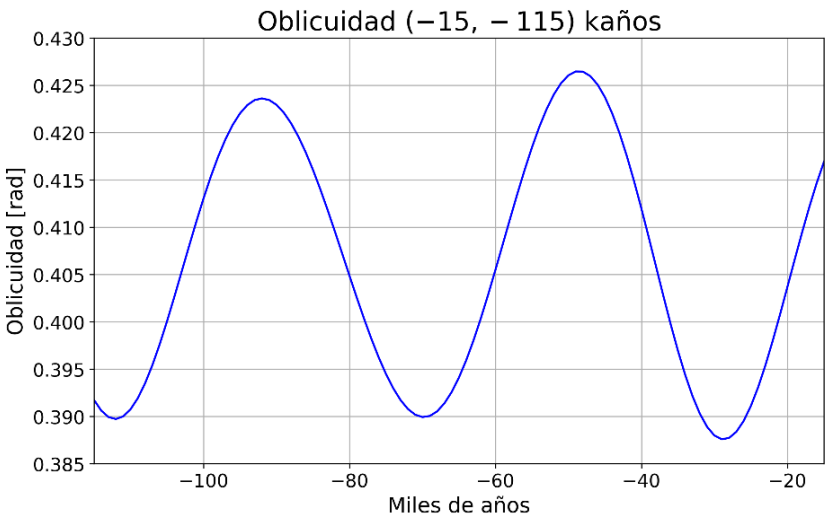


Fig. 2. Simulación a pasado: oblicuidad.

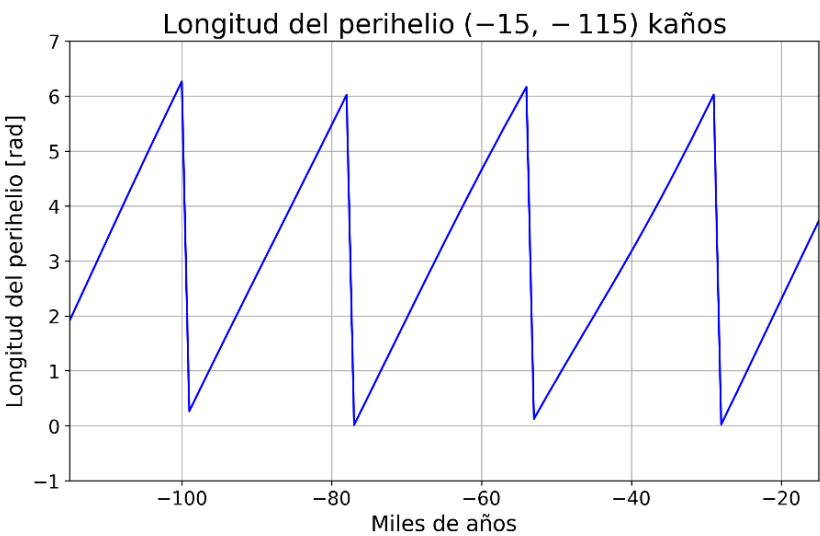


Fig. 3. Simulación a pasado: longitud del perihelio.

Como se puede apreciar, según el modelo y de forma aproximada, para hace en torno a 107 mil años, existe una coincidencia entre los efectos que dan pie a los periodos glaciales.

En primer lugar, la longitud del perihelio (medida en sentido antihorario desde el punto vernal) no toma valores extremos (una longitud del perihelio de 0° o 360° se correspondería con la coincidencia del afelio con el equinoccio de primavera o de otoño, respectivamente). En particular, dicha longitud está entre los 180° , valor que se corresponde con el inicio del acercamiento entre el afelio y el solsticio de verano del hemisferio norte (mitigándose el impacto de tal estación) y los 270° . Precisamente, esta situación mitigadora es tanto más acentuada cuanto más próxima sea la longitud del perihelio a los 270° (caso en que el afelio coincide con el solsticio de verano del hemisferio norte). Por otro lado, la excentricidad está próxima a un máximo relativo, por lo que la irradiancia recibida durante dicho verano mitigado será aún menor, pues el afelio estará más alejado del Sol. Finalmente, esa fecha corresponde, en buena medida, con un mínimo relativo en la oblicuidad del eje terrestre (factor más determinante para favorecer las glaciaciones). Así pues, podemos decir que los resultados del modelo son compatibles, en el caso de la glaciación de Würm, con las fechas que se recogen para la misma en la bibliografía.

A continuación, realizamos una representación de la oblicuidad y de la

excentricidad desde hace un millón de años. Nuestro objetivo será identificar el resto de las últimas épocas glaciales principales. Las fechas estimadas en la bibliografía se recogen en la tabla 1.

Glaciación	Inicio [kaños]
Würm	115
Riss	200
Mindel	580
Günz	850

Tabla 1. Fechas estimadas recogidas en la bibliografía para los últimos periodos glaciales.

En la figura 4 se representan, conjuntamente, los datos pertinentes (relativos a la excentricidad y la oblicuidad). En dicha figura, se señalan con líneas verdes discontinuas las fechas en que se producen coincidencias (aproximadas) entre máximos de excentricidad y mínimos de oblicuidad. Podemos concluir que el modelo predice correctamente estas glaciaciones con bastante fiabilidad, ya que las fechas señaladas se corresponden en buen grado con las estimaciones recogidas en el cuadro anterior. No obstante, se observa que existen ciertas discrepancias temporales a tener en cuenta (con desacuerdos del orden de los 10 000 años), especialmente de cara a la utilización del modelo para la predicción de glaciaciones futuras.

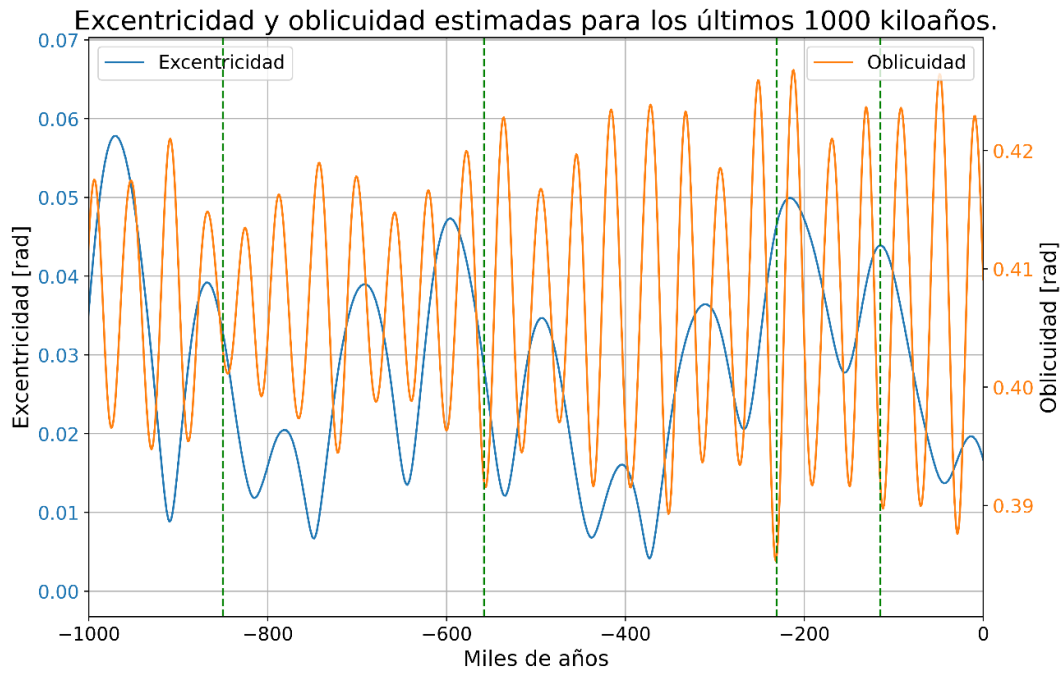


Fig. 4. Excentricidad y oblicuidad estimadas para los últimos 1000 kaños.

