

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



---

**Maestría en Ciencias  
en Oceanografía Física**

---

**Circulación en el Golfo de California inducida por mareas y  
esfuerzo del viento: implicaciones sobre dispersión de  
trazadores**

Tesis

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

Presenta:

**Sandra Laura Quijano del Olmo**

Ensenada, Baja California, México  
2017

Tesis defendida por

**Sandra Laura Quijano del Olmo**

y aprobado por el siguiente Comité

---

**Dra. Vanesa Magar Brunner**

Director de tesis

**Dr. Silvio Guido Lorenzo Marinone Moschetto**

**Dr. Markus Sebastian Gross**

**Dr. Ernesto García Mendoza**

**Dr. David Alberto Rivas Camargo**



---

**Dr. Cuauhtémoc Turrent Thompson**

Coordinador del Programa de Posgrado en Oceanografía Física

---

**Dra. Rufina Hernández Martínez**

Directora de Estudios de Posgrado

*Resumen de la tesis que presenta **Sandra Laura Quijano del Olmo** como requisito parcial para la obtención del grado de Maestro en Ciencias en Oceanografía Física.*

**Circulación en el Golfo de California inducida por mareas y esfuerzo del viento: implicaciones sobre dispersión de trazadores.**

*Resumen aprobado por:*

---

Dra. Vanesa Magar Brunner  
Directora de tesis

El Golfo de California (GdC), ubicado en la parte noroeste del país entre la Península de Baja California y los estados de Sonora, Sinaloa y Nayarit, se caracteriza por ser el único mar marginal del país. Es uno de los mares marginales con mayor productividad primaria asociada a procesos físicos como mareas, o surgencias costeras inducidas por el viento, lo que permite una alta biodiversidad en el sistema. Con base en las características oceanográficas regionales del GdC, el objetivo de este trabajo es estudiar la hidrodinámica del Golfo, principalmente sus zonas costeras como el Alto Golfo de California, para analizar las posibles implicaciones sobre procesos de dispersión en dichas zonas. Para entender estos procesos, se emplearon dos modelos numéricos, uno bidimensional (el modelo de aguas someras integrado verticalmente) y uno tridimensional (de capas). El modelo que se utilizó fue un modelo de aguas someras Delft3D-FLOW, forzado en la boca del golfo con las componentes de marea inducidas por Océano Pacífico, y por el esfuerzo del viento en la superficie del mar. El modelo forzado únicamente con mareas en dos y tres dimensiones se validó con datos de estaciones mareográficas costeras y datos de TPXO7.2, ambos de acceso libre, con buenos resultados para ambos modelos. Se incrementó después la complejidad del modelo, introduciendo climatologías estacionales, espacialmente variables del viento sobre la superficie del mar, y se analizaron los patrones en la circulación superficial inducidos por el viento. A partir de trayectorias de trazadores pasivos y de campos de vorticidad y divergencia, se pudo inferir el efecto de las mareas y climatologías del viento sobre la dispersión de partículas en la superficie del mar. Como resultados sobresalientes obtuvimos las corrientes residuales a partir de los modelos, las cuales son particularmente intensas en la costa este del Alto Golfo y en la región de las Grandes Islas, provocando desplazamientos importantes de los trazadores en estas regiones.

**Palabras clave:** Golfo de California, circulación, partículas, climatología de viento.

*Abstract of the thesis presented by **Sandra Laura Quijano del Olmo** as partial requirement to obtain the Master of Science degree in Physical Oceanography.*

**Circulation in the Gulf of California induced by tides and wind force: implications on the dispersion of tracers.**

*Abstract approved by:*

---

Dra. Vanesa Magar Brunner  
Thesis Director

The Gulf of California (GoC), located in the Northwestern part of the country between the Baja California Peninsula and the states of Sonora, Sinaloa and Nayarit, is Mexico's only marginal sea. It is characterized by high primary productivity associated with physical processes such as astronomical tides and coastal upwelling induced by the wind, which in turn allows a high biodiversity in the system. Based on the regional oceanographic characteristics of the GoC, the objective of this work is to study the GoC hydrodynamics, mainly in coastal areas such as the Upper Gulf of California, and analyse the possible implications for dispersal processes. To understand these processes, we used two numerical models, a two-dimensional model (the shallow water model integrated vertically) and a three-dimensional (layered) model. The model used was the shallow water model Delft3D-FLOW, forced at the mouth of the gulf with tidal components induced by the Pacific Ocean, and by climatological wind stresses on the surface of the sea. First, the two- and three-dimensional model forced by the tides was validated with data from tidal gauge stations and TPXO7.2 data, both freely accessible, and both models with this forcing worked well. The complexity of the model was then increased, by introducing at the sea surface the effect of wind stresses induced by spatially varying, seasonal wind climatologies, and the resulting surface vorticity and divergence patterns were analysed. From the trajectories of passive tracers and the vorticity and divergence fields, it was possible to infer the effects of tides and wind climatologies on particle dispersion at the sea surface. The results showed that the residual currents in the Great Islands and the Upper Gulf regions of the GoC are particularly intense, leading in turn to intense dispersion of particles in these regions.

**Keywords:** Gulf of California, circulation, tracer, wind

## Dedicatorias

*A mis padres: Laura y Javier por ser una fuente de vida, sabiduría, amor, valentía y lucha para mí.*

*A mis hermanos: Mario y Alejandro por ser mi sombra, mis guías, consejeros y amigos de vida.*

*A mis tíos: Eduardo y Natividad por ser esos ángeles en mi vida.*

*"Enriquece tu vida con pasión, entrega tu alma hombre de ciencia y no se te olvide que ante todo eres hombre"*

## Agradecimientos

Este trabajo no hubiera sido posible sin el apoyo y colaboración de un gran equipo de trabajo que siempre tuvieron la disposición y entusiasmo de apoyarme.

Agradezco a mi directora de tesis la Dr. Vanesa Magar por abrirme las puertas en su grupo de trabajo y seguir este camino hasta la culminación de este gran proyecto. Así como a los miembros de mi comité, el Dr. Markus Gross, el Dr. Ernesto García, el Dr. David Rivas y al Dr. Guido Marinone por aconsejarme y guiarme durante la elaboración de la tesis.

Gracias a CICESE por abrirme las puertas en cultivar y ayudarme a seguir cumpliendo cada uno de mis sueños académicos. Al centro CONACYT (617412) por brindarme un sostén económico para la realización de esta tesis.

No pueden faltar los característicos Vorticianos (Tadashi, Mario, Jess, Francisco, Marco, Alejandro, Diego y Rosa) que durante dos años fuimos más que compañeros. Gracias por su complicidad, compañerismo y cariño, que hicieron de estos años una agradable experiencia.

Mi súper casa Gryffindor conformada ni más ni menos por dos personas a las cuales agradezco infinitamente su compañía, cariño, apoyo, regaños, risas, enojos, lagrimas, momentos buenos, pero, sobre todo muchos momentos inolvidables. Gracias Tadashi Kono y Mario Nieto.

No puedo olvidar a mi gran amigo, compañero y cómplice Mauricio Reyes. Gracias Mau por tantos años de apoyo, por siempre acompañarme y ayudarme en todo momento. Sabes que eres muy especial en mi vida y que siempre estaré agradecida por todo.

Claro que también a mis cómplices y hermanas (Nadie y Flores), porque su apoyo y amor hacia mí me aligeraban cada uno de mis días, gracias por su paciencia, entrega, apoyo y amor. Por hacerme parte de su vida y adoptarme como un miembro más. Se volvieron parte fundamental en mi vida. ¡Las quiero millones!

Sin olvidar aquellos amigos lejanos que al recibir una llamada o un mensaje me hacía sentir como en casa, por sus palabras de aliento y buenas vibras, los llevo siempre en mi mente y corazón (Cristy, Yola, Alesita, Ale Hdz, Angybell, Angy, Natalia Silva, Ignacio González, Gabriel Ramírez, Yuri, Nath, Braulio, Natalia, Jacob, Edna, Doreny, Blanca, Mau, Joseph).

También agradezco a mi gran equipo de baile, que gracias a ustedes y al placer de bailar, mis momentos fueron más felices. En esta etapa conocí a grandes personas como Rosalía, Olga, Mónica y Eva que en todo momento me brindaron su cariño y ese calor de hogar. A Cristian y Elier, por ser unos grandes maestros, guías y compañeros no solo en la pista sino en mi vida personal.

Esveidy! Esa gran amiga que me impulso a explotar ese arte del bailar, por tu amor y cada hermosa experiencia que vivimos juntas. ¡Te quiero canija! Cada uno de ustedes se ganó una gran parte de mi corazón.

¡Claro! Esteban, porque personas como tú no hay dos y es maravilloso encontrar personas que hacen la diferencia, gracias por tantos momentos, por tantos bailes y tantas experiencias que hicieron diferente mi manera de ver las cosas.

Sin olvidar a mi ahora "Nivel intermedio" ya que cada uno de ustedes fomenta más mi alegría por el baile. Gracias Paty, Ceci, Manuelito, Luz, Marianita, Jurassi, Fernando, Vidal, Viviana y Víctor por hacer vibrar el piso con nuestros bailes. Se han llevado una gran parte de mi admiración, pero sobre todo cariño incondicional.

A mi gran amiga Mariela, no sabes lo fundamental e importante que eres para mí. Gracias por ser una maravillosa persona, por esa confianza, amor y entrega. Por enseñarme y guiarme, por compartir una parte de nuestra vida. Te quiero infinito y siempre serás muy importante para mí.

A mi familia Ensenadense que me ha dado tanto amor y apoyo, gracias familia López Calderón, López Sánchez, López Camargo, López Orozco, López Mortera y López Ramírez. En verdad gracias por compartir tanto en mi vida y a mis hermanitos Ashley, Brianna, David y Uzi por tanto amor y adoptarme como su hermana.

Mi gran familia Lorenzo Palma y Palma Bedolla por su calurosidad y acogerme siempre, por darme siempre un hogar y una familia. Los quiero muchísimo, gracias por tanto amor y apoyo incondicional. Son parte importante en mi camino en Ensenada.

A todos mis primos, tíos, sobrinos y abuelos que en todo momento me acompañaban con su pensamiento, oraciones y buenos deseos. Gracias por recibirme en todo momento con mucho cariño y amor. También por sus llamadas, consejos y muchas porras que en todo momento me animaban en mis tiempos difíciles.

Gracias a mis PADRES, a este par tan hermoso lleno de amor y apoyo en todo momento, que siempre me ha apoyado en cumplir mis sueños, por cada lección de vida que me dan, consejo y uno que otro regaño, siempre por mi bienestar. Los amo al infinito mis Guerreros. También agradezco a mis HERMANITOS, por ser siempre testigos de mis locuras, por su apoyo incondicional y su amor, siempre serán mi complemento. ¡Los quiero mucho! Siempre son mi motivación ya que los admiro demasiado.

Finalmente agradezco a todas las personas que se hicieron partícipes en el apoyo y colaboración de este trabajo, compañeros, amigos e investigadores.

# Tabla de contenido

# Página

Resumen en español.....	ii
Resumen en inglés.....	iii
Dedicatorias .....	iv
Agradecimientos .....	v
Lista de figuras .....	ix
Lista de tablas .....	xiv
<b>Capítulo 1. Introducción y justificación .....</b>	<b>1</b>
1.1. <i>Justificación</i> .....	3
1.1.1. Objetivo general.....	4
1.1.2. Objetivos específicos.....	4
1.2. <i>Hipótesis</i> .....	4
1.3. <i>Área de estudio y Antecedentes</i> .....	5
1.3.1. Clima.....	6
1.3.2. Vientos.....	6
1.3.3. Circulación general del Golfo de California.....	7
<b>Capítulo 2. Metodología y Datos .....</b>	<b>10</b>
2.1. <i>Modelo numérico</i> .....	10
2.1.1. Modelo DELFT3D-FLOW .....	10
2.2. <i>Análisis de datos</i> .....	15
2.2.1. Análisis armónico. ....	15
2.2.2. Factor de forma.....	15
2.2.3. Rango de marea .....	16
2.2.4. Corrientes residuales.....	16
2.2.5. Vorticidad relativa y divergencia.....	16
2.2.6. Análisis de trazadores .....	17
2.3. <i>Datos</i> .....	18
2.3.1. Batimetría.....	18
2.3.2. Marea .....	19
2.3.3. Vientos.....	19
2.4 <i>Diseño experimental</i> .....	20
2.4.1 Procesamiento de Datos .....	21
<b>Capítulo 3. Resultados y discusión.....</b>	<b>23</b>
3.1. <i>Validación</i> .....	23
3.1.1. Variación espacial de la marea en el GdC .....	23

3.1.1.1. Nivel del mar .....	23
3.1.1.2. Factor de Forma .....	27
3.1.1.3. Rango de Marea .....	30
3.1.1.4. Análisis armónico .....	33
<b>3.2. Hidrodinámica del GdC en 2D y 3D .....</b>	<b>42</b>
3.2.1. Corrientes residuales inducidas sólo por la marea en los modelos 2D y 3D .....	42
3.2.2. Corrientes inducidas por el viento .....	44
3.2.2.1. Características del campo de viento .....	44
3.2.2.2. Campos de velocidad residual con el forzamiento sólo de climatología de viento invernal, sin marea .....	47
3.2.2.3. Campos de velocidad residual con forzamiento sólo de climatología estival, sin marea .....	50
3.2.3. Corrientes inducidas por el viento y la marea.....	53
3.2.3.1. Campos de velocidad residual con forzamiento de marea y viento invernal .....	53
3.2.3.2. Campos de velocidad residual con forzamiento de marea y viento de verano .....	56
3.2.4. Campos espaciales de vorticidad y divergencia en el Golfo de California para los modelos en 2D y 3D .....	59
3.2.4.1. Vorticidad con forzamiento de marea .....	59
3.2.4.2. Vorticidad con forzamiento de viento invernal, sin marea.....	61
3.2.4.3. Vorticidad con forzamiento de climatología estival del campo de viento, sin marea .....	62
3.2.4.4. Vorticidad con forzamiento de marea y climatología invernal del viento.....	63
3.2.4.5. Vorticidad con forzamiento de viento estival y marea .....	65
3.2.4.6. Campos de divergencia con forzamiento de marea en el GdC para los modelos 2D y 3D .....	67
3.2.4.7. Campos de divergencia con forzamiento viento invernal, sin marea .....	69
3.2.4.8. Campos de divergencia con forzamiento viento en condiciones de verano, sin marea .....	71
3.2.4.9. Campos de divergencia con forzamiento de marea y climatología invernal del viento.....	72
3.2.4.10. Campos de divergencia con forzamiento de marea y climatología estival del viento .....	74
3.2.5. Trazadores pasivos .....	76
3.2.5.1. Desplazamiento de los trazadores con forzamiento de marea .....	77
3.2.5.2. Desplazamiento de los trazadores con viento invernal, sin marea .....	81
3.2.5.3. Desplazamiento de los trazadores con viento en condiciones de verano, sin marea .....	84
3.2.5.4. Desplazamiento de los trazadores con forzamiento de marea y climatología invernal del viento.....	87
3.2.5.5. Desplazamiento de los trazadores con forzamiento de marea y climatología estival del viento.....	91
<b>Capítulo 4. Conclusiones .....</b>	<b>97</b>
<b>Literatura citada .....</b>	<b>100</b>

