



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE CIENCIAS

PATRONES DE CIRCULACIÓN EN EL SUR DEL GOLFO
DE CALIFORNIA, DURANTE 2019

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:

LIC. CIENCIAS DE LA TIERRA

P R E S E N T A :

CRISTOPHER ENRIQUE FOSTER VELÁZQUEZ

TUTORA

DRA. MARÍA ADELA MONREAL GÓMEZ



CIUDAD UNIVERSITARIA, CDMX, 2022



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

COMITÉ TUTORAL

El jurado académico designado por la **Facultad de Ciencias** de la **Universidad Nacional Autónoma de México** para la evaluación de esta Tesis por el grado en **Licenciatura en Ciencias de la Tierra** que presenta el alumno **Cristopher Enrique Foster Velázquez** con número de cuenta **314048075** son:

» Dr. Raúl Aguirre Gómez
Instituto de Geografía. IG, UNAM.

» Dr. Enrique Arturo Cantoral Uriza
Unidad Multidisciplinaria de Docencia e Investigación Juriquilla. UNAM.

» Dra. María Adela Monreal Gómez
Unidad Académica: Ecología y Biodiversidad Acuática. ICML, UNAM.

» Dr. Erik Coria Monter
Unidad Académica: Ecología y Biodiversidad Acuática. ICML, UNAM.

» Dra. Elizabeth Johana Durán Campos
Unidad Académica: Mazatlán. Laboratorio: Ecología de Fitoplancton. ICML, UNAM.

Este texto no sería sin el apoyo de mi familia, Tita, Rosy, Verónica, América, Ana, mi hermana Amy y Selina quienes de una u otra manera siempre estuvieron ahí para mí, en todas mis facetas y en tiempos tan complicados como la pandemia.

Siempre estarán conmigo en la mar

Agradecimientos

Agradezco a la Universidad Nacional Autónoma de México, a la UMDI-J, y Ciudad Universitaria, su comunidad y docentes me han cambiado de tantas maneras a lo largo de estos años. En especial el grupo de Oceanografía Física que siempre me apoyó desde mi llegada a Ciudad de México, el Dr. David Salas quien me cautivó hacia esta rama de la ciencia en mi primera clase de oceanografía física. Al apoyo académico y moral a lo largo de los años de Rosalinda y Kevin. Finalmente, a la asesora de esta tesis, quien cautivó en mí a profundidad la oceanología, desde cursos extracurriculares hasta innumerables reuniones de esta tesis, compartiéndome su conocimiento y humanidad, la Dra. Adela Monreal.

Gracias por permitirme aprender tanto de ustedes y al Instituto de Ciencias del Mar y Limnología, ICML por permitir esta interacción.

Finalmente, pero no menos importante, al jurado de este trabajo quienes me proporcionaron observaciones muy valiosas que enriquecieron este texto. El Dr. Raúl Aguirre Gómez quien me proporcionó un análisis muy valioso debido a su gran trayectoria y experiencia en la rama de la Percepción Remota. Al Dr. Enrique Cantoral por su apoyo en el tiempo que estuve en la UMDI, fue un gran director y docente para mí, quien me aconsejó a investigar más de la oceanografía. A los Doctores Elizabeth Durán y Erik Coria quienes fueron mis supervisores en la campaña oceanográfica “FIBGOC-I” 2019 y aún después de esta tuve la fortuna de que me acogieron en su casa y me inspiraron con sus palabras y conocimiento. Gracias a todos por su apoyo antes y durante la elaboración de este trabajo.

Agradezco al proyecto DGAPA-PAPIIT IG100421 ICML-II-FI “Análisis de las interacciones entre aguas continentales y marinas en el Golfo de California bajo el enfoque de la fuente al mar como base para su gestión sustentable” en el cual se enmarca este estudio.

ÍNDICE

RESUMEN ······	i
ABSTRACT ······	ii

CAPÍTULO I

1. INTRODUCCIÓN ······	1
1.1 Área de estudio ······	3
1.2 Antecedentes ······	7
1.3 Objetivos ······	10
1.3.1 Objetivo general ······	10
1.3.2 Objetivos particulares ······	10

CAPÍTULO II

2. MARCO TEÓRICO ······	11
2.1 Vórtices en el océano ······	11
2.2 Datos satelitales ······	14
2.2.1 Campo de vientos ······	14
2.2.2 Temperatura superficial del mar ······	16
2.2.3 Anomalía del nivel del mar ······	17
2.2.4 Clorofila- <i>a</i> ······	18
2.3 Corrientes geostróficas ······	20
2.4 Datos hidrográficos y corrientes geostróficas en diferentes profundidades ······	21
2.5 Producción biológica en el océano ······	25
2.6 Procesamiento de datos de temperatura, salinidad y corrientes en la vertical ······	26

CAPÍTULO III

3. METODOLOGÍA ······	29
3.1 Características de los metadatos ······	30
3.1.1 Campo de viento ······	30
3.1.2 Temperatura superficial del mar ······	31

3.1.3 Anomalía del nivel del mar y corrientes geostróficas	31
3.1.4 Clorofila alfa	32
3.1.5 Temperatura, salinidad y corrientes geostróficas (Ug,Vg) en 3D	33
3.2. Características de los diferentes tipos de circulación	34
 CAPÍTULO IV	
4. RESULTADOS Y DISCUSIÓN	37
4.1. Patrón de viento, temperatura superficial del mar, anomalía del nivel del mar, patrón de corrientes geostróficas y clorofila-a	37
4.2. Distribución horizontal de temperatura, salinidad y corrientes geostróficas a 50 m de profundidad	44
4.3. Distribución vertical de temperatura y salinidad	48
4.4 Masas de agua en el sur del Golfo de California en 2019	63
4.5. Discusión	65
 CONCLUSIONES	68
REFERENCIAS	70

ÍNDICE DE FIGURAS

<i>Figuras</i>	<i>Página</i>
Figura 1.1.1	Golfo de California: principales islas y cuencas, batimetría (m). 4
Figura 1.1.2	Mapa batimétrico del sur del Golfo de California (ETOPO 1) y transectos para el análisis hidrográfico (líneas rojas). Profundidad [m]. 6
Figura 2.2.1	Principio Básico de un Radar, Dispersómetro de Viento, modificada de (Martin, 2014). 16
Figura 2.2.2	Principios del procesamiento de la Altura de la Superficie del Mar y la Anomalía del Nivel del Mar. Modificada de Pujol y Mertz (2020). 18
Figura 3.2.1	Representación de los tres tipos de remolinos oceánicos, donde se muestra la posición de la pinoquina estacional ρ_1 y permanente ρ_2 : de lado izquierdo se encuentra un remolino ciclónico con núcleo frío, en el centro un vórtice anticiclónico con núcleo cálido y a la derecha un remolino de media agua con características de movimiento anticiclónico, con elevación de la pinoquina estacional como en el caso de un vórtice ciclónico, mientras que la pinoquina permanente se hunde. Nótese que la superficie marina ρ_1 se curva hacia arriba al centro del núcleo y la isopícnica ρ_2 se curva hacia abajo. 35
Figura 4.1.	Registro mensual de variables con los meses ordenados numéricamente de enero (1) a abril (4) de 2019, respectivamente y ordenado en 3 secciones. Sección a) Temperatura Superficial del Mar (°C) y Patrón de viento U10 (m/s). Sección b) Anomalía del nivel del mar (cm) y patrón de corrientes geostróficas superficiales (m/s). Sección c) Concentración de Chl-a en escala logarítmica (mg/m ³). 40
Figura 4.1.	(Continuación) del registro mensual, de variables con los meses ordenados numéricamente de mayo (5) a agosto (8) de 2019, respectivamente y ordenado en 3 secciones. Sección a) Temperatura Superficial del Mar (°C) y Patrón de viento U10 (m/s). Sección b) Anomalía del nivel del mar (cm) y patrón de corrientes geostróficas superficiales (m/s). Sección c) Concentración de Chl-a en escala logarítmica (mg/m ³). 42

Figura 4.1.	(Continuación) del registro mensual, de variables con los meses de septiembre a diciembre de 2019, respectivamente y ordenado en 3 secciones. Sección a) Temperatura Superficial del Mar (°C) y Patrón de viento U10 (m/s). Sección b) Anomalía del nivel del mar (cm) y patrón de corrientes geostroficas superficiales (m/s). Sección c) Concentración de Chl-a en escala logarítmica (mg/m ³).	44
Figura 4.2.1	Distribución de temperatura (°C) y patrón de corrientes geostroficas (m/s) a 50 m de profundidad en el sur del Golfo de California (GC) en el año 2019.	46
Figura 4.2.2	Distribución de salinidad (ups) y patrón de corrientes geostroficas (m/s) a 50 m de profundidad en el sur del GC en el año 2019.	47
Figura 4.3.1	Distribución vertical de temperatura en el transecto 1 (24.6 °N), a lo largo del año 2019. a) enero, b) febrero, c) marzo, d) abril, e) mayo, f) junio, g) julio, h) agosto, i) septiembre, j) octubre, k) noviembre y l) diciembre.	50
Figura 4.3.2	Distribución vertical de salinidad en el transecto 1 (24.6 °N), a lo largo del año 2019. a) enero, b) febrero, c) marzo, d) abril, e) mayo, f) junio, g) julio, h) agosto, i) septiembre, j) octubre, k) noviembre y l) diciembre.	51
Figura 4.3.3	Distribución vertical de temperatura en el transecto 2 (23.6 °N), a lo largo del año 2019. a) enero, b) febrero, c) marzo, d) abril, e) mayo, f) junio, g) julio, h) agosto, i) septiembre, j) octubre, k) noviembre y l) diciembre.	52
Figura 4.3.4	Distribución vertical de salinidad en el transecto 2 (23.6 °N), a lo largo del año 2019. a) enero, b) febrero, c) marzo, d) abril, e) mayo, f) junio, g) julio, h) agosto, i) septiembre, j) octubre, k) noviembre y l) diciembre.	53
Figura 4.3.5	Distribución vertical de temperatura en el transecto 3, a lo largo del año 2019. a) enero, b) febrero, c) marzo, d) abril, e) mayo, f) junio, g) julio, h) agosto, i) septiembre, j) octubre, k) noviembre y l) diciembre.	55
Figura 4.3.6	Distribución vertical de salinidad en el transecto 3, a lo largo del año 2019. a) enero, b) febrero, c) marzo, d) abril, e) mayo, f) junio, g) julio, h) agosto, i) septiembre, j) octubre, k) noviembre y l) diciembre.	56

Figura 4.3.7	Distribución vertical de temperatura en el transecto 4 (22.6 °N), a lo largo del año 2019. a) enero, b) febrero, c) marzo, d) abril, e) mayo, f) junio, g) julio, h) agosto, i) septiembre, j) octubre, k) noviembre y l) diciembre.	58
Figura 4.3.8	Distribución vertical de salinidad en el transecto 4 (22.6 °N), a lo largo del año 2019. a) enero, b) febrero, c) marzo, d) abril, e) mayo, f) junio, g) julio, h) agosto, i) septiembre, j) octubre, k) noviembre y l) diciembre.	59
Figura 4.3.9	Distribución vertical de temperatura en el transecto 5 (21.6 °N), a lo largo del año 2019. a) enero, b) febrero, c) marzo, d) abril, e) mayo, f) junio, g) julio, h) agosto, i) septiembre, j) octubre, k) noviembre y l) diciembre.	61
Figura 4.3.10	Distribución vertical de salinidad en el transecto 5 (21.6 °N), a lo largo del año 2019. a) enero, b) febrero, c) marzo, d) abril, e) mayo, f) junio, g) julio, h) agosto, i) septiembre, j) octubre, k) noviembre y l) diciembre.	62
Figura 4.4.1	Masas de agua en el área de estudio en la capa superior de los 400 m en los periodos de: a) enero-abril b) mayo-agosto c) septiembre-diciembre.	63
Figura 4.4.2	Masas de agua en cuatro transectos en el periodo: Enero-abril a1) transecto 1, a2) transecto 2, a3) transecto 4 y a4) transecto 5. De mayo-agosto b1) transecto 1, b2) transecto 2, b3) transecto 4 y b4) transecto 5. Septiembre-diciembre c1) transecto 1, c2) transecto 2, c3) transecto 4 y c4) transecto 5.	64
<i>Tablas</i>		<i>Página</i>
Tabla 1.2.1	Características de las masas de Agua en el GC según (Lavín et al., 2009).	6
Tabla 2.4.1	Coefficientes establecidos por el IAPSO para la Ecuación de la Salinidad Práctica (Libes, 2009)	22

RESUMEN

Los datos satelitales multidimensionales revolucionaron la comprensión de los patrones de circulación de mesoescala. Por medio de la cooperación internacional se avanzó a una nueva era en la observación del océano. En este estudio se utilizaron las variables; velocidad del viento, anomalía del nivel del mar, corrientes geostróficas, concentración de clorofila-*a* en superficie y a 50 m, temperatura, salinidad y corrientes geostróficas debido a que alrededor de esta profundidad se encuentra la termoclina. Los datos se obtuvieron del European Operational Service of Copernicus Marine Environment Monitoring Service (CMEMS) del departamento marino del programa Copernicus de la Unión Europea. La distribución de dichas variables y los rasgos hidrográficos en las secciones verticales de temperatura y salinidad permitieron determinar los patrones de circulación y su variación espacio temporal en el sur del Golfo de California. Los resultados revelaron la presencia de vórtices oceánicos ciclónicos y anticiclónicos, se analizó el carácter estacional o permanente, así como el impacto que estos tuvieron en la temperatura y en la concentración de clorofila-*a* en la región sur del golfo a lo largo del año 2019. Los patrones de circulación sugieren flujos de entrada y salida alternados, no se mostraron tan claramente patrones estacionales. Los vórtices ciclónicos y anticiclónicos presentaron similitud en cuanto a la cantidad de vórtices, a la extensión del diámetro o eje mayor, y en la región más al sur éstos se desplazaron hacia el oeste, comportándose como ondas de Rossby.

Las altas concentraciones altas de clorofila-*a* estuvieron asociadas a la presencia de vórtices ciclónicos y frentes que se forman entre vórtices ciclón-anticiclón. Asimismo, bajas temperaturas y altas concentraciones de clorofila-*a* en la costa continental del golfo estuvieron asociadas con los vientos del noroeste, debido posiblemente a las surgencias eólicas costeras. En verano con vientos del sur y suroeste se observaron altas concentraciones de clorofila-*a* cercanas a la costa continental que podrían estar asociadas a la descarga de ríos debido a la época de lluvia. Se observaron vórtices alternos a lo largo del eje del golfo que pueden ser el mecanismo de transporte de nutrientes desde la costa continental hacia la costa peninsular.

Palabras Clave: Imágenes satelitales, campo de vientos, anomalía del nivel del mar, corrientes geostróficas, clorofila-*a*, vórtices ciclónicos y anticiclónicos, Golfo de California.

ABSTRACT

Satellite multi-dimensional data has revolutionized our understanding in meso-scale circulation patterns. Through international cooperation, a new era in ocean observation was ushered in. In this work the variables: wind speed, sea level anomaly, geostrophic currents and chlorophyll-*a* concentration on the surface and at 50 m, temperature, salinity and geostrophic currents were used, where the thermocline was found. Datasets were obtained from the European Operational Service of Copernicus Marine Environment Monitoring Service (CMEMS) of the marine department of the European Union Copernicus program. The distribution of these variables and the hydrographic features in the vertical sections of temperature and salinity made it possible to determine the circulation patterns and their spatial and temporal variation in the southern Gulf of California. The results revealed the presence of cyclonic and anticyclonic oceanic vortex, the seasonal or permanent characteristics were analyzed, as well as the impact that these have in the southern Gulf of California on the temperature and chlorophyll-*a* concentration throughout the year 2019. Circulation patterns suggest alternate inflows and outflows, seasonal patterns were not so clearly shown. The cyclonic and anticyclonic vortices presented similarity in terms of the number of vortices, the extension of the diameter or major axis, and in the southernmost region they drifted westward, behaving as Rossby waves.

High concentrations of chlorophyll-*a* were associated with the presence of cyclonic vortex and fronts that form between cyclone-anticyclone vortex. Similarly, low temperatures and high concentrations of chlorophyll-*a* on the continental coast of the gulf were associated with northwesterly winds, possibly due to coastal wind upwelling. In summer with winds from the south and southwest, high concentrations of chlorophyll-*a* were observed near the continental coast that could be associated with the discharge of rivers due to the rainy season. Alternate vortices were observed along the axis of the gulf, which may be the nutrient transport mechanism from the continental coast to the peninsular coast.

Key Words: Satellite images, wind fields, sea level anomaly, geostrophic currents, chlorophyll-*a*, cyclonic and anticyclonic vortex, Gulf of California.

CAPÍTULO I

1.INTRODUCCIÓN

En la superficie del océano actúan dos campos vectoriales de gran importancia, el viento y las corrientes marinas. Los dos fluidos geofísicos (aire, agua) a pesar de ser tan diferentes, en composición, densidad, viscosidad; se rigen por las mismas leyes de la física, estudiados intrínsecamente por la mecánica y la termodinámica, culminando detalladamente en la deducción de las Ecuaciones de Navier-Stokes. Estos fluidos están influenciados por una gran cantidad de factores, dentro de los más importantes se encuentran; la inclinación del eje de la Tierra y el movimiento dentro del sistema solar. La rotación de la Tierra genera una fuerza aparente en el planeta, al ser parte de un marco de referencia no inercial, llamada fuerza de Coriolis. La captación diferencial de la radiación solar en la atmósfera y en el océano genera un gradiente de temperatura, lo cual causa un gradiente de presión, mostrando cambios estacionales.

El viento, al ser un flujo de gas es más susceptible a los cambios de temperatura, es controlado principalmente por el gradiente de presión, la fuerza de Coriolis y la fuerza de fricción. La fuerza de gradiente de presión produce un cambio en la velocidad (aceleración), cuando existe un desbalance de fuerzas, desde un centro de alta presión hacia uno de baja, alterado principalmente por el calentamiento diferencial continente-océano y diferencias latitudinales. A escala global la circulación en la atmósfera está conformada por un sistema de presión, en constante cambio debido a la estacionalidad y delimitada por el continente. La distribución de la presión en franjas zonales ocurre principalmente en la baja polar en el hemisferio sur y en menor medida en la baja ecuatorial. En otras latitudes, particularmente en el hemisferio norte se presentan celdas semipermanentes de alta y baja presión (Lutgens y Tarbuck, 2016), produciendo así el campo de vientos que generalmente presenta una variación estacional.

Las corrientes oceánicas se generan por el viento, por las diferencias de densidad y por las mareas; en cuanto al efecto de la marea, en la circulación solo se consideran sus corrientes residuales. La circulación superficial es generada por el viento e influenciada por el efecto de Coriolis, mientras que la circulación más profunda se genera por los gradientes de

densidad debido a flujos de calor y de sal, tal se conoce como circulación termohalina que es parte de la circulación a macro escala, y donde se observa un movimiento vertical significativo de las corrientes. Por lo anterior, la circulación en el océano comúnmente es dividida en dos componentes, termohalina y debido al esfuerzo del viento. La circulación termohalina se asocia al calentamiento y enfriamiento “termo” y a factores que cambian la salinidad “halina” influenciada por la evaporación y precipitación, escorrentía al océano, y formación de hielo marino, influyendo en la densidad del agua y por ende en la fuerza de gradiente de presión. El viento al actuar y forzar la capa superficial del océano ocasiona olas, corrientes inerciales, celdas de Langmuir y surgencias. En una escala de tiempo mayor, en conjunto con la fuerza de Coriolis el esfuerzo del viento sobre la capa superficial por fricción indirectamente forma los giros de gran escala y las corrientes superficiales (Talley et al., 2011).

El efecto de fricción por el esfuerzo del viento sobre el océano genera la espiral de Ekman, con una corriente superficial a 45° a la derecha (izquierda) de la dirección del viento en el hemisferio norte (hemisferio sur). El amortiguamiento causado por la fricción reduce la velocidad y a su vez ejerce una tensión de fricción sobre la capa de fluido inmediatamente debajo, y cambia la dirección que también responde moviéndose a la derecha (izquierda) del flujo superficial en el hemisferio norte (hemisferio sur). Este efecto de viraje continúa migrando a la baja, de modo que el vector de velocidad local de la corriente oceánica gira continuamente con la profundidad, mientras que decae exponencialmente. El efecto del viento se manifiesta desde la superficie hasta una profundidad donde la velocidad se encuentra en sentido contrario a esa de la superficie, describiendo así la capa superficial de Ekman. El transporte neto de agua en dicha capa resulta a 90° a la derecha (izquierda) de la dirección del viento en el hemisferio norte (hemisferio sur). Este caudal volumétrico por unidad de distancia horizontal se denomina transporte de Ekman (Apel, 1999). El desplazamiento de agua hacia el mar en la capa superficial de Ekman, por continuidad provoca el movimiento vertical de agua subsuperficial hacia la capa superior cerca de la costa, proceso conocido como surgencia costera.

En el Golfo de California (GC) la circulación se ha estudiado a través de datos *in-situ* y utilizando modelación numérica. En la región sur del golfo los resultados de la simulación

numérica muestran una circulación ciclónica durante verano y anticiclónica en el invierno (Beier, 1997), sugiriendo una estacionalidad en el patrón de circulación. Por otro lado, de las observaciones *in situ* de 1992 a 1998, a través de un transecto que cruza la boca del golfo no se mostró calentamiento subsuperficial en la parte media del transecto que permitiera identificar la circulación anticiclónica (Castro et al., 2000), lo que sugiere una circulación ciclónica permanente; es decir el flujo de entrada al golfo es a lo largo de su costa oriental y en la costa occidental el flujo de salida. Por lo que existe una controversia sobre el tipo de circulación que se presenta a través de la boca a lo largo del año. En esta tesis se obtienen y analizan los patrones de circulación en la porción sur del GC durante el año 2019. Se utiliza información de velocidad del viento, temperatura superficial de mar, anomalía del nivel del mar, corrientes geostróficas a diferentes profundidades, clorofila-*a* (Chl-*a*) superficial, así como de parámetros hidrográficos; temperatura y salinidad en la columna de agua, a partir de datos obtenidos de Copernicus Marine Environment Monitoring Service (CMEMS) (Harsbach et al., 2019).

1.1 Área de estudio

El GC es un mar marginal localizado en el noreste del Océano Pacífico (23°42'–31°48'N; 107°39'–114°54'W), tiene una conexión directa con el Océano Pacífico. La península de Baja California lo delimita en el oeste y el territorio continental mexicano en el este. Es una cuenca angosta y alargada con una extensión aproximada de 1100 km y una anchura promedio de 150 km. El golfo está orientado en dirección noroeste a sureste. El archipiélago formado por las islas Ángel de la Guarda, Tiburón, San Esteban y San Lorenzo tiene una compleja batimetría, donde la onda de marea se amplifica considerablemente y genera intensa turbulencia (Salas-de-León et al., 2003). El umbral de San Esteban, y los Canales de Salsipuedes y Ballenas dividen al golfo en dos principales regiones oceanográficas; al norte, la región somera con extensa plataforma continental y máxima profundidad de 200 m, en esta región se incluye la cuenca de Wagner con profundidad ~300 m, mientras que la región sur es muy profunda (Salas-de-León et al., 2011), e incluye las cuencas Tiburón, Guaymas, Carmen, Farallón y Pescadero con profundidades entre 2000 y 3200 m. La boca del golfo es el límite sur, a través de ella se comunica con el Océano Pacífico y tiene un ancho de aproximadamente 240 km y una profundidad de ~ 3000 m (Fig. 1.1.1). La porción cercana a

la boca es influenciada por la climatología y las características oceanográficas del Océano Pacífico, la estructura termohalina es básicamente igual a la del Pacífico Ecuatorial, con modificaciones en la superficie debido a la evaporación que en el golfo excede a la precipitación (Roden, 1964).

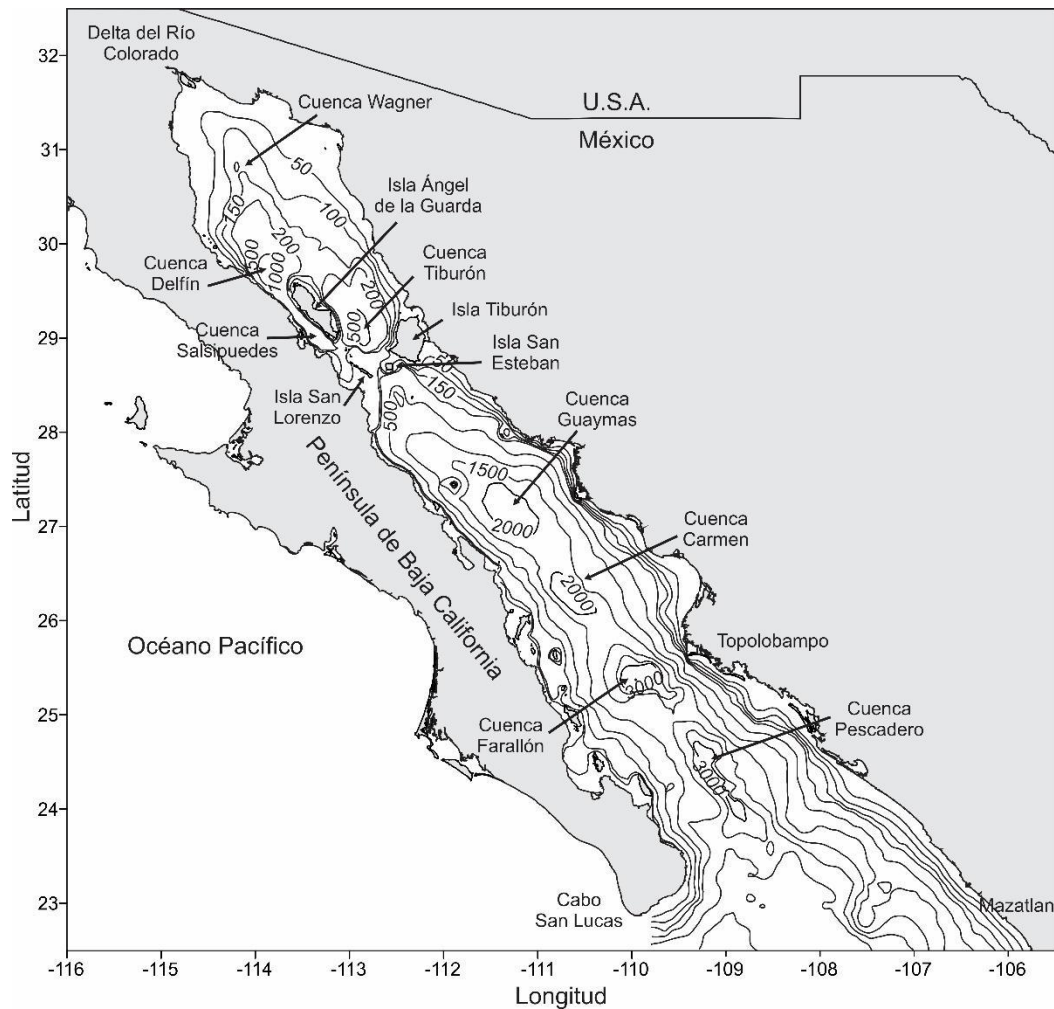


Figura 1.1.1 Golfo de California: principales islas y cuencas, batimetría (m).

El clima del golfo es más continental que oceánico y esto contribuye a los grandes rangos diurno y anual de temperatura que se han observado. La sección norte del golfo es seca y desértica, con régimen de lluvias de invierno y con precipitación anual menor a 100 mm, con

la mayor cantidad de lluvia durante diciembre. En la región sureste, el régimen de lluvia es de verano y la precipitación a lo largo de la costa es de aproximadamente 1000 mm por año, con la mayor presencia de lluvia entre junio y octubre (Roden, 1964).

En general la dinámica del GC es influenciada por las mareas, el viento y el intercambio con el Océano Pacífico. Sin embargo, las mareas en la región sur del golfo tienen un rango muy pequeño de ~40 cm (Salas-de-León et al., 2003), por lo que los principales mecanismos de forzamiento en la dinámica son el viento y el intercambio con el Océano Pacífico. El viento en el golfo es de tipo monzónico; comúnmente se presenta a lo largo del eje del golfo, viene del noroeste durante invierno-primavera y del sureste en verano-otoño (Badán-Dangón et al., 1991).

El área de estudio de este proyecto comprende el sur del Golfo de California donde se obtuvieron y analizaron los patrones de circulación a lo largo del año 2019, los cuales se compararon con la información de los parámetros hidrográficos a través de las secciones verticales de los transectos señalados en color rojo (Fig. 1.1.2).

En la región de comunicación entre el GC y el Océano Pacífico se presenta una dinámica compleja debido a la confluencia de diferentes masas de aguas principalmente en las capas superficiales. Estas masas de agua se han identificado como; Agua Tropical Superficial (ATS), Agua de la Corriente de California (ACC) de origen subártico, y Agua del Golfo de California (AGC) (Tabla 1.2.1).