Precisamente, pasamos ahora a tratar de predecir las próximas glaciaciones. Para esto, hay que tener en cuenta la periodicidad aproximada de 100 000 años que los ciclos glaciares-interglaciares parecen seguir. Actualmente nos encontramos en un periodo interglacial de aproximadamente 12 mil años, que se sugiere que habría de finalizar en unos 50 mil años (Berger *et al.*, 2002). Sin embargo, la predicción exacta de cuándo ocurrirá la próxima glaciación es difícil debido a la complejidad de los sistemas climáticos y a la influencia de diversos factores, como cambios orbitales de la

Tierra, variaciones en la actividad solar y otros fenómenos naturales. Buscaremos entonces el mínimo de la oblicuidad y el máximo de la excentricidad siguiendo la teoría de Milankovitch y el periodo aproximado de 100 000 años. Los datos obtenidos con el modelo para la excentricidad, oblicuidad y longitud del perihelio se recogen en las figuras 5, 6 y 7.

Además, para poder analizar mejor los resultados, se ha realizado la figura 8 combinando las figuras 5 y 6.

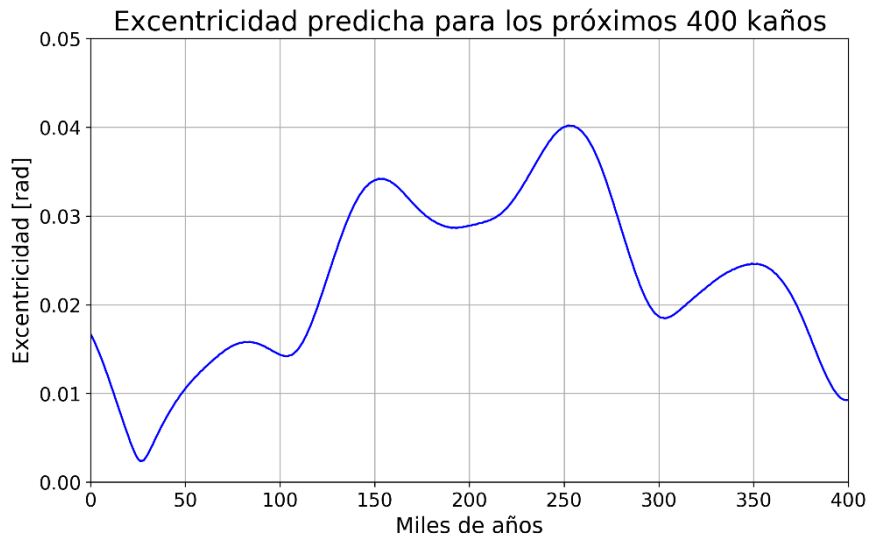


Fig 5. Simulación a futuro: excentricidad en el rango (0, 400) kaños..

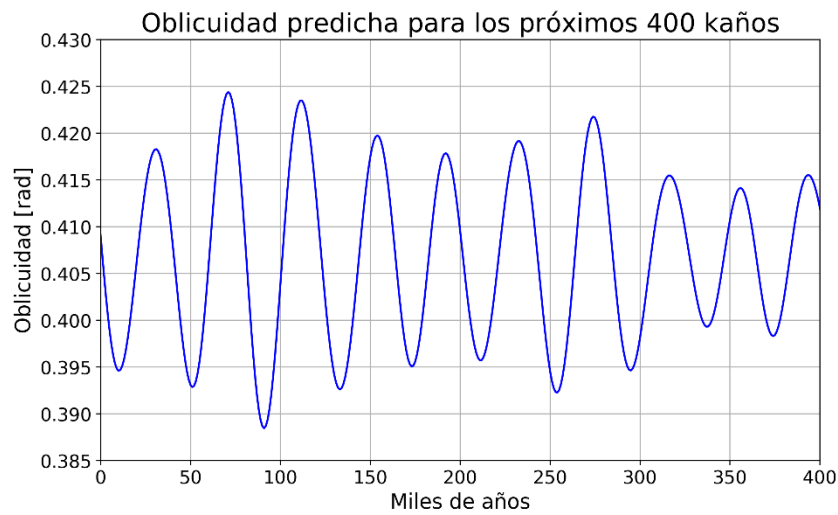


Fig 6. Simulación a futuro: oblicuidad en el rango (0, 400) kaños..

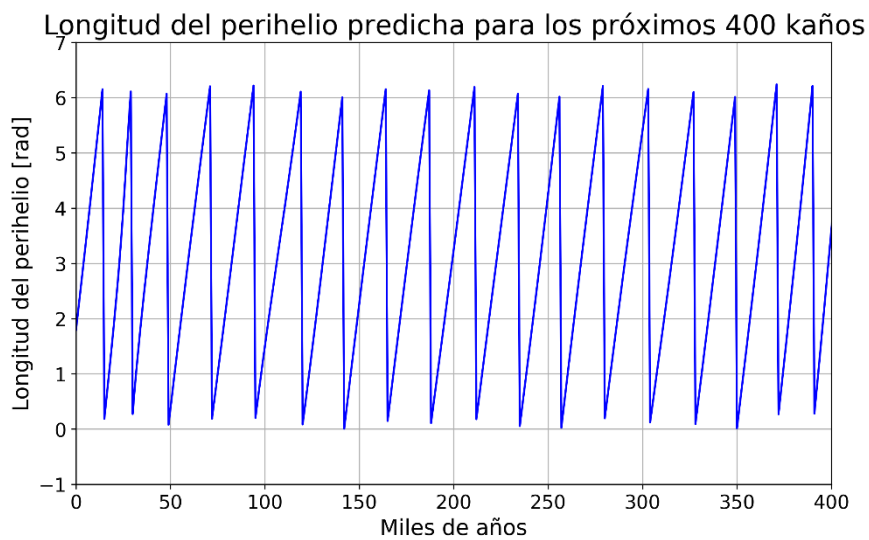


Fig 7. Simulación a futuro: longitud del perihelio en el rango (0, 400) kaños.

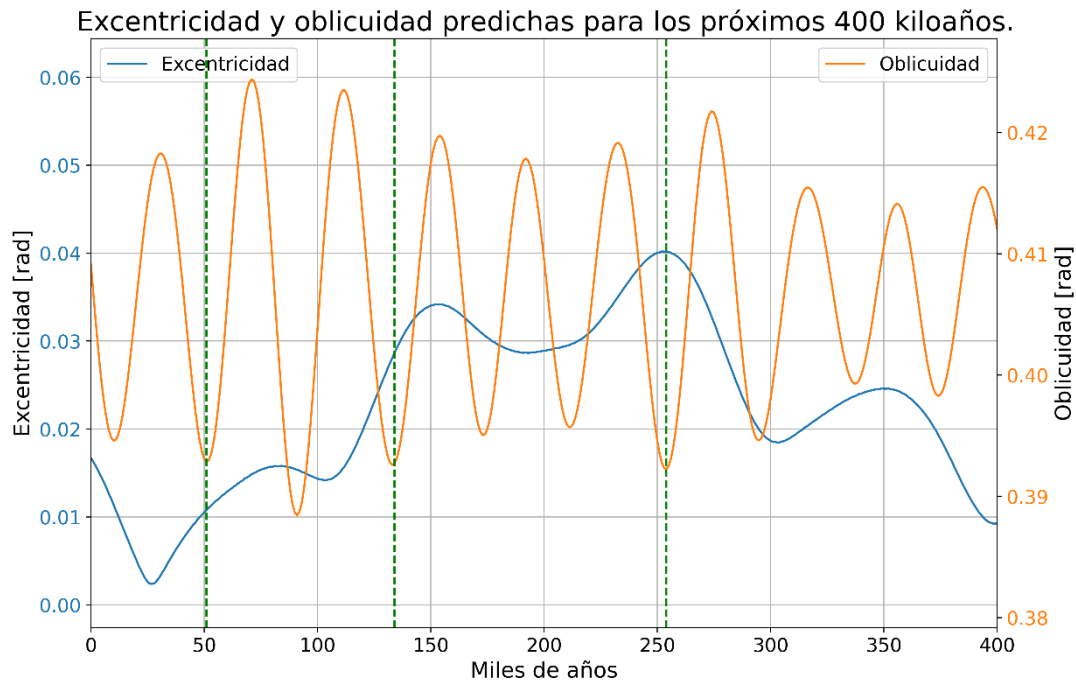


Fig 8. Excentricidad y oblicuidad predichas para los próximos 400 mil años.