## Lista de figuras

## Página

<b>Figura 1.</b> Esquema de los procesos físicos y fuerzas que actúan en la capa superior del océano. ( <a href="http://www.whoi.edu/science/AOPE/dept/cbl.jpg">http://www.whoi.edu/science/AOPE/dept/cbl.jpg</a> ). .....	1
<b>Figura 2.</b> Ubicación del área de estudio, dónde; 1) Alto Golfo, 2) Grandes Islas, 3) Centro y 4) Boca del Golfo. ....	5
<b>Figura 3.</b> Batimetría del Golfo de California.....	19
<b>Figura 4.</b> Dominios de anidación del modelo en el Golfo de California: a) 1 km, b) 3 km, c) 6 km y d) 12 km. ....	20
<b>Figura 5.</b> Nivel del mar en diferentes puntos mareográficos del GdC; a) Puerto Peñasco 2D y b) Puerto Peñasco 3D, c) Bahía de los Ángeles 2D y d) Bahía de los Ángeles 3D, e) Guaymas 2D y f) Guaymas 3D, g) Los Cabos 2D y h) Los Cabos 3D; donde la línea punteada son los datos modelados y la línea azul los datos observados. ....	25
<b>Figura 6.</b> a) Transecto de la base de datos de TPXO y b) Comparación del factor de forma modelado (Línea azul) y observado (Línea negra), donde 1) P1 o 0 km es la boca, 2) P2 a P7 o 45 km a 571 km es la zona centro, 3) P8 a P11 o 646 km a 791 km es la zona de las islas, 4) P8 a P13 o 646 km a 955 es el Golfo norte y 5) P13 a P15 o 955 km a 1035 km es el Alto Golfo.....	27
<b>Figura 7.</b> Factor de forma (F) espacial en el Golfo de California donde: a) Modelo 2D y b) Modelo 3D, donde la barra de colores representa la amplitud de F y las líneas nos indican la variación espacial del F. ....	28
<b>Figura 8.</b> a) Factor de forma y b) Rango de marea en 1) Marea Viva y 2) Marea Muerta en el Golfo de California (Figuras tomadas de Lavín y Marinone, 2003). ....	30
<b>Figura 9.</b> Rango de marea para: Marea muerta en a) 2D y b) 3D, y Marea viva en c) 2D y d) 3D a lo largo del GdC, donde la barra de colores representa la amplitud del rango de marea y las líneas representan el comportamiento espacial del mismo. ....	32
<b>Figura 10.</b> Amplitud de las componentes principales semi-diurnas $M_2$ y $S_2$ a lo largo del GdC, donde los diferentes incisos representan las componentes: a) $M_2$ en 2D, b) $S_2$ en 2D, c) $M_2$ en 3D y d) $S_2$ en 3D, donde las líneas nos indican la variación espacial de la amplitud de la componente. ....	33
<b>Figura 11.</b> Mapas de amplitud de las componentes diurnas principales $K_1$ y $O_1$ en el Golfo de California, donde los diferentes incisos representan las componentes en: a) y b) las salidas del modelo 2D y c) y d) las salidas del modelo 3D, donde las líneas nos indican la variación espacial de la amplitud de la componente. ....	34
<b>Figura 12.</b> a) Amplitud de la componente $M_2$ en el GdC (Figura tomada de García-Silva y Marinone, 1997) y b) Transecto comparativo con los datos de TPXO y los datos modelados de amplitud y fase de la componente $M_2$ . ....	35
<b>Figura 13.</b> a) Amplitud espacial de la componente $S_2$ (Figura tomada de Morales y Gutiérrez, 1989) y b) Transecto comparativo con los datos de TPXO y los datos modelados de amplitud y fase de la componente $S_2$ . ....	38

<b>Figura 14.</b> a) Comportamiento de la amplitud de la componente $O_1$ en el Golfo de California (Figura tomada de Morales y Gutiérrez, 1989) y b) Transecto comparativo con los datos de TPXO y los datos modelados de amplitud y fase de la componente $O_1$ . .....	40
<b>Figura 15.</b> a) Amplitud de la componente $K1$ en el Golfo de California (Figura tomada de Morales y Gutiérrez, 1989) y b) Transecto comparativo con los datos de TPXO y los datos modelados de amplitud y fase de la componente $K1$ . .....	41
<b>Figura 16.</b> Velocidad residual con el forzamiento sólo de la marea para: a) 12 km, b) 6 km, c) 3 km y d) 1 km en la zona norte del GdC del modelo de 2D, donde la barra de colores nos indica la magnitud de la velocidad.....	43
<b>Figura 17.</b> Velocidad residual con forzamiento sólo de la marea para: a) 12 km, b) 6 km, c) 3 km y d) 1 km en la zona norte del GdC de las salidas del modelo 3D, donde la barra de colores nos indica la magnitud de la velocidad.....	44
<b>Figura 18.</b> Velocidad del viento en las diferentes estaciones del año usando el método de “vecino más cercano” para los casos: a), b) c) y d). Las estaciones corresponden a invierno, primavera, verano y otoño, respectivamente. Estos datos se obtuvieron de: M Gross, arXiv preprint arXiv:1704.05922, A multi model surface wind climatology for the Gulf of California.....	46
<b>Figura 19.</b> Corrientes residuales bajo condiciones sólo de climatología de viento invernol en 2D sin marea para: a) 12 km, b) 6 km, c) 3 km y d) 1 km en el Alto Golfo, donde la barra de colores nos indica la magnitud de la velocidad. ....	48
<b>Figura 20.</b> Corrientes residuales bajo condiciones sólo de climatología invernol sin marea para: a) 12 km, b) 6 km y c) 3 km en el Alto Golfo del modelo 3D, donde la barra de colores nos indica la magnitud de la velocidad. ....	49
<b>Figura 21.</b> Velocidad residual con forzamiento sólo de climatología estival sin marea en el norte del GdC para los dominios de: a) 12 km, b) 6 km, c) 3 km y d) 1 km, donde la barra de colores nos indica la magnitud de la velocidad.....	51
<b>Figura 22.</b> Velocidad residual con forzamiento sólo con climatología estival sin marea en el norte del GdC para los dominios de: a) 12 km, b) 6 km y c) 3 km de las salidas del modelo de 3D, donde la barra de colores nos indica la magnitud de la velocidad. ....	52
<b>Figura 23.</b> Velocidad residual para la zona norte del Golfo con forzamiento de marea y viento invernol en los dominios de: a) 12 km, b) 6 km, c) 3 km y d) 1 km para el modelo 2D, donde la barra de colores nos indica la magnitud de la velocidad.....	54
<b>Figura 24.</b> Velocidad residual para la zona norte del Golfo con forzamiento de marea y viento invernol para los dominios de: a) 12 km, b) 6 km, c) 3 km y d) 1 km para el modelo 3D, donde la barra de colores nos indica la magnitud de la velocidad.....	55
<b>Figura 25.</b> Velocidad residual en el norte del GdC con forzamiento de marea y viento de verano del modelo 2D en los dominios d: a) 12 km, b) 6 km, c) 3 km y d) 1 km, donde la barra de colores nos indica la magnitud de la velocidad.....	57

<b>Figura 26.</b> Velocidad residual en el norte del GdC con forzamiento de marea y viento de verano del modelo 3D en los dominios d: a) 12 km, b) 6 km, c) 3 km y d) 1 km, donde la barra de colores nos indica la magnitud de la velocidad.....	58
<b>Figura 27.</b> Vorticidad inducida por la marea en la zona norte del GdC para los diferentes dominios; a) 12 km, b) 6 km, c) 3 km y d) 1 km, donde la barra de colores nos indica la magnitud de la vorticidad. ....	61
<b>Figura 28.</b> Vorticidad inducida por viento invernal para la zona norte del GdC; a) 12 km, b) 6 km, c) 3 km y d) 1 km, donde la barra de colores nos indica la magnitud de la vorticidad. ....	62
<b>Figura 29.</b> Vorticidad inducida por el viento de verano en la zona norte del GdC en los dominios de: a) 12 km, b) 6 km, c) 3 km y d) 1 km, donde la barra de colores nos indica la magnitud de la vorticidad. ....	63
<b>Figura 30.</b> Vorticidad inducida por el viento y la marea en invierno para la zona norte del GdC para el modelo 2D, donde a) 12 km, b) 6 km, c) 3 km y d) 1 km, donde la barra de colores nos indica la magnitud de la vorticidad. ....	64
<b>Figura 31.</b> Vorticidad inducida por el viento y la marea en invierno para la zona norte del GdC para el modelo 3D, donde a) 12 km, b) 6 km, c) 3 km y d) 1 km, donde la barra de colores nos indica la magnitud de la vorticidad. ....	65
<b>Figura 32.</b> Vorticidad inducida por el viento y la marea en verano para la zona norte del GdC para el modelo 2D, donde a) 12 km, b) 6 km, c) 3 km y d) 1 km, donde la barra de colores nos indica la magnitud de la vorticidad. ....	66
<b>Figura 33.</b> Vorticidad inducida por el viento y la marea en verano para la zona norte del GdC para el modelo 3D, donde a) 12 km, b) 6 km, c) 3 km y d) 1 km, donde la barra de colores nos indica la magnitud de la vorticidad. ....	67
<b>Figura 34.</b> Campos de divergencia para la zona norte del GdC para los dominios de: a) 12 km, b) 6 km, c) 3 km y d) 1 km con forzamiento de marea, donde la barra de colores nos indica la magnitud de la divergencia. ....	69
<b>Figura 35.</b> Campos de divergencia en la zona norte del GdC inducidos por el viento invernal para los dominios de: a) 12 km, b) 6 km, c) 3 km y d) 1 km, donde la barra de colores nos indica la magnitud de la divergencia.....	70
<b>Figura 36.</b> Campos de divergencia en la zona norte del GdC para los dominios de: a) 12 km, b) 6 km, c) 3 km y d) 1 km en condiciones de viento de verano, donde la barra de colores nos indica la magnitud de la divergencia.....	72
<b>Figura 37.</b> Campos de divergencia en el norte del GdC para los diferentes dominios a) 12 km, b) 6 km, c) 3 km y d) 1 km, con forzamiento de marea y climatología invernal del viento en 2D, donde la barra de colores nos indica la magnitud de la divergencia.....	73
<b>Figura 38.</b> Campos de divergencia en el norte del GdC para los diferentes dominios a) 12 km, b) 6 km, c) 3 km y d) 1 km, con forzamiento de marea y climatología invernal del viento para el caso 3D, donde la barra de colores nos indica la magnitud de la divergencia.....	74

<b>Figura 39.</b> Campos de divergencia para la zona norte del GdC durante verano para los diferentes dominios a) 12 km, b) 6 km, c) 3 km y d) 1 km, inducidos por marea y viento en condiciones de verano para el modelo 2D, donde la barra de colores nos indica la magnitud de la divergencia. ....	75
<b>Figura 40.</b> Campos de divergencia para la zona norte del GdC durante verano para el modelo 3D para los diferentes dominios a) 12 km, b) 6 km, c) 3 km y d) 1 km, inducidos por marea y viento en condiciones de verano, donde la barra de colores nos indica la magnitud de la divergencia. ....	76
<b>Figura 41.</b> Desplazamiento de trazadores en el Golfo en los dominios de: a) 12 km para el caso 2D, b) 12 km para el caso 3D, c) 6 km para el caso 2D, d) 6 km para el caso 3D, e) 3 km para el caso 2D, f) 3 km para el caso 3D y g) 1 km para el caso 2D, con forzamiento de marea. ....	79
<b>Figura 42.</b> Distancia y velocidad de los trazadores a lo largo del Golfo para los dominios de: a) 12 km para el caso 2D, b) 12 km para el caso 3D, c) 6 km para el caso 2D, d) 6 km para el caso 3D, e) 3 km para el caso 2D, f) 3 km para el caso 3D y g) 1 km para el caso 2D, forzados con marea. ....	80
<b>Figura 43.</b> Desplazamiento de los trazadores inducidos por el viento invernal en el GdC para los dominios de: a) 12 km para el caso 2D, b) 12 km para el caso 3D, c) 6 km para el caso 2D, d) 6 km para el caso 3D, e) 3 km para el caso 2D, f) 3 km para el caso 3D y g) 1 km para el caso 2D. ....	82
<b>Figura 44.</b> Distancia y velocidad de los trazadores inducidos por el viento invernal en el GdC para los dominios de: a) 12 km para el caso 2D, b) 12 km para el caso 3D, c) 6 km para el caso 2D, d) 6 km para el caso 3D, e) 3 km para el caso 2D, f) 3 km para el caso 3D y g) 1 km para el caso 2D. ....	83
<b>Figura 45.</b> Desplazamiento de los trazadores en el GdC inducidos por el viento en verano para los dominios de: a) 12 km para el caso 2D, b) 12 km para el caso 3D, c) 6 km para el caso 2D, d) 6 km para el caso 3D, e) 3 km para el caso 2D, f) 3 km para el caso 3D y g) 1 km para el caso 2D. ....	85
<b>Figura 46.</b> Distancia y velocidad para los trazadores superficiales inducidos por el viento en verano para los dominios de: a) 12 km para el caso 2D, b) 12 km para el caso 3D, c) 6 km para el caso 2D, d) 6 km para el caso 3D, e) 3 km para el caso 2D, f) 3 km para el caso 3D y g) 1 km para el caso 2D. ....	86
<b>Figura 47.</b> Desplazamiento de los trazadores en el GdC durante el invierno para los dominios de: a) 12 km para el caso 2D, b) 12 km para el caso 3D, c) 6 km para el caso 2D, d) 6 km para el caso 3D, e) 3 km para el caso 2D, f) 3 km para el caso 3D, g) 1 km para el caso 2D y h) 1 km para el caso 3D, inducidos por la marea y el viento invernal. ....	89
<b>Figura 48.</b> Distancia y velocidad para los trazadores en el GdC durante el invierno para los dominios de: a) 12 km para el caso 2D, b) 12 km para el caso 3D, c) 6 km para el caso 2D, d) 6 km para el caso 3D, e) 3 km para el caso 2D, f) 3 km para el caso 3D, g) 1 km para el caso 2D y h) 1 km para el caso 3D, inducidos por la marea y el viento invernal. ....	90
<b>Figura 49.</b> Desplazamiento de los trazadores en el GdC durante el verano para los dominios de: a) 12 km para el caso 2D, b) 12 km para el caso 3D, c) 6 km para el caso 2D, d) 6 km para el caso 3D, e) 3 km para el caso 2D, f) 3 km para el	

caso 3D, g) 1 km para el caso 2D y h) 1 km para el caso 3D, forzados con mare y viento en condiciones de verano. .... 93

**Figura 50.** Distancia y velocidad de los trazadores en el GdC durante el verano para los dominios de: a) 12 km para el caso 2D, b) 12 km para el caso 3D, c) 6 km para el caso 2D, d) 6 km para el caso 3D, e) 3 km para el caso 2D, f) 3 km para el caso 3D, g) 1 km para el caso 2D y h) 1 km para el caso 3D, forzados por la marea y el viento en verano. .... 94

