



Identificación de florecimientos fitoplanctónicos en el estrecho de Gerlache, Península Oeste Antártica

Identification of phytoplankton blooms in the Gerlache Strait, West Antarctic Peninsula

Mary Luz Cañón Páez^{1,2,3*}, Eduardo Santamaría del Ángel²

1. Dirección General Marítima. Centro de Investigaciones Oceanográficas e Hidrográficas, Cartagena, Colombia. mcanonpaez@dimar.mil.co

2. Facultad de Ciencias Marinas, Universidad Autónoma de Baja California, Ensenada 22860, México; santamaria@uabc.edu.mx

3. Alumna de doctorado en el programa de Oceanografía Costera de la Universidad Autónoma de Baja California, Ensenada 22860, México.

* Autor de correspondencia.

RESUMEN

Con la finalidad de identificar florecimientos fitoplanctónicos, se utilizó el índice de propiedades ópticas inherentes ($POI_{\text{índice}}$) en muestras de agua de la superficie y el máximo de clorofila-a (MPC) que fueron tomadas en la Tercera (enero de 2017) y en la Cuarta Expedición (enero 2018) de Colombia a la Antártida en el Estrecho de Gerlache (EG). El $POI_{\text{índice}}$ se calculó partir de las anomalías espaciales estandarizadas de los coeficientes de absorción del fitoplancton, el detritus y la materia orgánica disuelta coloreada (CDOM) usando la longitud de onda 443. Además, se calculó el índice de tamaño del fitoplancton mediante la razón Azul / Rojo y este se relacionó con el $POI_{\text{índice}}$ para determinar la estructura de tamaño del fitoplancton responsable de los florecimientos. En 2017 se identificó a cuatro estaciones en condiciones de florecimiento, siendo dos superficiales y dos subsuperficiales; a tres estaciones en condiciones de descenso del florecimiento y a doce en condiciones de no florecimiento, con una estructura de tamaño diversa donde predominaron poblaciones del micro, nano y del picofitoplancton. En 2018 dos estaciones se identificaron en condiciones de florecimiento, siendo uno superficial y otro subsuperficial; a dos en condiciones de descenso del florecimiento y nueve en condiciones de no florecimiento, la estructura de tamaño que dominó los florecimientos fue el microfitoplancton. Con el $POI_{\text{índice}}$, se observaron en las dos expediciones condiciones subsuperficiales de florecimientos, probándose además su efectividad para florecimientos generados por condiciones naturales o estacionales en diferentes profundidades de la columna de agua.

PALABRAS CLAVES: Coeficientes de absorción, Índice Bio-óptico de florecimientos fitoplanctónicos, Índice de tamaño, Estrecho de Gerlache, fitoplancton.

ABSTRACT

In order to identify phytoplankton blooms, the inherent optical properties index ($IOP_{\text{índice}}$) was used in surface water samples and the maximum chlorophyll-a (MPC) that were taken in the Third (January 2017) and in the Fourth Expedition (January 2018) from Colombia to Antarctica in the Gerlache Strait (EG). The $IOP_{\text{índice}}$ is calculated from the standardized spatial anomalies of the phytoplankton, detritus and colored dissolved organic matter (CDOM) absorption coefficients using wavelength 443. In addition, the phytoplankton size index was calculated using the Blue / Red ratio and this related to the $IOP_{\text{índice}}$ to determine the size structure of the phytoplankton responsible for the blooms. In 2017, four stations were identified under bloom conditions, where two were superficial blooms and two subsurface bloom; to three in conditions of decrease of the bloom and to twelve in conditions of non-bloom, with a structure of diverse size where populations of the micro, nano and the picophytoplankton predominated. In 2018, two stations were identified in bloom conditions, being one superficial bloom and the other subsurface bloom; to two in conditions of decrease in bloom and nine in conditions of non-bloom, the size structure that dominated the blooms was microphytoplankton. With the $IOP_{\text{índice}}$, subsurface bloom conditions were observed in both expeditions, also proving their effectiveness for blooms generated by natural or seasonal conditions at different depths of the water column.

KEYWORDS: Absorption coefficients, Inherent optical properties index, Size index, Gerlache Strait, Phytoplankton.

DOI: <https://doi.org/10.25268/bimc.invemar.2021.50.SuplEsp.922>

Publicado por INVEMAR

Este es un manuscrito de acceso abierto bajo la licencia CC

Reconocimiento-No Comercial-Compartir Igual

Published by INVEMAR

This is an open Access article under the CC BY-NC-SA

INTRODUCCIÓN

El fitoplancton marino requiere nutrientes y luz para su crecimiento. En el caso de la luz, la señal es absorbida o dispersada por los componentes presentes en el agua como son: la materia orgánica disuelta coloreada (CDOM); las partículas (fitoplancton y detritus) y el agua de mar ópticamente pura. Según Kirk (2011), a estas propiedades se les conoce como propiedades ópticas y se especifican en términos del coeficiente de absorción o dispersión. Fueron referidas por Preisendorfer (1961) como propiedades ópticas inherentes (POI), porque su magnitud depende solo de las sustancias presentes en el medio acuático y no de la estructura geométrica de los campos de luz que pueden penetrar en la columna de agua (Mobley, 1994; Kirk, 2011). La ciencia que se encarga de estudiarlos es la óptica hidrológica, que es una parte de la física que estudia el comportamiento de la luz en el agua (Kirk, 1994).

Las POI han sido utilizadas en la validación de productos satelitales de color del océano (IOCCG, 2006; Brewin *et al.*, 2015). Estos componentes absorben la luz en diferentes longitudes de onda del espectro electromagnético (Sathyendranath y Morel, 1983), permitiendo diferenciar espectros de absorción que para el caso del agua registra mayor absorción en el rojo, para el CDOM en el ultravioleta-visible y para el material particulado como el fitoplancton en el azul (Aguilar-Maldonado *et al.*, 2018a).

Cambios en el color del océano es posible medirlos a través de técnicas tradicionales (muestreo *in situ*) (Santamaría-del-Ángel *et al.*, 2015; Aguilar-Maldonado *et al.*, 2018a) o plataformas satelitales (Aguilar Maldonado *et al.*, 2018b; Aguilar-Maldonado *et al.*, 2019). En el caso de los muestreos tradicionales, son escasos los programas de bases de datos de propiedades ópticas (Santamaría-del-Ángel *et al.*, 2015), mientras que los métodos con plataformas satelitales de color del océano, se han preocupado por incorporar nuevos productos para entender las características de absorción, dispersión del agua y sus constituyentes (Aguilar-Maldonado *et al.*, 2019), pese a que en sus inicios las misiones estaban orientadas solamente a la determinación de la concentración de Clorofila-*a* (Ch-*a*) en los océanos (Arnone *et al.*, 2006; IOCCG, 2015).

Dentro de los eventos documentados, que cambian el color del océano, están los florecimientos del fitoplancton, los cuales responden a eventos naturales o estacionales y juegan un papel importante en los balances ecológicos locales (Falkowski y Raven, 2007). Cuando un florecimiento

INTRODUCTION

Marine phytoplankton required nutrients and light for their growth. In the case of light, the signal is absorbed or dispersed by the components present in water, such as colored dissolved organic matter (CDOM); particulates (phytoplankton and detritus), and optically pure seawater. According to Kirk (2011), these properties are known as optical properties and are specified in terms of the absorption or dispersion coefficient. They were referred to by Preisendorfer (1961) as inherent optical properties (IOPs) because their magnitude depends only on the substances present in the aquatic environment and not on the geometric structure of the light fields that can penetrate the water column (Mobley, 1994; Kirk, 2011). The science that is in charge of studying them is hydrological optics, which is a part of physics that studies the behavior of light in water (Kirk, 1994).

IOPs have been used in the validation of ocean color satellite products (IOCCG, 2006; Brewin *et al.*, 2015). These components absorb light at different wavelengths of the electromagnetic spectrum (Sathyendranath and Morel, 1983), allowing differentiation of absorption spectra that in the case of water, it registers greater absorption in red, for CDOM in ultraviolet-visible and particulate material such as phytoplankton in the blue (Aguilar-Maldonado *et al.*, 2018a).

Changes in ocean color can be measured through traditional techniques (in situ sampling) (Santamaría-del-Ángel *et al.*, 2015; Aguilar-Maldonado *et al.*, 2018a) or satellite platforms (Aguilar Maldonado *et al.*, 2018b; Aguilar-Maldonado *et al.*, 2019). In the case of traditional samplings, there are few optical properties database programs (Santamaría-del-Ángel *et al.*, 2015), while methods with ocean color satellite platforms have been concerned with incorporating new products to understand the characteristics of absorption, dispersion of water and its constituents (Aguilar-Maldonado *et al.*, 2019), although in the beginning the missions were oriented only to the determination of the concentration of Chlorophyll-*a* (Ch-*a*) in the oceans (Arnone *et al.*, 2006; IOCCG, 2015).

Within the documented events, which change the color of the ocean, are the phytoplankton blooms, which respond to natural or seasonal events and play an important role in local ecological balances (Falkowski and Raven, 2007). When a bloom occurs, depending on the dominant group that generates it, the color can change

ocurre, dependiendo del grupo dominante que lo genera puede cambiar el color desde un verde brillante a rojo o café oscuro (Santamaría-del-Ángel *et al.*, 2015). El color del florecimiento es resultado de los pigmentos contenidos dentro de las células del fitoplancton, aunado a otros factores como los sedimentos, la CDOM y cualquier otro compuesto presente en la parcela de agua (Barocio-León *et al.*, 2006).

Los florecimientos fitoplanctónicos es posible caracterizarlos con métodos diferentes a los tradicionales, Santamaría-del-Ángel *et al.* (2015) propusieron el uso de un índice de POIs para detectar florecimientos en aguas ópticamente complejas. Este $POI_{\text{índice}}$ se calcula a partir de las anomalías estandarizadas espaciales de los coeficientes de absorción del fitoplancton (a_{phy}), de la materia orgánica disuelta coloreada (a_{CDOM}) y de los detritos (a_{d}), utilizando la longitud de onda (λ) 443 nm. Además, considera el análisis de funciones empíricas ortogonales (Santamaría-del-Ángel *et al.*, 2011) y puede clasificar las estaciones en estado de florecimiento y de no-florecimiento.

