

**UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE BAJA CALIFORNIA**

**FACULTAD DE CIENCIAS MARINAS**



**EFFECTOS DE LAS ANOMALÍAS DE TEMPERATURA SUPERFICIAL DEL MAR SOBRE LA  
PRODUCCIÓN BIOLÓGICA EN LA BAHÍA DE TODOS SANTOS DURANTE 2017-2022**

**TESIS**

**PARA OBTENER EL TÍTULO DE:**

**OCEANÓLOGA**

**PRESENTA:**

**PERLA GONZALEZ DAVALOS**

Ensenada, Baja California, México, 06 de marzo del de 2024



**UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE BAJA CALIFORNIA  
FACULTAD DE CIENCIAS MARINAS  
CAMPUS ENSENADA**



**“EFECTOS DE LAS ANOMALÍAS DE TEMPERATURA SUPERFICIAL DEL MAR  
SOBRE LA PRODUCCIÓN BIOLÓGICA EN LA BAHÍA DE TODOS SANTOS  
DURANTE 2017-2022”**

TESIS

PARA CUBRIR LOS REQUISITOS NECESARIOS PARA OBTENER EL TÍTULO DE

OCEANOLOGIA

**PRESENTA:**

**Perla Gonzalez Davalos  
354161**

A quien el Comité de Tesis autoriza el trabajo terminal, después de haber efectuado una revisión minuciosa del mismo y de acuerdo con el Art. 19 del R.G.E.P.E.P, las y los señores profesores emiten los siguientes votos aprobatorios mediante rubrica:

  
**Eliana Gómez Ocampo  
DIRECTOR**

  
**Mary Carmen Ruiz de la Torre  
SINODAL**

  
**Josué Rodolfo Villegas Mendoza  
SINODAL**

**“Por la Realización Plena del Ser”**

C.c.p.- Archivo  
C.c.p.- Minutario

## RESUMEN

La Bahía de Todos Santos (BTS) está influenciada por el límite sur de la Corriente de California (CC). Este sistema exhibió anomalías de temperatura positivas en la superficie del mar (SSTa) a partir del invierno de 2013 debido a "The Blob". En 2016, el calentamiento del océano persistió bajo condiciones de "El Niño". Estos eventos se correlacionaron con los valores de producción biológica más bajos de la región. Este estudio tuvo como objetivo determinar las condiciones recientes de SSTa en BTS y su impacto en la producción biológica de 2017 a 2022. Los datos de SSTa se obtuvieron de la base de datos MUR que cubre el período de estudio. Se analizaron índices climáticos como PDO (Pacific Decadal Oscillation), MEI (Multivariate ENSO Index) y NPGO (North Pacific Gyre Oscillation), y se examinó su correlación con SSTa. Los resultados revelaron valores SSTa positivos (hasta 2,5°C) y los índices climáticos estuvieron predominantemente en una fase negativa (los valores máximos son MEI = -1,5 y PDO = -3,0 a principios de 2022; NPGO = -2,5 a principios de 2020). El aumento de la temperatura de la superficie del mar de BTS de 2017 a 2022 probablemente esté relacionado con la fase negativa del índice NPGO, lo que indica una menor intensidad del CC y el afloramiento costero, lo que reduce el transporte de agua subártica fría y rica en nutrientes. Este estudio también evalúa los índices de surgencia, específicamente el índice de CUTI, relacionado con la intensidad del viento, y el índice BEUTI, relacionado con la disponibilidad de nutrientes. Ambos índices exhibieron niveles bajos de 2017 a 2021, con un aumento en los valores a principios de 2021. A través del análisis de muestras de fitoplancton recolectadas en septiembre y noviembre de 2020, así como en marzo de 2021, se observó que la composición biológica se caracterizó predominantemente por la presencia de dinoflagelados, un grupo de organismos que normalmente se encuentran en aguas más cálidas. Una revisión bibliográfica, que se extiende desde 2007 a 2015, demuestra cómo el tamaño de las células del fitoplancton también se altera durante anomalías de temperatura y surgencias. Los estudios mostraron cómo después del "Blob", las células más pequeñas dominaron la columna de agua y las células más grandes dominaron durante los eventos de "La Niña". Estas observaciones indican una interacción compleja entre los factores abióticos y la comunidad de fitoplancton, lo que sugiere que, aunque las condiciones de surgencia y la temperatura son factores determinantes, otros factores, como la dinámica oceanográfica asociada a grandes escalas toman importancia. Los fenómenos climáticos influyen considerablemente en la biología de la productividad de la región.

**Palabras Clave:** Sistema de la Corriente de California (CCS), Anomalías de Temperatura Superficial del Mar (SSTa), NPGO (North Pacific Gyre Oscillation), Marine Heat Wave (MHW), Fitoplancton, Dinoflagelados.

## 1. INTRODUCCIÓN.

El Sistema de la Corriente de California (CCS) se extiende a lo largo de British Columbia, Canadá, hacia el sur de la península de Baja California, México, culminando en la Corriente de California (CC) que se ubica al borde oriental del giro a gran escala del Pacífico Norte. Esta corriente superficial acarrea agua de baja salinidad hacia el ecuador a lo largo de la costa oeste de Norteamérica con una profundidad de 300 metros (Lynn & Simpson, 1987). Este sistema de corrientes es un ecosistema altamente dinámico y productivo que impulsa una gran diversidad biológica. La variabilidad interanual en las condiciones ambientales del sistema es propagada por impulsores atmosféricos a escala cuenca, como cambios en los patrones de presión atmosférica, generando así estacionalidad y regionalización de las surgencias costeras (Weber et al., 2021 & Gómez-Ocampo et al., 2018). En los últimos años el Sistema de la Corriente de California ha sido afectado por anomalías de temperatura superficial del mar de larga duración (2014, 2015 y 2016), los cuales afectaron directamente a la comunidad biológica de la región. Una serie de procesos atmosféricos y oceanográficos produjeron el registro de anomalías cálidas de aguas superficiales a lo largo del CCS (Weber et al., 2021).

En la última década, el primer registro de anomalías cálidas a lo largo del CCS se presentó durante el invierno del 2013-2014, con temperaturas altas observadas en aguas internas de la costa de Alaska (Bond et al., 2015). En el 2014 se observó la presencia de un parche de agua cálida en la región sur de la CCS en las costas de Baja California (Ávila-López et al., 2016; Di Lorenzo & Mantua 2016; Durazo et al. 2017; Gómez-Ocampo et al., 2017 B, 2018; Rudnick et al. 2017). Condiciones de alta presión persistentes evitaron la mezcla invernal que típicamente produce un enfriamiento de las aguas superficiales (Bond et al., 2015; Siedlecki et al., 2016). Las anomalías atmosféricas locales que se presentaron fueron un debilitamiento de los vientos y un alto flujo de calor hacia abajo (Zaba & Rudnick, 2016). La gran extensión de anomalías cálidas superficiales que se presentaron en el Pacífico Noroeste en el 2014-2015 se le denominó como “El Blob”, el cual fue seguido por un evento “El Niño” histórico en el verano del 2016 (Weber et al., 2021). A este período de tres años de calentamiento se le determinó como “Marine Heat Wave” (MHW) u “ola de calor marina” (Weber et al., 2021).

En 2017 y 2018 se presentaron condiciones promedio con algunas regiones del CCS permaneciendo en fase cálida (Weber et al., 2021). Los impactos de la “ola de calor marina” persistieron, a pesar del comportamiento promedio que se tuvo, formándose nuevamente una MHW en 2018 a 2020, sin embargo, esta tendía a ocurrir fuera de la costa (Thompson et al., 2018). Además, en este periodo se presentaron condiciones débiles de “El Niño” en invierno 2018-2019 y 2019-2020, con condiciones “La Niña” breves de por medio ocurriendo en estos años (Weber et al., 2021). A finales del 2020 a 2021 se presentaron condiciones “La Niña”, resultando en anomalías de temperatura frías cerca del ecuador. Sin embargo, anomalías cálidas de temperatura se mantuvieron en el Pacífico Norte, en donde se presentó una MHW cerca a la costa en el 2021 y pero se alejó mar adentro al noreste en el mismo año (Thompson et al., 2022).

La producción y biomasa del fitoplancton responde directamente a estos fenómenos interanuales. En el periodo de tres años 2013-2016 se obtuvieron los niveles más bajos de fitoplancton en los últimos 13 años en el sur de la Corriente de California (Gómez-Ocampo et al., 2017). Esto se debió a la alta estratificación de la columna de agua y la profundización de la picnoclina y capa de mezcla (Boyce et al., 2014). Dada la disminución en la disponibilidad de nutrientes en la zona eufótica, se presentó una baja producción primaria del fitoplancton (Gómez-Ocampo et al., 2017). El fitoplancton se encuentra limitado por la disponibilidad de luz y nutrientes que presenta variabilidad por procesos físicos relacionados con la circulación oceánica, determinando así su distribución vertical (Behrenfeld et al., 2006). Estos procesos físicos son principalmente el movimiento vertical de la picnoclina, la dinámica de la capa de mezcla y las surgencias. La alta productividad se obtiene al tener una entrada de agua altas en nutrientes a la zona eufótica, la cual se produce por un levantamiento de la picnoclina (Falkowski et al., 1991; McGilicuddy & Robinson, 1997; Klein et al., 2005; Daly & Smith, 1993). Otro proceso físico que determina la distribución y productividad del fitoplancton es la profundización de la capa de mezcla, la cual disminuye los niveles de producción al distribuir la población al ser diluida en volúmenes más amplios de agua (Behrenfeld & Boss, 2014).

Las anomalías cálidas altas en las aguas superficiales impactan directamente la estructura biológica de la columna de agua. Durante la ola de calor 2013-2016 se presentaron niveles extremadamente bajos de clorofila, debido a la limitación de transporte de nutrientes. Además, se presentaron distribuciones inusuales de organismos típicamente presentes en un región y estacionalidad determinada (Bond et al., 2015). En los años 2020 a 2021 donde se presentó una “MHW”, se esperaría encontrar un comportamiento similar en la estructura biológica del área de estudio.

La Bahía de Todos Santos (BTS) se encuentra influenciada por el límite sur de la Corriente de California (CC), convirtiendo esta región en un sistema de surgencias y alta productividad biológica (Linacre et al., 2010). Este sistema de corrientes presenta variabilidad debido a interacciones de océano-atmósfera a gran escala (Weber et al.2021). Anomalías positivas de temperatura superficial del mar (SST) se presentaron en CC a partir del invierno del 2013 por efecto de un evento conocido como “El Blob”. En 2016 el calentamiento del océano persistió bajo el efecto de condiciones “El Niño”. Estos eventos cálidos se relacionaron con los valores más bajos registrados de producción biológica en la región (Gómez-Ocampo et al., 2018). Por tal motivo, en el presente trabajo se determinaron las condiciones actuales de anomalías de temperatura superficial del mar en la BTS, y su relación con los niveles de producción biológica durante los años 2017-2022.

## **2. OBJETIVO.**

### **2.1 Objetivo general.**

Determinar las anomalías de temperatura superficial del mar en la Bahía Todos Santos (BTS) en el periodo de invierno del 2017 hasta invierno del 2022 y su relación con los niveles de producción biológica superficiales.

### **2.2 Objetivos específicos.**

- I. Determinar las anomalías de temperatura superficial del mar (SSTa) dentro de la Bahía, usando datos satelitales obtenidos de Multi-Scale Ultra-High resolution (MUR, 1 km x 1 km) en el periodo del 2017 al 2022.
- II. Identificar los patrones climáticos relacionados con la variabilidad de la Corriente de California, utilizando índices climáticos (Índice de Oscilación Decadal del Pacífico, Índice de Oscilación del Giro del Pacífico Norte y Índice Multivariado del ENSO).
- III. Analizar las series de tiempo de los índices de surgencia de CUTI y BEUTI, producción primaria del modelo VGPM y clorofila (enero del 2017 hasta diciembre del 2022).
- IV. Identificar la estructura biológica de la columna de agua, a partir de la cuantificación de células de fitoplancton, en muestreos de 2020-2021 de la Bahía Todos Santos.

### **3. HIPÓTESIS.**

En los últimos años se han presentado fases anómalas de calentamiento a lo largo de la Corriente de California, debido a una serie de eventos climáticos como “El Blob” (2013) y “El Niño” (2015 al 2016), en los cuales se registraron los niveles más bajos de producción biológica. Posteriormente, se reportó la ocurrencia de una MHW 2019-2020 en el Norte del Océano Pacífico. Por lo tanto, se espera como resultado que en la Bahía Todos Santos en los años 2017 a 2022 se hayan presentado fenómenos cálidos con niveles bajos de producción biológica, además de un cambio en la estructura de la comunidad fitoplanctónica.

### **4. METODOLOGÍA.**

#### **4.1 Área de estudio: Bahía de Todos Santos**

La Bahía Todos Santos se localiza a 100 km al sur de la frontera mexicana con los Estados Unidos de América (Gavidia 1988, Argote-Espinoza et al., 1991, Mateos et al., 2009; Flores-Vidal et al., 2015), al noreste de la costa de la península de Baja California (Argote-Espinoza et al., 1991; Mateos et al., 2009). Es un sistema semicerrado con un área aproximada de  $\sim 180 \text{ km}^2$  y con una profundidad promedio de 50 m. La bahía se encuentra en la sección sureña del Sistema de la Corriente de California (SCC) y se encuentra comunicado con el Océano Pacífico por sus dos entradas (Argote-Espinoza et al., 1991; Mateos et al., 2009). La boca noreste se encuentra entre la isla Todos Santos y San Miguel con una longitud de  $\sim 10 \text{ km}$ , en cambio la entrada suroeste mide  $\sim 6 \text{ km}$  y presenta un cañón submarino de alrededor  $\sim 300 \text{ m}$  de profundidad (Delgadillo-Hinojosa et al., 2015). La circulación de la bahía es determinada a partir de la influencia del SCC y vientos estacionales. Se presentan dos sistemas de circulación: el interior (región somera de la bahía) y el exterior (región profunda de la bahía). La variabilidad en la circulación de los dos sistemas se debe al transporte de las bocas de la bahía que varía conforme los remolinos que se presentan al exterior de la bahía (Mateos et al., 2009).

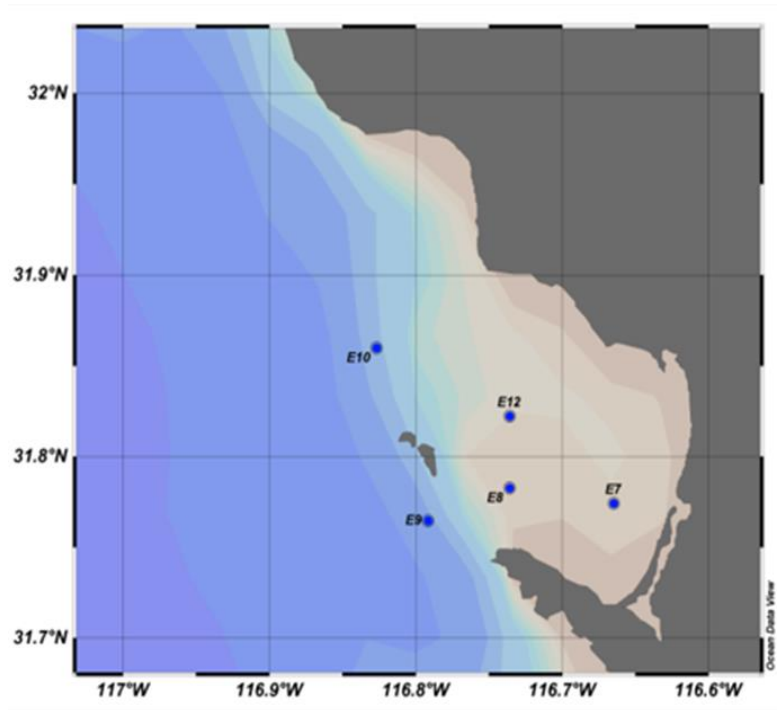


Figura 1. Área de estudio; Bahía Todos Santos, Baja California, México. E7, E8, E9, E10 y E12 estaciones de muestreos *in situ* de abundancia fitoplanctónica.