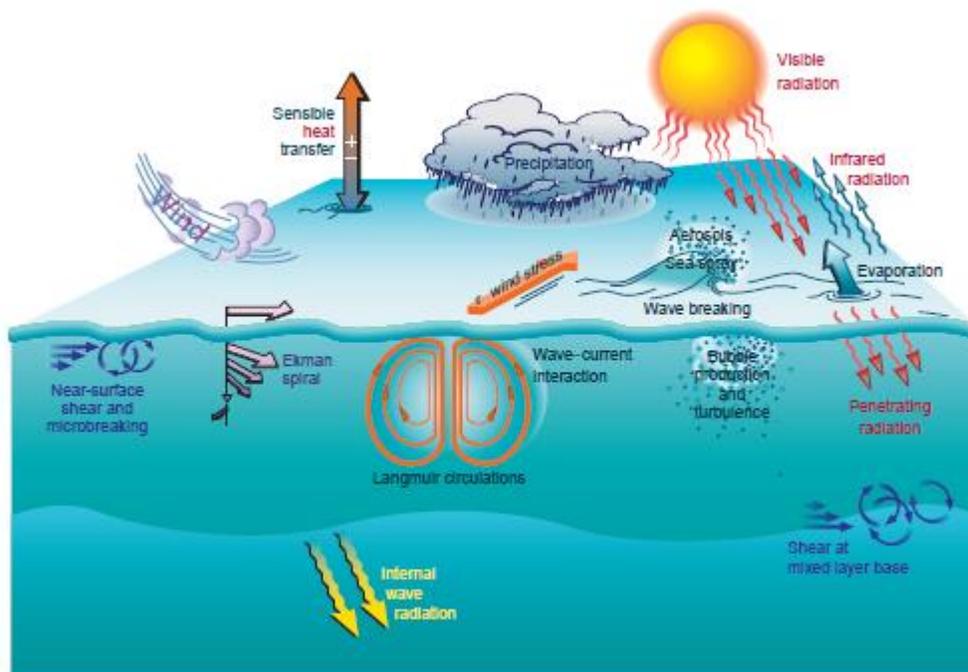
## Lista de tablas

## Página

Tabla 1. Clasificación de las masas de agua en el Golfo de California (tomadas de Torres-Orozco, 1993). Con datos de temperatura de Álvarez-Borrego y Schwartzlose (1979); y Bray y Robles (1991); y datos de temperatura y salinidad de Badan-Dangon, (1998); y Castro et al., (2006).....	3
Tabla 2. Comparación de la Amplitud y Fase de los datos de las estaciones mareográficas y las salidas del modelo a lo largo del GdC.....	26
Tabla 3. Valor del Factor de Forma (F) a lo largo del GdC y su respectivo Error Relativo E.R, para los modelos 2D y 3D.....	29
Tabla 4. Amplitud y Fase de la componente $M_2$ , así como el Error Relativo calculado de los modelos 2D y 3D en el GdC.....	36
Tabla 5. Características de la amplitud y Fase de la componente $S_2$ , así como el Error Relativo calculado de los modelos 2D y 3D, de los datos observacionales y modelados a lo largo del Golfo.....	37
Tabla 6. Análisis del comportamiento espacial de la componente $O_1$ para los datos modelados y observados a lo largo del GdC de los modelos 2D Y 3D.....	39
Tabla 7. Comparación de la Fase y Amplitud de la componente $k_1$ observada y modelada a lo largo del GdC, para los modelos 2D y 3D.....	42
Tabla 8. Características de la velocidad del viento en las diferentes estaciones del año, en diferentes zonas del GdC. Se presentan resultados del promedio $\pm$ desviación estándar, valor mínimo y valor máximo. ....	45
Tabla 9. Velocidad promedio (Prom; Promedio $\pm$ desviación estándar) en los diferentes dominios, así como su valor máximo (Máx) resultantes de cada uno de los forzamientos modelados. El valor mínimo en todos los casos fue cero. Todos los datos reportados están en $m s^{-1}$ .....	59
Tabla 10. Distancia promedio (promedio $\pm$ desviación estándar), valor mínimo y máximo alcanzado al desplazarse las partículas en las diferentes zonas del GdC con los cinco forzamientos utilizados.....	95
Tabla 11. Velocidad promedio (promedio $\pm$ desviación estándar), valor mínimo y máximo alcanzado de la velocidad de las partículas en las diferentes zonas del GdC con los cinco forzamientos utilizados.....	96

## Capítulo 1. Introducción y justificación

El Golfo de California (GdC), localizado en la parte noroeste de México entre la Península de Baja California y los estados de Sonora, Sinaloa y Nayarit, se caracteriza por ser el único mar marginal de México, ser la única cuenca de evaporación del Pacífico (Roden, 1958) y por sus grandes niveles de biodiversidad asociada a su elevada productividad primaria resultantes de la combinación de procesos oceanográficos físicos, biológicos, químicos, así como de su morfología, topografía y ubicación geográfica (Wilkinson, 2009). Se ha reconocido que la circulación en el GdC es causada, en orden de importancia, por: (a) el forzamiento del Océano Pacífico (frecuencias bajas y mareas); (b) vientos sobre la superficie del mar (Ripa, 1997; Marinone, 2003), y (c) flujos superficiales asociados a fenómenos de evaporación y precipitación (Castro et al., 2000; Lavín, 2002; Jiménez et al., 2005; Bustos-Serrano y Castro-Valdez, 2006). En la Figura 1 se ilustran esquemáticamente los procesos físicos que actúan en la capa superior del GdC.



**Figura 1.** Esquema de los procesos físicos y fuerzas que actúan en la capa superior del océano. (<http://www.whoi.edu/science/AOPE/dept/cbl.jpg>).

La marea en el GdC se produce esencialmente por co-oscilación con la marea del Océano Pacífico, es decir, las diferencias en el nivel de mar en el interior del GdC se deben principalmente a las variaciones en la boca del Golfo y no a la atracción gravitatoria del Sol o de la Luna (Ripa y Velázquez, 1993; Marinone y

Lavín, 1997); esto justifica el uso de las componentes armónicas de la marea en la boca del Golfo como el principal forzamiento de la hidrodinámica de mesoescala (Beier, 1997; Carbajal y Backhaus, 1997; Marinone 1997; Ripa, 1997; Beier y Ripa, 1998; Lavín y Marinone, 2003). Una característica de la marea semidiurna en el GdC es su comportamiento en forma de una onda de Kelvin estacionaria con su nodo o punto anfidrómico virtual desplazado tierra adentro en la vecindad de Santa Rosalía, B. C. S, debido al efecto de la fricción de la onda con el fondo del mar (Hendershott y Speranza, 1971; Ripa, 1997; Marinone, 2003).

El tipo de marea que rige este cuerpo de agua es de carácter mixto principalmente diurno, en trabajos anteriores se ha observado que la marea es semidiurna en la zona norte y sur, mientras que en la zona centro la marea es diurna (Marinone, 2003). Esto se debe a que la componente diurna se encuentra distribuida en todo el Golfo, lo que causa que la amplitud de la marea se mantenga continua hacia el Alto Golfo. La amplitud de la componente semidiurna ( $M_2$ ) se incrementa desde la boca (10 – 30 cm) hacia la cabeza (~1000 cm) con un mínimo (5 cm) en la parte central del Golfo donde se encuentra una región virtual anfidrómica (Lavín y Marinone, 2003). Además, el rango de marea en pleamar incrementa con valores < 1 m en la boca hasta valores > 6 m en la cabeza (Marinone, 2003; Lavín y Marinone, 2003).

Diversos estudios han documentado la marea y las corrientes residuales de marea, entre las que destaca un giro anticiclónico semipermanente de mesoescala en el Alto Golfo de California. También se han documentado los procesos que favorecen la mezcla de aguas que a su vez favorecen la alta productividad en esta zona, entre ellos: la mezcla vertical generada por la interacción de las corrientes con el fondo y por gradientes de densidad variables en la columna de agua; la mezcla de aguas en zonas de generación y propagación de ondas internas, por ejemplo, en el umbral de San Lorenzo y al norte del mismo (Bray y Robles, 1991; Álvarez-Borrego y Lara-Lara, 1991; Cortés-Lara et al., 1999; Lavín y Marinone, 2003; Filonov y Lavín, 2003; López y García, 2003; Marinone y Lavín, 2003; Torres-Delgado, 2008).

El GdC se encuentra relativamente aislado y está fuertemente influenciado por la zona continental árida que lo rodea, por lo tanto, se caracteriza por un exceso de evaporación ( $\sim 1 \text{ m año}^{-1}$ ) y una ganancia de calor de la atmósfera ( $\sim 120 \text{ W m}^{-2}$ ; Castro et al., 1994; Castro et al., 2006) que revierte la pérdida de flotabilidad por la evaporación. La pérdida de agua por evaporación en el GdC produce una capa superficial de agua caliente, salina y menos densa que fluye hacia el Océano Pacífico adyacente; para compensar este volumen se genera un flujo de agua subsuperficial hacia el interior del Golfo que ocurre entre 150 y 500 m de profundidad (Torres-Orozco, 1993). El GdC se considera una de las cuencas de evaporación más grandes del mundo, así como el Mediterráneo y el Mar Rojo, que son las cuencas principales de

evaporación de los océanos Atlántico e Índico, respectivamente (Beron-Vera y Ripa, 2000; Bustos-Serrano y Castro-Valdez, 2006; Álvarez-Borrego, 2012).

El patrón de circulación termohalina local determina las características hidrográficas del GdC, así como los diferentes procesos oceanográficos en cada una de sus seis masas de agua (Tabla 1; Bray and Robles, 1991; Torres-Orozco, 1993; Alvarado-Aguilar, 1998). Estas características hidrográficas resultan en una circulación estacional que introduce agua rica en elementos biogeoquímicos provenientes del Océano Pacífico hacia el interior del GdC (Castro et al., 2000), lo cual favorece una elevada productividad ( $1.4 \text{ gC m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ ) que persiste en esta zona (Álvarez-Borrego y Lara-Lara, 1991; Gaxiola-Castro et al., 1995; Zirino et al., 1997). Como consecuencia de estas interacciones, el GdC juega un papel importante como fuente-sumidero de materia orgánica, nutrientes, metales y otros elementos.

**Tabla 1.** Clasificación de las masas de agua en el Golfo de California (tomadas de Torres-Orozco, 1993). Con datos de temperatura de Álvarez-Borrego y Schwartzlose (1979) y Bray y Robles (1991); y datos de temperatura y salinidad de Badan-Dangon (1998) y Castro et al. (2006).

<b>Masa de Agua</b>	<b>Acrónimo</b>	<b>Temperatura (°C)</b>	<b>Salinidad psu</b>	<b>Volumen (%)</b>
<b>Agua del Golfo de California</b>	<b>AGC</b>	12.0	34.9-36.0	6
<b>Agua Superficial Ecuatorial</b>	<b>ASE</b>	18.0	34.65-35.0	1
<b>Agua de la Corriente de California</b>	<b>ACC</b>	12.0-18.0	<34.5	-
<b>Agua Subsuperficial Subtropical</b>	<b>ASsST</b>	9.0-18.0	34.5-35.0	19
<b>Agua Intermedia del Pacífico</b>	<b>AIP</b>	4.0-9.0	34.5-34.8	33
<b>Agua Profunda del Pacífico</b>	<b>APP</b>	<4.0	34.5	41

## 1.1. Justificación

Por lo tanto, se pretende analizar el comportamiento de la circulación del GdC, principalmente cerca de las zonas poco profundas y costeras como el Alto Golfo, debido a que han ocurrido florecimientos algales en esta zona, presentándose en el 2015 uno de los más intensos que causó mortandad de aves y mamíferos marinos (Núñez-Vázquez et al., 2011; Núñez-Vázquez, et al. 2016). Para entender estos procesos, se emplearon dos modelos numéricos, uno bidimensional (el modelo de aguas someras integrado verticalmente) y uno tridimensional (de capas), ambos forzados en la boca del GdC con las componentes

de marea inducidas por el Océano Pacífico, y por el esfuerzo del viento en la superficie del mar. Con estos modelos se pretende describir la hidrodinámica en zonas poco profundas como el Alto Golfo de California, y analizar las implicaciones sobre los procesos de dispersión de partículas y su posible relación con el desarrollo de los florecimientos algales.

### **1.1.1. Objetivo general**

Estudiar la hidrodinámica del GdC con forzamiento de marea y climatología estacional variable en el espacio, usando un modelo numérico hidrodinámico regional de alta resolución adecuado para reproducir procesos costeros de sub-mesoescala.

### **1.1.2. Objetivos específicos**

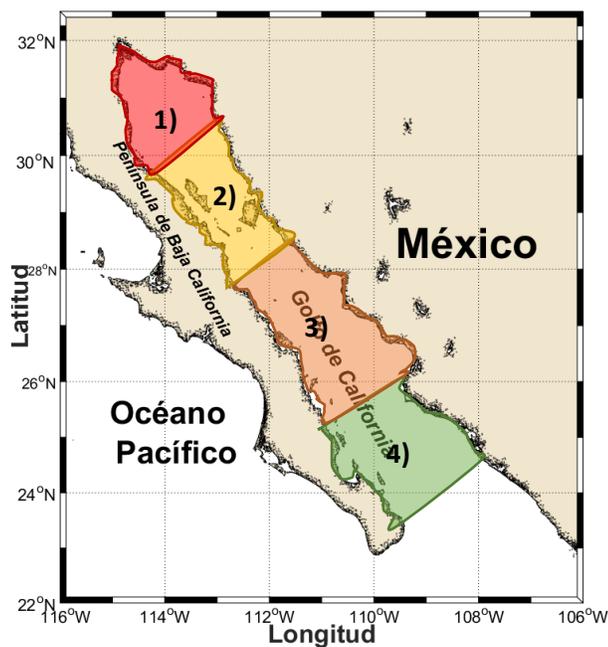
- ✓ Analizar la hidrodinámica en el GdC con un modelo de aguas someras en dos y tres dimensiones (2D y 3D) forzado con condiciones de marea.
- ✓ Valorar los resultados de las salidas del modelo contra las observaciones del nivel del mar de estaciones mareográficas en la costa y datos de TOPEX 7.2 para comprobar el buen funcionamiento del modelo.
- ✓ Evaluar el efecto del forzamiento de marea, climatología del viento y la suma de ellos sobre la hidrodinámica del GdC.
- ✓ Realizar un análisis de la hidrodinámica a diferentes resoluciones, correspondientes a escalas de mesoescala y sub-mesoescala, y describir tanto las similitudes como las diferencias en los resultados.
- ✓ Analizar las trayectorias de trazadores pasivos según la posición inicial, y los campos de vorticidad y de divergencia, especialmente en el Alto Golfo, para inferir posibles implicaciones sobre los procesos de dispersión en esta zona.

## **1.2. Hipótesis**

El campo climatológico del viento junto con el forzamiento de marea del Océano Pacífico en la boca del GdC ejercen un esfuerzo sobre la superficie del mar provocando grandes desplazamientos de las partículas en la zona similar al patrón de circulación generado por estos agentes forzantes.

