

**Centro de Investigación Científica y de Educación  
Superior de Ensenada, Baja California**



---

**Programa de Posgrado en Ciencias en  
Oceanografía Física**

---

**Estructuras de mesoescala y pulsos de clorofila en la entrada  
al Golfo de California**

Tesis

para cubrir parcialmente los requisitos necesarios para obtener el grado de  
Maestro en Ciencias

Presenta:

**María Yesenia Torres Hernández**

Ensenada, Baja California, México  
2017

Tesis defendida por  
**María Yesenia Torres Hernández**

y aprobada por el siguiente Comité

---

**Dr. Armando Trasviña Castro**  
Director del comité

**Dr. Enric Pallás Sanz**

**Dr. David Alberto Rivas Camargo**



---

**Dr. Juan Manuel López Mariscal**  
Coordinador del Posgrado en Oceanografía Física

---

**Dra. Rufina Hernández Martínez**  
Directora de Estudios de Posgrado

*María Yesenia Torres Hernández © 2017*

*Queda prohibida la reproducción parcial o total de esta obra sin el permiso formal y explícito del autor*

Resumen de la tesis que presenta **María Yesenia Torres Hernández** como requisito parcial para la obtención del grado de Maestro en Ciencias en Oceanografía Física.

### **Estructuras de mesoescala y pulsos de clorofila en la entrada al Golfo de California**

Resumen aprobado por:

---

Dr. Armando Trasviña Castro  
**Director de tesis**

La entrada del Golfo de California es una zona de alta actividad de mesoescala debido a confluencia entre diferentes masas de aguas, la interacción de los vientos superficiales que promueven las mezclas entre dichas masas de aguas y a la influencia de las zonas de surgencias tanto del lado de la costa oeste de México, como la costa oeste de la península de Baja California. En este trabajo se estudian varios fenómenos que interactúan entre sí para modular la circulación costera durante el periodo de 2013 al 2016. El objetivo es entender mejor el papel que juega la dinámica costera en la generación de frentes o filamentos costeros. Los filamentos generan transporte transversal a la plataforma continental capaz de exportar mar afuera cantidades significativas de masa, momento, nutrientes y productividad. A los frentes se asocia circulación a lo largo de la costa. Para esto se analizan imágenes de satélite de nivel 4 y diarias, de temperatura superficial del mar del grupo GHR SST y color del proyecto COPERNICUS, además de series de nivel del mar de altimetría costera utilizando el procesamiento Adaptive Leading-Edge Subwaveform, ALES con datos del satélite Jason-2. A todo esto, se le suma una serie de casi 4 años de datos de corrientes de un ADP anclado en el Parque Nacional Cabo Pulmo, y datos de vientos de la zona costera del re-análisis del Centro Europeo de Pronóstico de Rango Medio (ECMWF, por sus siglas en inglés). Por último, nos centramos en dos casos particulares de estudio (diciembre de 2010 y marzo de 2013) donde se identifican los filamentos en la zona para estudiar, su desarrollo y actividad. Aquí se describen estructuras generadas por procesos advectivos intensos que exportan alta productividad de las zonas costeras a mar abierto. Los filamentos invernales de Cabo San Lucas se pueden observar en los campos de temperatura superficial y aún más persistentes en los de color (clorofila). En particular, estas estructuras cobran mayor importancia durante el invierno anómalo de 2014 ya que aportan regiones productivas cuando el resto de la entrada del Golfo de California experimenta una disminución en su productividad primaria.

**Palabras clave:** zona costera, altimetría, filamento, imágenes de color

Abstract of the thesis presented by **María Yesenia Torres Hernández** as a partial requirement to obtain the Master of Science in Physical Oceanography.

### **Mesoscale and chlorophyll pulses at the entrance to the Gulf of California**

Abstract approved by:

---

Dr. Armando Trasviña Castro  
**Thesis Director**

The entrance of the Gulf of California is an area of high activity of meso-scale due to the confluence between different masses of waters, the interaction of the surface winds that promote mixtures between these masses of waters and to the influence of the zones of upwelling both on the side of the west coast of Mexico, such as the west coast of the Baja California peninsula. In this work we study several phenomena that interact with each other to modulate coastal circulation during the period of 2013 to 2016. The objective is to understand better the role played by coastal dynamics in the generation of fronts or filaments coastal. The filaments generated cross transport to the continental shelf capable of exporting offshore significant amounts of earth, time, nutrients and productivity. The fronts is associated movement along the coast. For this we analyze satellite images of level 4 and daily, sea surface temperature of the group GHRST and color of the project COPERNICUS, in addition to a series of sea level of altimetry coastal using processing Adaptive Leading-Edge Subwaveform, signals with data from the Jason satellite-2. To all this, adds a serie of almost 4 years of data flows of an ADP anchored in the National Park Cabo Pulmo, and winds data of the coastal zone of the re-analysis of the European Center for prognosis of Medium Range (ECMWF). Finally, we focus on two particular cases of study (December 2010 and March 2013) which identifies the filaments in the area to study, its development and activity. Here are described structures generated by processes advectivos intense that export high productivity of coastal areas to the open sea. The filaments in winter of Cabo San Lucas can be seen in the fields of surface temperature and even more persistent in the color (chlorophyll). In particular, these structures take on greater importance during the winter anomaly of 2014 because they provide productive regions when the rest of the entrance of the Gulf of California is experiencing a decline in their primary productivity.

**Keywords:** coastal zone, altimetry, filaments, color images.

## Dedicatoria

***A mi familia; mi madre Jenny Hernández, mi hermano Manuel por ser mi apoyo y pasión en mi vida, y a mis sobrinos Sofía y Miguel.***

*"En fin, atrévete y verás cómo los riachuelos se convierten en grandes afluentes"*  
*Sony Labou Tansi en su obra La vida y media.*

## Agradecimientos

Agradezco principalmente al CICESE por aceptarme y permitirme ser parte de su centro como estudiante, y al CONACyT por su apoyo económico que me permitió realizar este estudio durante los dos años como becaria con el número de CVU 604021. A la Unidad La Paz del CICESE y sus miembros por toda la ayuda aportada desde el inicio de mi trabajo y principalmente, este último año de elaboración de la tesis en sus instalaciones.

A mi comité su dirección, apoyo, enseñanza y principalmente paciencia durante todo este proceso. Al Dr. Armando Trasviña por haberme integrado al equipo de trabajo. Al Dr. Eduardo González Rodríguez por sus consejos y guía para dejar más chulos los mapas y figuras en Matlab. A los amigos y residentes del pueblo Cabo Pulmo que nos ayudaron para la instalación y mantenimiento de los instrumentos, ofrecernos sus hogares para continuar con el trabajo y darnos su apoyo en todo el experimento.

A mi madre Jenny y hermano Manuel, que a pesar de la distancia siempre están a mi lado dándome fuerzas y ánimo para continuar con mis metas.

A mis niñas lindas, Ceci, Laura y Andrea, que se han convertido en mi familia en Ensenada. EL grupito de Estresistas, Lili y Violeta, que fueron mis guías los últimos meses en La Paz. Por último, pero no menos importante, mis profesores y compañeros de la maestría, y todos los que pasaron por mi vida estos últimos años aportando y dejando lo mejor de sí en mí.

## Tabla de contenido

	Página
<b>Resumen español</b> .....	ii
<b>Resumen inglés</b> .....	iii
<b>Dedicatorias</b> .....	iv
<b>Agradecimientos</b> .....	v
<b>Lista de figuras</b> .....	viii
<b>Lista de tablas</b> .....	xii
<b>Capítulo 1. Introducción</b>	
1.1 Área de estudio.....	1
1.2 Características generales.....	2
1.3 Justificación.....	5
1.4 Objetivos.....	6
1.4.1 Hipótesis.....	6
1.4.2 Objetivo general.....	7
1.4.3 Objetivos particulares.....	7
<b>Capítulo 2. Datos y métodos</b>	
2.1 Corrientes observadas del perfilador acústico ADCP (Acoustic Doppler Current Profiler).....	8
2.2 Hidrografía.....	9
2.3 Sensores remotos: temperatura superficial del mar.....	9
2.4 Sensores remotos: altimetría costera.....	9
2.5 Imágenes de color del mar: clorofila.....	13
2.6 Re-análisis de viento superficial.....	13
2.7 Procesamiento de la temperatura superficial del mar.....	14
2.8 Procesamiento de las imágenes de concentración de clorofila o color.....	15
2.9 Estimación de las velocidades geostróficas a partir de altimetría.....	15
<b>Capítulo 3. Resultados</b>	
3.1 Observaciones de corrientes costeras <i>in situ</i> 2013-2017.....	20

3.2	Corrientes geostróficas de altimetría 2008-2016 (Jaso-2).....	22
3.3	Hidrografía costera: variación estacional.....	23
3.4	Variación interanual a partir de las imágenes de TSM y color en la entrada del GC: la anomalía cálida de 2014 a 2016.....	24
3.5	Importancia de los filamentos: caso de interés de diciembre de 2010.....	32
3.6	Importancia de los filamentos: caso de interés de marzo de 2014.....	37
 <b>Capítulo 4. Discusión</b>		
4.1	Caracterización de los filamentos.....	42
4.2	Análisis de escala.....	47
4.3	Variabilidad interanual. Evento climático del año 2014.....	47
 <b>Capítulo 5. Conclusiones</b>		<b>49</b>
 <b>Literatura citada</b> .....		<b>50</b>
 <b>Anexo</b> .....		<b>53</b>

## Lista de figuras

Figura		Página
1	Área de estudio, entrada al Golfo de California. La imagen de la izquierda corresponde al promedio mensual de la temperatura superficial del mar del mes de diciembre de 2014. La estrella marca el sitio de observación en el Parque Nacional Cabo Pulmo. El mapa de la derecha contiene las estaciones hidrográficas del proyecto ciudadano de Monitoreo de la Calidad del agua de La Ribera y PNCP.....	1
2	Temperatura superficial del mar del día 3 de mayo de 2016. Ejemplo de la dinámica en la zona de la punta de la península de Baja California.....	3
3	Masas de agua de la zona obtenidas del proyecto ciudadano de Monitoreo de la Calidad del agua de La Ribera y PNCP. (MACC, Masa de Agua de la Corriente de California; MASS, Masa de Agua Subtropical Subsuperficial; MAGC, Masa de Agua del Golfo de California y MATS, Masa de Agua Tropical Superficial).....	5
4	Instantáneas de imágenes de color ( $\text{mg}/\text{m}^3$ ) correspondientes a cuatro días del mes de marzo de 2013, obtenidas del satélite MODIS.....	6
5	Representación teórica de la Onda de Brown y sus correspondientes parámetros. Tomado del libro Altimetría Costera de Vignudelli <i>et al.</i> , 2011.....	11
6	Trayectoria del transecto del satélite, número 245, de JASON-2 utilizado para este trabajo. La zona marcada en color rojo corresponde a la parte tratada con el reprocesamiento ALES.....	13
7	Posiciones de las estaciones virtuales en las zonas costeras.....	14
8	Esquema del balance de fuerzas en término de presión en relación con las superficies isobáricas y geopotenciales para el hemisferio norte (Modificada de Pond y Pickard, 1983).....	18
9	Diagrama de astillas de las velocidades obtenidas de los dos ADCP's anclados en el PNCP desde agosto de 2013 hasta mayo de 2016. A la derecha del diagrama se presenta la elipse de corriente correspondiente a cada profundidad.....	21
10	Serie de la componente v de la velocidad del viento superficial desde el primero de enero de 2013 hasta el primero de agosto de 2016 para la zona del PNCP.....	22
11	Anomalías del nivel del mar del pase 245 del satélite JASON-2 de la zona costera en la punta de la península de Baja California, con el re-procesado ALES (20 Hz). En el eje x, corresponde al tiempo, se muestra cada 01 de enero desde 2009 hasta 2015.....	22
12	Diagrama de contornos de temperatura (a) y salinidad (b) a los cinco metros de profundidad, y las corrientes (c) del perfilador acústico ubicado en el PNCP a los	

	14 metros de profundidad correspondiente al proyecto ciudadano del Monitoreo de Calidad del Agua de La Ribera y PNCP.....	24
13	Gráfica de conteo de estructuras de filamentos durante el periodo de enero de 2003 hasta junio de 2016. Los números corresponden al número de estructuras observadas en el mes de ocurrencia.....	25
14	Comparaciones de los promedios mensuales ( $^{\circ}\text{C}$ , paneles superiores) y varianzas mensuales ( $^{\circ}\text{C}^2$ , paneles inferiores) de la TSM del mes de marzo, de los años 2013, 2014, 2015 y 2016.....	27
15	Comparaciones de los promedios mensuales ( $\text{mg}/\text{m}^3$ , paneles superiores) y logaritmos de la varianza mensual de las imágenes de color ( $(\text{mg}/\text{m}^3)^2$ , paneles inferiores) del mes de marzo, de los años 2013 al 2016.....	29
16	Anomalías de la TSM promedio y varianza (línea negra) en las tres zonas costeras representadas en la figura 7; zona de surgencia del Pacífico (a), zona del PNCP (b) y zona de surgencia del Golfo de California (c).....	30
17	Promedios de la concentración de clorofila ( $\text{mg}/\text{m}^3$ ) con un dt 30 días y serie de la varianza mensual ( $(\text{mg}/\text{m}^3)^2$ ) de esta en los puntos de referencia que corresponden a: zona de surgencias del Pacífico (a), zona del PNCP (b) y zona de surgencias del Golfo de California (c).....	31
18	Secuencia del desarrollo del filamento de diciembre de 2010. Las imágenes superiores corresponden a la TSM (GHRSSST, 1 km de resolución espacial) de cada día, y las inferiores a las imágenes de color (COPERNICUS, 4 km de resolución espacial). En las imágenes de TSM se marcó en color negro la isoterma de $22^{\circ}\text{C}$ .....	34
19	Imagen del día 30 de diciembre de 2010 de la TSM (a) y concentración de clorofila (b), sobrepuesta la velocidad normal de la zona costera. Velocidad normal al transecto 245 de JASON-2 correspondiente al mismo día (c).....	35
20	Serie de la componente v de la velocidad del viento superficial del año 2010, (a) de la zona del Pacífico y (b) del Golfo de California.....	36
21	Serie de diciembre de 2010. Magnitud del viento superficial (arriba/abajo costa del Pacífico/Golfo, línea continua) y parámetro $\alpha/f$ (línea punteada) en ( $\text{m}/\text{s}^2$ ).....	37
22	Secuencia del desarrollo del filamento de marzo de 2013. Las imágenes superiores corresponden a la TSM (GHRSSST, 1 km de resolución espacial) de cada día, y las inferiores a las imágenes de color (COPERNICUS, 4 km de resolución espacial). En las imágenes de TSM se marcó en color negro la isoterma de $22^{\circ}\text{C}$ .....	38
23	Imagen del día 23 de marzo de 2013 de la TSM (a), concentración de clorofila (c) sobrepuesta la velocidad normal de la zona. Velocidad normal al transecto 245 de JASON-2 correspondiente al mismo día (c).....	40
24	Serie de la componente v de la velocidad del viento superficial del año 2013, (a) de la zona del Pacífico y (b) del Golfo de California.....	41

25	Serie de marzo de 2013. Magnitud del vientos superficiales (arriba/abajo costa del Pacífico/Golfo, línea continua) y parámetro $a/f$ (línea punteada).....	41
26	Esquema del desarrollo del filamento de diciembre de 2010.....	43
27	Esquema del desarrollo del filamento de marzo de 2013.....	44
28	Secuencias del desarrollo de los filamentos de diciembre de 2010 (panel superior) y marzo de 2013 (panel inferior) representadas por sus concentraciones de clorofila (mg/m <sup>3</sup> ) y teniendo en cuenta el efecto de la topografía de la zona. La línea de color marrón corresponde a la isóbata de los 200 m de profundidad y la de color negro de los 1000 m de profundidad.....	46

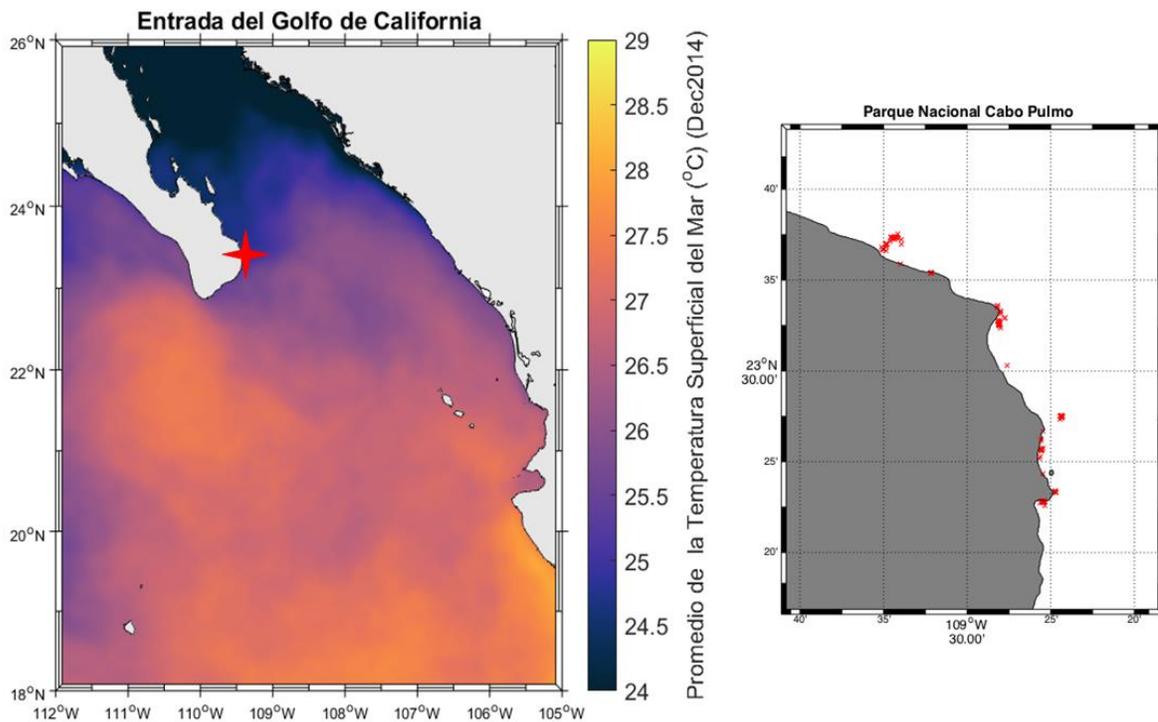
## Lista de tablas

Tabla		Página
1	Masas de agua del Golfo de California (modificada de Lavín <i>et al.</i> , 2006).....	2
2	Posiciones y periodos de los diferentes perfiladores acústicos instalados en el Parque Nacional Cabo Pulmo.....	8

# Capítulo 1. Introducción

## 1.1 Área de estudio

Para este estudio se define la entrada al Golfo de California (GC) como el área comprendida entre 18° y 26° N y de 112° a 105° W (Fig. 1). Esta zona se caracteriza por la presencia de remolinos de mesoescala con diámetros de 70 a 120 km de ancho (Lavín *et al.*, 2013), y presenta la máxima presencia en superficie de la Corriente de California (CC) durante los meses de mayo y junio (Thorade, 1909).



**Figura 1.** Área de estudio, entrada al Golfo de California. La imagen de la izquierda corresponde al promedio mensual de la temperatura superficial del mar del mes de diciembre de 2014. La estrella marca el sitio de observación en el Parque Nacional Cabo Pulmo. El mapa de la derecha contiene las estaciones hidrográficas del proyecto ciudadano de Monitoreo de la Calidad del agua de La Ribera y PNCP.

Muchas de las observaciones que se presentan en este trabajo se hicieron desde la zona costera del Parque Nacional de Cabo Pulmo (PNCP). El arrecife de coral allí presente corresponde al más septentrional en el Pacífico mexicano. Cabo Pulmo se encuentra en la costa sur de la Península de Baja California, aproximadamente en la latitud 23.5° N, dentro del Golfo de California, pero está en el área de influencia del Océano Pacífico.

## 1.2 Características generales

En la entrada al GC ocurre el intercambio de las aguas superficiales del golfo con las del Pacífico adyacente. Esta mezcla se debe al régimen de vientos que origina las corrientes superficiales del GC, a los patrones de circulación de mesoescala en la entrada al golfo y a la circulación de gran escala que arriba desde otras regiones del Pacífico, especialmente de la Corriente de California (Lavín *et al.*, 2009).

La Cuenca de Pescadero corresponde a la zona más profunda. Esta es una cuenca alargada y angosta con una profundidad de más de 2500 m en su zona más cercana al Pacífico y disminuye a unos 2000 m de profundidad hacia el interior del GC. Además, es la cuenca más sureña del golfo y en su extremo suroeste se eleva la montaña submarina Alarcón cuya cima alcanza 800 m de profundidad (Lavín *et al.*, 2009).

Con respecto a las masas de agua, concurren tres masas superficiales (Tabla 1). Una es la masa de agua de la Corriente de California que acarrea aguas con características Subárticas del Pacífico NE (ACC,  $S = 34.5$ ,  $12^{\circ} \text{C} \leq T \leq 18^{\circ} \text{C}$ ). Otra es el Agua Superficial Tropical, más cálida porque proviene del Pacífico Ecuatorial Oriental (AST,  $S < 34.9$ ,  $T \geq 18^{\circ} \text{C}$ ). La tercera es el Agua del Golfo de California, la más cálida y salina de las tres, porque se origina en el interior del golfo (AGC,  $S > 34.9$ ,  $T \geq 12^{\circ} \text{C}$ ). Bajo la superficie se observa un máximo relativo de salinidad que corresponde al Agua Subsuperficial Subtropical (ASsSt,  $S 34.8$ ,  $9^{\circ} \text{C} \leq T \leq 18^{\circ} \text{C}$ ).