En esta figura 8, se han señalado algunas fechas. En primer lugar, vemos que el modelo no respalda del todo la existencia de una glaciación en unos 50 mil años (ya que, pese a que dicha fecha se corresponde con un mínimo de oblicuidad, la excentricidad no parece resultar suficientemente elevada). Además, el valor correspondiente a la longitud del perihelio de entonces está lejos de ser el idóneo, como revela la figura 7. No es descartable, sin embargo, que los efectos recogidos en la figura 8 sean suficientes para influenciar cierto descenso en la temperatura terrestre (o, cuando menos, para mitigar temporalmente las injerencias climáticas humanas, ya que cabe volver a recordar que la oblicuidad del eje terrestre es el factor orbital más determinante). Este hecho parece discrepar, en parte, con los distintos estudios que han asegurado un nuevo periodo glacial para dicho entonces (Ganopolski *et al.*, 2016). En cualquier caso, los ciclos periódicos de 100 000 años parecen cumplirse y podemos ver una posible glaciación en torno a los 134 mil años (donde excentricidad, oblicuidad y longitud del

perihelio son las adecuadas, al estar también esta última por encima de los 180° y relativamente cerca a los 270°). No obstante, la más clara de entre todas las posibilidades la encontramos en torno a los 250 mil años, donde el máximo de la excentricidad coincide claramente con el mínimo de la oblicuidad. Además, la longitud del perihelio es, para entonces, muy próxima al valor idóneo de los 270° , mitigándose el impacto del verano en virtud de la coincidencia del afelio con el solsticio de verano del hemisferio norte.

Con todo esto, podemos concluir que el modelo utilizado aporta bastantes indicios sobre el inicio de una glaciación dentro de 250 mil años (probablemente la más intensa) y, en menor medida, otra más, dentro de en torno a 134 mil años. Cabe recalcar que estas predicciones siempre están sujetas a cambios sobre todo debido a la acción humana que, como ya se comentó, no influye en los datos que aporta el modelo utilizado. Además, las discrepancias observadas en la figura 4 reafirman el carácter estimativo del modelo, siendo posible que las glaciaciones predichas puedan

verse desplazadas en el tiempo en hasta 10 mil años (con respecto a las fechas marcadas en la figura 8).

4. Conclusiones

Concluimos que el modelo usado aporta indicios sobre el inicio de una glaciación en 250 mil años (probablemente la más intensa) y, en menor medida, otras otra en torno a 134 mil años. No es descartable que pudiera iniciarse, además, un ciclo glacial dentro de 50 000 años (como sugiere la bibliografía), si bien su magnitud no sería, en base a las predicciones del modelo, especialmente relevante. Cabe volver a recalcar que estas predicciones siempre están sujetas a cambios, sobre todo debido a la acción humana que, como ya hemos comentado, no se tiene en cuenta en el modelo empleado.

Referencias

- Berger, A., & Loutre, M. F. (2002). "Climate: An exceptionally long interglacial ahead?". *Science*, 297(5585), 1287–1288.
- Boulton, G. S., Dongelmans, P., Punkari, M., Broadgate, M. (2004). Evidence of European ice sheet fluctuation during the last glacial cycle. In: Ehlers, J., Gibbard, P. L. (Eds.), *Developments in Quaternary Sciences*, Volume 2, Part 1, Elsevier, 441–460.
- Ekman, M., Mäkinen, J. (2007). Recent postglacial rebound, gravity change and mantle flow in Fennoscandia. *Geophysical Journal International*, 126(1), 229–234.
- Farmer, J.R., Pico, T., Underwood, O.M., Stout, R.C., Granger, J., Cronin, T.M., Fripiat, F., Martínez-García, A., Haug, G.H., Sigman, D.M. (2023). The Bering Strait was flooded 10,000 years before the Last Glacial Maximum. *Proc. Natl. Acad. Sci. U.S.A.*, 120(1), e2206742119.
- Ganopolski, A., Winkelmann, R., Schellnhuber, H. (2016). Critical insolation–CO₂ relation for diagnosing past and future glacial inception. *Nature*, 529, 200–203.
- Hausfather, Z. 2021. Explainer: How the rise and fall of CO₂ levels influenced the Ice Ages, Carbon Brief.
- Hannah, L. (2014). *Climate Change Biology*. 2nd ed. Academic Press, Amsterdam, 23–28.
- Hendricks, M., Depaolo, D., Cohen, R. (2000). Space and time variation of $\delta^{18}\text{O}$ and δD in precipitation: Can paleotemperature be estimated from ice cores? *Global Biogeochemical Cycles*, 14, 851–861.
- Hunt, A.G., Malin, P.E. (1998). Possible triggering of Heinrich events by ice-load-induced earthquakes. *Nature*, 393(6681).
- Huddart, D., Stott, T.A. (2013). *Earth Environments: Past, Present and Future*. John Wiley & Sons.
- Kuhle, M. (1988). The Pleistocene glaciation of Tibet and the onset of ice ages. *GeoJournal*, 17(4), 581–595.
- Laskar, J., et al. (2011). La2010: A new orbital solution for the long-term motion of the Earth. *Astronomy Astrophysics - ASTRON ASTROPHYS*, 532.
- Maslin, M. (2020). Tying celestial mechanics to Earth's ice ages. *Physics Today*, 73, 48–53.

- Milankovitch, M. (1969). Canon of Insolation and the Ice-Age Problem. English translation by the Israel Program for Scientific Translations, published for the U.S. Department of Commerce and National Science Foundation, Washington, D.C., 633 pp.
- Montañez, I et al. 2011. Understanding Earth's Deep Past: Lessons for our Climate. Future.
- Nakada, M. 2002. Polar wander caused by the Quaternary glacial cycles and fluid Love number. *Earth and Planetary Science Letters*, 200(1–2), 159–166.
- Owens M.J., M. Lockwood, E. Hawkins, I. Usoskin, G.S. Jones, L. Barnard, A. Schurer, J. Fasullo, 2017. The Maunder minimum and the Little Ice Age: an update from recent reconstructions and climate simulations, *J. Space Weather Space Clim*, 7.
- Raymo, M. E., & Huybers, P. (2008). Unlocking the mysteries of the ice ages. *Nature*, 451.7176, 284-285.
- Royer, D.L., Berner, R.A., Park, J. (2007). Climate sensitivity constrained by CO₂ concentrations over the past 420 million years. *Nature*, 446, 530–532.
- Ruddiman, W.F. *Earth's Climate. Past and future*. New York, Freeman and Company.
- Shankar, U. 2021. Cave 'Krem Mawmluh' of Meghalaya plateau – The base of the 'Meghalayan Age' and '4.2 ka BP Event' in Holocene (Anthropocene). *International Journal of Ecology and Environmental Sciences*, 47, 49-59.
- Sommer, R., Nadachowski, A. 2006. Glacial refugia of mammals in Europe: Evidence from fossil records. *Mammal Review*, 36, 251-265.
- Summerhayes, C. P. 2020. *Paleoclimatology: From Snowball Earth to the Anthropocene*. John Wiley & Sons.
- Svtil, K.A. 1996. We are all Panamians *Discover*, April.
- Usoskin, I.G., R. Arlt, E. Asvestari et al. 2015. The Maunder minimum (1645-1715) was indeed a grand minimum: A reassessment of multiple datasets, *Astron. Astrophys.*, 581.
- Underwood, E. 2020. The Complicated Role of Iron in Ocean Health and Climate Change. *Knowable Magazine*, 3 January.
- Watt, S.F.L., Pyle, D.M., Mather, T.A. 2013. The volcanic response to deglaciation: Evidence from glaciated arcs and a reassessment of global eruption records. *Earth-Science Reviews*, 122, 77–102.
- Wolff, E.W., Chappellaz, J., Blunier, T., Rasmussen, S.O., Svensson, A. 2010. Millennial-scale variability during the last glacial: The ice core record. *Quaternary Science Reviews*, 29(21–22), 2828–2838.