### 1.3. Área de estudio y Antecedentes

El GdC se localiza en el noroeste de México entre las latitudes 23° y 32° norte y entre las longitudes 107° y 117° oeste (Figura 2). Colinda con los estados de Baja California y Baja California Sur al oeste, los estados de Sonora y Sinaloa al este y tiene comunicación directa con el Océano Pacífico (OP) (Castro et al., 2000). Su extensión territorial es de aproximadamente de 210,000 km<sup>2</sup>, con 1,200 km de largo y 150 km de ancho (Case y Cody, 1983). Por su batimetría, este mar marginal se divide en varias regiones. La boca del GdC es la parte más profunda (con profundidades máximas de 3,500 m), mientras que el Alto Golfo es somero (<200 m) y se encuentra separado por umbrales e islas (Álvarez-Borrego y Schwartzlose, 1979; Álvarez-Borrego, 1983). En general, se han descrito cuatro regiones en el GdC: 1) Alto Golfo (AG), 2) Zona de las Islas (ZI), 3) Centro y 4) Boca (Álvarez-Borrego y Schwartzlose, 1979; Bray y Robles, 1991; Hidalgo-González y Álvarez Borrego, 2001). En cada una de estas regiones se pueden identificar diferentes procesos físicos que controlan la circulación y la estructura termohalina (Castro et al., 2000).



**Figura 2.** Ubicación del área de estudio, dónde; 1) Alto Golfo, 2) Grandes Islas, 3) Centro y 4) Boca del Golfo.

### 1.3.1. Clima

En general el GdC presenta un clima árido, influenciado más por las tierras áridas y semiáridas que lo rodean, que por el océano adyacente (Álvarez-Borrego, 1983), lo que favorece una alta tasa de evaporación de  $1 \text{ m año}^{-1}$  (Bray, 1988a; Lavín y Organista, 1988; Castro et al., 1994), generalmente mayor a la tasa de precipitación la cual varía entre  $0.10 \text{ m}$  a  $1 \text{ m año}^{-1}$  (Badan-Dangon et al., 1985; Wilkinson et al., 2009).

### 1.3.2. Vientos

Los vientos presentan un ciclo estacional bien definido; Durante el invierno vienen del noroeste con velocidades de  $8$  a  $12 \text{ m s}^{-1}$  y durante el verano vienen del sureste, con velocidades cerca de  $5 \text{ m s}^{-1}$  (Douglas et al., 1993). Se ha reportado que el ciclo estacional de vientos provoca surgencias en las costas de la Península de Baja California durante el verano y en las costas de Sonora y Sinaloa durante el invierno (Álvarez-Borrego and Lara-Lara, 1991; Arreola, 1999).

Una de las características más importantes del viento sobre la superficie del mar, es su variación espacial, debido a que genera vorticidad atmosférica que se transfiere al mar mediante flujos de momento turbulentos capaces de crear giros y procesos de mezcla importantes a lo largo de la columna de agua (Parés-Sierra et al. 2003). La vorticidad atmosférica sobre el GdC es consecuencia de la serie de montañas que lo rodean, provocando por efecto Venturi una aceleración de la velocidad del viento entre la Península de Baja California y el Continente, además de las variaciones en la circulación tanto a lo largo como a lo ancho del GdC (Badan-Dangon et al., 1991).

Se han realizado diversos estudios con simulaciones numéricas sobre la circulación inducida por el viento, en donde se han hecho diferentes suposiciones para definir forzamiento en la superficie del mar, por ejemplo: un forzamiento de carácter bimodal en el que el viento sopla simétricamente a lo largo del Golfo, con dirección noroeste durante el verano y sureste durante el invierno; un forzamiento modal sin tomar en cuenta su variación espacial; o un forzamiento de carácter monzónico que no es homogéneo espacialmente (Carbajal, 1993; Beier, 1997; Tanahara-Romero, 1997; Palacios-Hernández, 2001; Marinone, 2003); un forzamiento sinusoidal espacialmente homogéneo (Jiménez et al., 2005) o un forzamiento obtenido de datos satelitales (Martínez, 2002; Marinone, 2003), por nombrar algunos. Cabe

resaltar que se han identificado eventos de viento de corta duración como las brisas marinas o los vientos sinópticos, los cuales de 2 a 5 días y tienen un comportamiento temporal bimodal con intensidades mayores a  $5 \text{ m s}^{-1}$  (Gayman, 1969; Green, 1969; Delgado-González et al., 1994). Sin embargo, en las climatologías estacionales que se utilizan para el forzamiento del viento en superficie, estos eventos de corta duración no son predecibles ya que se ven promediados sobre la estación y sobre periodos de tiempo de varias décadas, por lo que el estudio de su efecto sobre la dinámica del GdC está fuera del alcance del presente trabajo.

### **1.3.3. Circulación general del Golfo de California**

En el GdC, la evaporación excede la precipitación en la superficie y como consecuencia se observa una transferencia de humedad del océano hacia la atmósfera, así como una ganancia neta de calor (Bray, 1988a; Lavín y Organista, 1988; Castro et al., 1994). Estas características favorecen la formación de una capa de agua superficial cálida, salina y más ligera en comparación con las aguas del Océano Pacífico adyacente. Esto provoca una circulación termohalina en la que el agua ligera superficial fluye hacia el océano adyacente con un flujo de aguas más profundas y más densas desde el océano adyacente hacia el interior (Bray, 1988a, b; Lavín y Organista, 1988). El agua fría que entra por el fondo es, además una agua rica en elementos biogeoquímicos (Beron-Vera y Ripa, 2000).

Bray (1988a) propuso un modelo de circulación de tres capas de acuerdo a las corrientes superficiales y a la circulación termohalina del GdC. La primera capa, o capa superficial, abarca desde la superficie hasta los 50 m y fluye hacia adentro o hacia afuera del GdC de acuerdo al ciclo estacional de los vientos (Badan-Dangon et al., 1991). La segunda capa o capa intermedia, se encuentra entre los 50 y 250 m de profundidad y fluye hacia afuera del Golfo. La tercera capa o capa profunda, abarca desde los 250 y 500 m y fluye hacia el interior del Golfo.

También se ha descrito la circulación superficial inducida por los efectos termohalinos y la asociada al campo eólico, la cual se ha realizado con mediciones directas y cálculos hidrodinámicos. Roden (1964), en su estudio entre Cabo San Lucas y Bahía Banderas, describió un flujo superficial hacia el sureste con velocidades entre  $10$  y  $15 \text{ cm s}^{-1}$  durante invierno-primavera; y hacia el noroeste, con velocidades máximas de  $10 \text{ cm s}^{-1}$  durante verano-otoño. También estimó hidrodinámicamente, una corriente superficial neta de  $10 \text{ cm s}^{-1}$  saliendo del GdC en febrero; y una de  $21 \text{ cm s}^{-1}$  entrando al Golfo en agosto. Beier (1999),

reveló que existe un flujo de entrada en el lado continental y un anticiclón en invierno con el flujo de entrada de lado de la península. Además, Jiménez et al. (2005) y Marinone (2003) observaron que las corrientes cercanas a la costa, en gran medida, se dirigen en la dirección promedio del viento.

Mediciones in-situ y datos satelitales han permitido documentar los patrones de circulación y corrientes residuales de las mareas en el Alto Golfo debido a la interacción no-lineal entre las mareas y a la fricción con el fondo (Lavín et al., 1997; Palacios-Hernández et al., 2002). Estos patrones incluyen giros y corrientes costeras (Zimmerman, 1980). Lavín et al. (1997) y Gutiérrez et al. (2004) reportaron que en el Alto Golfo se presenta una circulación anticiclónica durante otoño-invierno y ciclónica en verano, este patrón ha sido el mejor documentado. Mientras que en la región central y en la boca este mismo patrón se presentó durante primavera-otoño, este giro ha sido ampliamente demostrado por diversos autores (Beier y Ripa, 1999; Velasco y Marinone, 1999; Carrillo et al., 2002; Lavín y Marinone, 2003; Jiménez et al., 2005). Sin embargo, durante gran parte del verano y a lo largo de todo el GdC los autores reportaron una circulación ciclónica. Esta circulación concuerda cualitativamente con lo observado con boyas de deriva por Lavín, et al. (1997) y Carrillo et al. (2002), y con anclajes de correntómetros en la región norte por Palacios et al. (2002), y en la región por Emilsson y Alatorre (1997).

A partir modelos numéricos en dos y tres dimensiones se han logrado entender mejor los procesos físicos que ocurren en el GdC y en particular las corrientes producidas por las mareas. Por ejemplo, en estudios por Badan-Dangon et al. (1991) y Marinone (1997, 2000 y 2003), se encontró que las corrientes residuales tienen magnitudes importantes de 0.5 a 1 m s<sup>-1</sup>. Sin embargo, Salas de León et al. (2003) reportó máximos de las corrientes residuales de ~ 15 cm s<sup>-1</sup> en la capa superficial del océano en la zona de las Islas.

Argote et al. (1995) con su modelo numérico de diferencias finitas integrado en la vertical forzado con la componente M<sub>2</sub> y Paden et al. (1991) con el análisis cuantitativo de imágenes de satélite, encontraron que las corrientes de marea también incrementan de la boca a la cabeza, sin embargo, se presentan máximos en la zona de las Islas debido a la presencia de umbrales, lo cual ocasiona aceleraciones locales de las corrientes de marea. En la zona de las Islas y en el Alto Golfo, la corriente superficial de marea inducida por la componente M<sub>2</sub> alcanza los 60 cm s<sup>-1</sup> de acuerdo a los resultados obtenidos del modelo tridimensional integrado en la vertical de Marinone (2003) forzado por las siete componentes principales de la marea, variables meteorológicas, fricción en el fondo y viento en la superficie del mar. En otros modelos se encontró que la corriente superficial inducida por la componente M<sub>2</sub> tiene una modulación quincenal (Badan-Dangon et al., 1991; Marinone, 1997) y presenta variaciones importantes según la profundidad (López y García, 2003). Tanto en modelos barotrópicos (Argote et al., 1995) como en los

baroclínicos (Marinone, 2000) forzados con marea, fricción de fondo y variables meteorológicas, se ha demostrado que la corriente de marea inducida por la componente de  $M_2$  de la marea está orientada en la dirección del Golfo.

Marinone (2003) con su modelo baroclínico de 3D con doce capas en la vertical encontró que las corrientes producidas por el viento son mayores a las corrientes residuales de la marea, también pudo observar que por debajo de  $\sim 60$  m de profundidad el viento ya no tiene gran influencia sobre la circulación y fue similar a lo encontrado por Pond and Pickard (1983) y Bray (1988). El autor reportó que, durante mayo y noviembre, la magnitud del viento es casi nula y las corrientes de fondo son similares a las de la superficie (débiles) y que domina en la columna de agua una circulación anticiclónica, mientras que, en agosto, los intensos vientos del norte generan intensas corrientes del lado de la península en el fondo y del lado del continente en la superficie. Una de las características más importantes del trabajo de Marinone (2003), fue que encontró que las mareas y el viento tienen una contribución importante a la circulación en norte del GdC. En la zona central del Golfo el autor pudo reproducir un giro anticiclónico sobre la cuenca San Pedro Mártir, mientras que en el sur el forzamiento del Océano Pacífico y el viento son importantes.

## Capítulo 2. Metodología y Datos

---

### 2.1. Modelo numérico

Delft3D es un modelo hidrodinámico bidimensional o tridimensional diseñado para costas, estuarios y cuerpos cerrados como los lagos. Está compuesto de varios módulos o modelos interconectados, entre los cuales está el modelo de aguas someras DELFT3D-FLOW, el modelo espectral del oleaje DELFT3D-WAVE, el modelo de análisis morfodinámico DELFT3D-MOR, así como el modelo de calidad de agua DELFT3D-WAQ (<http://oss.deltares.nl/web/delft3d/home>).

Para alcanzar los objetivos de este estudio, se utilizó solamente el modelo DELFT3D-FLOW con forzamiento de marea en la boca del océano adyacente y con climatologías estacionales de viento en la superficie del mar. También se analizó la dispersión de los trazadores pasivos en la capa superficial, como una aproximación de las trayectorias de los organismos fitoplanctónicos a lo largo del GdC.

#### 2.1.1. Modelo DELFT3D-FLOW

El modelo es adecuado para predecir el comportamiento mareal en profundidades reducidas. Uno de sus requisitos es que las escalas de longitud horizontal y del tiempo sean significativamente mayores que las escalas verticales. Este modelo puede tomar en cuenta los gradientes de temperatura a lo largo de la zona de estudio y los gradientes de densidad horizontal que pueden ser causados por la salinidad.

El modelo utiliza un sistema de ecuaciones de conservación de momento, la ecuación de continuidad, las ecuaciones de transporte y el modelo de cierre turbulento. La ecuación de conservación de cantidad de momento vertical, en la versión hidrostática estándar del modelo, es la relación entre la presión hidrostática con las aceleraciones verticales, pero estas últimas son más pequeñas que la aceleración gravitacional, por lo tanto, no se consideran (Delft3D-FLOW, 2014).

El modelo se basa en el desarrollo de la hidrodinámica del modelo de aguas someras. Es importante mencionar, que se utiliza la aproximación de Boussinesq, es decir, los cambios de densidad en el fluido pueden despreciarse excepto en los términos de flotabilidad (la densidad es multiplicada por la gravedad);

es muy útil esta aproximación ya que resultan algunas simplificaciones en las ecuaciones de movimiento, basándose en un flujo incompresible (Kundu and Cohen, 2010). El modelo resuelve el sistema de ecuaciones mediante un esquema en diferencias finitas de tres dimensiones. Las ecuaciones de conservación del modelo en dos dimensiones (2D) son:

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0, \quad (1)$$

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} = fv - \frac{g}{\rho} \frac{\partial \eta}{\partial x} + \frac{\nu_h}{(d + \eta)^2} \left( \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} \right) + M_x, \quad (2a)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} = -fv - \frac{g}{\rho} \frac{\partial \eta}{\partial y} + \frac{\nu_h}{(d + \eta)^2} \left( \frac{\partial^2 v}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial y^2} \right) + M_y, \quad (2b)$$

$$\frac{\partial C}{\partial t} + u \frac{\partial C}{\partial x} + v \frac{\partial C}{\partial y} = D_h \left( \frac{\partial^2 C}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 C}{\partial y^2} \right) - \lambda_d(\eta + d)C + R_s, \quad (3)$$

$$\frac{Dw}{Dt} = -\frac{P_z}{\rho_0} + \nu_h \left( \frac{\partial^2 w}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 w}{\partial y^2} \right) + \nu_v \left( \frac{\partial^2 w}{\partial z^2} \right), \quad (4)$$

La ecuación (1) representa la conservación de masa bajo la hipótesis de incompresibilidad; las ecuaciones (2) representan la conservación de cantidad de movimiento en las direcciones horizontales ( $x$ ,  $y$ ), respectivamente; la ecuación (3) es la ecuación de transporte; la ecuación (4) expresa la conservación de cantidad de movimiento en la dirección vertical, que está simplificada por la aproximación de Boussinesq.