**Tabla 1.** Masas de agua del Golfo de California (modificada de Lavín *et al.*, 2006).

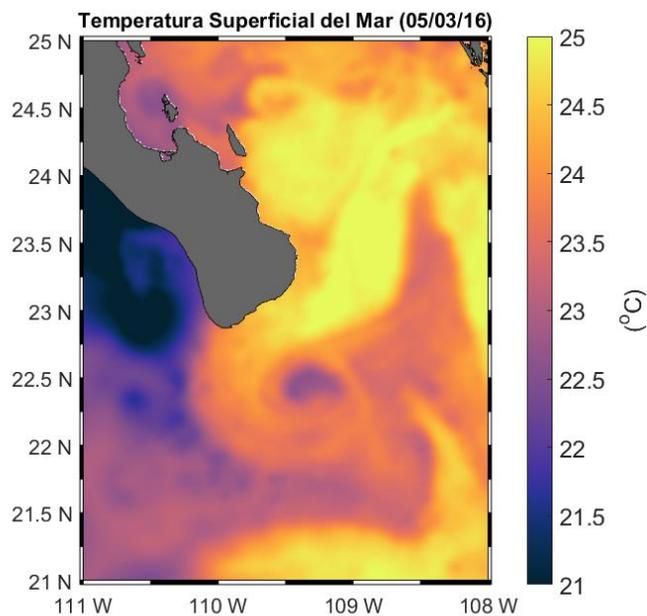
Masas de agua	Abreviación	Salinidad	Temperatura (°C)
<b>Agua del Golfo de California</b>	AGC	$S > 34.9$	$T \geq 12$
<b>Agua Superficial Tropical</b>	AST	$S < 34.9$	$T \geq 18$
<b>Agua de la Corriente de California</b>	ACC	$S \leq 34.5$	$12 \leq T \leq 18$
<b>Agua Subsuperficial Subtropical</b>	ASsSt	$34.5 < S < 35$	$9 \leq T \leq 18$
<b>Agua Intermedia del Pacífico</b>	AIP	$34.5 \leq S < 34.8$	$4 \leq T < 9$
<b>Agua Profunda del Pacífico</b>	APP	$S > 34.5$	$T < 4$

Bajo la superficie, el núcleo del ASsSt se encuentra alrededor de los 200 m seguida por el Agua Intermedia del Pacífico (AIP) entre 500 y 750 m. La salinidad máxima asociada al Agua Subsuperficial Subtropical se

profundiza desde Baja California hacia Sinaloa de unos 100 hasta 200 m. Las Aguas Profundas del Pacífico (APP) solo se presentan en el fondo de la cuenca de Pescadero (Roden y Groves, 1959).

Existen pocos trabajos publicados sobre las corrientes en la plataforma continental sur de la península de Baja California. Alvarado Graef (1998) estudió la estructura termohalina y circulación costera frente a Baja California Sur (BCS), encontrando que la capa superficial del océano es la más dinámica y presenta los mayores cambios. Además, la zona desde Todos Santos a Cabo San Lucas es la más dinámica, y presenta un giro de sub-mesoescala.

Las corrientes en la entrada del GC reciben la máxima influencia de la Corriente de California (CC) durante mayo y junio, cuando puede observarse un frente térmico débil en las imágenes satelitales. Esta influencia se observa como un meandro de la CC que se dirige hacia el sur en verano, produciendo un remolino (Castro *et al.*, 2010, Farber *et al.*, 2010 y Maske *et al.*, 2010), esto se puede observar en la figura 2. Thorade (1909) fue el primero en describir este frente térmico de Cabo San Lucas, donde expone que existe un flujo superficial de entrada en verano y uno de salida en invierno.



**Figura 2.** Temperatura superficial del mar del día 3 de mayo de 2016. Ejemplo de la dinámica en la zona de la punta de la península de Baja California.

Lavín *et al.*, (2013) reportan la existencia de un flujo estacional de verano que avanza hacia el norte siguiendo la costa de Sinaloa en el lado oriental del GC. Mediante simulaciones numéricas describen la interacción de este flujo con las irregularidades topográficas de cabos como Topolobampo y Lobos, y con la salida del Río San Lorenzo. En estos sitios se pueden generar remolinos por el mecanismo de inestabilidad baroclínica.

Bray *et al.*, (1988) reportan la existencia de un flujo baroclínico en verano, hacia fuera del golfo, siguiendo la plataforma continental de Baja California. Estos autores indican también que el transporte superficial tiene sentido opuesto al del viento. El flujo hacia fuera del golfo es en forma de un chorro angosto, con un centro de alta velocidad de unos 30 km de ancho y más de 1000 m de profundidad. Su máxima velocidad se encuentra en la superficie (0.55 m/s) y va disminuyendo en profundidad.

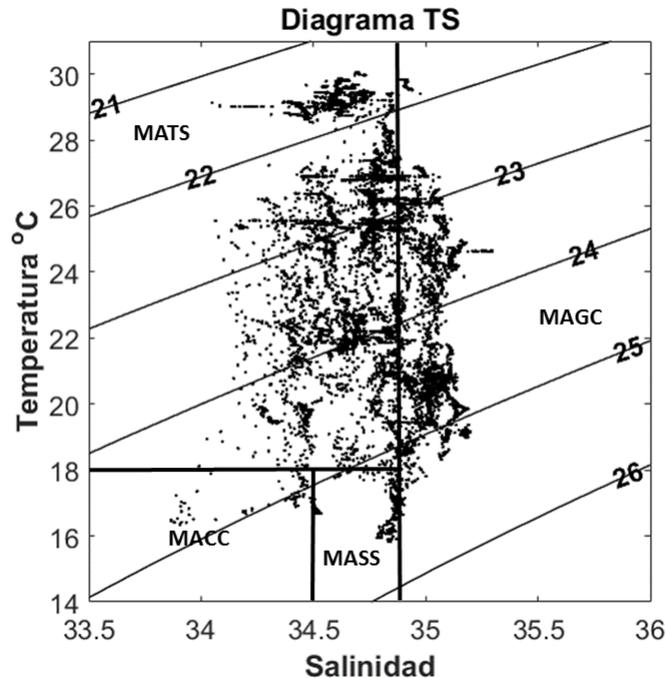
Además de remolinos, la región de la entrada contiene filamentos de diversos orígenes. Un filamento de surgencias se identifica como una estructura angosta que nace cerca de la costa y que se extiende mar adentro perpendicular a ésta, presentando temperaturas más frías que su entorno. Cerca del PNCP hemos observado la generación de un filamento costero que exporta propiedades bio-ópticas y, presumiblemente, nutrientes y larvas desde la costa hacia mar abierto. Los filamentos de surgencia se orientan en dirección perpendicular al viento. Grob *et al.*, (2003) reportan un tiempo de respuesta al forzamiento del viento entre 18 a 48 horas en la ubicación comprendida entre los 35.5°–37.5° S de latitud, y con una persistencia en el tiempo desde los 2 a los 30 días. La forma más sencilla para identificar estas estructuras es mediante imágenes de satélite de la temperatura superficial del mar (TSM), y también en las imágenes de concentración de clorofila (de aquí en adelante las llamaremos imágenes de color del mar), ya que son procesos que ocurren en el océano superior. Los filamentos son sensibles a los patrones de viento. En primavera pueden ser formados en las etapas de aceleración de los eventos de surgencia donde se concentran altas temperaturas (Marín *et al.*, 2003). También se ha observado que durante el invierno son producto de la variabilidad y anomalías en las descargas de los ríos y subsidencia de aguas oceánicas en costas chilenas (Grob *et al.*, 2003).

Barton y Relvas (2002) reportan la formación de filamentos que no están asociados directamente a la surgencia. Estos interactúan con una corriente de chorro que dobla en Cabo San Vicente en el extremo suroeste de la Península Ibérica. Los filamentos se forman a partir de la advección de agua de surgencia y se separan de la costa en cabos o puntas de la península.

Los vientos en la entrada al GC presentan variabilidad estacional de carácter monzónico. Durante el invierno fluyen desde el noroeste y cambian su dirección en verano fluyendo desde el suroeste (Douglas *et al.*, 1993). Esta variabilidad se le ha atribuido a la presencia de cadenas de montañas en ambas costas (Pares-Sierra *et al.*, 2003) y al contraste térmico océano-continente (Turrent y Cavazos, 2009 y Torres-Alavez *et al.*, 2014).

Durante el periodo de marzo a diciembre de 2013 se realizó un estudio sobre la hidrografía de la zona comprendida entre el pueblo de La Rivera hasta el PNCP perteneciente al proyecto ciudadano del Monitoreo de la Calidad del Agua de La Ribera y Parque Nacional de Cabo Pulmo, en colaboración con el grupo de Oceanografía Tropical del CICESE, Unidad La Paz. En este estudio se llevaron a cabo análisis sobre la calidad del agua, además del monitoreo de diferentes variables oceanográficas como la temperatura y

salinidad del agua en toda el área. Al realizar los diagramas T-S (Fig. 3) las masas de agua presentes en la zona costera coinciden con las descritas por Castro *et al.*, en 2006 para mar abierto lo que indica que la zona costera está influenciada en gran parte por la actividad de la boca del golfo.



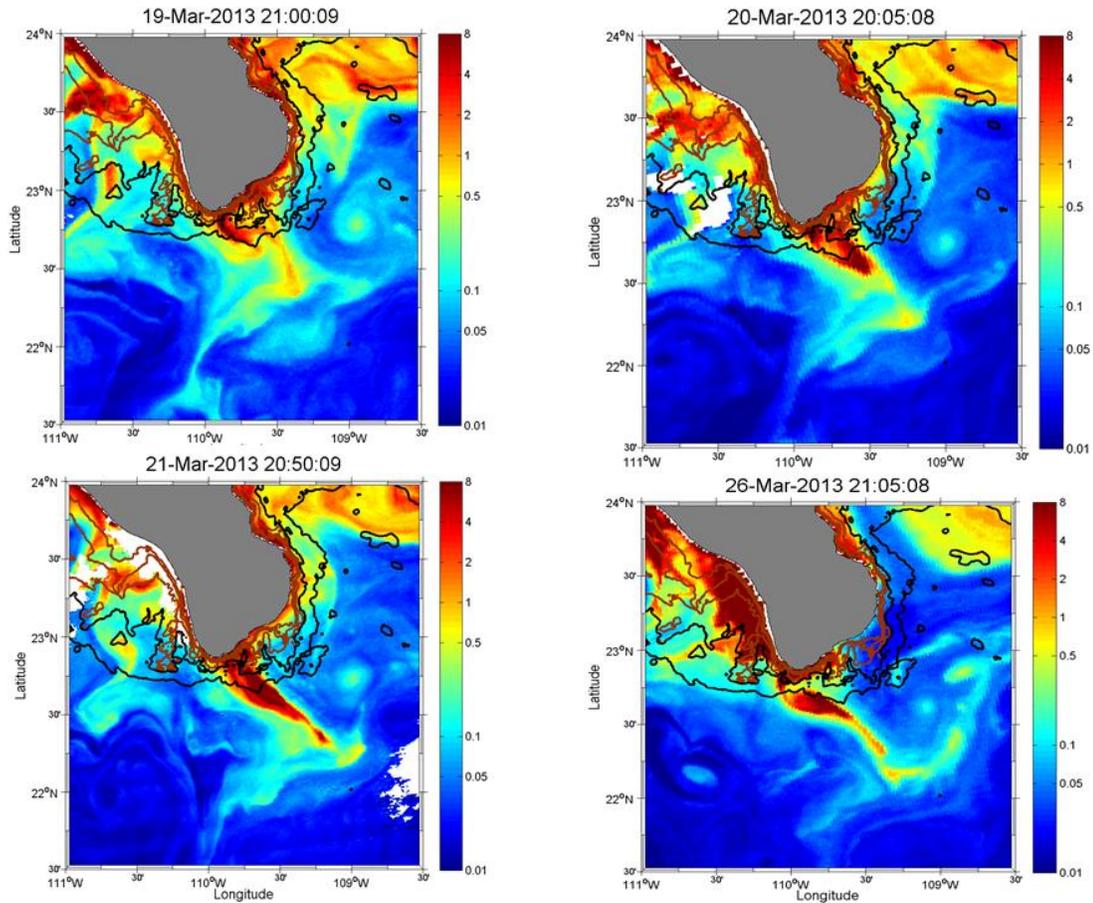
**Figura 3.** Masas de agua de la zona obtenidas del proyecto ciudadano de Monitoreo de la Calidad del agua de La Ribera y PNCP. (MACC, Masa de Agua de la Corriente de California; MASS, Masa de Agua Subtropical Subsuperficial; MAGC, Masa de Agua del Golfo de California y MATS, Masa de Agua Tropical Superficial).

### 1.3 Justificación

Debido a la falta de estudios de la zona costera en esta área, y vista la influencia que tiene la actividad de mesoescala de la entrada del GC a ésta zona, en este trabajo se pretende entender la generación de filamentos costeros en la punta de la península de Baja California (ver figura 4) y su interacción con los chorros costeros con la mesoescala de la entrada al GC. Además, describir los cambios en la variación estacional de la zona observados a partir de la hidrografía.

Desde el invierno del año 2013 la entrada del GC presenta una anomalía en cuanto a la temperatura superficial del mar, el cual sucedió simultáneamente con un evento de calentamiento en el Pacífico Noroccidental (Whitney F.A., 2015), además, de la presencia de anomalías negativas del viento en las costas oeste de la península de Baja California (Robinson C.J., 2016). Todo esto, contribuyo a la motivación

para este trabajo. Se quiere entender la influencia de estas anomalías en la circulación costera y en la actividad de mesoescala de la entrada del GC.



**Figura 4.** Instantáneas de imágenes de color ( $\text{mg}/\text{m}^3$ ) correspondientes a cuatro días del mes de marzo de 2013, obtenidas del satélite MODIS.

## 1.4 Objetivos

### 1.4.1 Hipótesis

La interacción entre los remolinos del Golfo de California y la circulación costera (correspondiente a la plataforma continental) generan corrientes de chorro y filamentos en la plataforma continental.

Para este trabajo, se define la plataforma continental hasta la isóbata de los 1000 metros de profundidad, ya que nos encontramos en una zona con un talud continental pequeño.

### **1.4.2 Objetivo general**

Entender la interacción de la circulación costera y las estructuras de mesoescala en la entrada al GC, así como describir aspectos de su variabilidad interanual con relación a las anomalías ocurridas en la temperatura superficial del mar durante el invierno de 2013 – 2014 y el evento climático del año 2015, “El Niño”.

### **1.4.3 Objetivos particulares**

Se llevará a cabo el estudio de diferentes fenómenos que interactúan entre sí para modular la circulación costera en el sur de la Península:

1. Para conocer las corrientes *in situ* costeras en la zona del PNCP, se analiza la información de aproximadamente cuatro años de dos perfiladores acústicos anclados en la zona.
2. Para el estudio de la mesoescala y la variabilidad se analizan datos de diversos sensores remotos de la TSM, clorofilas y anomalías del nivel del mar de altimetría costera.
3. Con el análisis de los campos de viento superficial por medio del re-análisis del Centro Europeo de Pronóstico de Rango Medio (ECMWF, por sus siglas en inglés) se pretende conocer la dirección y vientos predominantes en la zona durante los casos de los eventos de estudio.

## Capítulo 2. Datos y métodos

### 2.1 Corrientes observadas del perfilador acústico ADCP (Acoustic Doppler Current Profiler)

El perfilador acústico ADCP (por sus siglas en inglés Acoustic Doppler Current Profiler) funcionan en base a la transmisión de pulsaciones de sonido (mejor conocidos en la literatura referente a estos instrumentos como *pings*) de una frecuencia sonora constante producidas por los transductores del instrumento. Dichos *pings* viajan a través del agua y, al chocar con partículas suspendidas, plancton, etcétera, que se mueven en promedio a la misma velocidad y dirección que la corriente en la columna de agua, son reflejados en todas direcciones. Parte de ese sonido reflejado llega nuevamente a los transductores del instrumento, como un eco. La profundidad (distancia) de la medición se obtiene a partir del tiempo de regreso de estos ecos, mientras que la dirección se difiere de la diferencia de frecuencia en el sonido (producida por el efecto Doppler) de estos ecos en comparación con los *pings* emitidos originalmente.

Durante casi tres años se han mantenido en funcionamiento dos perfiladores acústicos anclados en el Parque Nacional Cabo Pulmo. En nuestro caso se realizaron mediciones con un intervalo de tiempo de diez minutos y celdas de un metro de profundidad. Los instrumentos utilizados fueron un ADCP Nortek, modelo Aquadopp, y un Sontek. A continuación, se presenta una tabla con la posición del anclaje, profundidad y periodo de los dos instrumentos que se mantuvieron en el parque.

**Tabla 2.** Posiciones y periodos de los dos perfiladores acústicos instalados en el PNCP.

Instrumento	Latitud	Longitud	Prof. (m)	Referencia	Periodo
<b>ADP NORTEK Aquadopp</b>	23°24.501'N	109°25.005'O	15	Frente a la playa Arbolitos	Agosto 2013 – noviembre 2015
<b>ADP Sontek</b>	23°24.501'N	109°25.005'O	15	Frente a la playa Arbolitos	Abril 2016 – mayo 2016

En el procesamiento para estos datos se utilizó la paquetería de *U\_Tide* del software MATLAB, la cual realiza un análisis armónico y reconstruye las series temporales utilizando las componentes obtenidas del análisis (Codiga, 2011). Para estandarizar las mediciones se realizó una interpolación en la columna de agua a cada metro, y así quedarnos con 11 profundidades comprendidas entre los 3 a 13 metros. Con el

fin de evitar ruido en las mediciones cercanas a la superficie debido al efecto del oleaje, se eligió una profundidad de *blanqueo*, la cual también se tiene en cuenta para las profundidades cercanas al fondo.

## 2.2 Hidrografía

Durante el monitoreo del PNCP y el pueblo de La Ribera se realizaron muestreos cada dos semanas midiendo de siete a diez estaciones a lo largo de la costa (Fig. 1). Este trabajo se realizó en colaboración con la organización Asociación de Amigos por la Conservación de Cabo Pulmo, AC. En cada estación se realizaron lances de CTD (Conductivity Temperature and Depth, por sus siglas en inglés) usando un equipo modelo CastAway (YSI,) con los que se obtuvieron la temperatura y la salinidad práctica a partir de la conductividad. Para esta última se utilizó la ecuación de estado del agua de mar TEOS-10. A continuación, se construyeron secciones verticales de temperatura y salinidad para los cinco y diez metros de profundidad, utilizando la técnica de interpolación objetiva (McIntosh, 1990) y así construir gráficas de contornos a dichas profundidades. En nuestro caso nos quedamos solo con la profundidad de los 5 metros. Para conocer el efecto de las corrientes sobre las condiciones oceanográficas locales se procesaron los datos del perfilador acústico Nortek (modelo Aquadopp), que se instaló en el PNCP desde el mes de agosto de 2013 hasta noviembre de 2015 (ver Tabla 2). El equipo se instaló a una profundidad de aproximadamente 14 metros, y a una milla de distancia de la costa sur del parque. Obtenemos la corriente residual eliminando la marea mediante un análisis armónico (Pawlowics *et al.*, 2002).

## 2.3 Sensores remotos: temperatura superficial del mar

Los datos de Temperatura Superficial del Mar (TSM) se obtuvieron del proyecto *Group for High Resolution Sea Surface Temperature* (GHRSSST, por sus siglas en inglés), de la NASA con una resolución espacial de un kilómetro y temporal de un día, los cuales se pueden descargar de la página web <http://podaac.jpl.nasa.gov/GHRSSST/>. Este producto proviene de la combinación de datos de nivel 2 obtenidos por distintos radiómetros, a los cuales les realizan una interpolación óptima (Chin *et al.*, 2010) de forma que los datos finales son de alta resolución tanto espacial como temporal y no contienen cobertura nubosa ([https://podaac.jpl.nasa.gov/Multi-scale\\_Ultra-high\\_Resolution\\_MUR-SST](https://podaac.jpl.nasa.gov/Multi-scale_Ultra-high_Resolution_MUR-SST)).