En la Antártida los florecimientos se desarrollan desde la primavera hasta el verano austral. Investigaciones realizadas en los 70's (Holm-Hansen *et al.*, 1989), demostraron que la mayoría de las masas de agua oceánicas antárticas predominaban con bajas biomásas fitoplanctónicas, donde la fracción del microfitoplancton era mucho más baja que la del nanofitoplancton, pero en las zonas costeras esta biomasa aumentaba. Cambios en la composición del fitoplancton en la Península Oeste Antártica (POA), de grandes diatomeas (Rodríguez *et al.*, 2002) a pequeños criptofitos (Mendes *et al.*, 2018) ha generado consecuencias en los niveles tróficos superiores (Mendes *et al.*, 2013). Hasta la fecha, con POI no se ha documentado para esta área condiciones de florecimientos, sino que se han realizado a través de plataformas satélites usando como indicador a la concentración de Chl-*a* (Gonçalves-Araujo *et al.*, 2015) y bases de datos *in situ*, con lo cual se detectaron ciclos de cinco años (Kim *et al.*, 2018) en los aumentos de la biomasa del fitoplancton.

Por lo anterior, el objetivo de este trabajo fue caracterizar florecimientos del fitoplancton en el EG mediante el $POI_{\text{índice}}$ propuesto por Santamaría-del-Ángel *et al.* (2015). Para esto se consideraron estaciones superficiales y en el MPC en 2017 y en 2018, cada año y profundidad fueron considerados por separado. Además, se relacionó el $POI_{\text{índice}}$ con la estructura de tamaño (picofitoplancton, nanofitoplancton o microfitoplancton), para identificar la fracción de tamaño del fitoplancton responsable de los florecimientos, aspecto hasta la fecha no abordado en esta área geográfica de estudio.

from a bright green to red or dark brown (Santamaría-del-Ángel *et al.*, 2015). The color of the bloom is the result of the pigments contained within the phytoplankton cells, together with other factors such as sediments, CDOM, and any other compound present in the water plot (Barocio-León *et al.*, 2006).

Phytoplankton blooms can be characterized with methods other than the traditional ones, Santamaría-del-Ángel *et al.* (2015) proposed the use of a IOP_{Index} to detect blooms in optically complex waters. This IOP_{Index} is calculated from the spatial standardized anomalies of the absorption coefficients of phytoplankton (a_{phy}), of the colored dissolved organic matter (a_{CDOM}), and the detritus (a_{d} , non-algal particles), using the wavelength (λ) 443 nm. It also considers the analysis of orthogonal empirical functions, following the criteria outlined by Santamaría-del-Ángel *et al.* (2011) and can classify the stations under conditions of bloom or non-bloom.

In Antarctica, blooms develop from spring to summer. Research carried out in the '70s (Holm-Hansen *et al.*, 1989), showed that most of the Antarctic oceanic water masses predominated with low phytoplankton biomasses, where the fraction of micro-phytoplankton was much lower than that of nanophytoplankton, but in the coastal areas this biomass increased. Changes in the composition of phytoplankton in the West Antarctic Peninsula (WAP), from large diatoms (Rodríguez *et al.*, 2002) to small cryptophytes (Mendes *et al.*, 2018) have generated consequences in the upper trophic levels (Mendes *et al.*, 2013). To date, with IOPs, bloom conditions have not been documented for this area, but have been carried out through satellite platforms using the concentration of chlorophyll-*a* (Chl-*a*) as an indicator (Gonçalves-Araujo *et al.*, 2015) and *in situ* databases, with which five-year cycles (Saba *et al.*, 2014; Kim *et al.*, 2018) were detected in the increases in phytoplankton biomass.

Therefore, the objective of this work was to characterize blooms of phytoplankton in the EG using the IOP_{Index} proposed by Santamaría-del-Ángel *et al.* (2015). For this, surface stations were considered and in the MPC in 2017 and 2018, each year and depth was considered separately. Also, the IOP_{Index} was related to the size structure (picophytoplankton, nanophytoplankton or microphytoplankton), to identify the size fraction of the phytoplankton responsible for the blooms, an aspect not addressed to date in this geographical area of study.

ÁREA DE ESTUDIO

El EG está localizado en la zona costera de la Península Oeste Antártica y al norte del Archipiélago de Palmere (García *et al.*, 2002; Varela *et al.*, 2002), es una cuenca poco profunda limitada al oeste por las islas Anvers y Brabant y al este con la Península Antártica Norte. Está conectado al norte con el Estrecho de Bransfield y al mar de Bellingshausen a través de dos canales estrechos, en el centro por el canal de Schollaert y en el sur por el de Bismarck (Kerr *et al.*, 2018). Se consideran que es una extensión en dirección oeste de la Cuenca Occidental del Estrecho de Bransfield (García *et al.*, 2002; Rodríguez *et al.*, 2002) (Fig. 1).

Estudios de circulación (Doval *et al.*, 2002; Zhou *et al.*, 2002; Sagra *et al.*, 2011) en el EG indican la incidencia de masas de agua de los Mares de Weddell, Bellingshausen y el Drake. Las masas de agua que predomina son aguas zonales transicionales con influencia del Mar de Bellingshausen (TBW) que fluyen a través de diferentes vías como el Estrecho de Bismarck y Dalman a través de la Bahía del Canal de Shorlaert y aguas zonales transicionales con influencia del Mar de Weddell (TWW) (García *et al.*, 2002).

STUDY AREA

The EG is located in the coastal zone of the Western Antarctic Peninsula and north of the Palmer Archipelago (García *et al.*, 2002; Varela *et al.*, 2002), it is a shallow basin limited to the west by the Anvers and Brabant islands and the East with the North Antarctic Peninsula. It is connected to the north with the Bransfield Strait and the Bellingshausen Sea through two narrow channels, in the center by the Schollaert Canal and the south by the Bismarck Canal (Kerr *et al.*, 2018). They are considered to be a westward extension of the Western Basin of the Bransfield Strait (García *et al.*, 2002; Rodríguez *et al.*, 2002) (Fig. 1).

Circulation studies (Doval *et al.*, 2002; Zhou *et al.*, 2002; Sagra *et al.*, 2011) in the EG indicate the incidence of water bodies from the Weddell, Bellingshausen, and Drake Seas. The predominant water bodies are transitional zonal waters influenced by the Bellingshausen Sea (TBW) that flow through different pathways such as the Bismarck and Dalman Straits through the Shorlaert Channel Bay and transitional zonal waters influenced by the Weddell Sea

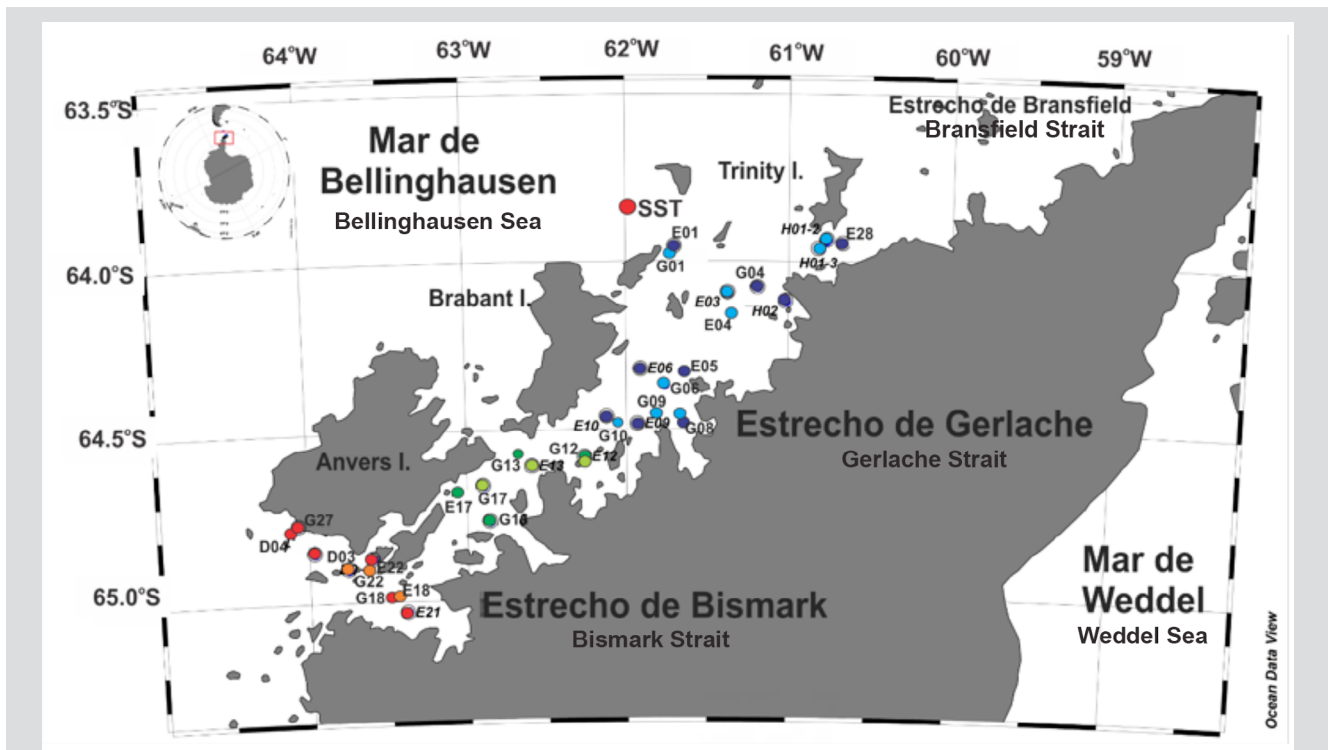


Figura 1. Distribución de las estaciones en el Estrecho de Gerlache. La región sur estuvo representada por las estaciones de círculos rojos (2017) y naranjas (2018), la región central por los círculos verde oscuro (2017) y verde claro (2018) y la región norte por los círculos azules (2017) y morados (2018).

Figure 1. Distribution of stations in the Strait of Gerlache. The southern region was represented by the stations of red circles (2017) and orange (2018), the central region dark green circles (2017) light green (2018), and the northern region blue circles (2017) and purple (2018).

La circulación en la superficie varía según la estación, con un patrón principal de salida hacia el Norte (Zou *et al.*, 2002) que se une al flujo de la Corriente de Bransfield, corriente de límite occidental que se mueve hacia el Noreste cerca de las Islas Shetland del Sur (Sagra *et al.*, 2011).

MATERIALES Y MÉTODOS

Muestras de agua en la superficie y el máximo de Chl-*a* (MPC), profundidad a la que ocurre la mayor concentración de Chl-*a*, se recolectaron a través de un sistema de roseta oceanográfica de 12 botellas de 8 L cada una. Perfiles de fluorescencia se tomaron en las estaciones para identificar el MPC con un fluorímetro ECOtriplet acoplado a un CDT SB19 Plus. Estas muestras fueron tomadas durante la Tercera (enero de 2017) y Cuarta Expedición (enero de 2018) de Colombia a la Antártida (Fig. 1) en el EG, en el marco del Proyecto: Investigación científica marina para la seguridad marítima en la Antártica” a cargo de la Dirección General Marítima.