Atenuación de la luz en la Ría de Vigo

H. BARREIRO-FONTA*, R. VARELA

*hbarreiro@alumnos.uvigo.es

*EPhysLab (Environmental Physics Laboratory), Facultade de Ciencias,
Universidade de Vigo,
Campus As Lagoas s/n, Ourense, Spain*

RESUMEN

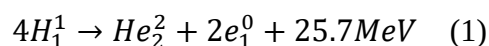
La luz es la principal fuente de energía para el planeta Tierra y juega un papel importante en el medio marino. Sin embargo, un estudio específico de la variación, tanto temporal como espacial, de la atenuación de la luz en este medio no se ha realizado anteriormente en la Ría de Vigo. Por tanto, el objetivo principal de este trabajo es comprobar si existen diferencias en la atenuación de la luz en la Ría de Vigo. Para ello, se realizaron un total de 14 salidas en siete puntos de muestreo entre febrero y mayo del 2022 con una frecuencia semanal, siempre que fuese posible. En ellos, se realizaba la medición de la intensidad de la luz (PAR) utilizando un CTD, también aprovechado para la obtención de datos de temperatura y salinidad. Se realizó un análisis estadístico para comprobar dichas diferencias significativas, encontrando la existencia de las mismas tanto espacial como temporalmente. Como conclusión, este trabajo aporta un primer estudio sobre la variación del coeficiente de atenuación en la Ría de Vigo, así como posibles causas, que se han tenido en cuenta, para las diferencias encontradas.

Palabras Clave: Luz, PAR, CTD, Ría de Vigo

1. Introducción

1.1. Consideraciones de la radiación solar: Luz visible

La radiación solar es la principal fuente de energía que llega a nuestro planeta. Esta, como su nombre indica, proviene del interior del Sol por fusión nuclear. Este proceso se puede resumir en la Fórmula 1 (Kirk, 1994):



La cantidad de energía de la radiación solar que llega al borde exterior de la atmósfera sobre un área de un metro cuadrado se conoce como constante solar. Dentro de la radiación solar, se

puede distinguir diferentes radiaciones dependiendo de la longitud de onda: radiación gamma, radiación UV (ultravioleta), radiación visible y radiación IR (infrarrojos) (De las Rivas, 2000).

Hoy en día, se utiliza el término luz para referirse a la parte del espectro electromagnético conocida como radiación visible o luminosa, la cual está situada entre las longitudes de onda de 400-700 nm. Esta radiación, aparte de ser la captada por el ser humano, es la utilizada como energía para realizar el proceso de fotosíntesis por los diferentes organismos fotosintetizadores, por lo que se conoce como PAR (radiación fotosintéticamente activa) (Kirk, 1994).

Dentro de este intervalo se diferencian la variedad de colores dependiendo del rango de longitud de onda. Entre los 400 a 500 nm se encuentran los tonos desde violetas hasta azules, de 500 a 600 nm los verdes y amarillos y, por último, de 600 a 700 nm se encuentran los naranjas y rojos (De las Rivas, 2000).

1.2. Atenuación de la luz en el medio marino

1.2.1 Absorción y dispersión: elementos que intervienen en la atenuación de la luz

La atenuación de la luz en el medio marino es debida a cuatro factores: el propio medio (agua), sustancias disueltas, material particulado vivo y material particulado no vivo (Kirk 1994).

Por un lado, el agua contribuye a la atenuación de la luz debido a la absorción que realiza de la misma, siendo notable a partir de los 550 nm, y alcanzando el pico, aproximadamente, a los 740 nm. Las sustancias disueltas, al contrario del agua, tienen su mayor pico de absorción a longitudes de onda bajas, 350-400 nm, decreciendo a partir de estos valores de una forma exponencial igual que ocurre con el material particulado no vivo (aunque tenga una mayor importancia en la dispersión de la luz). Por último, el material particulado vivo tiene su pico de absorción a una longitud de onda de entre 400-450 nm (Kirk, 1994).

A mayores de la absorción, se puede calificar a la dispersión como el otro motivo principal de la atenuación de la luz en el medio marino. Este fenómeno está causado por la presencia de material (vivo o no vivo) en la columna de agua siendo relevante el tamaño, la forma y la abundancia de las partículas. Siendo las de mayor tamaño las que producen una

mayor desviación aunque son las menos presentes en el medio (Kirk, 1994).

1.2.2. Medición de la atenuación de la luz en el medio marino

La forma de cuantificar la atenuación de la luz es mediante el uso del coeficiente de atenuación (k , m^{-1}). Este valor proviene de la Ley de Beer-Lambert en la que se relaciona la intensidad de luz a una profundidad z y la intensidad de luz en superficie según la Fórmula 2 (San Miguel, 2010):

$$I_z = I_0 e^{-kz} \quad (2)$$

Donde I es la intensidad de luz ($\mu E m^{-2} s^{-1} nm^{-1}$) a la profundidad z (m), I_0 es la intensidad de luz a 0 m y k_d es el coeficiente de atenuación (m^{-1}).

El coeficiente de atenuación se puede calcular para una longitud de onda determinada, obteniendo los valores de irradiancia utilizando un espectrorradiómetro, el cual mide la irradiancia a una longitud de onda determinada (Figueroa et al., 1994). También se puede calcular para el PAR, para ello se utiliza un cuantómetro (Branco et al., 2005) que mide la irradiancia para el conjunto de longitudes de onda de 400 a 700 nm, pudiendo utilizarse este último por si solo o integrado en un CTD (Conductivity, Temperature, Depth; conductividad, temperatura y profundidad). (Lund-Hansen, 2004).

1.3. Atenuación en rías y estuarios

Las zonas costeras, como son las rías y estuarios, están caracterizadas por tener un mayor aporte proveniente de la tierra o los ríos. Entre estos aportes se encuentran nutrientes que favorecen el crecimiento masivo de algas reduciendo así el paso de luz en la columna de agua (Oestreich et al., 2016). Otro punto

importante a tener en cuenta en sistemas costeros es la resuspensión de sedimentos en la columna de agua debido a los vientos que favorecen a los afloramientos. Aunque también está presente la modificación de la columna de agua debida al viento por el fenómeno contrario, el hundimiento (San Miguel, 2010). Los valores característicos del coeficiente de atenuación en estas zonas suelen estar entre 0.06 y 0.1 m^{-1} llegando a valores de 0.2 o 0.3 m^{-1} en zonas muy productivas (Ramiro Varela comm. pers.)

En cuanto a la Ría de Vigo, situada al noroeste de la Península Ibérica, se pueden encontrar diferentes factores que potencialmente son capaces de influir en la atenuación de la luz en la Ría. En este estudio se tendrán en cuenta las variaciones espaciales por el tipo de fondo, influencias antropogénicas como son la EDAR (Estación Depuradora de Aguas Residuales), el puerto, la causada por las bateas y la influencia de los vientos.

Para empezar, las diferencias del tipo de fondo en la Ría pueden afectar a la atenuación de la luz debido a la resuspensión del sedimento. En la zona, se tiene un eje central (dirección NE-SW) caracterizado por un fondo fangoso. Sin embargo, se pueden encontrar fondos de tipo arena, fango y grava al hacer un transepto de Norte a Sur en la parte más próxima a la boca de la Ría (Vilas et al., 2005).

En cuanto a la influencia antropogénica, se encuentra la EDAR que, a través del emisario submarino, aporta material particulado y disuelto al medio, los cuales participan en la dispersión y absorción de la luz. El puerto, localizado en la ciudad de Vigo, también es una fuente de aportes de origen antropogénico al medio marino. Por último, en cuanto a la influencia

antropogénica, destaca el aumento del uso de las bateas, en donde se realiza el cultivo del mejillón, cuyo crecimiento depende de la disponibilidad de fitoplancton (organismos fotosintetizadores que intervienen en la atenuación de la luz). Éstos también influyen en la modificación del sustrato del fondo, añadiendo materia orgánica al mismo, que podrá ser resuspendida en eventos de afloramiento (Figueiras et al., 2002, González-Garcés., 2008).