#### 4.2 Índices climáticos y datos de satélite

Para identificar los patrones climáticos que se relacionan con la variabilidad de la Corriente de California, se analizaron los índices climáticos asociados a cambios en el ecosistema marino de la región: Índices de Oscilación Decadal del Pacífico (PDO, <https://www.ncdc.noaa.gov/teleconnections/pdo/>) y Oscilación del Giro del Pacífico Norte (NPGO, <http://www.o3d.org/npggo/>). Estos índices se relacionan con la variabilidad en el océano Pacífico nororiental. Además, el índice multivariado del ENSO (MEI, <https://psl.noaa.gov/enso/mei/>) se analizó para identificar las anomalías originadas por eventos "El Niño" y "La Niña".

Para determinar las anomalías de temperatura superficial del mar (SSTa) dentro de la Bahía, se utilizaron datos de SSTa mensuales de 1 km x 1 km obtenidos de Multi-Scale Ultra-High resolution (MUR) obtenidos de la base de datos ERDDAP (<https://coastwatch.pfeg.noaa.gov/erddap/index.html>).

Las anomalías de clorofila se estimaron a partir de datos satelitales mensuales de la Corriente de California de Chl-a de 1 km (<https://www.wimsoft.com/satellite.htm>), extraídos de la base de datos de Wimsoft y procesados con el módulo de automatización WIM (WAM). Posteriormente, se calcularon anomalías para el período 2017-2022 para TSM y CHL contrastando los valores con la media climatológica de largo plazo (2000-2022) de cada variable analizada.

La distribución espacial de producción primaria (PP) para la península de Baja California se obtuvo del modelo de producción vertical generalizado (producto estándar VGPM,) desarrollado por Behrenfeld y Falkowski (1997a, 1997b), accesible en Sitio web de la Universidad Estatal de Oregon (<http://www.science.oregonstate.edu/ocean.productivity>).

Se obtuvieron las velocidades geostróficas ( $\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$ ) 25 km x 25 km de resolución espacial, junto con sus respectivas anomalías, datos que proporcionaron información sobre la dirección de las corrientes para el análisis. Los datos proceden del sistema de procesamiento Ssalto/Duacs, disponible en el sitio web AVISO (Archiving, Validation and Interpretation of Satellite Oceanographic Data, <https://www.aviso.altimetry.fr/en/home.html>).

#### 4.3 Índices de surgencia

El índice mensual de CUTI se estimó a partir de la versión de mediciones cada de 6 horas (<http://mjacox.com/upwelling-indices>). Se tomaron los valores del índice de CUTI de las estaciones de 31°N y 32°N, considerando la ubicación aproximada del área de estudio en 31,8°N. Este índice es una mejora al índice anteriormente desarrollado “Índice Bakun”; CUTI utiliza estimaciones mejoradas del transporte de Ekman y representa el flujo geostrófico a través de la costa asociado con un gradiente de altura de la superficie del mar a lo largo de la costa (Jacox et al., 2018). El estudio también empleó el índice BEUTI (<http://mjacox.com/upwelling-indices>), que evalúa las surgencias estimando los flujos de nitrato hacia la capa superficial de mezcla (Jacox et al., 2018). Identificamos anomalías para los índices de surgencia de la misma manera que con los datos de SSTa y CHL.

#### 4.4 Datos *in situ*

La cuantificación de fitoplancton para las estaciones E7, E8, E9, E10 y E12 muestreadas durante 2020-2021 (figura 1), se realizó con el método Utermöhl bajo un microscopio inverso. Las fechas de muestreo fueron el 24 de septiembre y el 18 de noviembre del 2020, y marzo 24 del 2021. Con el fin de relacionar las abundancias de fitoplancton y su relación con la variación interanual (temporal), se promediaron los resultados de abundancia de todas las estaciones analizadas para determinar el grupo de fitoplancton predominante en la BTS durante los meses de muestreo, arrojando un valor consolidado para cada mes muestreado.

Para examinar los cambios en la estructura de la comunidad fitoplanctónica en la BTS en los últimos 10 años, se realizó la revisión de literatura, lo cual permitió recopilar datos sobre las variables relacionadas con diferentes tamaños de fitoplancton de 2007 a 2017. Se clasificó estos tamaños en dos grupos: células pequeñas ( $< 5 \mu\text{m}$ ) y células grandes ( $\geq 5\text{--}10 \mu\text{m}$ ). Se analizaron los estudios de Linacre et al. (2010), González-Silvera et al. (2020) y Delgadillo-Hinojosa et al. (2020).

Linacre et al. (2010), realizaron su estudio entre 2007 y 2008. Se tomaron los datos de la Tabla 1 de su investigación de abundancias de *Prochlorococcus*, *Synechococcus* y *PicoEukaryotes*. Sugirieron, que durante los períodos en que las poblaciones de picofitoplancton eran más bajas, las células más grandes reemplazaron a los productores primarios más pequeños. El siguiente estudio corresponde al de González-Silvera et al. (2020), que abarcó de 2007 a 2016. En su estudio a partir de pigmentos taxonómicamente significativos, clasificaron células pequeñas como Prymnesiophytes, Criptofitos, Prasinófitos, Cianobacterias (incluidas *Prochlorococcus*) y Crisófitos. Las células grandes comprendían diatomeas y dinoflagelados; esta información fue tomada de la Tabla 2 de su anexo. Por último, se analizó la información correspondiente a la estación 2 del material suplementario de la investigación de 2020 de Delgadillo-Hinojosa, que se centró en los períodos cálidos de 2014 y 2015. Dividieron las fracciones de tamaño de Chl-a en dos categorías: células grandes ( $> 5 \mu\text{m}$ ) y células pequeñas ( $> 0,7$  y  $< 5 \mu\text{m}$ ). Sus estimaciones de contribuciones de células más pequeñas se derivaron del cálculo de la diferencia entre la Chl-a total ( $> 0,7 \mu\text{m}$ ) y la Chl-a ( $>5 \mu\text{m}$ ). La anterior información se encuentra detallada en la Tabla 5 del material complementario.

#### 4.5 Análisis estadístico

La relación entre los índices climáticos y las series temporales mensuales de anomalías de TSM y CHL se determinó mediante análisis de correlación coeficiente Spearman.

Para examinar la tendencia entre las células de fitoplancton pequeñas y grandes en los estudios de Linacre et al. (2010), González-Silvera et al. (2020), y Delgadillo-Hinojosa et al. (2020), se estandarizó cada variable calculando el valor z.

$$z = \frac{\chi - \mu}{\sigma}$$

Z es el valor estandarizado,  $\chi$  es el valor observado,  $\mu$  es la media muestral y  $\sigma$  es la desviación estándar. El valor Z nos dice qué tan lejos de la media están los datos en términos de desviaciones estándar.

### 5. RESULTADOS Y DISCUSIONES

La Bahía de Todos Santos es una región de sistema de surgencias caracterizada por una alta productividad biológica, gracias a la influencia del límite sur del Sistema de la Corriente de California (Linacre et al., 2010). Sin embargo, este sistema de corrientes presenta variabilidad interanual y estacional que afectan directamente la comunidad biológica. La variación estacional de este sistema de corrientes se debe a la variación de patrones del viento, interacciones océano-atmósfera y variaciones en la intensificación de la contracorriente (Lynn y Simpson, 1987). La variabilidad interanual en las condiciones ambientales del sistema es propagada por impulsores atmosféricos a escala cuenca, como cambios en los patrones de presión atmosférica (Gómez-Ocampo et al., 2018).

A continuación, se describen y discuten los resultados obtenidos para la BTS en el periodo 2017-2022. Primero, se describieron y analizaron las condiciones superficiales durante este periodo con las series de tiempo de SSTa, índices de surgencia e índices climáticos, seguido de las fluctuaciones en la biomasa de fitoplancton (CHLa). Posteriormente, se analizó el caso particular de los muestreos de 2020 y 2021, en donde se muestra las condiciones superficiales para septiembre

y noviembre de 2020 y marzo de 2021 de: SSTa y CHL de la BTS, la circulación y la productividad en la península de Baja California y datos *in situ* de abundancia de fitoplancton en la BTS. Finalmente, se presentan los resultados del análisis de correlación entre las variables de satélite y los índices estudiados en este trabajo.

## 5.1 Análisis del periodo 2017-2022 en la BTS: SSTa y índices de surgencia e índices climáticos

### 5.1.1 SSTa en la BTS: 2017-2022

Entre 2017 y 2022, se detectaron anomalías en las condiciones superficiales de temperatura en el océano de la BTS. Durante este intervalo, se registraron episodios de calentamiento de la superficie del mar prolongados e intensos, destacando el evento que se extendió desde finales de 2019 hasta 2021, donde la SSTa superó el promedio en hasta 2°C (figura 2), manteniéndose durante 16 meses consecutivos. Esta nueva “ola de calor” se registró por primera vez en el Golfo de Alaska a mediados de mayo de 2019, la cual llegó a las costas de la península de Baja California en septiembre del mismo año (Heine, 2019). Contrariamente, también se identificaron episodios breves pero intensos de enfriamiento. Específicamente en 2019, la TSM disminuyó entre mayo y agosto, mientras que en 2021 se presentaron descensos en los primeros y últimos meses, con una duración de 3-4 meses y una reducción de hasta 1°C (figura 2). En síntesis, durante el período 2017-2022, la Bahía de Todos Santos experimentó temperaturas superficiales predominantemente elevadas.

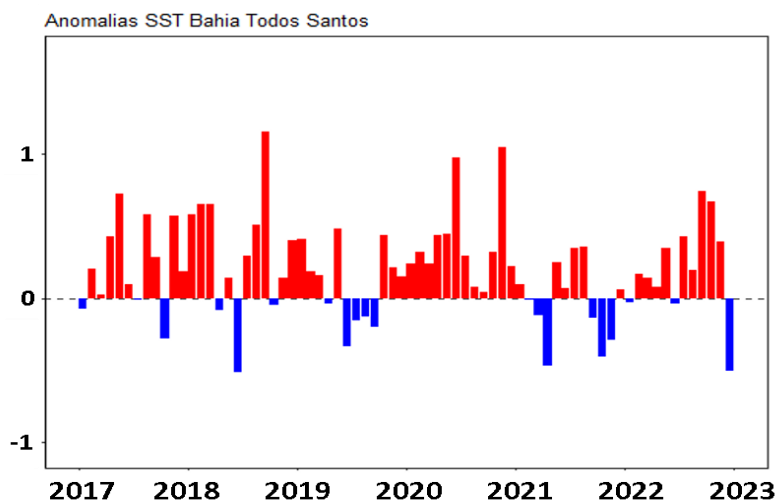


Figura 2. Serie de tiempo de anomalías de temperatura superficial del mar en la BTS del 2017 al 2022

### 5.1.2 Climatología y Anomalías de los índices de surgencia costera

En el estudio se utilizaron dos índices de surgencia, CUTI y BEUTI para comprender el estado ambiental que se presentaba en la columna de agua de la BTS en los años de estudio. El índice de CUTI es una estimación del transporte vertical, calculado a partir de la tensión del viento, la altura superficial del mar y la profundidad de la capa de mezcla (Jacox et al., 2018). El índice BEUTI cuantifica la intensidad de surgencia y calidad de las aguas emergente en contenido de nutrientes, lo cual influye directamente en la productividad biológica (Jacox et al., 2016). En las series de tiempo de anomalías de ambos índices se observaron disminuciones intensas y prolongadas en los años 2017 a 2021 en la intensidad de las surgencias (CUTI, figura 3a) y el flujo de nutrientes (BEUTI, figura 3b). Las surgencias disminuyeron su intensidad hasta  $30 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$  (figura 3a) y el flujo de nutrientes hasta en  $1 \text{ mmol m}^{-1} \text{ s}^{-1}$  (figura 3b), con una duración de hasta 6 y 10 meses respectivamente. Además, ambos índices mostraron el incremento en las surgencias y flujo de nutrientes, posterior a estos periodos. El incremento de la intensidad de las surgencias costeras se observó durante un periodo prolongado, de 2021 a 2022, con valores mayores del promedio hasta  $40 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ , con duraciones máximas de 6 meses. Los flujos de nutrientes (BEUTI) se incrementaron en los años 2017, 2018 y 2021-2022, con incrementos hasta de  $1.5 \text{ mmol m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ , y con una prolongación de hasta 10 meses continuos.

El índice de CUTI entre 2017 a 2022, presentó las mayores oscilaciones en sus valores, con mayor ocurrencia en el incremento de la intensidad de las surgencias, mientras que el índice BEUTI presentó mayormente episodios de disminución del flujo de nutrientes durante el periodo analizado.

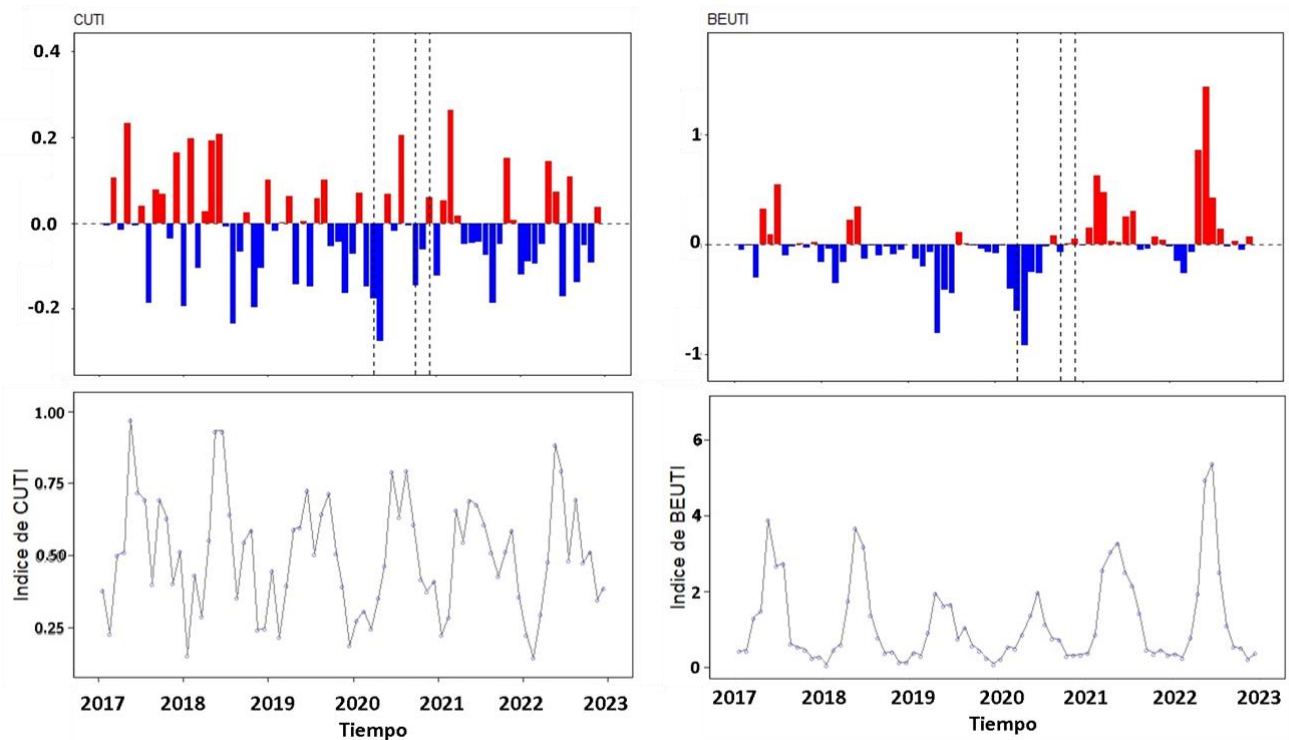


Figura 3. Series de tiempo del 2017 al 2022 de los índices de surgencias costeras: a) Anomalías de índice de surgencia CUTI, b) Anomalías de índice de surgencia BEUTI, c) Serie de tiempo de índice de surgencia CUTI, d) Serie de tiempo de índice de surgencia BEUTI. Las líneas punteadas en a y b, muestran los meses de muestreo septiembre y noviembre de 2020 y marzo de 2021.