Entre 1 a 2 L de agua se filtraron a través de filtros GF / F, con un sistema de filtración positiva, para determinar los coeficientes de absorción por el material particulado ($a_p(\lambda)$), de acuerdo con Mitchell *et al.* (2002). Los filtros se guardaron en cápsulas histoprep y en nitrógeno líquido hasta análisis en laboratorio. Adicionalmente, se tomaron muestras de 250 mL de agua, en botellas ámbar previamente tratadas con HCL al 10 % y mufladas a 450 °C, para determinar el $a_{CDOM}(\lambda)$ según Mitchell *et al.* (2002).

En el laboratorio, para la determinación del $a_p(\lambda)$ los filtros se humedecieron con una gota de agua de mar filtrada y su densidad óptica (OD) se leyó entre 400 a 700 nm con incrementos de 1 nm, a través de un espectrofotómetro Varian–Cary 100 con un sistema de esfera integradora siguiendo el protocolo de Mitchell *et al.* (2002). El procedimiento de lectura, se repitió después de enjuagar los filtros dos veces, con metanol caliente por 15 minutos, para obtener el coeficiente de absorción del detritus $a_d(\lambda)$. El coeficiente de absorción del fitoplancton $a_{phy}(\lambda)$ se obtuvo por la diferencia entre el $a_p(\lambda)$ y el $a_d(\lambda)$.

Para la determinación del $a_{CDOM}(\lambda)$, las muestras de agua, se filtraron a través de filtros de membrana de 0.25 mm de poro y la densidad óptica del filtrado se leyó entre 250 a 750 nm, usando celdas de 10 cm de longitud. La determinación $a_{CDOM}(\lambda)$ se realizó de acuerdo con Mitchell *et al.* (2002).

(TWW) (García *et al.*, 2002). Surface circulation varies by season, with a main northward outflow pattern (Zou *et al.*, 2002) joining the flow of the Bransfield Current, a western boundary current moving northeast near the South Shetland Islands (Sagra *et al.*, 2011).

MATERIALS AND METHODS

Samples of water on the surface and the maximum of Chl-*a* (MPC), depth at which the highest concentration of Chl-*a* occurs, were collected through an oceanographic rosette system of 12 bottles of 8 L each. Fluorescence profiles were taken at the stations to identify the MPC with an ECOtriplet fluorimeter coupled to a CDT SB 19 Plus. These samples were taken during the third (January 2017) and fourth expedition (January 2018) from Colombia to Antarctica (Fig. 1) in the EG, within the framework of the Project: Marine scientific research for maritime safety in Antarctica” By the General Maritime Directorate.

Between 1 to 2 L of water were filtered through GF / F filters, with a positive filtration system, to determine the absorption coefficients by the particulate material ($a_p(\lambda)$), according to Mitchell *et al.* (2002). Filters were stored in histoprep capsules and liquid nitrogen until laboratory analysis. Additionally, samples of 250 mL of water were taken, in amber bottles previously treated with 10 % HCL and muffled at 450 °C, to determine $a_{CDOM}(\lambda)$ according to Mitchell *et al.* (2002).

In the laboratory, for the determination of $a_p(\lambda)$, the filters were moistened with a drop of filtered seawater, and their optical density (OD) was read between 400 to 700 nm with 1 nm increments, through a Varian spectrophotometer. –Cary 100 with an integrating sphere system following the protocol of Mitchell *et al.* (2002). The reading procedure was repeated after rinsing the filters twice, with hot methanol for 15 minutes, to obtain the detritus absorption coefficient $a_d(\lambda)$. The phytoplankton absorption coefficient $a_{phy}(\lambda)$ was obtained by the difference between $a_p(\lambda)$ and $a_d(\lambda)$.

For the determination of $a_{CDOM}(\lambda)$, the water samples were filtered through membrane filters of 0.25 mm pore and the optical density of the filtrate was read between 250 to 750 nm, using cells of 10 cm in length. The determination $a_{CDOM}(\lambda)$ was made according to Mitchell *et al.* (2002).

Para identificar el estado del florecimiento de las estaciones muestreadas en el EG, se calculó el $POI_{\text{índice}}$ para estaciones en superficie-2017, en el MPC-2017, en superficie-2018 y en el MCP-2018 de acuerdo con Santamaría-del-Ángel *et al.* (2015), cuyo proceso implicó: 1) estandarizar los valores del a_{phy} (443), a_{CDOM} (443) y a_d (443), mediante la transformación Z ; 2) realizar el análisis de componente principales para reducir el número de variables; 3) elegir el primer ACP debido a que representa la mayor variación posible del conjunto de datos basándose en los valores propios (eigenvalores) y 4) calcular el índice con base en la primera función empírica ortogonal estandarizada (SEOF₁) (Santamaría-del-Ángel *et al.*, 2011) mediante:

$$POI_{\text{índice}} = -1 \times [(b_{1,1} + Z a_{\text{phy} 443}) + (b_{1,2} + Z a_{\text{cdom} 443}) + (b_{1,3} + Z a_{d 443})] \quad (1)$$

Donde Z corresponde a las anomalías espaciales estandarizadas por condición (superficie 2017, MPC 2017, superficie 2018 y MPC 2018) de las absorciones de a_{phy} (443), a_{CDOM} (443), y a_d (443) respectivamente y los coeficientes $b_{1,1}$, $b_{1,2}$, y $b_{1,3}$ a los pesos de las anomalías. Para describir el estado del florecimiento, se consideró el criterio de Santamaría-del-Ángel *et al.* (2015), quienes indican que en una distribución gaussiana, un intervalo de confianza a un 95 % tiene límites superiores de 1.96 desviaciones estándar (valor de Z). Este valor fue redondeado a 2 desviaciones estándar para definir el límite de las condiciones de florecimiento. Mientras mayor sea este valor el florecimiento será más intenso. Con base en lo anterior, Aguilar-Maldonado *et al.* (2018b), para describir las etapas de un florecimiento de fitoplancton, interpretaron los valores del $POI_{\text{índice}}$ definiendo valores, < que 1, la estación está en condiciones de no florecimiento; valores entre 1 y 2 representan condiciones en las que la estación está a punto de entrar en condiciones de florecimiento o que ya va saliendo de un florecimiento y los valores superiores a 2 son anómalos e indican condiciones de florecimiento activo.

De otro lado, con el $a_{\text{phy}}(\lambda)$, también es posible determinar el índice de tamaño de la población de fitoplancton dominante (Wu *et al.*, 2007; Millan-Núñez y Millan-Núñez, 2010) en los cruceros, mediante la razón:

$$A/R = a_{\text{phy}(440)} / a_{\text{phy}(675)} \quad (2)$$

Con la razón Azul / Rojo fue posible identificar la fracción de tamaño de la población de fitoplancton responsable del florecimiento al relacionarla con el $POI_{\text{índice}}$. Según, Wu *et al.* (2007), una proporción de Azul / Rojo mayor que 3.0 implica el predominio de picofitoplancton y valores menores a 2.5 de microfitoplancton, por lo que el

To identify the state of the stations bloom sampled in the EG, the $IOP_{\text{índice}}$ was calculated for stations on the surface-2017, in the MPC-2017, on the surface-2018, and in the MCP-2018 according to Santamaría-del-Ángel *et al.*, (2015), whose process involved: 1) standardizing the values of a_{phy} (443), a_{CDOM} (443) and a_d (443), through the Z transformation; 2) perform principal component analysis to reduce the number of variables; 3) choose the first ACP because it represents the greatest possible variation of the data set based on the proper values (eigenvalues and 4) calculate the index based on the first standardized orthogonal empirical function (SEOF₁) (Santamaría-del-Ángel *et al.*, 2011) by:

$$IOP_{\text{índice}} = -1 \times [(b_{1,1} + Z a_{\text{phy} 443}) + (b_{1,2} + Z a_{\text{cdom} 443}) + (b_{1,3} + Z a_{d 443})] \quad (1)$$

Where Z corresponds to the standardized spatial anomalies by condition (surface 2017, MPC 2017, surface 2018, and MPC 2018) of the absorptions of a_{phy} (443), a_{CDOM} (443), and a_d (443) respectively and the coefficients $b_{1,1}$, $b_{1,2}$, and $b_{1,3}$ to the weights of the anomalies. To describe the state of bloom, the criterion of Santamaría-del-Ángel *et al.* (2015), who indicated that in a Gaussian distribution, a 95 % confidence interval has an upper limit of 1.96 standard deviations (Z value). This value was rounded to 2 standard deviations to define the limit of conditions of bloom. The higher this value the more intense the bloom will be. Based on the above, Aguilar-Maldonado *et al.* (2018b), to describe the stages of a phytoplankton bloom, they interpreted the $IOP_{\text{índice}}$ values defining values, < than 1, the season is in non-bloom conditions; Values between 1 and 2 represent conditions in which the station is about to enter conditions bloom or is already emerging from bloom, and values higher than 2 are anomalous and indicate active bloom conditions.

On the other hand, with the $a_{\text{phy}}(\lambda)$, it is also possible to determine the size index of the dominant phytoplankton population (Wu *et al.*, 2007; Millan-Núñez and Millan-Núñez, 2010) in cruise ships, using the ratio:

$$A/R = a_{\text{phy}(440)} / a_{\text{phy}(675)} \quad (2)$$

With the Blue / Red ratio it was possible to identify the size fraction of the phytoplankton population responsible for bloom by relating it to the $IOP_{\text{índice}}$. According to, Wu *et al.* (2007), a ratio of Blue / Red greater than 3.0 implies the predominance of picophytoplankton and values of less than 2.5 of microphytoplankton, so that the interval between 2.5 and 3.0 would predominate nanophytoplankton (Santamaría-del-Ángel *et al.*, 2015).

intervalo entre 2.5 y 3.0 predominaría el nanofitoplancton (Santamaría-del-Ángel *et al.*, 2015).

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

La ventaja de utilizar este índice, es que no depende del número de observaciones, por tanto, es un buen método para comparar campañas de investigación que tienen diferente número de muestras (Santamaría-del-Ángel *et al.*, 2015). Para el 2017 el $POI_{\text{índice}}$ (Figs. 2a, 2b) mostró a cuatro estaciones en condiciones de florecimiento, a tres en condiciones de entrada o salida del florecimiento y a doce en condiciones de no florecimiento. Estudios previos (Holm-Hansen *et al.*, 1989; Figueroa, 2002; Rodríguez *et al.*, 2002), indicaron que es un área altamente productiva, con una amplia variación espaciotemporal de producción del fitoplancton, debido al aumento de la estabilidad en la capa superficial como consecuencia del aporte glaciar. Lo anterior, aunado a procesos de mezcla reducidos por la geomorfología protegida de esta área, conlleva que se generen florecimientos del fitoplancton (Varela *et al.*, 2002) que sostiene a los todos los niveles tróficos superiores. Así mismo, esta alta productividad se atribuye entre otros factores al patrón complejo de circulación, a la dinámica del hielo, a la entrada de agua continental y a las distintas masas de agua que en este convergen (Kerr *et al.*, 2018).