En último lugar, los vientos juegan un papel importante tanto en la resuspensión de material (afloramientos/hundimientos) como en la circulación de la Ría. Entre los meses de octubre y marzo, el viento en la Ría de Vigo suele proceder del sur, provocando así hundimientos de las aguas mientras que, en el periodo comprendido entre abril y septiembre, los vientos suelen ser procedentes del norte, siendo épocas de afloramiento. Con relación a la circulación de la Ría, el estado “normal” o de circulación positiva está caracterizado por la entrada del agua a la Ría por el fondo y salida por la superficie. Cuando el viento sopla del norte, provocando los afloramientos, se intensifica este tipo de circulación, haciendo una renovación del agua más rápida. Sin embargo, cuando los vientos de componente sur soplan con suficiente intensidad, provocan un patrón conocido como circulación negativa el cual está caracterizado por la entrada de agua por superficie y salida por el fondo. De esta forma, el agua queda más tiempo acumulada en el interior de la Ría, junto con los aportes de costa (como de ríos), haciendo una renovación más lenta (Rosón et al., 2008).

Pese a ser una zona bastante estudiada, la Ría de Vigo carece de estudios acerca de la atenuación de la luz propiamente dicha, aunque se han encontrado algunos estudios relacionados con el fitoplancton

donde se utilizan datos de luz para su contextualización como el de Figueroa et al 1994. Debido a esto, este estudio cuenta con la aportación de datos de luz registrados por Francisco Figuerias (IIM, Instituto de Investigaciones Marinas) en el año 1991.

1.4. Objetivos

Este trabajo tiene como objetivo principal la realización de un estudio acerca de la atenuación de la luz en la Ría de Vigo. Además, como objetivo secundario, se quiso valorar los efectos de: la EDAR, los tipos de fondo, el viento, así como las variaciones espaciales y temporales (en un periodo entre febrero y mayo) en la Ría.

2. Datos y procedimiento

2.1. Zona de estudio

Con el fin de comprobar la influencia de diferentes características en la atenuación de la luz, el estudio se realizó

en 7 localizaciones de la Ría de Vigo (Figura 1, Tabla 1). Tres de ellas, las más cercanas a la boca de la ría, se escogieron por el tipo de fondo. Se eligió una estación más central con el fin de realizar una sección longitudinal. Y las tres restantes fueron elegidas por la influencia antropogénica en la Ría.



Fig. 1. Localización de las estaciones del muestreo realizado. Estación fondo de arena (1), estación fondo de fango (2), estación fondo de grava (3), estación desembocadura del emisario (4), estación con presencia de bateas (5), estación en el puerto (6) y estación fondo de fango más central (7).

Estación	Latitud (N)	Longitud (W)	Profundidad (m)	Tipo de fondo
1	42° 14.66'	8° 53.61'	25	Arena
2	42° 12.63'	8° 52.66'	34	Fango
3	42° 9.77'	8° 50.96'	27	Grava
4	42° 13.75'	8° 47.82'	37	Fango
5	42° 14.59'	8° 48.06'	25	Fango
6	42° 14.05'	8° 44.26'	16	Fango
7	42° 12.54'	8° 46.81'	38	Fango

TABLA 1. Tabla resumen de las características de las estaciones elegidas. De izquierda a derecha: estación por número, coordenadas GPS, profundidad y tipo de fondo de cada estación.

Las estaciones representativas del tipo de fondo (1, 2 y 3) fueron elegidas según la Figura 2, donde se puede observar una mayor variación del fondo en la zona cercana a la boca de la Ría.

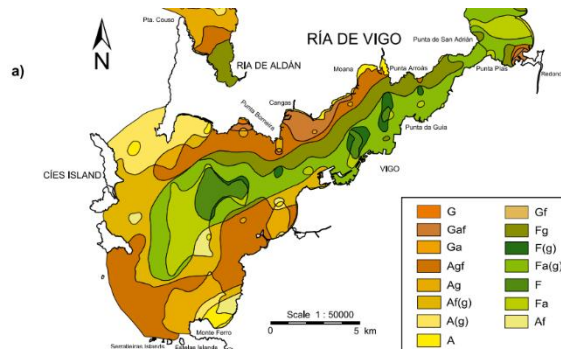


Fig. 2. Mapa de distribución de sedimentos en la Ría de Vigo. Fuente: Imagen modificada de Vilas et al. (2005).

2.2. Realización del muestreo

El muestreo se hizo en un periodo de tiempo desde el 2 de febrero del 2022 hasta el 25 de mayo del 2022 (ambos incluidos), realizando la recogida de muestras una vez por semana, siempre que fuese posible. El aparato utilizado para el muestreo empezó siendo el CTD Seabird 25 plus (CTD perfilador de una frecuencia de 16 Hz). Los sensores que incluía eran: temperatura, conductividad, presión, fluorescencia, turbidez, PAR y oxígeno disuelto (Figura 3a). Sin embargo, a partir de la última semana de marzo, debido a la pérdida del CTD, se comenzó a utilizar otro Seabird 25 (con frecuencia de 8 Hz), equipado con los mismos sensores que el anterior a diferencia del modelo del sensor de fluorescencia y la incorporación del sensor de transmitancia (Figura 3b).

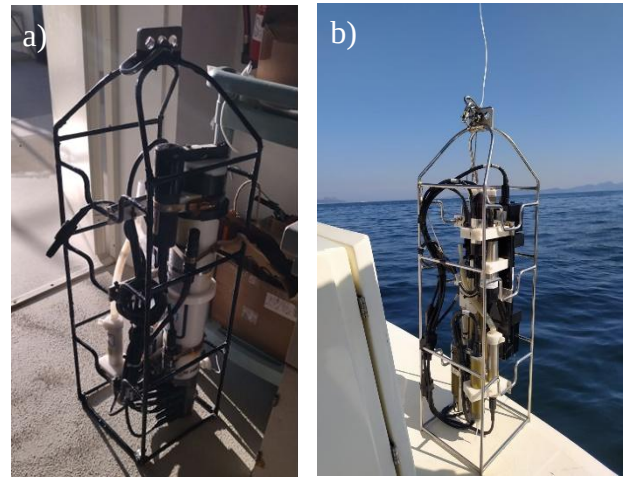


Fig. 3. CTD Seabird 25 plus (a). CTD Seabird 25 (b).

Las salidas se realizaron desde la ECIMAT (Estación de Ciencias Mariñas de Toralla) a bordo de la embarcación proporcionada. Tanto el recorrido como los puntos de muestreo eran registrados mediante un GPS.

Antes de cada salida, se comprobaba la marea ya que el recorrido de los muestreos podía variar cada día dependiendo de si la marea subía o bajaba, teniendo que realizar la salida en sentido opuesto a la marea. Además, se anotaba también la dirección y módulo del viento del propio día y de los tres días anteriores, ya que la situación oceanográfica del muestreo no depende solo del viento que haya en ese momento en la plataforma, para poder calcular los índices de afloramiento. Estas medidas de viento se obtenían a partir de los datos recogidos por la boya de Cíes (42° 10.69' N, 8° 53.59' W) registrados en Meteogalicia.

Una vez llegados a cada uno de los puntos, se realizaba el siguiente procedimiento: encendido del CTD y bajada del mismo hasta una profundidad de unos 5 m durante 2 o 3 minutos, para la homogeneización del fluido en los diferentes sensores. Una vez pasado este tiempo, se subía hasta superficie y, a

continuación, se procedía a bajar el CTD, a una velocidad aproximada de 0.5 m s^{-1} , hasta una profundidad de unos 2 m por encima del fondo. En el momento que se realizaba el descenso del aparato y la recogida de este en superficie, se marcaba en el GPS. Mientras se realizaba el muestreo en columna, desde superficie se tomaban datos de las medidas del PAR superficial.

Este procedimiento se realizaba en cada una de las 7 estaciones.

2.3. Calibración

Como se utilizaron dos CTDs diferentes, con el fin de poder intercomparar los resultados, se realizó la calibración de ambos instrumentos con la ayuda de un Cuantómetro Spherical LI-COR. Para ello, se salió a la Estación Central de la Ría de Vigo ($42^\circ 14.11' \text{ N } 8^\circ 48.81' \text{ W}$) a bordo del Kraken, desde la ECIMAT. Una vez allí, se realizó el descenso del CTD junto con el cuantómetro para tomar las medidas a la misma profundidad.