En concordancia con las condiciones superficiales de temperatura, los índices de surgencias de CUTI y BEUTI, mostraron que en los años 2017 a 2021, se presentaron esfuerzos del viento menores al promedio (CUTI) y el decaimiento en la disponibilidad de nutrientes (BEUTI). Mientras tanto, ambos indicaron el incremento de las surgencias costeras, a partir de enero de 2021 hasta el 2022. Lo anterior coincidió con periodos de enfriamiento de la BTS. Las surgencias costeras impulsadas por el viento, alimentan la capa superficial de agua con aguas más profundas ricas en nutrientes, que estimulan el crecimiento fitoplanctónico y la productividad marina del ecosistema (Jacox et al., 2018).

### 5.1.3 Índices climáticos

Los índices climáticos (PDO, NPGO y MEI) son usualmente usados para explicar las fluctuaciones físicas y biológicas en el océano Pacífico nororiental; los cambios en el signo y magnitud en estos índices (fases cálidas o frías) se correlacionan a las variaciones en el ecosistema marino (Mantua et al., 1997 & Di Lorenzo et al., 2008 & Wolter y Timlin, 1998 & Gómez-Ocampo et al., 2017). En este trabajo, con el fin de encontrar una explicación a las fluctuaciones de TSM y de la productividad en la BTS en el periodo de estudio, analizamos las fases de los índices NPGO, PDO y MEI.

Los tres índices climáticos analizados presentaron fases negativas intensas y prolongadas. La serie de tiempo del índice NPGO muestra una fase negativa prolongada que se extendió durante todos los años de estudio (2017-2022) y alcanzó la mayor intensidad durante el invierno de 2020 (NPGO= -2.83, figura 4 a). En el caso del índice de PDO, se observaron fases positivas cortas en los años 2017, 2018 y 2019 (valores máximos de PDO=0.8, figura 4 b) que se extendieron hasta 4 meses. En contraste, se observaron fases negativas prolongadas e intensas, a finales del año 2017 hasta inicios del 2019, y del 2020 hasta 2022 (valores máximos de PDO=-3) con una prolongación de hasta 23 meses. Los valores del índice MEI, mostraron que durante el año 2017 se presentó una fase negativa (La Niña) corta, de 4 meses (MEI=-0.8, figura 4 c), seguida de una fase positiva (El Niño) corta (1 mes) en el 2017 y de baja intensidad (MEI=0.2). Posteriormente, se presentó un periodo La Niña intenso y prolongado, que comenzó en junio de 2017 y finalizó en julio de 2018. El índice MEI indicó la ocurrencia de un El Niño intenso y prolongado, desde el verano del 2018 hasta el verano del 2020. Esta fase positiva se extendió hasta 20 meses, en donde se presentaron valores del MEI de hasta 0.77. Los últimos años del periodo de estudio, transcurrieron en fase La Niña, desde abril de 2020 hasta diciembre del 2022. Entre 2017 y 2022, los tres índices climáticos analizados mostraron una predominancia de fases negativas intensas y duraderas, siendo interrumpidas por un episodio de "El Niño" desde el verano de 2018 hasta la primavera de 2020.

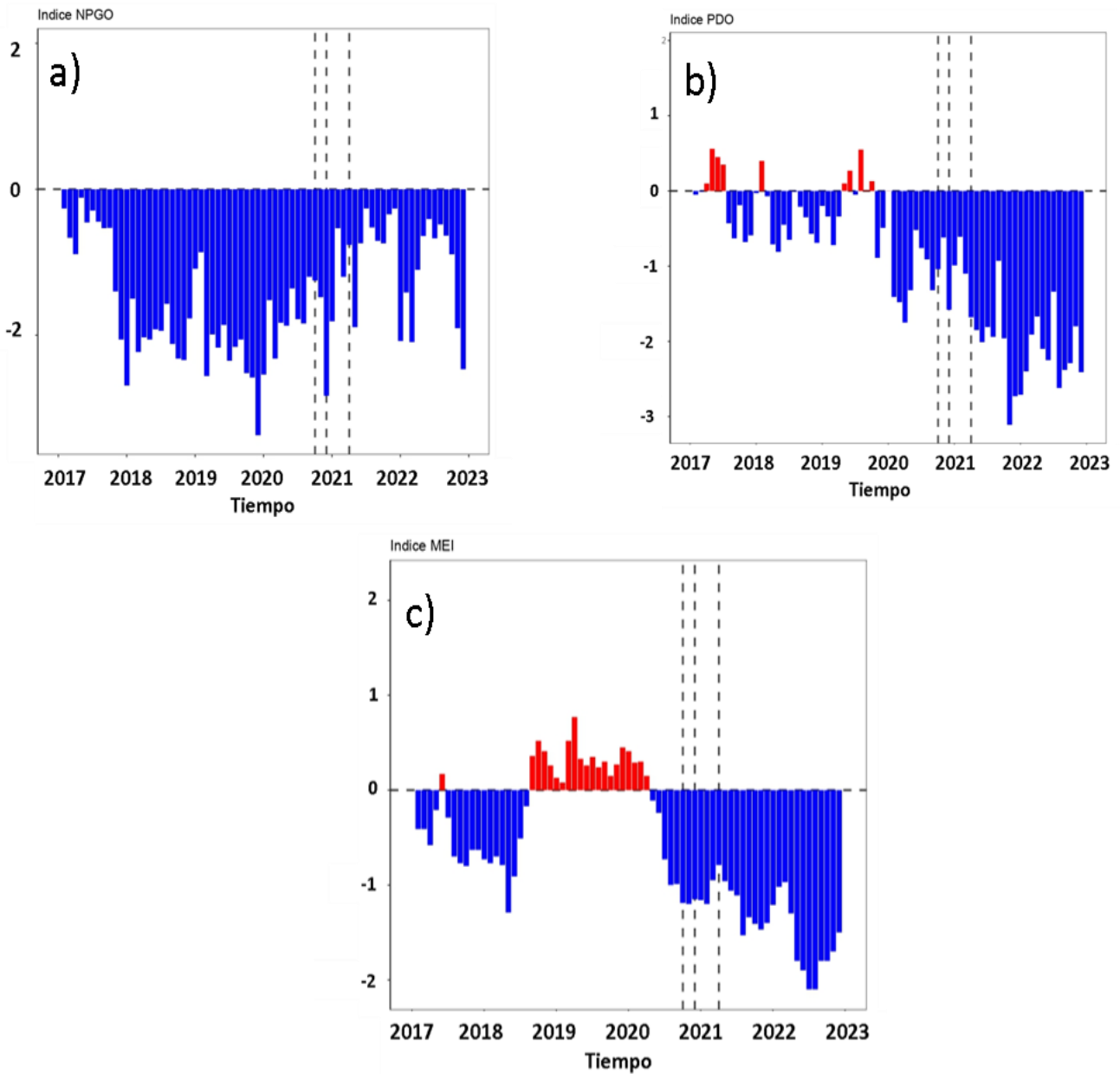


Figura 4. Series de tiempo de índices climáticos del 2017 al 2022: a) Oscilación del Giro del Pacífico Norte (NPGO), b) Oscilación Decadal del Pacífico (PDO) c) Índice multivariado del ENSO (MEI). Las líneas punteadas muestran los meses de muestreo septiembre y noviembre de 2020 y marzo de 2021.

El índice de NPGO se asocia a la intensificación o debilitamiento de la Corriente de California, por lo tanto, un índice negativo significa un debilitamiento de la corriente y reducción en la intrusión de aguas frías del norte y menores surgencias costeras (Di Lorenzo et al., 2008). El PDO se correlaciona con los patrones del viento del noroeste, una fase positiva, resulta un debilitamiento en los vientos por lo tanto reducción en la

intensidad de surgencias (Mantua et al., 1997). El índice MEI en su fase cálida, se asocia al hundimiento de la nutriclina debido a la propagación del flujo de las corrientes con dirección hacia al norte, generando un aumento de temperatura superficial en eventos “El Niño” (Chhak & Di Lorenzo, 2007; Gomez-Ocampo et al., 2017). Nuestros resultados mostraron que los procesos de océano-atmósfera asociados al índice NPGO, fueron los que dominaron la BTS, evidenciado en que la TSM en la bahía fue en general anormalmente cálida durante el periodo de estudio, a pesar de la ocurrencia de un evento prolongado de “La Niña” entre el verano de 2020 y primavera de 2023. El debilitamiento de las surgencias costeras relacionado con la fase negativa del NPGO, reduce la mezcla y turbulencia del transporte de nutrientes a la zona eufótica, teniendo una repercusión directa en la producción biológica. Al contrario, en eventos “La Niña”, la intensificación de las surgencias costeras y la superficialización de la nutriclina produce un aumento en la biomasa fitoplanctónica, por lo tanto, esta fase se puede considerar como el periodo de recuperación de la BTS.

### *5.2.1 Condiciones superficiales de anomalía de clorofila del 2017 al 2022*

En la serie de tiempo de anomalías en la biomasa de fitoplancton (CHL) en la BTS en general, se destacaron dos periodos: uno correspondiente a la disminución de biomasa desde el verano de 2017 hasta la primavera de 2019, seguida de un periodo de recuperación que se extendió desde el verano de 2019 hasta 2022 (figura 5). Durante los periodos 2017, 2019-2020 y 2021-2022, se registró un incremento en la biomasa de fitoplancton, en donde alcanzó incrementos de hasta  $4 \text{ mg m}^{-3}$  y con duraciones que se extendieron hasta 7 meses. En contraposición, entre finales de 2017 y finales de 2019, así como a inicios de 2020, se evidenciaron marcados descensos en la biomasa de hasta  $2.5 \text{ mg m}^{-3}$  (figura 5) y con una duración de hasta 9 meses. A pesar del incremento de la temperatura, los valores de biomasa fitoplanctónica se incrementaron posterior 2019-MHW, debido a un incremento en la intensidad de las surgencias y el flujo de nutrientes en la capa de mezcla, inferido de los índices CUTI y BEUTI (figura 3).

En conclusión, la dinámica del fitoplancton durante el periodo de estudio mostró patrones claros de fluctuación, con fases de descenso en la biomasa y de recuperación alternadas. Esta oscilación se relaciona con los periodos de

calentamiento y enfriamiento descritos anteriormente, resultando en decaimientos de biomasa en periodos cálidos ,debido a la estratificación de la columna de agua y la profundización de la picnoclina, y un ascenso en periodos de enfriamiento debido al incremento del flujo de agua alta en nutriente y un levantamiento de la picnoclina (Boyce et al., 2014 ; Falkowski et al., 1991; McGilicuddy & Robinson, 1997; Klein et al., 2005; Daly & Smith, 1993).

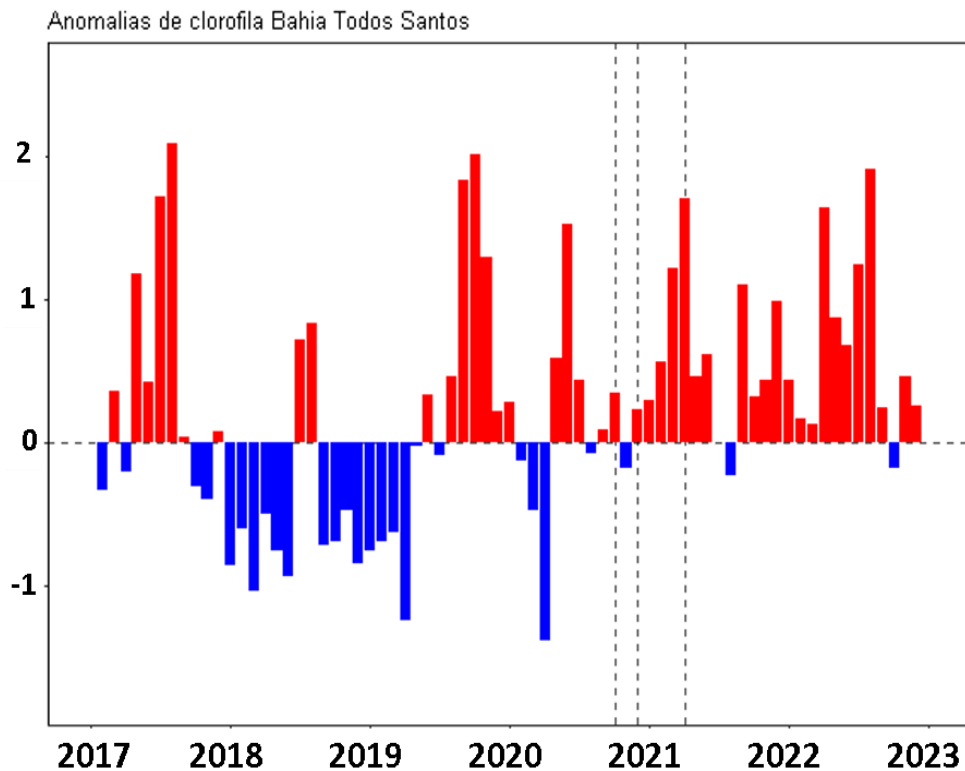


Figura 5. Serie de tiempo de anomalías de clorofila del fitoplancton en la BTS del 2017 al 2022. Las líneas punteadas muestran los meses de muestreo septiembre y noviembre de 2020 y marzo de 2021.