Las estaciones identificadas en estado de florecimiento, en la superficie de 2017, fueron la D04 ubicada en la Estación Palmer al sur del EG y la estación G16 también ubicada en el Sur del Estrecho (Fig. 2a). Para esta condición, el diagrama de dispersión del $POI_{\text{índice}}$ vs la razón Azul / Rojo mostró que la estructura de tamaño que conformó el florecimiento en estas dos estaciones fue el microfitoplancton (Fig. 2a). Los trabajos de Rodríguez *et al.* (2002) y Varela *et al.* (2002), para áreas costeras del EG, describieron que ocurre una amplia variación espaciotemporal de producción del fitoplancton junto con altas concentraciones de Chl a y dominio de las diatomeas (Mendes *et al.*, 2013; Gonçalves-Araujo *et al.*, 2015;), con lo cual se sigue manteniendo estructuras de tamaño del microfitoplancton según la aproximación del $POI_{\text{índice}}$.

La magnitud del espectro de absorción de las estaciones en florecimiento fue posible compararlas a través del cálculo del espectro adimensional (A) según los criterios de Barocio-Leon *et al.* (2006). Con el espectro A, se eliminan las diferencias en la magnitud de los espectros generadas por la concentración de clorofila de cada muestra. Por lo anterior,

RESULTS AND DISCUSSION

The advantage of using this index is that it does not depend on the number of observations; therefore, it is a good method to compare research campaigns that have different numbers of samples (Santamaría-del-Ángel *et al.*, 2015). For 2017, the IOP_{Index} (Figs. 2a, 2b) showed four stations in bloom conditions, three in conditions of entry or exit of bloom, and twelve in non-bloom conditions. Previous studies (Holm-Hansen *et al.*, 1989; Figueroa, 2002; Rodríguez *et al.*, 2002), indicated that it is a highly productive area, with a wide spatio-temporal variation in phytoplankton production, due to increased stability in the surface layer as a consequence of the glacial contribution. The above, coupled with mixing processes reduced by the protected geomorphology of this area, leads to the generation of phytoplankton blooms (Varela *et al.*, 2002) that sustain all the higher trophic levels. Likewise, this high productivity is attributed, among other factors, to the complex pattern of circulation, the dynamics of ice, the entry of continental water, and the different bodies of water that converge in it (Kerr *et al.*, 2018).

The stations identified in bloom conditions, on the surface of 2017, were D04 located at Palmer Station south of the EG and G16 station also located in the South of the Strait (Fig. 2a). For this condition, the scatter diagram of the IOP_{Index} vs the Blue / Red ratio showed that the size structure that made up the bloom in these two stations was the micro-plankton (Fig. 2a). The works of Rodríguez *et al.* (2002) and Varela *et al.* (2002), for coastal areas of the EG, described that a wide spatio-temporal variation of phytoplankton production occurs together with high concentrations of Chl- a and dominance of diatoms (Mendes *et al.*, 2013; Gonçalves-Araujo *et al.*, 2015;), which continues to maintain micro-plankton size structures according to the IOP_{Index} approximation.

It was possible to compare the magnitude of the absorption spectrum of the bloom Stations through the calculation of the dimensionless spectrum (A) according to the criteria of Barocio-Leon *et al.* (2006). With the A spectrum, the differences in the magnitude of the spectra generated by the chlorophyll concentration of each sample are eliminated. Therefore, each absorption value between 400 to 700 nm was standardized by the maximum absorption value of this interval. In the case of the D04 station, a pronounced shoulder was not observed between 480 to 500 nm (Fig. 3b), these differences in

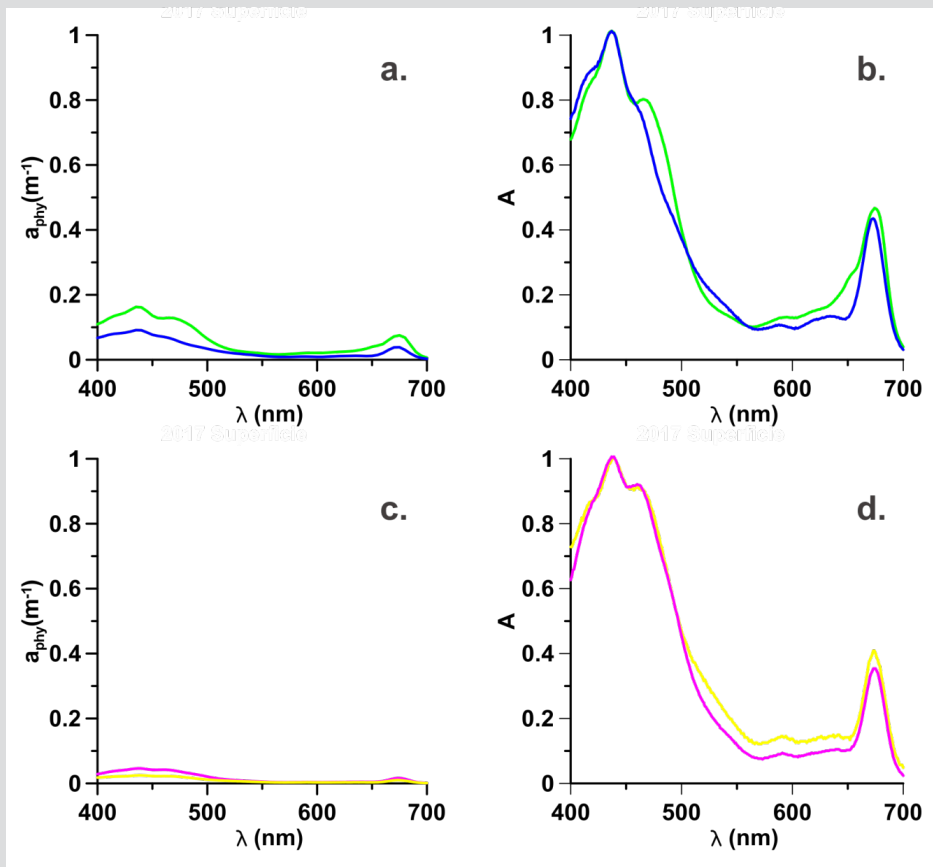


Figura 3. Coeficientes de absorción del fitoplancton y espectro normalizado (adimensional), donde las Estaciones superficiales 2017: G16 (verde), D04 (Azul) en florecimiento se representan en **a.** Espectro de a_{phy} **b.** espectro Adimensional y para las estaciones en florecimiento en el MPC en 2017: G04 (amarillo), H01-3 (magenta) se representan en **c.** Espectro de a_{phy} y **d.** espectro Adimensional.

Figure 3. Absorption coefficients of Phytoplankton and Normalized absorption spectra (adimensional), where the 2017 surface Stations: G16 (green), D04 (Blue) in bloom are represented in **a.** a_{phy} spectrum, **b.** Normalized spectrum and for the bloom stations in the MPC in 2017: G04 (yellow), H01-3 (magenta) are represented in **c.** a_{phy} spectrum and **d.** Normalized spectrum.

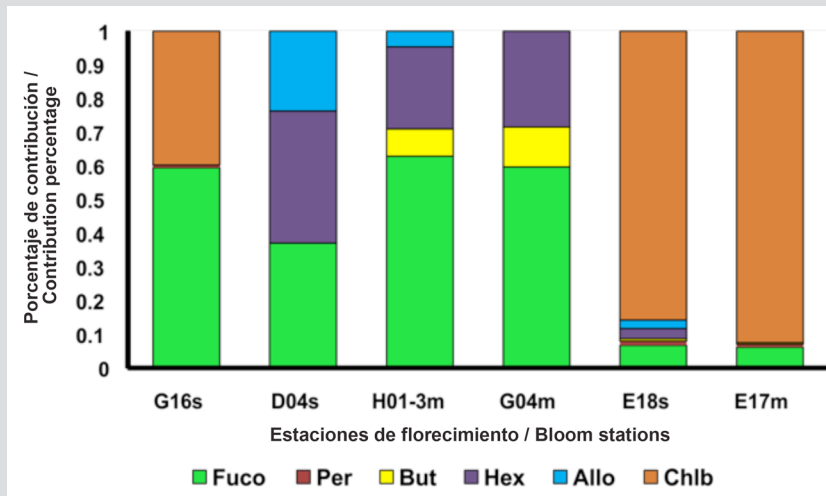


Figura 4. Porcentaje de contribución de los pigmentos fucoxantina (Fuco), peridinina (Per), butanoiloxifucoxantina (But), hexanoiloxifucoxantina (Hex), alloxantina (Allo), clorofila b (Chl-b), en las estaciones en florecimiento donde: 2017 en superficie (G16, D04) y MPC (H01-3, G04); 2018 en superficie (E18) y en MPC (E17).

Figure 4. Percentage of the pigments fucoxanthin (Fuco), peridin (Per), butanoyloxyfucoxanthin (But), hexanoyloxyfucoxanthin (Hex), alloxanthin (Allo), chlorophyll b (Chl-b) contribution, in the bloom stations where: 2017 on the surface (G16, D04) and MPC (H01-3, G04); 2018 on the surface (E18) and in MPC (E17).

pero aparentemente va en condiciones de salida. Este resultado, deja ver una ventaja del método, en cuanto a que con el $POI_{\text{índice}}$ es posible identificar si una estación está o no en condiciones de florecimiento, además permite identificar florecimientos ocasionados por los diferentes tamaños del fitoplancton, lo cual no es posible observar con métodos tradicionales como la observación al microscopio.

En las estaciones del MPC en 2017, el $POI_{\text{índice}}$ mostró a la estación G04, en estado de florecimiento ocasionado por microfitoplancton (Fig. 2b), mientras que en la estación H01-3 se mostró también en florecimiento, pero de nanofitoplancton (Fig. 2b). Aspecto importante de resaltar, dado que el reporte de florecimientos para fracciones como el nano o picofitoplancton son escasos, debido a las limitaciones del método tradicional de observar fracciones pequeñas (Santamaría-del-Ángel *et al.*, 2015). Para las estaciones identificadas en condiciones de entrada o salida del florecimiento, que fueron dos, en la H01-2 la fracción responsable fue el picofitoplancton y en la H02 el nanofitoplancton, las demás se presentaron en condiciones de no florecimiento (Fig. 2b). Sin embargo, valores bajos de CDOM para las estaciones H01-2 y H02 (0.02 y 0.03 m^{-1}) indican que la condición para estas estaciones es de entrada en florecimiento.