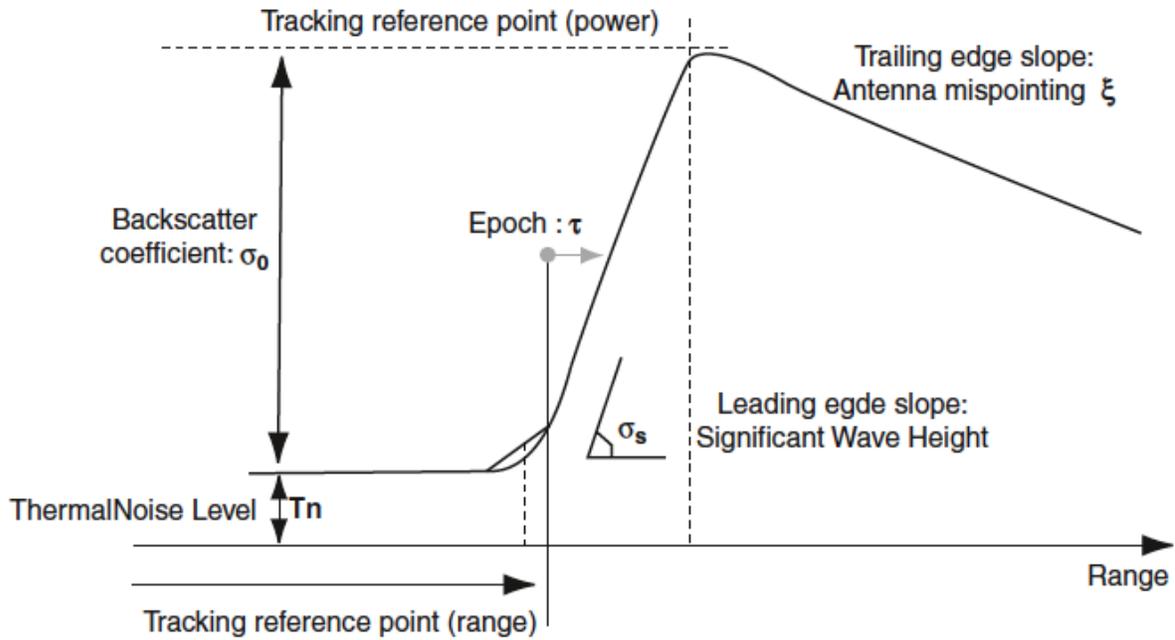
## 2.4 Sensores remotos: altimetría costera

Los altímetros miden la distancia relativa entre su antena y la superficie del nivel del mar a lo largo del transecto del satélite. Esto permite establecer y calcular medidas de la superficie topográfica del mar, de

la altura significativa de las olas y de la velocidad del viento en superficie ([https://www.eumetsat.int/jason\\_es/navmenu.php.htm](https://www.eumetsat.int/jason_es/navmenu.php.htm)). Las diferentes misiones han mejorado sustancialmente la precisión de la medida, por ejemplo, TOPEX/Poseidon (desde 1992 hasta enero de 2006) tenía una resolución de muestreo de medidas del mar de menos de 5 cm, Jason-1 lanzado en 2001 obtenía mediciones de menos de 4.2 cm, y Jason-2 lanzado en junio de 2008 presenta mediciones de casi 3.4 cm.

Los datos de altimetría cerca de la costa presentan errores debido a la interferencia de la tierra con el retorno de la señal de radar y se requieren correcciones distintas para esta zona (Vignudelli *et al.*, 2011). Debido a la gran importancia de estas mediciones costeras, se han puesto en marcha varias iniciativas y estudios para mejorar la calidad de los datos altimétricos costeros, un ejemplo de ello es el proyecto COASTALT (<http://www.coastalt.eu/>) el cual tiene como objetivo el uso operacional de la altimetría costera, de forma que se mejore la disponibilidad y calidad de los datos en las regiones costeras de algunos mares europeos. Dentro de este proyecto se generó el re-procesamiento llamado ALES (Adaptive Leading-Edge Subwaveform, ALES, por sus siglas en inglés. Cipollini *et al.*, 2014), del cual se puede obtener más información en la página web <http://www.storm-surge.info/coastal-altimetry>.

Para este trabajo se utilizaron los datos obtenidos del satélite Jason-2 (del Centro Nacional de Estudios Espaciales: NASA). Estos datos se utilizan para la obtención de las anomalías del nivel del mar tanto en la zona costera como en mar abierto, de forma que se pueda realizar una estimación de las corrientes superficiales geostróficas de la zona. Jason-2 fue lanzado en 2008, continuando con la misma órbita que Jason-1, y periodo de repetición de su transecto terrestre cada diez días. Este paquete de datos cuenta con el re-procesamiento costero ALES (Passaro *et al.*, 2014) que consta con una frecuencia de 20 Hz y resolución espacial de 350 metros entre cada pulso de haz del satélite. En altimetría, el océano presenta una respuesta típica a la señal del radar en la forma espectral de una onda conocida como *onda de Brown* u *onda de océano abierto* (Brown G.S., 1977). En la figura 5 se presenta la forma de esta onda. Esta aumenta pronunciadamente (borde delantero o inicial) hasta llegar a un valor máximo donde empieza a descender suavemente (borde de salida o final). Este último borde corresponde a la respuesta del pulso del satélite al chocar con tierra.



**Figura 5.** Representación teórica de la *Onda de Brown* y sus correspondientes parámetros. Tomado del libro *Altimetría Costera* de Vignudelli *et al.*, 2011.

El re-procesamiento ALES adopta este tipo de ondas que describe la potencia de retorno promedio de la superficie (llamada comúnmente forma de onda) descrita en la siguiente ecuación (1).

$$V_m(t) = a_\xi P_u \frac{[1 + \text{erf}(u)]}{2} \exp(-v) + T_n \quad (1)$$

Donde:

$$a_\xi = \exp\left(\frac{-4 \text{sen}^2 \xi}{\gamma}\right) \quad \gamma = \text{sen}^2(\theta_0) \frac{1}{2 \ln(2)}$$

$$\text{erf}(x) = 2 \frac{1}{\sqrt{\pi}} \int_0^x e^{-t^2} dt \quad u = \frac{t - \tau - c\xi\sigma_c^2}{\sqrt{2}\sigma_c}$$

$$V = c_\xi \left(t - \tau - \frac{1}{2} c\xi\sigma_c^2\right) \quad c_\xi = b_\xi a$$

$$b_\xi = \cos(2\xi) - \frac{\text{sen}^2(2\xi)}{\gamma} \quad a = \frac{4c}{\gamma h \left(1 + \frac{h}{R_c}\right)}$$

$$\sigma_c^2 = \sigma_p^2 + \sigma_s^2 \quad \sigma_c = \frac{ASO}{2c}$$

$c$  = velocidad de la luz.

$h$  = altitud del satélite.

$R_c$  = radio de la Tierra.

$\xi$  = ángulo off-nadir en el punto ciego del satélite.

$\theta_0$  = ancho del haz de la antena.

$\tau$  = momento con respecto al punto de referencia en el transecto del satélite.

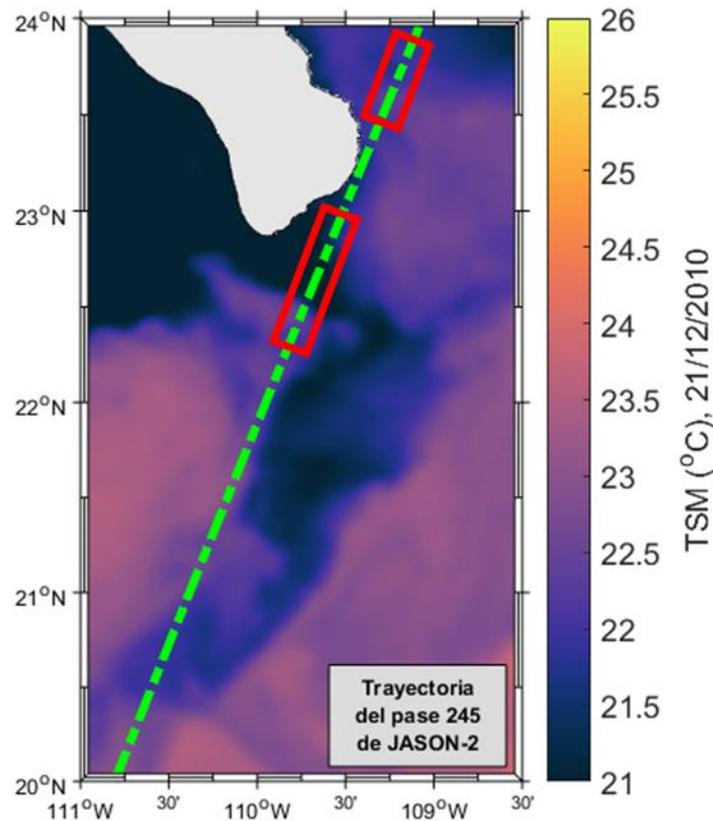
$\sigma_c$  = tiempo de aumento del borde inicial (dependiendo en términos de  $\sigma_t$  y ligado a la Altura Significante de la Ola, ASO y al ancho del radar en el punto de respuesta  $u_p$ ).

$\sigma_p$  = respuesta del radar en el punto p.

$P_u$  = amplitud de la señal.

$T_n$  = nivel del ruido termal.

La parte de la ecuación  $\left(\frac{1+\text{erf}(u)}{2}\right)$  describe la potencia creciente en el borde inicial de la onda y la disminución paulatina siguiente, al multiplicarlo por una exponencial negativa, modela la reducción de la onda en el borde final. La amplitud de la señal es atenuado por el término  $\alpha_\xi$  que depende de la falta de información  $\xi$ . Este re-procesamiento consiste en seleccionar parte de cada eco devuelto por modelos con una forma espectral clásica de *Onda de Brown* descrita por la ec. 1, mediante una estimación de mínimos cuadrados. De esta forma se evitan los ecos que corresponden a ruido aleatorio o ruido blanco a lo largo del transecto del satélite, de esta forma se pueden recuperar más formas de onda costeras que el procesamiento estándar, hasta 2 a 3 kilómetros cerca de la costa en los ejemplos realizados para mares europeos (Passaro *et al.*, 2014). Para mantener la exactitud del procesamiento estándar tanto en el mar abierto como en la costa, se adapta el ancho de la ventana según la altura significativa de las olas.



**Figura 6.** Trayectoria del transecto del satélite, número 245, de JASON-2 utilizado para este trabajo. La zona marcada en color rojo corresponde a la parte tratada con el procesamiento ALES.

## 2.5 Imágenes de color del mar: clorofila

Para la obtención de las imágenes de color, se utilizó un nuevo producto de una resolución espacial de 4 km y temporal de un día, provenientes del programa COPERNICUS (Marine Environment Monitoring Service, <http://marine.copernicus.eu/>) de la Agencia Espacial Europea. Al igual que los datos de TSM, en este producto se utiliza una combinación de datos de diferentes sensores remotos, datos *in situ* de boyas oceanográficas, estaciones meteorológicas y redes de monitoreo de calidad del aire, para mejorar su calidad y eliminar las nubes. Para el caso del océano Atlántico sí se cuentan con datos de 1 km de resolución espacial. Todos estos datos están disponibles en la página web del proyecto.

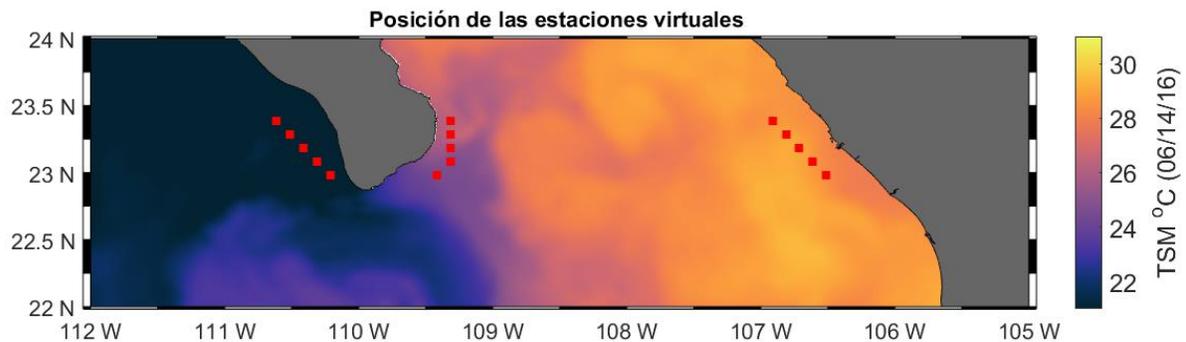
## 2.6 Re-análisis de viento superficial

Para conocer el campo de vientos de la zona se utilizó un modelo del Centro Europeo de Pronóstico Meteorológico de Rango Medio, ECMWF por sus siglas en inglés, el cual se basa en mediciones de satélites y otros modelos para obtener una mejor resolución. En nuestro caso, se utilizó el ERA-Interim. Un re-

análisis atmosférico global desde 1979, continuamente actualizado en tiempo real que consta de una resolución espacial de aproximadamente 80 km y temporal de un día (Deep *et al.*, 2011). La base de datos solicitada para este trabajo corresponde al periodo de enero a diciembre de 2010 y de enero de 2013 a agosto de 2016, con cuatro datos por día. El propósito de esto es estudiar los eventos encontrados en 2010 y 2013, y los cambios en la variabilidad ocurridos desde el último año hasta la actualidad. Estos datos son de libre acceso y se pueden descargar de la página web <http://www.ecmwf.int/>.

## 2.7. Procesamiento de la temperatura superficial del mar

Para el cálculo de las imágenes y series de tiempo de la TSM, como ya se mencionó anteriormente, se utilizó la base de datos de GHRSSST que consta de poco más de 13 años de datos, desde enero de 2003 hasta marzo de 2016. Estas imágenes de TSM se utilizan para identificar y describir el desarrollo de los filamentos fríos, en conjunto con las imágenes de color. También se usan para obtener promedios mensuales de la variable, para los años de 2013 hasta 2016. Se obtuvieron series de 13 años de datos donde se sacaron anomalías y varianzas para tres zonas de estudio (zona de surgencia del Pacífico, zona del PNCP y zona de surgencia del Golfo de California). Cada zona consta de cinco puntos o estaciones virtuales elegidas por nosotros, estas se pueden identificar en la figura 7. Las series temporales diarias de temperatura en las estaciones virtuales seleccionadas de la figura 7 son filtradas utilizando un filtro paso-bajo de 31 puntos (un mes) para eliminar la variabilidad mensual. Posteriormente, se obtuvieron las anomalías de la temperatura eliminando la media temporal.



**Figura 7.** Posiciones de las estaciones virtuales en las zonas costeras.

El cálculo de la varianza se realizó de la siguiente forma; para los mapas en dos dimensiones, se obtiene la varianza temporal para toda el área de estudio, es decir, un valor para cada pixel por cada 30 días. Para las series de las cinco estaciones virtuales, se tomó la varianza temporal de cada estación virtual, y finalmente se obtuvo el promedio entre las estaciones vecinas para obtener un solo valor por zona.

## 2.8 Procesamiento de las imágenes de concentración de clorofila o color

La base de datos de concentración de clorofila consta de poco más de 13 años de datos (desde enero de 2003 hasta marzo de 2016). Para el tratamiento de las imágenes de color, se siguió una metodología similar a las de TSM. Se obtuvieron imágenes diarias de las concentraciones de clorofila, promedios mensuales de estas y además la varianza de forma mensual (con un  $dt = 30$  días) para cada pixel. Además de las series temporales para las tres zonas de estudio mencionadas en el apartado anterior (Fig. 7). Cada serie individual de datos diarios fue filtrada con un filtro paso-bajo de 31 puntos (un mes) para eliminar la variabilidad mensual. La varianza es obtenida entre los cinco puntos vecinos de los datos ya filtrados.

## 2.9 Estimación de las velocidades geostróficas a partir de altimetría

Las velocidades geostróficas de la zona se obtuvieron a partir de derivar las medidas de altimetría con las ecuaciones de balance geostrófico.

Partiendo de las ecuaciones de Navier-Stokes para cada componente (ecs. 2. a, 2. b y 2. c).

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} = -1 \frac{1 \partial P}{\rho \partial x} + 2\Omega v \operatorname{sen} \varphi + F_x \quad (2. a)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w \frac{\partial v}{\partial z} = -1 \frac{1 \partial P}{\rho \partial y} - 2\Omega u \operatorname{sen} \varphi + F_y \quad (2. b)$$

$$\frac{\partial w}{\partial t} + u \frac{\partial w}{\partial x} + v \frac{\partial w}{\partial y} + w \frac{\partial w}{\partial z} = -1 \frac{1 \partial P}{\rho \partial z} + 2\Omega u \operatorname{cos} \varphi - g + F_z \quad (2. c)$$

En las ecuaciones 2. a y 2. b se desprecia el término en  $w$  ya que la velocidad en vertical de las masas de fluido es muy pequeña con respecto a las componentes horizontales ( $u$  y  $v$ ). En la ecuación 2. c es posible ignorar el término de Coriolis porque es pequeño comparado con la gravedad. Para abreviar la notación se denominará parámetro de Coriolis  $f = 2\Omega \operatorname{sen} \varphi$ . Con esto tenemos tres ecuaciones para cuatro incógnitas, las componentes de la velocidad  $u$ ,  $v$  y  $w$  y la presión  $P$ . Es necesario una cuarta ecuación, que corresponde a la ecuación de continuidad.

Se aplica el principio de conservación de la masa para un fluido en rotación, y considerando un volumen delimitado y las tres dimensiones.

$$\text{Flujo de masa} = \left( \frac{\partial(\rho u)}{\partial x} + \frac{\partial(\rho v)}{\partial y} + \frac{\partial(\rho w)}{\partial z} \right) \delta x \delta y \delta z$$

El flujo de masa debe de compensar con la masa que hay en el volumen delimitado.

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} \delta x \delta y \delta z$$

Nos queda la conservación de la masa como:

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \frac{\partial(\rho u)}{\partial x} + \frac{\partial(\rho v)}{\partial y} + \frac{\partial(\rho w)}{\partial z} = 0 \quad \rightarrow \quad \frac{1}{\rho} \frac{D\rho}{Dt} + \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0$$

Considerando un fluido incompresible, es decir, cuya densidad es prácticamente constante, la ecuación anterior quedaría:

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (3)$$

A continuación, se realiza la aproximación geostrofica para simplificar las ecuaciones del movimiento y obtener soluciones razonables a la dinámica de las masas de agua que se encuentran lejos de la superficie y de la costa, de esta forma se pueden despreciar los términos de fricción. Iniciamos con el análisis de escala para cada uno de los términos de las ecuaciones ya vistas, tomando valores típicos para una corriente para la distancia  $L \sim 1000 \text{ km}$ , la velocidad horizontal  $U \sim 0.1 \text{ m/s}$ , la profundidad  $H$  ( $H_1 = 1 \text{ km}$   $H_2 = 1 \text{ m}$ ), el parámetro de Coriolis  $f \sim 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ , la gravedad  $g \sim 10 \text{ m/s}^2$  y la densidad  $\rho \sim 10^3 \text{ kg/m}^3$  a una latitud media de  $\varphi = 23^\circ \text{ N}$ .

A partir de la ecuación de continuidad (ec. 3) se puede estimar un valor para la velocidad vertical.

$$\frac{\partial w}{\partial z} = - \left( \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) \quad \rightarrow \quad \frac{W}{H_1} = \frac{U}{L} \quad \rightarrow \quad W = \frac{UH_1}{L} = \frac{10^{-1} 10^3 \text{ m}}{10^6} = 10^{-4} \text{ m/s}$$

La velocidad vertical es mucho menor a la velocidad horizontal ( $U \sim 0.1 \text{ m/s}$ ). Teniendo el tiempo típico para el valor de la velocidad horizontal.

$$U = \frac{L}{T} \quad \rightarrow \quad T = \frac{10^6}{10^{-1}} = 10^7 \text{ s}$$

Por lo que en la ecuación de la componente vertical  $z$  tendríamos:

$$\frac{W}{T} + U \frac{W}{L} + U \frac{W}{L} + \frac{W^2}{H_1} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial z} + fU - g$$

$$10^{-11} + 10^{-11} + 10^{-11} + 10^{-11} = 10 + 10^{-5} - 10$$

Se desprecian los términos más pequeños, por lo que la ecuación 2c se simplificaría a:

$$\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial z} = -g$$

Esto nos indica que en la vertical el sistema se encuentra en balance hidrostático. La velocidad no tiene componente vertical, por lo que no se produce movimiento de masa en esta dirección.

Para el caso de la componente  $x$ :

$$\frac{U}{T} + \frac{U^2}{L} + \frac{U^2}{L} + W \frac{U}{H_1} = -\frac{gH_1}{L} + fU$$

$$10^{-8} + 10^{-8} + 10^{-8} + 10^{-8} = 10^{-5} + 10^{-5}$$

Se desprecian los términos de orden  $10^{-8}$ , y la ecuación de movimiento para esta componente quedaría:

$$\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial x} = fv$$

Repetiendo el mismo procedimiento para la componente horizontal  $y$ , las ecuaciones geostróficas quedarían:

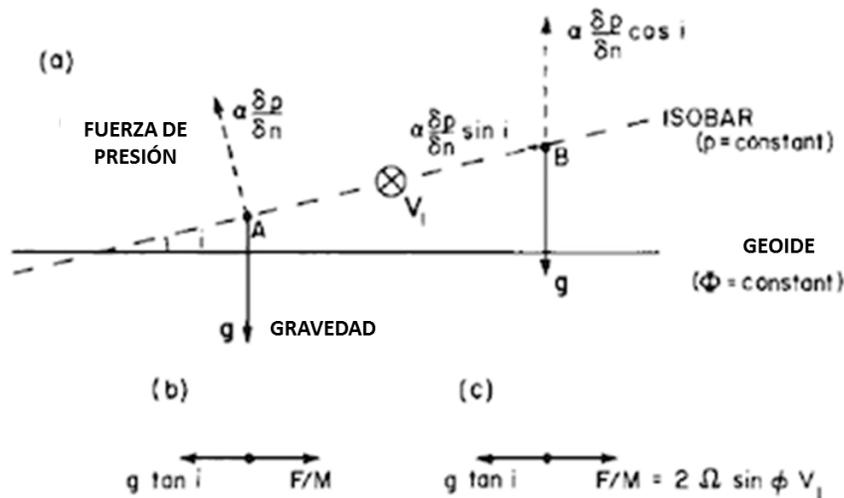
$$\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial x} = fv; \quad \frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial y} = -fu; \quad \frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial z} = -g \quad (4)$$

Para obtener una expresión que permita un cálculo práctico de la velocidad geostrófica a partir de altimetría, se utiliza el ejemplo considerado por Pond y Pickard en 1983, donde se consideran dos puntos A y B situados sobre la misma superficie isobárica (superficie cuyos puntos se encuentran a igual presión). La topografía de la superficie del mar es la altura de la superficie del mar con respecto al geoide, donde el

geoide se define como la superficie de nivel para un océano en reposo. En la figura se presenta este geoide con un geopotencial constante. Esta diferencia de altura (nivel del mar) forma un ángulo  $i$  con la superficie isobárica, como se indica en la figura 8. La fuerza de la gravedad es perpendicular a cualquier punto de la superficie geopotencial.