## *5.2 Muestro fitoplanctónico de BTS: Noviembre y septiembre de 2020 y marzo 2021*

La figura 6 se presenta en las SSTa durante septiembre y noviembre de 2020, y marzo de 2021 en la BTS. Se observó que, en el mes de septiembre de 2020, la superficie del mar en la BTS se encontraba cálida al sur de la bahía, con un calentamiento máximo de 2.25°C hacia afuera de la costa. Las temperaturas más bajas ocurrieron cerca de la costa al norte de la BTS, con valores de 2°C por encima del promedio (figura 6). Durante el mes de noviembre de 2020, la superficie del mar de la bahía continuaba cálida, pero con menor intensidad respecto a septiembre, con temperaturas 0.5°C por encima del promedio. En contraste, al norte de la bahía se observaron temperaturas 0.2°C más bajas que el promedio estacional. La SSTa muestra que, para el mes de marzo del 2021, el mar al interior de la BTS se encontraba en un periodo de enfriamiento (de hasta -0.8°C), mientras que hacia afuera de la costa las anomalías eran 0.4°C más que el promedio (figura 6). En general se observó que, en los dos muestreos del 2020, la temperatura del mar de la bahía se encontraba cálida, mientras que, en el 2021, la superficie del mar se encontraba más fría. Estas diferencias de temperatura, coinciden con el cambio de fase el ENSO, de condiciones “El Niño” a principios de 2020 a condiciones “La Niña” a partir de la primavera de 2021. Durante la ocurrencia de episodios El Niño, promueve el desarrollo de un flujo costero hacia el polo que advecta aguas relativamente cálidas y saladas (Durazo y Baumgartner, 2002), como se refleja en las anomalías temperatura positivas de la BTS. En contraste, durante episodios de La Niña las condiciones frías del océano se ha visto que es resultado de patrones atmosféricos anómalos que promueven las surgencias costeras más fuertes, como las registradas durante La Niña 1999 en la Corriente de California (Schwing et al., 2000).

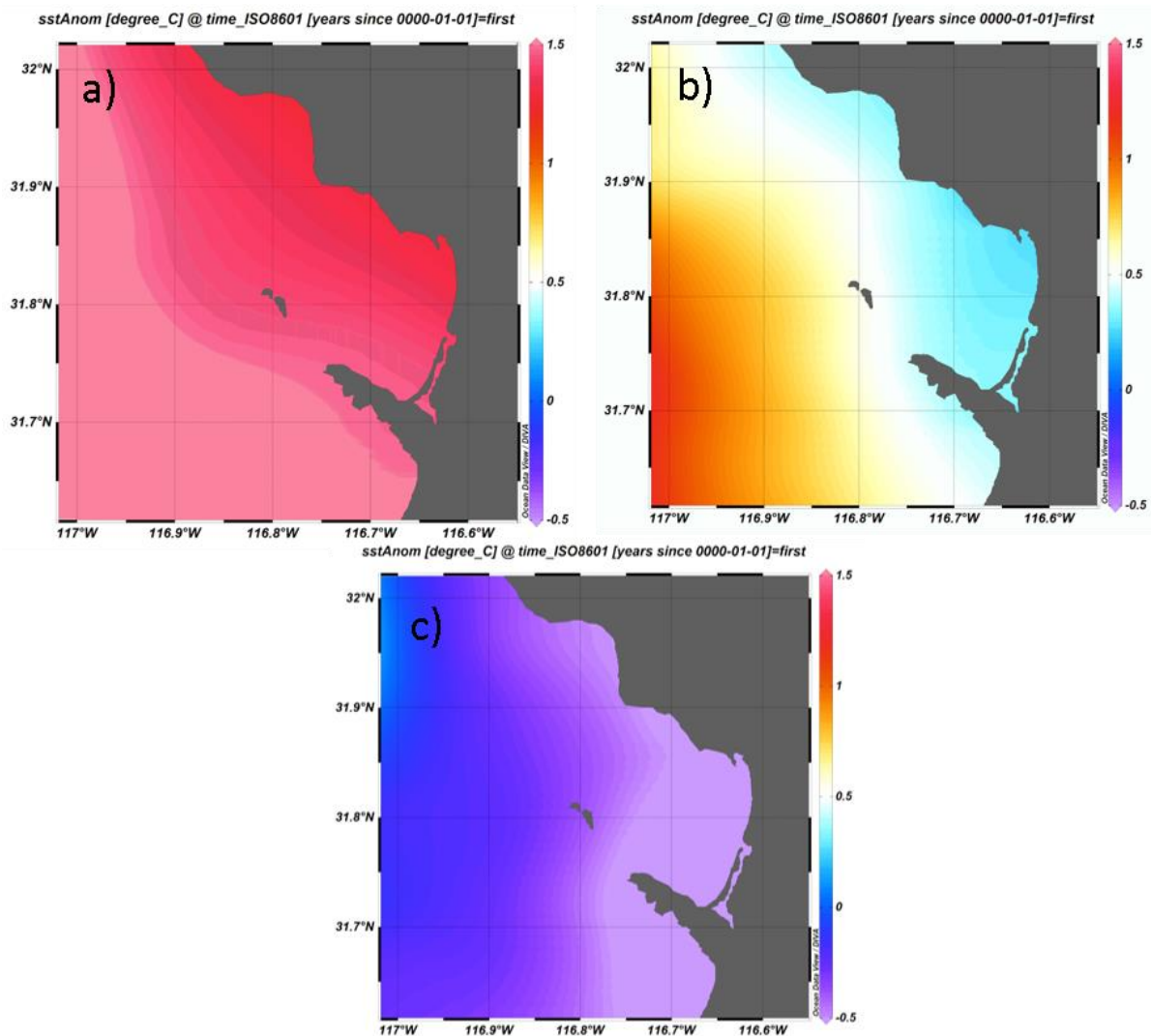


Figura 6. Temperatura superficial en fechas de muestreo a) septiembre del 2020, b) noviembre del 2020 y c) marzo del 2021.

### 5.2.2 Condiciones superficiales: Biomasa de fitoplancton

Las imágenes de clorofila (figura 7) mostraron que, en el mes de septiembre del 2020, se incrementó la biomasa de fitoplancton, con incrementos de clorofila de hasta de  $2 \text{ mg m}^{-3}$  en la zona costera y de  $0.5 \text{ mg m}^{-3}$  al interior de la bahía. Similarmente, en noviembre, la biomasa fitoplanctónica se elevó en  $2 \text{ mg m}^{-3}$ . Durante marzo de 2021, fue el mes en donde se observó un mayor incremento de la biomasa de fitoplancton en la BTS, con valores de clorofila  $2 \text{ mg m}^{-3}$ (figura 7), los cuales se expandieron a lo largo de la costa y hacia el interior de la bahía. Las imágenes de clorofila evidenciaron un aumento sostenido en la biomasa de fitoplancton entre septiembre de 2020 y

marzo de 2021, destacando este último mes con una expansión notable tanto en la costa como en el interior de la BTS.

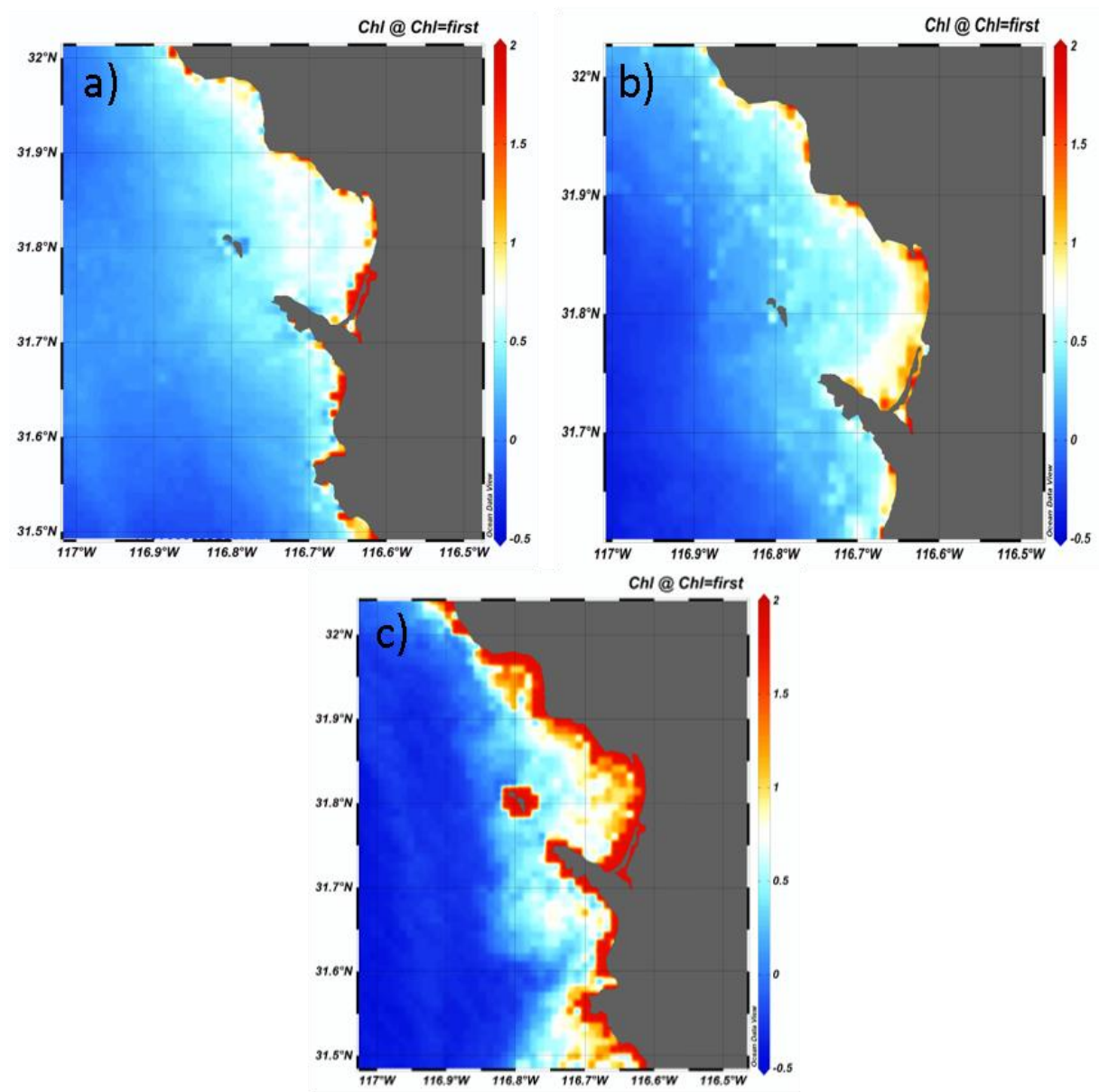


Figura 7. Niveles de clorofila presentes en fechas de muestreo, a) septiembre del 2020, b) noviembre del 2020 y c) marzo del 2021.

### 5.2.3 Condiciones superficiales: Producción primaria en la península de Baja California

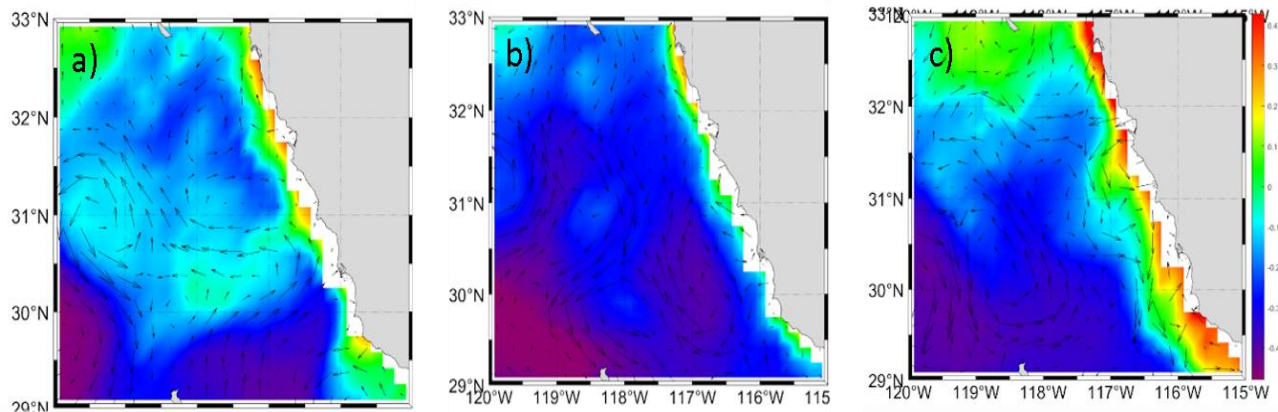


Figura 8. Producción primaria ( $\text{mgC m}^{-2} \text{d}^{-1}$ ) y corrientes superficiales en fechas de muestreo, a) septiembre del 2020, b) noviembre del 2020 y c) marzo del 2021.

Las condiciones superficiales de la BTS se encuentran directamente relacionadas con las fluctuaciones estacionales e interanuales del Sistema de la Corriente de California (Linacre et al., 2010). Por tal motivo, se analizaron imágenes satelitales de producción primaria durante los meses de muestreo en la Península de Baja California.

La productividad frente a la península de Baja California se ha asociado con la influencia de las masas de agua que acarrear las corrientes, y el ecosistema se ha caracterizado por ser más productivo en primavera y menos productivo durante otoño e invierno (Gómez-Ocampo et al, 2017). El límite sur de este sistema se caracteriza por presentar dos periodos estacionales, una fase fría, durante primavera e invierno, y un periodo cálido, en verano y otoño (Durazo, 2015). Durante el periodo frío los patrones de viento favorecen a las surgencias costeras y la advección de la Corriente de California, además se restringe la intrusión de aguas cálidas del sur y pacifico oriental. Al contrario, en los periodos cálidos el debilitamiento del viento y la interacción con flujos hacia el polo del pacifico mexicano (contra corriente), promueven el desplazamiento del límite de transición entre el dominio subártico CC y el dominio tropical-subtropical (Lynn & Simpson, 1987; Durazo, 2015). Las imágenes de producción primaria frente a la península de Baja California para los meses de muestreo, refleja la influencia de esta variabilidad estacional, en dónde marzo de 2021 presentó los valores más altos de producción primaria frente a la península ( $0.4 \text{ gC}$

$\text{m}^{-2} \text{d}^{-1}$ ), mientras que septiembre y noviembre de 2020 los más bajos ( $0.1 \text{ gC m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ , figura 8). Similarmente, la biomasa fitoplanctónica en la BTS fue más alta en marzo de 2021 que en septiembre y noviembre de 2020. Lo anterior, muestra la sincronía e influencia entre la productividad frente a la península de Baja California y la BTS.

#### *5.2.4 Condiciones superficiales: Corrientes geostróficas superficiales*

La dirección dominante de las corrientes geostróficas superficiales en los meses de septiembre y noviembre de 2020, estuvo direccionada hacia el norte por lo que la corriente dominante en estos meses fue la contracorriente subsuperficial (figura 9). La contracorriente subsuperficial se caracteriza por fluir hacia el norte acarreado aguas cálidas y salinas cercas de la costa (Reid y Schwartzlose, 1962; Hickey, 1979; Wooster y Jones, 1970; Lynn y Simpson, 1987, 1990; Barton y Argote, 1980; Barton, 1985). Al contrario, la Corriente de California (CC) tiende a un flujo hacia el ecuador desde los polos acarreado agua de baja temperatura y salinidad. La estacionalidad de la región se rige por un flujo dominante hacia el ecuador en primavera y verano (CC) e invirtiendo con un flujo hacia el norte en otoño e invierno (CCS, Barton y Argote, 1980). Esta estacionalidad se observa en la figura 9, con una corriente dominante hacia el sur en los muestreos de septiembre y noviembre del 2020, y un flujo hacia el norte en marzo de 2021.