Un aspecto a observar, es que las estaciones G04 y H01-3, fueron identificadas en superficie como estaciones de no florecimiento, lo cual constituye otra ventaja de este método, pues permite identificar condiciones de florecimiento en profundidad o florecimientos subsuperficiales. Además, este resultado sugiere que durante el 2017 la superficie no estuvo interconectada con el MPC, actuando de manera independiente cada una. Lo anterior, sugiere un alto aporte glaciario con mayor estratificación en la columna de agua, producto del incremento del agua de deshielo de un año cálido (Kim *et al.*, 2018), que hace que la estabilidad en la capa superficial aumente como consecuencia del aporte glaciario y aunado a procesos de mezcla reducidos (Varela *et al.*, 2002), conlleva que se generen florecimientos del fitoplancton independientes.

Si se observa la magnitud de los espectros a_{phy} , de las estaciones G04 y H01-3 en el MCP en 2017 (Fig. 3c) son más aplanados, con respecto los espectros de las estaciones en florecimiento (G16, D04) en la superficie en 2017 (Fig. 3a). La explicación a este aplanamiento, puede ser debido a la adaptación de las comunidades del fitoplancton a procesos de fotoaclimatación, o por el efecto paquete, que es característico de comunidades con tamaños de células

conditions, it also allows us to identify blooms caused by the different sizes of phytoplankton, which is not possible to observe with traditional methods such as microscope observation.

In the MPC stations in 2017, the $IOP_{\text{índice}}$ showed station G04, in a bloom state caused by microphytoplankton (Fig. 2b), while in station H01-3 it was also in bloom but of nanophytoplankton (Fig. 2b). An important aspect to highlight, given that the report of blooms for fractions such as nano or picophytoplankton is scarce, due to the limitations of the traditional method of observing small fractions (Santamaría-del-Ángel *et al.*, 2015). For the stations identified in conditions of entry or exit of bloom, which were two, in sampling point H01-2 the responsible fraction was picophytoplankton, and in H02 nanophytoplankton, the others were presented in non-bloom conditions (Fig. 2b). However, low CDOM values for stations H01-2 and H02 (0.02 and 0.03 m^{-1}) indicate that the condition for these stations is at the beginning of bloom.

One aspect to observe is that stations G04 and H01-3 were identified on the surface as non-bloom stations, which constitutes another advantage of this method since it allows the identification of conditions of bloom in-depth or subsurface bloom. Furthermore, this result suggests that during 2017 the surface was not interconnected with the MPC, each one acting independently. This suggests a high glacier contribution with greater stratification in the water column, as a result of the increase in meltwater in a warm year (Kim *et al.*, 2018), which causes the stability in the surface layer to increase as a consequence of the glacial contribution and coupled with reduced mixing processes (Varela *et al.*, 2002), leads to the generation of independent phytoplankton blooms.

If the magnitude of the a_{phy} spectra is observed, of the stations G04 and H01-3 in the MCP in 2017 (Fig. 3c) they are more flattened, with respect to the spectra of the bloom stations (G16, D04) on the surface in 2017 (Fig. 3a). The explanation for this flattening may be due to the adaptation of phytoplankton communities to photoacclimation processes, or due to the pigment packaging effect, which is the characteristic of communities with larger cell sizes (Bricaud *et al.*, 1995) and that generally they are evidenced by the flattening of the absorption spectrum. Both photoacclimation and the packaging effect cause the phytoplankton communities to regulate the pigment content in the cell in response to

más grandes (Bricaud *et al.*, 1995) y que generalmente son evidenciados por el aplanamiento del espectro de absorción. Tanto la fotoaclimatación como el efecto paquete hacen que las comunidades del fitoplancton regulen el contenido de pigmentos en la célula en respuesta a la disponibilidad de luz (MacIntyre *et al.*, 2002) provocando un cambio en la forma (Fig. 3d) del espectro (Bricaud *et al.*, 2004).

Aunado a lo anterior, en la Figura 4, se observa que, la concentración de pigmentos difiere en las estaciones de la superficie y el MPC, aspecto que también influye en el cambio de la forma de los espectros (Fig. 3d). Por lo tanto, a diferencia de la superficie en el MPC, las estaciones en florecimiento presentaron estructuras de tamaños y composición de pigmentos diferentes que muestran cambios en la estructura fitoplanctónica causantes de los florecimientos (Cañon-Páez, 2020).

Las formas adimensionales presentadas en las estaciones G04 y H01-3 (Fig. 3d) no presentaron diferencias en el hombro entre 480 y 500 nm, siendo muy parecidos, sin embargo, la magnitud de la absorción entre 500 a 650 nm fue menor para la estación H01-3. Este cambio puede ser producto de la presencia de Allo, pigmento asociado junto con la Hex al nanofitoplancton (Vidussi *et al.*, 2001). Por lo tanto, se sugiere que, en el MPC, el cambio en la forma de los espectros obedeció al tamaño celular que influye en el efecto paquete (Bricaud *et al.*, 2004), a procesos de fotoaclimatación (Ciotti *et al.*, 2002; Barocio-León *et al.*, 2006;) y a las diferencias en las proporciones de pigmentos fitoplanctónicos presentes en las comunidades presentes en las estaciones en florecimientos.

En cuanto a los datos de 2018 solamente dos estaciones (E18, E17) se identificaron en condiciones de florecimiento, dos en condiciones de entrada o salida del florecimiento (E05, E06) y nueve en condiciones de no florecimiento (E13, E04, E01, E03, E10, E28, E22, E08, E09) (Figs. 5a y 5b). De las estaciones identificadas en florecimiento en la superficie, solamente la E18 se observó en florecimiento de microfitoplancton (Fig. 5a). Las estaciones E17, E05 y E06 se identificaron en condiciones de entrada o salida del florecimiento también con predominio del microfitoplancton.

Las estaciones E17 y E05 en la superficie en 2018, estuvieron cerca del límite inferior para ser considerados en condiciones de florecimiento, con un valor de 1.9 (Fig. 5a), por lo cual se pensaría, que esta estación está en proceso de iniciar un florecimiento o recién viene saliendo

the availability of light (MacIntyre *et al.*, 2002) causing a change in the shape (Fig. 3d) of the spectrum (Bricaud *et al.*, 2004).

In addition to the above, in Figure 4, it is observed that the concentration of pigments differs in the stations of the surface and the MPC, an aspect that also influences the change in the shape of the spectra (Fig. 3d). Therefore, unlike the surface in the MPC, the bloom stations presented structures of different sizes and composition of pigments that show changes in the phytoplankton structure causing the bloom (Cañon-Páez, 2020).

The normalized spectra presented in stations G04 and H01-3 (Fig. 3d) did not present differences in the shoulder between 480 and 500 nm, being very similar, however, the magnitude of absorption between 500 and 650 nm was lower for the station H01-3. This change may be the product of the presence of Allo, a pigment associated with Hex with nanophytoplankton (Vidussi *et al.*, 2001). Therefore, it is suggested that in the MPC, the change in the shape of the spectra was due to the cell size that influences the packaging effect (Bricaud *et al.*, 2004), to photoacclimation processes (Ciotti *et al.*, 2002; Barocio-León *et al.*, 2006;) and the differences in the proportions of phytoplankton pigments present in the communities present in the bloom stations.

As for the 2018 data, only two stations (E18, E17) were identified in bloom conditions, two in conditions of entry or exit of bloom (E05, E06), and nine in non-bloom conditions (E13, E04, E01, E03, E10, E28, E22, E08, E09) (Figs. 5a and 5b). Of the stations identified in surface bloom, only E18 was observed in micro-plankton bloom (Fig. 5a). Stations E17, E05, and E06 were identified in conditions of entry or exit of bloom, also with a predominance of micro-plankton.

Stations E17 and E05 on the surface in 2018 were close to the lower limit to be considered in bloom conditions, with a value of 1.9 (Fig. 5a), so it would be thought that this station is in the process of starting a bloom or just coming out of it. To identify whether the bloom is beginning or is in decline, it would be expected to find high values of a_{CDOM} (443) if it were the second option, since according to Aguilar-Maldonado *et al.* (2018a) a source of CDOM in a bloom, is constituted by phytoplankton in decomposition processes, associated with the most intense stage of the previous bloom. It has also been reported that other sources of CDOM in

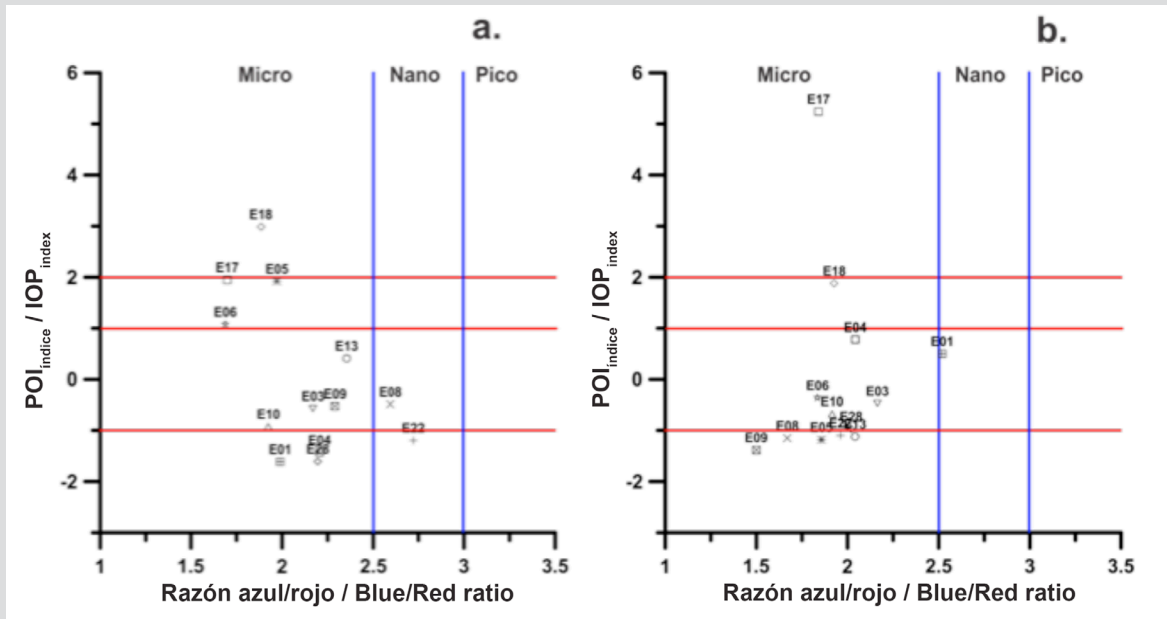


Figura 5. Relación del Índice de $POI_{\text{índice}}$ con la estructura de tamaño para identificar florecimientos en Estaciones: **a.** superficiales 2018, **b.** en el MPC en 2018.