Las diferencias de temperatura y densidad entre estas masas de agua superficiales causan frentes que tienden a desarrollar estructuras de mesoescala como los vórtices, meandros y corrientes (Lavín et al., 2009), el campo de flujos de mesoescala en el océano se caracteriza por una escala horizontal de 10 a 100 km (Thomas et al., 2008). El intercambio vertical puede producir el hundimiento de las masas de agua ACC o AGC subyaciendo al ATS (Castro et al., 2000). Por debajo de los 150 m de profundidad se encuentra el Agua Subsuperficial Subtropical (ASsSt) proveniente de la zona ecuatorial, al este del Pacífico Tropical por la corriente del norte. Las dos masas de agua restantes, el Agua Intermedia del Pacífico y el Agua Profunda del Pacífico se encuentran a una profundidad mayor, lo que las hace estables a una escala de tiempo estacional (Lavín et al., 2009).

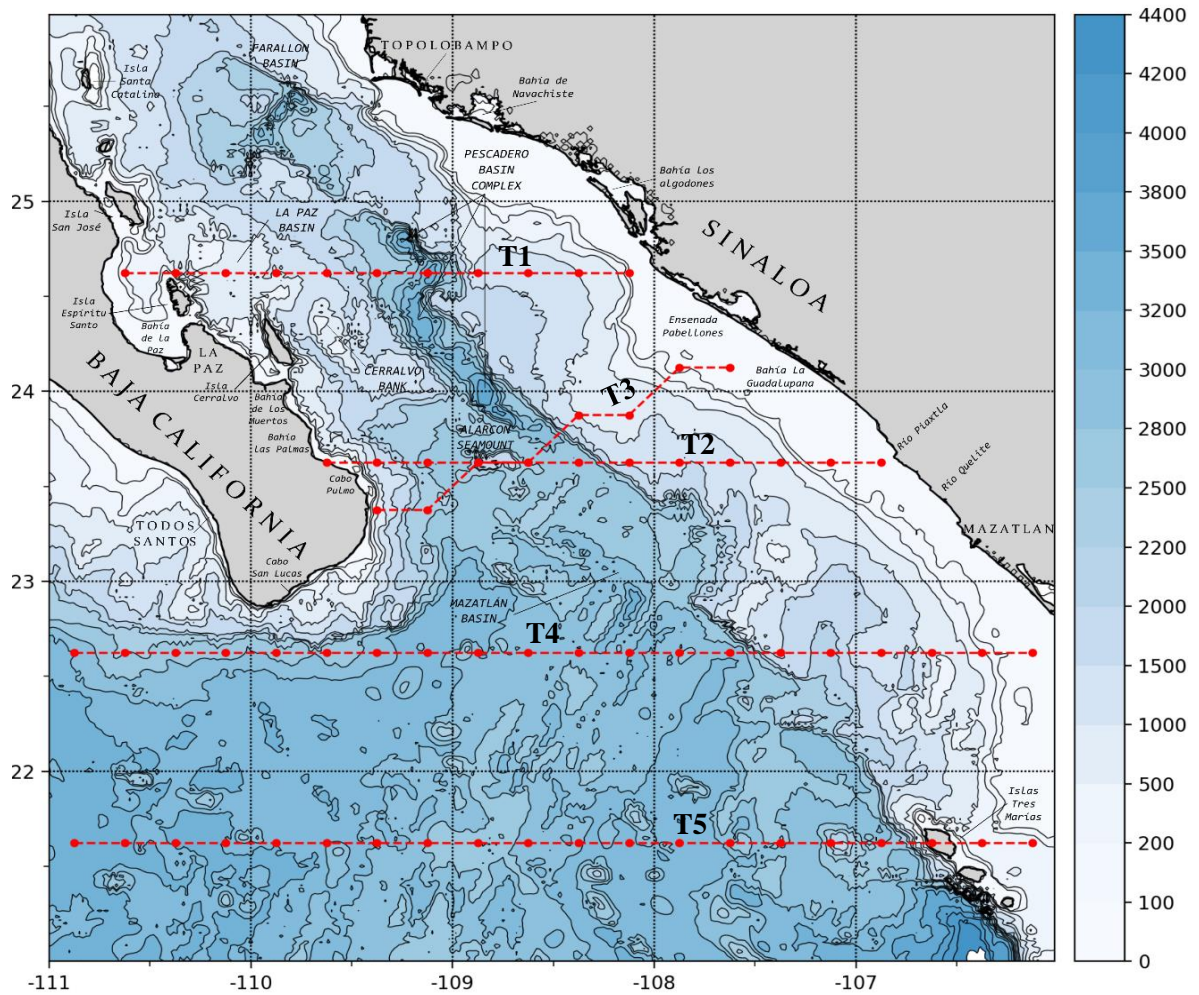


Figura 1.1.2 Mapa batimétrico del sur del Golfo de California (ETOPO 1) y transectos para el análisis hidrográfico (líneas rojas). Profundidad [m].

Tabla 1.2.1 Características de las masas de Agua en el GC según (Lavín et al., 2009).

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

1.2 Antecedentes

Tras las primeras investigaciones en el GC se ha reconocido que su extrema riqueza biológica está relacionada con factores o procesos físicos (Gilbert y Allen, 1943; Álvarez-Borrego y Lara-Lara, 1991). El campo de vientos a lo largo del golfo es de naturaleza monzónica, con vientos del noroeste durante el invierno-primavera (diciembre a mayo), lo que provoca surgencias a lo largo de la costa este, vientos del sureste durante el verano-otoño, (julio a octubre), con surgencias en la costa peninsular, mientras que junio y noviembre son meses que se consideran como períodos de transición (Roden, 1964). En el primer caso, en la atmósfera un anticiclón se coloca sobre el suroeste de la Gran Cuenca en los Estados Unidos e impulsa el flujo del aire hacia el sur. En el segundo caso, la circulación sinóptica está dominada por una baja presión ubicada sobre el desierto de Sonora, y esto favorece la advección de masas de aire tropical hacia el golfo. Los vientos hacia el sur son más intensos y menos húmedos que los vientos hacia el norte (Badán-Dangón et al., 1991).

A partir de datos satelitales de NSCAT y Quikscat se determinó que la variabilidad en la magnitud de los vientos invernales es mayor que la del verano, especialmente para las regiones del sur, teorizando reversiones efímeras durante junio, julio y septiembre, sin embargo, solo se observó un viento constante hacia el noroeste durante períodos cortos en agosto (Parés-Sierra et al., 2003). En el invierno, la surgencia de la costa este es intensa, tiene un efecto marcado en las comunidades de fitoplancton con concentraciones de *Chl-a* excediendo los 10 mg/m^3 (Álvarez-Borrego, 2012). Debido a la vorticidad, se incrementa la biomasa de fitoplancton a lo largo del GC (Santamaria-Del-Ángel et al., 1994). Durante el verano, el afloramiento a lo largo de la costa de Baja California con vientos del sureste, tienen un débil efecto en la biomasa de fitoplancton, causando un incremento de solamente 0.5 mg/m^3 debido a la estratificación (Santamaria-Del-Ángel et al., 1999).

En el GC mediante derivadores ARGOS se describió la presencia de un vórtice ciclónico en verano, en la entrada del GC frente a la Bahía de La Paz (Emilsson y Alatorre, 1997). Los datos satelitales se han usado desde tiempo atrás, durante marzo y abril de 1985 se utilizaron datos de la Temperatura Superficial del Mar (TSM) para describir la evolución de un afloramiento que se originó al norte de Guaymas y eventualmente abarcó el ancho del GC (Badan-Dangon et al., 1985). Se han estudiado las anomalías de la TSM a partir de los

satélites de la NASA, donde se mostró que las anomalías positivas más notables se deben a la presencia de evento El Niño, especialmente el evento 1997-1998, con anomalías superiores a 3°C del comportamiento climatológico marino. La mayor anomalía negativa se debió al evento La Niña 1988-89. El Niño 1986-87 tuvo un efecto más débil en el GC, con anomalías < 2 °C (Lavín et al., 2003).

Como se mencionó anteriormente, la riqueza biológica del GC está estrechamente relacionada con los procesos físicos, como son los tres principales mecanismos de fertilización: surgencias generadas por viento, mezcla por mareas y el intercambio vertical en la columna de agua con el Océano Pacífico (Álvarez-Borrego y Giles-Guzmán, 2012). En la capa superficial de los 0 a 200 m el agua fluye hacia el Pacífico, mientras que el agua profunda de 200 a 600 m, fluye hacia el golfo (Marinone, 2003). Como consecuencia de esta circulación, agua profunda rica en nutrientes es llevada hacia la zona eufótica donde los nutrientes pueden ser utilizados por el fitoplancton (Gilbert y Allen, 1943).

El norte del GC es histórica y actualmente, una de las regiones marinas biológicamente más productivas de la Tierra. Esta alta productividad es impulsada por una combinación de factores, que incluyen: surgencias costeras, la mezcla de la columna de agua impulsada por el viento y turbulencia extrema de mareas, la circulación termohalina y nutrientes liberados de la erosión de los antiguos sedimentos del delta del río Colorado. Con valores máximos de Chl-*a* de 4.5 mg/m³ obtenidos de mediciones de CTD en la costa este del norte del GC en 1993 (Brusca et al., 2017). Por otro lado, las poblaciones más pequeñas de fitoplancton de todo el golfo se encuentran en la región cercana a la boca. Se ha encontrado que en la región entre 25 y 27 °N se presentan poblaciones más grandes de diatomeas que en las zonas de entrada, sin embargo, sigue siendo relativamente pobre en comparación con las regiones más septentrionales (Gilbert y Allen, 1943). Durante los veranos de 1997 a 2002, los valores medios de Chl-*a* obtenidos de imágenes satelitales para todo el golfo fueron similares a los de la región de entrada ~0.4 mg/m³ en el invierno y similares al evento de El Niño 97-98. En el invierno los valores de Chl-*a* aumentan hasta 5.8 mg/m³, durante el ENSO, se observó un gradiente de Chl-*a* de sur a norte, mientras que en los años siguientes este gradiente no fue tan claro (Álvarez-Borrego, 2012).

En el sur del GC el flujo de la Corriente Costera Mexicana corresponde a la fase ciclónica de una onda anual de Rossby, sin embargo, a la fecha no se ha descrito completamente su variación estacional e interanual. En la mesoescala, la dinámica de la boca del golfo está dominada por una intensa actividad de vórtices (Kurczyn et al., 2013).

En la primavera de 2013 se realizó un estudio de la variabilidad hidrográfica en la entrada del GC a partir de bases de datos obtenidas del satélite MODIS AQUA y Jason 1 para la Chl-*a* y Anomalía del Nivel del Mar (ANM), respectivamente, en conjunto con el crucero PESCAR24, donde se observaron tres vórtices dos anticiclónicos y uno ciclónico. Como consecuencia la profundidad de la capa de máxima concentración de Chl-*a* se intensificó en presencia del vórtice ciclónico y se hundió en los casos de la circulación anticiclónica. Lo anterior dio lugar a que las concentraciones de Chl-*a* fueran más altas en el vórtice ciclónico o más bajas en los anticiclónicos. Finalmente, hubo una marcada diferencia en los principales grupos de fitoplancton a diferentes profundidades con *Synechococcus*, *Prochlorococcus* y *Prymnesiophytes* como los principales grupos de fitoplancton en la superficie, mientras que *Prymnesiophytes*, *Prasinophytes* y *Chrysophytes* predominaron en la capa de máxima de Chl-*a*. No obstante que las diatomeas tuvieron en general una baja contribución a Chl-*a*, aumentaron su contribución en aguas influenciadas por el ACC (Larios-Muñiz et al., 2022). Además, se han utilizado imágenes del Sea-viewing Wide Field-of-view Sensor SeaWiFS, para describir una serie de corrientes y vórtices a lo largo del GC (Pegau et al., 2002).

Se ha demostrado que los productos de datos de teledetección (satelitales y aéreos) son de gran ventaja para analizar los cambios que ocurren en los ecosistemas marinos y costeros a diferentes escalas espacio-temporales, lo cual ha minimizado la dependencia de las investigaciones de campo (Klemas, 2010).

En esta tesis se realizó un análisis de la circulación en la región sur del GC a lo largo del año 2019 haciendo uso del avance tecnológico actual en la percepción remota. Se analizaron los patrones de circulación a partir de datos de corrientes geostróficas superficiales y a 50 m de profundidad, de ANM, velocidad del viento, así como de datos hidrográficos; temperatura y salinidad en la columna de agua, la distribución de Chl-*a* se relacionó con las características de la circulación, dicha información fue obtenida del CMEMS (Harsbach et al., 2019).

1.3 Objetivos

1.3.1 Objetivo general

Analizar la circulación en el sur del Golfo de California, a lo largo del año 2019; mediante los patrones de corriente geostróficas superficiales y a 50 m de profundidad y de las estructuras hidrográficas obtenidas de información de Copernicus Marine Environment Monitoring Service.

1.3.2 Objetivos particulares

- Analizar el patrón de vientos en el sur del Golfo de California a lo largo del año 2019.
- Analizar la distribución de la Temperatura Superficial del Mar, mensualmente durante 2019.
- Analizar la Anomalía del Nivel del Mar, mensualmente en 2019.
- Analizar el patrón de corrientes geostróficas en el sur del Golfo de California para determinar si la circulación es de carácter estacional o permanente.
- Analizar la distribución de Chl-*a* mensualmente a lo largo del año 2019.
- Analizar los rasgos hidrográficos (temperatura, salinidad) en las secciones verticales, en cinco transectos en el sur del Golfo de California en el año 2019.

CAPÍTULO II

2. MARCO TEÓRICO

2.1 Vórtices en el océano

En la Tierra los fluidos tienden a moverse en un patrón circular. A escala global esta tendencia a rotar es reforzada por la fuerza de Coriolis, como consecuencia de la rotación de la tierra sobre su propio eje. El efecto de Coriolis se manifiesta en dirección opuesta en ambos hemisferios. En el hemisferio norte, la circulación general en la superficie del océano es en sentido de las manecillas del reloj, mientras que en el hemisferio sur ocurre en sentido contrario (como son los grandes giros subtropicales), trayendo consigo importantes consecuencias para el ecosistema (Cruz-Gómez et al., 2008). Existen varias formas de generación de vórtices, entre las que se encuentran la interacción de una corriente con la costa, la inestabilidad de una corriente bien definida, el hundimiento de grandes masas de agua, la formación de columnas de Taylor sobre un monte submarino, y debido a la acción del viento sobre la superficie libre. Frecuentemente, cuando se habla de fluidos geofísicos con movimientos en forma de vórtices, se utilizan indistintamente los términos giro (gyre), anillo (ring) o remolino (eddy), independientemente de su tamaño, mecanismo y lugar de formación. Sin embargo, cada uno de ellos tiene su propio mecanismo de formación; los giros son vórtices generados por el efecto del viento, mientras que los anillos son vórtices que se desprenden de una corriente (como son los anillos que se forman en el Gulf Stream, (Atlántico Norte) y que en su núcleo central tienen muy baja vorticidad relativa, y remolino es cualquier otro vórtice. Se ha considerado que un anillo puede ser la primera etapa de los remolinos, ya que una vez que la parte central del anillo adquiere mayor velocidad angular a través de la difusión radial, el anillo se puede transformar en remolino (Olson, 1986).

La dinámica y patrones de los vórtices han sido sujeto de estudio en la oceanografía moderna. Por ejemplo, se encontró que la variación de la vorticidad planetaria (f) con la latitud, producía un desbalance de masa y que, debido a esta variación, se producían vórtices que se denominan ciclón y anticiclón con respecto a su polaridad (Bjerknes y Holmboe, 1944). Dicha variación de f es importante para fenómenos con escalas espacio temporales de varias

semanas y de miles de kilómetros y puede ser expresada como $f = f_o + \beta y$, con β constante, conocido como modelo plano- β , los vórtices que se desplazan hacia el oeste son llamados ondas de Rossby y en gran parte se deben al efecto β .

El estudio de los vórtices se ha realizado a través de mediciones *in-situ*, mediante campañas oceanográficas en las que se analiza la distribución de los parámetros hidrográficos y analizando el intercambio de nutrientes, tal es el caso del mar de los Sargazos (Jenkins y Goldman et al., 1985) y a través de modelos matemáticos como en el Golfo de México (Monreal-Gómez y Salas-de-León, 1990). La altimetría satelital ha revolucionado la investigación, la ANM es una respuesta integrada en profundidad, con apoyo de esta se continúa rastreando la señal de los vórtices oceánicos mucho después de que la capa de mezcla superficial haya sido modificada por el forzamiento estacional.

Los datos satelitales han proporcionado una visión sin precedentes de las ondas de Rossby del océano global, sus escalas temporales y espaciales y sus velocidades de propagación hacia el oeste (Chelton y Schlax, 1996). En el Golfo de México, las zonas de la plataforma continental de Texas-Luisiana, Florida y de la Bahía de Campeche se observan vórtices ciclónicos, con diámetros de aproximadamente 150 km (Monreal-Gómez y Salas-de-León, 1990). En el sureste del Océano Índico y en menor medida en el Atlántico suroriental, los vórtices oceánicos muestran una divergencia: el extremo del vórtice cálido se propaga hacia el oeste y el Ecuador, mientras que los vórtices fríos se propagan hacia el oeste y hacia el polo. Estos vórtices son lo suficientemente grandes como para ser influenciados por el efecto β , y su deriva meridional se debe al cambio en la vorticidad planetaria (f) y de la vorticidad relativa ($\xi = \nabla \times V$) en los flancos del vórtice (Morrow et al., 2004). En el Golfo de Aden (Océano Índico) la ANM positiva y negativa fue observada con frecuencia al centro y oriente del golfo, con amplitudes de ± 30 cm alrededor de la media, a largo plazo se asocian con variaciones de 100 m en la profundidad de la termoclina principal y corrientes anticiclónicas y ciclónicas que se extienden en la columna de agua. En la mayoría de los vórtices observados la velocidad azimutal se intensificó en la superficie hasta 50-60 cm/s y ésta fue de 20 a 30 cm/s a mayores profundidades (Bower y Furey, 2012). Se ha utilizado la información de altimetría satelital a cargo de la agencia espacial francesa (CNES), Data Unification and Altimeter Combination System (DUACS), para reevaluar estudios llevados a cabo en diferentes zonas (Dong et al., 2014; He et al., 2018), tal es el caso del análisis global de 1993

a 2020 donde se observó que el movimiento de los vórtices tiene una divergencia, la visión tradicional de la dependencia de la polaridad; es decir, la divergencia es hacia el polo para los vórtices ciclónicos y hacia el Ecuador para los anticiclónicos en teoría se cumple, sin embargo, en la práctica no siempre se observa (Chen et al., 2022).

Los vórtices juegan un papel muy importante en el transporte de energía interna (calor), de momento y de las propiedades bioquímicas del agua a lo largo de distancias mucho mayores a su diámetro, que va de algunas decenas a cientos de kilómetros, con un periodo de vida relativamente grande; de meses e incluso años. Los vórtices en el océano tienen características físicas muy importantes y distintivas. Remolinos cálidos aparecen en la superficie como un domo con movimiento anticiclónico, en cambio un remolino frío se puede ver como una depresión o concavidad en la superficie libre, con movimiento ciclónico. En el hemisferio norte un remolino anticiclónico gira en sentido de las manecillas del reloj y presenta vorticidad relativa vertical negativa, mientras que un remolino ciclónico gira en sentido contrario de las manecillas del reloj con vorticidad relativa vertical positivo. Contrario a lo que sucede en el hemisferio norte, en el hemisferio sur el movimiento en los remolinos ciclónicos y anticiclónicos es en el mismo sentido y en sentido contrario de las manecillas del reloj, respectivamente (Cruz-Gómez et al., 2008). Se ha observado que en el océano los remolinos no solamente se presentan en la superficie; pueden ser subsuperficiales y encontrarse incluso por debajo de la termoclina (Wang y Dewar, 2003; Salas-de-León et al., 2004; Fratantoni y Richardson, 2006). Los giros ciclónicos llevan aguas subsuperficiales hacia la capa superficial, causando una inyección de nutrientes que promueven la productividad biológica. Mientras que los giros anticiclónicos producen un hundimiento de agua superficial provocando una reducción local de los nutrientes disponibles en la capa superficial que genera reducción de la productividad primaria. Sin embargo, los vórtices anticiclónicos pueden generar un aumento en la producción primaria bajo ciertas condiciones, o generar parches productivos a través del transporte del agua y sus comunidades (Merino y Monreal-Gómez, 2004). Sea cual sea el sentido de rotación de los vórtices, estos juegan un papel importante en la productividad biológica. Algunos son tan profundos que alcanzan a remover parte de la columna de agua y acarrear nutrientes desde grandes profundidades, fertilizando las aguas subsuperficiales y superficiales, provocando

importantes florecimientos de fitoplancton en mar abierto, lo que atrae al zooplancton y a otros peces que forman parte de la cadena alimenticia (Lee y Williams, 2000).

2.2 Datos satelitales

Examinar cómo interactúan el océano, la atmósfera y el continente a lo largo del tiempo sería imposible sin el uso de una gran variedad de sensores y plataformas. Los sensores de observación satelital se calibran con sensores *in situ* como; boyas, radares de alta frecuencia, datos obtenidos mediante equipos instalados en buques oceanográficos y en buques comerciales o privados que voluntariamente recopilan datos en sus rutas, aeronaves, robots submarinos, vehículos submarinos autónomos, boyas de deriva, rastreo animal por telemetría, torres de LiDAR. Todos estos instrumentos proveen información del océano profundo, de la costa y de las áreas someras. Es así como se puede tratar de comprender la complejidad, función y estructura del sistema océano-atmósfera-continente (Chapron et al., 2008).

El portal del CMEMS contiene datos en superficie a partir del reprocesamiento, normalización e interpolación de los datos obtenidos por distintos satélites, además se cuenta con datos por capas de profundidad para lo cual utiliza el análisis ARMOR3D, que corresponde a reprocesamiento que interpola datos *in situ* y observaciones satelitales. Posteriormente los datos de temperatura y salinidad son extendidos por una regresión lineal y las corrientes geostróficas son computarizadas por medio de la ecuación de viento térmico con nivel de referencia en la superficie que se utiliza para combinar campos de corriente geostrófica en la superficie con los campos ARMOR3D TS y, por lo tanto, para generar corriente geostrófica en 3D global.

2.2.1 Campo de viento

El viento juega un papel importante en la transferencia de gases, calor, humedad, momento y energía entre la atmósfera y el océano; a través de estos procesos influyen el clima regional y global. Este viento contribuye a los ecosistemas marinos forzando la circulación oceánica de gran escala y la vorticidad local. Huracanes, tifones, y tormentas invernales de latitud media representan una amenaza para el transporte marítimo y las regiones costeras.

Un radar, dispersómetro, se utiliza para cuantificar señales de viento, al transmitir un pulso se recibe una señal de regreso que, al ser corregido de interferencia atmosférica y ruido instrumental, este realiza mediciones de la retrodispersión a partir de pequeñas áreas superficiales (Ulaby et al., 1981). Los dispersómetros funcionan al realizar múltiples observaciones de la misma área de superficie del mar, ya sea desde diferentes direcciones o a diferentes polarizaciones, incorporando las observaciones a una función de transferencia. En un sensor a bordo de un satélite, para viento constante, cada dispersómetro recibe la retrodispersión del mismo Observador Focalmente Visualizado (OFV), a dos o cuatro diferentes tiempos, ángulos azimutales y polarizaciones. Para los tres rayos que se observan en la Figura 2.2.1, la antena recibe la señal en ángulos de mirada en relación con la trayectoria del satélite 45° por delante, en ángulo recto con la trayectoria y 45° por detrás respectivamente. Si el satélite se encuentra a una altitud de 800 km, con una velocidad superficial de aproximadamente 7 km s^{-1} y si la pista de superficie del OFV está a una distancia de 500 km de la subtrayectoria del satélite, entonces el haz medio la observa unos 70 s después del haz delantero y el haz de popa la observa 70 s adicionales más tarde. Este procedimiento da tres mediciones durante un período de aproximadamente dos minutos. Las propiedades de onda y la superficie transversal de dispersión (σ_0) son funciones de la polarización (P) en la señal que recibe el sensor, la velocidad del viento (U) y diferencia azimutal (φ_R) entre la dirección del viento y el ángulo del dispersómetro, las múltiples observaciones permiten derivar la magnitud y dirección del viento, al expresar como una suma de funciones armónicas truncadas de Fourier, con los coeficientes (A_{ip}) deducidos por mediciones *in situ* (Martin, 2014).

$$\sigma_0 = F(P, U, \varphi_R) = A_{0p} \sum_{i=1}^N \left(1 + A_{ip} \cos(i\varphi_R) \right) \quad \text{Ec. 1}$$

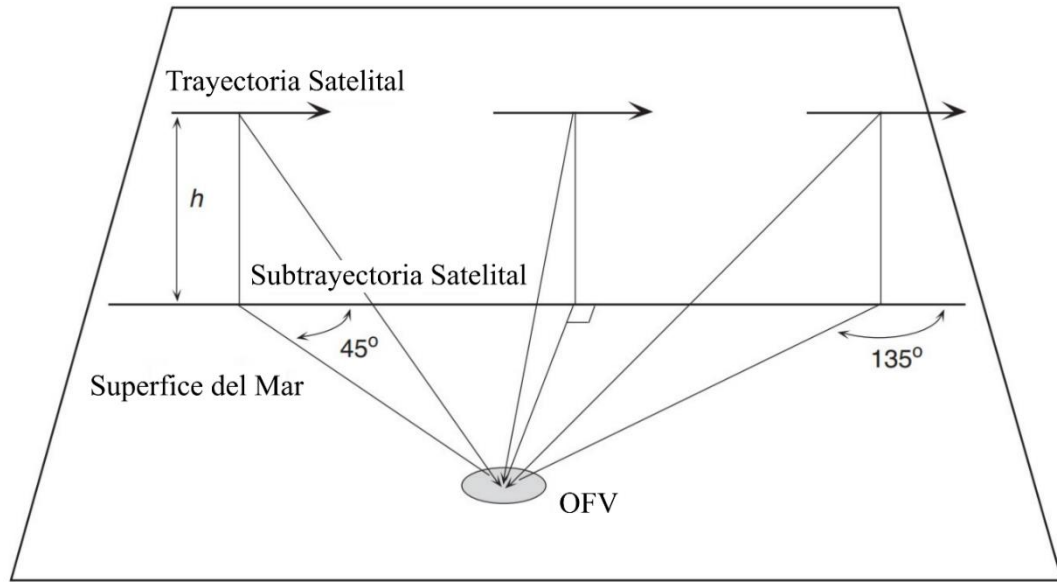


Figura 2.2.1 Principio Básico de un Radar, Dispersómetro de Viento, modificada de (Martin, 2014).

2.2.2 Temperatura superficial del mar

Las observaciones satelitales de la TSM, contribuyen a la comprensión de la variabilidad regional y del cambio climático global permitiendo la visualización de una amplia variedad de flujos oceánicos. Los primeros 3 m de la columna de agua tienen la misma capacidad calorífica y los 10 m por encima del mar comparte una masa similar en la columna de atmósfera superpuesta. El océano superficial modera el sistema climático global donde la TSM es proporcional al almacenamiento de calor en la superficie del océano (Gill, 1982). La distribución espectral de la radiación emitida por la superficie marina a una temperatura absoluta (T), es derivada de las mediciones de radiación por los radiómetros satelitales utilizando la función de Planck. Posteriormente a esta temperatura llamada temperatura de brillo, se le aplica un algoritmo de corrección atmosférica a los pixeles intervenidos con radiación de nubes o aerosoles ya que estos propagan o absorben las emisiones del infrarrojo, para así obtener una TSM correcta.

$$B_{\lambda}(T) = 2hc^2\lambda^{-5}\left(e^{hc/(\lambda kT)} - 1\right)^{-1} \quad \text{Ec. 2}$$

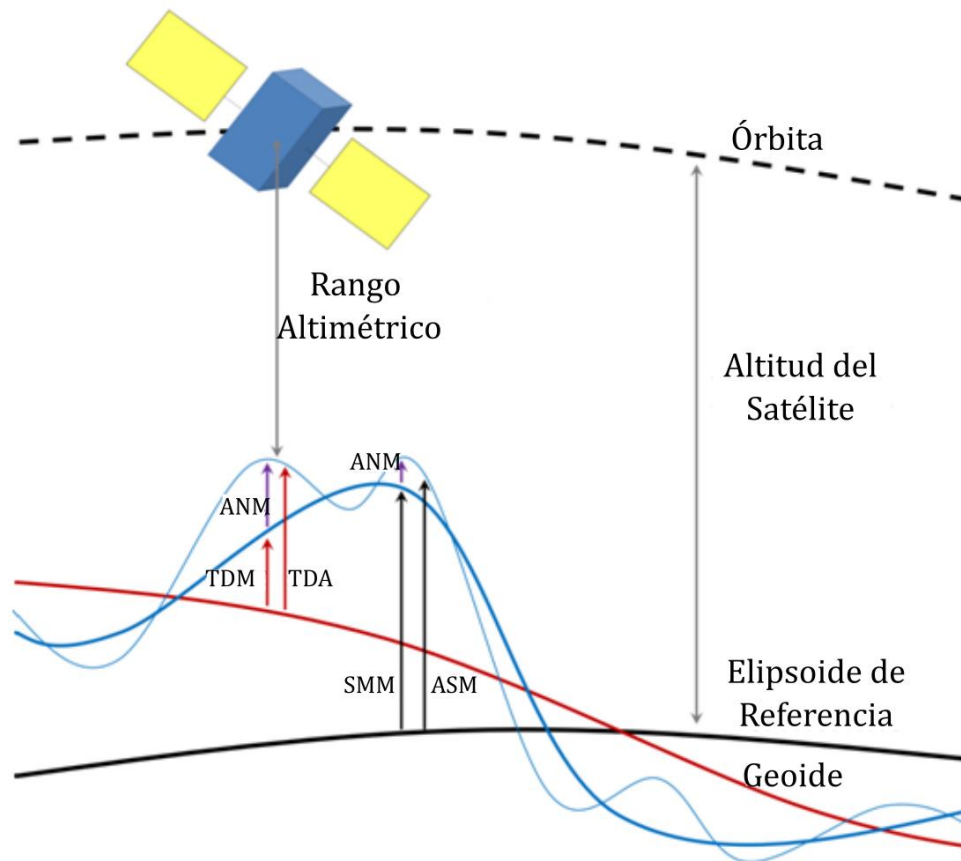
Donde h es la constante de Planck, c la velocidad de la luz en el vacío, k la constante de Boltzmann y " λ " la longitud de onda (Minnett et al., 2019).