La fuerza por unidad de masa debida a los gradientes de presión (fuerza de presión en la figura 8) que actúa sobre una partícula de agua que se encuentra en el punto A es normal a la superficie isobárica (dirección  $n$ ) y viene dada por la expresión  $\alpha(\partial P/\partial n)$ . En el punto B esta fuerza se ha representado en función de sus componentes normal y tangencial a la superficie geopotencial (Fig. 8). La componente normal se compensa con la fuerza de la gravedad.

Como se ha deducido anteriormente, en la aproximación geostrofica las fuerzas de presión horizontales son compensadas por la fuerza de Coriolis y son las únicas fuerzas que componen el sistema dinámico. Por lo tanto, la resultante en la dirección tangencial de las fuerzas de presión debe ser compensada por la fuerza de Coriolis cuya expresión ya conocemos (ecuaciones 4).



**Figura 8.** Esquema del balance de fuerzas en término de presión en relación con las superficies isobáricas y geopotenciales para el hemisferio norte (Modificada de Pond y Pickard, 1983).

Por lo tanto, las ecuaciones 4 nos quedaría de la siguiente forma:

$$\frac{1}{\rho} \frac{\partial \eta}{\partial x} = fv; \quad \frac{1}{\rho} \frac{\partial \eta}{\partial y} = -fu; \quad (5)$$

$$-g \frac{1}{\rho} \frac{\partial \eta}{\partial n} = fv_n \quad (6)$$

Donde  $\eta$  corresponde al nivel del mar. En nuestro caso, se tomó la ecuación 6 que corresponde a la velocidad normal al pase del satélite. Las velocidades positivas corresponden a velocidades que se dirigen a la derecha del pase del satélite y las negativas a la izquierda de este.

Para el procesamiento de las anomalías del nivel del mar obtenidas a partir de altimetría se requiere filtrar fenómenos con longitudes de ondas menores e iguales a 20 segundos que corresponden longitud media de las ondas que llegan a las costas de la península de BCS (obtenido de la red mareográfica del CICESE, <http://redmar.cicese.mx/>), por esto se realizaron dos tipos de filtros en el espacio.

El primero de ellos consistió en un filtro paso-bajo para eliminar estas ondas gravitacionales largas (de 12 segundos o más) que aparecen en las mediciones de 20Hz de altimetría. Para obtener un buen muestreo de estas se requiere de mediciones del nivel del mar del orden de 10 metros entre cada medición del satélite a lo largo del transecto. Al determinar el tamaño de la ventana a utilizar en este filtro, nos dimos cuenta del efecto de las ondas gravitacionales que introducen un ruido aleatorio (ruido blanco) en las mediciones debido al efecto de alisado (Garmendia J.A., 1994), es decir de pasar de una señal de alta frecuencia a una de baja. Utilizado la relación de dispersión de aguas profundas se obtuvo la longitud de onda para las olas que llegan a las costas de BCS con un periodo promedio de 20 segundos y a ésta se le realizó un experimento numérico que consistía en sub-muestrear dicha onda y así determinar el tamaño máximo de la ventana o puntos que se pueden tomar sin eliminar muchos datos y sin sufrir un efecto de alisado. Se obtuvo como resultado que el tamaño adecuado para este primer filtro es de 7 puntos (2555 metros).

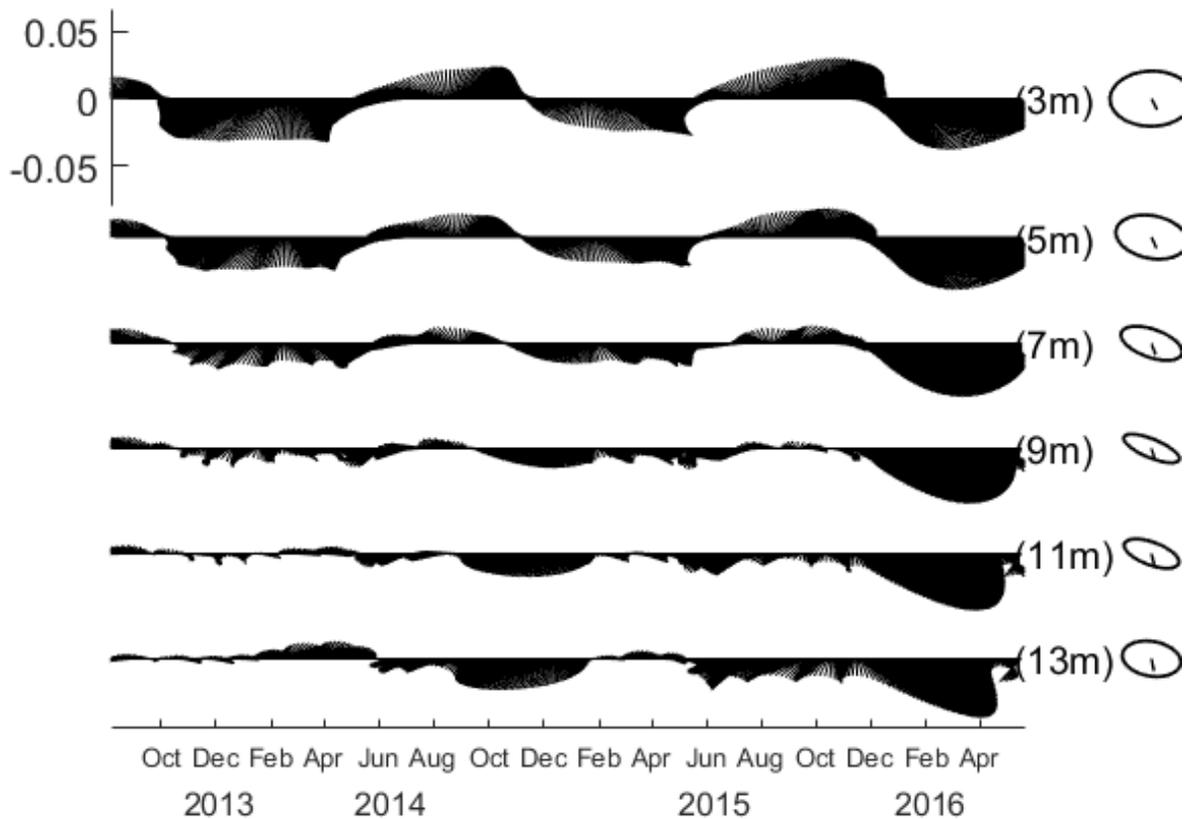
El siguiente filtro que se aplicó para la obtención de la velocidad normal al transecto del satélite es el de Powell y Leben (2014). Estos autores crearon un operador diferencial óptimo para minimizar el efecto del ruido blanco o aleatorio en el cálculo de las pendientes de las anomalías del nivel del mar. Este operador filtra las altas frecuencias restantes que introducen este tipo de ruido aleatorio, al filtrar la energía fuera de la longitud de onda que corresponde a la mesoescala de la zona o área de estudio. En su artículo proporcionan una tabla con el número de puntos o la ventana del filtro que se debe utilizar, dependiendo del radio de Deformación de Rossby para datos de satélite de 1 Hz. En nuestro caso, ya que se trata de datos costeros con el re-procesamiento ALES, la frecuencia corresponde a unos 20 Hz, por esto se tomó una ventana de 85 puntos para obtener un tamaño aproximado al radio de deformación de Rossby de la zona (30 km). Una vez filtrados los datos se utilizó la ecuación número 6 para el cálculo de las velocidades geostróficas, anteriormente desarrolladas.

## Capítulo 3. Resultados

---

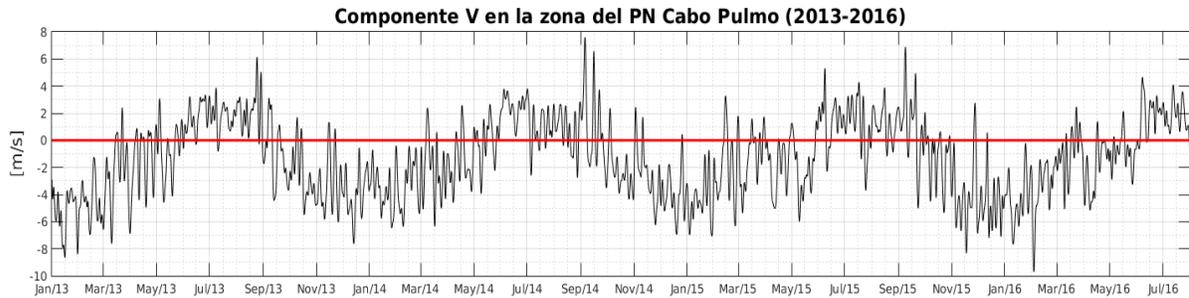
### 3.1 Observaciones de corrientes costeras *in situ* 2013-2016

La figura 9 presenta el comportamiento de los perfiles de velocidad en el PNCP entre agosto de 2013 y junio de 2016. En este caso representamos solo las profundidades de 3m, 5m, 7m, 9m, 11m y 13 m de profundidad. De forma general se puede observar una periodicidad en la dirección de las corrientes. Para la capa superficial (3m de profundidad), se tienen las corrientes más intensas y una variabilidad en dirección que corresponde a corrientes hacia el norte entre los meses de junio a diciembre (temporada de verano-otoño) y corrientes hacia el sur durante los meses de octubre a abril (temporada de invierno-primavera) lo que coincide con las observaciones de Castro *et al.*, 2012. Ellos reportan un flujo neto hacia el sur durante el invierno de 2010 en la zona del PNCP. Según aumentamos en profundidad, la intensidad de las corrientes va disminuyendo, y se observa un cambio en la dirección de estas en cuanto los periodos mencionados anteriormente. Esto último empieza a ocurrir a partir de los 9m. En el fondo, las corrientes toman una dirección norte durante los meses de febrero a junio y hacia el sur entre agosto y febrero. En este diagrama también se puede observar que a partir de diciembre de 2015 y de enero a junio de 2016 la dirección de las corrientes en toda la columna de agua es aproximadamente sur, y con las magnitudes más fuertes.



**Figura 9.** Diagrama de astillas de las velocidades obtenidas de los dos ADCP's anclados en el PNCP desde agosto de 2013 hasta mayo de 2016. A la derecha del diagrama se presenta la elipse de corriente correspondiente a cada profundidad.

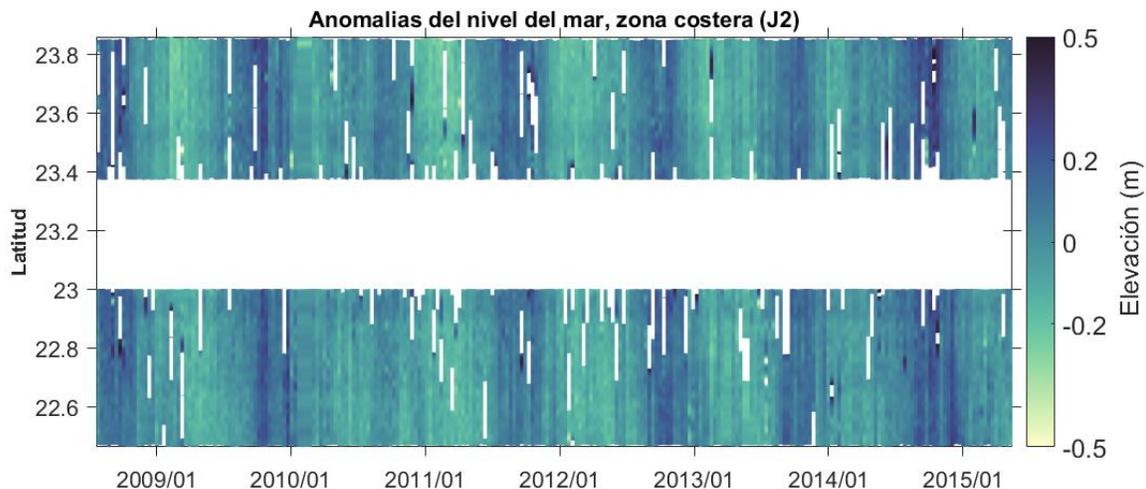
La serie de tiempo de la figura 10 contiene la componente norte-sur ( $v$ ) del viento a 10 m de altura, de enero de 2013 a agosto de 2016 y frente al PNCP. Estos vientos presentan variación estacional. En verano son débiles y se dirigen hacia el norte mientras que en el invierno se registran los vientos más intensos y se dirigen hacia el sur. Los vientos más fuertes del registro suceden en el invierno de 2016, cuando las corrientes de la figura 9 son barotrópicas, se dirigen hacia el sur y son las más intensas también. Podemos concluir que las corrientes residuales están fuertemente influenciadas por el viento y por su patrón estacionario.



**Figura 10.** Serie de la componente v de la velocidad del viento superficial desde el primero de enero de 2013 hasta el primero de agosto de 2016 para la zona del PNCP.

### 3.2 Corrientes geostróficas costeras de altimetría 2008-2016 (Jason-2).

Del análisis de la serie de datos del satélite Jason-2 se presentan a continuación las anomalías del nivel del mar desde el día 21 de julio de 2008 hasta el 15 de mayo de 2015 (Fig. 11) a lo largo de la trayectoria 245 del satélite (ver también figura 4). La zona al norte de  $23.4^{\circ}$  N corresponde al GC y de los  $23^{\circ}$  N hacia el sur es la zona del Pacífico en la entrada al golfo. En la imagen se observa una variabilidad estacional entre las elevaciones positivas y negativas, donde los valores negativos se presentan entre invierno-primavera y los valores positivos en verano-otoño aproximadamente, con un leve desfase entre la zona del golfo y del Pacífico. Hay que destacar que desde invierno 2010 hasta el 2011 en la zona del Pacífico la mayor parte de las anomalías son negativas, es decir, en promedio no superan los 0 m. A finales de 2014 e inicios de 2015 se observan los valores positivos más altos del período, aproximadamente 0.5 m, durante el evento de “El Niño” 2015.

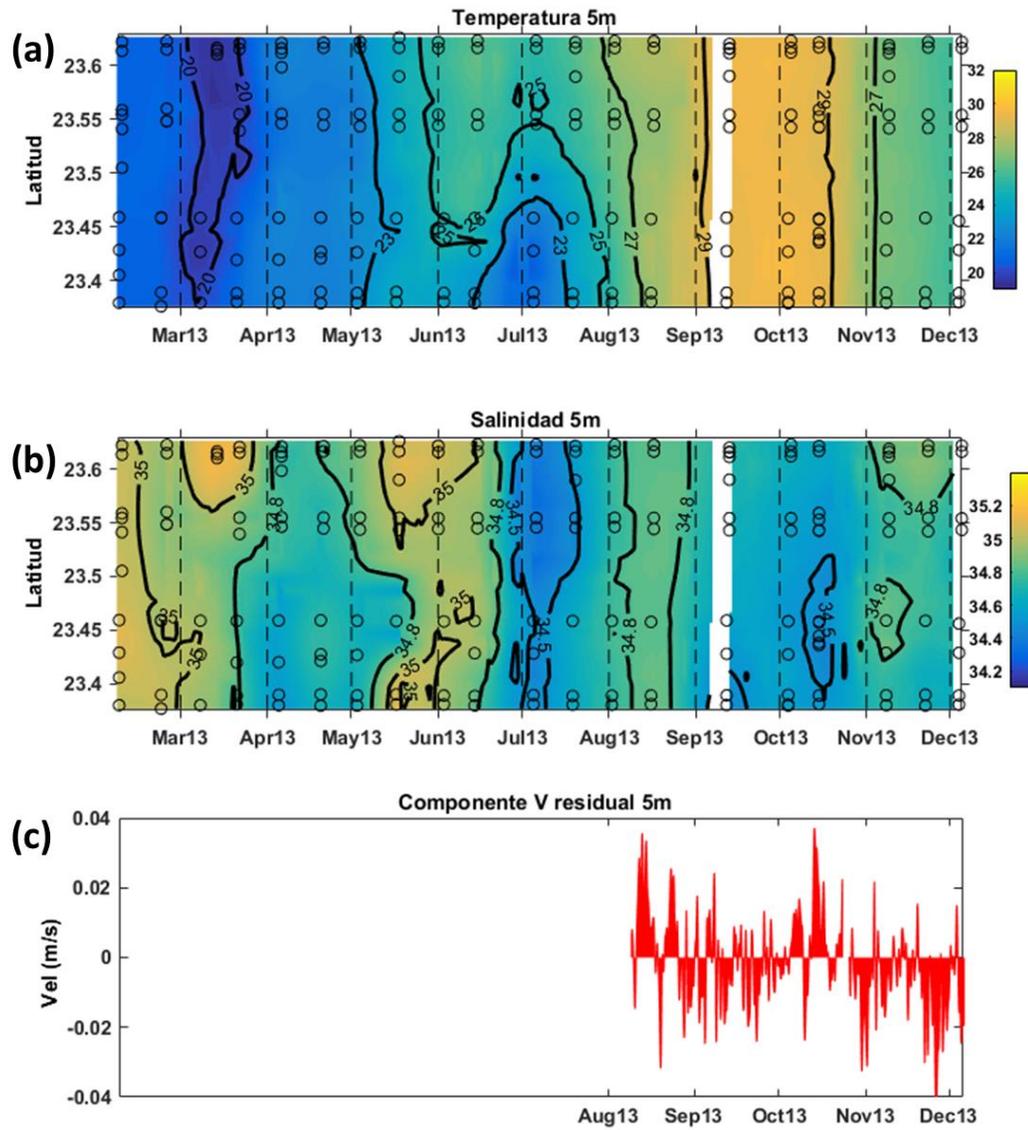


**Figura 11.** Anomalías del nivel del mar del pase 245 del satélite JASON-2 de la zona costera en la punta de la península de Baja California, con el re-procesado ALES (20 Hz). En el eje x, corresponde al tiempo, se muestra cada 01 de enero desde 2009 hasta 2015.

### 3.3 Hidrografía costera: variación estacional

Esta variabilidad estacional la describiremos con ayuda del proyecto ciudadano de Monitoreo de Calidad del Agua de La Ribera y PNCP. Este se llevó a cabo con apoyo del CICESE y de la comunidad de La Ribera y la asociación de Amigos para la Conservación de Cabo Pulmo (ACCP). Se realizó durante el periodo de marzo a diciembre de 2013.

La figura 12 presenta el diagrama de contornos (latitud vs. tiempo) de la temperatura y salinidad in situ. En los primeros meses, de febrero a abril se tienen aguas frías y salinas correspondientes a la influencia de las aguas del GC, y entre los meses de abril a mayo aguas de la CC que se identifican por baja salinidad y baja temperatura. Para el mes de julio de nuevo observamos influencia de la CC al aparecer una intrusión de agua fría (aproximadamente unos 20° C) en el sur de la zona y que corresponde a salinidades menores a 34.5. En el mes de octubre toda la zona presenta temperaturas altas y homogéneas, superiores a los 28° C, mientras que en el diagrama de salinidad presenta un mínimo en la zona sur. Al analizar las corrientes para este último período, se observa una fuerte componente del sur. Todo esto es consistente con la influencia de aguas tropicales, cálidas y de salinidad menor a 34.5.

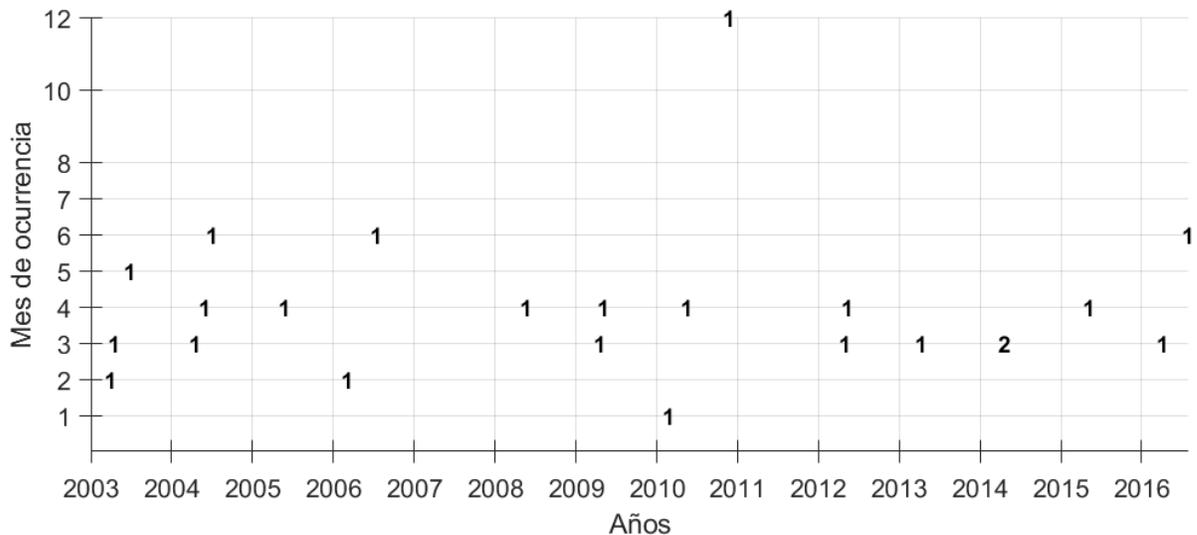


**Figura 12.** Diagrama de contornos de temperatura (a) y salinidad (b) a los cinco metros de profundidad, y las corrientes (c) del perfilador acústico ubicado en el PNCP a los 14 metros de profundidad correspondiente al proyecto ciudadano del Monitoreo de Calidad del Agua de La Ribera y PNCP.