En las ecuaciones,  $\eta$  representa la superficie libre;  $u$ ,  $v$  y  $w$  son las componentes de las velocidades en las coordenadas  $x$ ,  $y$  y  $z$  del espacio físico;  $f$  es el coeficiente de Coriolis ( $f = 2\Omega \sin(\phi)$ ),  $\Omega$  es la velocidad angular de la tierra y  $\phi$  es la latitud;  $\nu_h$  y  $\nu_v$  corresponden a la viscosidad horizontal y vertical, respectivamente;  $\rho$  representan la densidad del agua del mar;  $g$  es la gravedad;  $c$  es la concentración de constituyentes;  $D_h$  y  $D_v$  son los coeficientes de difusión horizontal y vertical, respectivamente;  $\lambda_d C$  representa el proceso de demora de primer orden; y  $R_s$  es la fuente de partículas por unidad de área (Delft3D-FLOW Manual, 2017).

Sin embargo, en el modelo de aguas someras, la ecuación de momento en la vertical (4) se reduce a la ecuación de presión hidrostática (5). Además, en coordenadas cartesianas ( $x$ ,  $y$ ) en el plano horizontal y coordenada  $\sigma$  en la vertical,

$$\sigma = \frac{z - \eta}{H}$$

donde:

$z$  = coordenada vertical en el espacio físico,

$\eta$  = elevación de la superficie del mar en relación al plano de referencia  $z = 0$ ,

$d$  = profundidad en relación al plano de referencia  $z = 0$ , y

$H = d + \eta$  es la profundidad total,

Las ecuaciones de conservación de momento (2a) y (2b) quedan estructuradas como las ecuaciones (6a y 6b), respectivamente, mientras que la ecuación de continuidad (1) se puede expresar como la ecuación (5) para  $(U, V)$ , las velocidades  $(u, v)$  promediadas verticalmente en el fondo y la superficie del mar, o  $\sigma = [-1, 0]$ , para obtener el sistema de ecuaciones en tres dimensiones (3D; Delft3D-FLOW Manual, 2017):

$$P = P_{atm} + g(d + \eta) \int_{\sigma}^0 \rho(\xi, \eta, \sigma') d\sigma', \quad (5)$$

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\omega}{\eta + d} \frac{\partial u}{\partial \sigma} = fv - \frac{g}{\rho} \frac{\partial \eta}{\partial x} + \nu_h \left( \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} \right) + \frac{\nu_v}{(d + \eta)^2} \left( \frac{\partial^2 u}{\partial \sigma^2} \right) + M_x, \quad (6a)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\omega}{\eta + d} \frac{\partial v}{\partial \sigma} = -fu - \frac{g}{\rho} \frac{\partial \eta}{\partial y} + \nu_h \left( \frac{\partial^2 v}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial y^2} \right) + \frac{\nu_v}{(d + \eta)^2} \left( \frac{\partial^2 v}{\partial \sigma^2} \right) + M_y, \quad (6b)$$

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial[(\eta + d)U]}{\partial x} + \frac{\partial[(\eta + d)V]}{\partial y} = (\eta + d)Q, \quad (7)$$

$$Q = \int_{-1}^0 (q_i - q_s) d\sigma + P - E \quad (8)$$

La ecuación (3), por su parte, en el sistema de coordenadas  $(x, y, \sigma)$  toma la forma:

$$\begin{aligned} & \frac{\partial[(\eta + d)c]}{\partial t} + \frac{\partial[(\eta + d)uc]}{\partial x} + \frac{\partial[(\eta + d)vc]}{\partial y} + \frac{\partial \omega c}{\partial \sigma} \\ & = (\eta + d) \left[ \frac{\partial}{\partial x} \left( D_h \frac{\partial c}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( D_h \frac{\partial c}{\partial y} \right) \right] + \frac{1}{(\eta + d)} \frac{\partial}{\partial \sigma} \left( D_v \frac{\partial c}{\partial \sigma} \right) - \lambda_d (\eta + d) C. \end{aligned} \quad (9)$$

Las fuerzas  $M$  son fuerzas externas que ejercen sobre el fluido, por ejemplo: descargas o tomas de agua, estructuras hidráulicas, esfuerzos en superficie debidos al viento y al oleaje, entre otras. En este trabajo

se considera únicamente el esfuerzo del viento  $\tau_s$  en superficie y fricción de fondo  $\tau_b$  debido a la batimetría, por lo que:  $M = \frac{\tau_s - \tau_b}{\rho_0(d + \eta)}$ .

donde,  $|\overline{\tau_s}| = \rho_a C_d U_{10}^2$  donde  $\rho_a$  es la densidad del aire;  $U_{10}^2$  es la velocidad del viento a 10 m sobre la superficie libre (dependiente del espacio y tiempo);  $C_d$  es el coeficiente de arrastre que depende de  $U_{10}^2$ ; mientras que  $\tau_{bx}$  y  $\tau_{by}$  son el esfuerzo de fondo en la dirección  $x$  y  $y$ , se representa de la siguiente manera:

$\overline{\tau_b} = \frac{\rho_0 g \overline{U} |\overline{U}|}{C_{2D}^2}$ , donde  $|\overline{U}|$  es la magnitud de la velocidad horizontal promediada en la velocidad y  $C_{2D}^2$  es el coeficiente de Chézy en 2D, para el caso 3D la ecuación se representa como:  $\overline{\tau_b} = \frac{\rho_0 g \overline{u_b} |\overline{u_b}|}{C_{2D}^2}$ , donde  $|\overline{u_b}|$  es la magnitud de la velocidad en la primer capa del fondo.

En el presente trabajo el término  $Q$  en la ecuación de continuidad (8) es idénticamente cero, ya que no se están tomando en cuenta ni salidas ( $q_s$ ) ni entradas ( $q_e$ ) de agua en ningún punto del dominio, ni precipitación ( $P$ ) o evaporación ( $E$ ) en la superficie del mar.

Se utilizó el modelo de cerradura turbulenta,  $k - \mathcal{E}$ , en el que se resuelven ecuaciones de transporte tanto para la energía cinética turbulenta  $k$  como para la tasa de disipación de energía  $\mathcal{E}$ . Estas ecuaciones se describen como:

$$\frac{\partial k}{\partial t} + u \frac{\partial k}{\partial x} + v \frac{\partial k}{\partial y} + \frac{\omega}{\eta + d} \frac{\partial k}{\partial \sigma} = \frac{1}{H^2} \frac{\partial}{\partial \sigma} \left( D_k \frac{\partial k}{\partial \sigma} \right) + P_k + P_{kw} + B_k - \mathcal{E} \quad (10)$$

$$\frac{\partial \mathcal{E}}{\partial t} + u \frac{\partial \mathcal{E}}{\partial x} + v \frac{\partial \mathcal{E}}{\partial y} + \frac{\omega}{\eta + d} \frac{\partial \mathcal{E}}{\partial \sigma} = \frac{1}{H^2} \frac{\partial}{\partial \sigma} \left( D_{\mathcal{E}} \frac{\partial \mathcal{E}}{\partial \sigma} \right) + P_{\mathcal{E}} + P_{\mathcal{E}w} + B_{\mathcal{E}} - c_{2\mathcal{E}} \frac{\mathcal{E}^2}{k} \quad (11)$$

donde,  $D_k = \frac{\nu_{mol}}{\sigma_{mol}} + \frac{\nu_{3D}}{\sigma_k}$  y  $D_{\mathcal{E}} = \frac{\nu_{3D}}{\sigma_{\mathcal{E}}}$ . En las ecuaciones (9) y (10), ( $P_k, P_{\mathcal{E}}$ ) son términos de producción de energía cinética turbulenta, ( $P_{kw}, P_{\mathcal{E}w}$ ) representan términos turbulentos inducidos por el oleaje, y ( $B_k, B_{\mathcal{E}}$ ) representan flujos de flotabilidad.  $c_{2\mathcal{E}}$  es un parámetro de calibración (Rodi, 1984). Es importante resaltar en el Delft3D-FLOW el modelo de cerradura turbulenta no se resuelve en el modelo promediado sobre la vertical, solamente en el modelo multi-capas (Delft3D-FLOW Manual, 2017), con los valores de los parámetros propuestos por Rodi (1984), y con la viscosidad de eddies turbulentos definida de la forma  $\nu_{3D} = c_{\mu} k^2 / \mathcal{E}$ . Las condiciones de frontera en la superficie y en el fondo del mar, respectivamente, tanto

para  $k$  como para  $\mathcal{E}$ , son condiciones de Dirichlet que dependen, a su vez, del cuadrado de las velocidades de fricción en la superficie y en el fondo del mar, respectivamente. Las condiciones de frontera en fronteras abiertas, por su parte, dependen de ambas velocidades, pero además también dependen de la profundidad en la que se estén evaluando. En el caso de  $k$  la dependencia es en el cuadrado de la velocidad, pero en el caso de  $\mathcal{E}$  es en la velocidad al cubo. Para mayores detalles favor de consultar el Manual de Delft3D-FLOW (2017).

Se calculó el paso del tiempo para cada malla con la condición de Courant-Friederich-Lewy, basada en el valor del número de Courant, CFL:

$$CFL = \frac{\Delta t \sqrt{gH}}{\{\Delta x, \Delta y\}} \quad (12)$$

Donde  $\Delta t$  es el paso del tiempo (en segundos),  $g$  es la aceleración de la gravedad,  $H$  es la profundidad total del agua y  $\{\Delta x, \Delta y\}$  es el tamaño de la malla horizontal en las direcciones ( $x$ ,  $y$ ). En este caso la herramienta QUICKIN del modelo DELFT-3D, nos calcula automáticamente el número de Courant, de acuerdo a la ecuación anterior. Es importante señalar que cada malla tiene un número diferente de Courant y este debe ser menor a 1, para medidas computacionales de estabilidad en el modelo (Delft3D-FLOW, 2014).

Además, se utilizó Google Earth para la extracción de la línea de costa (Figura 4b). Las mallas cartesianas se realizaron con la herramienta de la interfaz RGFRID del DELFT3D. El modelo usa una malla tipo Arakawa-C, con coordenadas sigma ( $\sigma$ ) en la vertical (las cuales siguen el contorno del fondo) y coordenadas cartesianas ( $x$ ,  $y$ ) en la horizontal. Además, se utilizó una densidad constante a lo largo de toda la columna de agua (valor típico del agua de mar,  $1025 \text{ Kg m}^{-3}$ ) y se utilizó un coeficiente de rugosidad de Manning de 0.025, que corresponde a un coeficiente de fricción de Chézy de  $65 \text{ m}^{1/2}/\text{s}$ , equivalente también a un coeficiente de arrastre adimensional de 0.0082. Sin embargo, cabe mencionar que la fricción con el fondo está controlada por el inverso de la profundidad de la columna de agua.

## 2.2. Análisis de datos

### 2.2.1. Análisis armónico.

De las salidas del modelo se obtuvieron series de tiempo del nivel del mar o mareogramas sintéticos en puntos de observación correspondientes a las estaciones mareográficas a lo largo del GdC. A los mareogramas sintéticos se les realizó un análisis armónico utilizando la rutina de Matlab, *t\_tide* desarrollada por Pawlowicz et al. (2002), éste ajusta los constituyentes de marea por el método de mínimos cuadrados con frecuencias preestablecidas, bajo la hipótesis de que la marea se puede representar como la superposición lineal de los diferentes armónicos:

$$\eta = Z_0 + \sum_{i=1}^n a_i \cos(\Omega_i t - \phi_i) + R(t), \quad (13)$$

donde  $\eta$  es el nivel del mar,  $Z_0$  es el nivel medio del mar,  $\Omega$  es la frecuencia del armónico,  $a$  es la amplitud del armónico,  $\phi$  es la fase del armónico,  $n$  es el número de armónicos usados para generar la marea,  $t$  es el tiempo y  $R(t)$  es el residual de la variación del nivel del mar.

### 2.2.2. Factor de forma

El factor de forma ( $F$ ; Dietrich, 1963) es la razón entre la suma de amplitudes de las dos componentes de la marea diurna y la suma de amplitudes de las dos componentes principales semi-diurnas, para determinar qué tipo de componentes dominan la marea (Pond y Pickard, 1983). Este es:

$$F = \frac{A_{K1} + A_{O1}}{A_{M2} + A_{S2}}, \quad (14)$$

donde  $A_{K1}, A_{O1}, A_{M2}, A_{S2}$  son las amplitudes de las componentes diurnas ( $K_1$  y  $O_1$ ) y semidiurnas ( $M_2$  y  $S_2$ ), obtenidas a partir del análisis armónico. De acuerdo al valor de  $F$ , la marea puede clasificarse en:

- ✓  $F = 0$  a  $0.25$ , semidiurna.
- ✓  $F = 0.25$  a  $1.5$ , mixta predominantemente semidiurna.
- ✓  $F = 1.5$  a  $3.0$ , mixta predominantemente diurna.

✓ F > 3, diurna

### 2.2.3. Rango de marea

El rango de marea (R) se define como la diferencia entre los niveles de pleamar media superior (NPMS) y baja mar media inferior (NBMI) durante un ciclo de mareas vivas.

$$R = NPMS - NBMI, \quad (15)$$

### 2.2.4. Corrientes residuales

La corriente residual en un punto se define como el promedio vectorial de la corriente instantánea durante un intervalo de tiempo. En este trabajo el intervalo de tiempo corresponde a un mes, con la finalidad de promediar al menos durante dos ciclos de mareas vivas. La ecuación que representa la corriente residual es:

$$U_R = \frac{1}{T} \int_0^T |V|, \quad (16)$$

donde  $U_R$  representa la corriente residual y  $|V|$  es la magnitud de la velocidad en un intervalo de tiempo ( $T = 30$  días).

### 2.2.5. Vorticidad relativa y divergencia

Finalmente, se realizaron análisis de vorticidad relativa y divergencia del flujo, para ello tenemos que:

La ecuación de vorticidad es la cantidad vectorial que se define como el rotor del campo de velocidades:

$$\omega = \nabla \times \vec{V}. \quad (17)$$

Donde  $\vec{V}$  es el vector de velocidad. En general, para estudiar los movimientos oceánicos se considera únicamente la componente vertical de la vorticidad, la cual se expresa como:

$$\zeta = k \cdot \vec{\omega} = \hat{k} \cdot \nabla \times \vec{V} = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y}. \quad (18)$$

Cabe resaltar que la vorticidad del campo estacionario promediado sobre la vertical, cuando se desprecian la fricción en el fondo y en la superficie, así como los términos de viscosidad y el término de desbalance con los esfuerzos de Reynolds en las ecuaciones (6a) y (6b), se deduce simplemente a:  $g \nabla^2 H / f$ .

Por otro lado, la divergencia de un campo vectorial  $\vec{V}$  se define como:

$$D = \nabla \cdot \vec{V}. \quad (19)$$

Entonces la divergencia representa la razón de expansión por unidad de volumen del flujo.

La divergencia horizontal se expresa de la siguiente forma:

$$D = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y}. \quad (20)$$

A partir de la ecuación de continuidad en la formulación del modelo de aguas someras, dada por la ecuación (5) de este capítulo, la divergencia promediada en el tiempo se puede expresar como:

$$\frac{\partial U}{\partial x} + \frac{\partial V}{\partial y} = -\frac{U}{H} \frac{\partial H}{\partial x} - \frac{V}{H} \frac{\partial H}{\partial y} = -\frac{1}{H} \vec{V} \cdot \nabla H$$

es decir, la divergencia está en balance con la advección, por la velocidad promediada sobre la profundidad de la elevación del mar. Donde,  $U$  y  $V$  son la velocidad promedio o velocidad residual que se definió anteriormente.