2.2.3 Anomalía del nivel del mar

A la superficie descrita por la ANM que existiría sin ninguna perturbación por vientos, corrientes, mareas, etc., se le conoce como geoide, debido a las variaciones gravitacionales alrededor del mundo, que son causa de la diferencia en masas y densidades del suelo marino. Por ejemplo, la presencia de una roca de mayor densidad en el suelo marino deformaría la altura del mar por decenas de metros y sería visible como una montaña en el geoide. Por otra parte, la circulación oceánica comprende componentes estacionarios permanentes (circulación ligada a la rotación de la Tierra, vientos permanentes, etc.) y una componente altamente variable (efectos del viento, variabilidad estacional), el efecto promedio es del orden de un metro (AVISO, 2022). La altimetría permite el acceso a la Altura de la Superficie del Mar (ASM; o SSH por sus siglas en inglés) respecto al elipsoide de referencia (Fig. 2.2.2), es decir; $ASM = \text{órbita-rango altimétrico}$. La Superficie Media del Mar (SMM; o MSS por sus siglas en inglés) es el promedio temporal sobre un periodo “N”, $SMM_N = \overline{ASM}_N$.

La ANM se obtiene a partir de la ASM y del promedio de SMM en 20 años (1993-2012). Equivalente a la topografía dinámica absoluta (TDA) menos topografía dinámica media (TDM), que es el promedio en 20 años (Ec. 3), el valor se enfoca a la señal dinámica de la componente variable normalizando los valores (Fig. 2.2.2).

$$ANM_N = ASM - SMM_N = TDA - TDM_N \quad \text{Ec. 3}$$



ASM: Altura de la Superficie del Mar
 ANM: Anomalía del Nivel del Mar
 TDM: Topografía Dinámica Media
 SMM: Superficie Media del Mar
 TDA: Topografía Dinámica Absoluta

Figura 2.2.2 Principios del procesamiento de la Altura de la Superficie del Mar y la Anomalía del Nivel del Mar. Modificada de Pujol y Mertz (2020).

2.2.4 Clorofila-*a*

El sensor satelital para la Chl-*a* funciona a partir de captar la absorción y dispersión de la radiación solar que se refleja en el océano. La Chl-*a* absorbe la luz preferente en dos picos, en el azul y en el rojo, por lo que al aumentar su concentración en el agua esta cambia su coloración de azul a verde. (Hoepffner y Sathyendranath, 1993). El procesamiento de este pigmento y de sus inherentes propiedades ópticas asociadas al material orgánico e inorgánico se basa en tres diferentes fuentes de información: Los sensores satelitales, observaciones *in*

situ y modelos numéricos que sintetizan los datos. Estos sensores se conocen como radiómetros, que captan y categorizando en bandas un rango en el flujo de radiación electromagnética, para el sensor MODIS la banda 13 a 670 nm, la banda 14 a 678 nm y la banda 15 a 765 nm permiten determinar la señal de la Chl-*a* un pico de fluorescencia a 683 nm. La banda de MODIS 14, la banda 6 de SeaWiFS y la banda M5 de VIIRS se encuentran en longitudes de onda ligeramente más cortas que el pico de fluorescencia para evitar la banda de absorción de oxígeno a 687 nm. Utilizando las bandas de 765 y 865 nm para la corrección de aerosoles atmosféricos (Martin, 2014).

Uno de los algoritmos más conocidos para la clorofila es el chlor_*a*, el cual implementa el algoritmo estándar de relación de bandas OC3\OC4 (OCx) combinado con el índice de color CI (Hu et al., 2012). Los valores de clorofila por debajo de 0.15 mg m⁻³ utilizan el algoritmo CI, para valores por encima de 0.2 mg m⁻³ se utiliza el algoritmo OCx. Los algoritmos CI y OCx se combinan utilizando un enfoque ponderado para los casos en que el valor de la clorofila se encuentre entre ambos valores.

El algoritmo CI procesa la diferencia de reflectancia entre las tres bandas, entre la Reflectancia de Percepción Remota, R_{pr} , de la banda verde y una referencia lineal de R_{pr} entre las bandas azul y roja.

$$CI = R_{pr}(\lambda_{verde}) - [R_{pr}(\lambda_{azul}) + \frac{(\lambda_{verde} - \lambda_{azul})}{(\lambda_{rojo} - \lambda_{azul})} * (R_{pr}(\lambda_{rojo}) - R_{pr}(\lambda_{azul}))] \quad \text{Ec. 4}$$

Donde λ_{azul} , λ_{verde} , λ_{rojo} son longitudes de onda específicas de un sensor, cercanas al 443, 550, y 670, respectivamente. La R_{pr} es un algoritmo que deriva la radiancia espectral que surge de la superficie oceánica, normalizado por la irradiancia solar descendente y expresado en función de las longitudes de onda de las bandas.

Por otra parte, el algoritmo OCx es polinomial de cuarto orden, relacionando la razón entre la R_{pr} y la Chl-*a*.

$$\log_{10}(chl_a) = a_0 + \sum_{i=1}^4 a_i \left(\log_{10} \left(\frac{R_{pr} \lambda(azul)}{R_{pr} \lambda(verde)} \right) \right)^i \quad \text{Ec. 5}$$

Donde el numerador, $R_{pr} \lambda(azul)$ es el mayor de varios valores de la R_{pr} de entrada y los coeficientes, $a_0 \dots a_4$, son específicos para cada sensor (NASA, 2021).

2.3 Corrientes geostróficas

Las corrientes geostróficas son calculadas por medio de la relación entre la fuerza debida a la gravedad, la fuerza de Coriolis y la ANM. Este cálculo se realiza a partir del balance geostrófico o ecuaciones geostróficas. Así mismo, estas ecuaciones se derivan a partir de las ecuaciones de movimiento, las cuales relacionan el momento de la masa del fluido, enfatizando en una masa constante, a una fuerza.

$$\frac{D(mv)}{Dt} = F; \quad \frac{D(v)}{Dt} = \frac{F}{m} \quad \text{Ec. 6}$$

Siendo esta fuerza por unidad de masa, la sumatoria de las fuerzas, “ F ”; fuerza de gradiente de presión, la fuerza de Coriolis, la fuerza debida a la gravedad y a la fuerza debida a la fricción. Con la coordenada z positiva hacia arriba.

$$\frac{Dv}{Dt} = -\frac{1}{\rho}\nabla p - 2\Omega \times v - g + F_r \quad \text{Ec. 7}$$

donde g es la aceleración debida a la gravedad, F_r es la aceleración debida a la fuerza de fricción y la magnitud 2Ω se debe al a la rotación de 2π radianes por día sideral, el término $2\Omega \times v$ es la aceleración de Coriolis y ρ es la densidad del fluido (Ec. 7). El balance geostrófico hace las siguientes suposiciones; el flujo no es acelerado $\frac{du}{dt} = \frac{dv}{dt} = \frac{dw}{dt} = 0$, la única fuerza externa es la gravedad y las velocidades horizontales son mayores a la velocidad vertical ($w \ll u, v$); que simplifican la Ec. 7 quedando como (e.g., Pond y Pickard, 1995):

$$fu = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} \quad \text{Ec. 8}$$

$$fv = \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} \quad \text{Ec. 9}$$

$$\frac{\partial p}{\partial z} = -\rho g \quad \text{Ec. 10}$$

Donde $f(= 2\Omega \sin\varphi)$ es el parámetro de Coriolis, y φ es la latitud. Estas ecuaciones se pueden reescribir de la forma:

$$u = -\frac{1}{f\rho} \frac{\partial p}{\partial y}; \quad v = \frac{1}{f\rho} \frac{\partial p}{\partial x}; \quad p = p_0 + \int_{-h}^{\zeta} g(\phi, z)\rho(z)dz \quad \text{Ec. 11}$$

Donde p_0 es la presión atmosférica en $z = 0$ y ζ es la ANM. Finalmente, considerando esta ecuación a una superficie, la gravedad potencial permanece constante y no se realiza trabajo para moverse a lo largo de una superficie equipotencial, libre de fricción. Al reescribir la presión para este caso, donde r es cualquier posición de la superficie en la vertical.

$$p = \rho g(\zeta + r) \quad \text{Ec. 12}$$

Sustituyendo esta presión en las ecuaciones geostroficas, se obtiene finalmente la ecuación para deducir las corrientes superficiales a partir de la ANM (Steward, 1997).

$$u = -\frac{g}{f} \frac{\partial \zeta}{\partial y}; \quad v = \frac{g}{f} \frac{\partial \zeta}{\partial x} \quad \text{Ec. 13}$$

2.4. Datos hidrográficos y corrientes geostroficas a diferentes profundidades

El registro de datos *in situ* de las variables temperatura y salinidad se realiza por medio de la sonda multiparamétrica CTD, acrónimo de las siglas en inglés Conductividad, Temperatura y Profundidad. Por medio de estas tres variables físicas, se calcula la salinidad a partir de las sales disueltas en el mar y posteriormente se calcula la densidad, a partir de las variaciones de densidad se calculan las corrientes geostroficas. El CTD es un instrumento que se sumerge a lo largo de la columna de agua, capturando datos en la vertical, sin embargo, este puede ser colocado al costado de los barcos, en vehículos autónomos o en un punto estático, tal como en una boya oceanográfica o anclada en algún punto estratégico. Este instrumento suele contar con otros sensores para obtener información del pH, oxígeno disuelto, fluorescencia, entre otros (Seabird, 2018).

La conductividad es una medida de la capacidad de un material para conducir una corriente eléctrica. La capacidad de los iones en el agua de mar para conducir la carga eléctrica es directamente proporcional a su concentración de sales. Otros electrolitos, como los iones menores, metales traza, nutrientes y materia orgánica disuelta hacen una contribución insignificante. La temperatura también afecta la conductividad: el agua cálida tiene alta

conductividad, mientras que el agua fría tiene baja conductividad. Las unidades para la conductividad son Siemens/metro (S/m). Para el agua que va desde el agua dulce hasta el agua de mar, la conductividad generalmente varía de 0 a 7.5 S/m.

La ecuación utilizada para relacionar las mediciones de la conductividad generadas por un salinometro de inducción con un estándar PSS-78, una escala de salinidad práctica ($S_p = S_p(C, t, P)$) donde la salinidad se define como la razón entre la conductividad eléctrica de una muestra de agua de mar y la de una solución de cloruro de potasio a 15 °C a 1 atm. La fracción de masa de KCl en la solución de cloruro de potasio es de 32.4356×10^{-3} , lo que equivale a una clorinidad de 19.374‰ de la muestra comúnmente. La muestra de calibración se obtiene diluyendo el agua de mar del Atlántico Norte a una cloración de 19.374‰. Esta ecuación es válida para salinidades de 2 a 42 y temperaturas de -2 a 35 °C.

$$S_p = a_0 + a_1 R_t^{\frac{1}{2}} + a_2 R_t + a_3 R_t^{\frac{3}{2}} + a_4 R_t^2 + a_5 R_t^{\frac{5}{2}} + \frac{t - 15}{1 + k(t - 15)} (b_0 + b_1 R_t^{\frac{1}{2}} + b_2 R_t + b_3 R_t^{\frac{3}{2}} + b_4 R_t^2 + b_5 R_t^{\frac{5}{2}}) \quad \text{Ec. 14}$$

Donde S_p es la salinidad en Unidades Prácticas de Salinidad (UPS), según PSS-78, t es la temperatura en grados Celsius, R_t es la razón entre las conductividades $\frac{C(S,t,0)}{C(35,t,0)}$, C es la conductividad a una cierta salinidad S_p , temperatura t , y a 0 bar de presión. Los siguientes coeficientes establecidos por la Asociación internacional de Ciencias Físicas del Océano o IAPSO por sus siglas en inglés, fueron definidas a partir de pruebas en laboratorio de la siguiente manera (Libes, 2009).

Tabla 2.4.1 Coeficientes establecidos por el IAPSO para la Ecuación de la Salinidad Práctica (Libes, 2009).

$k = 0.0162$	
$a_0 = 0.008$	$b_0 = 0.0005$
$a_1 = -0.1692$	$b_1 = -0.0056$
$a_2 = 25.3851$	$b_2 = -0.0066$
$a_3 = 14.0941$	$b_3 = -0.375$
$a_4 = -7.0261$	$b_4 = 0.0636$
$a_5 = 2.781$	$b_5 = -0.0144$

La Thermodynamic Equation Of Seawater-2010 (TEOS-10) fue adaptada por la Comisión Oceanográfica Intergubernamental, realizando el cambio de Salinidad Practica $S_p(\text{ups})$ a

Salinidad Absoluta S_A (g/kg) para expresar el contenido de sal en agua de mar. Las propiedades termodinámicas del agua de mar como la densidad se expresan como funciones de la salinidad absoluta en lugar de ser funciones de la conductividad del agua de mar. Las variaciones espaciales de la composición del agua de mar significan que la Salinidad Absoluta no es simplemente proporcional a la Salinidad Práctica; TEOS-10 contiene procedimientos para corregir estos efectos.

$$S_A = S_R + \delta S_A = S_A(S_P, \phi, \lambda, p) \quad \text{Ec. 15}$$

Donde ϕ es la latitud °N, λ es la longitud °E (de 0 a 360 °) y p es la presión en el mar. δS_A es la anomalía de la salinidad absoluta respecto a la salinidad de referencia (S_R), la cual está relacionada con la salinidad práctica S_P (IOC, SCOR e IAPSO, 2010).

$$S_R = (35.16504 \text{ g kg}^{-1}/35)S_P \quad \text{Ec. 16}$$

Es importante destacar que la salinidad absoluta (g/kg) se requiere para calcular la densidad y otras propiedades del agua de mar.

El sensor de temperatura está calibrado por medio de la ITS-90, por sus siglas en inglés, la Escala Internacional de Temperatura de 1990, adoptada por el Comité Internacional de pesos y medidas en 1989. La unidad física fundamental de la termodinámica es conocida con el símbolo T, producto de la fracción de 1/273.16 partes de la temperatura del triple punto del agua. Debido a la convención de la escala Celsius, esta se utiliza, basada en el punto de fusión del agua donde:

$$t_{90}[^{\circ}C] = T_{90}[K] - 273.15 \quad \text{Ec. 17}$$

Independientemente de esto, t_{90} esta definido como la temperatura calibrada por medio de 13 materiales y sus puntos triples a lo largo de 17 puntos de referencia en la escala, además de utilizar una función de desviación W (Preston-Thomas, 1990).

Se utiliza como sensor de temperatura, comúnmente un termómetro estándar de resistencia de platino, debido a la replicable relación entre la temperatura y resistencia del platino. El cambio en la resistencia de una resistencia eléctrica depende de la diferencia en temperatura

y el coeficiente del material involucrado. La ecuación general para calcular la relación lineal entre la temperatura y la resistencia es la siguiente:

$$R(\vartheta) = R_{\vartheta_0} * (1 + A * (\vartheta - \vartheta_0) + B * (\vartheta - \vartheta_0)^2) \quad \text{Ec. 18}$$

Para el platino, la resistencia a 0°C es de 100 Ohms por lo que los coeficientes son equivalentes a $A = 3.91 \times 10^{-3} \text{ K}^{-1}$ y $B = -0.588 \times 10^{-6} \text{ K}^{-2}$. $R(\vartheta)$ es la resistencia dependiente de la temperatura, R_{ϑ_0} es la resistencia eléctrica nominal, a 0°C, ϑ es la temperatura del resistor y ϑ_0 es una temperatura referenciada (Autosen, 2020). Finalmente, para convertir la resistencia medida en temperatura, donde α es el coeficiente de la temperatura media, se utiliza la relación:

$$\vartheta(R) = \frac{R(\vartheta) - R_{\vartheta_0}}{R_{\vartheta_0} * \alpha} \quad \text{Ec. 19}$$

Las corrientes geostróficas a partir de datos de CTD, a grandes rasgos son calculadas a partir de la diferencia en densidad, esta no es medida directamente sino por el cómputo de la ecuación del Estado del agua de mar EOS (Millero y Poisson, 1981), utilizando las variables temperatura, salinidad y profundidad. La altura geopotencial en isobaras es utilizada para describir el campo de velocidades en una superficie isobara que puede ser en un nivel en relación con otro nivel. Si se requiere el valor de las corrientes absolutas, se necesita establecer la corriente absoluta en algún nivel que se utilizará como nivel de referencia. El método más común es asumir que la corriente absoluta a cierta profundidad es cero y usar esa profundidad como nivel de referencia. Esa profundidad se llamará la profundidad de ningún movimiento. Después de establecer esta profundidad sin movimiento, el método geostrófico nos dará la corriente absoluta en todos los demás niveles.

La velocidad geostrófica en un nivel V_1 en relación con un nivel inferior V_2 entre dos estaciones denotadas por A y B se estima por

$$V_1 - V_2 = \frac{(\Phi_B - \Phi_A)}{2d\Omega \text{sen}(\phi_{Media})} \quad \text{Ec. 20}$$

donde d es la distancia entre estaciones y la anomalía geopotencial (Φ) es la integral de la anomalía específica (δ), definido como el volumen específico real $v_s = \rho^{-1}$ menos el

volumen específico de una parcela de agua sometida a la misma presión, pero a una temperatura de 0 °C y salinidad de 35.

$$\delta = v_s(S, T, p) - v_s(35, 0, p) \quad \text{Ec. 21}$$

$$\Delta\Phi_B = \int_{P_1}^{P_2} \delta dp \quad \text{Ec. 22}$$

Si se atraviesa la sección de la estación A a la estación B, una velocidad positiva se dirige a la izquierda de la trayectoria, mientras que una velocidad negativa se dirige a la derecha. (Gill, 1982; Pond y Pickard, 1995).

2.5 Producción biológica en el océano

La Chl-*a* es el pigmento que se encuentra en todas las especies de fitoplancton que fotosintetizan y es la razón por la cual se usa comúnmente como indicador de la biomasa de fitoplancton en ambientes marinos (Davies et al., 2018). El fitoplancton marino es participe de varios roles ecológicos como el elemento de mayor importancia en el ecosistema pelágico. Por ejemplo, es la principal fuente de alimento en la vida marina y la dinámica de estas comunidades fitoplanctónicas es la estructura central del ecosistema pelágico (Anderson et al., 2021). En aguas oceánicas las cadenas tróficas en el ambiente pelágico son dirigidas principalmente por el fitoplancton, ya que este depende de nutrientes esenciales que son típicamente distribuidos en la superficie desde capas más profundas. Es por esto por lo que la distribución vertical de fitoplancton en la columna de agua es regulada principalmente por la presencia de luz y disponibilidad de nutrientes. Estos factores limitantes de crecimiento son regulados por procesos físicos que incluyen a las corrientes, la dinámica de la capa de mezcla, eventos de surgencias o afloramientos, entre otros (Behrenfeld et al., 2006).

Las surgencias pueden ser definidas como el movimiento vertical de la capa subsuperficial del agua hacia la superficie del océano. Ya que la concentración de nutrientes es generalmente mucho mayor por debajo de la capa superficial, los procesos de surgencia constituyen un importante mecanismo y probablemente el más sobresaliente por el cual los nutrientes del océano profundo son recirculados a la superficie oceánica (Merino y Monreal-Gómez, 2004).

2.6 Procesamiento de datos de temperatura, salinidad y corrientes en la vertical

La información hidrográfica en la vertical evidencia la presencia de vórtices ciclónicos y anticiclónicos, de acuerdo con la estructura de las isolíneas principalmente, la piconclina estacional y permanente, ya sea que tengan un levantamiento o hundimiento. Para realizar el estudio de la variación espaciotemporal de la circulación oceánica se requiere de datos sinópticos en 3D, por lo que en este proyecto se utilizaron datos obtenidos del portal del CMEMS, los cuales se dividen en dos; los datos en superficie que corresponden a reprocesamiento, normalización e interpolación de los datos obtenidos por distintos satélites, tal es el caso de OSTIA para la TSM, del ACRI-ST para la concentración de Chl-*a*, mediante un algoritmo distinto para cada variable. Por otra parte, la base de datos con capas de profundidad que utiliza el análisis ARMOR3D, reprocesamiento que interpola los datos *in situ* y las observaciones satelitales las cuales combina para obtener un resultado más exacto. Posteriormente los datos de Temperatura y Salinidad son calculados por una regresión lineal y las corrientes geostróficas son computarizadas por medio de la ecuación de viento térmico, el estrés de viento vertical hipotético que existiría si los vientos obedecieran el balance geostrófico en el plano vertical, con nivel de referencia en la superficie que se utiliza para combinar campos de corriente geostrófica en la superficie con los campos ARMOR3D TS y, por lo tanto, para generar corriente geostrófica 3D global. Con lo anterior se contó con datos para analizar los patrones de circulación en el sur del GC a lo largo de 2019, mediante el uso de la BASE DE DATOS MULTIOBS_GLO_PHY_TSUV_3D_MYNRT_015_012

Este producto Global de Observación Múltiple de los océanos es producto de la combinación entre datos satelitales e *in situ* con un procesamiento distinto para los datos superficiales hasta los 1500 m y los datos de mayor profundidad a 1500 m. El primer procesamiento de los datos de profundidad hasta 1500 m se realiza en 3 pasos:

- 1) Los datos satelitales de ANM+TSM+SSM (SLA + SST + SSS por sus siglas en inglés) se proyectan en la vertical a través de un método de regresión lineal múltiple y covarianzas calculadas a partir de observaciones históricas. Este primer paso calcula campos sintéticos desde la superficie hasta 1500 m de profundidad.

- 2) Se prosigue a la combinación entre estos campos sintéticos con perfiles TS *in situ* a través de un método de interpolación óptimo. Este segundo paso conduce a los campos combinados de ARMOR3D.

3) Finalmente se hace uso de la ecuación del viento térmico para combinar los campos TS de ARMOR3D con campos de la corriente geostrófica calculados a partir de la altimetría satelital. Este tercer paso genera corrientes geostróficas en 3D a nivel global y campos de altura geopotenciales. Se debe tomar en cuenta que los datos de profundidad mayor a 1500 m provienen de los campos TS son de la climatología estacional.

Para el segundo procesamiento de los datos, aquellos de profundidad mayor a 1500 m utilizan un método de fusión que fue desarrollado inicialmente utilizando una base de datos provenientes de una simulación numérica (Guinehut et al., 2004) donde por medio de dos primeros pasos se computarizan los campos de TS (Guinehut et al., 2012). En un tercer paso dichos perfiles de TS se extienden por debajo de los 1500, donde se calculan las corrientes geostróficas.

El primer paso del método consiste en derivar los perfiles de la temperatura sintética desde la superficie hasta 1500 m profundidad de la base de datos del altímetro, ASM y TSM a través de una regresión lineal múltiple y covarianzas calculadas de datos históricos. De una manera similar, para los perfiles de salinidad sintéticos se utilizan los datos de ASM y campos de SSM. El preprocesamiento de la altimetría incluye la extracción de la altura estérica, la distancia vertical entre dos superficies de una presión determinada que representa la expansión por temperatura y salinidad, del ASM utilizando coeficientes de regresión deducidos de estudios con altímetros *in situ* (Guinehut et al., 2006; Dhomps et al., 2011). Adicionalmente, las anomalías de la ASM son corregidas por medio de la media de la anomalía del nivel del mar en una escala global de una manera similar a Dieng et al. (2017). El segundo paso del método consiste en combinar los perfiles sintéticos de temperatura y salinidad *in situ* utilizando un método de interpolación óptimo (Bretherton et al., 1976). Como el objetivo principal de la combinación es corregir a gran escala los campos sintéticos utilizando perfiles *in situ* disponibles, las escalas de correlación de señales se establecen en el doble de las utilizadas para calcular los mapas de altímetro cuadrículados SL-TAC. Para obtener el máximo beneficio de las cualidades de ambos conjuntos de datos, se introdujo una descripción estadística precisa de los errores de estas observaciones en el método de interpolación óptimo. Para los perfiles *in situ*, dado que estas observaciones se consideran casi perfectas, se aplica un ruido blanco muy bajo. Dado que estas observaciones no son

mediciones directas, sino que se derivan del método de regresión lineal con errores autocorrelacionados, para corregir errores o sesgos de longitud de onda larga presentes en los campos sintéticos y generados por el método de regresión, para los perfiles sintéticos, simulando observaciones de teledetección (altímetro, TSM y SSM). Los análisis se realizan en un período semanal en una malla regular de $1/4^\circ$, en 41 niveles verticales desde la superficie hasta 1500 m de profundidad.

En el tercer paso, los perfiles TS se completan de 1500 a 5500 m de profundidad con la climatología estacional WOA18. Después, se utiliza la ecuación de viento térmico con un nivel de referencia en la superficie para combinar campos de corriente geostrófica en la superficie con los campos ARMOR3D TS y así generar globalmente en tres dimensiones las corrientes geostróficas (Ec. 3), los campos de la altura geopotencial o altura absoluta (Ec. 2 y 3).

$$z_{0i} = TDA + h_{dyn/D_g}$$

$$h_{dyn/D_g}(D_i) = \int_{D_i}^{D_g} \frac{\rho'}{\rho_{std}} dD \quad \text{Ec. 23}$$

$$\vec{u}^-(D_i) = \frac{g}{f} \hat{k} \times \nabla(z_0(D_i))$$

En estas ecuaciones, $h_{dyn/D_g}(D_i)$ es la altura dinámica a la profundidad D_i , referenciada a la superficie (D_g es la superficie geode y se considera como el primer nivel de productos dataset-ARMOR-3D para el cálculo respectivo), ρ_{std} es la densidad estándar (0°C , 35 psu) y \hat{k} es el vector unitario vertical (positivo hacia arriba). z_{0i} es la altura absoluta a una profundidad D_i o en su sinónimo, la altura del mar en 3D referenciada al geode). Nótese que, en la superficie, z_{0i} es igual a TDA y en otras profundidades, z_{0i} es la TDA menos la altura dinámica calculada entre la superficie y la profundidad D_i ($h_{dyn/D_g} < 0$) (Greiner et al., 2021).

CAPÍTULO III

3. METODOLOGÍA

Se utilizaron cinco bases de datos que se obtuvieron del European Operational Service of Copernicus Marine Environment Monitoring Service (CMEMS). Este departamento analiza los datos de distintas misiones satelitales de diferentes países, ofrece de manera gratuita productos de monitoreo, resultado del reprocesamiento y combinación de las misiones; Sentinel-3 A / B, Jason-3, HY-2A, Saral -DP / AltiKa, Cryosat-2, OSTM / Jason-2, Jason-1, Topex / Poseidon, Envisat, GFO, ERS-2 ATSR, NOAA-19 AVHRR, MODIS-Aqua, NPP-VIIRS, Ascet A / B y ScatSat, entre otros. Los patrones de viento y de corrientes, la distribución de la ANM, de temperatura, salinidad y Chl-*a* en el sur del GC, así como la estructura hidrográfica vertical se utilizaron con el fin de analizar la dinámica en el sur del golfo, a lo largo del año 2019. La información obtenida en el plano horizontal y en diferentes secciones verticales, se utilizó para poder distinguir los vórtices ciclónicos y anticiclónicos. En el caso de una circulación ciclónica en los planos horizontales se mostrarán núcleos fríos, y el levantamiento de las clinas (termoclina, haloclina y picnoclina) a una cierta profundidad, en la sección vertical. Por el contrario, si se presenta una circulación anticiclónica se presentarán núcleos cálidos en los planos horizontales, y en las secciones verticales se observará el hundimiento de las clinas. Se utilizaron los datos representativos de la segunda semana de cada mes en los cinco transectos y puntos mostrados en la figura 1.1.2. Las estructuras en la capa superficial se analizaron el día 12 de cada mes o bien el día más cercano a una representación óptima, en donde se analizó la circulación, vórtices ciclónicos, anticiclónicos o de media agua, estos últimos tienen sentido de rotación similar a los vórtices anticiclónicos, y se comportan en la capa superior como vórtices ciclónicos elevando las clinas estacionales, la diferencia en este caso es que existe hundimiento de las clinas permanentes (McGillicuddy, 2016).

En este estudio los datos fueron obtenidos del Copernicus Marine Service con una resolución espacial de $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ para las corrientes superficiales, de $0.05^\circ \times 0.05^\circ$ para la

temperatura superficial y de $0.083^\circ \times 0.083^\circ$ para la Chl-*a*, con resolución temporal diaria para el año 2019.