Figure 5. Relation of the $IOP_{\text{índice}}$ with the size structure to identify blooms in Stations: **a.** superficial 2018, **b.** in the MPC in 2018.

de él. Para identificar si el florecimiento está iniciando o está en decaimiento, se esperaría encontrar altos valores de a_{CDOM} (443) si fuera la segunda opción, ya que según Aguilar-Maldonado *et al.* (2018a) una fuente de CDOM es un florecimiento, lo constituyen el fitoplancton en procesos de descomposición, asociado a la etapa más intensa del florecimiento previo. También se ha reportado que, otras fuentes de CDOM en aguas antárticas son el bacterioplancton y el Krill (Ortega-Retuerta *et al.*, 2010; 2009). En el caso de las estaciones E17 y E05, presentaron valores de CDOM de 0.12 m^{-1} (que representa una anomalía estandarizada $Z = -0.87$) y de 0.25 m^{-1} ($Z = 1.14$), respectivamente. Estos valores sugieren que la estación E05 se encuentra en la fase de decaimiento del florecimiento, mientras que en la estación E17 está iniciando.

La estación E18 mostró al $a_{\text{phy}}(\lambda)$, por debajo de 0.2 m^{-1} (Fig. 6a) y su forma adimensional (Fig. 6b) dejó ver un hombro pronunciado en la región 480 a 500 nm, el cual no se observó en las estaciones en florecimiento del 2017. Este hombro es característico de poblaciones con presencia de Allo y Hex (Cota *et al.* 2003) con lo cual se generan cambios en el espectro de absorción de esta estación con respecto a las de 2017. En la Figura 4 se pueden observar contribuciones altas de Chl-*b* para esta estación, pigmento no observado en las estaciones en florecimiento en 2017 y el cual es considerado marcador de las clorofitas (Roy *et al.*, 2011). Por la alta concentración de este pigmento se pensaría según

Antarctic waters are bacterioplankton and Krill (Ortega-Retuerta *et al.*, 2010; 2009). In the case of stations E17 and E05, they presented CDOM values of 0.12 m^{-1} (which represents a standardized anomaly $Z = (-0.87)$) and of 0.25 m^{-1} ($Z = 1.14$), respectively. These values suggest that season E05 is in the decline phase of bloom, while season E17 is just beginning.

Station E18 showed the $a_{\text{phy}}(\lambda)$, below 0.2 m^{-1} (Fig. 6a) and its normalized spectra (Fig. 6b) revealed a pronounced shoulder in the region 480 at 500 nm which was not observed in the bloom station in 2017. This shoulder is the characteristic of populations with the presence of Allo and Hex (Cota *et al.* 2003), which generates changes in the absorption spectrum of this season to those of 2017. In Figure 4 high contributions of Chl-*b* can be observed for this sampling point, a pigment not observed in the bloom stations in 2017 and which is considered a marker of chlorophytes (Roy *et al.*, 2011). Due to the high concentration of this pigment, it would be thought according to Vidusii *et al.* (2001) that the size fraction responsible for bloom would be nanophytoplankton, however, the Blue / Red Ratio proposed by Wu *et al.* (2007), let us see with the index that corresponds to microplankton. With this station, it was also possible to observe the change in the structure of the phytoplankton community in the EG between 2017 and 2018, observed in the form of

Vidussi *et al.* (2001) que la fracción de tamaño responsable del florecimiento sería el nanofitoplancton, sin embargo, la Razón Azul / Rojo propuesta por Wu *et al.* (2007), deo ver con el índice que corresponde al microfitoplancton. Con esta estación, además fue posible observar el cambio en la estructura de la comunidad del fitoplancton en el EG entre 2017 y 2018, observados en la forma de los espectros (Figs. 3 y 5), los cuales pueden estar asociados a diferentes respuestas fisiológicas de las comunidades por factores ambientales (Gonçalves-Araujo *et al.*, 2015) y ecológicos, entre ellos a diferentes grados de empaquetamiento de pigmento (Ferreira *et al.*, 2018).

De otro lado, en las estaciones del MPC en 2018 la estación E17, alcanzó un valor de $POI_{\text{índice}}$ de 5 (desviaciones estándar) mostrando a esta estación en un estado de florecimiento muy intenso, ocasionado por microfitoplancton (Fig. 5b). Lo anterior, confirma que esta estación en la superficie no estaba en salida del florecimiento sino en entrada, esto debido al valor del $POI_{\text{índice}}$ registrado para el

the spectra (Figs. 3 and 5), which may be associated with different physiological responses of the communities by environmental factors (Gonçalves-Araujo *et al.*, 2015) and ecological factors, including different degrees of pigment packing (Ferreira *et al.*, 2018).

On the other hand, in the MPC stations in 2018, station E17 reached an $IOP_{\text{índice}}$ value of 5 (standard deviations), showing this station in a very intense bloom state, caused by micro-plankton (Fig. 5b). This confirms that this station on the surface was not at the end of the bloom but at the entrance, due to the value of the $IOP_{\text{índice}}$ registered for the MCP and the low values of CDOM. On the contrary, the station E18, by the value of the $IOP_{\text{índice}}$ for the MPC, would indicate the exit condition of the bloom due to the increase in the value of the CDOM (0.22 m^{-1}) with respect to the surface (0.18 m^{-1}).

With stations E17 and E18, an interconnection between the surface and the MCP is evidenced in 2018,

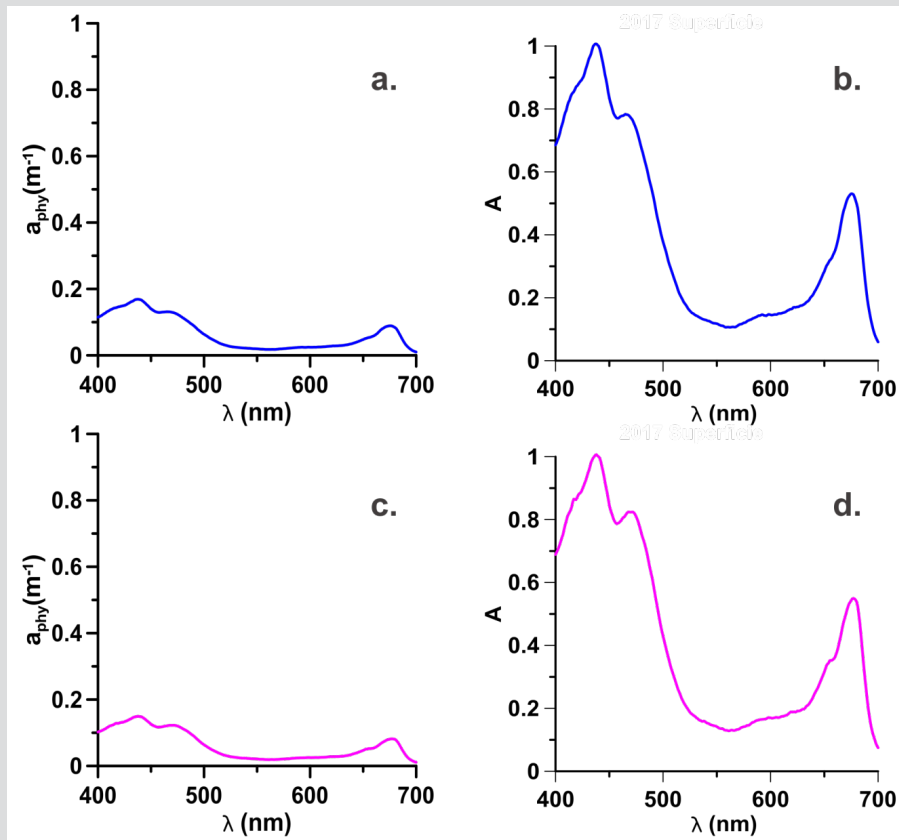


Figura 6. Coeficientes de absorción del fitoplancton y Adimensional, para las estaciones en florecimiento en 2018: Superficial de la E18 (Azul) se representan en **a.** Espectro de a_{phy} , **b.** Espectro Adimensional y para el MPC de la E17 (magenta) se representan en **c.** Espectro de a_{phy} y **d.** espectro Adimensional.

Figure 6. Absorption coefficients of Phytoplankton and Normalized absorption spectra (adimensional), for the bloom stations in 2018: Surface of the E18 (Blue) are represented in **a.** a_{ph} spectra, **b.** Normalized spectra and for the E17 (magenta) MPC it is they represent in **c.** a_{ph} spectra and **d.** Normalized spectra.

MCP y a los bajos valores de CDOM. La estación E18 por el contrario, por el valor del $POI_{\text{índice}}$ para el MPC indicaría la condición de salida del florecimiento debido el aumento del valor del CDOM (0.22 m^{-1}) con respecto a la superficie (0.18 m^{-1}).

Con la estación E17 y la E18 se evidencia una interconexión entre la superficie y el MCP en 2018 no identificado en 2017, donde las estaciones en florecimiento en el MPC fueron diferentes a las de la superficie, sugiriendo menos aporte glacial, con lo cual la estratificación en la columna de agua fue menor y la interconexión fue más evidente. Por tanto, se sugieren mayores procesos de mezcla en 2018 que conllevan capas interconectadas entre la superficie y el MPC no independientes como en 2017. Además, la estación E17 presentó el espectro de absorción con las mayores magnitudes de absorción, notándose un hombro pronunciado entre 450 y 500 nm (Fig. 6c) y en la forma adimensional la forma es muy parecida a la E18 en superficie, sin embargo, el hombro es más pronunciado en la E17. La diferencia, obedece a la presencia de otros pigmentos en la E18 (Fig.4) como la Allo y Hex. En la E17, la Chl-*b* fue el pigmento con la mayor concentración, por lo cual se cree que el grupo con mayor contribución al florecimiento en esta estación estaría dado por los flagelados verdes (clorofitas) y no por las diatomeas (Mendes *et al.*, 2012) que sí estuvieron presentes en 2017 por la contribución de fucoxantina como lo deja ver la Figura 4.

Las diferencias observadas en las estructuras de la comunidad, responsables de los florecimientos en 2018 con respecto al 2017, puede obedecer a la variabilidad ambiental ya identificada por Saba *et al.*, (2014) y Kim *et al.* (2018) para la POA, donde ciclos de alta concentración de clorofila se observa cada 5 años, siendo el 2017 un año con alta biomasa (1.22 mg/m^3 Chl-*a* y 1.42 mg/m^3 Chl-*a*, en superficie y el MPC) y 2018 se identificó como el inicio del periodo en descenso de la biomasa (0.63 y 0.70 mg/m^3 Chl-*a* en superficie y el MPC).