### 2.2.6. Análisis de trazadores

La distancia de los trazadores se calculó a partir de la posición de las partículas en las direcciones  $x$  y  $y$ :

$$dx = (x_2 - x_1), \quad (21)$$

$$dy = (y_2 - y_1). \quad (22)$$

Y finalmente se obtuvo la distancia total de cada partícula:

$$DT = \sqrt{dx^2 + dy^2}. \quad (23)$$

La velocidad  $u$  y  $v$  de los trazadores es la razón entre distancia total en la dirección  $x$  y  $y$  de cada partícula y el tiempo de modelación (30 días).

$$u_{Tr} = \frac{dx}{t} \text{ y } v_{Tr} = \frac{dy}{t}, \quad (24)$$

Finalmente, se calculó la magnitud de la velocidad:

$$|V_{Tr}| = \sqrt{u_{Tr}^2 + v_{Tr}^2}. \quad (25)$$

donde  $dx$  y  $dy$  son las distancias en la dirección  $x$  y  $y$ ;  $|V_{Tr}|$  es la magnitud de la velocidad de los trazadores y  $t$  es el tiempo de modelación (30 días).

## 2.3. Datos

### 2.3.1. Batimetría

La batimetría utilizada fue una combinación de una batimetría obtenida con cruceros oceanográficos y la versión 2008 de batimetría de GEBCO "General Bathymetric Chart of the Ocean" ([http://www.gebco.net/data\\_and\\_products/gridded\\_bathymetry\\_data/](http://www.gebco.net/data_and_products/gridded_bathymetry_data/)). GEBCO tiene una resolución de cerca de 1 km x 1 km. En la parte este del Alto Golfo se usaron datos insitu con una resolución de 900 m x 900 m (Álvarez Sánchez et al., 2009). Los datos in-situ se usaron para generar las aproximaciones de las profundidades en los puntos de malla en la zona de cobertura de estos datos, mientras que en los demás sitios se usó GEBCO. La batimetría interpolada en los datos de la malla se muestra en la Figura 3.

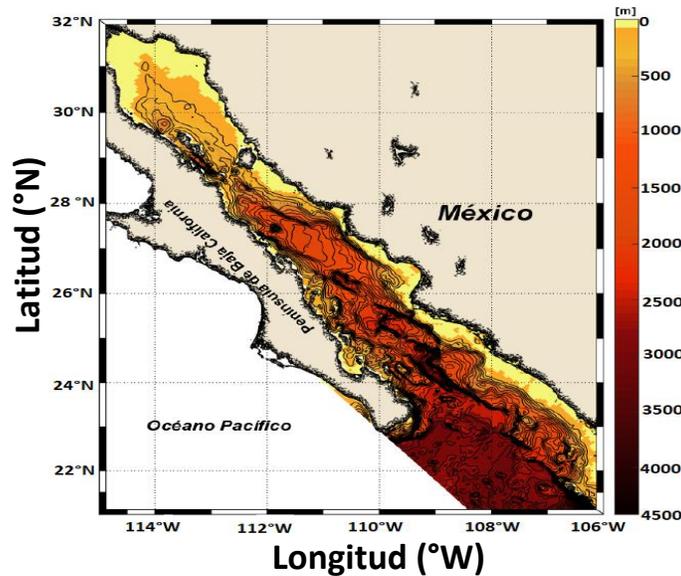


Figura 3. Batimetría del Golfo de California

### 2.3.2. Marea

Para la estimación de las mareas en las fronteras del modelo se utilizó la interfaz Delft Dashboard (DDB) del Delft3D, que determina las condiciones de frontera con base en las mareas de los modelos mareales TPXO 6.2, TPXO7.2 y TPXO Europea shelf 2008, una base de datos de mareas mundial de OSU TOPEX/POSEIDON GLOBAL Inverse solution TPXO (Egbert y Erofeeva, 2002). Estos productos se pueden descargar del sitio web: <http://volkov.oce.orst.edu/tides/global.html>.

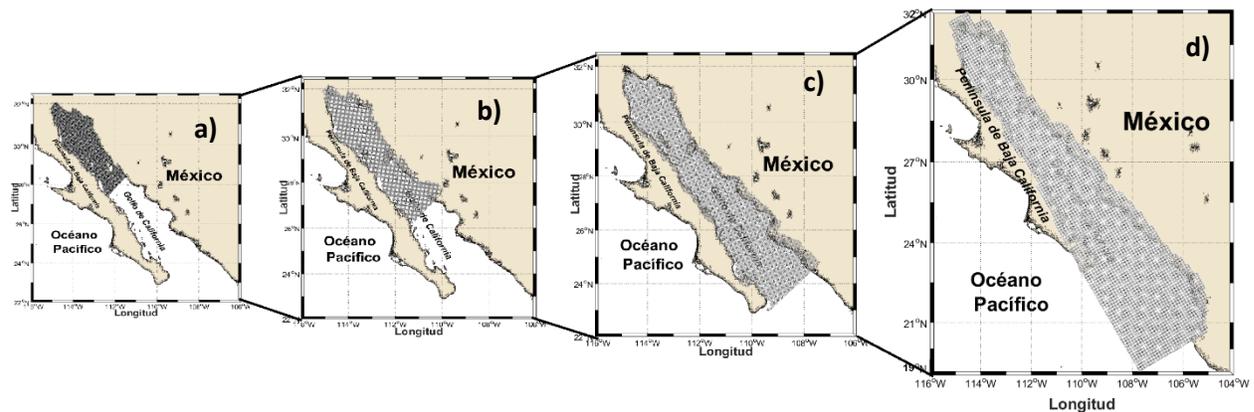
### 2.3.3. Vientos

Los vientos se tomaron de la base de datos del UPSCALE (De Reino unido en PRACE: weather resolving Simulations of Climate for global Environmental risk; Mizieliński et al., 2014) basado en HadGEM3-GA3.0 (Hadley Centre Global Environment Model 3; por sus siglas en inglés) configurado de la MetUM versión 8.0 (Met Office Unified Model, por sus siglas en inglés) combinado con el GL3.0 y el Conjunto de Modelos de la Superficie de la Tierra de Reino Unido (JULES, por sus siglas en inglés; Walters et al., 2011) basadas solamente en simulaciones climáticas globales de la atmósfera sobre un periodo de 1985 al 2011, con una resolución N512 (25 km) y 85 niveles en la vertical, producidos por la universidad de Reading y fue

configurado para reproducir el clima actual. Para el modelo se utilizaron los datos de la capa más cercana a la superficie del mar promediados sobre 26 años.

## 2.4. Diseño experimental

Como ya se mencionó, para la elaboración de los experimentos se utilizó como herramienta el modelo Delft3D, para modelar la hidrodinámica del área de estudio. Se utilizó un dominio principal de baja resolución espacial y 3 dominios secundarios de mayor resolución anidados telescópicamente. Los dominios utilizados para la modelación fueron: El dominio principal que abarca todo el GdC con un área de 1500 km x 400 km y una resolución de 12 km x 12 km (Figura 4d); se acopló con un segundo dominio (Figura 4c) de 1200 km x 92 km (6 km x 6 km de resolución) el cual fue acoplado con dos dominios secundarios de alta resolución: 1) Su extensión comprende longitudinalmente desde Bahía Concepción en la Península de Baja California hasta Isla Lobos en Sonora y latitudinalmente llega hasta el Alto Golfo, abarcando una área de 660 km x 150 km (3 km x 3 km de resolución; Figura 4b); 2) El último dominio abarca toda la extensión de las Islas desde Isla Ángel de la Guarda del lado este del GdC hasta la Isla Tiburón del lado oeste, con una extensión de 282 km x 120 km (1 km x 1 km de resolución, Figura 4a).



**Figura 4.** Dominios de anidación del modelo en el Golfo de California: a) 1 km, b) 3 km, c) 6 km y d) 12 km.

Se definió una frontera abierta ubicada en la boca del GdC con un forzamiento de marea en cosilación con el Océano Pacífico adyacente compuesta por las principales componentes de marea ( $K_1$ ,  $M_2$ ,  $S_2$ ,  $N_2$ ,  $K_2$ ,  $O_1$ ,  $P_1$ ,  $L_2$  y  $Q_1$ ).

Los datos de viento son climatologías estacionales promediadas sobre 26 años, los meses que integran cada estación son (por sus siglas en español): DEF para el invierno; MAM para la primavera; JJA para el verano; y SON para el otoño. Estos datos varían espacialmente, pero no varían temporalmente, lo que permite analizar las características de los patrones de circulación inducidos por el viento según la estación del año. Se utilizó la densidad del aire igual a  $1 \text{ kg m}^3$  y un coeficiente de arrastre de 0.00063.

Los resultados del modelo consisten en mareogramas sintéticos (nivel del mar) y campos instantáneos de velocidad. A partir de estos resultados se obtuvieron las corrientes residuales, y a partir de éstas se obtuvieron los campos de divergencia y vorticidad, así como las trayectorias de trazadores pasivos liberados en diferentes zonas de la superficie del GdC. Todos los experimentos numéricos se realizaron con dominios anidados y batimetrías previamente procesadas en la interfaz QUICKIN del Delft3D. Las simulaciones se realizaron para 2D y 3D, utilizando 10 capas sigma en la vertical para las simulaciones en 3D.

#### **2.4.1 Procesamiento de Datos**

La validación con datos del nivel del mar consistió en comparar los datos del modelo con los de los mareógrafos a lo largo de todo el GdC en las estaciones mareográficas proporcionadas por Ortiz-Figueroa y colaboradores (<http://redmar.cicese.mx/>). De estos datos se extrajeron datos de 9 estaciones: Puerto Peñasco, Guaymas, Mazatlán, La Paz, Bahía de Los Ángeles, Yavaros, Topolobampo, Cabo San Lucas y Puerto Vallarta. También se validará con observaciones del nivel del mar, con base en los artículos de Morales y Gutiérrez (1989), García-Silva y Marinone (1997) y Lavín y Marinone (2003).

Además, se utilizó la base de datos de nivel del mar TOPEX/Poseidon para validar el modelo en mar abierto, estos datos fueron extraídos a lo largo de todo el GdC. En total fueron 15 puntos cubriendo desde la boca hasta el Alto GdC.

Los resultados con el modelo 2D se obtuvieron en los cuatro dominios anidados con resolución de 12 km, 6 km, 3 km y 1 km, mientras que con el modelo 3D solamente se realizaron los experimentos en los dominios de 12 km, 6 km y 3 km. En ambos modelos, los dominios se anidaron en una sola vía de comunicación, es decir, el dominio de 12 km le transfirió información al dominio de 6 km, el de 6 km al de 3 km y el de 3 km al de 1 km (Figura 4). Para enfocarnos en los objetivos del trabajo, se detallarán los

resultados y la discusión desde la zona de las grandes islas al norte hasta el Alto GdC para analizar en detalle las características de los patrones de circulación de mesoescala obtenidos en los diferentes dominios.

Se realizó una correlación simple de Pearson ( $r$  de Pearson) y una correlación lineal entre las series modeladas y observadas, con el fin de identificar la variabilidad que existe entre las series ( $R^2$ ). Además, se realizó una prueba básica estadística para verificar el error al momento de comparar los datos entre las series (error absoluto y error relativo).

$$EA = |X_O - X_M| \quad (19)$$

$$ER = \frac{|X_O - X_M|}{X_O} * 100 \quad (20)$$

donde EA es el error absoluto y ER es el error relativo;  $X_O$  es el dato observado y  $X_M$  es el dato modelado. Entonces EA es la diferencia del dato observado y el dato modelado, mientras que ER es la razón del EA y el dato observado expresado como porcentaje.

Los mapas de componentes principales de la marea, así como mapas de vorticidad, divergencia, y los mapas de trayectorias de trazadores libres en la superficie del mar resultantes de una simulación de los modelos 2D y 3D con un mes de duración, forzados con mareas en la boca del GdC y climatologías de viento, se presentan en el siguiente capítulo de resultados y discusiones.

## Capítulo 3. Resultados y Discusión

---

### 3.1. Validación

#### 3.1.1. Variación espacial de la marea en el GdC

Para la validación del modelo, se utilizó el dominio de 6 km para ser comparado con trabajos anteriores que utilizaron diversas fuentes, las validaciones se hicieron para las modelaciones en dos dimensiones (2D) y en tres dimensiones (3D).

##### 3.1.1.1. Nivel del mar

Se obtuvieron series del nivel del mar (mapas temporales) en cada uno de los puntos de observación de las estaciones mareográficas. Sin embargo, se reportaron resultados en punto estratégicos para representar toda la extensión del GdC, los cuáles fueron; 1) Puerto Peñasco, 2) Bahía de los Ángeles, 3) Guaymas, y 4) Los Cabos.

Como salidas del modelo, se registró un nivel del mar máximo para el modelo de dos dimensiones (2D) en Puerto Peñasco de 2.83 m y un nivel mínimo de -2.88 m (Figura 5a) a diferencia del modelo de tres dimensiones (3D) donde el nivel máximo fue de 2.83 m y el nivel mínimo de -2.88 m (Figura 5b), en comparación con el nivel del mareógrafo (3.06 m, nivel máximo y -3.06 m, nivel mínimo) que fue mayor al reportado por las diferentes salidas del modelo. Los valores de las salidas del modelo, así como del mareógrafo no son significativamente diferentes. Las series modeladas presentan una correlación positiva con respecto a la serie observada ( $r=0.99$ ) y un coeficiente de determinación alto ( $R^2=1.00$ ).