Se utilizó el lenguaje computacional Python, principalmente la librería “Xarray” para el manejo de los archivos netCDF y la librería “Basemap” para la representación gráfica de los datos. De esta manera se desarrolló el mapa batimétrico, los planos horizontales y las secciones verticales de las variables hidrográficas, así como la visualización de las variables en la zona de estudio. Se seleccionó el día 14 de cada mes en las bases de datos con resolución diaria, la tercera semana en los datos con resolución temporal semanal y al medio día en los datos con resolución temporal de 6 horas como representantes mensuales para dichos mapas. En los diagramas TS se realizó una previa interpolación lineal para obtener un patrón de datos equiespaciados y con esto una mejor visualización.

3.1 Características de los metadatos

El programa Copernicus Marine Services, provee de manera gratuita y abierta, regular sistemáticamente información referente a las variables del estado físico y biogeoquímico del océano. Con una variabilidad y dinámica a través del océano global (CMEMS, 2021). Se utilizaron cinco bases de datos;

3.1.1 Campo de viento

WIND_GLO_WIND_L4_REP_OBSERVATIONS_012_006

Este producto del CMEMS es reprocesamiento de una larga serie de datos del viento superficial (1992-2020). Está compuesto por el promedio de cada 6 horas (00:00, 06:00, 12:00, 18:00 UTC) para la velocidad de los vientos a 10 m de la superficie por los campos globales; magnitud de la velocidad del viento, componente zonal y meridional del viento, magnitud del esfuerzo del viento, componente zonal y meridional del esfuerzo del viento, y de los errores asociados. Además, del rotacional y divergencia de la velocidad y esfuerzo del viento. Todos los parámetros superficiales se presentan en un mapa de cuadrícula de 0.25° en longitud y latitud. Se aplicó una interpolación óptima y métodos de kriging, principalmente basados en el método “external drift” descritos en Bentamy et al. (2012). Para proveer una información superficial continua del viento sobre el océano mundial se usó en

una malla regular en espacio y tiempo. El uso de fuentes de datos auxiliares como datos de radiómetros (SSM-I, SSMIS, WindScat) y reanálisis de vientos atmosféricos (Era-Interim o ERA5) ha permitido construir una mezcla de producto disponible a una resolución espacial de 0.25° cada 6 h desde 1992 a 2020. Los datos de percepción remota fueron provistos por el IFREMER (ERS-1 y ERS-2), NASA/JPL (QuickSCAT y RapidScat), EUMETSAT OSI (ASCAT-A y ASCAT-B), CNSA (HY-2A), ISRO (OceanScat-2), del Sistema de Percepción Remota (SSM / I, SSMIS y WindSat). El reanálisis NWP es del European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMW) (Bentamy et al., 2021).

3.1.2 Temperatura superficial del mar

3S-GLO-SST-L4-REP-OBS-SST

El producto de la European Space Agency Sea Surface Temperature Climate Change Initiative (ESA SST CCI) y el Copernicus Climate Change Service (C3S) analysis (level 4) es un análisis creado usando el sistema de OSTIA (Operational SST and Sea Ice Analysis) a partir de los datos de los sensores ATSR[ERS-2], SLSTR[Sentinel3] y AVHRR[NOAA-19]. Sus características claves incluyen la estabilidad e independencia de datos *in situ*. Los datos de la ESA SST CCI abarcan desde el primero de septiembre de 1981 al 31 de diciembre del 2016 y los datos del C3S abarcan desde el 1 de enero del 2017 en adelante. Dichos datos se presentan en una malla regular con una resolución de 0.05°. Esta base de datos provee un estimado de la TSM a 20 cm. La información de entrada del Sistema corresponde a la homogeneización de los sensores a las 10:30 AM y PM del horario local. Lo que significa que el análisis corresponde a un promedio diario de TSM. Cada análisis diario de TSM está basado en 3 días de valores de entrada (el análisis del día y los 2 días que lo rodean). La incertidumbre en los datos de los días que la rodean se incrementa para reducir su influencia en el análisis comparado con los datos del día de análisis (S.A. Good, Met Office, UK, 2021).

3.1.3 Anomalía del nivel del Mar y Corrientes Geostroficas

SEALEVEL_GLO_PHY_L4_REP_OBSERVATIONS_008_047

Los datos producidos en esta base son generados por un sistema de procesamiento que incluyen los datos, producto de las misiones satelitales: Sentinel-3A/B, Jason-3, HY-2A,

Saral -DP / AltiKa, Cryosat-2, OSTM/Jason-2, Jason-1, Topex / Poseidon, Envisat, GFO, ERS-1 / 2. Los datos provistos a los usuarios corresponden a la ASM y los productos derivados de la altimetría, de cobertura global con una malla uniforme de 0.25°. La ASM es la altura de la superficie del mar por encima de la superficie promedio, obtenida sustrayendo de la altura superficial del mar el promedio de la altura de la superficie de la mar en el periodo [1993, 2012], los datos son presentados en metros (Pujol y Mertz, 2020).

El sistema usa los datos geofísicos recopilados que son computarizados desde una Precise Orbit Ephemeris (POE) y es distribuida en un lapso de 2 meses dependiendo de la misión satelital. Los productos de reanálisis son más precisos que los productos Near Real Time (NRT), traducido como Cercanos al Tiempo Real. El sistema adquiere y sincroniza los datos de altimetría con un Input Data Quality Control que verifica que el sistema utilice los mejores datos de altimetría. El proceso de calibración cruzada de las múltiples misiones remueve cualquier error orbital residual o un error por onda larga (LWE, por sus siglas en inglés), así como los sesgos de gran escala y sus discrepancias entre varios flujos de datos; todos los campos de altimetría son interpolados en una mismo tiempo y espacio. Las corrientes geostróficas son derivadas a partir de las mallas de altimetría, que son usualmente subestimadas cuando se comparan con observaciones *in situ*. Los errores de las corrientes geostróficas han sido estimados en un rango de 5 a 15 cm/s dependiendo de la variabilidad de en la superficie oceánica (Pujol y SL-TAC team, 2017).

3.1.4 Clorofila-a

OCEANCOLOUR_GLO_CHL_L3_REP_OBSERVATIONS_009_085

El Ocean Colour Climate Change Initiative es parte de programa de la ESA para producir “climate-grade” variables esenciales del clima basadas en datos satelitales; la OC-CCI, un unificador de SeaWiFS, VIIRS, MERIS, MODIS-Aqua y OLCI-S3A usando la corrección atmosférica y algoritmos de clorofila con el mejor desempeño, con una corrección de sesgo ponderado temporalmente que minimiza las diferencias entre los sensores. Hay una actualización anual de algoritmos y una actualización bianual de las series de datos, que se incorpora por el Plymouth Marine Laboratory (PML) a la distribución de los productos globalmente reprocesados. Los sensores son capaces de recibir los datos midiendo el reflejo del sol en el mar. Durante la noche o en condiciones nubladas los datos no están disponibles

(Colella, et al., 2021). Los productos diarios de multi-sensor para clorofila-a (Chl-*a*) combina los campos de Chl-*a* que se genera con una aproximación similar para cada sensor (Garnesson et al., 2019). Para aguas oligotróficas se procesa el algoritmo CI-Hu et al (Hu et al., 2012). Para aguas mesotróficas y de costa, se computariza el algoritmo OC5 (Gohin et al., 2002). El algoritmo OC5 es derivado del estándar OC31, OC42 (O'Reilly et al., 2000) para aguas cristalinas, con una adaptación específica a aguas complejas. El OC5 es aplicado a cada sensor. El nuevo OC5 ya combinado y CI-Hu es obtenido utilizando la misma aproximación que la NASA con una transición entre concentraciones desde 0.15 a 0.2 mg/m³ para asegurar una integración suave. El producto tiene una malla uniforme espaciada cada 4 km, su validación muestra una buena relación entre muestreos *in situ* de concentración de Chl-*a*. Diariamente las estadísticas muestran un coeficiente de determinación (r^2) de 0.74 asociado a una regresión lineal 1:1 optima mientras que los productos libres de nubosidad son interpolados y muestran un valor menor de 0.71 para los productos globales a 4 km (Garnesson et al., 2021).

3.1.5 Temperatura, salinidad y corrientes geostroficas (u, v) en 3D

DATOS MULTIOBS_GLO_PHY_TSUV_3D_MYNRT_015_012

El análisis y reprocesamiento multianual ARMOR3D consiste en campos globales en 3D de temperatura (T), salinidad (S), altura geopotencial (H) y corrientes geostroficas (Ug, Vg) y de la profundidad de la capa de mezcla en 2D (MLD por sus siglas en inglés), definidos en una malla regular de 1/4°, verticalmente desde la superficie hasta 5500 m de profundidad, a una resolución temporal semanal. Se utilizaron seis bases de datos:

- 1) Perfiles TS *in situ* que provienen del CMEMS *In-Situ* TAC incluyendo perfiladores Argo, flotadores XBT, CTD y sistemas anclados (INSITU_GLO_NRT_OBSERVATIONS_013_030&INSITU_GLO_TS_REP_OBSERVATION_S_013_001_b/CORIOLIS-LOBAL-CORA-OBS).
- 2) Campos horizontales de temperatura y salinidad del World Ocean Atlas 18, WOA18 (2005-2017; 1/4°) computarizados por la NOAA (<https://www.nodc.noaa.gov/OC5/woa18/>).
- 3) La altimetría, ANM, proviene del CMEMS Sea Level TAC, mapas combinados semanalmente de todos los satélites procesados con una resolución de 1/4° de

resolución espacial (SEALEVEL_GLO_PHY_L4_NRT_OBSERVATIONS_008_046&SEALEVEL_GLO_PHY_L4_REP_OBSERVATIONS_008_047/data set-duacs-rep-global-mergedallsat-phy-l4).

- 4)- La Topografía Dinámica Media, TDM del CNES-CLS18 (Río et al., 2020) es utilizada con la ANM para calcular los campos de corrientes geostróficas. Esta TDM utiliza el mismo método que la previa CNES-CLS TDM (Río et al., 2011) con un procesamiento optimizado que incluye una mayor cantidad de datos *in situ* de perfiles TS y derivadores en superficie.
- 5)- Los datos de TSM provienen del análisis diario OSTIA, con una resolución de 0.05°, combinando datos satelitales de los radiómetros en el infrarrojo y de microondas además de observaciones *in situ*. En las bases de datos SST_GLO_SST_L4_NRT_OBSERVATIONS_010_001 & SST_GLO_SST_L4_REP_OBSERVATIONS_010_011.
- 6)- La Salinidad Superficial del Mar (SSM) se obtiene del producto CMEMS MOBTAC MULTIOBS_GLO_PHY_S_SURFACE_MYNRT_015_013. Los datos cercanos al tiempo de su descarga utilizan las bases de datos NRT, cercanos al tiempo real, mientras que los múltiples años anteriores utilizan la versión REP, reprocesados de la base de datos.

3.2 Características de los diferentes tipos de circulación

El método de Margules aplica a los vórtices de mesoescala cuya dirección marca el flujo. Los vórtices anticiclónicos (en sentido de las manecillas del reloj en el hemisferio norte) tienen centros cálidos y las superficies isobáricas ($P=\text{constante}$) se curvan hacia arriba. En particular, la superficie oceánica es más alta en el centro del vórtice. Los giros ciclónicos tienen las características opuestas (Stewart, 1997). En la figura 3.2.1 se muestra la forma de las superficies isopícnas ρ_i , que corresponden a la pínoclina estacional y la pínoclina principal, la capa superficial tiene una mayor velocidad azimutal que la capa más profunda (Defant, 1961).

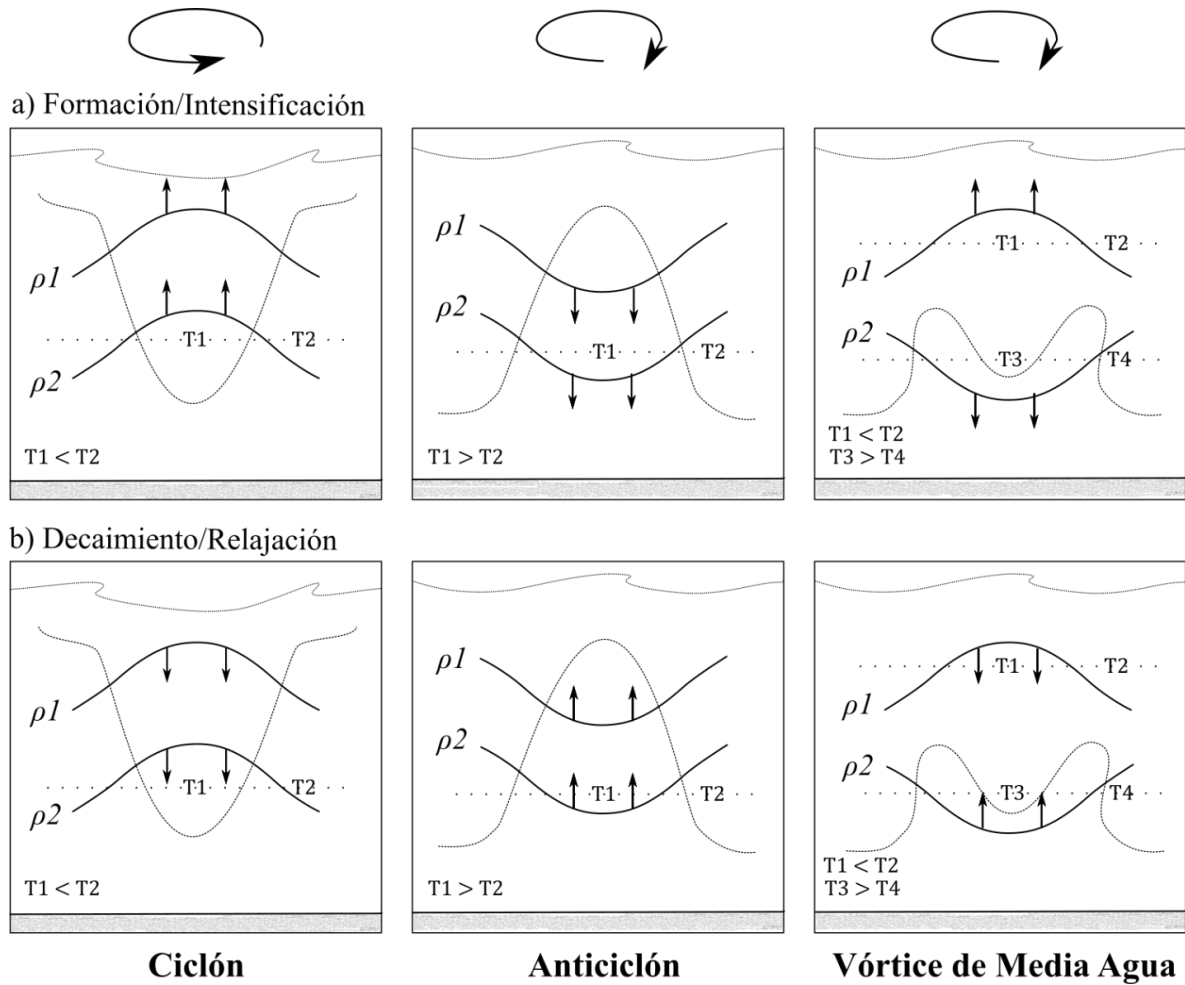


Figura 3.2.1 Representación de los tres tipos de remolinos oceánicos, donde se muestra la posición de la piconoclina estacional ρ_1 y permanente ρ_2 : de lado izquierdo se encuentra un remolino ciclónico con núcleo frío, en el centro un vórtice anticiclónico con núcleo cálido y a la derecha un remolino de media agua con características de movimiento anticiclónico, con elevación de la piconoclina estacional como en el caso de un vórtice ciclónico, mientras que la piconoclina permanente se hunde. Nótese que la superficie marina ρ_1 se curva hacia arriba al centro del núcleo y la isopigna ρ_2 se curva hacia abajo.

Los vórtices de media agua son nombrados de esta manera debido al lente grueso de agua que sumerge la piconoclina permanente (ρ_2) mientras que eleva la piconoclina estacional (ρ_1). Esto es debido a que las velocidades geostroficadas son dominadas por el hundimiento de la piconoclina permanente, la dirección de rotación de los vórtices de media agua es idéntica a un anticiclón regular. Sin embargo, el desplazamiento de la piconoclina estacional (ρ_1) se comporta de manera similar a esa de los ciclones, es decir, ambos vórtices ciclónicos y de media agua, tienden a llevar los nutrientes hacia la zona eufótica durante la fase de formación e intensificación (Fig. 3.2.1.a). Mientras que en la fase de decaimiento y relajación (Fig. 3.2.1.b) los vórtices ciclónicos desplazan las piconoclinas hacia abajo y los vórtices de media

agua tendrán un hundimiento de la piconoclina estacional y un levantamiento de la piconoclina principal o permanente. En esta fase las piconoclinas retornan a su estado promedio de reposo. Esta evolución temporal en la vida del vórtice es un regulador clave para las respuestas biogeoquímicas en el océano (McGillicuddy Jr. et al., 2007).

CAPÍTULO IV

4. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

4.1 Patrón de viento, temperatura superficial del mar, anomalía del nivel del mar, patrón de corrientes geostróficas y clorofila-*a*.

Durante enero en la región sur del GC, se registraron vientos del noroeste, mientras que al suroeste de la boca los vientos fueron del norte, con magnitudes máximas de 6.8 y 6.5 m/s, respectivamente. La temperatura superficial al inicio del año se registró en el rango de 20.3 a 26.5 °C, la cual disminuyó gradualmente de sur a norte. Se encontró un núcleo de menor temperatura superficial frente a la Bahía de la Paz. Al este de Cabo San Lucas se encontró un núcleo cálido y uno frío que se extendieron hasta los 21°N (Fig. 4.1.1.a). Los núcleos de alta y baja temperatura se asocian a vórtices anticiclónico y ciclónico, respectivamente. Lo anterior se confirma con la anomalía del nivel del mar, cuyos valores negativos se asocian a núcleos fríos y valores positivos a núcleos cálidos. Los patrones de circulación geostrófica en superficie muestran un vórtice ciclónico frente a la Bahía de la Paz, al sur de la boca el patrón de circulación mostró un dipolo anticiclón-ciclón con una ANM de 23.8 y -2.4 cm, respectivamente (Fig. 4.1.1.b). La distribución de la concentración de la Chl-*a* se visualizó en un rango de 0.1 a 5 mg/m³ que incrementó hacia el norte. Los valores más altos se encontraron en la costa, sobre todo en la costa este (Fig. 4.1.1.c), generalmente los vórtices ciclónicos presentan mayor concentración 0.9 mg/m³, como en el caso del vórtice frente a la Bahía de La Paz, mientras que, en el vórtice anticiclónico al sur de la boca se observó una menor concentración 0.2 mg/m³ y al este de Cabo San Lucas la concentración fue de 0.3 mg/m³ en el centro del vórtice anticiclónico. Se presentó una mayor concentración de Chl-*a* en el frente formado por del dipolo, al sur de la boca (22.2°N, 108.2°W), se observó un transporte desde la boca hacia el Pacífico con una concentración de 0.7 mg/m³ que contrastó con valores de 0.1 mg/m³ al sur del área de estudio. Entre los tres vórtices mencionados anteriormente, se presentó una corriente de ingreso al golfo frente a la costa de Cabo Pulmo, con concentración de Chl-*a* de 0.28 mg/m³, y temperatura menor de 22.31 °C y ANM de 5.51 cm. Se presentaron un total de dos vórtices ciclónicos y un anticiclónico estables.

En el mes de febrero, la temperatura disminuyó hasta 18.2 °C cerca de la costa continental, el agua fría se extendió más al sur respecto al mes de enero y se observaron filamentos muy marcados, hubo un aumento gradual de temperatura hacia el Pacífico hasta alcanzar los 25.5 °C al sur oeste de la zona de estudio. Los vientos fueron del noroeste aumentaron su magnitud y predominan en toda la sección, con velocidades de hasta 9.8 *m/s* al centro de la boca del golfo (23.5°N,108.5°W) y una disminución abrupta del viento a 3.2 *m/s*, así como un cambio de dirección a vientos del norte, en el sur del área de estudio (Fig. 4.1.2.a). La ANM y las corrientes geostróficas revelaron dos vórtices anticiclónicos, el del sur fue el de mayor intensidad, existió además una corriente costera bien definida hacia el sur a lo largo de la costa continental (Fig. 4.1.2.b). La distribución general de Chl-*a* mostró un aumento en el centro de la boca del GC con un máximo de 8.2 *mg/m*³ frente la bahía los Algodones, Sinaloa y de 7.6 *mg/m*³ frente a la Bahía Navachiste (Fig. 1.1.2), producto de un vórtice anticiclónico (24.4°N,109.4°W) con un valor mínimo de 0.5 *mg/m*³ en el centro, mientras que en las costas en Cabo Pulmo y Las Piedras, Sinaloa, se presentaron los mayores valores (Fig. 4.1.2.c). La ANM fue de 5.4 cm, mientras que al noroeste se registró -4.2 cm y al noreste -5.9 cm en la ANM. Al sur del golfo, donde se localizaron los vientos menos intensos, se encontró un vórtice anticiclónico con una anomalía del nivel del mar de 27.2 cm (Fig. 4.1.2.b), con temperatura de 24 °C al centro, 25.5 °C en el límite oeste y 23.5 °C en el límite este, esta zona presentó la menor concentración de Chl-*a* de 0.04 *mg/m*³ en el límite oeste, 0.2 *mg/m*³ al centro y un aumento al norte (0.7 *mg/m*³), remanente de un vórtice ciclónico en el mes de enero. En el vórtice A1 se observó el máximo de Chl-*a* en la periferia.

El mes de marzo presentó las más bajas temperaturas, en casi la totalidad del área de estudio: Los rasgos característicos más sobresalientes fueron un núcleo frío (18.01°C) enfrente de la Bahía de la Paz. Una lengüeta de temperatura relativamente más cálida que entra al golfo en la parte media de la boca del golfo (23.00 °C), la temperatura máxima en el sur fue de 24.45 °C. El patrón de vientos fue diferente a ese de los meses de enero y febrero, en marzo en el norte del área de estudio el viento es del noroeste, con la máxima intensidad de 9.88 *m/s*, más al sur los vientos fueron del norte con rapidez de 8.6 *m/s* y un patrón de viento ciclónico en la región sureste (Fig. 4.1.3.a). Los valores positivos y negativos de la ANM reflejan los núcleos de alta y baja temperatura, y vórtices anticiclónicos y ciclónicos, respectivamente.

El patrón de corrientes geostroficas mostr6 un v6rtice cicl6nico frente a la Bahía de la Paz, la periferia se extendió hasta la altura de la isla San José, Baja California (24.8°N,109°W), (Fig. 4.1.3.b); con una ANM de -6.88 cm un afloramiento el cual provoc6 una disminuci6n de la temperatura hasta 19.09 °C en el centro y aument6 la concentraci6n de Chl-*a* a 1.12 mg/m³ (Fig. 4.1.3.c). Al sureste se encontr6 otro v6rtice cicl6nico (24.4°N,108.4°W), en su centro se registr6 una temperatura de 20.55 °C, 1.46 °C menor que su límite oeste de 22.01 °C y al centro el afloramiento mostr6 una concentraci6n de Chl-*a* de 1.02 mg/m³. Un pequeñ6 anticicl6n se localiz6 frente a Cabo Pulmo, y en la regi6n suroeste del área de estudio se observ6 una circulaci6n que envuelve al v6rtice anticicl6nico que se observ6 en enero y febrero que se ha estado desplazando hacia el oeste (Fig. 4.1.3.b).

En el primer mes de la primavera, el GC present6 un cambio en direcci6n y menor magnitud del viento sopl6 del suroeste frente a Cabo Pulmo, del oeste en la regi6n norte del área de estudio y vientos del noroeste se mantuvieron en la costa oeste de la península con una mayor magnitud de 8.49 m/s, la menor magnitud de 1.33 m/s se encontr6 al este de la boca y la mayor magnitud de 9.26 m/s al sur este del área de estudio. La temperatura aument6 desde el límite sureste 26.51 °C hacia el noroeste, con mayor temperatura dentro del golfo 23.02 °C respecto a los dos meses anteriores (Fig. 4.1.4.a). La velocidad geostrofica fue menor al mes anterior excepto en A1, con dos v6rtices cicl6nicos frente a la Bahía de la Paz y el otro en la vecindad de un v6rtice anticicl6nico que puede considerarse como un dipolo, la corriente del Pacífico avanz6 a lo largo de la costa hasta la bahía de los muertos, Baja California Sur (23.9°N,109.6°W) y gener6 el dipolo, el v6rtice anticicl6nico (22.4°N,108.6°W) con una altura de 10.93 cm y el v6rtice cicl6nico con -4.35 cm de ANM, asemejándose en forma al mes de enero, pero más débiles (Fig. 4.1.4.b).

En mayo, dentro del GC y en el Océano Pacífico los vientos soplaron del noroeste, cerca de la boca del golfo la direcci6n del viento present6 una mayor componente hacia el este, en el sur el patr6n de viento fue del oeste. La TSM vari6 en un rango de 15.9 a 27.1 °C, decreciendo hacia el norte; los valores bajos en la costa continental 22.3 °C y en el Océano Pacífico 18.00 °C se deben a que la direcci6n del viento paralelo a la costa favoreci6 la generaci6n de surgencias costeras (Fig. 4.1.2.a).

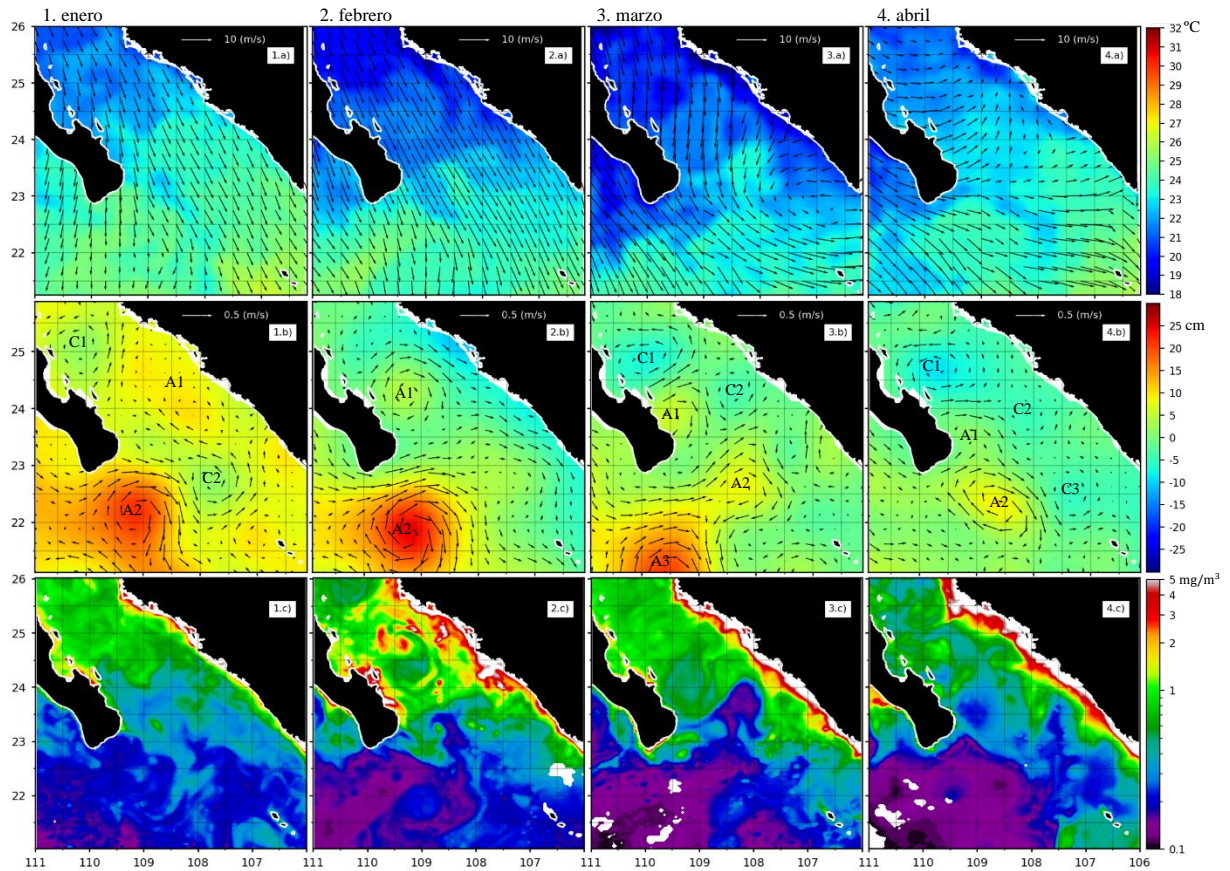


Figura 4.1. Registro mensual de variables con los meses ordenados numéricamente de enero (1) a abril (4) de 2019, respectivamente y ordenado en 3 secciones. Sección a) Temperatura Superficial del Mar (°C) y Patrón de viento U_{10} (m/s). Sección b) Anomalia del nivel del mar (cm) y patrón de corrientes geostórficas superficiales (m/s). Sección c) Concentración de Chl-*a* en escala logarítmica mg/m^3 .