Acabada la salida, en Excel se realizó una recta de calibrado con las medidas logarítmicas del cuantómetro y del CTD para poder obtener los valores a todas las profundidades necesarias es decir, hasta la profundidad máxima alcanzada durante los muestreos. Una vez se tienen todos los valores, se calibran los datos del CTD respecto al cuantómetro para cada una de las medidas (este proceso se hizo con ambos CTDs).

2.4. Procesado datos muestreo

Después del muestreo, los archivos del CTD (los cuales están en formato hexadecimal) se pasan al ordenador donde serán procesados mediante el programa SBE Data Processing. Se

siguió el procesado estándar para obtener un archivo final legible con los datos de interés medidos (u obtenidos mediante variables derivadas).

Una vez se tuvo cada archivo, con las medidas de PAR superficiales y los datos de la calibración, se corrigieron y calibraron las medidas a cada profundidad. A continuación, se calcularon los coeficientes de atenuación de cada una de las estaciones utilizando la ley de Beer-Lambert. Para ello, se realizó una regresión exponencial o lineal (aplicando logaritmos) de la Fórmula 2.

Con los datos de temperatura y salinidad de las estaciones 2, 4 y 7 (sección longitudinal), se realizaron secciones de temperatura y salinidad para poder contextualizar el tipo de circulación presente durante los muestreos.

Por último, con los datos de viento registrados, se calcularon las tensiones de viento (τ_y) correspondiente a la Fórmula 3:

$$\tau_y = \rho_a C_d \sqrt{u^2 + v^2} v \quad (3)$$

Siendo ρ_a la densidad del aire (1.2 kg m^{-3}), C_d el coeficiente de arrastre (0.0014), u (m/s) y v (m/s) las componentes del viento. Una vez calculadas las tensiones del viento, se obtuvieron los índices de afloramiento (Q_x , $\text{m}^3 \text{s}^{-1} \text{km}^{-1}$) según la Fórmula 4:

$$Q_x = \frac{\tau_y}{f\rho} 10^3 \quad (4)$$

Siendo f el factor de Coriolis ($9.73 \cdot 10^{-5} \text{ s}^{-1}$) y ρ la densidad del agua de mar (1025 kg m^{-3}).

2.5 Análisis estadístico

Con el fin de comprobar la existencia de diferencias significativas entre las diferentes estaciones y días de muestreo, se realizó el test estadístico ANOVA con el programa RStudio. Se estableció que si $p\text{-valor} > 0.05$, entonces no existían diferencias significativas, mientras que si $p\text{-valor} < 0.05$, se considera que sí que había diferencias estadísticamente significativas. Al encontrar estas diferencias, se realizó, a posteriori, el test Tukey, para comprobar entre qué estaciones y días existían las diferencias ($p\text{-valor} < 0.05$). Por último, también se realizó el test estadístico para comparar los diferentes índices de afloramiento calculados y si existían diferencias entre los valores promedio de coeficientes de atenuación entre las épocas de afloramiento y hundimiento para cada una de las estaciones más exteriores.

3. Resultados

3.1. Contexto hidrográfico

Los resultados del índice de afloramiento indican una variabilidad a lo largo del periodo del estudio entre condiciones de afloramiento y hundimiento. Como se puede observar en la Figura 4, para el periodo de muestreo se obtiene una predominancia de los afloramientos, alcanzando valores de $820 \text{ m}^3 \text{s}^{-1} \text{km}^{-1}$.

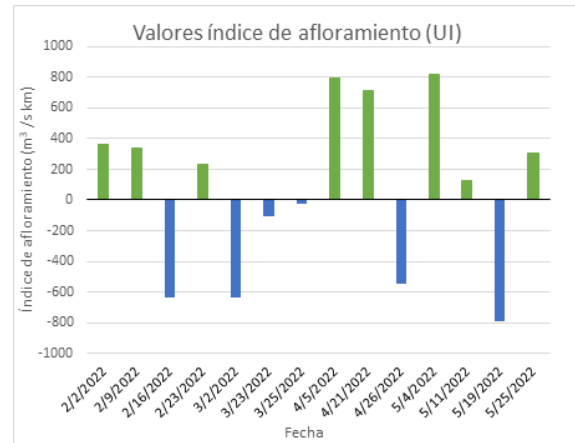


Fig. 4. Variación temporal del índice de afloramiento en la Ría de Vigo en el periodo de estudio. En el eje x están representadas las fechas para cada uno de los muestreos, aunque el valor corresponde a la media de los tres días anteriores y el propio día del muestreo. Los valores mayores a 0 se corresponden con afloramientos y los menores a 0 con hundimientos.

Para las secciones de temperatura y salinidad se ha decidido elegir 4 figuras representativas. En cuanto a la distribución de la temperatura, en la Figura 5 se encuentran temperaturas más altas en el fondo y más bajas en la superficie. Sin embargo, en las Figuras 6, 7 y 8 se encuentra una distribución inversa, temperaturas frías en el fondo y altas en superficie.

En cuanto a las isohalinas, en la Figura 5 se observa una distribución vertical junto con un bucle a una profundidad cercana a 30 m, pudiendo observar como la salinidad en la parte inferior del bucle es menor que la de la parte superior. Por otro lado, en la Figura 6, se encuentran isohalinas con inclinación hacia la estación más exterior de la Ría. Por último, en las Figuras 7 y 8 se encuentra un patrón de isohalinas horizontales. En estas tres últimas figuras, los valores de salinidad aumentan con la profundidad.

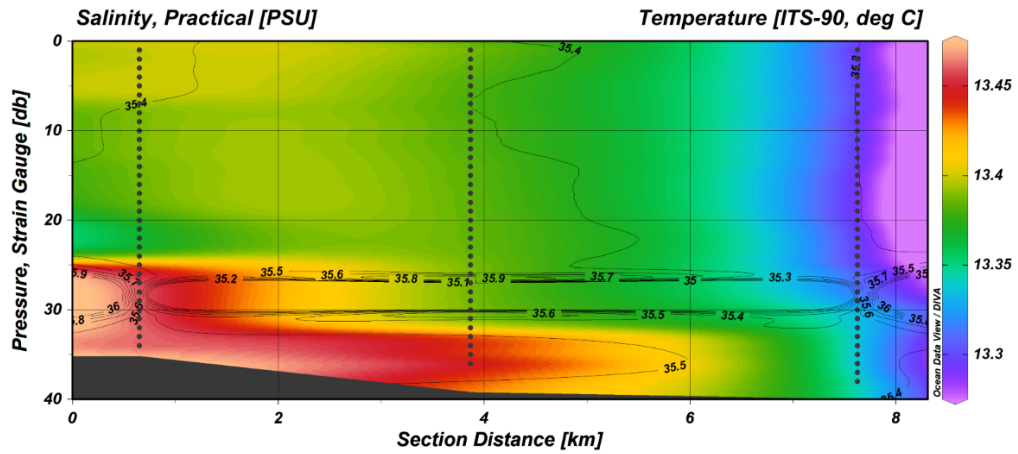


Fig. 5. Sección de temperatura y salinidad de las estaciones 4, 7 y 2 (de izquierda a derecha, señaladas por las líneas de puntos verticales) el día 16 de febrero 2022. Temperatura representada en el eje z (escala de colores) y salinidad representada mediante isohalinas.