### 3.4 Variación interanual a partir de imágenes de TSM y color del mar en la entrada del GC: la anomalía cálida de 2014 a 2016

A partir del análisis de los 13 años de imágenes de color del mar, se observó que los meses con mayor probabilidad de ocurrencia de los filamentos en la punta de B.C.S. son de marzo a mayo, es decir, entre invierno-primavera para la zona (ver figura 13). En nuestro caso, reportamos un filamento cuando cumple

con una concentración de clorofila de entre los 0.2 – 0.5 mg/m<sup>3</sup>, y además se extiende desde la punta de la península de BCS hacia mar abierto más de 100 km y no muestra rotación típica, debido al efecto de un remolino de la zona en un periodo de siete días. De estos filamentos, también se tuvieron en cuenta los casos en que, en las imágenes de TSM se observaban estructuras frías (<22° C), con características similares a las mencionadas anteriormente.

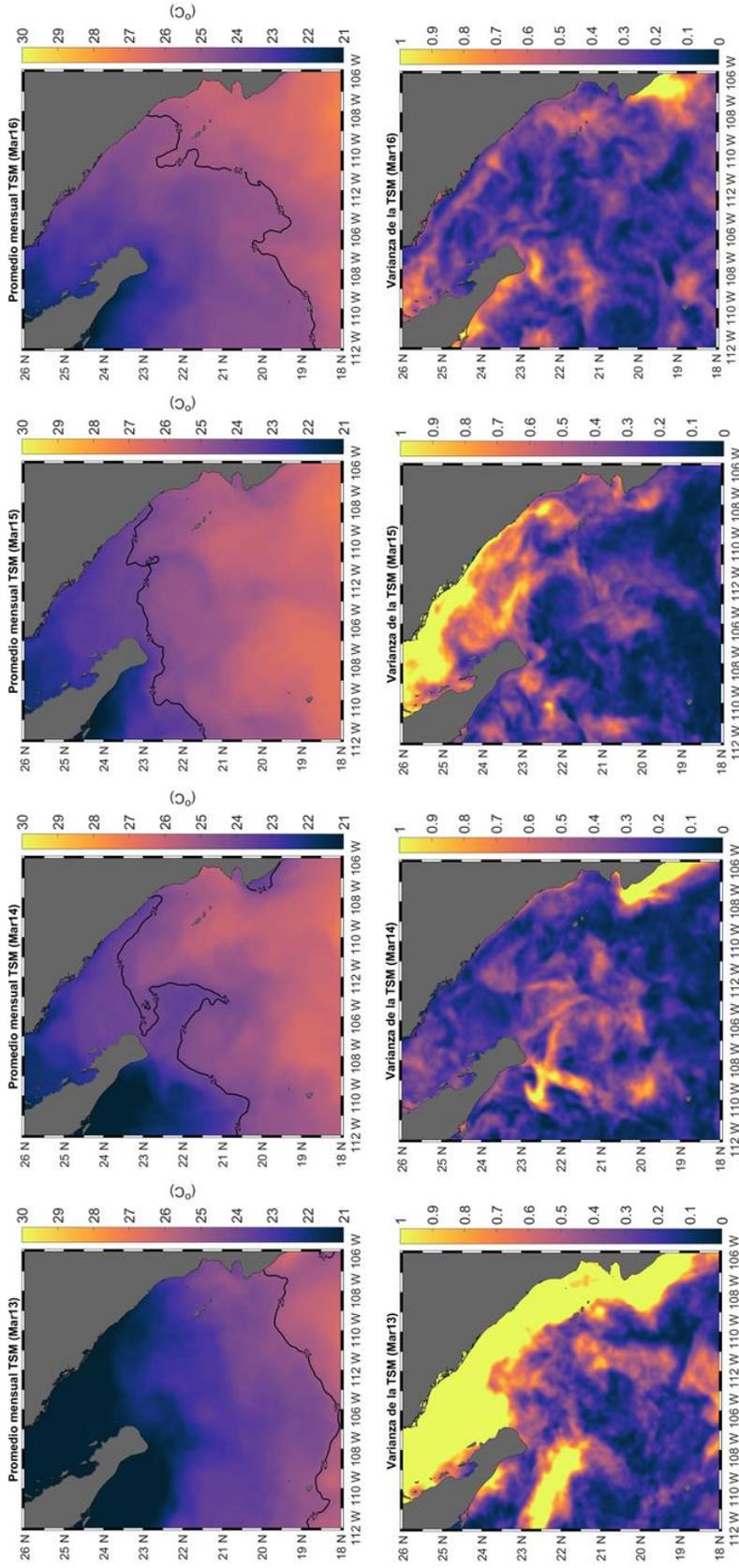


**Figura 13.** Gráfica de contaje de estructuras de filamentos durante el periodo de enero de 2003 hasta junio de 2016. Los números corresponden al número de estructuras observadas en el mes de ocurrencia.

A continuación, se presentan las comparaciones de los promedios mensuales de TSM (Fig. 14) y de imágenes de color del mar (Fig. 15). Escogimos el mes de marzo como representativo de la época de intensa actividad de filamentos de mesoescala ya que es el mes con mayor número de eventos registrados en nuestro periodo de estudio (Fig.13) y el año 2013 como representativo de un año promedio. En la figura 14 los promedios mensuales ocupan los paneles superiores y en los inferiores la variabilidad de la temperatura superficial representada mediante la varianza. En el promedio de marzo de 2013 se observa que la mitad superior de la figura presenta temperaturas superficiales inferiores a los 22° C, desplazando la isoterma de los 25° C a la zona más sureña (al sur de 20° N). Esta isoterma nos ayuda a identificar las aguas tropicales. Para el 2014 los promedios de las temperaturas aumentan casi 3° C produciendo que la isoterma de 25° C se encuentre al norte de la posición observada en 2013. En el mes de marzo de 2015 persisten las temperaturas cálidas superficiales y la isoterma de 25° C se mantiene al norte de su posición del 2013. En 2016 hay una ligera disminución de las temperaturas y esto se refleja en el desplazamiento

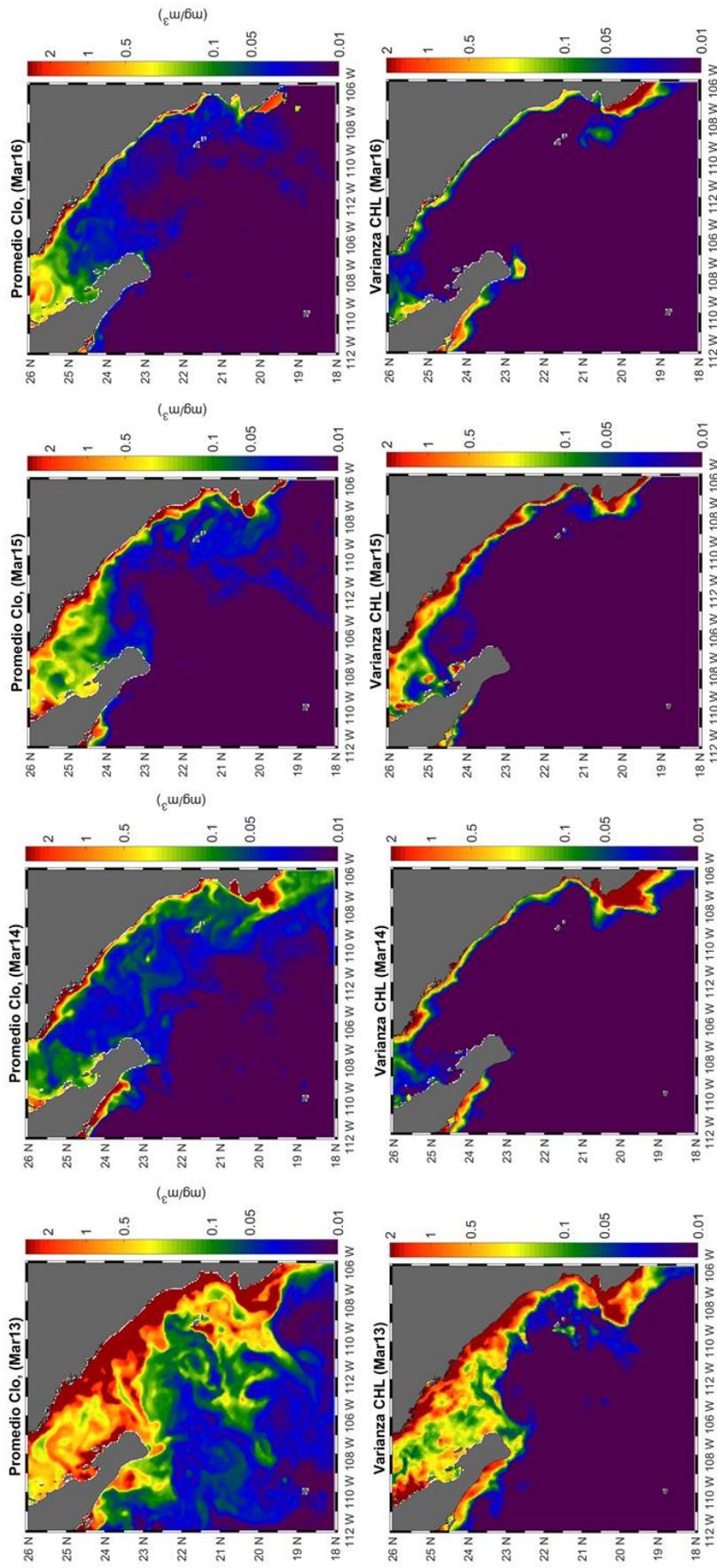
hacia el sur de la isoterma de  $25^{\circ}\text{C}$ . Sin embargo, no se alcanzan las temperaturas tan frías observadas en el año 2013.

Usamos la varianza de la temperatura para representar la variabilidad asociada a surgencias costeras y a la presencia de fenómenos de mesoescala, ya sean filamentos o remolinos. La varianza de marzo de 2013 alcanza los  $0.5^{\circ}\text{C}^2$  en gran parte del interior y entrada del G.C., además de la región costera continental del Pacífico Mexicano. Para marzo de 2014 se tiene una disminución en el interior del golfo y solo se observan zonas de valores altos ( $0.5^{\circ}\text{C}^2$ ) al sur de la península y en la zona de surgencias de Cabo Corrientes. El valor máximo aislado de la varianza que se observa en la península corresponde a la influencia de un filamento como los que describen en este trabajo. En el año 2015, hay un aumento de la varianza en gran parte del área, específicamente en el interior del Golfo y parte de la costa del Pacífico Mexicano (Sonora y Sinaloa). Los máximos de varianza en forma de filamento que ocurren en 2014 afuera de la península de Baja California y en Cabo Corrientes ahora están ausentes o de menor tamaño. Por último, en 2016 decae de nuevo la variabilidad y la imagen es otra vez muy parecida a la del año 2014. En este año solo la costa occidental de Baja California y Cabo Corrientes registran un incremento de variabilidad.



**Figura 14.** Comparaciones de los promedios mensuales (°C, paneles superiores) y varianzas mensuales (°C<sup>2</sup>, paneles inferiores) de la TSM del mes de marzo, de los años 2013, 2014, 2015 y 2016.

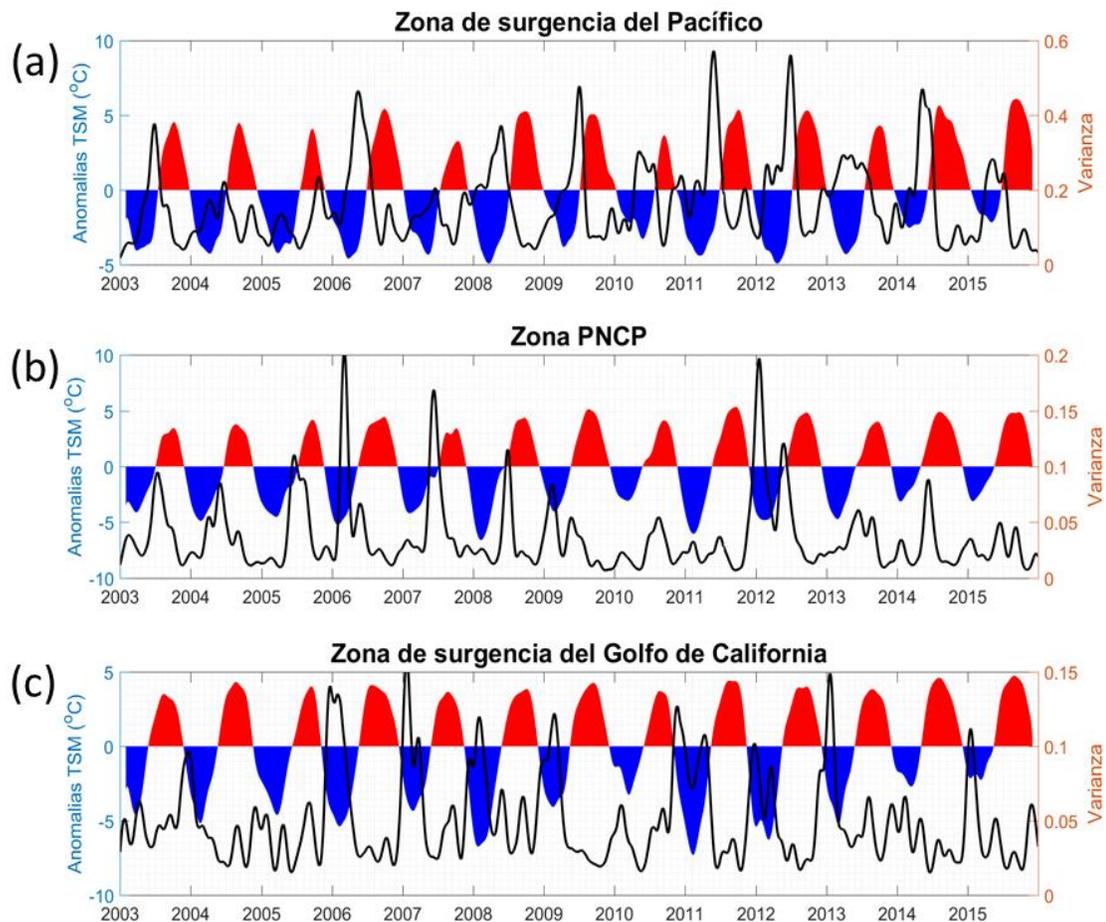
Para el caso de los promedios mensuales de la clorofila (Fig. 15, paneles superiores), el año 2013 presenta valores altos (mayores a los  $0.2 \text{ mg/m}^3$ ) en el interior del GC y en las costas del Pacífico Mexicano, lo que corresponde con la distribución de las temperaturas frías presentadas el mismo mes de la figura 14. Para 2014 disminuyen los promedios, pero aún se observan los máximos ( $0.6$  a  $0.8 \text{ mg/m}^3$ ) a lo largo de toda la costa oeste mexicana. En 2015 y 2016 el sur del golfo y la región de la entrada siguen mostrando valores de clorofila por debajo de los observados en 2013. La mesoescala se ve reflejada en los promedios mensuales ya que puede durar de semanas a meses, por este motivo utilizamos la varianza temporal (de cada 30 días) en las imágenes de 2 dimensiones, de forma que se puedan encontrar posibles relaciones entre la distribución de la clorofila y la actividad de mesoescala. En los paneles inferiores de la figura 15 se muestra la varianza temporal de la clorofila para los meses de marzo de los cuatro años. Los valores máximos de la varianza, por encima de 1, se observan en el año 2013 y disminuyen drásticamente en 2014. En 2014 podemos observar influencia de un filamento en la punta de la península de Baja California tanto en la imagen promedio, como en la varianza. Este frente/filamento se observan en el promedio mensual de TSM y más claramente en la varianza de la TSM de marzo de 2014 de la figura 14. Los años 2015 y 2016 muestran valores bajos de clorofila en su promedio mensual y se observa variabilidad en las figuras de varianza, pero no alcanzan los valores registrados en 2013. La varianza sirve como indicador de la variabilidad de mesoescala y la usaremos para analizar el comportamiento interanual.



**Figura 15.** Comparaciones de los promedios mensuales ( $\text{mg/m}^3$ ; paneles superiores) y logaritmos de la varianza mensual de las imágenes de color ( $(\text{mg/m}^3)^2$ ; paneles inferiores) del mes de marzo, de los años 2013 al 2016.

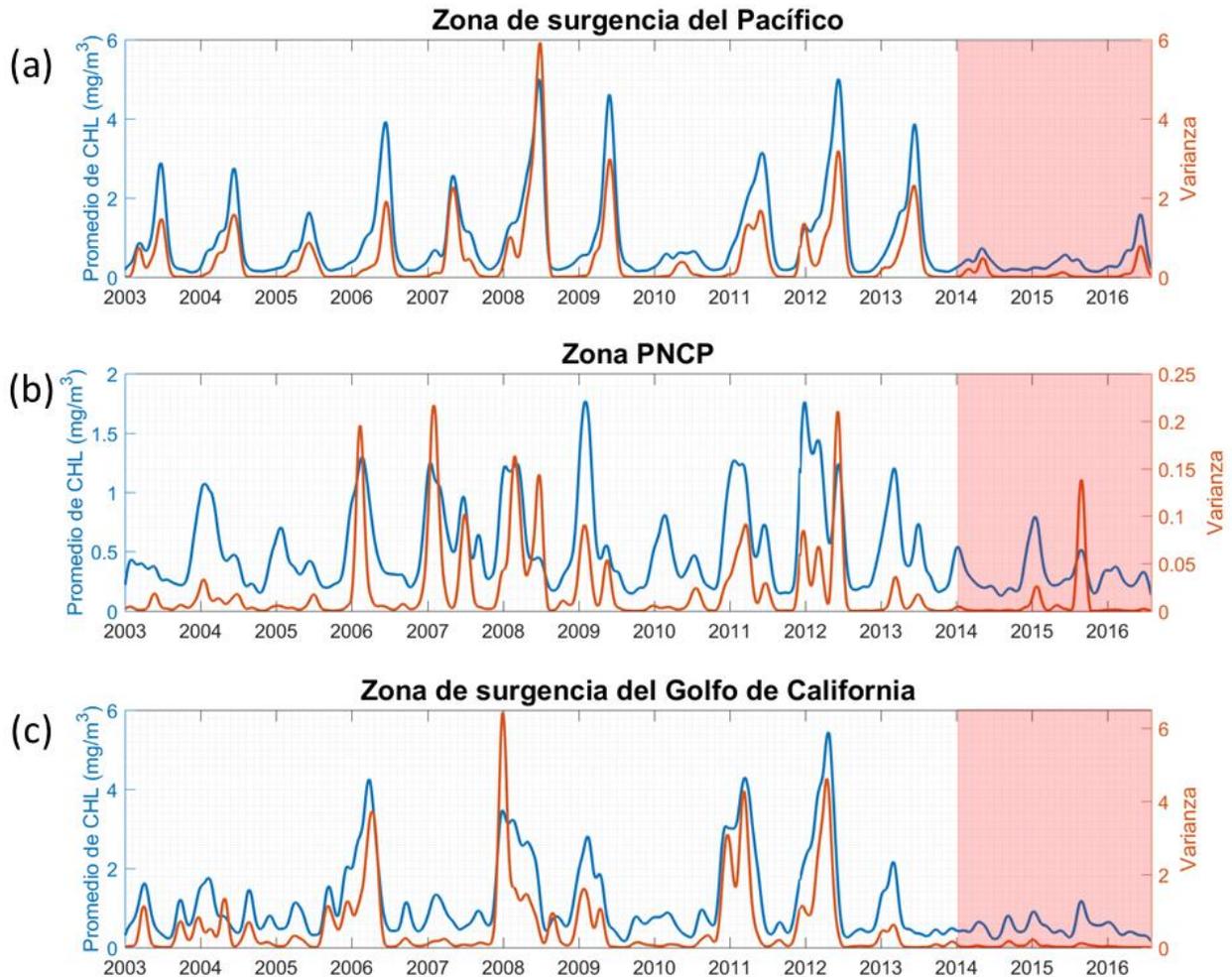
Para entender la función de las estructuras y fenómenos de mesoescala en la generación de filamentos en la zona costera hacemos una comparación entre las propiedades estadísticas de tres zonas costeras: costa del Pacífico y las dos costas del Golfo de California incluyendo al PNCP. Para cada zona se tomaron cinco series de tiempo vecinas a lo largo de la costa, aproximadamente en la misma franja zonal (ver figura 7), y calculamos los promedios y varianzas mensuales desde 2003 hasta 2016.

En la figura 16 se presentan las anomalías y la varianza de la TSM correspondientes a las tres zonas anteriormente descritas. Las zonas sombreadas de color azul corresponden a temperaturas más frías que la media (anomalías negativas) y en rojas las más calientes que la media (anomalías positivas). Se observa una correspondencia entre los picos de mayor variabilidad y la transición de anomalías negativas a positivas, es decir, de primavera a verano. Esto sucede en toda la longitud de las series y en las tres zonas. Para los últimos dos años (2014 y 2015), las anomalías negativas de temperatura promedio mensual son las más pequeñas de los registros. Esto es consistente con el calentamiento registrado para el Pacífico Noroccidental por Robinson 2014.



**Figura 16.** Anomalías de la TSM promedio y varianza (línea negra) en las tres zonas costeras representadas en la figura 7; zona de surgencia del Pacífico (a), zona del PNCP (b) y zona de surgencia del Golfo de California (c).

Para el caso de la clorofila (Fig. 17), se calcularon los promedios mensuales de la concentración de clorofila y su correspondiente varianza mensual para las tres zonas. En este caso se observa una relación entre ambas variables más clara, ya que, en los picos de mayor promedio, también se observa un aumento en la varianza. Esto es más fácil de ver en las zonas de surgencias tanto del Pacífico como del golfo que corresponde a las costas de Sinaloa, que en PNCP, debido a que en esas zonas prevalece la influencia de surgencias, mientras que la zona de Cabo Pulmo es afectada por otros fenómenos de mesoescala. Esto nos indica que la fuente de la variabilidad en gran parte proviene de la dinámica de los afloramientos que llevan consigo altas concentraciones de clorofila que incrementan el promedio en la zona. Estas concentraciones son las exportadas a zonas de baja productividad por los filamentos fríos, de forma que advectan nutrientes y facilitan la identificación de la estructura.