La ANM en este mes se mantuvo muy uniforme, con valores negativos -4.2 cm frente a la Bahía de La Paz que coincide con una débil circulación ciclónica, el máximo valor positivo 6.1 cm se observó en la región sur con circulación anticiclónica (Fig. 4.1.5.b). La distribución de Chl-*a* mostró sus máximos en la región con circulación ciclónica, en una franja en la costa continental y en el Pacífico, mientras que los mínimos se asociaron a la circulación anticiclónica (Fig. 4.1.5.c).

En junio el viento fue débil en el GC, dentro de la mayor parte del golfo sopló del suroeste y del sur en la región sureste del área de estudio. Sin embargo, en el Pacífico éste continúa soplando del noroeste. La TSM con un rango de 16.8 a 29.9 °C, se incrementó considerablemente hacia el interior del GC. Al sur de la Península de Baja California se observó un núcleo frío (23.1 °C) (Fig. 4.1.6.a). La corriente entró al GC a lo largo de la costa continental llevando agua cálida al interior, un marcado vórtice ciclónico con velocidades

azimutales de 0.4 m/s en su periferia, se situó en el sur y coincidió con valores negativos -14.6 cm de la ANM (Fig. 4.1.6.b). A excepción de la zona del vórtice ciclónico (0.8 mg/m^3) y de la costa continental del GC (2.5 mg/m^3), la concentración de Chl-*a* fue muy baja respecto a los meses anteriores, se observó alrededor de 0.1 mg/m^3 (Fig. 4.1.6.c).

En el mes de julio en las regiones norte y suroeste del área de estudio el viento sopló del suroeste, mientras que en el sureste los vientos vinieron del sur y en el Pacífico del noroeste. La TSM se observó relativamente baja en la costa peninsular, en la Bahía de La Paz, en el Pacífico, así como en un núcleo frío al sur, de donde se desprenden filamentos que envuelven un núcleo cálido (Fig. 4.1.7.a). La ANM exhibió valores de -10.82 cm que coincidieron con el centro de un vórtice ciclónico con velocidades azimutales de 0.43 m/s en la periferia, al lado de éste se observó un pequeño vórtice anticiclónico centrado en (22.9°N,107.9°W). La corriente costera al igual que en el mes anterior fluyó hacia el norte a lo largo de la costa continental, con velocidades de hasta 0.3 m/s, en el Pacífico las corrientes fueron débiles y hacia el sur (Fig. 4.1.7.b). La concentración de Chl-*a* presentó valores de 1 mg/m^3 en el núcleo frío, con un mínimo entre éste y la Bahía de La Paz, los valores altos se presentaron en la costa continental, debido probablemente a la época de lluvias y a la existencia de la descarga de materia orgánica de los sistemas lagunares vecinos (Fig. 4.1.7.c)

El patrón de viento en agosto fue del suroeste y del oeste en el Pacífico con máxima magnitud de 4.2 m/s, sólo en una pequeña porción en el suroeste del área de estudio los vientos soplaron del noroeste. Alta TSM en la costa continental, este parámetro disminuyó hacia el oeste, con un mínimo de 23.8 °C en el Pacífico (Fig. 4.1.8.a). La ANM por su parte mostró una región con valor de -10.8 cm en el centro de un marcado vórtice ciclónico al sur de la Península de Baja California y frente a la Bahía de La Paz con valores de 8.3 cm y corrientes ciclónicas muy débiles (Fig. 4.1.8.b). En este mes la concentración de Chl-*a* estuvo en un rango de 0.04 a 0.8 mg/m^3 excluyendo las costas, existió un valor mayor en la Bahía de La Paz y en una franja a lo largo de la costa continental, frente al sistema lagunar Navachiste (Fig. 4.1.8.c). Septiembre presentó TSM en un rango de 26.4 a 32.2 °C, con máximo en la costa continental frente a Sinaloa, en el sur de la Península de Baja California se observó un filamento de menor temperatura 27.9 °C.

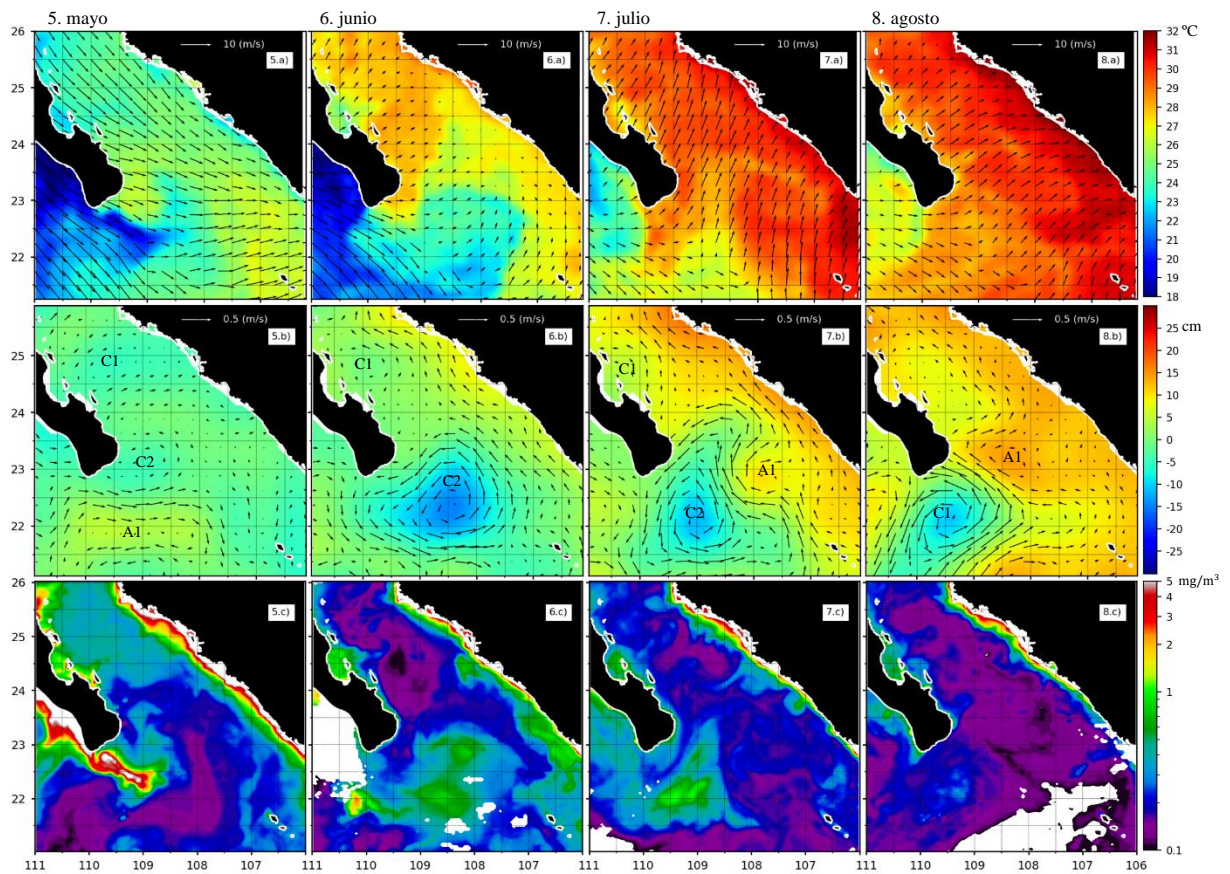


Figura 4.1. Continuación del registro mensual, de variables con los meses ordenados numéricamente de mayo (5) a agosto (8) de 2019, respectivamente y ordenado en 3 secciones. Sección a) Temperatura Superficial del Mar (°C) y Patrón de viento U_{10} (m/s). Sección b) Anomalía del nivel del mar (cm) y patrón de corrientes geostróficas superficiales (m/s). Sección c) Concentración de Chl-*a* en escala logarítmica mg/m^3 .

En el norte del área de estudio los vientos del oeste fueron muy débiles, mientras que los vientos más intensos (6.7 m/s) soplaron del sureste y del sur en la región frente a Sinaloa. Los vientos en el Pacífico y sur de la Península soplan del oeste (Fig. 4.1.9.a). En la mayor parte del área de estudio la ANM fue muy uniforme de alrededor de 15 cm, excepto en el sur de la boca del GC y próximo a Cabo San Lucas con valor de -5 cm, donde las velocidades geostróficas alcanzaron una magnitud de 0.5 m/s (Fig. 4.1.9.b). La concentración de Chl-*a* fue muy baja, a excepción de la costa continental con valor de hasta $4.6 \text{ mg}/m^3$, un error resultado de una alta sedimentación en la bahía de los Algodones y de la zona de vórtices ciclónicos donde se esperarían altas concentraciones, desafortunadamente ocurrió alta nubosidad y la imagen no permitió obtener los valores (Fig. 4.1.9.c).

En octubre la TSM disminuyó respecto a septiembre, no obstante, siguió mostrando los máximos valores en la costa continental al igual que el mes previo, la temperatura disminuyó hacia la península, extendiéndose hasta el Pacífico donde se observó el mínimo 24.7 °C, en dicha región los vientos fueron intensos del noroeste (5.3 m/s), mientras que dentro del GC los vientos fueron muy débiles de sólo 0.3 m/s y en la región sur frente a Sinaloa soplaron del suroeste (Fig. 4.1.10.a). Las corrientes superficiales alcanzaron los 0.4 m/s, se observaron tres núcleos con la ANM de 15 cm y tres más con -5 cm, los cuales coincidieron con vórtices anticiclónicos y ciclónicos, respectivamente. Cuatro de ellos se observaron en forma alternada ciclón-anticiclón-ciclón-anticiclón en el sur del área de estudio (Fig. 4.1.10.b). La Chl-*a* varió en un rango entre 0.1 y 0.5 mg/m^3 se observó un incremento hacia el norte del GC, con máximas (4.0 mg/m^3) a lo largo de la costa continental (Fig. 4.1.10. c).

En noviembre se observó un rango de TSM entre 24.9 y 29.4 °C con un gradiente importante de este parámetro el cual decreció hacia el norte, en la región sur la disminución fue hacia el oeste, con un núcleo cálido en la región sureste del área de estudio. El viento sopló del norte en casi toda el área y alcanzó una magnitud de 6.2 m/s, a excepción de la región entre 24.5 y 25.5 °N donde el viento es débil y sopla del noreste (Fig. 4.1.11.a). En las corrientes geostroficas se observó un dipolo ciclón-anticiclón, con mayor velocidad de 0.2 m/s, que se manifiestan con valores de ANM de 6.7 cm y 21.5 cm, respectivamente (Fig. 4.1.11.b). En cuanto a la distribución de Chl-*a* los valores mínimos se presentaron en el sur 0.1 mg/m^3 , hubo un incremento hacia el norte alcanzando los 0.9 mg/m^3 . En este mes se presentó una franja de relativa alta concentración 3.6 mg/m^3 , a lo largo de la costa continental (Fig. 4.1.11.c). En diciembre se observó la TSM en un rango de 21.1 a 28.00 °C la cual se incrementó hacia el Pacífico, con una franja de agua fría 22.1 °C a lo largo de la costa continental, donde los vientos soplaron del noroeste paralelos a la costa, favoreciendo la generación de surgencias. Al norte de la Bahía de La Paz es notorio un núcleo de baja temperatura con valor de 21.9 °C (Fig. 4.1.12.a). En el Pacífico y sur de la península, la circulación superficial mostró un dipolo ciclón-anticiclón a lo largo del meridiano 110 °W y un pequeño anticiclón centrado en (24.1 °N, 108.9 °W) (Fig. 4.1.12.b). En diciembre se observó alta concentración de Chl-*a* a lo largo de la costa continental y al norte de la Bahía de La Paz (Fig. 4.1.12.c), coincidiendo con vientos del noroeste y bajas temperaturas.

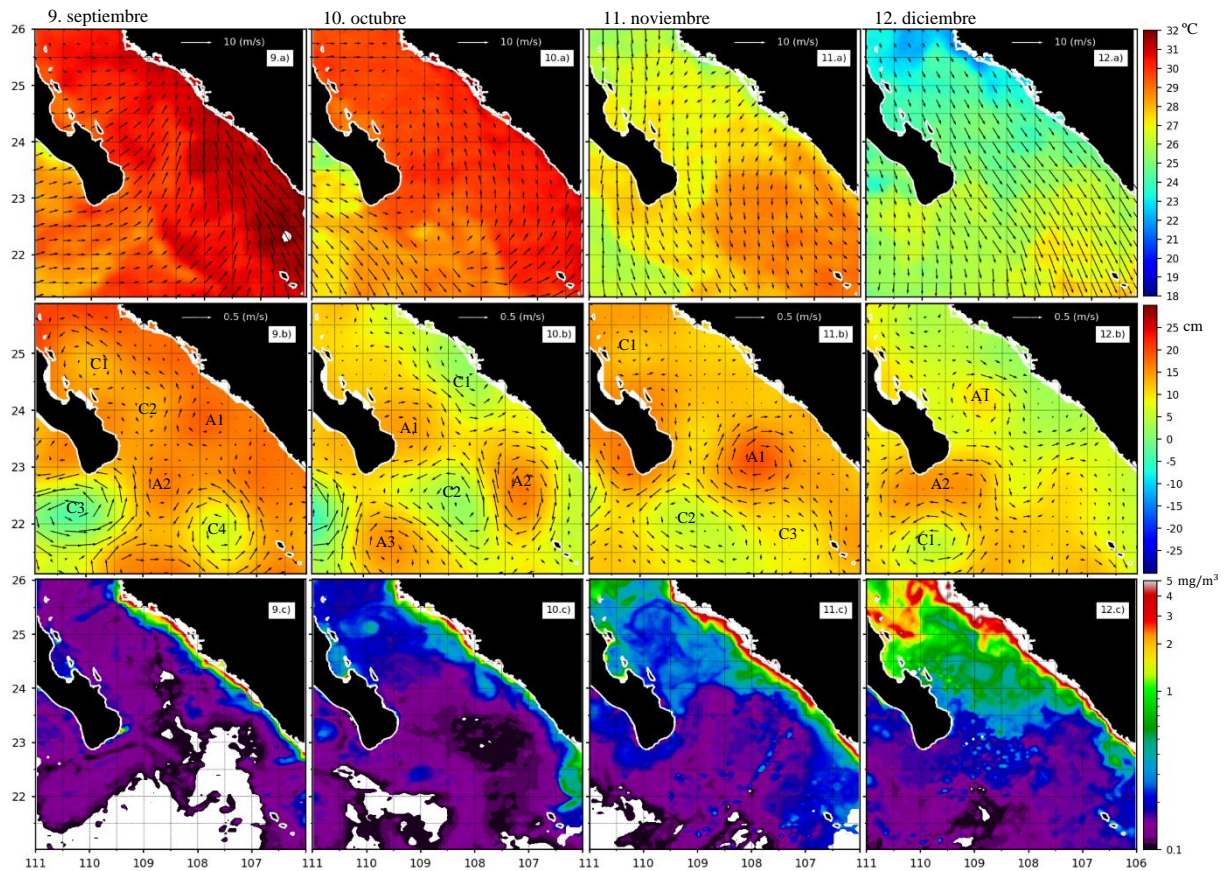


Figura 4.1. Continuación del registro mensual, de variables con los meses de septiembre a diciembre de 2019, respectivamente y ordenado en 3 secciones. Sección a) Temperatura Superficial del Mar (°C) y Patrón de viento U_{10} (m/s). Sección b) Anomalia del nivel del mar (cm) y patrón de corrientes geostróficas superficiales (m/s). Sección c) Concentración de Chl-*a* en escala logarítmica mg/m^3 .

4.2 Distribución horizontal de temperatura, salinidad y corrientes geostróficas a 50 m de profundidad

En esta sección se analiza la distribución horizontal de temperatura y salinidad con la superposición del patrón de corrientes geostróficas a 50 m de profundidad. En el mes de enero a 50 m de profundidad en la porción norte del área de estudio se observó un dipolo ciclón-anticiclón, al igual que en la región externa del golfo donde otro dipolo estuvo presente con el vórtice anticiclónico de mayor extensión, la temperatura a dicha profundidad se incrementó hacia el sur, con máximo de ~ 25 °C en el anticiclón (Fig. 4.2.1 a). La estructura en la circulación se mantuvo durante febrero y marzo con un descenso paulatino en la temperatura hasta llegar a ~ 15 °C en la porción norte y en la costa continental en el mes de

marzo, asimismo se observó un desplazamiento del vórtice anticiclónico hacia el oeste (Fig. 4.2.1 b-c).

En abril, las corrientes fueron más débiles que en marzo, y la corriente que en marzo se presentó en la costa del Pacífico frente al sur de la península en abril formó el vórtice ciclónico (C2) que se alejó de la costa y el anticiclón (A1) avanzó hacia el oeste entre los meses de febrero a abril. En mayo a 50 m de profundidad la temperatura mostró valores mínimos en la costa continental, así como en la del Pacífico. En la región de la boca se observó un núcleo frío con temperatura de $\sim 14^{\circ}\text{C}$ en C2 las corrientes geostroficadas son débiles a excepción de la velocidad azimutal en la periferia de C2 y A1 (Fig. 4.2.1e). La temperatura en la región sur del golfo se incrementó considerablemente en la costa continental desde junio a septiembre (Fig. 4.2.1f-i) con una notoria corriente costera entrando al golfo por la costa este en junio y julio (Fig. 4.2.1f-g). El patrón de corrientes de mayo a septiembre presentó un vórtice ciclónico intenso (C2) que se desplazó hacia el oeste. Durante octubre se observó un vórtice ciclónico débil al norte de la Bahía de La Paz, una corriente hacia el sur en la parte central de la boca del golfo, la cual se desvía hacia la costa este, en la parte externa se observaron cuatro vórtices C3, A2, C2 y A1 (Fig. 4.2.1j), el dipolo ciclón-anticiclón C2-A2, en la entrada del GC permanece con menor intensidad durante noviembre. Además, en el interior también se presenta un dipolo C1-A1 (Fig. 4.2.1k). En diciembre el vórtice ciclónico (C2) que se encontró en el suroeste del área de estudio avanzó hacia el oeste, respecto a la posición en la que se encontraba en noviembre (Fig. 4.2.1k-l). La temperatura en la costa este desde diciembre hasta mayo fue baja, mientras que de junio a septiembre esta temperatura se incrementó hasta 29°C , para después disminuir a un valor de 22°C en noviembre.

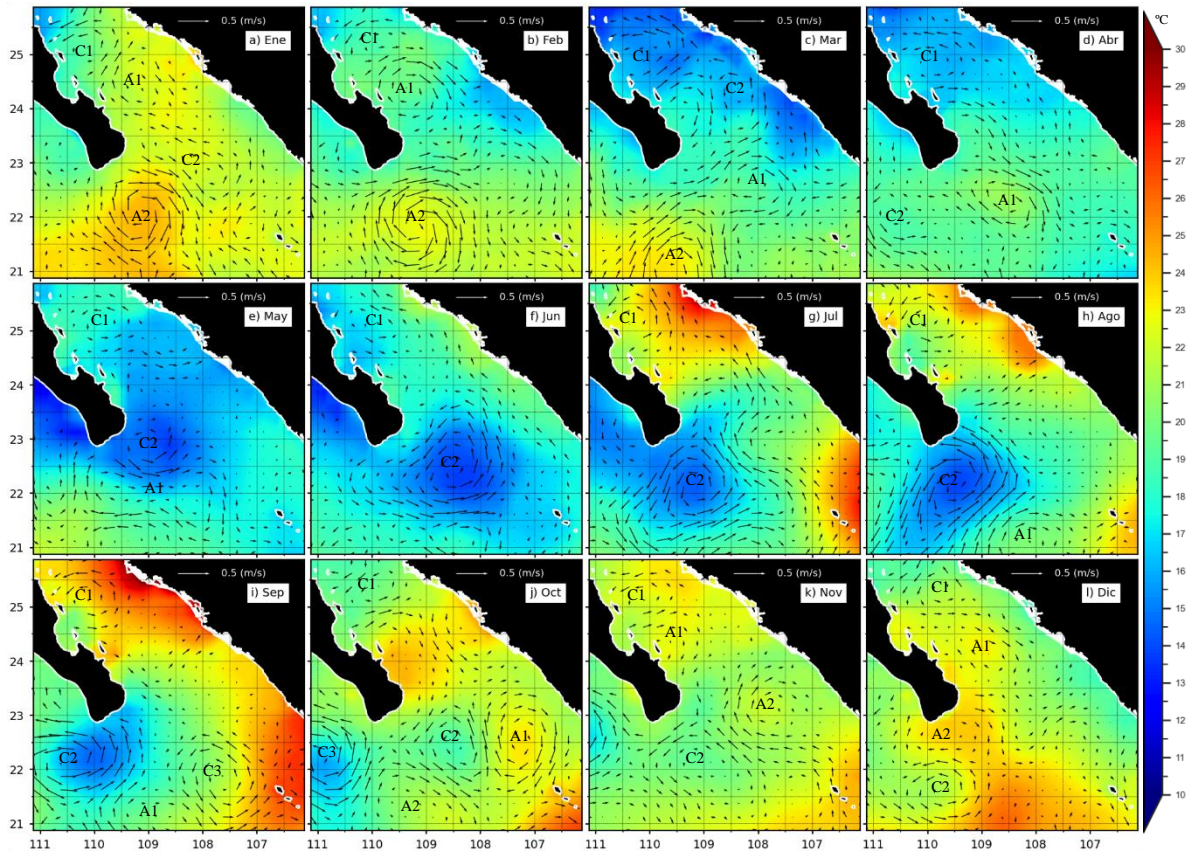


Figura 4.2.1 Distribución de temperatura (°C) y patrón de corrientes geostróficas (m/s) a 50 m de profundidad en el sur del GC en el año 2019.

La salinidad a 50 m de profundidad varió de 33.50 a 36.50 ups a lo largo del año. En enero la salinidad máxima se encontró en la costa continental con valor de 36.50 ups y el mínimo de 34.50 ups en el Pacífico y en el sureste del área de estudio (Fig. 4.2.2a). De enero a abril se observó un gradiente de salinidad desde la costa oeste hacia la costa este, en cuanto a la variación temporal se observó una disminución de enero a abril (Fig. 4.2.2 a-d). En abril el máximo de salinidad se mostró en la costa continental y en la sección central con valor de 36.00 ups (Fig. 4.2.2 d). De mayo a julio la salinidad mostró un gradiente invertido respecto a ese descrito para los meses de enero a abril; es decir en este lapso el máximo de salinidad se presentó en la costa oeste, con un valor de 36.25 ups, la variación latitudinal de la salinidad mostró una disminución hacia el sur a un valor de 34,25 ups (Fig. 4.2.2 e-g). En agosto varió de 33.50 a 34.80 ups fue el mes con menor rango de salinidad (Fig. 4.2.2 h). De septiembre a diciembre se observó nuevamente un gradiente de la costa oeste hacia la costa este, y una

intrusión de agua de baja salinidad en el sur del golfo, próxima a la península (Fig. 4.2.2 i-l). En diciembre la salinidad se incrementó a 34.50 ups en el sur de la península (Fig. 4.2.2 l).

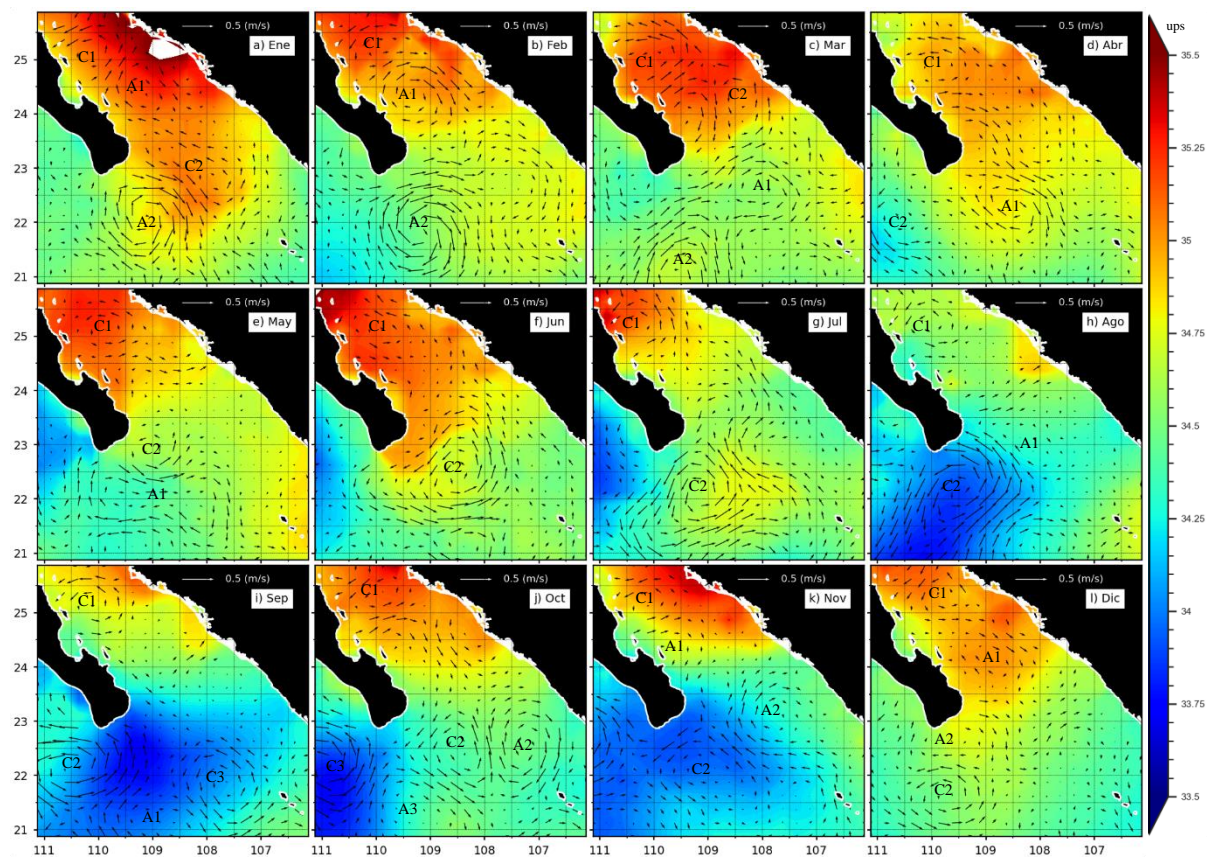


Figura 4.2.2 Distribución de salinidad (ups) y patrón de corrientes geostróficas (m/s) a 50 m de profundidad en el sur del GC en el año 2019.

4.3 Distribución vertical de temperatura y salinidad

La distribución vertical de temperatura y salinidad en la capa superior de los 500 m se analizó en cinco transectos (Fig. 1.1.2), a lo largo del año 2019 con el fin de asociar la estructura de las isotermas e isohalinas con la presencia de vórtices. En el transecto 1, en enero la termoclina estacional mostró una forma cóncava; la termoclina en la costa peninsular se encontró a 45 m, mientras que en la región central se observó a 90 m y frente a la costa continental a 60 m, la concavidad en las isotermas se extendió hasta ~350 m indicando la presencia de un vórtice anticiclónico cerca de la costa continental (Fig. 4.3.1a). En febrero la profundidad de la termoclina estacional fue de ~80 m en la costa oeste, a 30 m en la costa este, con una estructura similar a esa observada en enero, solo que en este caso la concavidad se localizó al centro de la sección (Fig. 4.3.1b), que coincidió con el patrón de corrientes superficiales que muestra un vórtice anticiclónico (Fig. 4.1.2b), el cual estuvo ubicado al sur de un vórtice ciclónico. En marzo la variación de la profundidad de la termoclina fue de 50 m, ya que en el centro de la sección la termoclina se presentó a 30 m, y en ambos extremos a 80 m (Fig. 4.3.1c), que coincidió con la periferia de un vórtice ciclónico con intensas corrientes (Fig. 4.1.3c). En abril la termoclina tuvo una pendiente de oeste a este, con la profundidad promedio de ~30 m, sin embargo, debajo de ésta las isotermas formaron un domo en la costa peninsular (Fig. 4.3.1d), con una diferencia de 35 m, esta característica se asoció a un centro del vórtice ciclónico como se mostró en las corrientes superficiales (Fig. 4.1.4b). De mayo a septiembre tanto la temperatura en la capa superficial como la estratificación se incrementaron considerablemente, las isotermas se levantaron en la costa oeste (Fig. 4.3.1e-i), asociadas al vórtice ciclónico frente a la Bahía de la Paz (Fig. 4.1.5b - Fig. 4.1.9b). La estructura térmica en octubre fue similar a esa de septiembre, con un levantamiento más débil de las isotermas en la costa peninsular; en este caso también se observó un pequeño domo en la costa continental más débil y profundo (Fig. 4.3.1j), se presentó una temperatura más baja que la observada en septiembre, en la costa oeste las corrientes fueron más débiles, al este de las cuales la corriente va hacia el sur (Fig. 4.1.10b). En noviembre la temperatura en la capa superficial fue menor a la observada en los meses de julio a octubre y la termoclina se observó a ~20 m (Fig. 4.3.1k). La profundidad de la capa de mezcla en diciembre fue de 45 m, con temperatura de ~ 25°C, las isotermas se hundieron desde 45 m hasta los 100 m (Fig. 4.3.1l), las corrientes fueron muy débiles en la costa oeste.