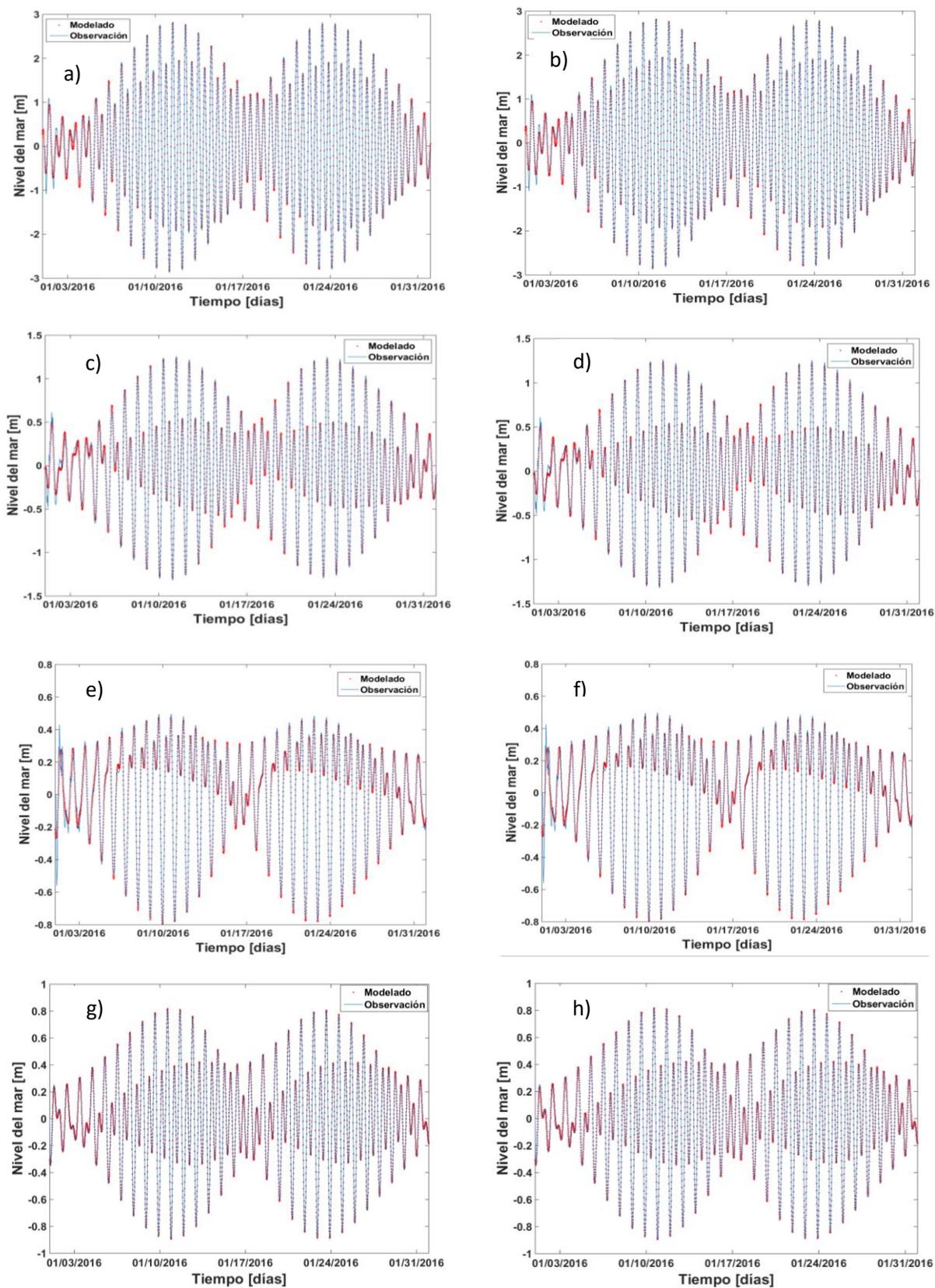
Como zona representativa de las Islas se escogió la estación Bahía de los Ángeles (BDA), obteniendo un máximo del nivel de 1.26 m y un mínimo de -1.32 m para el modelo 2D (Figura 5c), para el modelo 3D se obtuvo un nivel máximo del mar de 1.26 m y un nivel mínimo de -1.32 m (Figura 5d). A diferencia del nivel del mar registrado por el mareógrafo donde se obtuvo un nivel máximo de 1.23 m y un nivel mínimo de -1.23 m (Figuras 5c y 5d). Las series para este punto de observación obtuvieron una buena correlación ( $r=0.994$ ) y un coeficiente de determinación alto ( $R^2=1.00$ ), es decir las series son iguales estadísticamente.

En la costa este del GdC se obtuvieron valores del nivel del mar para la estación Guaymas (GY) de 0.50 m como máximo y de -0.79 m como mínimo de las salidas del modelo 2D (Figura 5e), y valores del nivel máximos de 0.50 m y valores mínimos de -0.80 m para las salidas del modelo 3D (Figura 5f). Ambos resultados son similares a lo obtenido por el mareógrafo (0.42 m como máximo y -0.72 m como mínimo, Figuras 5e y 5f), por lo que se obtuvo una correlación positiva en los modelos 2D y 3D con respecto a la serie obtenida del mareógrafo ( $r=0.958$ ), así como un buen coeficiente de determinación ( $R^2=0.98$ ).

Finalmente, para representar la zona sur del Golfo se escogió la estación más cercana a la entrada del GdC, denominada Los Cabos (LC), la cual obtuvo valores máximos modelados en 2D de 0.82 m y valores mínimos de -0.89 m (Figura 5g), mientras que para los valores máximos del modelo 3D resultaron ser idénticos al modelo 2D (Figura 5h). Tanto las series del modelo 2D y del modelo 3D fueron similares a lo registrado por el mareógrafo (0.87 m como máximo y -0.89 m). Esta estación mostró una buena correlación, obteniendo un coeficiente de correlación positivo ( $r=0.99$ ) y un buen coeficiente de determinación ( $R^2=1.00$ ) para ambas salidas del modelo.

Se hizo además una validación del nivel del mar con las salidas del modelo y de los datos de las estaciones mareográficas a lo largo del GdC. Los datos del modelo presentan una correlación positiva con respecto a las observaciones, tanto en amplitud como en la fase ( $r=0.99$  y  $r=0.98$ , respectivamente) y un coeficiente de determinación bueno ( $R^2=0.98$  y  $R^2=0.96$ ), por lo que las series se ajustan linealmente y demostramos que las salidas del modelo reproducen adecuadamente los datos de las estaciones mareográficas (Tabla 2), así como se muestra en la Figura 6, que el modelo también es adecuado para describir la relación que existe entre los datos observados en mar abierto y los modelados.

Se obtuvo el error absoluto (EA) de la amplitud y la fase de las diferentes estaciones, obteniéndose un error absoluto para la amplitud en Puerto Peñasco de 24.4 m, el cual es el valor de EA más alto en comparación con las otras estaciones. Sin embargo, se obtuvo un EA cercano a cero para tres estaciones (Mazatlán, Cabo San Lucas y Puerto Vallarta; Tabla 2). El EA de fase máximo para Topolobampo ( $33.07^\circ$ ) y Guaymas ( $21.27^\circ$ ), en comparación con el mínimo de EA. F que correspondió a la estación de Cabo San Lucas ( $1.25^\circ$ ). Las diferencias de amplitud y fase se deben principalmente a que las estaciones mareográficas están muy cerca de la costa, por lo que los efectos batimétricos son importantes en la variación de estas dos variables.



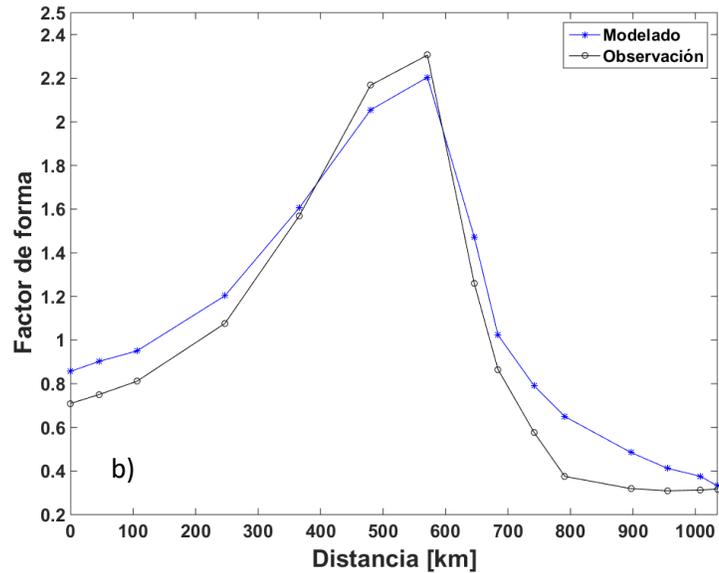
**Figura 5.** Nivel del mar en diferentes puntos mareográficos del GdC; a) Puerto Peñasco 2D y b) Puerto Peñasco 3D, c) Bahía de los Ángeles 2D y d) Bahía de los Ángeles 3D, e) Guaymas 2D y f) Guaymas 3D, g) Los Cabos 2D y h) Los Cabos 3D; donde la línea punteada son los datos modelados y la línea azul los datos observados.

**Tabla 2.** Comparación de la Amplitud y Fase de los datos de las estaciones mareográficas y las salidas del modelo a lo largo del GdC.

<i>Estación</i>	<i>Observaciones</i>		<i>Modelo</i>		<i>Error Absoluto (EA)</i>	
	<i>Amplitud (cm)</i>	<i>Fase (°)</i>	<i>Amplitud (cm)</i>	<i>Fase (°)</i>	<i>Amplitud (cm)</i>	<i>Fase (°)</i>
<b><i>Puerto Peñasco</i></b>	157.00	261.47	132.56	265.43	24.43	3.95
<b><i>Bahía De Los Ángeles</i></b>	65.42	261.56	47.63	263.90	17.78	2.34
<b><i>Guaymas</i></b>	13.42	158.14	16.76	136.87	3.33	21.27
<b><i>Mazatlán</i></b>	34.53	99.63	35.32	96.38	0.79	3.24
<b><i>Yavaros</i></b>	20.64	134.82	26.88	115.12	6.22	19.70
<b><i>Topolobampo</i></b>	29.16	139.80	32.28	106.72	3.12	33.07
<b><i>La Paz</i></b>	23.56	117.72	30.57	98.34	7.01	19.37
<b><i>Cabo San Lucas</i></b>	36.39	94.48	37.12	95.73	0.75	1.25
<b><i>Puerto Vallarta</i></b>	30.08	91.69	30.02	96.69	0.05	4.99

El comportamiento mareal que se tiene a lo largo del GdC se comparó con las elevaciones de mar de la solución inversa global de mareas Topex/POSEIDON (Figura 6) de la Universidad Estatal de Oregón (accesible en: <http://volkov.oce.orst.edu/tides/global.html>). Se obtuvo un comportamiento similar a lo largo de todo el Golfo, con un incremento de la boca al sur de las Islas (0 a 571 km) de 1 a 2.5, mientras que se tiene un decremento a partir del Golfo norte hacia el Alto Golfo (684 a 1035 km) 1.5 a 0.3. Por lo tanto, se observa una buena correlación entre las series ( $r=0.99$ ) con un buen coeficiente de determinación ( $R^2=0.98$ ); es decir, las series presentan el mismo comportamiento lineal a lo largo de todo el GdC.

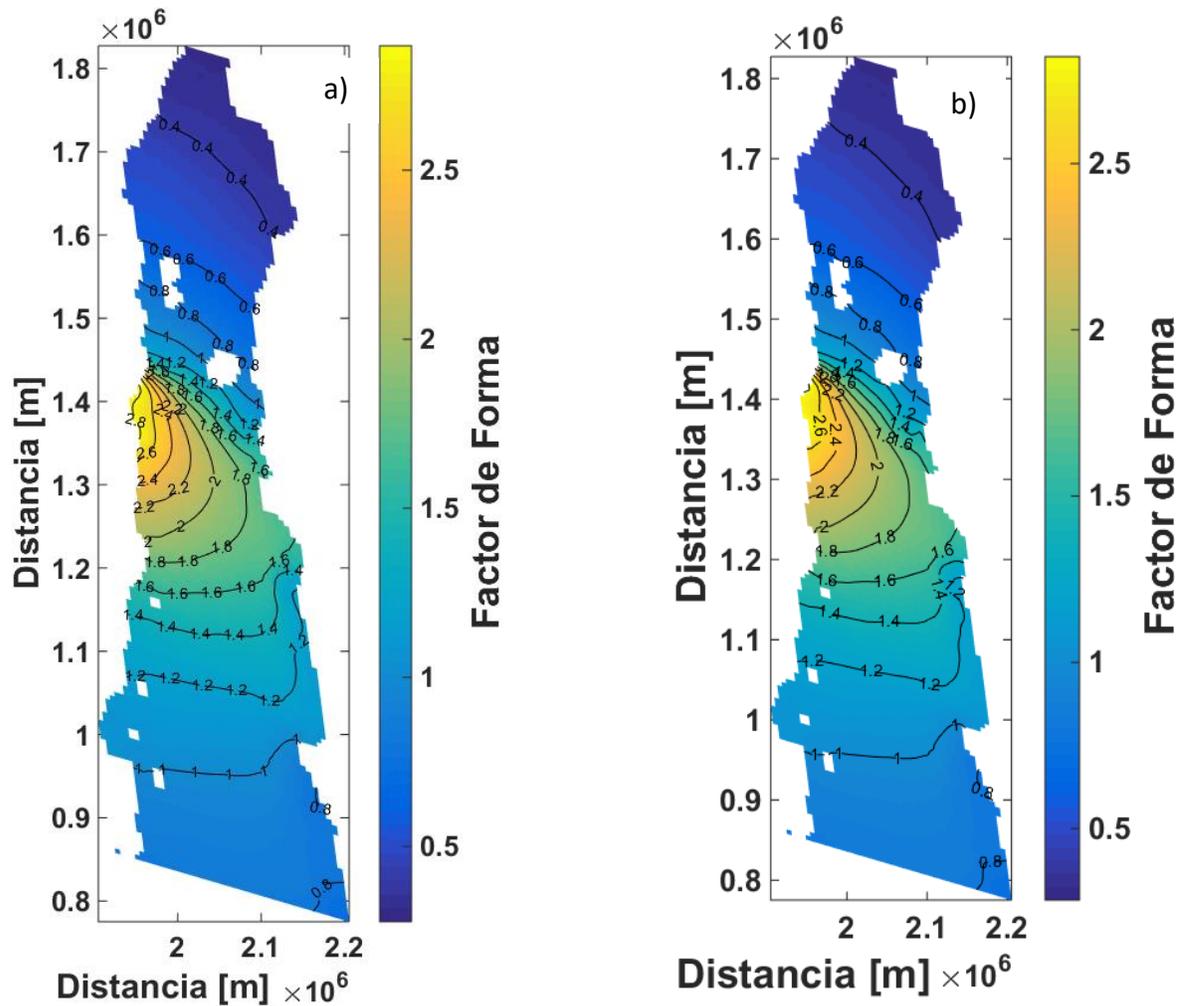
Así mismo se pudo determinar el error relativo (ER) de los datos, obteniendo el menor error en el P5 (región central del Golfo, Figura 6) de 2%, en comparación con el error más alto (73%), el P11 que se encuentra al norte de las Islas (Figura 6). El último error se asocia principalmente a que es un punto muy cercano a tierra y se encuentra en el límite entre la zona somera y profunda, por lo que la batimetría juega un papel muy importante en la variable (Tabla 2).



**Figura 6.** a) Transecto de la base de datos de TPXO y b) Comparación del factor de forma modelado (Línea azul) y observado (Línea negra), donde 1) P1 o 0 km es la boca, 2) P2 a P7 o 45 km a 571 km es la zona centro, 3) P8 a P11 o 646 km a 791 km es la zona de las islas, 4) P8 a P13 o 646 km a 955 es el Golfo norte y 5) P13 a P15 o 955 km a 1035 km es el Alto Golfo.

### 3.1.1.2. Factor de Forma

Una de las formas para determinar el comportamiento mareal en un sitio en específico, es determinar el Factor de Forma (F) a lo largo de todo el dominio de interés. En el GdC se obtuvo un comportamiento mixto predominantemente semidiurno en la boca del Golfo tanto en el modelo 2D como en el modelo 3D. El comportamiento semidiurno predominó en la zona de las Islas hacia el Alto Golfo ( $F=0.4$  a  $1.4$ ). A diferencia de estas dos zonas, se tiene una zona mixta predominantemente diurna a la altura de Bahía de Yavaros en Sonora, que se extiende hacia el norte hasta Guaymas, Sonora ( $F=1.5$  a  $2.8$ , Figura 7).