**Figura 17.** Promedios de la concentración de clorofila ( $\text{mg/m}^3$ ) con un dt 30 días y serie de la varianza mensual ( $(\text{mg/m}^3)^2$ ) de esta en los puntos de referencia que corresponden a: zona de surgencias del Pacífico (a), zona del PNCP (b) y zona de surgencias del Golfo de California (c).

La disminución de los promedios de la concentración de clorofila y su varianza mensual de los últimos años (del 2014 al 2016) se observa en primer lugar en el área que llamamos como zona de surgencia del GC, concretamente frente a las costas del Pacífico Mexicano (Sinaloa), desde mediados del año 2013, y continúa sin signos de recuperación a comparación de las otras dos zonas donde sí hay un pequeño aumento a inicios de 2016. Esto coincide con el efecto producido por el calentamiento en la TSM registradas desde 2014 por Robinson (2014), seguido del efecto del fenómeno de “El Niño” del año 2015. Este último se compara en intensidad con el ocurrido en 1997-98 ya que su índice ONI (Niño-Southern Oscillation) alcanzó un puntaje de 2.3 y el evento climático de 2015 superó el 2.0 (este índice se puede obtener en los registros históricos de la página web de la NOAA, <http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/precip/CWlink/MJO/enso.shtml>).

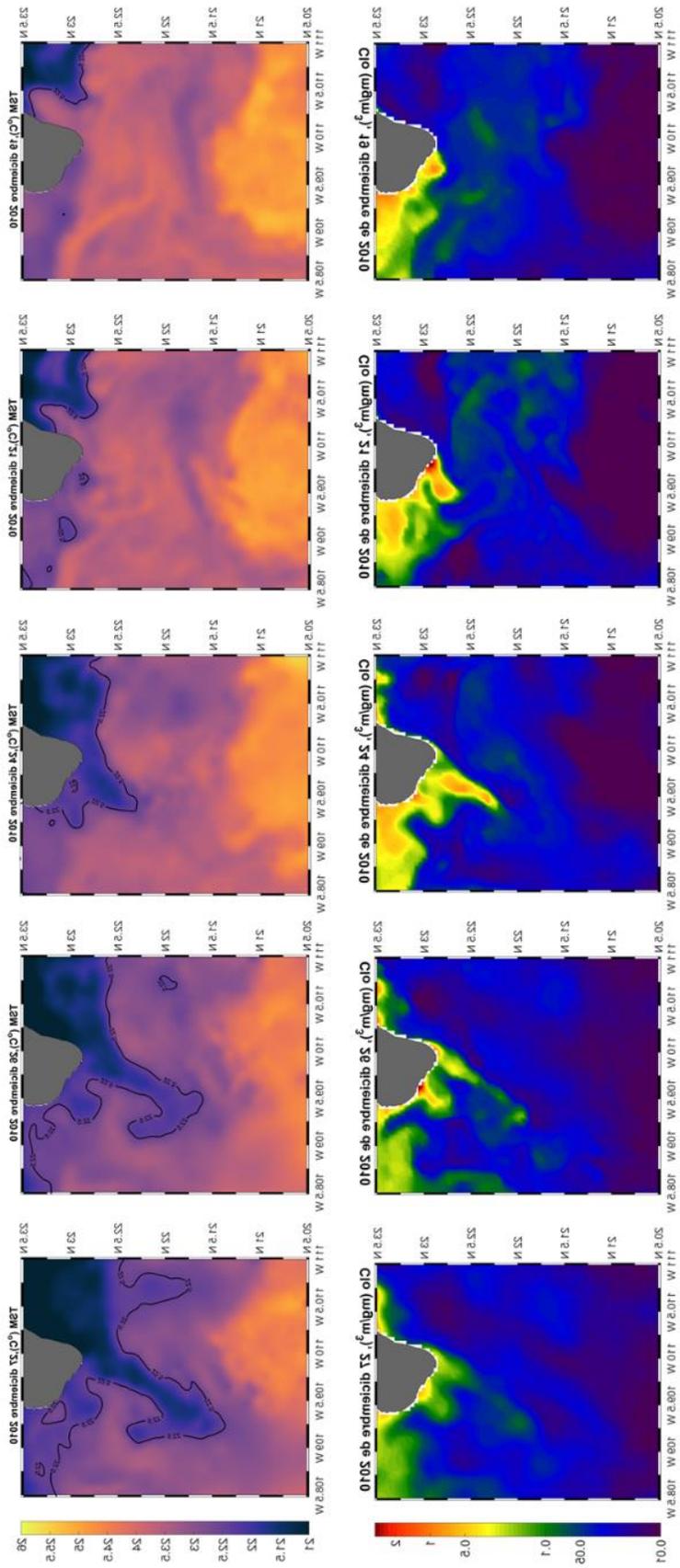
Es claro que la varianza es un buen indicador de la influencia de fenómenos de mesoescala para el caso de la clorofila. Es bien sabido, que un valor alto en clorofila, o color del mar para el caso de las imágenes satelitales, los cuales se pueden representar como un valor alto en los promedios, indican una alta productividad. En este caso, éste está relacionado a zonas de surgencia por lo que presenta una actividad tanto en la vertical, debido al ascenso de las aguas más ricas del fondo, como en la horizontal a lo largo de la costa. Esta actividad favorece la formación y desarrollo de estructuras tanto de sub-mesoescala como mesoescala, reflejándose en nuestro caso en los valores anteriormente descritos en la varianza y promedios mensuales.

Se observaron los más de 13 años de imágenes que se tienen de la TSM y de clorofila para determinar en qué fechas ocurren los eventos que nos interesan (Fig. 13). Una vez identificados, se seleccionaron dos eventos, el del año 2010 ya que es de los pocos que ocurren en el mes de diciembre y 2013 por la proximidad en tiempo del pase satelital sobre el evento, para caracterizar estas estructuras.

### **3.5 Importancia de los filamentos: casos de interés de diciembre de 2010**

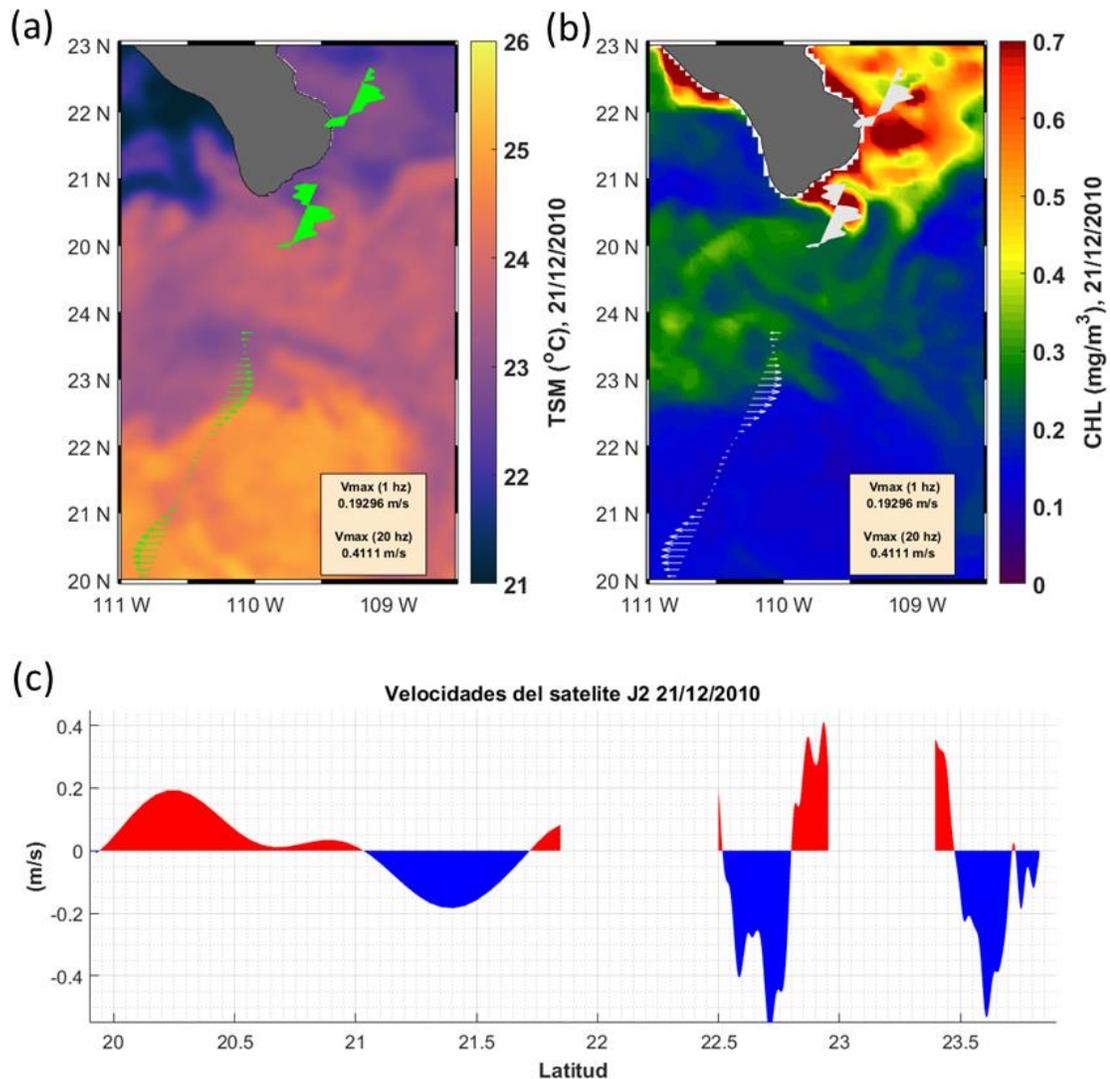
La figura 18 muestra el desarrollo de un filamento encontrado a finales de diciembre de 2010. La secuencia de las imágenes de color del mar (secuencia inferior) muestra un chorro costero de alta productividad que avanza a lo largo de la costa oeste de la península de Baja California y dobla el cabo desde el GC hacia el Pacífico. En el proceso, el chorro genera un filamento que se extiende hacia mar abierto. Este filamento de alta productividad no se observa en las imágenes de TSM presumiblemente porque las imágenes de color representan la absorción en la primera profundidad óptica, mientras que la TSM se estima a partir de la temperatura de la piel (10 mm de la superficie) medida por los satélites. Sin embargo, las imágenes de temperatura (secuencia superior) muestran la intrusión de un filamento frío en la zona oeste de la península proveniente de la CC que interactúa con el filamento de alta productividad proveniente del

golfo. Esto resulta en la extensión del filamento de alta productividad, a lo largo del frente térmico, hacia mar abierto. Se realizó el cálculo del radio interno de deformación de Rossby ( $Ro'$ ) y obtuvimos el valor de aproximadamente 30 km (ver Anexo I). Aquí el período de inercia ( $Ti$ ) a los  $23.5^\circ$  de latitud alcanza 31 horas. En estos términos el filamento incipiente del 21 de diciembre se extiende sólo unos 50 km ( $1,6 Ro'$ ) y en solo 5 días, el 26 de diciembre a  $3.8 Ti$  de su formación, se extiende más de 150 km de la costa ( $6 Ro'$ ). Es importante notar que el filamento no adquiere rotación ni se encuentra afectado por ningún remolino. Presumiblemente se observa que los procesos de advección (no lineales) son más importantes que la fuerza de Coriolis durante la formación de esta estructura.



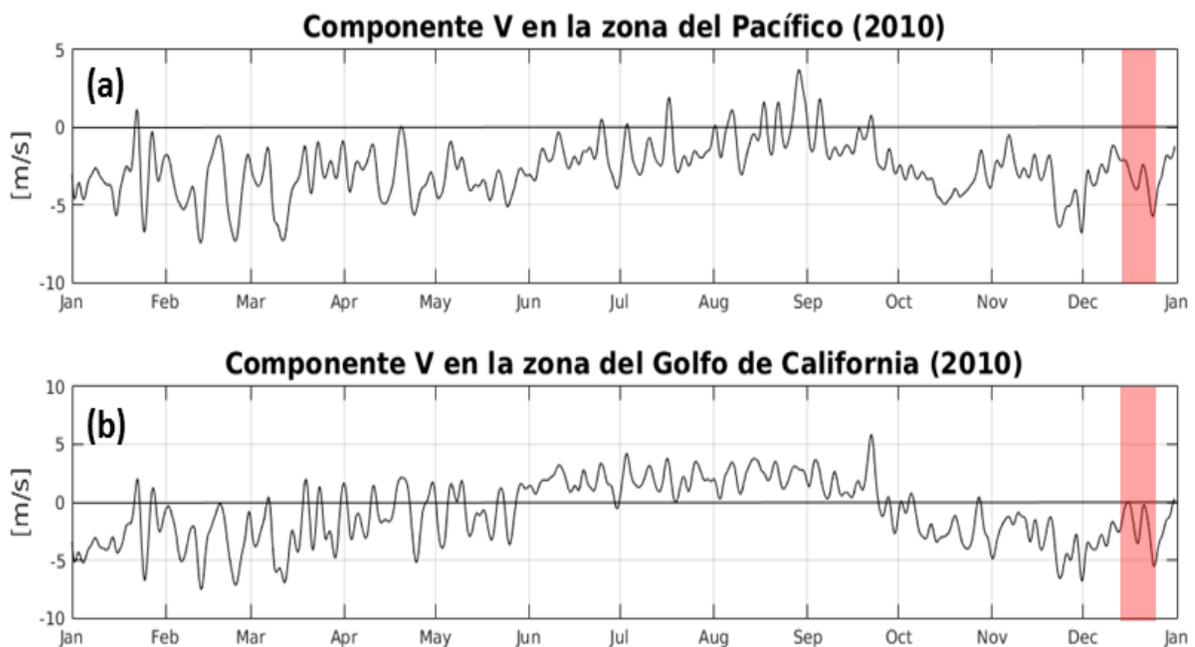
**Figura 18.** Secuencia del desarrollo del filamento de diciembre de 2010. Las imágenes superiores corresponden a la TSM (GHRST, 1 km de resolución espacial) de cada día, y las inferiores a las imágenes de color (COPERNICUS, 4 km de resolución espacial). En las imágenes de TSM se marcó en color negro la isoterma de 22° C.

Para el filamento encontrado en diciembre de 2010, sólo fue posible analizar las corrientes de altimetría en base al transecto del satélite del día 30 de diciembre. En la figura 19 se presentan las velocidades normales al transecto superpuestas a la imagen de TSM (a) y la concentración de clorofila (b) del mismo día, y en la parte inferior, la serie de estas velocidades (c). Para los datos de la zona costera correspondientes al re-procesamiento ALES, se tiene medio grado desde la costa hacia mar abierto a lo largo del transecto del satelital, lo que corresponde a la parte de la serie desde  $22.5^{\circ}$  N hasta  $24^{\circ}$  N de latitud. El resto de datos corresponden a las velocidades obtenidas de altimetría de 1 Hz.



**Figura 19.** Imagen del día 30 de diciembre de 2010 de la TSM (a) y concentración de clorofila (b), sobrepuesta la velocidad normal de la zona costera. Velocidad normal al transecto 245 de JASON-2 correspondiente al mismo día (c).

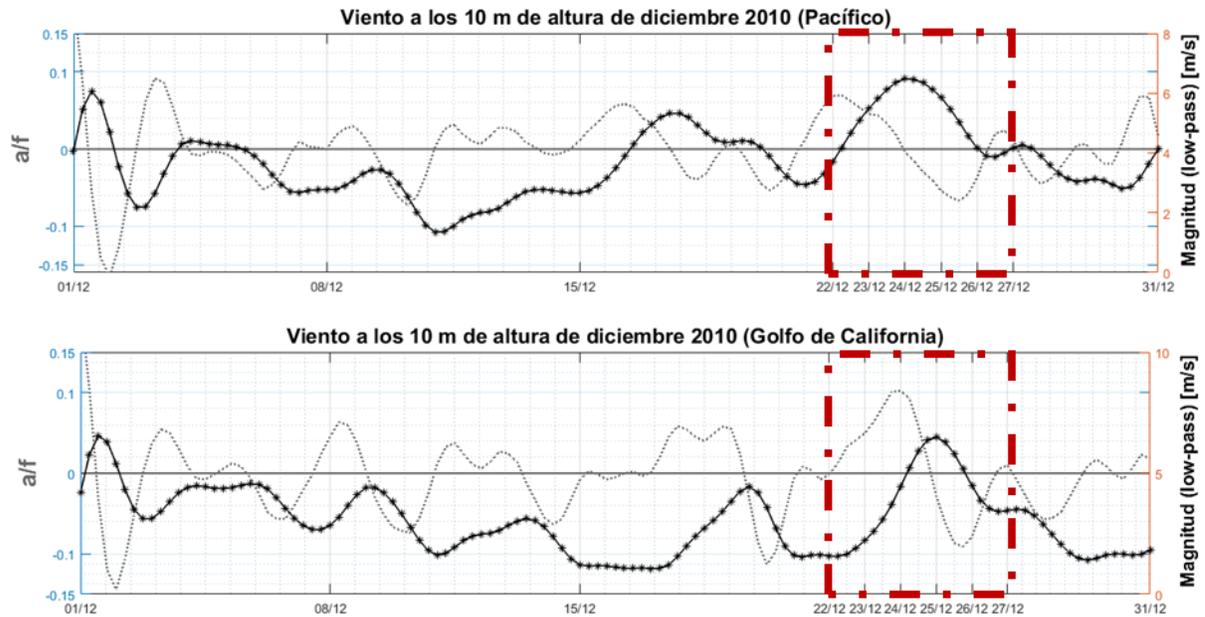
Se obtuvo la componente  $v$  de la velocidad del viento superficial para el año 2010 (Fig. 20) tomando un punto en la costa este (zona GC) y otro cerca de la costa oeste (zona del Pacífico) de BCS con el fin de comparar las fluctuaciones del mes del evento de diciembre con el resto del año. Para este caso, se encontró que el inicio del filamento coincide con unos pulsos de vientos intensos hacia el sur (más de 5 m/s en magnitud para esta componente), en la costa del GC. Este pulso de viento favorece el desarrollo de una circulación costera hacia el sur. Al mismo tiempo, en la zona del Pacífico el forzamiento cerca de la costa también se dirige hacia el sur. Este forzamiento es una de las causas de la separación de la circulación costera hacia mar abierto cuando alcanza la punta de la península. Esto ha sido observado por Barton y Relvas (2002) en el extremo suroeste de la Península Ibérica.



**Figura 20.** Serie de la componente  $v$  de la velocidad del viento superficial del año 2010, (a) de la zona del Pacífico y (b) del Golfo de California.

En la figura 21 se representan la magnitud de los vientos superficiales obtenidas del re-análisis EMCWF en todo el mes de diciembre. Mostramos dos series. Una que corresponde a la zona del Pacífico (superior) y otra frente al PNCP (inferior) en el interior del golfo. Usamos el parámetro  $a/f$  (cociente entre la aceleración local y el parámetro de Coriolis) para comparar la aceleración local con la vorticidad planetaria a la latitud de  $23.5^\circ$ . El parámetro  $a/f$  sirve para conocer la linealidad del movimiento. Los encuadros rojos en la figura corresponden a los días del evento.

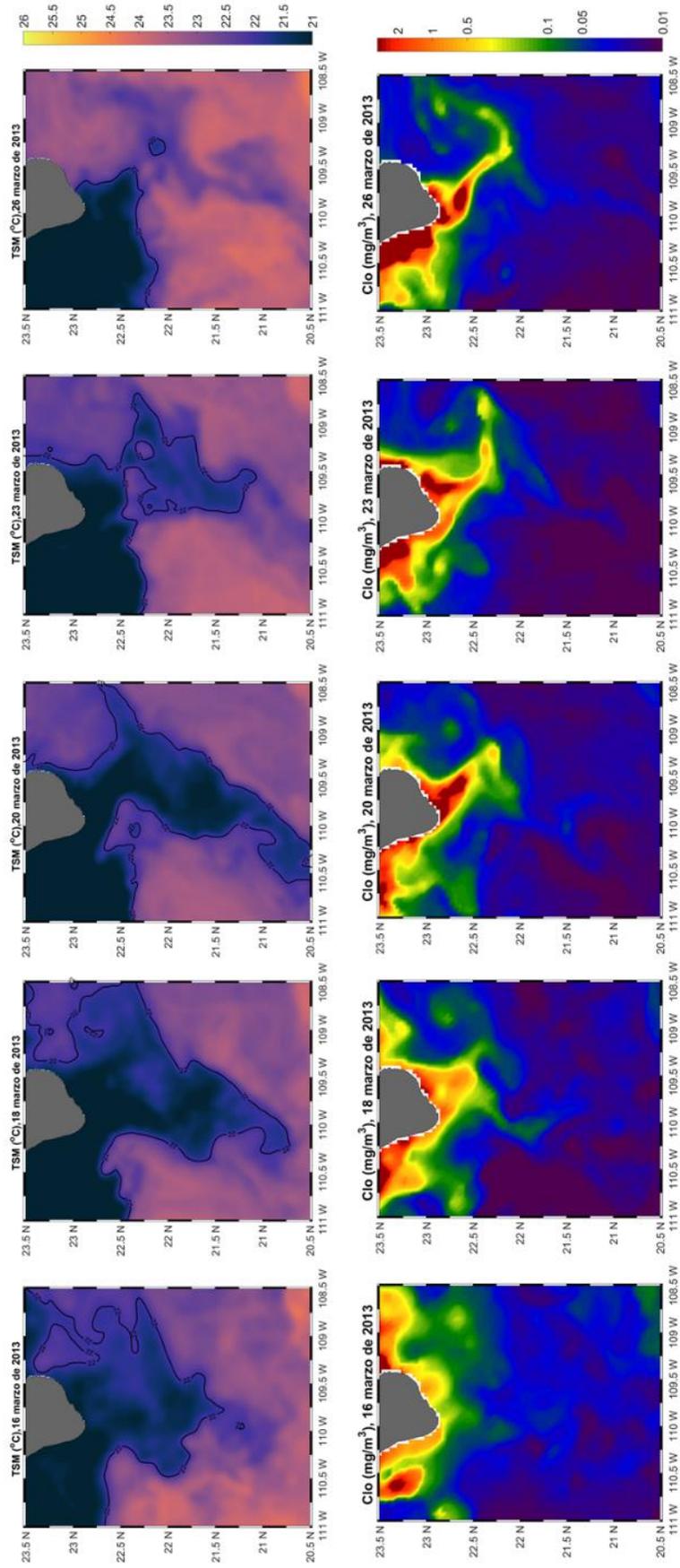
Para ambas zonas se observa que el evento inicia tras un pulso de viento con dirección al sur (dirección del desarrollo del filamento, ver figura 20), con una velocidad aproximada de 5 m/s para el Pacífico y 2 m/s para el GC, seguido por una relajación y cambio en dirección del viento hacia el norte (Fig. 20). Al observar el parámetro de  $a/f$  se tiene un aumento de éste para ambos casos en que inicia dicho filamento, lo que indica que el impulso debido a las velocidades es significativo con respecto a Coriolis. Esto nos indica que la generación de este filamento está forzada por gran parte a los vientos superficiales.