En la sección vertical a lo largo del transecto 1, en enero mostró un núcleo de alta salinidad > 34.9 en la capa superficial de ~ 150 m propia del AGC, por encima y debajo de la cual se observó una salinidad < 34.9 asociada al ATS (Fig. 4.3.2a). Durante los meses de enero a julio (Fig. 4.3.2b-g), la alta salinidad en el transecto 1 estuvo presente (AGC), mientras que en los meses de agosto, septiembre, noviembre y diciembre se observó una lengüeta de ACC entre 30-60 m en septiembre, la cual se extendió hasta los 110 m, en la costa peninsular en el mes de noviembre (Fig. 4.3.2k).

En el transecto 2 a inicio del año se observó un fuerte gradiente vertical de temperatura a ~ 75 m, la cual se volvió más somero e intenso hasta agosto a $z = 20$ m (Fig. 4.3.3). En enero la temperatura superficial fue alrededor de 24 °C, las isotermas mostraron un hundimiento (Fig. 4.3.3a). En febrero la temperatura superficial fue menor a la de enero y las isotermas mostraron un hundimiento hacia el oeste (Fig. 4.3.3b). En marzo las características se acentuaron en la capa superior a 100 m, respecto a febrero (Fig. 4.3.3b-c), mientras que en abril se presentó levantamiento y hundimiento de las isotermas en la porción este y oeste respectivamente (Fig. 4.3.3d). De marzo a septiembre la temperatura en la capa superficial se incrementó de 24.5 a 30 °C y se observó un levantamiento importante de las isotermas, con un domo desplazándose hacia el oeste (Fig. 4.3.3c-i). De septiembre a diciembre se presentó un decremento de la temperatura en la capa superficial, la capa de mezcla fue incrementando su espesor y se observó un fuerte gradiente térmico vertical debajo de ella (Fig. 4.3.3i-l). A partir de septiembre (Fig. 4.3.3i) la termoclina se volvió a presentar más profunda hasta diciembre cuando se localizó a 75 m (Fig. 4.3.3l).

En el transecto 2 la distribución vertical de salinidad mostro núcleos de alta salinidad durante los meses de enero a abril, característica del AGC la cual se encontró rodeada por ATS (Fig. 4.3.4a-d). De julio a diciembre abajo del AGC, entre 30 y 80 m de profundidad se observaron núcleos de salinidad característica de ATS (Figs. 4.3.4g-l), en julio y diciembre el agua de menor salinidad se presentó en la costa este, y cubrieron todo el transecto de agosto a noviembre.

En la sección vertical 3, se observó hundimiento de las isotermas de enero a mayo, seguido de un levantamiento de las isotermas de junio a septiembre, y mostró un hundimiento de

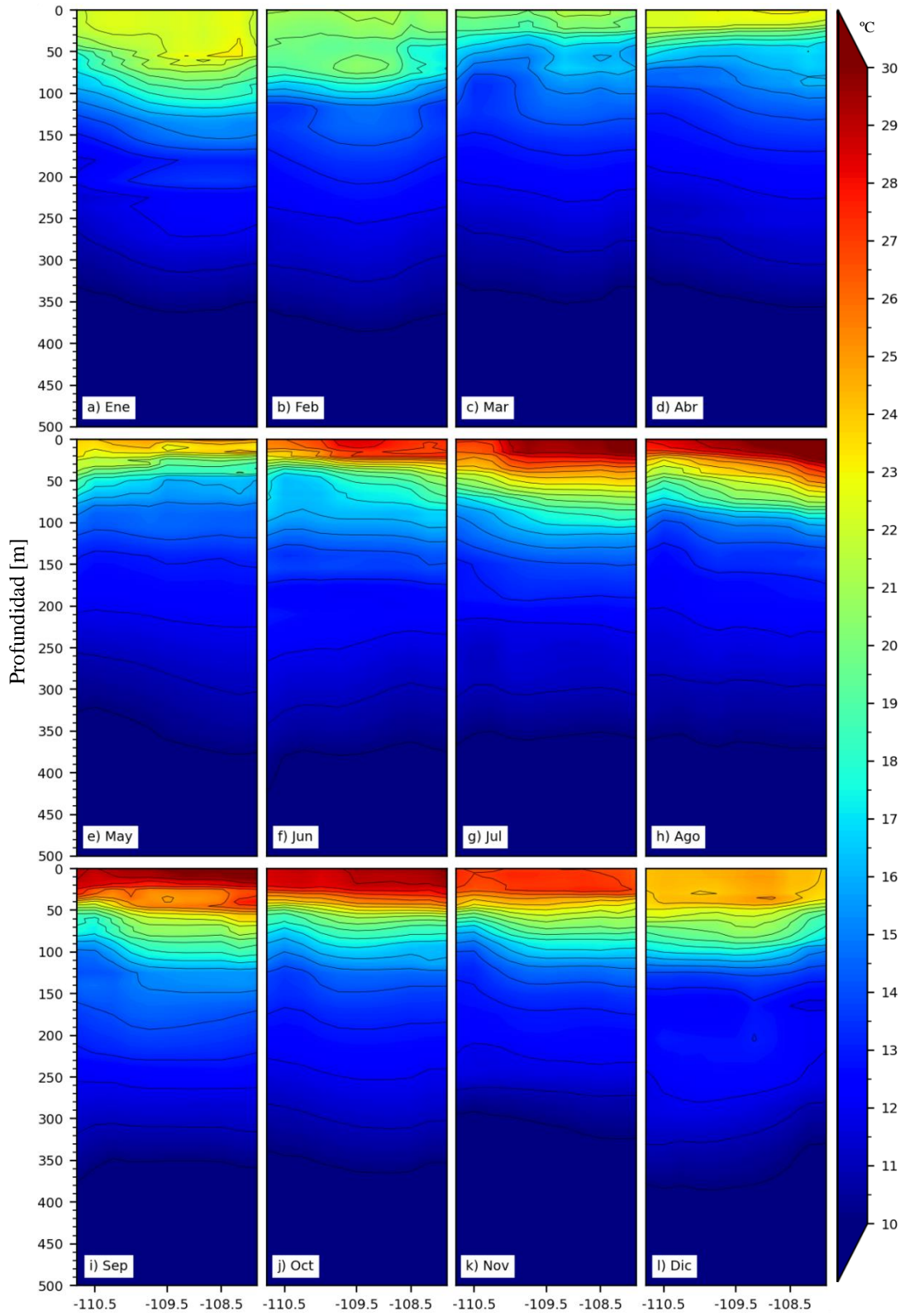


Figura 4.3.1 Distribución vertical de temperatura en el transecto 1 (24.6 °N), a lo largo del año 2019. a) enero, b) febrero, c) marzo, d) abril, e) mayo, f) junio, g) julio, h) agosto, i) septiembre, j) octubre, k) noviembre y l) diciembre.

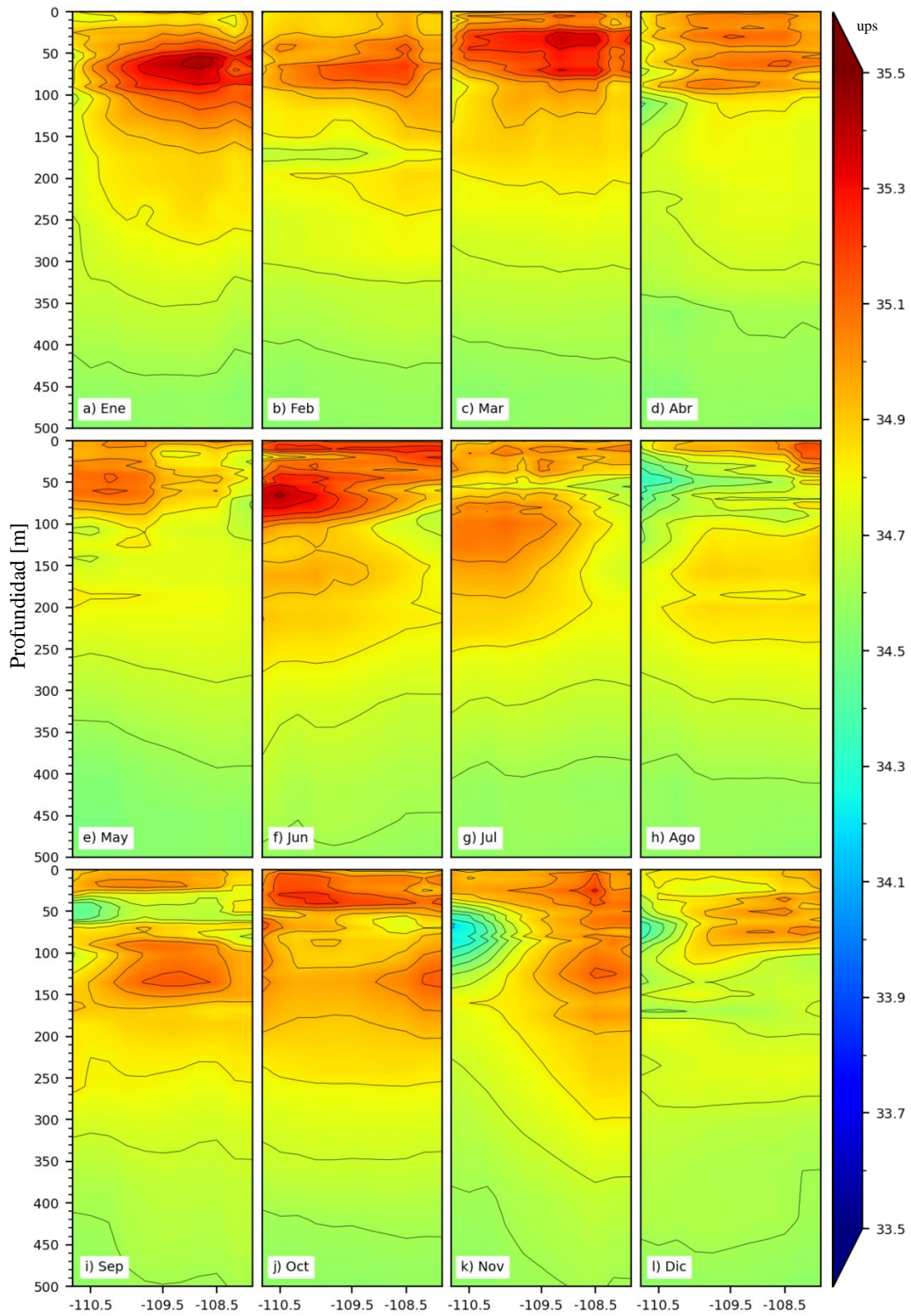


Figura 4.3.2 Distribución vertical de salinidad en el transecto 1 (24.6 °N), a lo largo del año 2019. a) enero, b) febrero, c) marzo, d) abril, e) mayo, f) junio, g) julio, h) agosto, i) septiembre, j) octubre, k) noviembre y l) diciembre.

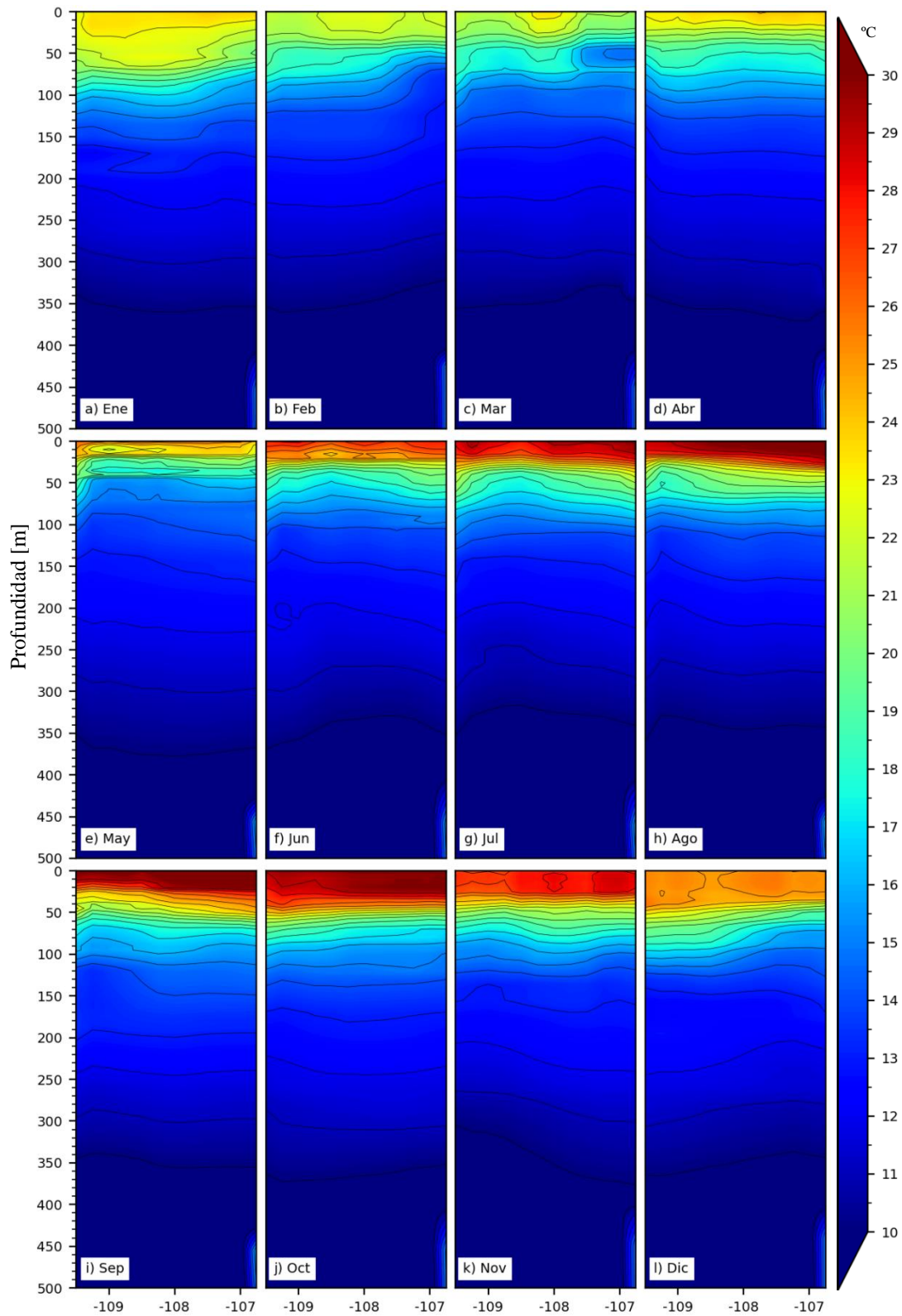


Figura 4.3.3 Distribución vertical de temperatura en el transecto 2 (23.6 °N), a lo largo del año 2019. a) enero, b) febrero, c) marzo, d) abril, e) mayo, f) junio, g) julio, h) agosto, i) septiembre, j) octubre, k) noviembre y l) diciembre.

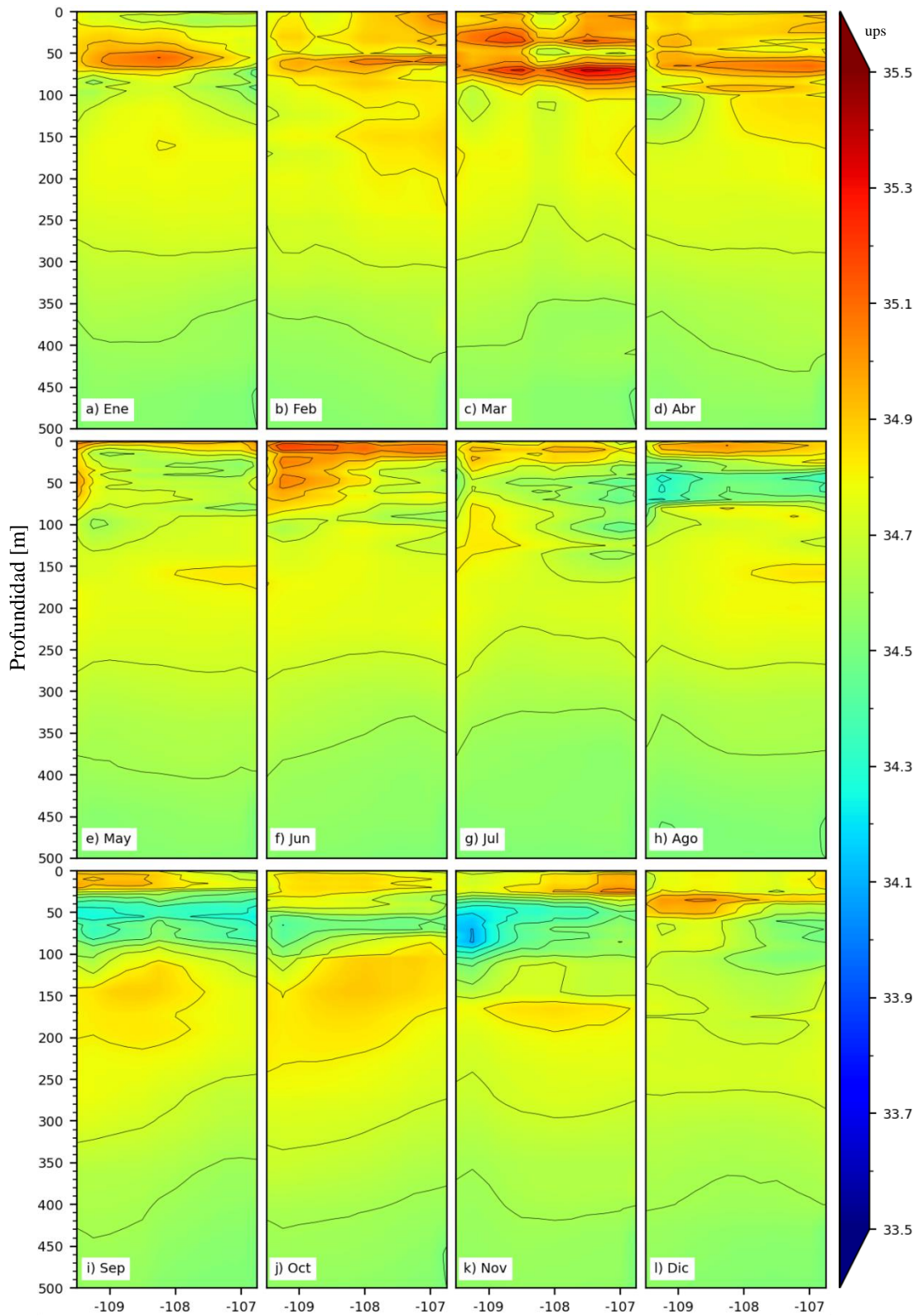


Figura 4.3.4 Distribución vertical de salinidad en el transecto 2 (23.6 °N), a lo largo del año 2019. a) enero, b) febrero, c) marzo, d) abril, e) mayo, f) junio, g) julio, h) agosto, i) septiembre, j) octubre, k) noviembre y l) diciembre.

octubre a diciembre. En enero el hundimiento en la costa continental (Fig. 4.3.5a), que coincide con un vórtice anticiclónico (Fig. 4.1.1b), en febrero se desarrolló un vórtice anticiclónico que se observó en todo el transecto (Fig. 4.1.2b), que se asoció al hundimiento de las isotermas (Fig. 4.3.5b). En marzo el hundimiento de las isotermas frente a la costa peninsular y un levantamiento en la costa continental (Fig. 4.3.5c) coincidió con un anticiclón-ciclón en el transecto (Fig. 4.1.3b). En abril se observó hundimiento y levantamiento en las costas peninsular y continental, respectivamente (Fig. 4.3.5d), lo que coincidió con un anticiclón-ciclón (Fig. 4.1.4b). Durante los meses de junio a septiembre las isotermas se elevaron cerca de la costa peninsular (Fig. 4.3.5f-i), en relación con un vórtice ciclónico (Fig. 4.1.6b-9b). De octubre a diciembre (Fig. 4.3.5j-l) se observó hundimiento de las isotermas, en octubre y noviembre dicho hundimiento fue cerca de la costa continental, mientras que en diciembre el hundimiento fue cerca de la costa peninsular asociada a vórtice ciclónico (Fig. 4.1.10b-12b).

La distribución vertical de salinidad en la sección 3 la mayor parte del año mostró un núcleo de alta salinidad >34.9 característica del AGC, en el mes de mayo el espesor de la capa de alta salinidad disminuyó (Fig. 4.3.6e), mientras que en junio se expandió el núcleo de alta salinidad. Un núcleo de agua con relativamente baja salinidad ~ 34.1 se observó de agosto a noviembre en la capa de los 30 a 100 m con mayor espesor en la costa peninsular (Fig. 4.3.6 h-k), mientras que en diciembre fue notable el núcleo de salinidad >34.9 en la capa entre 30 y 60 m (Fig. 4.3.6l).

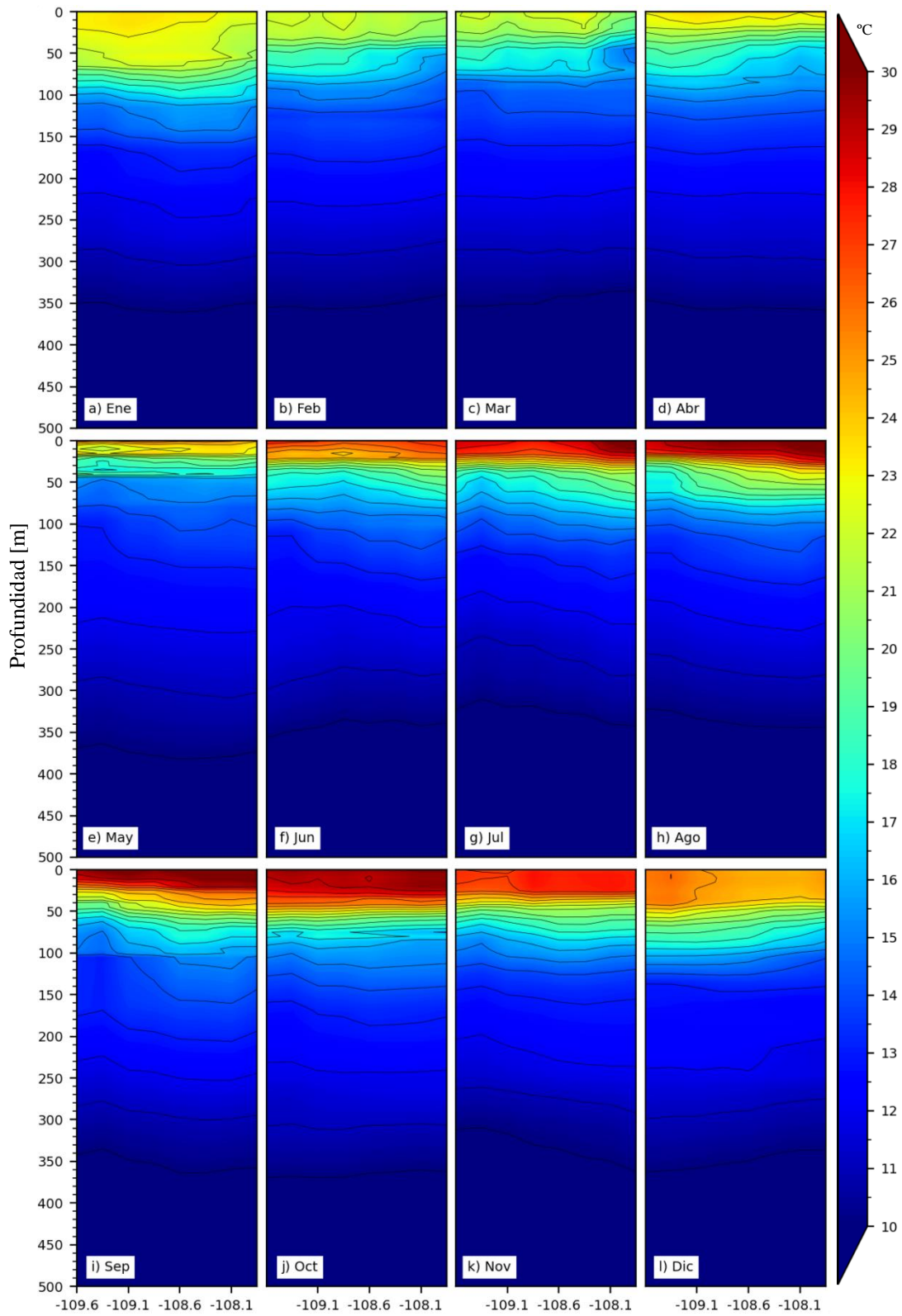


Figura 4.3.5 Distribución vertical de temperatura en el transecto 3, a lo largo del año 2019. a) enero, b) febrero, c) marzo, d) abril, e) mayo, f) junio, g) julio, h) agosto, i) septiembre, j) octubre, k) noviembre y l) diciembre.

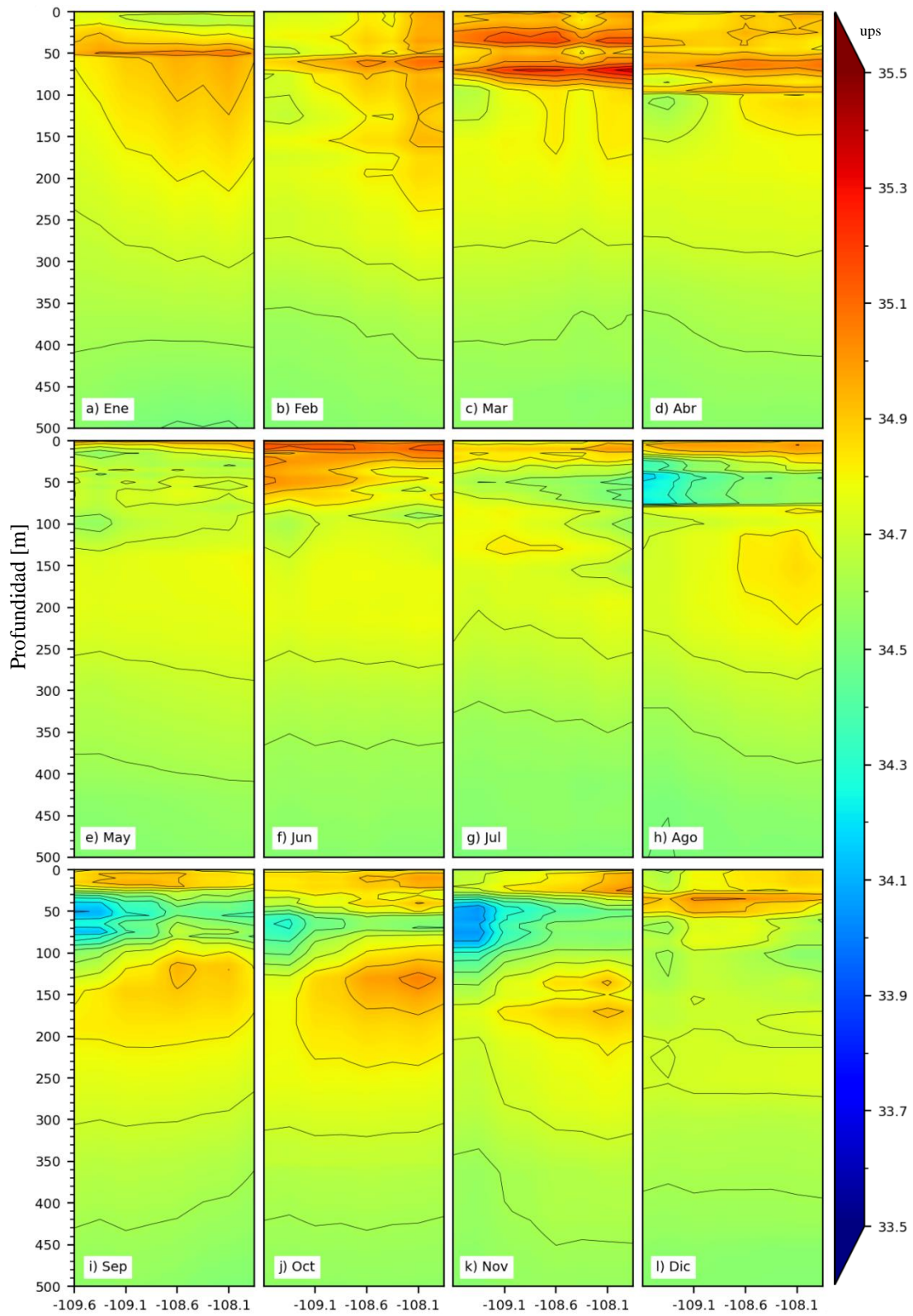


Figura 4.3.6 Distribución vertical de salinidad en el transecto 3, a lo largo del año 2019. a) enero, b) febrero, c) marzo, d) abril, e) mayo, f) junio, g) julio, h) agosto, i) septiembre, j) octubre, k) noviembre y l) diciembre.

A lo largo del transecto 4, de enero a abril fue muy notorio el hundimiento de las isotermas en el centro del transecto (Figs. 4.3.7.a-d), rasgos característicos de la presencia de vórtice anticiclónico. De mayo a septiembre se observó un levantamiento de las isotermas hasta 30 m de profundidad (Figs. 4.3.7. e-i), lo cual es característico de un vórtice ciclónico. En los meses de octubre a diciembre, se observaron alternancias de hundimiento-levantamiento de isotermas (Figs. 4.3.7 j-l).