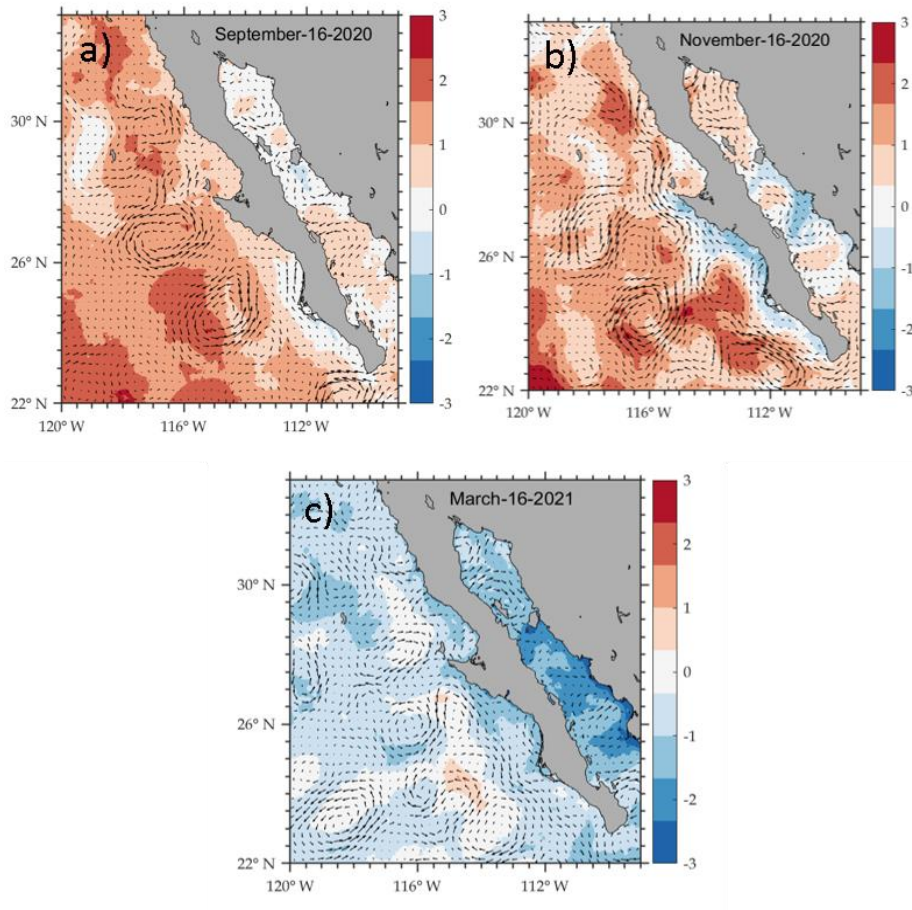


Figura 9. Corrientes y anomalías de temperatura superficial en fechas de muestreo, a) septiembre del 2020 (otoño), b) noviembre del 2020 (otoño) y c) marzo del 2021 (primavera).

### 5.2.5 Abundancia de fitoplancton *in situ*

Durante las tres fechas de muestreo realizadas, se cuantificó la presencia de fitoplancton, y se clasificó en tres grupos: Dinoflagelados, Diatomeas y Silicoflagelados (figura 10). Los Dinoflagelados fueron el grupo predominante en cada muestreo, seguidos de las Diatomeas y, en último lugar, los Silicoflagelados. Específicamente, en septiembre de 2020, los dinoflagelados representaron el 90% de todas las especies identificadas. En noviembre de 2020, este grupo constituyó el 75% y las diatomeas contribuyeron con el 20%. Para marzo de 2021, los dinoflagelados y diatomeas representaron el 81% y 16% respectivamente. En cuanto a los Silicoflagelados, su presencia fue mínima en los tres meses: 2% en septiembre de 2020, 4% en noviembre de 2020 y 1.9% en marzo de 2021. En general, a lo largo de las tres fechas de muestreo, los dinoflagelados dominaron consistentemente entre los

grupos de fitoplancton, mientras que los silicoflagelados se mantuvieron como el grupo menos abundante de las fechas analizadas.

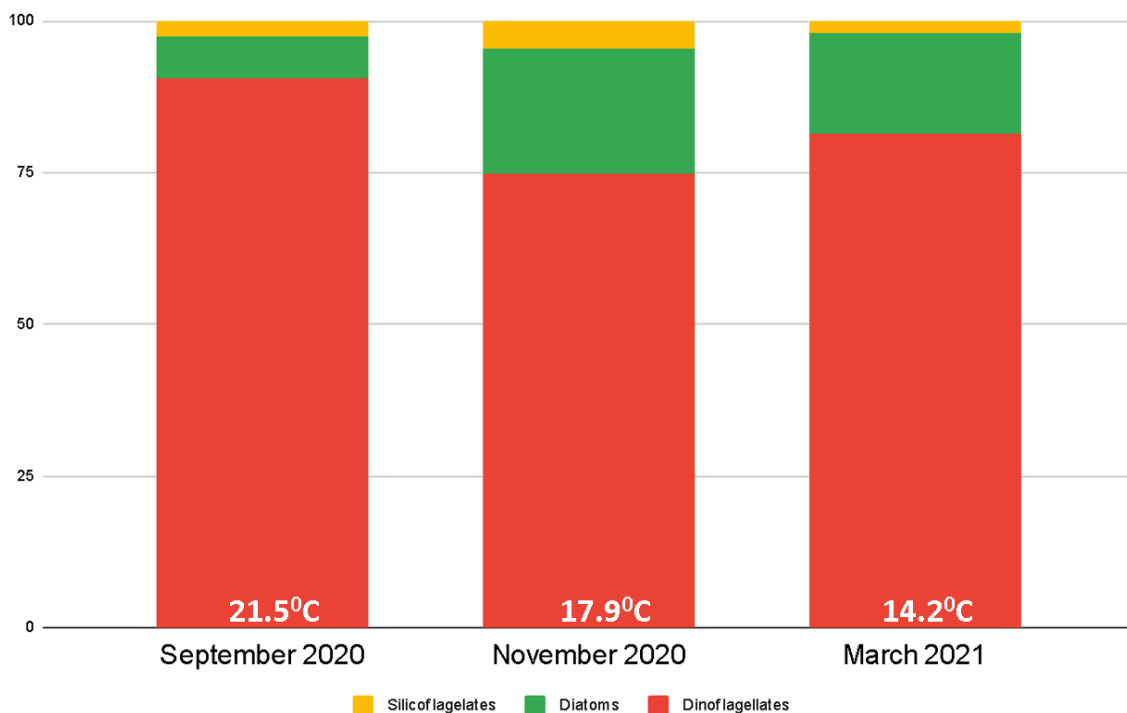


Figura 10. Histograma de abundancia relativa de fitoplancton (%) en la BTS en septiembre y noviembre de 2020, y marzo de 2021 de dinoflagelados (rojo), diatomeas (verde) y silicoflagelados (amarillo), y promedio mensual de temperatura superficial obtenidos de datos satelitales MUR.

A pesar de que las condiciones que se presentaron en la BTS durante 2020-2021 debieron ser favorables a surgencias intensas por la ocurrencia de “La Niña”, el grupo dominante fueron los dinoflagelados. Esto se ve explicado en la disminución de las surgencias costeras durante septiembre y noviembre 2020, y un leve incremento en marzo 2021 (anomalías CUTI, septiembre 2020 (-0.017), noviembre (0.13), marzo 2021 (0.13); anomalías BEUTI, septiembre 2020 (-0.1), noviembre (0.22), marzo 2021 (1.4)) que no propiciaron las condiciones idóneas para el establecimiento de las diatomeas como grupo dominante. Las diatomeas son típicas de ambientes de surgencia, ya que se han adaptado a ambientes turbulentos con aguas frías que traen consigo nutrientes esenciales, que les permite crecer rápidamente (Wasmund et al., 2017). Un censo de especies nocivas de FANs y mareas rojas, encontró que, entre las 10 clases filogenéticas, mostró que los dinoflagelados, son el principal grupo de

fitoplancton que ha incorporado toxicidad u otros modos en sus estrategias de supervivencia (Table 1; Smayda, 1997a, Sournia, 1995). Relativo a otros grupos filogenéticos, los dinoflagelados aportan el 75% de todas las especies de fitoplancton nocivas (Smayda & Colin, 2003). La adaptabilidad y predominancia de los dinoflagelados en el ecosistema de la BTS reafirma la necesidad de una monitorización continua y un entendimiento profundo de estos microorganismos, dadas sus potenciales repercusiones ecológicas y para la salud humana. La dominancia de estas especies puede reflejarse en florecimientos de algas nocivas (FAN), los cuales son el reflejo de un desequilibrio, causado por cambios ambientales, y presentan un daño al ecosistema marino (Hallegraeff, 1993; Nicholls et al., 1982). Frecuentemente se utiliza el término FAN para describir los florecimientos con toxinas dañan al ser o organismos marinos, sin embargo, estos florecimientos presentan efectos indirectos severos a la funcionalidad ecosistémica (Smayda, 1997; Watson and Molot, 2013). Estos efectos son hipoxia/anoxia bentónica, producida por la su descomposición o respiración y la sedimentación de nutrientes, metales y gases tóxicos ( $H_2S$ ,  $NH_3$ ,  $CH_4$ ). Además, las especies principales componiendo estos florecimientos son de baja calidad nutricional para los invertebrados herbívoros, generando un impacto negativo en la producción de la cadena alimenticia marina (Huisman et al., 2005; Pearl & Otten, 2013).

La composición taxonómica y funcional del fitoplancton juega un papel crítico en la productividad primaria oceánica, y de esta manera se establecen las bases de la cadena trófica y la eficiencia del flujo de carbono a través de las cadenas alimenticias marinas (Smetacek, 1999). Las células pequeñas ( $< 5 \mu m$ ) tienen una alta afinidad por los nutrientes y bajos requisitos de nutrientes, lo que las hace particularmente bien adaptadas a regiones oligotróficas, donde sustentan redes alimentarias complejas que favorecen el reciclaje de nutrientes y sostienen la baja exportación de carbono a niveles tróficos superiores. En contraste, las células más grandes ( $\geq 5-10$ ) dominan en ambientes ricos en nutrientes, caracterizados por redes alimentarias microbianas más cortas y simples que permiten una mayor transferencia de carbono hacia los niveles tróficos superiores y el interior del océano (Chávez et al., 2011).

En particular durante los tres muestreos realizados durante 2020-2021, en la BTS los dinoflagelados dominaron consistentemente entre los grupos de fitoplancton, seguido en menor porcentaje por las diatomeas, mientras que los silicoflagelados se mantuvieron como el grupo menos abundante de las fechas analizadas. Las diatomeas y los dinoflagelados son dos grupos importantes de fitoplancton, y aunque ambos se pueden encontrar en una amplia variedad de ambientes marinos y de agua dulce, muestran preferencias ecológicas distintas en relación con la temperatura, requerimiento nutricional, composición bioquímica, y fenología (Wasmund et al., 2017). Los dinoflagelados crecen más lentamente que las diatomeas (Spilling y Markager, 2008; Spilling et al., 2014) y pueden utilizar nutrientes de capas de agua más profundas, debido a su capacidad de migración vertical (estrategas K). Prefieren la estratificación de la columna de agua, que se desarrolla a medida que aumenta la temperatura del agua (Smayda y Reynolds, 2001). Algunos dinoflagelados forman quistes de resistencia que les permiten sobrevivir en condiciones adversas, como la falta de nutrientes (Dale, 1983). Por lo tanto, en ambientes cálidos y bajos en nutrientes el grupo dinoflagelado dominará sobre el grupo de diatomea (Xiao et al., 2018). Las condiciones de la BTS durante el 2017-2022 fueron predominantemente cálidas, lo cual favoreció al establecimiento y dominancia de los dinoflagelados. También se ha visto, que la fase negativa (cálida) del NPGO parece favorecer a los dinoflagelados sobre las diatomeas en un ciclo aproximadamente decenal (Fischer et al., 2020; Catlett et al., s.f.). La llamada era de los dinoflagelados (Jester et al., 2009; Fischer et al., 2020) vinculada a la fase cálida de la NPGO se asocia con una mayor incidencia de floraciones de algas nocivas (FAN) dominadas por dinoflagelados que se prevé el aumento de su ocurrencia a medida que cambia el clima en la CCS (Fischer et al., 2020). Anteriormente se ha estudiado que la variabilidad de las surgencias a lo largo de la costa del Pacífico nororiental está fuertemente correlacionada con el NPGO sólo al sur de 38°N; más al norte, las surgencias están más fuertemente controladas por cambios en los vientos costeros correlacionados con el PDO (Chhak & Di Lorenzo, 2007).

Durante los últimos 15 años, los datos publicados en la BTS relacionados con el tamaño de las células de fitoplancton en la bahía (figura 11) indican que después de "The Blob" en 2014, se observa una disminución de la abundancia fitoplanctónica.

También, que las células pequeñas superaron el promedio tanto en 2015 como en 2013. En particular, las células grandes mostraron valores altos durante el evento "La Niña" de 2008.

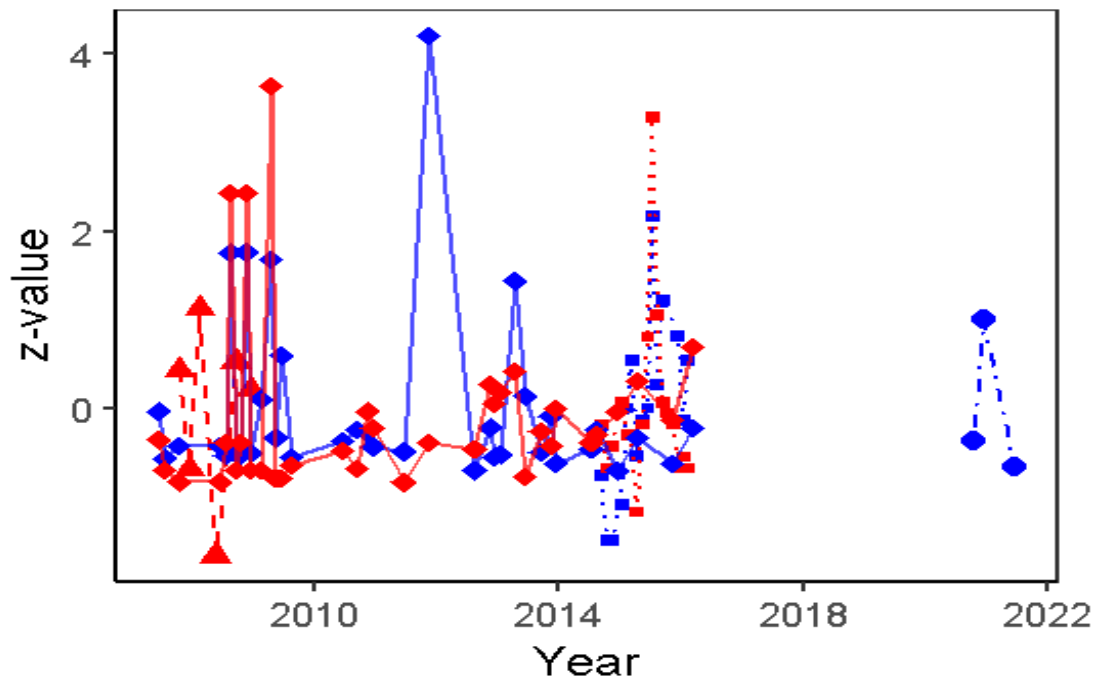


Figura 11. Serie temporal 2007-2021 del valor z de células más grandes (azul) y más pequeñas (rojas) de Linacre et al. (2010) (triángulo), González-Silvera (2020) (rombo), y Delgadillo-Hinojosa et al. (2020) (cuadro).