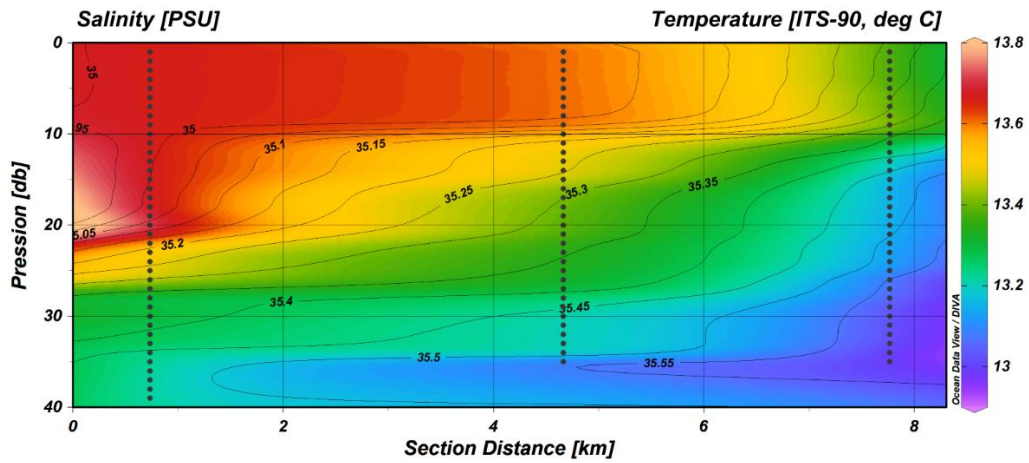


Fig. 6. Sección de temperatura y salinidad de las estaciones 4, 7 y 2 (de izquierda a derecha, señaladas por las líneas de puntos verticales) el día 23 de marzo 2022. Temperatura representada en el eje z (escala de colores) y salinidad representada mediante isohalinas.

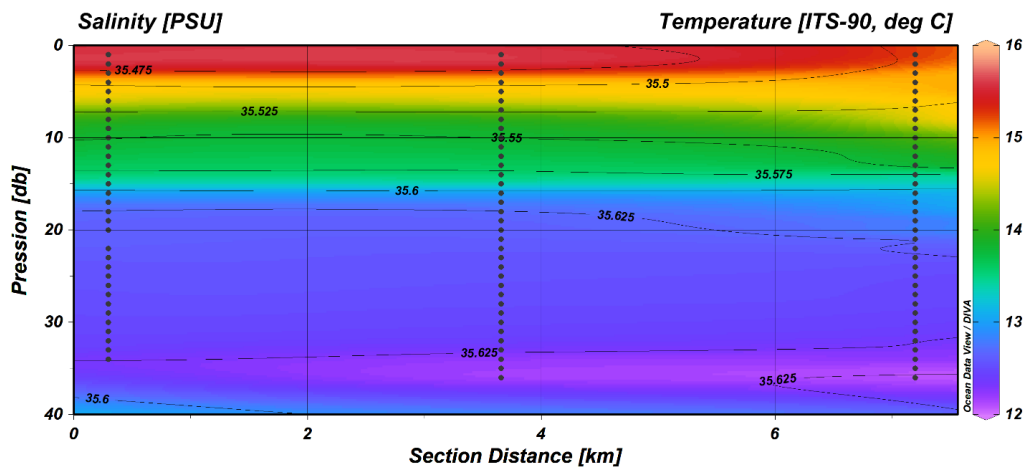


Fig. 7. Sección de temperatura y salinidad de las estaciones 4, 7 y 2 (de izquierda a derecha, señaladas por las líneas de puntos verticales) el día 11 de mayo 2022. Temperatura representada en el eje z (escala de colores) y salinidad representada mediante isohalinas.

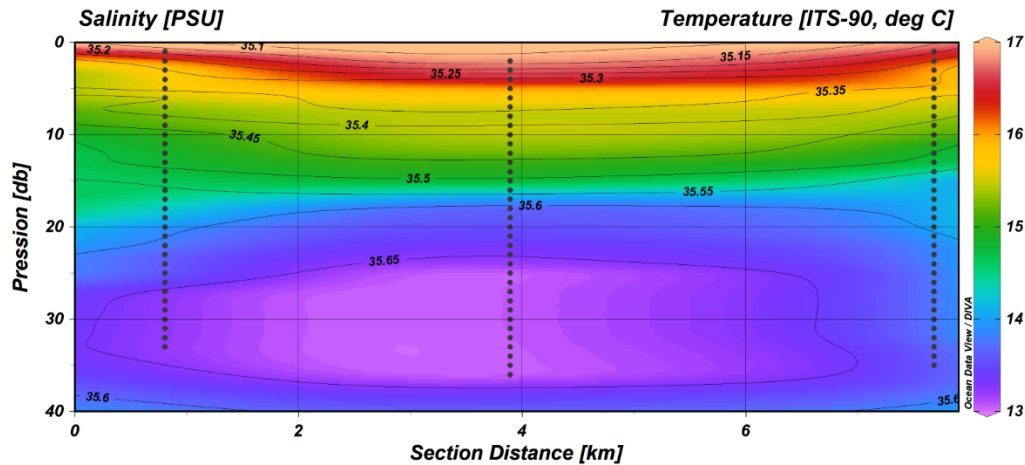


Fig. 8. Sección de temperatura y salinidad de las estaciones 4, 7 y 2 (de izquierda a derecha, señaladas por las líneas de puntos verticales) el día 25 de mayo 2022. Temperatura representada en el eje z (escala de colores) y salinidad representada mediante isohalinas.

A modo de resumen del contexto hidrográfico de cada muestreo, se realizó la Tabla 2.

Fecha (2022)	Afloramiento/Hundimiento	Circulación
2 feb	Afloramiento	Positiva
9 feb	Afloramiento	Positiva
16 feb	Hundimiento	Negativa
23 feb	Afloramiento	Positiva
2 mar	Hundimiento	Positiva
23 mar	Hundimiento	Positiva
25 mar	Hundimiento	Positiva
5 abr	Afloramiento	Positiva
21 abr	Afloramiento	Positiva
26 abr	Hundimiento	Negativa
4 may	Afloramiento	Positiva
11 may	Afloramiento	Positiva
19 may	Hundimiento	Negativa
25 may	Afloramiento	Positiva

TABLA 2. Resumen contexto hidrográfico en cada una de las fechas de muestreo. De izquierda a derecha: fecha, situación según índice afloramiento y tipo de circulación estuárica.

3.2. Coeficientes de atenuación

Como se observa en la Tabla 3, los valores del coeficiente de atenuación varían entre las diferentes estaciones y días. El valor máximo obtenido

corresponde a la estación 4 (emisario) el día 2 de febrero del 2022 con un valor de 0.322 m^{-1} , que se corresponde con una fecha de afloramiento y circulación positiva. Mientras que el valor mínimo se encuentra en la estación 1 (fondo de arena) el día 25 de mayo del 2022 con un valor de 0.033 m^{-1} , teniendo el mismo contexto de afloramiento y circulación positiva.

El análisis estadístico realizado, ANOVA, encontró diferencias significativas entre las estaciones de muestreo y también entre los diferentes días. En cuanto a las estaciones, las diferencias se encuentran entre la estación 4 (emisario) con las estaciones 1 (fondo de arena), 2 (fondo de fango), 3 (fondo de grava) y 7 (fondo de fango central).

Por otro lado, las diferencias entre los días de muestreo se pueden encontrar en la Tabla 4. Siendo el día 11 (4 de mayo) el que más difiere del resto de los días y el día 10 (26 de abril) el que menos.

Fecha (2022)	Estación 1 (m ⁻¹)	Estación 2 (m ⁻¹)	Estación 3 (m ⁻¹)	Estación 4 (m ⁻¹)	Estación 5 (m ⁻¹)	Estación 6 (m ⁻¹)	Estación 7 (m ⁻¹)
2 feb	0.158	0.160	0.096	0.322	0.182	0.254	0.160
9 feb	0.177	0.162	0.176	0.171	0.165	0.190	0.202
16 feb	0.158	0.160	0.142	0.322	0.182	0.254	0.160
23 feb	0.163	0.191	0.303	0.222	0.179	0.206	0.218
2 mar	0.222	0.214	0.238	0.312	0.266	0.283	0.311
23 mar	0.155	0.221	0.223	0.315	0.175	0.254	0.145
25 mar	0.168	0.180	0.165	0.217	0.196	0.228	0.156
5 abr	0.274	0.218	0.119	0.232	0.223	0.254	0.227
21 abr	0.075	0.111	0.103	0.129	0.137	0.164	0.153
26 abr	0.142	0.149	0.158	0.200	0.197	0.135	0.184
4 may	0.071	0.112	0.133	0.107	0.154	0.035	0.127
11 may	0.156	0.228	0.154	0.276	0.214	0.118	0.177
19 may	0.093	0.108	0.073	0.169	0.121	0.126	0.096
25 may	0.033	0.093	0.109	0.109	0.119	0.168	0.119

TABLA 3. Valores calculados del coeficiente de atenuación (m⁻¹) en cada una de las estaciones en los diferentes días de muestreo. En las columnas, los coeficientes de atenuación (K_a) y en las filas, las fechas de los muestreos.