La salinidad en el transecto 4 mostró la presencia de núcleos de alta salinidad (AGC) generalmente en el centro del transecto durante enero y febrero, a los costados salinidades más bajas características del ATS y ACC (Fig. 4.3.8a-b). En marzo y abril se observó agua de baja salinidad en la costa oeste y de alta salinidad en la costa este (Fig. 4.3.8c-d). De mayo a noviembre el agua de baja salinidad se localizó en la costa oeste, al paso del tiempo se observó un núcleo de baja salinidad en la capa entre 20 y 100 m que ocupa el transecto de oeste a este (Figs. 4.3.8e-k), en diciembre se notó la intrusión de agua más salina, dividiendo al núcleo de baja salinidad (Fig. 4.3.8l). En general en la capa de los 150 m se localizaron el AGC, ATS y ACC debajo de las cuales se observó el ASsSt.

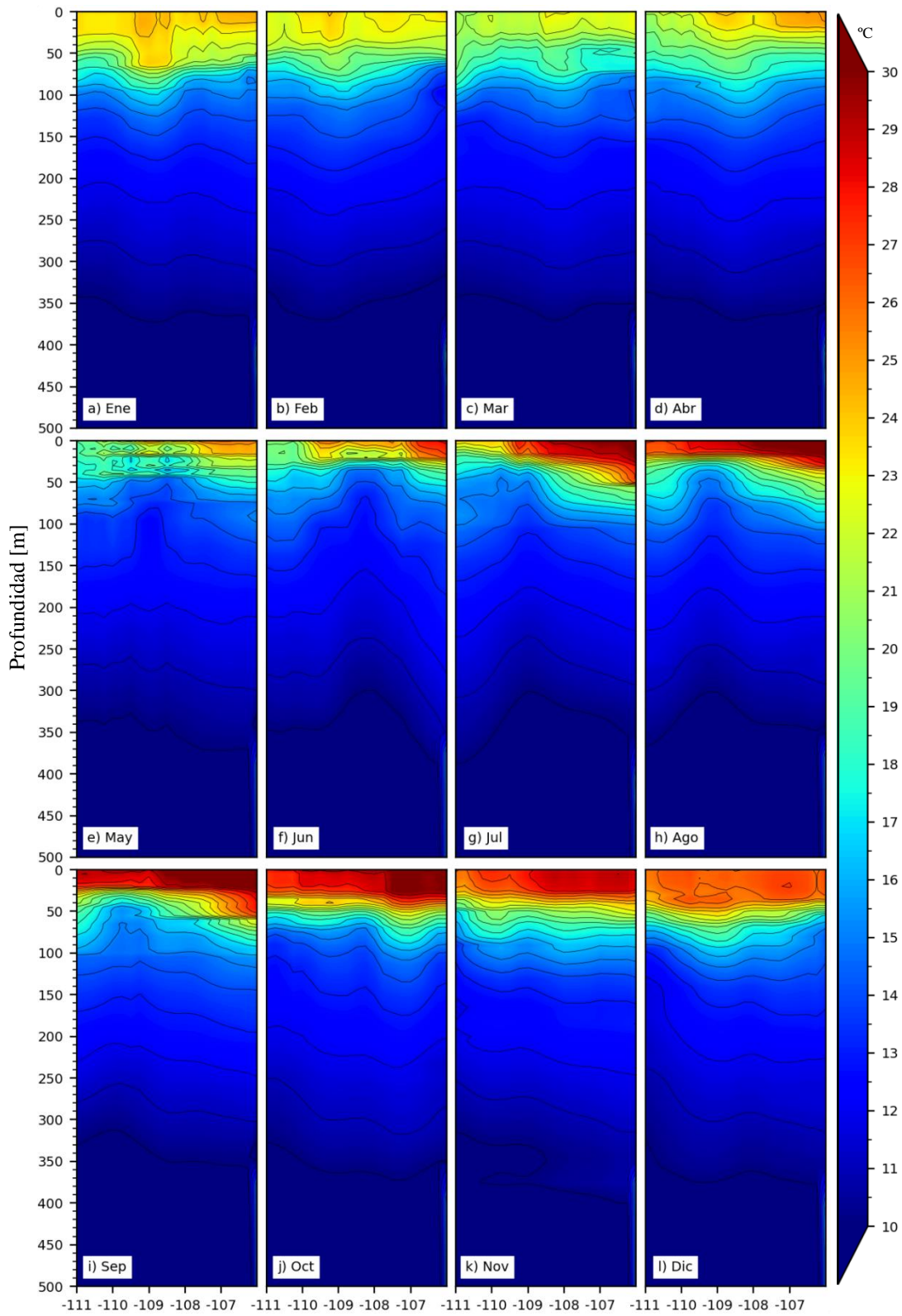


Figura 4.3.7 Distribución vertical de temperatura en el transecto 4 (22.6 °N), a lo largo del año 2019. a) enero, b) febrero, c) marzo, d) abril, e) mayo, f) junio, g) julio, h) agosto, i) septiembre, j) octubre, k) noviembre y l) diciembre.

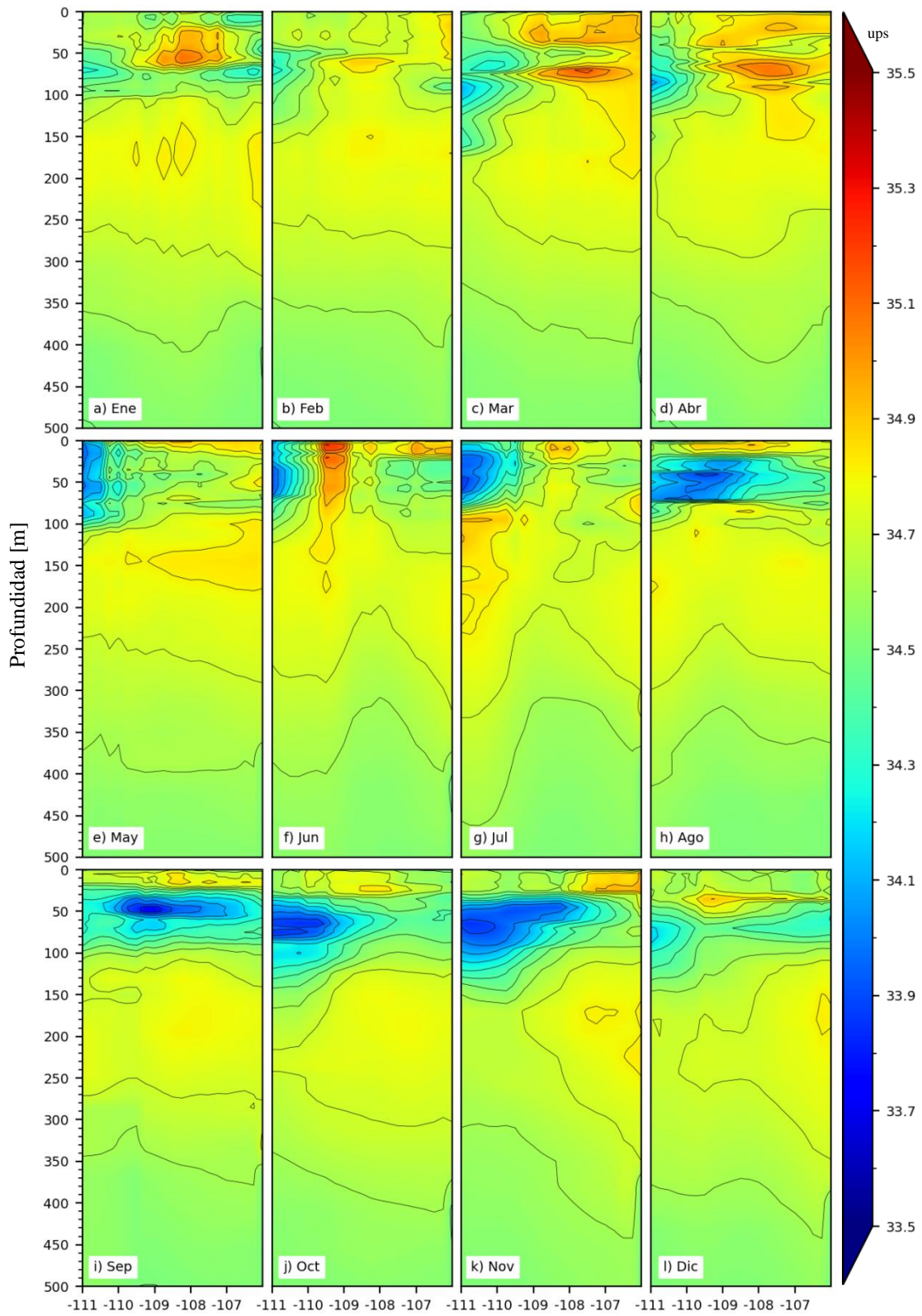


Figura 4.3.8 Distribución vertical de salinidad en el transecto 4 (22.6 °N), a lo largo del año 2019. a) enero, b) febrero, c) marzo, d) abril, e) mayo, f) junio, g) julio, h) agosto, i) septiembre, j) octubre, k) noviembre y l) diciembre.

En el transecto 5 localizado en el sur del área de estudio, la temperatura en la capa superficial de los 70 m fue de ~ 24 °C. En enero con hundimientos de las isotermas en la parte central, la temperatura disminuyó hasta los 10 °C a 500 m, con un máximo gradiente a los 70 m (Fig. 4.3.9 a). En febrero y marzo (Fig. 4.3.9 b-c) se observó la termoclina con un hundimiento muy marcado asociado a un vórtice anticiclónico. En marzo se observó hundimiento y levantamiento de las isotermas en el oeste y este del transecto, respectivamente (Fig. 4.3.9. c) que coincidió con un vórtice anticiclónico en el oeste y una corriente ciclónica en el este (4.1.3b). En abril se presentó un levantamiento en el extremo oeste (Fig. 4.3.9d). En mayo la elevación de las isotermas coincidió en la región oeste del transecto donde se presentó un vórtice ciclónico débil (Fig.4.1.5b).

En septiembre y octubre se observaron vórtices alternados ciclón-anticiclón-ciclón o bien anticiclón-ciclón-anticiclón (Fig. 4.1.9b-10b) que se reflejaron en variación espacial de las isotermas (Fig. 4.3.9i-j), mientras que en noviembre y diciembre (Fig. 4.1.11b-12b) se presentó un vórtice ciclónico de menor intensidad que los observados en junio, julio y agosto. En la sección vertical 5 la salinidad más alta correspondiente al AGC se presentó en pequeños núcleos, dominaron los núcleos de baja salinidad observados en la capa entre 30 y 150 m, debajo de ellos se encontraron valores correspondientes a ATS y fueron muy evidentes de agosto a noviembre (Fig. 4.3.10h-k).

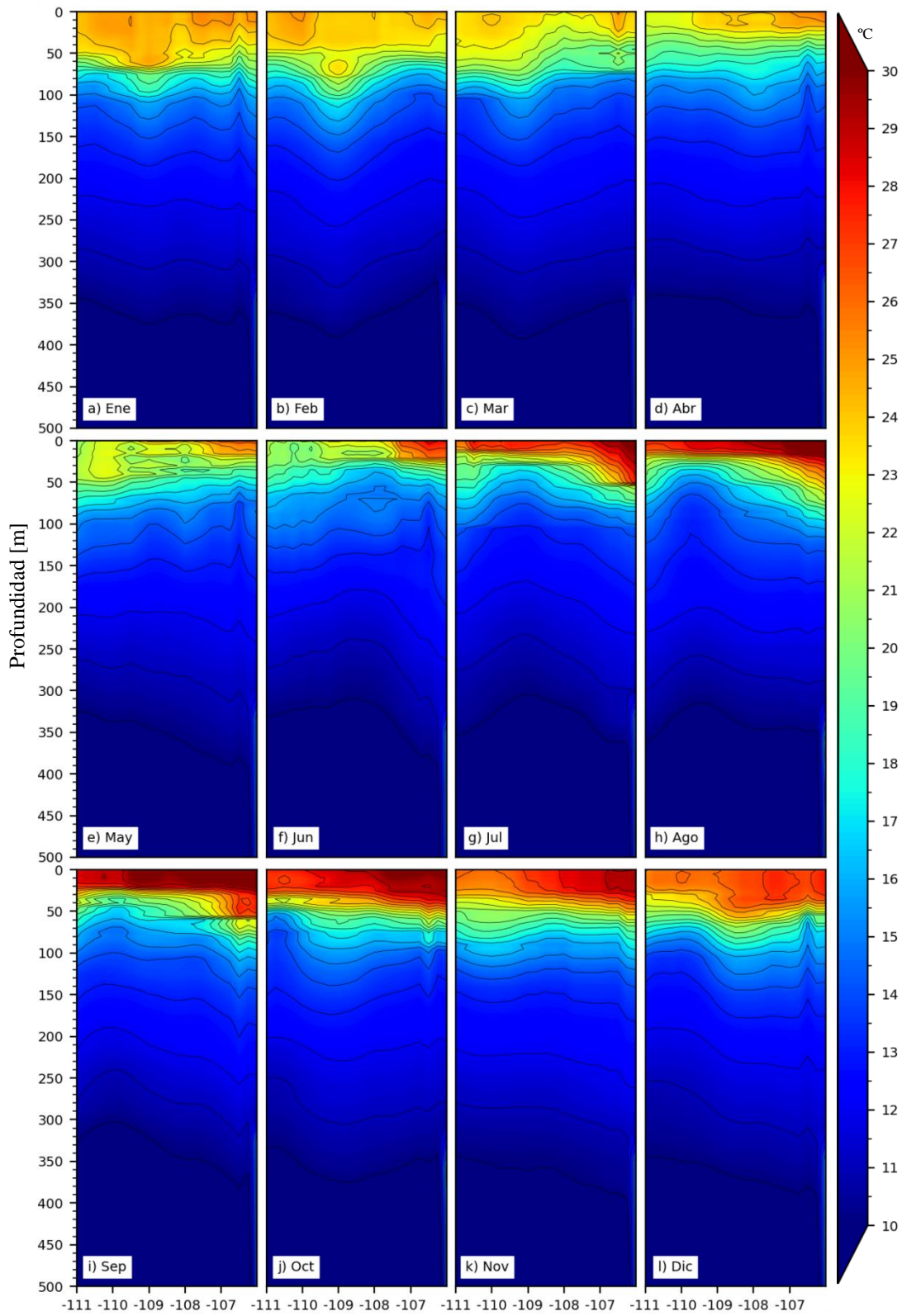


Figura 4.3.9 Distribución vertical de temperatura en el transecto 5 (21.6 °N), a lo largo del año 2019. a) enero, b) febrero, c) marzo, d) abril, e) mayo, f) junio, g) julio, h) agosto, i) septiembre, j) octubre, k) noviembre y l) diciembre.

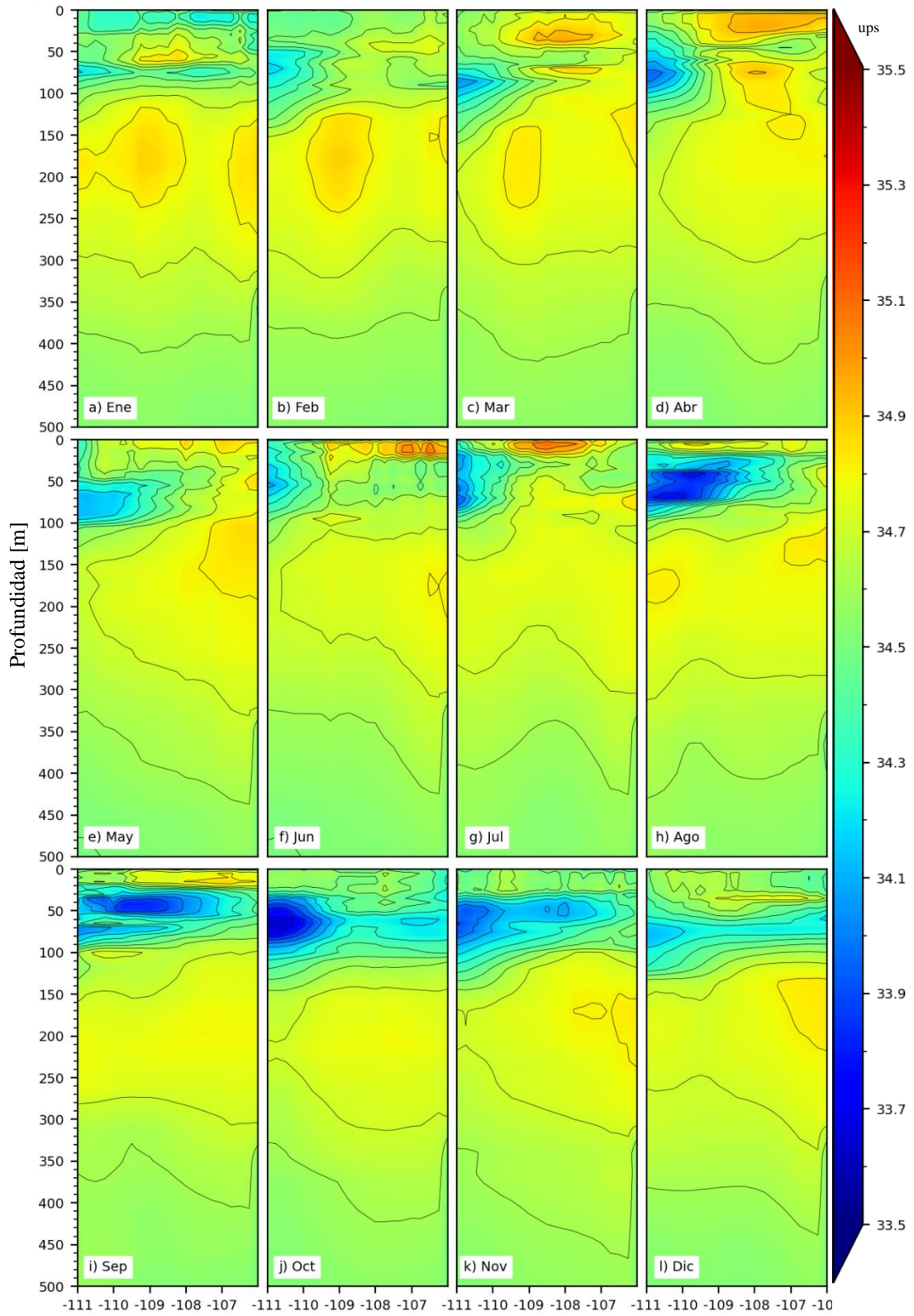


Figura 4.3.10 Distribución vertical de salinidad en el transecto 5 (21.6 °N), a lo largo del año 2019. a) enero, b) febrero, c) marzo, d) abril, e) mayo, f) junio, g) julio, h) agosto, i) septiembre, j) octubre, k) noviembre y l) diciembre.

4.4 Masas de agua en el sur del Golfo de California en 2019

En toda el área de estudio en la capa superior de los 400 m, a lo largo del año se presentaron cinco masas de agua. Sin embargo, se tienen variaciones temporales por lo que se realizaron los diagramas TS en tres periodos de enero a abril, de mayo a agosto y de septiembre a diciembre. De enero a abril la temperatura presentó un rango de 4 a 26 °C, la salinidad fluctuó entre 33.8 y 36.4 con la presencia de AGC, ATS, ACC en la capa de 150 m, debajo de las cuales se encontró ASsSt seguida por AIP (4.4.1a). De mayo a agosto el diagrama TS mostró rangos de salinidad entre 33.5 a 36 y de temperatura entre 4 y 33 °C, tanto ATS como AGC presentaron temperaturas más altas que en el primer periodo, el ACC presentó salinidades mínimas de 33.5 (Fig. 4.4.1b). De septiembre a diciembre como en los dos periodos anteriores se encontraron cinco masas de agua (Fig. 4.4.1c).

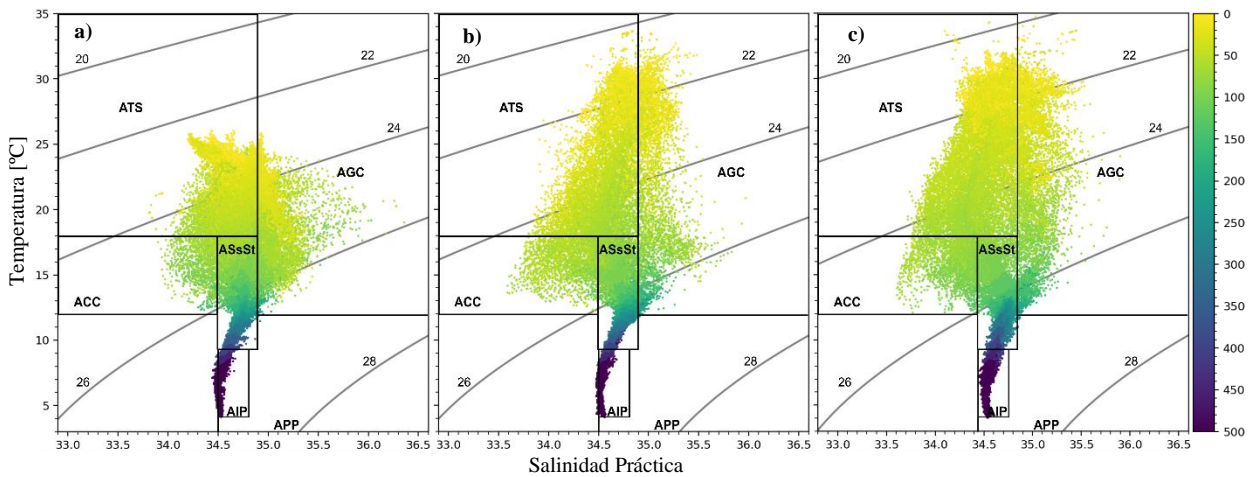


Figura 4.4.1 Masas de agua en el área de estudio en la capa superior de los 500 m. en los periodos de: a) enero-abril b) mayo-agosto c) septiembre-diciembre.

Durante el año 2019, la presencia de las diferentes masas de agua se analizó en cuatro transectos. En el periodo de enero a abril, no obstante que el ATS, ACC y el AGC estuvieron presentes, la cantidad del AGC disminuyó hacia el sur, mientras que el ATS se incrementó, al igual que el ACC que en general ha sido escasa (Fig. 4.4.2a). De mayo a agosto en la sección 1 localizada al norte, no se observó el ACC y el AGC fue escasa en todos los transectos, mientras que el ATS se incrementó hacia el sur. En los tres transectos del sur la capa de los 150 m estuvo ocupada principalmente por agua ATS y ACC (Fig. 4.4.2b). En el periodo de septiembre a diciembre el AGC sólo se observó en los dos transectos más al norte,

ATS y ACC fueron las principales masas de agua dominantes en los transectos del sur (Fig. 4.4.2c).

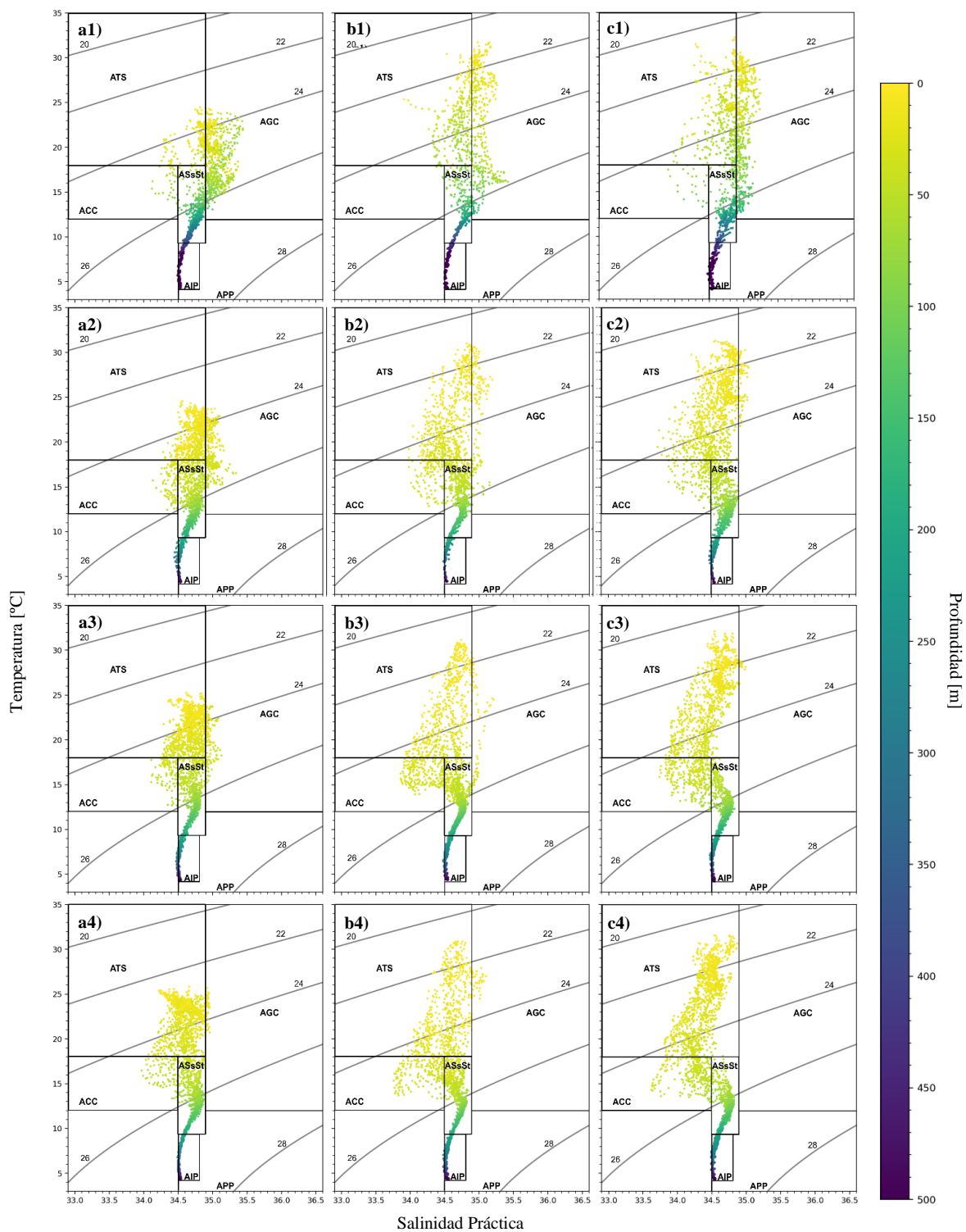


Figura 4.4.2 Masas de agua en cuatro transectos en el periodo: Enero-abril a1) transecto 1, a2) transecto 2, a3) transecto 4 y a4) transecto 5. De mayo-agosto b1) transecto 1, b2) transecto 2, b3) transecto 4 y b4) transecto 5. Septiembre-diciembre c1) transecto 1, c2) transecto 2, c3) transecto 4 y c4) transecto 5.

4.5 Discusión

Históricamente, los vientos en el GC han sido reportados con características monzónicas con vientos del noroeste en invierno-primavera y del sureste en verano-otoño con mayo y noviembre como meses de transición (Roden, 1964; Badán-Dangón et al., 1991). En el presente estudio el patrón de viento en el sur del GC mostró que en los meses de diciembre, enero y febrero los vientos soplaron del noroeste incrementando su intensidad hacia el sur del área de estudio, en el mes de mayo los vientos también soplaron del noroeste en la porción norte del área de estudio, sin embargo, en este caso la intensidad decreció hacia la región sur. En general en el verano los vientos fueron del sur y del suroeste, septiembre fue el único mes cuando se presentaron vientos del sureste frente a la costa continental. De acuerdo con lo anterior en la región sur del golfo el patrón de viento no presenta características de viento monzónico.

En el 2019 se presentó un Niño moderado antecedido por la Niña 2017-2018 (NOAA, 2022). La anomalía de la TSM en la zona de estudio fue de 1.2, 1.5 °C en octubre y diciembre del 2019, respectivamente (NOAA, 2019).

En la entrada y sur del GC los flujos de entrada y salida son complejos, debido a la interacción con el Océano Pacífico que presenta variabilidad estacional e interanual. En este estudio se analizó la distribución vertical de temperatura y salinidad a lo largo de cinco transectos. En especial los resultados a lo largo de la sección T3 mostraron una forma convexa de las isotermas en los meses de otoño-invierno-primavera, que revelaron un núcleo cálido, correspondiente a una circulación anticiclónica, lo cual difiere de los resultados obtenidos a partir de datos de CTD en ocho cruceros (entre 1992-1998), donde no se observó el calentamiento subsuperficial en la porción media del transecto que pusiera en evidencia un flujo anticiclónico (Castro et al., 2000). Sin embargo, en datos de siete cruceros (entre 1995-2002) en el sur del GC, el flujo geostrófico mostró variabilidad estacional, caracterizada por un flujo anticiclónico en febrero de 1999 y en agosto de 1995 y un flujo ciclónico durante mayo 1998 y noviembre de 1997 (Castro et al., 2006). Por otra parte, mediante la simulación de la capa superior del GC con forzamiento del esfuerzo de viento, y la acción del Océano Pacífico en un modelo de dos capas, se presentó una variabilidad estacional con circulación ciclónica en verano y anticiclónica en invierno (Beier, 1997).

En el sur de GC a lo largo de su eje, en general se observaron vórtices alternados (e.g., ciclón-anticiclón-ciclón o bien anticiclón-ciclón-anticiclón), coincidiendo con las observaciones de febrero y agosto de 1992 con vórtices que se detectaron hasta los 1000 m (Fernández-Barajas et al. 1994), se han considerado a las ondas atrapadas en la costa y a la interacción de la corriente costera mexicana con los cabos los principales mecanismos de formación de los vórtices (Lavín et al., 2009). Los vórtices juegan un papel muy importante en el transporte de agua, sal, calor, nutrientes, entre otros. Por lo que estos vórtices alternos pueden ser el mecanismo mediante el cual las masas de agua se transportan de una latitud a otra o de una costa a otra. Así como jugar un papel importante en el transporte de nutrientes desde la costa continental hacia la costa peninsular.