**Figura 21.** Serie de diciembre de 2010. Magnitud del viento superficial (arriba/abajo costa del Pacífico/Golfo, línea continua) y parámetro  $a/f$  (línea punteada) en  $(m/s^2)$ .

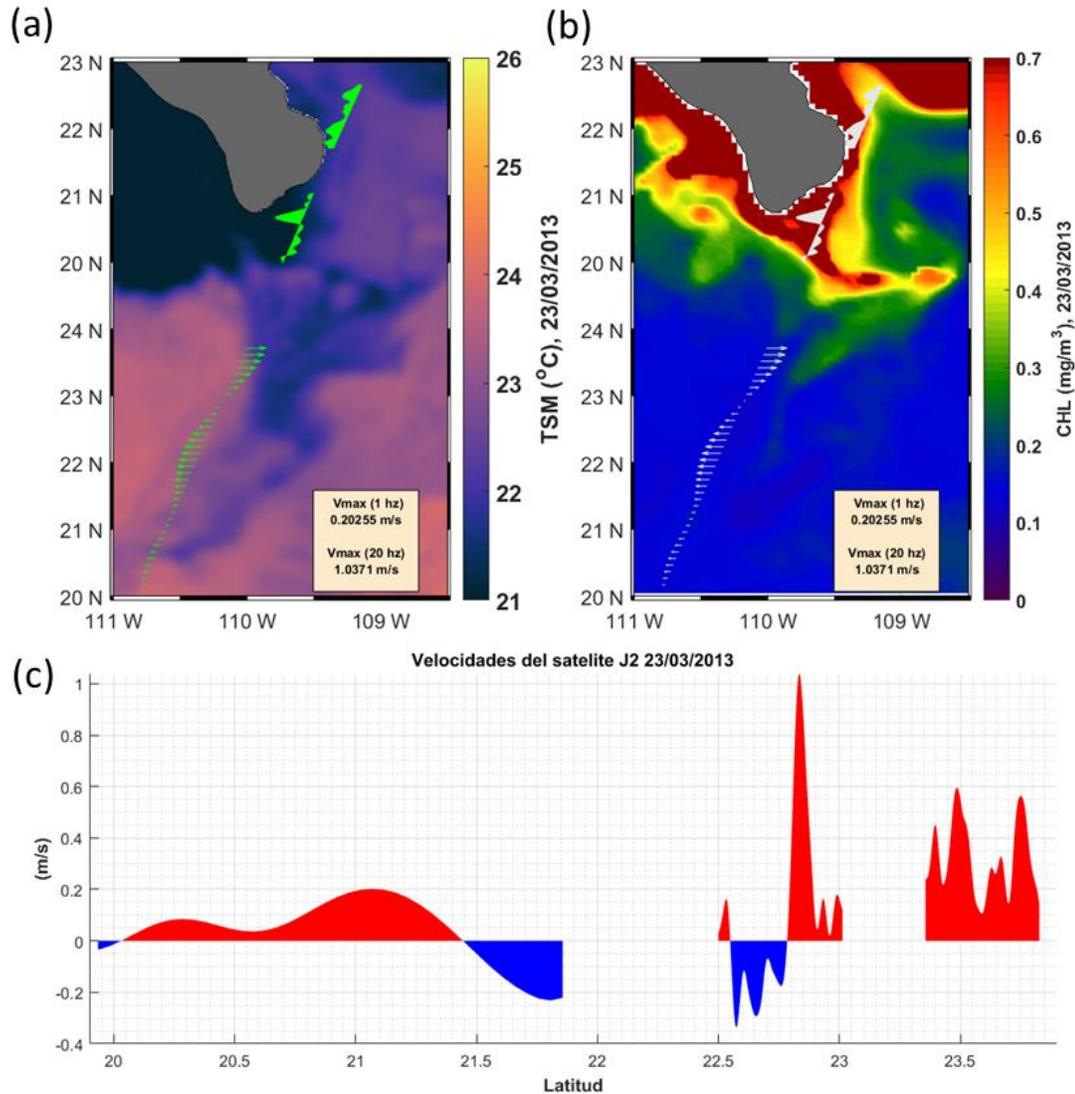
### 3.6 Importancia de los filamentos: caso de interés de marzo de 2013

El evento de 2013, ocurrió aproximadamente desde el 16 al 26 de marzo. Para la serie de TSM del desarrollo del filamento (Fig. 22, paneles superiores) no se observa tan claramente la distribución del filamento, aunque se observan contrastes y frentes importantes. Sin embargo, en el caso de la concentración de clorofila (Fig. 22 paneles inferiores) se presenta un desarrollo de una estructura que inicia en la costa desde el golfo, bordeando la costa de la península del 16 hasta el día 18 de marzo. El 18 de marzo alcanza el cabo y se encuentra con las aguas frías provenientes del norte. Los días subsecuentes el filamento de color se extiende hasta el día 26 de marzo y alcanza más de 100 km mar afuera.



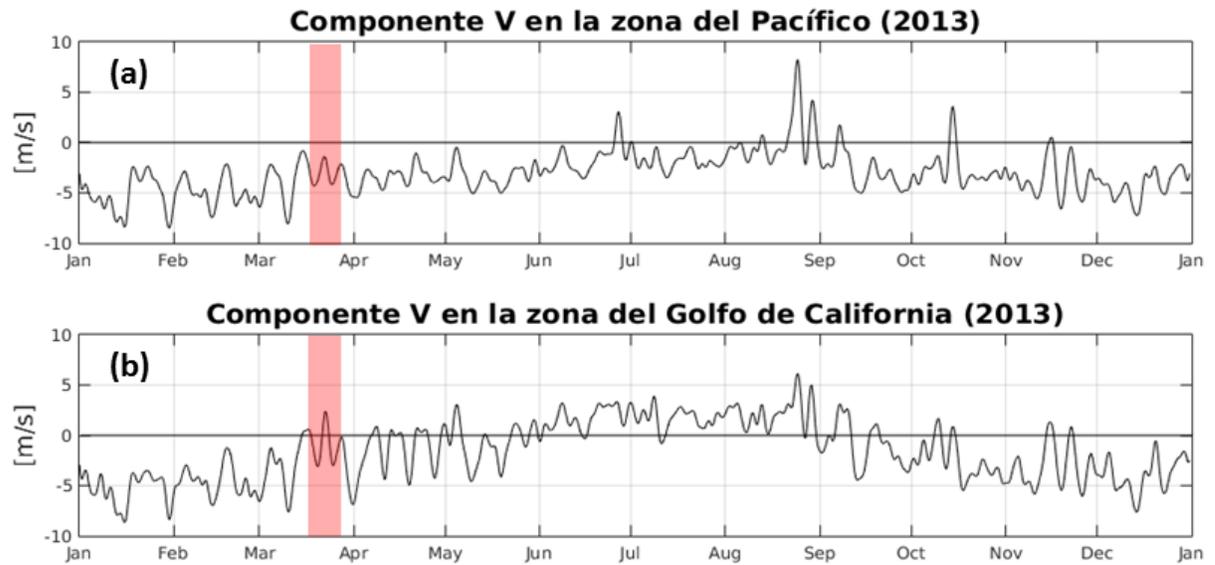
**Figura 22.** Secuencia del desarrollo del filamento de marzo de 2013. Las imágenes superiores corresponden a la TSM (GHRST, 1 km de resolución espacial) de cada día, y las inferiores a las imágenes de color (COPERNICUS, 4 km de resolución espacial). En las imágenes de TSM se marcó en color negro la isoterma de 22° C.

En este caso se tuvo la suerte de contar con un cruce del satélite Jason-2 sobre la estructura (Fig. 23) el día 23 de marzo, hacia el final del evento. Al sobreponer estas velocidades sobre la imagen de TSM se encontró que el filamento frío tiene origen de las aguas frías de la costa occidental de Baja California Sur. Éstas alimentan el crecimiento del filamento frío, como se puede ver en las imágenes de los días 18 y 20 de marzo de la figura 19 y en la figura 22. Las velocidades obtenidas sobre el transecto del satélite (Fig. 23 c) muestran un importante corte vertical frente a la punta de la península (pasa de 0.2 m/s a 1 m/s y de dirección sureste a noroeste). Las mayores velocidades se encontraron en el borde norte del filamento donde tenemos datos de altimetría de 20 Hz (cada 350 m). Esto corresponde al frente entre las masas de agua de la CC y el GC como se ha reportado en estudios anteriores (McWilliams *et al.*, 2009). Con los datos de 1 Hz que se observan sobre la región oceánica se alcanza el borde sur de otra estructura, y se tienen velocidades negativas de 0.2 m/s, es decir, con dirección hacia la derecha con respecto al transecto del satélite (Fig. 20 c). Aunque en las imágenes de TSM no se puede observar claramente las dimensiones y dirección de la estructura, con los datos de altimetría es posible determinar que su influencia llega hasta casi los 20° N, mucho más al sur que en el caso de diciembre de 2010 (ver figura 15).



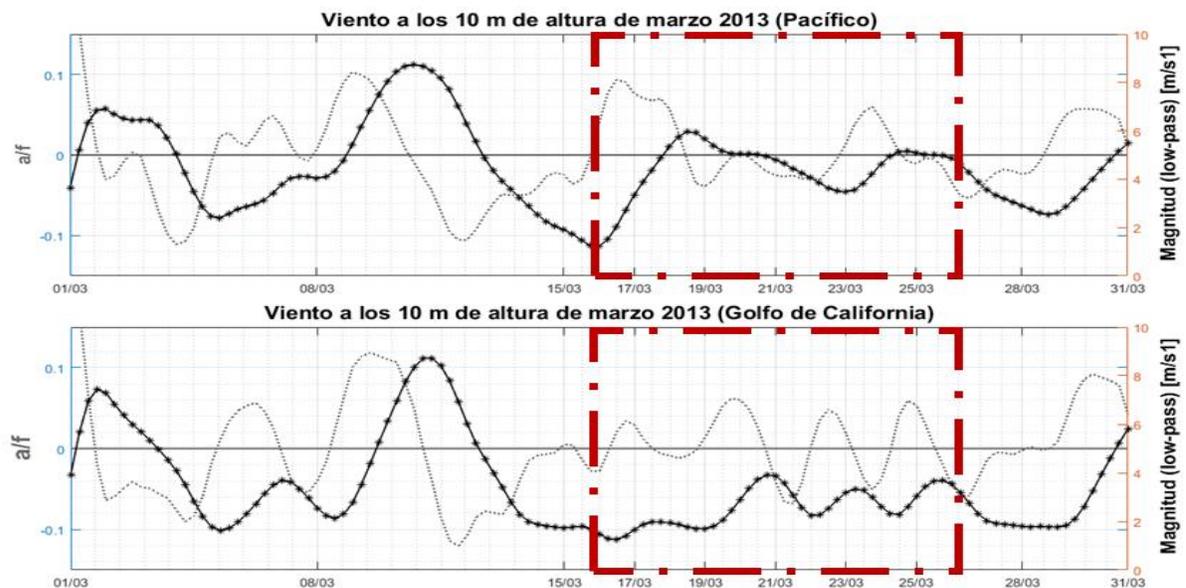
**Figura 23.** Imagen del día 23 de marzo de 2013 de la TSM (a), concentración de clorofila (c) sobrepuesta la velocidad normal de la zona. Velocidad normal al transecto 245 de JASON-2 correspondiente al mismo día (c).

Los vientos superficiales (Fig. 24) para este mes no presentan grandes intensidades en comparación a todo el año 2013, pero se puede observar que para las fechas del filamento se tiene dos pulsos con dirección sur de casi 5 m/s para la zona del Pacífico. En el caso del golfo también se observan estos dos pulsos con dirección sur, pero entre ellos hay un evento hacia el norte que cambia la dirección y su intensidad llegando casi a los 3 m/s. Este viento superficial hacia el norte en medio del desarrollo de la estructura produce que las propiedades superficiales del océano se mezclen más rápidamente, por lo que es más difícil definir la estructura en su totalidad.



**Figura 24.** Serie de la componente v de la velocidad del viento superficial del año 2013, (a) de la zona del Pacífico y (b) del Golfo de California.

En esta ocasión, la aceleración de los vientos presentadas para el mes de marzo no fue de gran importancia, por lo que la formación de esta estructura necesariamente es originada por forzamientos locales, no por viento local. En este caso, la estructura se desarrolló en los momentos de relajación del viento tanto en la zona del Golfo de California como en el Pacífico (Fig. 25).



**Figura 25.** Serie de marzo de 2013. Magnitud del vientos superficiales (arriba/abajo costa del Pacífico/Golfo, línea continua) y parámetro  $a/f$  (línea punteada).

## Capítulo 4. Discusión

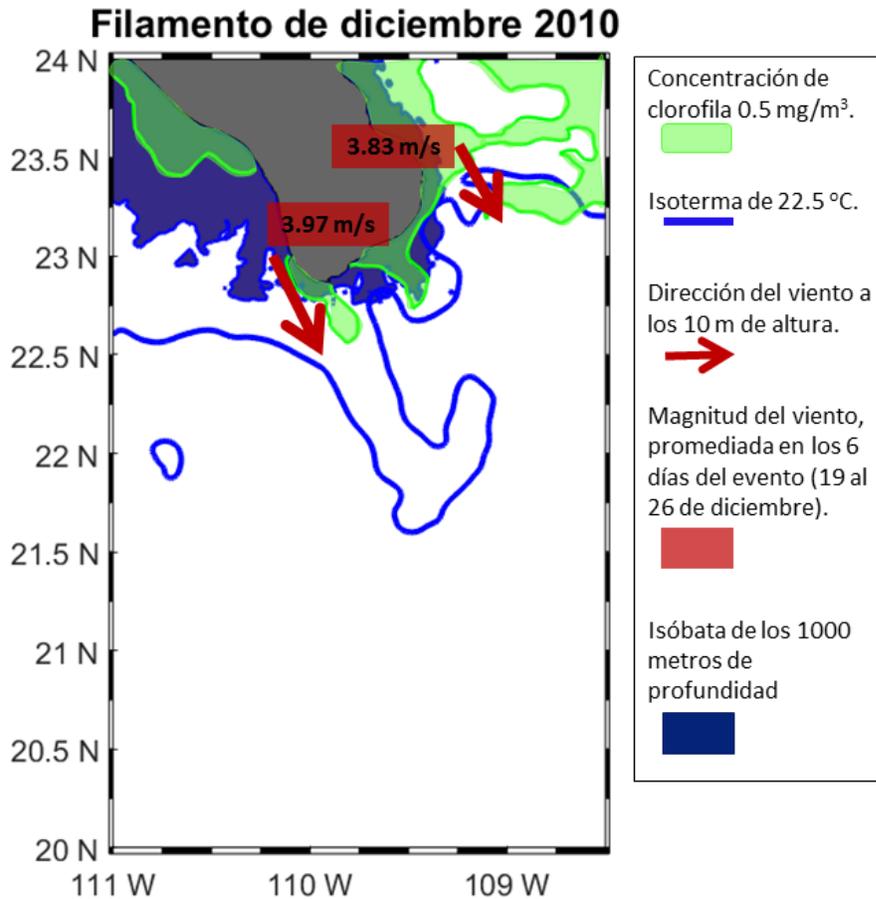
---

### 4.1. Caracterización de los filamentos

El desarrollo de este filamento del año 2010 ocurrió aproximadamente desde el 21 al 26 de diciembre, es decir, en la temporada invernal para esta zona. En esta época los vientos típicos y predominantes tienen dirección sur.

En este caso suceden dos procesos diferentes, donde el chorro genera filamentos hacia fuera de la costa. En la zona del Pacífico se genera un filamento a partir de un chorro costero que se extiende hacia el océano al terminarse la península, de manera similar a lo descrito por Barton y Relvas (2002), ver figura 26. Por otro lado, en la zona del GC la circulación costera probablemente encuentra cambios bruscos en la topografía del fondo y el filamento se separa de la costa para conservar vorticidad potencial, llevando agua cálida y con alta fluorescencia desde la zona costera a mar abierto (Fig. 28). Al encontrarse con el filamento frío en el cabo se extiende a lo largo del frente hacia fuera de la costa.

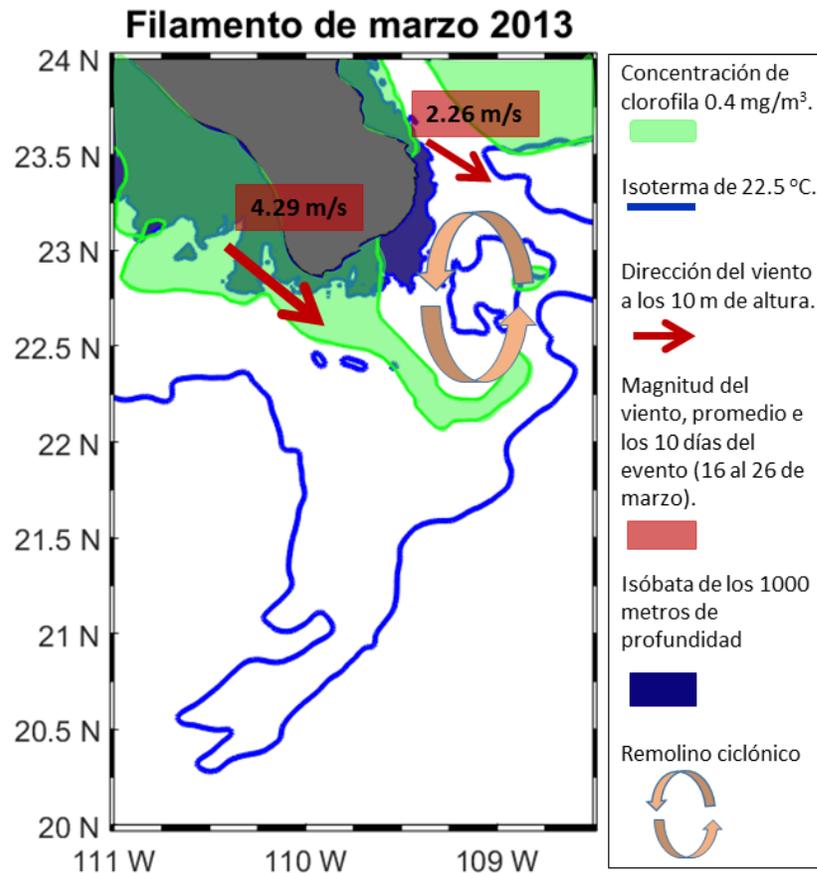
A partir de la secuencia de imágenes del desarrollo de este filamento (Fig.18) se esquematiza la extensión del filamento frío que se representa por la isoterma de 22.5° C y el chorro de alta concentración de clorofila (0.5 mg/m<sup>3</sup>) que bordea las costas de la península de BCS, lo cual se representa en la figura 26. El chorro de alta concentración en clorofila presenta dos orígenes, uno de la costa este de la península (interior del golfo) y otro de la zona de surgencia de la costa oeste. Para el proveniente del golfo, se observa que bordea las costas sobre la isobata de los 1000 metros de profundidad (plataforma continental), extendiéndose al encontrar un escalón de cambio en la profundidad.



**Figura 26.** Esquema del desarrollo del filamento de diciembre de 2010.

A todo esto, hay que sumarle la influencia que produce el aumento del viento en ambas zonas, lo que conlleva el acarreo de agua hacia el sur. A partir de la serie de imágenes de color de mar de la formación de este filamento (Fig.18 y ver Anexo I) desde el 21 al 26 de diciembre, se realizó el cálculo del Radio de Deformación de Rossby ( $Ro'$ ) para el primer y último día de formación y se obtuvo que la estructura se desarrolló rápidamente y ocupando una gran distancia (casi 100 km).

Para el año 2013, en el mes de marzo se presentó otro evento de filamento sobre los días del 16 al 26 (Fig. 22). En el esquema del desarrollo de dicha estructura (Fig. 27) se presenta como el filamento de esta zona está asociado a la zona de surgencia de la costa oeste de Baja California Sur, distribución de la concentración de clorofila de 0.4 mg/m<sup>3</sup>. En este caso, el forzamiento del viento ayuda al transporte de las aguas superficiales impulsando al filamento, con la ayuda e influencia de un remolino ciclónico que se encuentra en la zona y choca con las costas de la península.