Estos datos publicados en la BTS están relacionados con el tamaño de las células de fitoplancton en la bahía (figura 11) indican que después de "The Blob" en 2014, se observa una disminución de biomasa. Además, las células pequeñas superaron el promedio tanto en 2015 como en 2013. En particular, las células grandes mostraron valores altos durante el evento "La Niña" de 2008 (MEI= -1.1). El evento "La Niña" que se presentó en 2021 tuvo una magnitud similar (MEI= 1.2, <https://psl.noaa.gov/enso/mei/>). Sin embargo, a pesar de que el evento del 2021 fue similar al que se presentó en el año 2008, no se reflejó en la estructura biológica, por lo que la BTS ocurrió una cadena trófica menos efectiva al ser dominada por dinoflagelados.

## 5.2.4 Correlación entre variables

Para determinar la correlación entre las variables analizadas se utilizó el coeficiente de correlación de spearman. La variable que presentó mayor correlación y significancia fue el índice de PDO, el cual presentó una relación positiva con la SSTa de 0.51 ( $p=0.0001$ , figura 12). El índice de MEI presentó una correlación de igual forma positiva, pero de menor magnitud con la SSTa de 0.38 ( $p= > 0.05$ , figura 12). Finalmente, el índice de NPGO y datos de SSTa presentaron una correlación inversa del  $-0.37$  ( $p= > 0.05$ , figura 12), el cual a pesar de ser menor de los anteriores demuestra que existe una relación entre la fase negativa del NPGO y las anomalías cálidas de SSTa presentes en los años de estudio. Además, la correlación positiva entre SSTa y los índices de PDO y MEI concuerdan con el periodo de enfriamiento que se presentó a finales del estudio, que se reflejaron en los datos de SSTa de la bahía. En el estudio realizado por Gomez-Ocampo y colaboradores, 2017, encontraron una correlación significativa moderadamente baja entre CHL y los índices de PDO, MEI y NPGO ( $r=-0.22$ ,  $r=-0.3$  y  $r=0.24$ ). En este trabajo las correlaciones con CHL y estos índices climáticos fueron de 0.32 (PDO,  $p=0.0001$ ),  $-0.36$  (MEI,  $p=0.0001$ ), 0.019 ( NPGO,  $p= >0.05$ ). Se puede observar cómo se obtuvo una mayor correlación negativa entre los índices PDO y MEI con la CHL y una menor correlación positiva con el índice del NPGO.

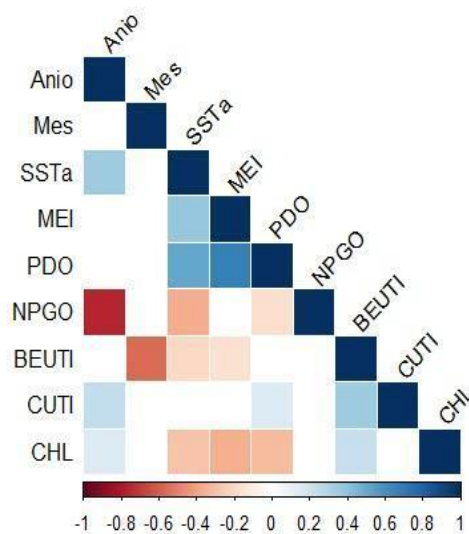


Figura 12. Correlación entre variables, positiva o directa (rojo) y negativo o inversa (azul), espacios en blanco representan correlación insignificante entre variables. Las correlaciones fueron tomadas como significativas con  $p= >0.05$ .

## 6. Conclusión:

En los últimos años, la Bahía Todos Santos ha experimentado anomalías cálidas persistentes en las temperaturas superficiales. Estas anomalías han tenido un impacto directo en la comunidad fitoplanctónica de la región. Durante las fases cálidas registradas entre 2017 y 2022, se observaron niveles bajos de clorofila. Estos niveles bajos están asociados a un debilitamiento en la fuerza del viento y a la calidad nutricional del agua. Los índices climáticos mostraron un debilitamiento en la Corriente de California, y la presencia de un evento "El Niño" el cual prolonga y se intensifica una "ola de calor" en la columna del agua. La dominancia de dinoflagelados en esta "ola de calor" confirmó la adaptabilidad favorable de este grupo al proliferar en aguas cálidas bajas en nutrientes. Los flujos de corriente corroboran, que en las fechas de muestreo realizadas en otoño se encontraba un flujo dominante de agua cálida baja en nutrientes, mientras que en el muestro realizado en primavera dominó el flujo de agua fría y rica en nutrientes.

La Bahía de Todos Santos, situada en la intersección de complejas dinámicas oceánicas y atmosféricas, ha experimentado significativas fluctuaciones tanto en temperaturas superficiales marinas como en biomasa fitoplanctónica entre 2017 y 2022. Estas variaciones, influenciadas por patrones atmosféricos y corrientes marinas, han sido particularmente notorias a raíz de eventos como "El Niño", "La Niña" y la "ola de calor" marina de 2019. Los índices climáticos NPGO, PDO y MEI, fueron determinantes en la interpretación de estas fluctuaciones, subrayando el impacto de las fases negativas intensas predominantes en la dinámica de las corrientes y las surgencias costeras. A pesar del calentamiento y la disminución de la biomasa fitoplanctónica durante ciertos periodos, como el episodio de calor marino en 2019 (MHW), el ecosistema demostró una notable resiliencia y capacidad de recuperación. Esto fue especialmente evidente en 2021 a 2022 durante las condiciones de La Niña. Esta adaptabilidad está estrechamente vinculada con las surgencias costeras, las cuales actúan como un revitalizador esencial, proveyendo nutrientes esenciales que impulsan la productividad marina.

Los muestreos analizados mostraron que la temperatura desempeñó un papel crucial en la estructura y dinámica del fitoplancton, la base de la cadena trófica marina. Las fluctuaciones en la SSTa, se asociaron con fenómenos climáticos demostrados con

los índices NPGO, PDO y MEI. Estos fenómenos climáticos desempeñaron un papel determinante en la estructura de la comunidad de fitoplancton. Se evidenció una dominancia de dinoflagelados sobre diatomeas, a pesar de las condiciones de surgencia favorables que son típicas para las diatomeas. Estas observaciones indican una compleja interacción entre factores abióticos y la comunidad fitoplanctónica, sugiriendo que, aunque las condiciones de surgencia y la temperatura son determinantes, otros factores, como las dinámicas oceanográficas asociadas a fenómenos climáticos de gran escala, influyen de manera considerable en la productividad biológica de la región. Un factor específico de la región que pudo influir en la dominancia de dinoflagelados es la estratificación de la columna de agua, provocada por el calentamiento prolongado dentro de la bahía.

Es imperativo continuar monitoreando y comprendiendo la productividad de la Bahía de Todos Santos, ya que tiene amplias repercusiones en la biodiversidad y las comunidades humanas que dependen de sus recursos. Monitoreos continuos de TSM y CHL superficial de la bahía apoyaron en la extensión de la base de datos existentes, sin embargo, es recomendable apoyar estas bases con datos *in situ* de temperatura y CHL a mayor profundidad para ampliar nuestro conocimiento al estado físico y biológico dentro de la columna de agua de la BTS.

## 7. Anexos

Datos de abundancia absoluta en conteos de muestras de fitoplancton.

**Tabla I. Abundancia absoluta septiembre 2020**

<b>Muestra</b>	<b>Género o especie</b>	<b>Abundancia (cel L<sup>-1</sup>)</b>
<b>F-38</b>	<i>Tripus furca</i>	1.47E+03
	<i>Proracertum graciele</i>	1.47E+02
	<i>Karenia cf. seriformis</i>	1.18E+03
	<i>Coscinodiscus radiatus</i>	2.94E+02
	<i>Oxytoxum sceptrum</i>	1.47E+02
	<i>Gonyaulax sp.</i>	1.47E+02
	<i>Cochlodinium sp.</i>	1.74E+04
	<i>Pyrocysis lunula</i>	7.35E+01
	<i>Phalacroma poradictyn</i>	2.21E+02
	<i>Haslea cf. ostrearia</i>	7.35E+01
	<i>Dictyocha fibula</i>	5.15E+02
	<i>Thassionema</i>	3.68E+02
	<i>Octactis ortonaria</i>	1.47E+02
	<i>Hemiaulus sinesis</i>	7.35E+01
	<i>Torodinium robustum</i>	9.56E+02
<i>Heterocapsa cf. horiguchii</i>	7.35E+01	

	<i>Lauderia annulata</i>	4.41E+02
	<i>Oxytoxum scolopax</i>	3.02E+03
	<i>Tripus seta</i>	1.99E+03
	<i>Pseudosaleria carcarvis</i>	7.35E+01
	<i>Lingulodinium polyedra</i>	2.21E+03
<b>F-56</b>	<i>Tripus furca</i>	2.44E+02
	<i>Proracertum graciele</i>	2.93E+03
	<i>Proracertum mica</i>	3.26E+02
	<i>Coscinodiscus radiatus</i>	4.07E+02
	<i>Oxytoxum sceptrum</i>	1.63E+02
	<i>Gonyaulax sp.</i>	1.30E+03
	<i>Cochlodinium sp.</i>	7.90E+03
	<i>Hemiaulus hauckii</i>	8.96E+02
	<i>Protoperidinium cassum</i>	9.77E+02
	<i>Ortactis octonaria</i>	6.51E+02
	<i>Thassionema</i>	4.89E+02
	<i>Oxytoxum elegans</i>	2.44E+02
	<i>Torodinium robustum</i>	2.12E+03
	<i>Heterocapsa cf. horiguchii</i>	6.92E+03

	<i>Lauderia annulata</i>	4.89E+02
	<i>Oxytoxum scolopax</i>	4.32E+03
	<i>Nitzschia spp.</i>	8.14E+01
	<i>Lingulodinium polyedra</i>	2.44E+02
<b>F8</b>	<i>Dinophysis acuminata</i>	1.82E+02
	<i>Proracertum graciele</i>	1.46E+03
	<i>Proracertum mica</i>	9.12E+02
	<i>Coscinodiscus radiatus</i>	3.65E+02
	<i>Oxytoxum sceptrum</i>	1.82E+02
	<i>Cochlodinium sp.</i>	5.02E+03
	<i>Hemiaulus hauckii</i>	1.82E+02
	<i>Protoberidinium cassum</i>	5.47E+02
	<i>Ortactis octonaria</i>	2.74E+02
	<i>Thassionema</i>	6.38E+02
	<i>Chaetoceros radicans</i>	2.37E+03
	<i>Torodinium robustum</i>	2.64E+03
	<i>Heterocapsa cf. horiguchii</i>	2.49E+04
	<i>Lauderia annulata</i>	1.82E+02

<i>Oxytoxum scolopax</i>	1.00E+03
<i>Detyocha fibula</i>	1.19E+03
<i>Lingulodinium polyedra</i>	2.01E+03
<i>Karenia cf. seriformis</i>	2.74E+02
<i>Protoperidinium compressum</i>	7.30E+02
<i>Tripus fursa</i>	3.65E+02
<i>Podolampas palmipes</i>	1.82E+02

**Tabla II. Abundancia absoluta noviembre 2020**

<b>Muestra</b>	<b>Género o especie</b>	<b>Abundancia absoluta (cel L<sup>-1</sup>)</b>
<b>F-40</b>	<i>Tripus furca</i>	3.60E+03
	<i>Proracertum mica</i>	1.51E+03
	<i>Protoberidinium canicum</i>	1.10E+02
	<i>Coscinodiscus radiatus</i>	4.05E+02
	<i>Gonyaulax sp.</i>	2.61E+03
	<i>Cochlodinium sp.</i>	5.15E+02
	<i>Dinophysis acuminata</i>	7.35E+01
	<i>Phalacroma porodictyum</i>	4.78E+02
	<i>Haslea cf. otrariia</i>	6.25E+02
	<i>Dictyocha fibula</i>	4.05E+02
	<i>Thassionema</i>	1.32E+03
	<i>Tripus seta</i>	7.72E+02
	<i>Proracertum gracile</i>	1.47E+03
	<i>Chaetoceros sp.</i>	7.35E+01
	<i>Hemlaulus sinensis</i>	3.68E+02
	<i>Heterocapsa minima</i>	2.21E+02
	<i>Protoberidinium cassum</i>	1.84E+02

	<i>Tripus fusus</i>	3.68E+01
<b>F-93</b>	<i>Tripus furca</i>	9.42E+02
	<i>Proracertum mica</i>	5.78E+02
	<i>Protoberidinium canicum</i>	3.04E+01
	<i>Coscinodiscus radiatus</i>	2.43E+02
	<i>Gonyaulax sp.</i>	1.52E+02
	<i>Cochlodinium sp.</i>	3.92E+03
	<i>Dinophysis acuminata</i>	9.12E+01
	<i>Phalacroma poradictyn</i>	6.08E+01
	<i>Haslea cf. otrariia</i>	3.04E+01
	<i>Dictyocha fibula</i>	5.78E+02
	<i>Thassionema</i>	2.13E+02
	<i>Tripus seta</i>	3.04E+01
	<i>Proracertum gracile</i>	3.16E+03
	<i>Heterocapsa cf. horiguchii</i>	2.28E+03
	<i>Tripus fusus</i>	6.08E+01
	<i>Oxytotum seceptum</i>	1.22E+02
	<i>Lingulodinium palyedra</i>	9.12E+01
	<b>F-44</b>	<i>Tripus furca</i>

<i>Proracertum mica</i>	2.44E+02
<i>Protoperidinium cassum</i>	2.04E+02
<i>Coscinodiscus radiatus</i>	4.07E+02
<i>Gonyaulax sp.</i>	4.07E+02
<i>Cochlodinium sp.</i>	6.64E+03
<i>Dinophysis acuminata</i>	2.04E+02
<i>Haslea cf. otrariia</i>	1.63E+02
<i>Dictyocha fibula</i>	9.77E+02
<i>Thassionema</i>	2.85E+02
<i>Proracertum gracile</i>	2.44E+02
<i>Heterocapsa cf. horiguchii</i>	7.74E+02
<i>Tripus fusus</i>	4.07E+01
<i>Oxytotum seceptum</i>	2.85E+02
<i>Lingulodinium palyedra</i>	4.07E+01
<i>Heterocapsa minima</i>	2.85E+02
<i>Gyrodinium spirale</i>	8.14E+02
<i>Prorocentrum compressum</i>	1.34E+03
<i>Lauderia annulata</i>	8.14E+01

	<i>Pyrocysis lunula</i>	4.07E+01
	<i>Hemiulus sinesis</i>	1.22E+02
	<i>Membraneis cf. chalrengeni</i>	4.07E+01
<b>F-29</b>	<i>Tripus furca</i>	6.68E+02
	<i>Proracertum mica</i>	2.99E+02
	<i>Protoperidinium cassum</i>	5.76E+02
	<i>Coscinodiscus radiatus</i>	9.21E+01
	<i>Gonyaulax sp.</i>	2.53E+02
	<i>Cochlodinium sp.</i>	2.37E+03
	<i>Dinophysis acuminata</i>	4.61E+01
	<i>Gyrodinium spirale</i>	2.07E+02
	<i>Dictoyocha fibula</i>	3.22E+02
	<i>Thassionema</i>	6.91E+01
	<i>Proracertum gracile</i>	4.61E+01
	<i>Heterocapsa cf. horiguchii</i>	1.24E+03
	<i>Tripus fusus</i>	6.91E+01
	<i>Oxytotum seceptum</i>	2.30E+01
	<i>Lingulodinium palyedra</i>	1.61E+02
	<i>Chaetoceros sp.</i>	2.07E+02