CONCLUSIONES

En este trabajo a través del $POI_{\text{índice}}$ fue posible identificar florecimientos superficiales y subsuperficiales (en las estaciones H01-3, G04 y E17 del MPC) en el EG, observándose cambios en las condiciones estudiadas, donde en 2017 no fue posible observar una interconexión entre las estaciones superficiales y el MPC, mientras que en 2018 sí. Los cambios observados en las formas de

unidentified in 2017, where the bloom stations in the MPC were different from those on the surface, suggesting less glacial contribution, thus stratification in the water column was smaller and the interconnection was more evident. Therefore, greater mixing processes are suggested in 2018 that involve interconnected layers between the surface and the MPC that are not independent as in 2017. Also, station E17 presented the absorption spectra with the highest absorption magnitudes, noting a pronounced shoulder between 450 and 500 nm (Fig. 6c) and in the adimensional spectra the shape is very similar to the E18 on the surface, however, the shoulder is more pronounced in the E17. The difference is due to the presence of other pigments in E18 (Fig. 4) such as Allo and Hex. In E17, Chl-*b* was the pigment with the highest concentration, for which it would be thought that the group with the greatest contribution to bloom in this sampling point would be given by the green flagellates (chlorophytes) and not by diatoms (Mendes *et al.*, 2012) that were present in 2017 due to the contribution of fucoxanthin as shown in Figure 4.

The differences observed in the community structures, responsible for the blooms in 2018 compared to 2017, maybe due to the environmental variability already identified by Kim *et al.* (2018) for the POA, where cycles of high chlorophyll concentration are observed every 5 years, with 2017 being a year with high biomass (1.22 mg/m^3 Chl-*a* and 1.42 mg/m^3 Chl-*a*, on the surface and in the MPC) and 2018 would be identified as the beginning of the period in biomass decline (0.63 and 0.70 mg/m^3 Chl-*a* on the surface and the MPC).

CONCLUSIONS

In this work, through the $IOP_{\text{índice}}$, it was possible to identify surface and subsurface blooms (in stations H01-3, G04, and E17 of the MPC) in the EG, observing changes in the conditions studied, where in 2017 it was not possible to observe an interconnection between the surface stations and the MPC, while in 2018 it did. Changes in the shape of the absorption spectra showed variations in the phytoplankton structure due to size structure, the composition of different pigments, and warm (2017) and cold (2018) environmental conditions. This approach allowed the identification of peak and nanophytoplankton blooms that cannot be observed using the traditional method since these size structures are not identifiable in the traditional light microscope. This makes this tool a



los espectros de absorción, mostraron diferencias en la estructura fitoplanctónica, debido a la estructura de tamaño, la composición de pigmentos diferentes y las condiciones ambientales cálidas (2017) y frías (2108). Esta aproximación permitió identificar florecimientos de pico y nanofitoplancton que a través del método tradicional no es posible observar, debido a que estas estructuras de tamaño no son identificables en el microscopio óptico tradicional. Lo anterior hace que esta herramienta sea un complemento muy importante en los programas de monitoreo donde el componente fitoplanctónico sea considerado.

AGRADECIMIENTOS

A la Dirección General Marítima por el apoyo y financiación para el desarrollo del proyecto. A la Armada Nacional y el Programa Antártico Colombiano por lo cupos en la III y IV Expedición a la Antártida. A la Facultad de Ciencias Marinas de la Universidad Autónoma de Baja California por la aceptación al programa de doctorado, al CONACYT por proveer los recursos de la beca doctoral No CUV / Becario 208078 / 633423 y AMERIGEISS por el apoyo financiero de materiales.

very important complement in monitoring programs where the phytoplankton component is considered.

ACKNOWLEDGEMENT

Special thanks to the General Maritime Directorate for the support and financing of the project development. To the National Navy and the Colombian Antarctic Program for the quotas in the III and IV Expedition to Antarctica. To the Faculty of Marine Sciences of the Autonomous University of Baja California for accepting the doctorate program, to CONACYT for providing the resources of the doctoral scholarship No CUV / Scholar 208078 / 633423 and AMERIGEISS for the financial support of materials.

BIBLIOGRAFÍA / LITERATURE CITED

- Aguilar-Maldonado, J., E. Santamaría-del-Ángel, A. González-Silvera, O. Cervantes-Rosas, L. Lopez, A. Gutiérrez-Magness, S. Cerdeira-Estrada and M.T. Sebastián-Frasquet. 2018a. Identification of Phytoplankton Blooms under the Index of Inherent Optical Properties (IOP Index) in Optically Complex Water., 10(2): 1-17. <https://doi.org/10.3390/w10020129>
- Aguilar-Maldonado, J.A., E. Santamaría-Del-Ángel, A. González-Silvera, O.D. Cervantes-Rosas and M.T. Sebastián-Frasquet. 2018b. Mapping satellite inherent optical properties index in coastal waters of the Yucatán Peninsula (Mexico). Sustainability, 10(6): 1-20. <https://doi.org/10.3390/su10061894>
- Aguilar-Maldonado, J., E. Santamaría-del-Ángel, A. González-Silvera and, M.T. Sebastián-Frasquet. 2019. Detection of Phytoplankton Temporal Anomalies Based on Satellite Inherent Optical Properties: A Tool for Monitoring Phytoplankton Blooms. Sensors, 550401. <https://doi.org/10.3390/s19153339>
- Arnone, R., M. Babin, A.H. Barnard, E. Boss, J.P. Cannizzaro, K.L. Carder, F.R. Chen, E. Devred, R. Doerffer, K. Du, F. Hoge, O.V. Kopelevich, T. Platt, A. Poteau, C. Roesler and S. Sathyendranath. 2006. Reports of the International Ocean-Colour Coordinating Group Remote Sensing of Inherent Optical Properties: Fundamentals, Tests of Algorithms, and Applications. Dartmouth, Canada. 122 p.
- Babin, M., D. Stramski, G. M. Ferrari, H. Claustre, A. Bricaud, G. Obolensky, and N. Hoepffner. 2003. Variations in the light absorption coefficients of phytoplankton, nonalgal particles, and dissolved organic matter in coastal waters around Europe, J. Geophys. Res., 108(C7): 3211. <https://doi.org/10.1029/2001JC000882>
- Barocio-León OA, R. Millán-Núñez, E. Santamaría-del-Ángel, A. González-Silvera and C.C. Trees. 2006. Spatial variability of phytoplankton absorption coefficients and pigments off Baja California during November 2002. J. Oceanogr., 62: 873-885. <https://doi.org/10.1007/s10872-006-0105-z>
- Brewin J.W., S. Sathyendranath, D. Müller, C. Brockmann, P.Y. Deschamps, E. Devred, R. Doerffer, N. Fomferra, B. Franz, M. Grant, S. Groom, A. Horseman, Ch. Hu, H. Krasemann, Z.P. Lee, S. Maritorena, F. Mélin, M. Peters, P. Platt, P. Regner, T. Smyth, F. Steinmetz, J. Swinton, J. Werdell, and G.N. White. 2015. The Ocean Colour Climate Change Initiative: III. A round-robin comparison on in-water bio-optical algorithms. Remote Sensing of Environment, 162: 271-294. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2013.09.016>
- Bricaud, A., M. Babin, A. Morel, and H. Claustre. 1995. Variability in the chlorophyll-specific absorption coefficients of natural phytoplankton: Analysis and parameterization, J. Geophys. Res., 100: 13,321- 13,332. <https://doi.org/10.1029/95JC00463>

- Bricaud, A., H. Claustre, J. Ras and K.Oubelkheir. 2004. Natural variability of phytoplanktonic absorption in oceanic waters: Influence of the size structure of algal populations. *J. Geophys. Res.*, 109: C11010. <https://doi.org/10.1029/2004JC002419>
- Cañón-Paez, M.L. 2020. Delimitación de regiones dinámicas en el Estrecho de Gerlache- Península Oeste Antártica, con base en una aproximación multisensor: Descripción de su variabilidad hidrográfica, química, biológica y óptica (tesis de doctorado). Universidad Autonoma de Baja California, México.
- Ciotti, A.M., M.R. Lewis and J.J. Cullen. 2002. Assessment of the relationships between dominant cell size in natural phytoplankton communities and the spectral shape of the absorption coefficient. *Limnol. Oceanogr.*, 47(2): 404-417. <https://doi.org/10.4319/lo.2002.47.2.0404>
- Cota, G.F., G. Harrison, T. Platt, S. Sathyendranath and V. Stuart. 2003. Bio-optical properties of the Labrador Sea. *J. Geophys. Res.* 108: 3228. <https://doi.org/10.1029/2000JC000597>
- Doval, M.D; X. Alvarez-Salgado, C. Castro and F. Perez. 2002. Dissolved organic carbon distributions in the Bransfield and Gerlache Straits, Antarctica. *Deep-Sea Research II*, 49: 663-674. [https://doi.org/10.1016/S0967-0645\(01\)00117-5](https://doi.org/10.1016/S0967-0645(01)00117-5)
- Falkowski, P.G. and J. Raven. 2007. Aquatic Photosynthesis, second edition. Princeton University Press. Princeton, USA. 476 p. <https://doi.org/10.1515/9781400849727>
- Figueroa, L., 2002. Bio-optical characteristics of Gerlache and Bransfield Strait waters during an Antarctic summer cruise. *Deep-Sea Research II*. 49: 675-691. [https://doi.org/10.1016/S0967-0645\(01\)00118-7](https://doi.org/10.1016/S0967-0645(01)00118-7)
- García M., C. Castroc, A. Ríos, M. Doval, G. Rosón, D. Gomise and López O. 2002. Water masses and distribution of physico-chemical properties in the Western Bransfield Strait and Gerlache Strait during Austral summer 1995/96. *Deep-Sea Research II*. 49: 585-602. [https://doi.org/10.1016/S0967-0645\(01\)00113-8](https://doi.org/10.1016/S0967-0645(01)00113-8)
- Gonçalves-Araujo R., M. Silva de Souza, V. Tavano and C. Eiras. 2015. Influence of oceanographic features on spatial and interannual variability of phytoplankton in the Bransfield Strait. *J. Marine. Syst.*, 142: 1-15. <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2014.09.007>
- Holm-Hansen, O., B.G. Mitchell and D.M. Karl. 1989. Phytoplankton blooms in the vicinity of Palmer Station, Antarctica. *Polar Biol.*, 10(1): 49-57. <https://doi.org/10.1007/BF00238290>
- IOCCG. 2014. Phytoplankton Functional Types from Space. Sathyendranath, S. (ed.), Reports of the International Ocean-Colour Coordinating Group, No. 15, IOCCG, Dartmouth, Canada.
- IOCCG. 2015. Ocean Colour Remote Sensing in Polar Seas. Babin, M., K. Arrigo, S. Bélanger and M-H. Forget, (eds.). IOCCG Report Series, No. 16, International Ocean Colour Coordinating Group, Dartmouth, Canada.
- IOCCG. 2006. Remote Sensing of Inherent Optical Properties: Fundamentals, Tests of Algorithms, and Applications. Lee, Z.-P. (ed.), Reports of the International Ocean-Colour Coordinating Group, No. 5, IOCCG, Dartmouth, Canada. 122 p.
- Kerr, R., I.B.M. Orselli, J.M. Lencina-Avila, R.T. Eidt, C.R.B. Mendes, L.C. da Cunha, C. Goyet, M.M. Mata and V.M. Tavano 2018. Carbonate system properties in the Gerlache Strait, Northern Antarctic Peninsula (February 2015): I. Sea-Air CO₂ fluxes. *Deep-Sea Res. PTII.*, 149: 171-181. <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2017.02.008>
- Kim, H., H.W. Ducklow, D. Abele, E.M. Ruiz Barlett, A.G. Buma, M.P. Meredith, P.D. Rosema, O.M. Schofield, H.J. Venables and I.R. Schloss. 2018. Inter-decadal variability of phytoplankton biomass along the coastal West Antarctic Peninsula. *Phil. Trans. R. Soc. A* 376: 20170174. <https://doi.org/10.1098/rsta.2017.0174>
- Kirk, J.T.O. 1994. Light and Photosynthesis in Aquatic Ecosystems. University Press, Cambridge. 500 p. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511623370>
- Kirk, J.T.O. 2011. Light and photosynthesis in aquatic ecosystems. 3er edition. Cambridge University Press, Cambridge. 649p.
- MacIntyre H.L., T.M. Kana, J. Anning and R. Geider. 2002. Photoacclimation of photosynthesis irradiance response curves and photosynthetic pigments in microalgae and cyanobacteria. *Journal of Phycology*, 38:17-38. <https://doi.org/10.1046/j.1529-8817.2002.00094.x>
- Matsuoka, A., V. Hill, Y. Huot, M. Babin and A. Bricaud, 2011. Seasonal variability in the light absorption properties of western Arctic waters: Parameterization of the individual components of absorption for ocean color applications. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 116(C2): 1-15. <https://doi.org/10.1029/2009JC005594>
- Mendes, C.R.B., M.S. de Souza, V.M.T. Garcia, M.C. Leal, V. Brotas and C.A.E. Garcia. 2012. Dynamics of phytoplankton communities during late summer around the tip of the Antarctic Peninsula. *Deep-Sea Res. PTI.*, 65: 1-14. <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2012.03.002>