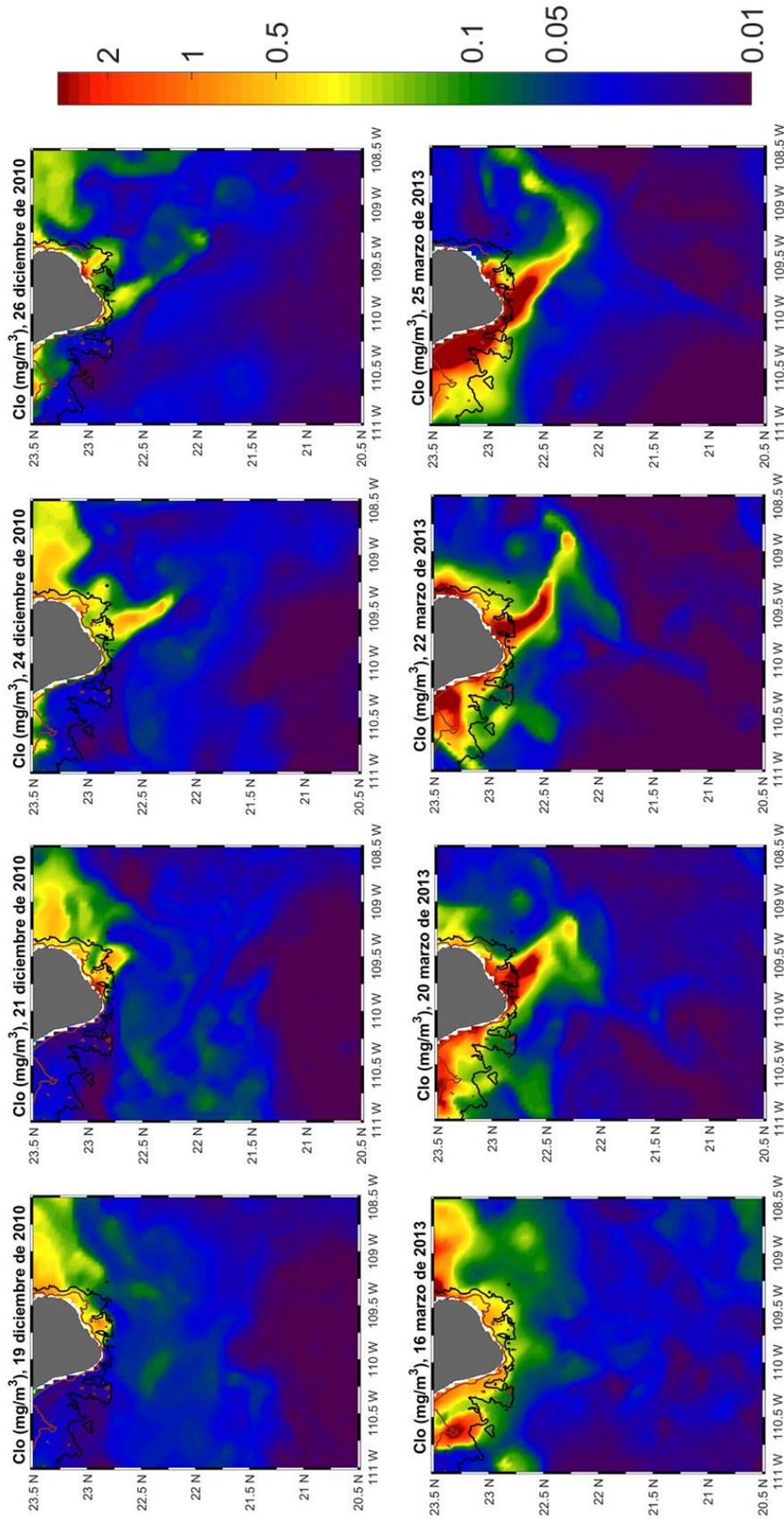
**Figura 27.** Esquema del desarrollo del filamento de marzo de 2013.

En la figura 28 se presenta el papel que juega la topografía para el desarrollo de los filamentos en la zona. El panel superior corresponde a las imágenes de color del mar para el filamento de diciembre de 2010 y en el inferior el caso de marzo de 2013, en ambos casos se añadieron las isobatas de 200 metros de profundidad en color marrón y de los 1000 metros de profundidad en color negro.

Para ambos casos se tiene que las altas concentraciones de clorofila se distribuyen en las zonas que comprendidas entre la isobata de los 200 metros de profundidad a los 1000, aproximadamente. Según van pasando las secuencias de imágenes, estas altas concentraciones sufren un alargamiento que coincide con el paso por un escalón en profundidad. Para ambos casos, hay que destacar que el alargamiento principal y más extenso se produce justo en la zona donde se encuentran dos cañones submarinos delimitados por la isobata de los 1000 metros. Al observar las velocidades perpendiculares al transecto del satélite obtenidas a partir de altimetría costera, se tiene un corte horizontal importante, en el cual se pasa de 0.4 m/s a 0.2 m/s en la figura 19.c y de 0.2 m/s a 1 m/s en la figura 23.c. Ambos casos corresponde a la zona donde encontramos los cañones submarinos observados en la figura 28.

A partir de la figura 13 se puede determinar que los meses de invierno - primavera, y el mes de marzo en particular, es la época en la que estas estructuras son más recurrentes. Lo que coincide con los meses de

mayor influencia de la CC en la entrada del golfo y con ella la influencia del afloramiento de BCS. Todo esto se suma a las observaciones de los eventos de alta variabilidad en esta temporada obtenidos en la figura 17, lo que nos lleva a establecer que los filamentos presentes en esta zona están asociados a zonas de surgencias y a aguas de alta productividad, lo que facilita su identificación mediante imágenes de satélite, principalmente con la concentración de clorofila, ya que son fáciles de identificar por sus propiedades bio-ópticas. Éstos se generan principalmente al choque entre las diferentes masas de agua, frías de la CC y cálidas provenientes del GC, y no siempre están asociados a eventos intensos del viento. La topografía de la zona juega un papel importante en el impulso de estos como se puede observar en la figura 28.



**Figura 28.** Secuencias del desarrollo de los filamentos de diciembre de 2010 (panel superior) y marzo de 2013 (panel inferior) representadas por sus concentraciones de clorofila ( $\text{mg/m}^3$ ) y teniendo en cuenta el efecto de la topografía de la zona. La línea de color marrón corresponde a la isóbata de los 200 m de profundidad y la de color negro de los 1000 m de profundidad.

## 4.2. Análisis de escala

Se realizó una pequeña comparación de las estructuras encontradas con la actividad de mesoescala típica de la zona. A partir de los datos de las corrientes para el caso de diciembre de 2010 la velocidad máxima es igual a 0.41 m/s, el filamento llega a crecer para esta velocidad del día 21 de diciembre de 2010 hasta 50 km y con su parámetro de Coriolis igual a  $5.79e^{-05}$  ( $s^{-1}$ ). Se realiza el cálculo del Número de Rossby ( $Ro$ ) a partir de la siguiente ecuación.

$$Ro = \frac{U_{max}}{L * f}$$

Tenemos que para este ejemplo  $Ro1 = 0.14$ . Si comparamos con un flujo característico de la zona que tiene una velocidad máxima de 0.35 m/s y una longitud ( $L$ ) de 100 km su  $Ro2 = 0.06$ . Se puede decir que el flujo con valor de  $Ro1$  presenta una alinealidad mayor al de  $Ro2$  y costero.

Para el caso de marzo de 2013, la velocidad máxima es igual a 1 m/s, el filamento llega a crecer para esta velocidad del día 23 de marzo de 2013 hasta 100 km, por lo que su  $Ro3 = 0.17$ .

Estos resultados, el cálculo de  $Ro'$ , más las comparaciones resultantes del parámetro  $a/f$  nos llevan a pensar que estos casos son producidos por procesos advectivos intensos. Un resultado similar fue visto por Koch *et al.*, (2010), los cuales a partir de un modelo basado en el Sistema Regional de Modelos Oceánicos (Regional Ocean Model System, en inglés) donde estudian la circulación tridimensional en la zona de transición costera en Oregón y obtienen que la circulación secundaria de la frontogénesis, los efectos no lineales de la vorticidad relativa en el transporte ageostrófico de Ekman y las inestabilidades de sub-mesoescalas contribuyen a la circulación vertical dentro del chorro. Lo cual para nuestro caso solo fue un estudio en la horizontal del chorro, pero con resultados similares.

## 4.3. Variabilidad interanual. Evento climático del año 2014

La entrada del GC está sujeta a variabilidad interanual. Los vientos responden a un carácter monzónico, lo que influye en la circulación superficial del mar. En las condiciones típicas de invierno son vientos del noroeste, que ocasionan eventos de surgencia costera, y en general las TSM son bajas entre los meses de febrero a marzo (menores a 22° C). A partir de la hidrografía y las corrientes observadas de la costa este de la península de BCS (en el PNCP) se observan la presencia de las aguas cálidas tropicales (cálidas y salinas) para verano-otoño y de menores temperaturas y menos salinas en invierno-primavera, es decir,

las aguas tropicales ( $TSM > 25^{\circ}C$ ) se distribuyen generalmente en la mitad sur (al sur de  $20^{\circ}N$ ) y en el resto hay influencia de las aguas frías de la Corriente de California.

Durante 2014 a 2016 se registró un prolongado evento climático que produjo el calentamiento de las aguas superficiales para el año 2014 (Robinson, 2014) más el fenómeno de “El Niño” durante el año 2015. En las anomalías de la TSM encontramos que los valores negativos fueron los más bajos (casi  $2^{\circ}C$ ) y los positivos ( $6^{\circ}C$  para la zona del Pacífico y hasta  $4^{\circ}C$  para las costas este y oeste del Golfo de California) los más altos de nuestro registro de 13 años, ver figura 16.

Con respecto a los datos de clorofila, tanto el promedio mensual como su varianza caen significativamente (Fig. 17), principalmente en las zonas influenciadas por las surgencias.

El aumento en las temperaturas superficiales del mar se empezó a percibir desde inicios de 2014 para la zona del GC, sin embargo, el evento climático “El Niño” no fue confirmado y registrado hasta mediados de este año y principios del año 2015, por lo que estas altas temperaturas afectaron esta zona por más de un año. Durante este prolongado evento climático los filamentos invernales de alta productividad adquieren mayor relevancia. Un ejemplo de esto se puede observar en el promedio mensual de las clorofilas para marzo de 2014 (Fig. 15, panel superior). En esta figura se observan valores bajos en productividad en toda la zona de la entrada del Golfo de California, pero en la punta sur de la península se tiene la huella de un filamento/frente que inicia en las costas de la península y se expande hacia mar abierto.

## Capítulo 5. Conclusiones

---

En 1909 Thorade describió por primera vez el frente térmico de Cabo San Lucas. En este trabajo hemos descrito estructuras de mesoescala que generan regiones frontales muy importantes. Estos son los filamentos invernales de Cabo San Lucas y presentamos dos estudios de caso. Los filamentos se pueden observar en el campo de temperatura superficial, pero son aún más persistentes en sus propiedades bio-ópticas, en particular las imágenes de color del mar. Éstas los representan como estructuras persistentes y capaces de transportar propiedades costeras y altamente productivas a zonas oceánicas y de baja productividad.

El análisis de escalas nos revela que el filamento frío es una estructura dinámica de origen no lineal. Estos filamentos son generados por procesos advectivos intensos. Exportan alta productividad de la costa hacia mar abierto.

En particular durante el invierno anómalo de 2014 los filamentos cobran una importancia mayor porque aportan regiones productivas cuando el resto de la región experimenta una disminución en su productividad primaria neta.

De este trabajo se puede destacar que la varianza, es un buen indicador de la variabilidad de mesoescala en la zona, principalmente en zonas influenciadas por las surgencias. Por otra parte, el tipo de filamentos que se desarrolla en la punta de la península de Baja California no está asociado directamente a zonas de surgencias, y se distinguen mejor por sus propiedades bio-ópticas. Su estudio es importante debido a su impacto biológico, pues pueden actuar como medio exportador de nutrientes desde la costa hacia el océano abierto; por ello el conocer en qué momento se produce y cuánto tiempo dura esta estructura es tan importante.

Con respecto a la caracterización de estas estructuras se puede concluir que los meses con mayor ocurrencia es de diciembre a marzo, es decir entre invierno y primavera en la zona. En esta época es cuando los vientos que predominan son hacia el sur y se tiene una gran influencia de la CC en la región de la entrada al GC.

## Literatura citada

- Alvarado Graef, P. 1998. Estructura hidrográfica y circulación costera frente a Baja California Sur, en el Pacífico y en el Golfo. Tesis de licenciatura, Universidad Autónoma de Baja California.
- Barton, E.D., Relvas, P. 2002. Mesoscale patterns in the Cape Sao Vicente (Iberian Peninsula) upwelling region. *Journal of Geophysical Research*, 107, No. C10, 3164, doi: 10.1029/2000JC000456.
- Bray, N. 1988. Water mass formation in the Gulf of California. *Journal of Geophysical Research*, 93(C8), 9223– 9240, doi: 10.1029/JC093iC08p09223.
- Brown, G.S. 1977. The average impulse response of a rough surface and its application. *IEEE Transactions on Antennas and Propagation*. 25(1), 67 – 74, doi: 10.1109/TAP.1977.1141536.
- Castro, R., Durazo, R., Mascarenhas, A., Collins, C.A., Trasviña, A. 2006. Thermohaline variability and geostrophic circulation in the southern portion of the Gulf of California. *Deep-Sea Research. Part I*. 53 188-200.
- Chin, T.M., Vazquez, J., Armstrong, E. 2010. A multi-scale, high-resolution analysis of global sea surface temperature. Version 1.1. (<http://mur.jpl.nasa.gov/publications.php>).
- Codiga, D.L. 2011. Unified Tidal Analysis and Prediction Using the UTide Matlab Functions. Technical Report 2011-01. Graduate School of Oceanography, University of Rhode Island, Narragansett, RI. 59pp.
- Dee, D.P., Uppala S.M., Simmons A.J., Berrisford P., Poli P., Kobayashi S., Andrae, U., Balmaseda, M.A., Balsamo, G., Bauer, P., Bechtold, P., Beljaars, A.C.M., Van de Berg, L., Bidlot, J., Bormann, N., Delsol, C., Dragani, R., Fuentes, M., Geer, A.J., Haimberger, L., Healy, S.B., Hersbach, H., Holm, E.V., Isaksen, L., K´ allberg, P., Kohler, M., Matricardi, M., McNally, A.P., Monge-Sanz, B.M., Morcrette, J.J., Park, B.K., Peubey, C., De Rosnay, P., Tavolato, C., Thepaut, J.N., Vitart, F. 2011. The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* .137: 553–597. DOI:10.1002/qj.828.
- Douglas, M.W., Maddox, R.A., Howard, K., Reyes, S. 1993. The mexican monsoon. *J. Climate*, 6,1665–1677. doi: [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0442\(1993\)006<1665:TMM>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0442(1993)006<1665:TMM>2.0.CO;2).
- Farber-Lorda, J., Trasviña, A., Cortés-Verdín, P. 2010. Summer distribution of euphausiids in the entrance of the Sea of Cortés in relation to hydrography. *Deep-Sea Research II*, 57 (2010) 631–641, doi: 10.1016/j.dsr2.2009.10.012.
- Godínez, V.M., Beier, E., Lavín, M.F., Kurczyn, J. A. 2010. Circulation at the entrance of the Gulf of California from satellite altimeter and hydrographic observations. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 115, C04007, doi: 10.1029/2009JC005705.
- Godin, G. 1991. The analysis of tides and currents. *Tidal hydrodynamics*, 675-709.
- Grob, C., Quiñones, R. A., Figueroa, D. 2003. Cuantificación del transporte de agua costa-océano a través de filamentos y remolinos ricos en clorofila a, en la zona centro-sur de Chile (35.5 – 37.5° S). *Gayana*, 67(1):55-67.

- Koch, A.O., Kurapov, A.L., Allen, J.S. 2010. Near-surface dynamics of a separated jet in the coastal transition zone off Oregon, *J. Geophys. Res.*, 115, C08020, doi:10.1029/2009JC005704.
- Lavín, M.F., Beier, E., Gomez-Valdes, J., Godínez, V.M., García, J. 2006. On the summer poleward coastal current off SW México. *Geophysical Research Letters*, Vol. 33, L02601, doi: 10.1029/2005GL024686.
- Lavín, M.F., Castro, R., Beier, E., Godínez, V.M., Amador, A., Guest, P. 2009. SST, thermohaline structure, and circulation in the southern Gulf of California in June 2004 during the North American Monsoon Experiment, *Journal of Geophysical Research*, 114, C02025, doi: 10.1029/2008JC004896.
- Lavín, M.F., Castro, R., Beier, E., Godínez, V.M. 2013. Mesoscale eddies in the southern Gulf of California during summer: Characteristics and interaction with the wind stress. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, Vol. 118, 1367–1381, doi: 10.1002/jgrc.20132.
- Marín, V. H., Delgado, L. E., Escribano, R. 2003. Upwelling shadows at mejillones bay (northern chilean coast): a remote sensing in situ analysis. *Investigaciones Marinas*, 31(2):47-55.
- McIntosh, P.C. 1991. Oceanographic data interpolation: Objective analysis and splines. *J. Geophys. Res.*, 95(C8), 13529-13541.
- McWilliams, J.C., Colas, F., Molemaker, M.J. 2009. Cold filamentary intensification and oceanic surface convergence lines. *Geophysical Research Letters*, Vol 36, L18602, doi: 10.1029/2009GL039402.
- Parés-Sierra, A., Mascarenhas, A., Marinone, S.G., Castro, R. 2003. Temporal and spatial variation of the surface winds in the Gulf of California. *Geophysical Research Letters*, 30(6), 1312, doi: 10.1029/2002GL016716.
- Pawlowicz, R., Beardsley, B., Lentz, S. 2002. Classical tidal harmonic analysis including error estimates in MATLAB using T\_TIDE. *Computers & Geosciences*, 28(8), 929-937.
- Pond, S., Pickard, G.L. 1983. *Introductory Dynamical Oceanography*. 2nd edition.
- Reyes Bonilla, H. 2013. Monitoreo de corales en el Parque Nacional de Cabo Pulmo, Baja California Sur. Proyecto PROMOBI, (Programa de Monitoreo Biológico en Áreas Naturales Protegidas).
- Roden, G.I., Groves, G.W. 1959. Recent oceanographic investigations in the Gulf of California, *Journal of Marine Research*, 18, 10– 35.
- Trasviña Castro, A., Aburto Oropeza, O., Ezcurra, E., Zaitzev, O. 2012. Observaciones de corrientes en el Parque Nacional de Cabo Pulmo, Baja California Sur: mediciones Eulerianas en verano, otoño e inicios del invierno, *GEOS*, Vol. 32, No. 2.
- Trasviña, A., Barton, E.D., Brown, J., Vélez, H.S., Kosro M., Smith, R.L. 1995. Offshore Wind Forcing in the Gulf of Tehuantepec, Mexico: the asymmetric circulation, *Journal of Geophysical Research, OCEANS*, Vol. 100, No. C10, pp.20649-20663, 1995.
- Thorade, H. 1909. Über die Kalifornische Meeresströmung. *Annalen de Hydrographische Marine Meteorologie*, 37, 17-34, 63-76.

- Torres-Alavez, A., Cavazos, T., Turrent, C. 2014. Land-sea thermal contrast and intensity of the North American monsoon under climate change conditions. *J. Climate*, 27, 4566-4580. doi:<http://dx.doi.org/10.1175/JCLI-D-13-00557.1>.
- Turrent, C., Cavazos, T. 2009. Role of the land-sea thermal contrast in the interannual modulation of the North American Monsoon, *Geophys. Res. Lett.*, 36, L02808, doi:10.1029/2008GL036299.
- Vignudelli, S., Kostianoy, A.G., Cipollini, P., Benveniste, J. (Eds.) 2011. *Coastal Altimetry*. (pp. 680). Springer-Verlag Berlin Heidelberg. ISBN: 978-3-642-12795-3.

## Anexo I

---

### Cálculo del radio interno de deformación de Rossby (Ro')

Para este cálculo se utilizaron datos *in situ* de secciones oceanográficas costeras obtenidas en el PN Cabo Pulmo durante el desarrollo del trabajo de campo en el año 2011.

De aquí se determinó que la capa de mezcla media para la punta de la península de Baja California es de 70 metros (aproximadamente a la latitud de 23.5° N), con una densidad para la primera capa de  $\rho_1 = 24.5$  y la segunda capa,  $\rho_2 = 24.7$ .

El primer cálculo consistió en obtener la gravedad reducida.

$$g' = \frac{\rho_2 - \rho_1}{\rho_2} * g$$

Sabiendo que  $g = 9.8 \text{ m/s}^2$ , se sustituyen los valores y obtenemos que  $g' = 0.0794 \text{ m/s}^2$ .

La ecuación para conocer el Ro' (Trasviña, 1995) es la siguiente.

$$Ro' = \frac{\sqrt{g' * h}}{f}$$

El parámetro de Coriolis para esta latitud es de aproximadamente,  $f = 5.7996 \times 10^{-5}$ . Por lo que para un periodo inercial aproximado de  $Ti = 31$  horas su Ro' es igual a 1, se extiende unos 30 km de costa a mar abierto. Para el día 21 de diciembre llega a los 50 km (1,6 Ro') en solo 5 días, el 26 de diciembre a 3.8  $Ti$  de su formación, se extiende más de 150 km de la costa (6 Ro').