	<i>Pseudosaleria calcar-avis</i>	2.65E+03
<b>F-82</b>	<i>Tripus furca</i>	1.14E+03
	<i>Haslea cf. otrarii</i>	6.33E+02
	<i>Prorocertum compressum</i>	1.27E+03
	<i>Coscinodiscus radiatus</i>	2.91E+03
	<i>Gonyaulax sp.</i>	1.39E+03
	<i>Cochlodinium sp.</i>	1.76E+04
	<i>Entomaneis alata</i>	1.27E+02
	<i>Thassionema</i>	8.23E+03
	<i>Proracertum gracile</i>	4.05E+03
	<i>Heterocapsa cf. horiguchii</i>	4.05E+03
	<i>Oxytotum seceptum</i>	5.07E+02
	<i>Chaetoceros sp.</i>	5.83E+03
	<i>Detyocha fibula</i>	2.15E+03
	<i>Gyrodinium spirale</i>	1.27E+02
	<i>Lingulodinium palyedra</i>	1.27E+03
	<i>Haslea waarikae</i>	1.27E+02
<i>Hemius hauckii</i>	6.33E+02	

	<i>Ditylum brightwelli</i>	3.80E+02
--	----------------------------	----------

**Tabla III. Abundancia Absoluta marzo 2021**

<b>Muestra</b>	<b>Género o especie</b>	<b>Abundancia (cel L<sup>-1</sup>)</b>
<b>F-04</b>	<i>Tripus furca</i>	2.40E+02
	<i>Proracertum mica</i>	1.60E+02
	<i>Prorocentrum gracile</i>	2.00E+01
	<i>Heterocapsa minima</i>	2.00E+01
	<i>Protoperidinium canicum</i>	2.00E+01
	<i>Tripus fusus</i>	2.00E+01
	<i>Coscinodiscus radiatus</i>	1.80E+02
	<i>Oxytoxum sceptrum</i>	2.00E+01
	<i>Gonyaulax sp.</i>	8.00E+01
	<i>Thassionema</i>	2.80E+02
	<i>Cochlodinium sp.</i>	4.60E+02
	<i>Dictyocha fibula</i>	8.00E+01
	<i>Dinophysis acuminata</i>	4.00E+01
	<i>Protoperidinium cassum</i>	2.00E+01
<i>Torodinium robustum</i>	2.00E+01	

<b>F-08</b>	<i>Tripus furca</i>	1.00E+02
	<i>Proracertum mica</i>	5.00E+02
	<i>Prorocentrum gracile</i>	8.00E+01
	<i>Heterocapsa minima</i>	6.00E+01
	<i>Protoperidinium canicum</i>	2.00E+01
	<i>Coscinodiscus radiatus</i>	4.80E+02
	<i>Oxytoxum sceptrum</i>	2.00E+01
	<i>Gonyaulax sp.</i>	4.00E+01
	<i>Thassionema</i>	1.34E+03
	<i>Cochlodinium sp.</i>	5.20E+02
	<i>Dictoyocha fibula</i>	6.00E+01
	<i>Protoperidinium cassum</i>	2.00E+01
	<i>Torodinium robustum</i>	1.80E+02
	<i>Haslea cf. otrariia</i>	2.00E+02
	<i>Lauderia annulata</i>	8.20E+02
	<i>Thalassionema nitzschioides</i>	4.00E+01
<b>F-09</b>	<i>Tripus furca</i>	3.48E+03
	<i>Proracertum mica</i>	3.90E+03
	<i>Protoperidinium canicum</i>	2.40E+02

	<i>Coscinodiscus radiatus</i>	1.74E+03
	<i>Oxytoxum sceptrum</i>	1.20E+02
	<i>Gonyaulax sp.</i>	1.80E+02
	<i>Cochlodinium sp.</i>	3.36E+03
	<i>Dinophysis acuminata</i>	3.00E+02
	<i>Phalacroma poradictyn</i>	9.60E+02
	<i>Gyrodinium spirale</i>	9.00E+02
	<i>Dictyocha fibula</i>	1.92E+03
	<i>Thassionema</i>	4.02E+03
	<i>Torodinium robustum</i>	5.40E+02
	<i>Prorocentrum gracile</i>	1.08E+03
	<i>Guinardia f.</i>	6.00E+01
	<i>Heterocapsa minima</i>	7.20E+02
	<i>Tripus fusus</i>	1.80E+02
	<i>Tripus divariutus</i>	6.00E+01
	<i>Lauderia annulata</i>	1.20E+02
	<i>Dinophysis caudata</i>	6.00E+01
<b>F-11</b>	<i>Tripus furca</i>	1.84E+03
	<i>Prorocentrum mica</i>	4.80E+02

	<i>Protoperidinium canicum</i>	6.00E+01
	<i>Coscinodiscus radiatus</i>	2.00E+02
	<i>Oxytoxum sceptrum</i>	2.00E+02
	<i>Gonyaulax sp.</i>	1.20E+02
	<i>Cochlodinium sp.</i>	9.00E+02
	<i>Dinophysis acuminata</i>	3.40E+02
	<i>Phalacroma poradictyn</i>	2.00E+01
	<i>Haslea cf. otrariia</i>	4.00E+01
	<i>Dictyocha fibula</i>	1.40E+02
	<i>Thassionema</i>	1.68E+03
	<i>Diclopsalis lenticula</i>	2.40E+02
	<i>Coscinodiscus granii</i>	1.40E+02
	<i>Amphisolema bidentata</i>	8.00E+01
	<i>Chaetoceros sp.</i>	5.40E+02
	<i>Pdolampas palmipes</i>	2.00E+01
	<i>tripos azoricus</i>	2.00E+01
	<i>Tripos seta</i>	2.00E+01
<b>F-10</b>	<i>Tripos furca</i>	2.18E+03
	<i>Proracertum mica</i>	9.00E+02

	<i>Diplosalis lenticula</i>	3.40E+02
	<i>Coscinodiscus granii</i>	2.00E+01
	<i>Oxytoxum sceptrum</i>	6.00E+01
	<i>Cochlodinium sp.</i>	7.60E+02
	<i>Dinophysis acuminata</i>	2.00E+01
	<i>Phalacroma poradictyn</i>	8.00E+01
	<i>Gyrodinium spirale</i>	2.20E+02
	<i>Dictyocha fibula</i>	6.00E+01
	<i>Thassionema</i>	6.40E+02
	<i>Protoperidinum conicum</i>	8.00E+01
	<i>Prorocentrum gracile</i>	2.90E+03
	<i>Heterocapsa cf. h</i>	4.00E+02
	<i>Tripus azoricus</i>	2.00E+01
	<i>Tripus macroceros</i>	2.00E+01
<b>F-05</b>	<i>Tripus furca</i>	5.28E+03
	<i>Proracertum mica</i>	2.08E+03
	<i>Prorocentrum gracile</i>	8.40E+02
	<i>Heterocapsa minima</i>	4.00E+01

	<i>Protoperidinium canicum</i>	2.00E+02
	<i>Tripus fusus</i>	4.00E+01
	<i>Coscinodiscus radiatus</i>	2.00E+01
	<i>Oxytoxum sceptrum</i>	2.00E+01
	<i>Tripus divariutus</i>	4.00E+01
	<i>Gonyaulax sp.</i>	4.00E+01
<b>F-07</b>	<i>Tripus furca</i>	2.88E+03
	<i>Proracertum mica</i>	2.90E+03
	<i>Prorocentrum gracile</i>	6.00E+01
	<i>Protoperidinium canicum</i>	3.00E+02
	<i>Tripus fusus</i>	1.40E+02
	<i>Coscinodiscus radiatus</i>	1.80E+02
	<i>Oxytoxum sceptrum</i>	1.60E+02
	<i>Gonyaulax sp.</i>	6.00E+02
	<i>Cochlodinium sp.</i>	7.20E+02
	<i>Dinophysis acuminata</i>	5.20E+02
	<i>Phalacroma poradictyn</i>	8.00E+01
	<i>Prorecenterum compressum</i>	1.20E+02

	<i>Haslea cf. otrariia</i>	2.00E+01
	<i>Tripus azoricus</i>	2.00E+01
	<i>Dictoyocha fibula</i>	2.00E+01
	<i>Thassionema</i>	9.80E+02
<b>F-15</b>	<i>Tripus furca</i>	1.28E+03
	<i>Proracertum mica</i>	8.80E+02
	<i>Prorocentrum gracile</i>	2.90E+03
	<i>Protoperidinium canicum</i>	3.80E+02
	<i>Tripus fusus</i>	6.00E+01
	<i>Coscinodiscus radiatus</i>	8.00E+01
	<i>Oxytoxum sceptrum</i>	6.00E+01
	<i>Gonyaulax sp.</i>	2.20E+02
	<i>Cochlodinium sp.</i>	1.34E+03
	<i>Dinophysis acuminata</i>	1.00E+02
	<i>Dictoyocha fibula</i>	1.80E+02
	<i>Thassionema</i>	6.20E+02
	<i>Tripus divariutus</i>	2.00E+01
	<i>Haslea cf. H</i>	1.80E+02
	<i>Chateoceros debilis</i>	1.40E+02
	<i>Diclopsalis lenticula</i>	6.00E+01

	<i>Asteronphaulos</i>	2.00E+01
<b>F-16</b>	<i>Tripus furca</i>	1.80E+02
	<i>Proracertum mica</i>	2.40E+02
	<i>Prorocentrum gracile</i>	6.00E+01
	<i>Tripus fusus</i>	2.00E+01
	<i>Coscinodiscus radiatus</i>	2.00E+02
	<i>Gonyaulax sp.</i>	1.00E+02
	<i>Cochlodinium sp.</i>	1.14E+03
	<i>Dinophysis acuminata</i>	2.00E+01
	<i>Dictyocha fibula</i>	2.00E+01
	<i>Thassionema</i>	7.40E+02
	<i>Heterocapsa minima</i>	2.00E+01
	<i>Phalacroma compressum</i>	2.00E+01
	<i>Diclopsalis lenticula</i>	2.00E+01
	<i>Blephorocysta</i>	2.00E+01
	<i>Gyrodinimu spirale</i>	1.20E+02
	<i>Protoperidinium cassum</i>	2.00E+01

**Tabla IV. Revisión de literatura del 2007 al 2017, tamaño de células de fitoplancton en la BTS**

<b>Año</b>	<b>Large Cells (González-Silvera )</b>	<b>Largce Cell (Samples)</b>	<b>Large Cells (Delgadillo-Hinojosa )</b>	<b>Small Cells (Delgadillo-Hinojosa )</b>	<b>Small Cells (González-Silvera)</b>	<b>Small Cells (Linacre)</b>
2007						
2007						
2007						
2007						
2007	0.025463776				-1.109752501	
2007	- 1.386103153				-1.96379032	
2007	- 0.045459187					
2007	- 0.045459187					
2007	- 1.270375065				-2.814609233	0.01646 3
2007						
2007	- 0.045459187					-0.00582
2008						
2008						0.01084 5
2008						
2008						-0.01839
2008	- 1.270375065				-2.814609233	
2008	- 1.281883181				-1.613453121	
2008	2.586050233				-0.084263336	
2008	- 0.811777949				-2.640573899	0.00111
2008	- 1.281883181				-1.613453121	
2008	2.586050233				-0.084263336	
2008	- 0.811777949				-2.640573899	-0.00421
2009						

2009	-1.22475113				-2.545645535	
2009						
2009	7.085927054				4.39033405	
2009	- 1.212338112				-2.514320205	
2009	0.038546523				-2.564368377	
2009	0				0	
2009	-1.33077619				-2.814609233	
2009						
2009						
2009						
2010						
2010						
2010						
2010						
2010						
2010	2.329992951				-2.593109717	
2010						
2010						
2010	- 1.118106423				-2.656395293	
2010						
2010	0.473311581				-2.229217654	
2010	- 1.279499236				0.288377391	
2011						
2011						
2011						
2011						
2011						
2011	- 1.374692681				-2.814609233	

2011					
2011					
2011					
2011					
2011	0.119321222			-1.944432561	
2011					
2012					
2012					
2012					
2012					
2012					
2012					
2012					
2012	- 1.276182285			-2.814609233	
2012					
2012					
2012	0.406882125				
2012	- 1.030983982			3.266495587	
2013	- 0.996630914			0.117878422	
2013					
2013					
2013	7.341255398			-0.757828008	
2013					
2013	1.111949937			0.200947949	
2013					
2013					
2013	- 0.653643351			1.885818703	
2013					
2013	0.918199195			-1.290218951	

2013	- 1.199500695				-0.722921993	
2014						
2014						
2014						
2014	- 0.937716541				-0.127136741	
2014	0.3324955				0.978145329	
2014	- 1.272883869				-0.396475614	
2014						
2014						
2014						
2014			-0.145485755	- 0.02688774 4		
2014			-0.286784869	- 0.10306968 4		
2014			-0.286784869	- 0.06497871 4		
2015			-0.208285361	0.01120322 7		
2015			0.00104666	- 0.04593322 9		
2015			0.105712671	- 0.04593322 9		
2015	- 1.265045774		-0.103619351	- 0.17925162 4	3.848610545	
2015			-0.025119843	- 0.02688774 4		
2015			0.00104666	0.12547613 7		
2015			0.419710703	0.50638583 9		
2015			0.053379665	0.16356710 7		
2015			0.236545184	0.01120322 7		



2020	- 0.35309249 1				
2020					
2020	1.00708237 9				
2021					
2021					
2021					
2021					
2021					
2021	- 0.65398988 8				
2021					
2021					
2021					
2021					
2021					
2021					

## 8. Referencias

Argote-Espinoza ML, Gavidia-Medina FJ, Amador-Buenrostro A.1991. Wind-induced circulation in Todos Santos bay, B.C.,México. *Atmósfera* 4: 101–115.

Ávila-López, M. C., Hernández-Ayón, J. M., Camacho-Ibar, V. F., Félix-Bermúdez, A., Mejía-Trejo, A., Pacheco-Ruiz, I., & Sandoval-Gil, J. M. (2016). Air-water CO<sub>2</sub> fluxes and net ecosystem production changes in a Baja California coastal lagoon during the anomalous north Pacific warm condition. *Estuaries and Coasts*, 40, 792–806. <https://doi.org/10.1007/s12237-016-0178-x>

Barton, Nick & Bandis, S. & Bakhtar, Khosrow. (1985). Strength, deformation and conductivity coupling of rock Joints. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences & Geomechanics Abstracts*. 22. 121-140. 10.1016/0148-9062(85)93227-9.

Barton, Nick & Bandis, Stavros. (1980). Barton and Bandis, 1980. Some effects of scale on shear strength of rock joints. *IJRMMS.. International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*.

Barton, E, Argote, M.,1980, Hydrographic variability in an upwelling area off northern Baja California in June 1975, *Journal of Marine Research*, Volume 38, 4.

Behrenfeld MJ, Boss ES., 2014, Resurrecting the ecological underpinnings of ocean plankton blooms. *Ann Rev Mar Sci.* ;6:167-94. doi: 10.1146/annurev-marine-052913-021325. Epub 2013 Sep 25. PMID: 24079309.

Behrenfeld, M., O'Malley, R., Siegel, D. et al., 2006, Climate-driven trends in contemporary ocean productivity. *Nature* 444, 752–755. <https://doi.org/10.1038/nature05317>

Behrenfeld, M., Falkowski, P.G., 1997a. A consumer's guide to phytoplankton primary productivity models. *Limnol. Oceanogr* 42, 1479–1491.<http://dx.doi.org/10.4319/lo.1997.42.7.1479>.