En el sur de la zona de estudio se presentaron patrones de circulación muy bien definidos con vórtices más extensos y energéticos. De enero a mayo se observó un gran vórtice anticiclónico, mientras que de junio a agosto el vórtice fue predominantemente ciclónico, mientras que de septiembre a diciembre se mostraron vórtices más pequeños alternados. El número de vórtices ciclónicos y anticiclónicos a lo largo del año fue similar, el máximo diámetro fue de ~330 km, siendo un vórtice ciclónico el que presentó la máxima velocidad azimutal. En la porción sur del área de estudio los vórtices tanto los ciclónicos como los anticiclónicos se desplazaron hacia el oeste sugiriendo un comportamiento de ondas de Rossby.

El vórtice ciclónico que se observó frente a la Bahía de la Paz, con diámetro de ~150 m de diámetro es de carácter casi permanente y coincidió con el reportado por Emilsson y Alatorre (1997). En invierno este vórtice formó un dipolo ciclón-anticiclón coincidiendo con una disminución de temperatura y aumento de la concentración de Chl-*a*, similar en estructura, aunque de mayor diámetro al reportado dentro de la Bahía de la Paz (Coria-Monter et al., 2017; Monreal-Gómez et al., 2001). El vórtice ciclónico localizado en la Cuenca de La Paz es de mayor extensión en verano, abarcando una mayor área con un aumento de temperatura en la zona.

Las corrientes superficiales sugieren que los flujos entrando y saliendo del golfo fueron alternados; no se mostró tan claramente un flujo entrando por una costa y saliendo por la otra. Sin embargo, en febrero cuando el campo de viento sopló del noroeste con intensidad de ~ 10 m/s, se observó un flujo entrando por la costa peninsular y saliendo por la costa continental en el paralelo 24 °N. En junio y julio el patrón de vientos fue del suroeste, dentro del golfo los vientos fueron muy débiles en junio e intensos en julio, en estos meses se observó un flujo entrando al golfo a lo largo de la costa continental.

En cuanto al comportamiento de los vórtices; la distribución vertical de temperatura en las cinco secciones verticales reveló una variación latitudinal, entre más al sur se localizaron estos vórtices abarcaron una mayor profundidad en la columna de agua, así mismo de los patrones de corriente se observó mayor diámetro y permanencia.

La concentración de Chl-*a* superficial fue mayor en invierno y primavera con vientos del noroeste (principalmente en febrero y marzo) los cuales favorecen la generación de surgencias costeras en la costa continental, como lo describió Lluich-Cota (2000). En cuanto a la variación espacial la menor concentración de Chl-*a* se observó en las zonas de vórtices anticiclónicos y máxima en zonas de vórtices ciclónicos y frentes, estos últimos generalmente presentes en la frontera ciclón-anticiclón. Cloern et al. (1983) encontró que en la zona costera la dinámica del fitoplancton está controlada por la descarga de los ríos, por lo que en la costa continental las altas concentraciones de Chl-*a* observadas en verano, con menor extensión pueden estar originadas o favorecidas por la descarga de ríos debido a la época de lluvias, no obstante que se ha reportado que el efecto de los ríos es muy local (Álvarez-Borrego, 2012).

Las bases de datos del CMEMS han sido de gran utilidad para analizar los patrones de circulación en el sur del GC con alta resolución. Se recomienda ampliamente este tipo de análisis para estudios de alta resolución espacio temporal cubriendo áreas extensas y analizar fenómenos de mesoescala.

CONCLUSIONES

- El patrón de viento en el sur del GC durante el 2019, no fue de carácter monzónico ya que, no obstante que en invierno y primavera el viento es del noroeste, durante el verano y otoño es del oeste o suroeste, cuando se esperaba un viento del sureste para presentar un patrón monzónico.
- En el 2019 se presentó un Niño moderado con anomalías de TSM de aproximadamente 1.2 °C con lo que se puede concluir que fue un año más cálido respecto a un año neutro.
- La ANM presentó valores negativos asociados a vórtices ciclónicos y positivos a los anticiclónicos, los cuales son núcleos fríos y cálidos, respectivamente.
- En el sur del Golfo de California en 2019 los vórtices ciclónicos y anticiclónicos presentaron similitud en cuanto a su cantidad, a la extensión del diámetro o eje mayor. En la región más al sur éstos se desplazaron hacia el oeste, comportándose como ondas de Rossby.
- El intercambio de agua entre el golfo y el océano Pacífico en la capa superior fue entre Agua Tropical Superficial (ATS), Agua de la Corriente de California (ACC), y Agua del Golfo de California (AGC), mientras que la capa por debajo de estas masas de agua estuvo ocupada por Agua Subsuperficial Subtropical (ASsSt) y Agua Intermedia del Pacífico (AIP). La capa superficial de los ~150 m fue la más dinámica.
- En febrero flujos de entrada por la costa peninsular y de salida por la costa continental, en el paralelo 24 °N, coincidieron con vientos intensos del noroeste. En junio y julio un flujo entrando al golfo a lo largo de la costa continental coincidió con el viento del suroeste. A lo largo del año las corrientes superficiales sugieren que los flujos de entrada y salida estuvieron alternados. En 2019, no fue tan evidente la variación estacional en el flujo de entrada y salida.
- La alta concentración de Chl-*a* está asociada a la presencia de vórtices ciclónicos y frentes oceánicos entre vórtices ciclónicos y anticiclónicos. Existe una relación inversa entre la TSM y la concentración de Chl-*a*, con máximos valores durante invierno y mínimos en verano.

- Con la presencia de vientos del noroeste, se observaron altas concentraciones de *Chl-a* lo largo de la costa continental.
- En la zona sur del área de estudio las isotermas e isohalinas mostraron hundimiento en el invierno, que revelaron un núcleo cálido, correspondiente a una circulación anticiclónica, mientras que en el verano estuvo dominada por una circulación ciclónica, evidenciada por el levantamiento de dichas isolíneas.
- Las secciones verticales de temperatura y salinidad pusieron en evidencia que conforme se avanza hacia el sur los vórtices se presentan en una capa de mayor espesor.
- La base de datos Copernicus Marine Environment Monitoring Service (CMEMS), permitió analizar los patrones de circulación en el sur del Golfo de California.

REFERENCIAS

- Álvarez-Borrego, S. (2012). Phytoplankton biomass and production in the Gulf of California: a review. *Botanica Marina*. 55:119–128. DOI 10.1515/BOT.2011.105.
- Álvarez-Borrego, S. y Giles-Guzmán, A.D. (2012). Opal in the Gulf of California sediments as a tool to estimate the vertical component of water exchange between the gulf and the Pacific. *Botanica Marina*. 55(2):161–168. <https://doi.org/10.1515/bot.2011.104>.
- Álvarez-Borrego, S., y Lara-Lara, J.R., (1991). The physical environment and primary productivity of the Gulf of California. In: *The Gulf and Peninsular Province of the California*. *American Association of Petroleum Geologists*, 47, 555-567.
- Anderson, S.I, Barton, A.D., Clayton, S., Dutkiewicz, S., y Rynearson, T.A. (2021). Marine phytoplankton functional types exhibit diverse responses to thermal change. *Nature Communications*, 12, 6413. <https://doi.org/10.1038/s41467-021-26651-8>.
- Apel, J.R. (1999). *Principles of Ocean Physics*. International Geophysics Series. Vol (38). Academic Press. San Diego, California USA: Academic Press. 631 pp.
- Autosen. (2020). Temperature-Dependant Resistor. 20/05/2022, de Autosen Sitio web: <https://autosen.com/en/Service-support/Applications-solutions/Temperature-dependent-resistor>.
- AVISO. (17 de Enero de 2022). *HIGH-PRECISION ALTIMETRY WITH SATELLITES WORKING TOGETHER*. Obtenido de AVISO+ Satellite Altimetry Data: <https://www.aviso.altimetry.fr/en/techniques/altimetry/multi-satellites.html>.
- Badán-Dangón, A., Dorman, C.E., Merrifield, M.A., y Winant, C.D. (1991). The lower atmosphere over the Gulf of California. *Journal of Geophysical Research, Oceans*. 96(C9): DOI. 10.1029/91JC01433.
- Badan-Dangon, A., Koblinsky C.J., y Baumgartner T. (1985). Spring and summer in the Gulf of California: observations of surface thermal patterns. *Oceanologica Acta* 8(1):13-22.
- Behrenfeld, M.J., O'Malley, R.T., Siegel, D.A., McClain, C.R., Sarmiento, J.L., Feldman, G.C., Milligan, A.J., Falkowski, P.G., Letelier, R-M., y Boss, E.S. (2006). Climate driven trends in contemporary ocean productivity. *Nature*, 444, 752–755.
- Beier, E., (1997). A numerical investigation of the annual variability in the Gulf of California. *Journal of Physical Oceanography*. 27, 615–632. <https://doi.org/10.1175/1520-0485>.
- Bentamy, A., Grodsky, S., Carton, J., Croizé-Fillon, d., y Chapron, B. (2012). Gridded surface wind fields from Metop/ASCAT measurements. *International Journal of Remote Sensing*. 33: 1729-1754. doi:10.1080/01431161.2011.600348.
- Bentamy, A., Piollé, J. F., y Prevost, C. (2021). *Product User Manual For Wind Product WIND_GLO_WIND_L4_REP_OBSERVATIONS_012_006*. Europe: CMEMS.
- Bjerknes, J., y Holmboe, J. (1944). On the theory of cyclones. *Journal of the Atmospheric Sciences*. 1(1): 1-22.[doi.org/10.1175/1520-0469\(1944\)001<0001:OTTOC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1944)001<0001:OTTOC>2.0.CO;2)
- Bower, A.S. Furey, H. H. (2012). Mesoscale eddies in the Gulf of Aden and their impact on the spreading of Red Sea Outflow Water. *Progress in Oceanography*. 96(1): 14-39. DOI: 10.1016/j.pocean.2011.09.003.
- Bretherton, F.P., Davis, R. E. y Fandry, C. B. (1976). A technique for objective analysis and design of oceanographic experiments applied to MODE-73, *Deep-Sea Research and Oceanographic Abstracts*. 23(7): 559-582.

- Brusca, R.C. (2010). *Gulf of California Biodiversity and Conservation*. The University of Arizona Press and the Arizona-Sonora Desert Museum, Studies in Natural History. Tucson AZ. 400 pp.
- Brusca, R.C., Álvarez-Borrego, S., Hastings, P.A., Findley, L.T. (2017). Colorado River flow and biological productivity in the Northern Gulf of California, Mexico, *Earth-Science Reviews*, 164:1-30, <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2016.10.012>.
- Castro, R., Mascarenhas-Jr., A.S., Durazo, R., y Collins, C. A. (2000). Seasonal variation of the temperature and salinity at the entrance to the Gulf of California, México. *Ciencias Marinas*, 26(4), 561-583. <https://doi.org/10.7773/cm.v26i4.621>.
- Chapron, B., Garello, R., y Weissman, D.E. (2008). Ocean remote sensing: challenges for the future. *Technical Society and Oceanic Engineering Society of IEEE*, 1-7.
- Chelton, D. B., y Schlax, M.G. (1996). Global observations of oceanic Rossby waves. *Science*, 272(5259): 234–238. [doi.org/ 10.1126/science.272.5259.234](https://doi.org/10.1126/science.272.5259.234).
- Chen, G., Chen, X., Cao, C. (2022). Divergence and dispersion of global eddy propagation from Satellite Altimetry. *Journal of Physical Oceanography*. 52(4): 705-722. Doi: 10.1175/JPO-D-21-0122.1. doi.org/10.1357/002224085788438702.
- Cloern, J. E., Alpine, A.E., Cole, B.E., Wong, R.L.J., Arthur, J.F., y Ball, M.D. (1983). River discharge controls phytoplankton dynamics in northern San Francisco Bay estuary. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*.16(4): 415–429. doi: 10.1016/0272 7714(83)90103-8.
- CMEMS. (25 de 01 de 2021). *Ocean Products Data*. Obtenido de Copernicus Marine Services: <https://resources.marine.copernicus.eu/products>.
- Colella, S., Böhm, E., Cesarini, C., Garnesson, P., Netting, J., y Calton, B. (2021). *Product User for all Ocean Colour Products OCEANCOLOUR_GLO_CHL_L4_REP_OBSERVATIONS_009_082*. Europe: CMEMS.
- Coria-Monter, E., Monreal-Gómez, M.A., Salas de León, D.A., Merino-Ibarra, M., y Durán-Campos, E. (2017). Wind driven nutrient and subsurface chlorophyll-a enhancement in the Bay of La Paz, Gulf of California. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*. 196, 290-300, [http://dx. doi.org/10.1016/j.ecss.2017.07.010](http://dx.doi.org/10.1016/j.ecss.2017.07.010).
- Cruz-Gómez, R.C., Monreal-Gómez, M.A., y Bulgakoy, S.N. (2008). Efectos de los vórtices en sistemas acuáticos y su relación con la química, biología y geología. *Interciencia*, 33(10):741-746.
- Davies, C.H., Ajani, P., Armbrrecht, L., Atkins, N., Baird, M.E., Beard, J., Bonham, P., Burford, M., Clementson, L., Coad, P., Crawford, C., Dela-Cruz, J., Doblin, M.A., Edgar, S., Eriksen, R., Everett, J.D., Furnas, M., Harrison, D.P., Hassler, C., Henschke, N., Hoenner, X., Ingleton, T., Jameson, I., Keesing, J., Leterme, S.C., McLaughlin, M.J., Miller, M., Moffatt, D., Moss, A., Nayar, S., Patten, N.L., Patten, R., Pausina, S.A., Proctor, R., Raes, E., Robb, M., Rothlisberg, P., Saeck, E.A., Scanes, P., Suthers, I.M., Swadling, K.M., Talbot, S., Thompson, P., Thompson, P.G., Uribe-Palomino, J., van Ruth, P., Waite, A.M., Wright, S., y Richardson, A. J. (2018). A database of chlorophyll-a in Australian waters. *Scientific Data* 5:180018. [doi:10.1038/sdata.2018.18](https://doi.org/10.1038/sdata.2018.18).
- Defant, A. (1961). *Physical Oceanography*. Pergamon Press, London.
- Dhomps, A.-L., Guinehut, S., Le Traon, P.-Y., Larnicol, G. (2011). A global comparison of Argo and satellite altimetry observations. *Ocean Science*. 7(2): 175-183, [doi:10.5194/os-7-175-2011](https://doi.org/10.5194/os-7-175-2011).

- Dieng, H.B., Cazenave, A., Meyssignac, B., y Ablain, M. (2017). New estimate of the current rate of sea level rise from a sea level budget approach. *Geophysical Research Letters*. 44, doi:10.1002/2017GL073308.
- Dong, C., McWilliams, J.C., Liu, Y., Chen, D. (2014). Global heat and salt transports by eddy movement. *Nature Communications*. 5:3294. DOI: 10.1038/ncomms4294.
- Emilsson, I. y Alatorre, M. A. (1997). Evidencias de un remolino ciclónico de mesoescala en la parte sur del Golfo de California. In: (M.F. Lavín, ed.) Contribuciones a la Oceanografía Física en México, *Unión Geofísica Mexicana, Ensenada B.C. México*. 173-182.
- Fernández-Barajas, M.E., Monreal-Gómez, M.A., y Molina-Cruz, A. (1994). Estructura termohalina y flujo geostrofico, el Golfo de California, durante 1992. *Ciencias Marinas*, 20(2):267-286.
- Fratantoni, D.W., y Richardson, P. L. (2006). The evolution and demise of North Brazil Current Rings. *Journal of Physical Oceanography*, 36:1241-1264.
- Garnesson, P., Mangin, A., d'Andon, O.F., Demaria, J., y Bretagnon, M. (2019). The CMEMS GlobColour chlorophyll-a product based on satellite observation: multi sensor merging and flagging strategies. *Ocean Science*, 15, 819-830.
- Garnesson, P., Mangin, A., y Bretagnon, M. (2021). Ocean Colour Production Centre Satellite Observations Copernicus-GlobColour Products. *CMEMS*, 6-11.
- Gilbert, J.Y. y Allen, W.E. (1943). The phytoplankton of the Gulf of California obtained by the E.W. Scripps in 1939 and 1940, *Journal of Marine Research*., 5: 89-110.
- Gill, A. (1982). *Atmosphere-Ocean Dynamics*. International Geophysics Series. Vol. 30. Elsevier: Academic Press. San Diego California USA. 645pp.
- Gohin, F., Druon, J.N., y Lampert, L. (2002). A five channel chlorophyll concentration algorithm applied to SeaWiFS data processed by SeaDAS in coastal waters. *International journal of remote sensing*, 23(8), 1639-1661. DOI: 10.1080/01431160110071879.
- Greiner, E., Verbrugge, N., Mulet, S., Guinehut, S. (2021). Multi Observation Global Ocean 3D Temperature Salinity Heights Geostrophic Currents and MLD. Product MULTIOBS_GLO_PHY_TSUV_3D_MYNRT_015_012. CMEMS.
- Guinehut S., Le Traon, P.Y., Larnicol G., y Philipps, S. (2004). Combining Argo and remote-sensing data to estimate the ocean three-dimensional temperature fields – a first approach based on simulated observations. *Journal of Marine Systems*. 46(1-4):85-98.
- Guinehut S., Le Traon, P.Y., y Larnicol, G., (2006). What can we learn from Global Altimetry/Hydrography comparisons? *Geophysical Research Letters*. 33, L10604, doi: 10.1029/2005GL025551.
- Guinehut S., Dhomps, A.L., Larnicol G. y Le Traon, P.Y. (2012). High resolution 3D temperature and salinity fields derived from in situ and satellite observations. *Ocean Science*. 8(5): 845-857, doi:10.5194/os-8- 845-2012.
- Harsbach, H., Bell, B., Berrisford, P., Biavati, G., Horányi, A., Muñoz Sabater, J., Nicolas, J., Peubey, C., Radu, R., Rozum, I., Schepers, D., Simmons, A., Soci, C., Dee, D., y Thépaut, J. N. (2019). ERA5 monthly averaged data on single levels from 1979 to the present. Copernicus Data Store (CDS), 10.24381/CDs.f17050d7.
- He, Q., Zhan, H., Cai, S., He, Y., Huang, G., y Zhan, W. (2018). New Assessment of Mesoscale Eddies in the South China Sea: Surface Features, Three-Dimensional

- Structures, and Thermohaline Transports. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 123(7): 4906–4929. DOI:10.1029/2018JC014054.
- Hoepffner, N., y Sathyendranath, S. (1993). Determination of the major groups of phytoplankton and pigments from the absorption spectra of total particulate matter. *Journal of Geophysics Research oceans* 98(C12): 22789-22803.
- Hu, C., Lee, Z., y Franz, B.A. (2012). Chlorophyll a algorithms for oligotrophic oceans: A novel approach based on three-band reflectance difference. *Journal of Geophysical Research atmospheres*.117(C1). DOI:10.1029/2011JC007395.
- IOC, SCOR e IAPSO, 2010: The international thermodynamic equation of seawater – 2010: Calculation and use of thermodynamic properties. Intergovernmental Oceanographic Commission, Manuals and Guides No. 56, UNESCO (English), 196 pp.
- Jenkins, W.J. y Goldman, J.C. (1985). Seasonal oxygen cycling and primary production in the Sargasso Sea. *Journal of Marine Research*. 43(2): 465–491.
- Klemas, V., 2010. Remote sensing techniques for studying coastal ecosystems: an overview. *Journal of Coastal Research*. 27(1): 2-17.
- Kurczyn, J.A., Beier, E., Lavín, M.F., Chaigneau, A. y Godínez, V.M. (2013). Anatomy and evolution of a cyclonic mesoscale eddy observed in the northeastern Pacific tropical subtropical transition zone. *Journal of Geophysical Research Oceans*. 118(11): 5931–5950. doi:10.1002/2013JC009339.
- Larios-Muñiz, M., González-Silvera, A., Castro, R., Santamaría-del-Ángel, E., Collins, C.A., y López-Calderón, J. (2022). Variability of hydrographic factors, biomass and structure of the phytoplankton community at the entrance to the Gulf of California (spring 2013), *Continental Shelf Research*, 235:104665. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2022.104665>
- Lavín, M.F., Palacios-Hernández, E., y Cabrera, C. (2003). Sea surface temperature anomalies in the Gulf of California. *Geofísica Internacional*. 42(3): 363-375.
- Lavín, M.F., Castro, R., Beier, E., Godínez, V.M, Amador, A., y 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 Oceans*, 114, C02025. doi:10.1029/2008JC004896.
- Lee, M.M., y Williams, R.G. (2000). The role of eddies in the isopycnic transfer of nutrients and their impact on biological production. *Journal of Marine Research*, 58(6):895–917. <https://doi.org/10.1357/002224000763485746>.
- Libes, S. (2009). Introduction to Marine Biogeochemistry. USA: Elsevier.
- Lluch-Cota, S.E., 2000. Coastal upwelling in the eastern Gulf of California, *Oceanologica Acta*. 23(6), 731-740.
- Lutgens, F.K, y Tarbuck, E.J. (2016). *The Atmosphere: An Introduction to Meteorology*. New jersey: Pearson Education, Inc. 528 pp.
- Marinone, S.G. (2003). A three-dimensional model of the mean and seasonal circulation of the Gulf of California. *Journal of Geophysical Research*. 108(C10),3325, doi: 10.1029/2002JC001720.
- Martin, S. (2014). Scatterometers. In *An Introduction to Ocean Remote Sensing* (pp. 331-361). Cambridge: Cambridge University Press. doi:10.1017/CBO9781139094368.014.

- McGillicuddy Jr. D.J., Anderson, L.A., Bates, N.R., Bibby, T., Buesseler, K.O., Carlson, C.A.,... y Steinberg, D.K. (2007). Eddy/Wind Interactions Stimulate Extraordinary Mid-Ocean Plankton Blooms. *Science*, 316(5827).
<https://doi.org/10.1126/science.1136256>.
- Merino, M., y Monreal-Gómez, M.A. (2004). Ocean Currents and their Impact on Maine Life. *Encyclopedia of Life Support Systems (EOLSS) UNESCO*, 47-52.
- Millero, F.J., y Poisson A. (1981) International one-atmosphere equation of state of seawater. *Deep Sea Research Part A*. 28(6): 625-629.
- Minnett, P.J., Alvera-Azcárate, A., Chin, T.M., Corlett, G.K, Gentemann, C.L., Karagali, I., Li, X., Marsouin, A., Marullo, S., Maturi, E., Santoleri, R., Picart, S.S., Steele M., y Vazquez-Cuervo, J. (2019). Half a century of satellite remote sensing of sea-surface temperature. *Remote Sensing of Environment*, Vol. 233. 111366.
- Monreal-Gómez, M.A., y Salas-de-León, D.A., 1990. Simulación de la circulación en la Bahía de Campeche. *Geofísica Internacional*. 29(2): 101-111.
- Monreal-Gómez, M.A., Molina-Cruz, A., y Salas-de-León, D.A., (2001). Water masses and cyclonic circulation in Bay of La Paz, Gulf of California, during June 1998. *Journal of Marine Systems*. 30(3-4) :305-315.
- Morrow, R., Birol, F., Griffin, D., y Sudre, J. (2004). Divergent pathways of cyclonic and anti-cyclonic ocean eddies. *Geophysical Research Letters*. 31(24):L24311, doi:10.1029/2004GL020974.
- NASA. (5 de 04 de 2021). *Chlorophyll a (chlor_a)*. Obtenido de Ocean Color Web: https://oceancolor.gsfc.nasa.gov/atbd/chlor_a/.
- NOAA. (2022). Multivariate ENSO Index Version 2 (MEI.v2). agosto 10, 2022, de NOAA Sitio web: <https://psl.noaa.gov/enso/mei/>
- NOAA. (2019). Operational SST Anomaly Charts From 2019. agosto 10, 2022, de NOAA Sitio web: <https://www.ospo.noaa.gov/Products/ocean/sst/anomaly/2019.html>
- O'Reilly, J.E., Maritorena, S., Siegel, D.A., O'Brien, M.C., Toole, D., Mitchel, D., Kahru, M., Cota, G., Hooker, S., McClain, C., Carder, K., Muller-Karger, F., Harding L., Magnuson, A., Phinney, D., Moore G., Aiken, J., Arrigo, K., Letelier, R. y Culver, M. (2000). Ocean color chlorophyll-a algorithms for SeaWiFS, OC2, and OC4: Version 4. 9-23 pp In: (ed. O'Reilly, J.E...). *SeaWiFS postlaunch calibration and validation analyses*.
- Olson, D.B. (1986) Lateral exchange within Gulf Stream warm core ring surface layers. *Deep-Sea Research*. 33: 1691-1704.
- Parés-Sierra, A., Mascarenhas, A., Marinone, S.G., y Castro, R. (2003). Temporal and spatial variation of the surface winds in the Gulf of California. *Geophysical Research Letters*. 30(6): 45-4. doi:10.1029/2002GL016716.
- Pegau, W.S., Boss, E., y Martínez, A. (2002). Ocean color observations of eddies during the summer in the Gulf of California. *Geophysical Research Letters*. 29(9): 1295. 10.1029/2001GL014076.
- Pond, S., y Pickard, G.L. (1995). *Introductory Dynamical Oceanography*. Butterworth-Heinemann Ltd. Oxford, London. 329 pp.
- Preston-Thomas, H. (1990). The International Temperature Scale of 1990 (ITS-90). *Metrología*. 27-3, 3-10. Springer-Verlag.
- Pujol, M.I., y Mertz, F. (2020). *Product User Manual For Sea Level SLA Products SEALEVEL_GLO_PHY_L4_REP_OBSERVATIONS_008_047*. Europe: CMEMS.

- Pujol, M.I., y SL-TAC, Team. (2017). *Quality Information Data Sea Level TAC DUACS product SEALEVEL_GLO_PHY_L4_REP_OBSERVATIONS_008_047*. Europe: CMEMS.
- Roden, G.I., (1964). Oceanographic aspects of the Gulf of California. In: *Marine Geology of the Gulf of California: A Symposium*, (eds. van Andel, T.H., Shor, G.G. Jr.) 30-58pp. American Association of Petroleum Geologists. <https://doi.org/10.1306/M3359C2>.
- S.A. Good, Met Office, UK. (2021). *European Space Agency Sea Surface Temperature and Copernicus Climate Change Service L4 SST analyses SST-GLO-SST-L4-REP OBSERVATIONS-010-024*. Europe: CMEMS.
- Salas-de-León, D.A., Carbajal-Pérez, N., Monreal-Gómez, M.A., y Barrientos-MacGregor, G. (2003). Residual circulation and tidal stress in the Gulf of California. *Journal of Geophysical Research*. <https://doi.org/10.1029/2002JC001621>.
- Salas-de-León, D.A., Monreal-Gómez, M.A., Signoret, M., y Aldeco, J. (2004). Anticyclonic-cyclonic eddies and their impact on near-surface chlorophyll stocks and oxygen supersaturation over the Campeche Canyon, Gulf of Mexico. *Journal of Geophysical Research Oceans*. doi:10.1029/2002JC001614.
- Salas-de-León, D.A., Carbajal, N., Monreal-Gómez, M.A., y Gil-Zurita, A. (2011). Vorticity and mixing induced by the barotropic M2 tidal current and zooplankton biomass distribution in the Gulf of Sea Research 66: 143-153. *Journal of Sea Research*. doi: 10.1016/j.seares.2011.05.011.
- Santamaría-Del-Ángel, E., Álvarez-Borrego S., y Müller-Karger. F.E. (1994). Gulf of California biogeographic regions based on coastal zone color scanner imagery. *Journal of Geophysics Research Atmospheres*. 99(C4):7411-7422. DOI:10.1029/93JC02154.
- Santamaría-Del-Ángel, E., Álvarez-Borrego, S., Millán-Nuñez, R., y Müller-Karger, F.E. (1999). Sobre el efecto de las surgencias de verano en la biomasa fitoplanctónica del Golfo de California. *Revista de la Sociedad Mexicana de Historia Natural*. 49:207-212.
- Seabird. (2018). Guide to CTD Measure Conductivity and Temperature with an Oceanographic CTD. Stewart, R. H., (1997). *Introduction to Physical Oceanography*. Texas: Texas A&M University. 343 pp.
- Talley, L.D., Pickard, G.L., Emery, W.J., y Swift, J.H. (2011). *Descriptive Physical Oceanography: An introduction*. Sexta edición. Academic Press. Elsevier, Boston, 560 pp.
- Thomas, L. N., Tandon, A., y Mahadevan, A. (2008). Submesoscale Processes and Dynamics. *Journal of Geophysical Research*. DOI: 10.1029/177GM04.
- Ulaby, F.T., Moore, R.K. y Fung, A.K. (1981). *Microwave Remote Sensing: Active and Passive*. Vol. 1, Addison-Wesley, Reading, 456 p.
- Wang, G., y Dewar, W.K. (2003). Meddy-seamount interactions: Implications for the Mediterranean salt tongue. *Journal of Physical Oceanography*, 33: 2446-2461.