- Mendes, C.R.B., V.M. Tavano, M.C. Leal, M.S. de Souza, V. Brotas and C.A.E. Garcia. 2013. Shifts in the dominance between diatoms and cryptophytes during three late summers in the Bransfield Strait (Antarctic Peninsula). *Polar Biol.*, 36(4): 537-547. <https://doi.org/10.1007/s00300-012-1282-4>
- Mendes, C.R.B., V.M. Tavano, T. S. Dotto, R. Kerr, M.S. de Souza, C.A.E. Garcia and E.R. Secchi. 2018. New insights on the dominance of cryptophytes in Antarctic coastal waters: A case study in Gerlache Strait. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography.*, 149: 161-170. <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2017.02.010>
- Millán-Núñez, E. and R. Millán-Núñez. 2010. Specific Absorption Coefficient and Phytoplankton Community Structure in the Southern Region of the California Current during January 2002. *J. Oceanogr.*, 66: 719-730. <https://doi.org/10.1007/s10872-010-0059-z>
- Mitchell, B.G., M.Kahru, J. Wieland and M. Stramska, 2002. Determination of spectral absorption coefficients of particles, dissolved material and phytoplankton for discrete water samples. In: Mueller JL, Fargion GS, McClain R (eds) *Ocean Optics protocols for Satellite Ocean Color Sensor Validation, Revision 4, Volume IV: Inherent Optical Properties: Instruments, Characterizations, Field Measurements and Data Analysis Protocols.* NASA/TM-2003-211621, NASA Goddard Space Flight Center. Greenbelt, MD. (Chapter 4), 39–60. Palma, E.D., Matano, R.P., 2012. A numerical study of the Mage.
- Mobley, C. 1994. *Light and Water: radiative transfer in natural waters.* Academic Press, New York.
- Ortega-Retuerta, E., T.K. Frazer, C.M. Duarte, S. Ruiz-Halpern, A. Tovar-Sanchez, J.M. Arrieta and I. Reche. 2009. Biogeneration of chromophoric dissolved organic matter by bacteria and krill in the Southern Ocean. *Limnology and Oceanography.*, 54(6): 1941-1950. <https://doi.org/10.4319/lo.2009.54.6.1941>
- Ortega-Retuerta, E., I. Reche, E. Pulido-Villena, S. Agustí and C.M. Duarte. 2010. Distribution and photoreactivity of chromophoric dissolved organic matter in the Antarctic Peninsula (Southern Ocean). *Mar. Chem.*, 118: 129-139. <https://doi.org/10.1016/j.marchem.2009.11.008>
- Preisendorfer, R.W. 1961. *Application of Radiative Transfer Theory to Light Measurements in the Sea.* Union Geod. Geophys. Inst. Monogr., 10: 11–30.
- Rodriguez, F., M. Varela and M. Zapata. 2002. Phytoplankton assemblages in the Gerlache and Bransfield Straits (Antarctic Peninsula) determined by light microscopy and CHEMTAX analysis of HPLC pigment data. *Deep-Sea Res. PTII.*, 49(4-5): 723-747. [https://doi.org/10.1016/S0967-0645\(01\)00121-7](https://doi.org/10.1016/S0967-0645(01)00121-7)
- Roy S., C. Llewellyn, E. Skartad and G. Johnsen. 2011. *Phytoplankton pigments. Characterization, Chemotaxonomy and Applications in Oceanography.* Cambridge environmental chemistry series. Published in the United States of America by Cambridge University Press, New York. 892 p. ISBN 978-1-107-00066-7.
- Saba, G.K., Fraser, W.R., Saba, V. S., Lannuzzi, R.A., Coleman, K.E., Doney, S.C., Ducklow, H., Martison, D., Miles, T.N., Patterson-Fraser, D., Stammerjohn, S.E. 2014. Winter and spring controls on the summer food web of the coastal West Antarctic Peninsula. *Nature Communications, Nature communications*, 5(1), 1-8. <https://doi.org/10.1038/ncomms5318>
- Sangra, P., C. Gordo, M. Hernández-Arencibia, A. Marrero-Díaz, A. Rodríguez-Santana, A. Stegner, A. Martínez-Marrero, J.L. Pelegrí and T. Pichon. 2011. The Bransfield current system. *Deep Sea Res. Part I: Ocean. Res. Pap.* 58 (4): 390-402. <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2011.01.011>
- Santamaria-del-Ángel, E., A. González-Silvera, R. Millán-Núñez, M.E. Callejas-Jiménez and Cajal-Medrano, R. 2011. Determining Dynamic Biogeographic Regions using Remote Sensing Data. In *Handbook of Satellite Remote Sensing Image Interpretation: Applications for Marine Living Resources Conservation and Management*; Morales, J., V. Stuart, T. Platt and S., Sathyendranath. Eds. EU PRESPO and IOCCG: Dartmouth, NS, Canada, Chapter 19: 273–293.
- Santamaria-del-Ángel, E., I. Soto, J. Wolny, S. Cerdeira-Estrada, R. Cajal-Medrano, F. Muller-Karger, J. Cannizzaro, Y.X.S. Padilla-Rosas, A. Mercado-Santana, M.F. Gracia-Escobar, P. Alvarez-Torres and M.C. Ruiz-de-la-Torre. 2015. Phytoplankton Blooms : New Initiative Using Marine Optics as a basis for monitorin programs. *Coastal Ecosystems: Experiences and Recommendations for Environmental Monitoring Programs: 57-88.* Nova Science Publishers, Inc.
- Sathyendranath, S. and A. More., 1983. Light emerging from the sea interpretation and uses in remote sensing. *Remote Sensing Applications in Marine Science and Technology*, 323-357. https://doi.org/10.1007/978-94-009-7163-9_16
- Sathyendranath, S., G. Cota, V. Stuart, M. Maassand and Platt, T. 2001. Remote sensing of phytoplankton pigments: a comparison of empirical and theoretical approaches. *Int. J. Remote Sens.*, 22: 249-273. <https://doi.org/10.1080/014311601449925>
- Thomas, C.S. 2012. The HPLC Method. Chapter 6. In: *The Fifth SeaWiFS HPL Analysis Round-Robin Experiment (SeaHARRE-5).* NASA/TM-2012-217503. SEAHARRE5, by: Stanford B. *et al.* November 2012:63-72.
- Varela M., E. Fernandez and Serret P. 2002. Size-fractionated phytoplankton biomass and primary production in the Gerlache and south Bransfield Straits (Antarctic Peninsula) in Austral summer 1995-1996. *Deep-Sea Research II*, 49: 749-768. [https://doi.org/10.1016/S0967-0645\(01\)00122-9](https://doi.org/10.1016/S0967-0645(01)00122-9)

- Vidussi, F., H. Claustre, B.B. Manca, A. Luchetta and J.C. Marty. 2001. Phytoplankton pigment distribution in relation to upper thermocline circulation in the eastern Mediterranean Sea during winter. *Journal of Geophysical Research*, 106(C9): 19939-19956. <https://doi.org/10.1029/1999JC000308>
- Wright, S.W., S.W. Jeffrey, R.F. Mantoura, C.A. Llewellyn, T. Bjornland, D. Repeta and N. Welschmeyer, 1991. Improved HPLC method for the analysis of chlorophylls and carotenoids from marine phytoplankton. *Marine Ecology Progress Series*, 77: 183-196. <https://doi.org/10.3354/meps077183>
- Wright, S. W. and S. W. Jeffrey. 2006. Pigment markers for phytoplankton production, in *Marine Organic Matter: Biomarkers, Isotopes and DNA*, edited by J. K. Volkman, pp. 71-104, Springer, Berlin. https://doi.org/10.1007/698_2_003
- Wu, J., H. Hong, S. Shang, M. Dai, Lee, Z., J. Wu, H. Hong, S. Shang, M. Dai and Z.L. Variation. 2007. Variation of phytoplankton absorption coefficients in the northern South China Sea during spring and autumn. *Biogeosciences Discussions*, 4(3):1555-1584. <https://doi.org/10.5194/bgd-4-1555-2007>
- Zhou, M., P.P. Niiler and J.H. Hu. 2002. Surface currents in the Bransfield and Gerlache Straits, Antarctica. *Deep Sea Res. Part I: Ocean. Res. Pap.* 49 (2):267-280. [https://doi.org/10.1016/S0967-0637\(01\)00062-0](https://doi.org/10.1016/S0967-0637(01)00062-0)

RECIBIDO/RECEIVED: 30/07/2019

ACEPTADO/ACCEPTED: 16/10/2019