Behrenfeld, M.J., Falkowski, P.G., 1997b. Photosynthetic rates derived from satellitebased chlorophyll concentration. *Limnol. Oceanogr* 42, 1–20.<http://dx.doi.org/10.4319/lo.1997.42.1.0001>

Bond, N. a, Cronin, M.F., Freeland, H., Mantua, N., 2015. Causes and impacts of the 2014 warm anomaly in the NE Pacific. doi:10.1002/2015GL063306

Boyce, D.G., Dowd, M., Lewis, M.R., Worm, B., 2014. Estimating global chlorophyll changes over the past century. *Prog. Oceanogr* 122, 163–173. <http://dx.doi.org/10.1016/j.pocean.2014.01.004>.

Chavez FP, Messié M, Pennington JT. Marine primary production in relation to climate variability and change. *Ann Rev Mar Sci.* (2011); 3:227-60. doi: 10.1146/annurev.marine.010908.163917. PMID: 21329205.

Chhak, K., and Di Lorenzo, E. (2007), Decadal variations in the California Current upwelling cells, *Geophys. Res. Lett.*, 34, L14604, doi:10.1029/2007GL030203.

D. Catlett, D.A. Siegel, R.D. Simons, N. Guillocheau, F. Henderikx-Freitas, C.S. Thomas, Diagnosing seasonal to multi-decadal phytoplankton group dynamics in a highly productive coastal ecosystem, *Progress in Oceanography*. 197: 0079-6611. doi: 10.1016/j.pocean.2021.102637.

Dale, B. Dinoflagellate resting cysts: “benthic plankton”. In *Survival Strategies of the Algae*; Fryxell, G.A., Ed.; Cambridge University Press: Cambridge, UK, 1983; pp. 69–13

Daly, K. L., and W. O. Smith (1993), Physical-biological interactions influencing marine plankton production, *Annu. Rev. Ecol. Syst.*, 24(1), 555–585, doi:10.1146/annurev.es.24.110193.003011.

Delgadillo-Hinojosa, F., Camacho-Ibar, V., Huerta-Díaz, M. A., Torres-Delgado, V. Pérez-Brunius, P., Lares, M. L., et al. (2015). Seasonal behavior of dissolved cadmium and Cd/PO<sub>4</sub> ratio in Todos Santos Bay: A retention site of upwelled waters in the Baja California peninsula, Mexico. *Marine Chemistry*, 168, 37–48.

Delgadillo-Hinojosa, F., Félix-Bermúdez, A., Torres-Delgado, E. V., Durazo, R., Camacho-Ibar, V., Mejía, A., et al. (2020). Impacts of the 2014–2015 warm-water anomalies on nutrients, chlorophyll-a and hydrographic conditions in the coastal zone of northern Baja California. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 125, e2020JC016473. <https://doi.org/10.1029/2020JC016473>

Di Lorenzo, E., & Mantua, N. (2016). Multi-year persistence of the 2014/15 North Pacific marine heatwave. *Nature Climate Change*, 6, 1042–1047. <https://doi.org/10.1038/nclimate3082>

Di Lorenzo, E., Schneider, N., Cobb, K.M., Franks, P.J.S., Chhak, K., Miller, A.J., McWilliams, J.C., Bograd, S.J., Arango, H., Curchitser, E., Powell, T.M., Rivie, P., 2008. North Pacific Gyre Oscillation links ocean climate and ecosystem change. *Geophys. Res. Lett* 35, 1–6. <http://dx.doi.org/10.1029/2007GL032838>.

Durazo, R., and T. R. Baumgartner (2002), Evolution of oceanographic conditions off Baja California: 1997–1999, *Prog. Oceanogr.*, 54(1-4), 7–31.

Durazo, R., 2015. Seasonality of the transitional region of the California Current System off Baja California. *J. Geophys. Res. Ocean.* 120, 1173–1196. <http://dx.doi.org/10.1002/2014JC010405>.

Durazo, R., Castro, R., Miranda, L. E., Delgadillo-Hinojosa, F., & Mejía-Trejo, A. (2017). Anomalous hydrographic conditions off the north-western coast of the Baja California Peninsula during 2013–2016. *Ciencias Marinas*, 43(2), 81–92.

Durazo, Reginaldo (2020). Data base for impact of 2014 marine heatwave and El Niño 2015 in Baja California.. figshare. Dataset. <https://doi.org/10.6084/m9.figshare.12412889.v2>

Falkowski, P. G., D. Ziemann, Z. Kolber, and P. K. Bienfang (1991), Role of Ekman pumping in enhancing primary production in the ocean, *Nature*, 352, 55–58.

Fischer, AD, Hayashi, K, McGaraghan, A, Kudela, RM. 2020. Return of the “age of dinoflagellates” in Monterey Bay: Drivers of dinoflagellate dominance examined using automated imaging flow cytometry and long-term time series analysis. *Limnology and Oceanography* 65(9): 2125–2141.

Flores-Vidal X, Durazo R, Castro R, Navarro LF, Domínguez F, GilE. 2015. Fine-scale tidal and sub-tidal variability of an upwelling-influenced bay as measured by the Mexican HighFrequency Radar Observing System. In: Coastal Ocean Observing Systems: Advances and Syntheses (ISBN:9780128020227), Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-802022-7.00012-2>

Gavidia Medina, F. J. 1988. Simulación numérica de la circulación barotrópica de la Bahía de Todos Santos, B.C.. Tesis de Maestría en Ciencias. Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California. 95 pp.

Gómez-Ocampo, E., G. Gaxiola-Castro, and R. Durazo (2017a), Approach for estimating the dynamic physical thresholds of phytoplankton production and biomass in the tropical-subtropical Pacific Ocean, *J. Geophys. Res. Biogeosci.*, 122, 1385–1403, doi:10.1002/2016JG003636.

Gómez-Ocampo, E., Durazo, R., Gaxiola-Castro, G., De la Cruz-Orozco, M., & Sosa Avalos, R. (2017 b.). Effects of the interannual variability of water column stratification on phytoplankton production and biomass at the north zone off Baja California. *Ciencias Marinas*, 43(2), 109–122. <http://dx.doi.org/10.7773/cm.v43i2.2759>

Gómez-Ocampo, E., Gaxiola-Castro, G., Durazo, R., & Beier, E. (2018). Effects of the 2013-2016 warm anomalies on the California Current phytoplankton. *Deep-Sea Research II*, 151, 64–76. <http://dx.doi.org/10.1016/j.dsr2.2017.01.005>

González-Silvera A, Santamaría-del-Ángel E, Camacho-Ibar V, López-Calderón J, Santander-Cruz J, Mercado-Santana A. The Effect of Cold and Warm Anomalies on Phytoplankton Pigment Composition in Waters off the Northern Baja California Peninsula (México): 2007–2016. *Journal of Marine Science and Engineering*. 2020; 8(7):533. <https://doi.org/10.3390/jmse8070533>

Heine, K. B., A. Abebe, A. E. Wilson, and W. R. Hood. 2019. Copepod respiration increases by 7% per °C increase in temperature: A meta-analysis. *Limnol. Oceanogr.: Lett.* 4: 53–61. doi:10.1002/lol2.10106

Hickey, B. M. (1979), The California current system—Hypotheses and facts, *Prog. Oceanogr.*, 8(4), 191–279, doi:10.1016/0079- 6611(79)90002-8

Jester, R, Lefebvre, K, Langlois, G, Vigilant, V, Baugh, K, Silver, MW. 2009. A shift in the dominant toxin-producing algal species in central California alters phycotoxins in food webs. *Harmful Algae* 8(2): 291–298.

Jacox, M. G., Bograd, S. J., Hazen, E. L., & Fiechter, J. (2015). Sensitivity of the California Current nutrient supply to wind, heat, and remote ocean forcing. *Geophysical Research Letters*, 42, 5950–5957. <https://doi.org/10.1002/2015GL065147>

Jacox, M.G., Hazen, E.L., Zaba, K.D., Rudnick, D.L., Edwards, C.A., Moore, A.M., Bograd, S.J., 2016. Impacts of the 2015–2016 El Niño on the California Current System: Early assessment and comparison to past events. *Geophys. Res. Lett* 43,7072–7080. <http://dx.doi.org/10.1002/2016GL069716>.

Jacox, M. G., Edwards, C. A., Hazen, E. L., & Bograd, S. J. (2018). Coastal upwelling revisited: Ekman, Bakun, and improved upwelling indices for the U.S. West Coast. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 123. <https://doi.org/10.1029/2018JC014187>

Klein G, Krebs M, Hall V, O'Brien T and Blevins B B, 2005, California's Water—Energy Relationship (<http://energy.ca.gov/2005publications/CEC-700-2005-011/CEC-700-2005-011-SF.PF>)

Linacre, L., Durazo, R., Hernández-Ayón, J. M., Delgadillo-Hinojosa, F., Cervantes-Díaz, G., Lara, J. R., et al. (2010). Temporal variability of the physical and chemical water characteristics at a coastal monitoring observatory: Station ENSENADA. *Continental Shelf Research*, 30, 1730–1742.

Lynn, R.J., Simpson, J.J., 1987. The California Current System: The seasonal variability of its physical characteristics. *J. Geophys. Res. Ocean.* 92, 12947–12966. <http://dx.doi.org/10.1029/JC092iC12p12947>.

Mantua, N.J., Hare, S.R., Zhang, Y., Wallace, J.M., Francis, R.C., 1997. A Pacific interdecadal climate oscillation with impacts on salmon production. *Bulletin of the American Meteorological Society* 78, 1069–1079.

Mateos E, Marinone S, Parés-Sierra A. 2009. Towards the numerical simulation of the summer circulation in Todos Santos Bay, Ensenada, BC., México. *Ocean Model.* Online 27(1–2):107–112. <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2008.11.002>

D.J. McGillicuddy, A.R. Robinson, 1997, Eddy-induced nutrient supply and new production in the Sargasso Sea, *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, Volume 44, Issue 8, Pages 1427-1450, ISSN 0967-0637, [https://doi.org/10.1016/S0967-0637\(97\)00024-1](https://doi.org/10.1016/S0967-0637(97)00024-1).

Reid, J. L., Jr., and R. A. Schwartzlose, 1962, Direct measurements of the Davidson Current off Central California, *J. Geophys. Res.*, 67, 2491-2497

Rudnick, D. L., Zaba, K. D., Todd, R. E., & Davis, R. E. (2017). A climatology of the California Current System from a network of underwater gliders. *Progress in Oceanography*, 154, 64–106.

Schwing, F. B., C. S. Moore, S. Ralston, and K. M. Sakuma. 2000. Record coastal upwelling in the California Current in 1999. *Calif Coop. Oceanic Fish. Invest. Report*.

Siedlecki, S., Bjorkstedt, E., Feely, R., Sutton, A., Cross, J., & Newton, J. (2016). Impact of the Blob on the northeast Pacific Ocean biogeochemistry and ecosystems. *US Clivar Variations*, 14(2), 7–12.

Smayda, T. J., and Reynolds, C. S. (2001). Community assembly in marine phytoplankton: application of recent models to harmful dinoflagellate blooms. *J. Plankton Res.* 23, 447–461. doi: 10.1093/plankt/23.5.447

Smayda, T., J., Colin, R., S., (2003). Strategies of marine dinoflagellate survival and some rules of assembly. *Journal of Sea Research*, 49 (2): 95-106. DOI: 10.1016/S1385-1101(02)00219-8.

Smayda, Theodore J., (1997), Harmful algal blooms: Their ecophysiology and general relevance to phytoplankton blooms in the sea, *Limnology and Oceanography*, 42, doi: 10.4319/lo.1997.42.5\_part\_2.1137.

Smetacek, V. (1999). Diatoms and the ocean carbon cycle. *Protist* 150, 25–32. doi: 10.1016/S1434-4610(99)70006-4

Sournia A (1995) Red tide and toxic marine phytoplankton of the world ocean: an inquiry into biodiversity. In: Lassus P, Arzul G, Erard E, Gentien C, Marcaillou C (eds) Harmful marine algal blooms. Technique et Documentation, Lavoisier, Intercept Ltd, Paris, pp 103–112

Spilling, K., and Markager, S. (2008). Ecophysiological growth characteristics and modelling of the onset of the spring bloom in the Baltic Sea. *J. Mar. Syst.* 73, 323–337. doi: 10.1016/j.jmarsys.2006.10.012

Spilling, K., Kremp, A., Klais, R., Olli, K., and Tamminen, T. (2014). Spring bloom community change modifies carbon pathways and C:N:P:Chl a stoichiometry of coastal material fluxes. *Biogeosci. Discuss.* 11, 7275–7289. doi: 10.5194/bg-11-7275-2014

Thompson, A. R., Schroeder, I. D., Bograd, S. J., Hazen, E. L., Jacox, M. G., Leising, A., et al. (2018). State of the California current 2017–18: still not quite normal in the North and getting interesting in the South. *Calif. Cooperat. Ocean. Fish. Investig. Rep.* 59, 1–66.

Thompson A. R., Ben-Aderet N. J., Bowlin N. M., Kacev D., Swalethorp R., Watson W. (2022). Putting the pacific marine heatwave into perspective: The response of larval fish off southern California to unprecedented warming in 2014–2016 relative to the previous 65 years. *Global Change Biol.* 28, 1766–1785. doi: 10.1111/gcb.16010

Wasmund, N., Kownacka, J., Göbel, J., Jaanus, A., Johansen, M., Jurgensone, I., Lehtinen, S., Powilleit, M (2017). The Diatom/Dinoflagellate Index as an Indicator of Ecosystem Changes in the Baltic Sea 1. Principle and Handling Instruction. *Frontiers in Marine Science* 4, 2296-7745. Doi: 10.3389/fmars.2017.00022

Weber ED, Auth TD, Baumann-Pickering S, Baumgartner TR, Bjorkstedt EP, Bograd SJ, Burke BJ, Cadena-Ramírez JL, Daly EA, de la Cruz M, Dewar H, Field JC, Fisher JL, Giddings A, Goericke R, Gómez-Ocampo E, Gómez-Valdes J, Hazen EL, Hildebrand J, Horton CA, Jacobson KC, Jacox MG, Jahncke J, Kahru M, Kudela RM, Lavaniegos BE, Leising A, Melin SR, Miranda-Bojorquez LE, Morgan CA, Nickels CF, Orben RA, Porquez JM, Portner EJ, Robertson RR, Rudnick DL, Sakuma KM, Santora JA, Schroeder ID, Snodgrass OE, Sydeman WJ, Thompson AR, Thompson SA, Trickey JS, Villegas-Mendoza J, Warzybok P, Watson W and Zeman SM (2021) State of the California Current 2019–2020: Back to the Future With Marine Heatwaves? *Front. Mar. Sci.* 8:709454. doi: 10.3389/fmars.2021.709454

Wolter, K., Timlin, M., 1998. Measuring the strength of ENSO events – how does 1997/98 rank? *Weather* 53, 315–324.

Wooster, W., and J. Jones (1970), California undercurrent off Northern Baja California, *J. Mar. Res.*, 28(2), 235–250

Xiao, W., Liu, X., Irwin, A. J., Laws, E. A., Wang, L., Chen, B., ... Huang, B. (2018). Warming and eutrophication combine to restructure diatoms and dinoflagellates. *Water Research*, 128, 206–216. doi:10.1016/j.watres.2017.10.051

Zaba, K.D., Rudnick, D.L., 2016. The 2014–2015 warming anomaly in the Southern California Current System observed by underwater gliders. *Geophys. Res. Lett* 43, 1241–1248. <http://dx.doi.org/10.1002/2015GL067550>