Día	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
1											X		X	X
2					X						X			
3											X		X	X
4									X		X		X	X
5		X					X		X	X	X	X	X	X
6									X		X		X	X
7					X						X		X	X
8									X		X		X	X
9				X	X	X	X							
10					X									
11	X	X	X	X	X	X	X	X				X		
12		X									X		X	X
13	X		X	X	X	X	X	X				X		
14	X		X	X	X	X	X	X				X		

TABLA 4. Diferencias significativas entre los diferentes días de muestreo. Tanto en la columna como en las fila se representan los diferentes días. Las casillas marcadas con una “X” son aquellas donde se encontraron diferencias significativas.

A mayores, el test estadístico para comprobar si había diferencias significativas entre los índices de afloramiento, coincide con los resultados representados en la Tabla 4.

4. Discusión

En primer lugar, analizando los resultados del contexto hidrográfico, se encuentra una relación entre la circulación negativa (Figura 5) y el índice negativo o hundimiento. Por otro lado, en la Figura 6, las isohalinas están inclinadas hacia la estación más exterior de la Ría junto con un descenso de la salinidad según se acercan a la estación más interior, por lo que se corresponde con una circulación positiva (Míguez, 2003). En este caso, el índice de afloramiento es negativo, pero, como se explicó anteriormente, al no ser un hundimiento de mucha intensidad, no se produce el cambio de circulación en la Ría. Por último, en las Figuras 7 y 8, se observa una patrón de isohalinas horizontales, circulación positiva, que concuerdan con un índice de afloramiento positivo calculado para la fecha.

Los coeficientes de atenuación obtenidos durante los muestreos están dentro de un rango de valores de 0.033 y 0.32 m^{-1} . Estos valores son parecidos a los encontrados en otros estuarios, como Lysefjord estudiado por Erga *et al.* (2012), en donde los valores de k (m^{-1}), para una profundidad de 30 m, ronda un intervalo entre 0.1 y 0.4 m^{-1} . El promedio de los valores obtenidos en la Ría de Vigo es igual a 0.17 m^{-1} , el cual es un valor que concuerda con diferentes estuarios de Europa como Bjornafjord, en Norega, 0.15 m^{-1} o Kongsfjord donde, en la época de primavera, tiene valores medios de 0.12 m^{-1} (Kirk, 1994).

Sin embargo, se hace complicado comparar los valores obtenidos en la Ría de Vigo con datos anteriores. Por ello, para este estudio, han sido proporcionados datos de un muestreo en la Estación central de la Ría de Vigo por Francisco Figueiras en 1991. Los coeficientes calculados tienen un rango de valores de 0.06 a 0.54 m^{-1} siendo un intervalo parecido al encontrado en los muestreos de este estudio. No obstante, se aprecian variaciones entre ambas series de datos que pueden ser debidas a la diferencia temporal que existe entre los dos muestreos o que las medidas de 1991 son una sola estación, mientras que las de este estudio son de 7 estaciones distribuidas a lo largo de la ría.

Se han encontrado diferencias espaciales en las medidas. En concreto, la estación 4 (emisario) difiere significativamente de las estaciones 1, 2, 3 y 7 (arena, fango, grava, fango central, respectivamente). Esto puede deberse a que las cuatro estaciones anteriores son más cercanas a la boca de la Ría, estando influenciadas, mayoritariamente, por el océano, mientras que la estación 4 estaría influenciada tanto por el océano como por el estuario (Figueiras *et al.*, 2002). Además, del emisario salen aportes de agua a la Ría, mezclándose con el medio y pudiendo provocar el aumento de material particulado o disuelto que intervienen en la atenuación de la luz. Sin embargo, en las otras estaciones, la presencia del material disuelto o particulado dependería, principalmente, de la circulación y el viento (Kirk, 1994; González-Garcés, 2008).

Por otro lado, las diferencias significativas encontradas en la variación temporal se pueden resumir, a grandes rasgos, como diferencias entre la época de febrero y marzo con abril y mayo. La primera justificación encontrada está basada en los índices de afloramiento, ya que el análisis

estadístico entre los índices concuerda con el encontrado entre los días. De esta forma, el viento pudo influir en los movimientos de agua debido a las diferentes épocas de afloramiento y hundimiento. Otra razón sería la variación de la radiación incidente en la Ría dependiendo de la época del año, siendo mayor a finales del periodo del muestreo respecto al inicio del mismo, llegando diferentes intensidades de luz a superficie (González-Garcés, 2008).

5. Conclusión

Al ser un estudio novedoso en la Ría de Vigo, este trabajo aporta unos primeros resultados acerca de la variación del coeficiente de la atenuación en la Ría de Vigo. Se puede comprobar la existencia de diferencias significativas espacialmente, temporalmente y por la influencia antropogénica, encontrando algunas causas posibles para estas diferencias observadas.

Referencias

- Branco, A. B., and Kremer, J. N. (2005). The relative importance of chlorophyll and colored dissolved organic matter (CDOM) to the prediction of the diffuse attenuation coefficient in shallow estuaries. *Estuaries*, 28, 643-652.
- De Las Rivas, J. A. V. I. E. R. (2000). La luz y el aparato fotosintético. *Fundamentos de Fisiología Vegetal. AZCÓN BIETO J*, 131-153.
- Erga, S. R., Ssebiyonga, N., Frette, Ø., Hamre, B., Aure, J., Strand, Ø., and Strohmeier, T. (2012). Dynamics of phytoplankton distribution and photosynthetic capacity in a western Norwegian fjord during coastal upwelling: Effects on optical properties. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 97, 91-103.
- Figueiras, F. G., Labarta, U., and Reiriz, M. F. (2002). Coastal upwelling, primary production and mussel growth in the Rías Baixas of Galicia. In *Sustainable Increase of Marine Harvesting: Fundamental Mechanisms and New Concepts: Proceedings of the 1st Maricult Conference held in Trondheim, Norway, 25–28 June 2000* (pp. 121-131). Springer Netherlands.
- Figuerola, F. L., Jiménez-Gómez, F., Villarino, M. L., Rodríguez, J., and Figueiras, F. G. (1994). Underwater light field and phytoplankton distribution during a daily cycle in the Ría of Vigo (NW Spain).
- González-Garcés A (2008) La Ría de Vigo. Una aproximación integral al ecosistema marino de la Ría de Vigo.

- Kirk, J. T. (1994). *Light and photosynthesis in aquatic ecosystems*. Cambridge university press.
- Lund-Hansen, L. C. (2004). Diffuse attenuation coefficients K_d (PAR) at the estuarine North Sea–Baltic Sea transition: time-series, partitioning, absorption, and scattering. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 61(2), 251-259.
- Míguez, B. M. (2003). *Descripción dinámica de la circulación en dos Rías Baixas: Vigo y Pontevedra* (Doctoral dissertation, PhD Thesis, University of Vigo, Vigo).
- Oestreich, W. K., Ganju, N. K., Pohlman, J. W., and Suttles, S. E. (2016). Colored dissolved organic matter in shallow estuaries: relationships between carbon sources and light attenuation. *Biogeosciences*, 13(2), 583-595.
- Rosón, G., Cabanas, J. M., and Pérez, F. F. (2008). Hidrografía y dinámica de la Ría de Vigo: un sistema de afloramiento.
- García-San-Miguel-Barreiro, C. (2011). *Efecto del viento en el coeficiente de atenuación de la luz en el agua para el saco interno de la Bahía de Cádiz* (Master's thesis).
- Vilas, F., Bernabeu, A. M., and Méndez, G. (2005). Sediment distribution pattern in the Rías Baixas (NW Spain): main facies and hydrodynamic dependence. *Journal of Marine Systems*, 54(1-4), 261-276.