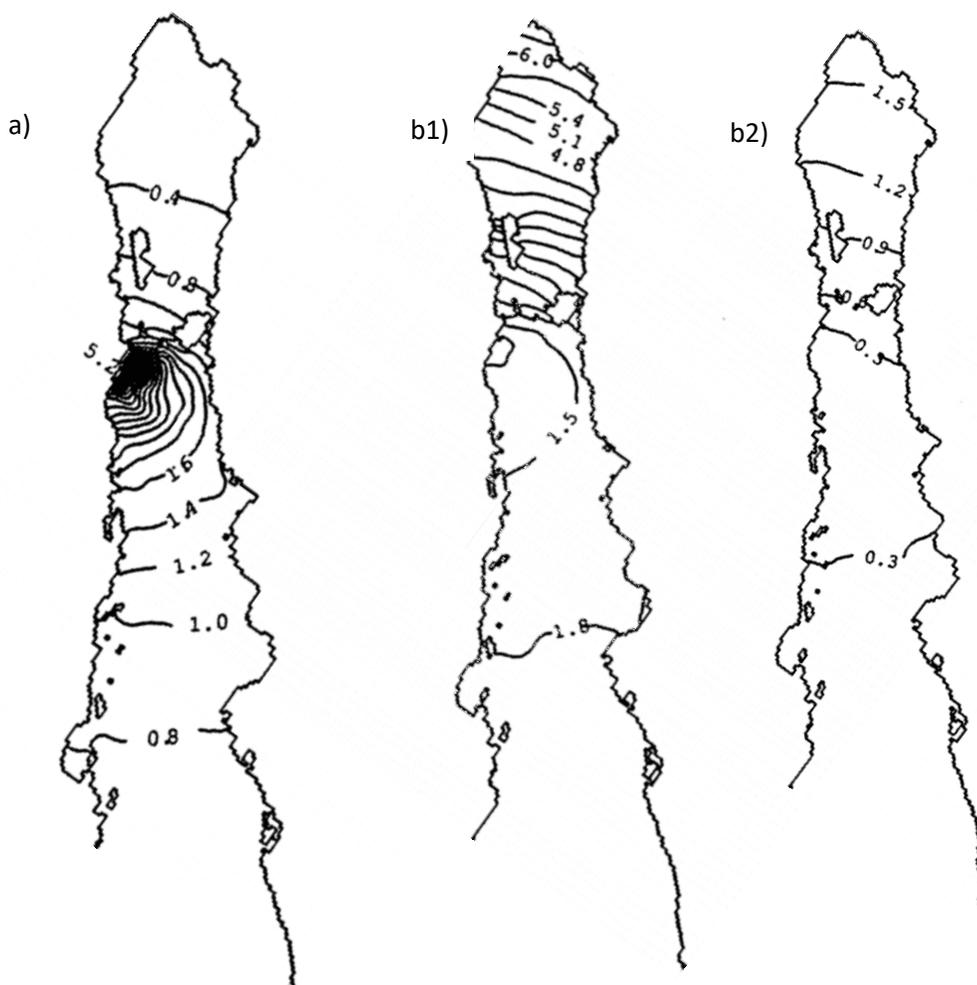


**Figura 7.** Factor de forma (F) espacial en el Golfo de California donde: a) Modelo 2D y b) Modelo 3D, donde la barra de colores representa la amplitud de F y las líneas nos indican la variación espacial del F.

En la Tabla 3 se compara el número de forma a lo largo del Golfo resultante de los modelos 2D y 3D, con el número de forma obtenido a partir de la base de datos TPXO. En general, las salidas de los modelos 2D como 3D son similares a los resultados obtenidos por Thompson (1975) y Zamora-Casas (1993; Figura 8a), y a los resultados obtenidos por Badan-Dangon et al. (1991), Marinone y Lavín (1997), y Lavín y Marinone (2003).

**Tabla 3.** Valor del Factor de Forma (F) a lo largo del GdC y su respectivo Error Relativo E.R, para los modelos 2D y 3D.

Distancia a partir de la boca del GdC (km).	F con TPXO [m]	F con Modelo [m]		ER [%]	
		2D	3D	2D	3D
		0	0.71	0.86	0.86
45	0.75	0.90	0.90	20	20
106	0.81	0.95	0.95	17	17
247	1.08	1.20	1.20	11	12
366	1.57	1.61	1.60	3	2
480	2.17	2.05	2.03	5	6
571	2.31	2.20	2.18	5	6
646	1.26	1.47	1.47	17	17
684	0.87	1.02	1.02	18	18
742	0.58	0.79	0.79	37	37
791	0.38	0.65	0.65	73	73
897	0.32	0.48	0.49	50	52
955	0.31	0.41	0.41	32	34
1008	0.31	0.38	0.098	21	21
1035	0.32	0.33	0.34	4	6



**Figura 8.** a) Factor de forma y b) Rango de marea en 1) Marea Viva y 2) Marea Muerta en el Golfo de California (Figuras tomadas de Lavín y Marinone, 2003).

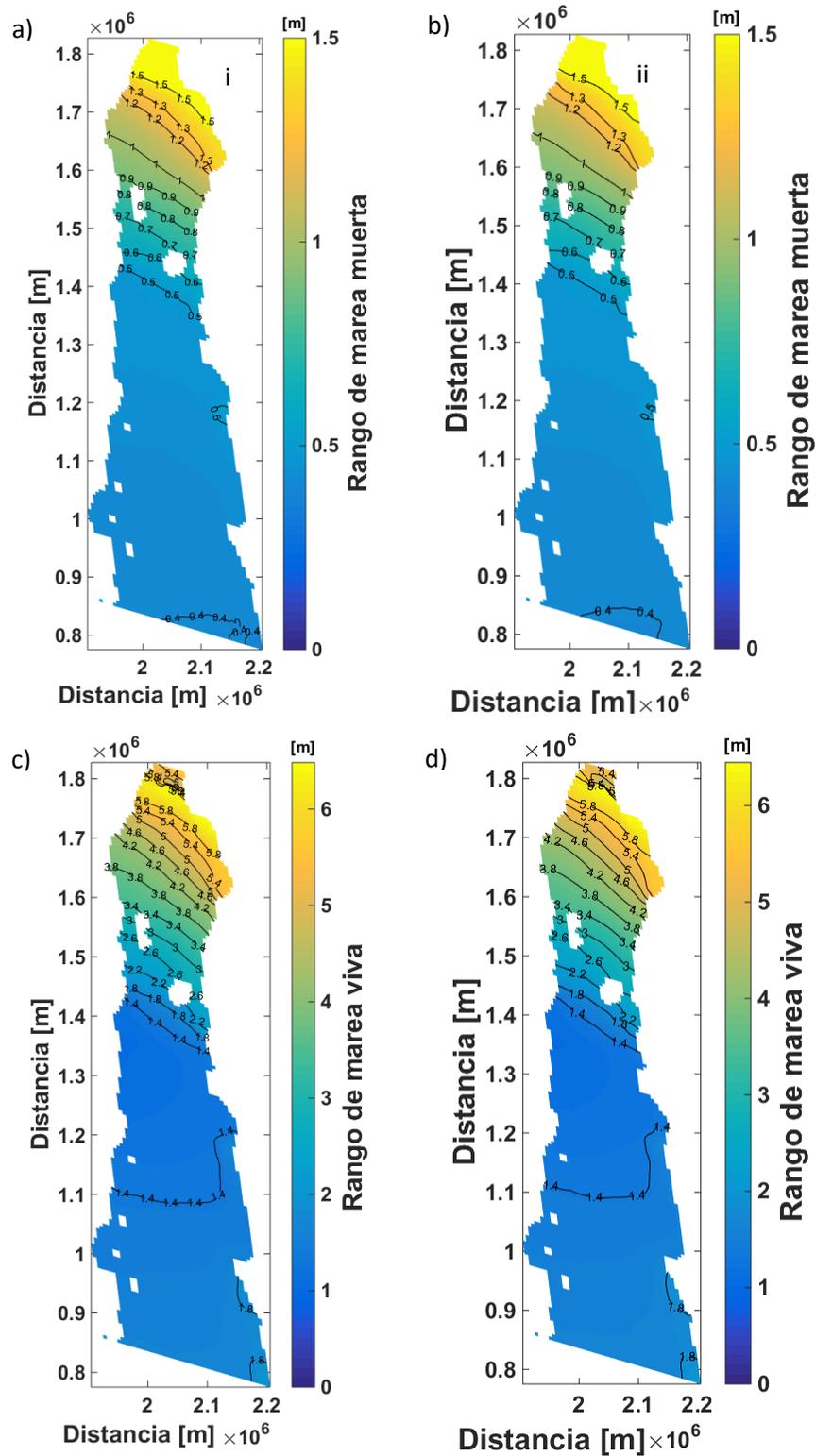
### 3.1.1.3. Rango de Marea

De acuerdo a las características mareales del área de estudio, se determinó la variación del nivel del mar durante marea viva y marea muerta, para tener una estimación de la variabilidad temporal del nivel en mareas vivas y en mareas muertas (rango máximo y rango mínimo) a lo largo del Golfo para las salidas de los modelos en 2D y en 3D. Para el periodo de marea muerta (Figura 9a y Figura 9b), a partir del 1 al 9 de enero de 2016 y del 17 al 23 de enero de 2016, se registró un gradiente de la boca hacia el Alto GdC, con valores mínimos de 0.4 m en la boca y de 1.5 m en la cabeza del GdC, en la zona de las Islas los valores se

encuentran entre 0.6 y <1 m. El comportamiento gradual del rango de marea varió espacialmente a partir de la zona sur de Islas hacia el Alto Golfo, ya que de la boca del Golfo hacia el sur de las Islas el rango no varió significativamente.

Con respecto al periodo de marea viva (10 al 16 de enero de 2016 y del 24 al 31 de enero del 2016, Figuras 9c y 9d), se observan valores en la boca de 1.8 m cerca del continente, entre Bahía Altata e Isla San Ignacio, a diferencia de los valores mínimos, que se encuentran a partir de Isla Coronado e Isla Lobos (1.4 m), incrementado hacia el norte del GdC (5.8 m), destacando que en la zona de las Islas los valores se encuentran entre 1.4 m y 3.4 m de sur a norte (Figuras 9c y 9d). De igual forma que en los mapas de marea muerta, la principal variación del rango de marea viva se observa a partir de la zona de las Islas hacia el Alto GdC, mientras que al sur de las Islas hacia la entrada del Golfo el rango de marea se mantiene casi constante.

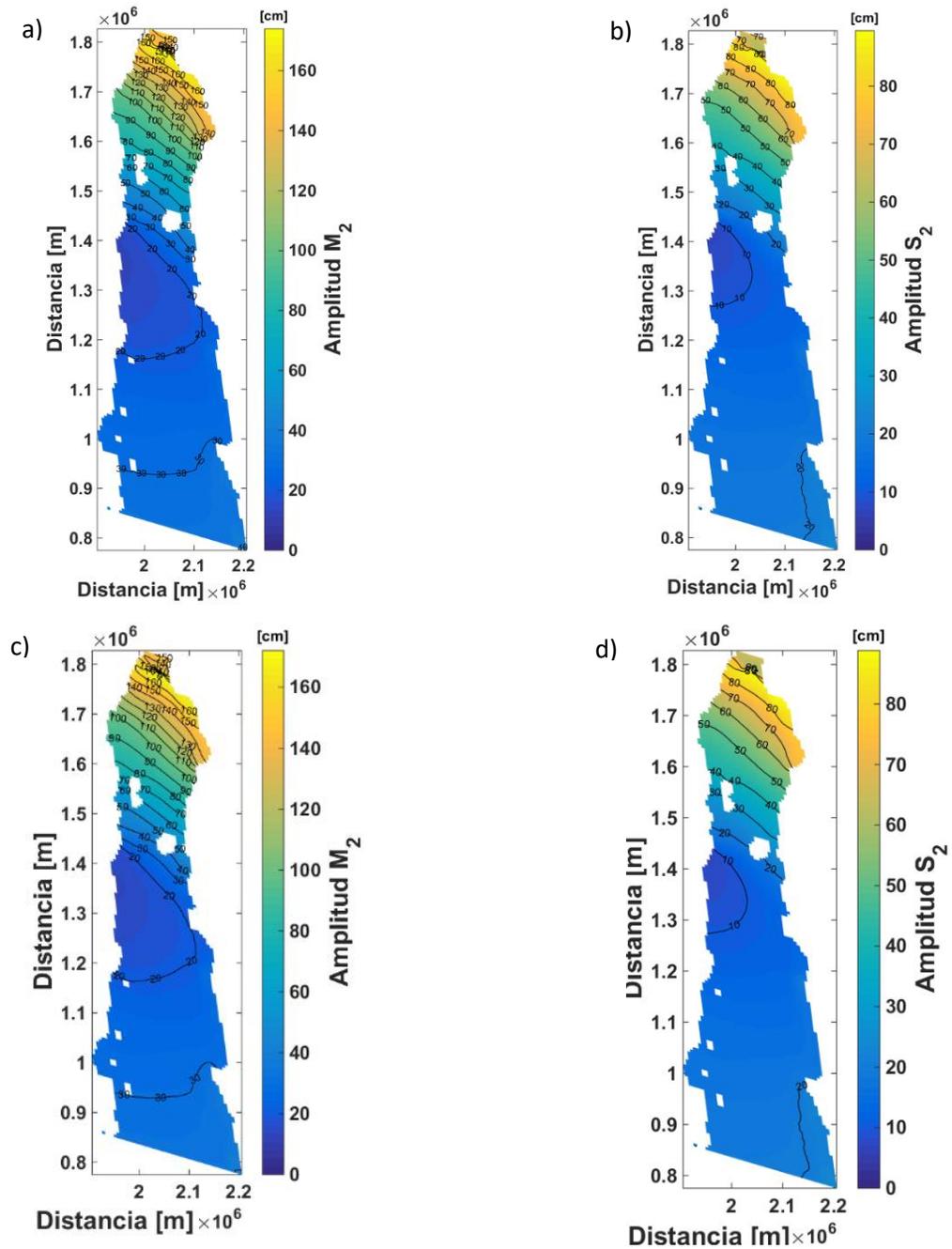
Además, se obtuvo un comportamiento similar en ambos modelos (Figura 9) al reportado por Lavín y Marinone (2003) a lo largo de todo el GdC, donde se aprecia que la amplitud incrementa hacia el Alto Golfo (Figuras 9 y 8b) que se debe principalmente a que la longitud del GdC es casi la mitad de la longitud de onda de las componentes semidiurnas por lo que la amplitud entra en resonancia y sumado con una batimetría somera, por continuidad incrementa la amplitud así mismo para conservar la energía (Argote et al., 1995; Marinone y Lavín, 1997). En ambos casos, es importante resaltar que los resultados durante la marea viva, tanto para las salidas de los modelos como el reportado por Marinone y Lavín, 1997, son similares, con un valor de 1.8 m en la boca y e incrementa en el Alto Golfo con un máximo de 6.0. Sin embargo, para marea muerta el comportamiento de la amplitud es similar al comportamiento durante marea viva, con la única diferencia que el rango en marea muerta alcanza un máximo de 1.5 m en el Alto Golfo tanto para las salidas de los diferentes modelos como lo reportado por Lavín y Marinone (2003, Figuras 9 y 8).



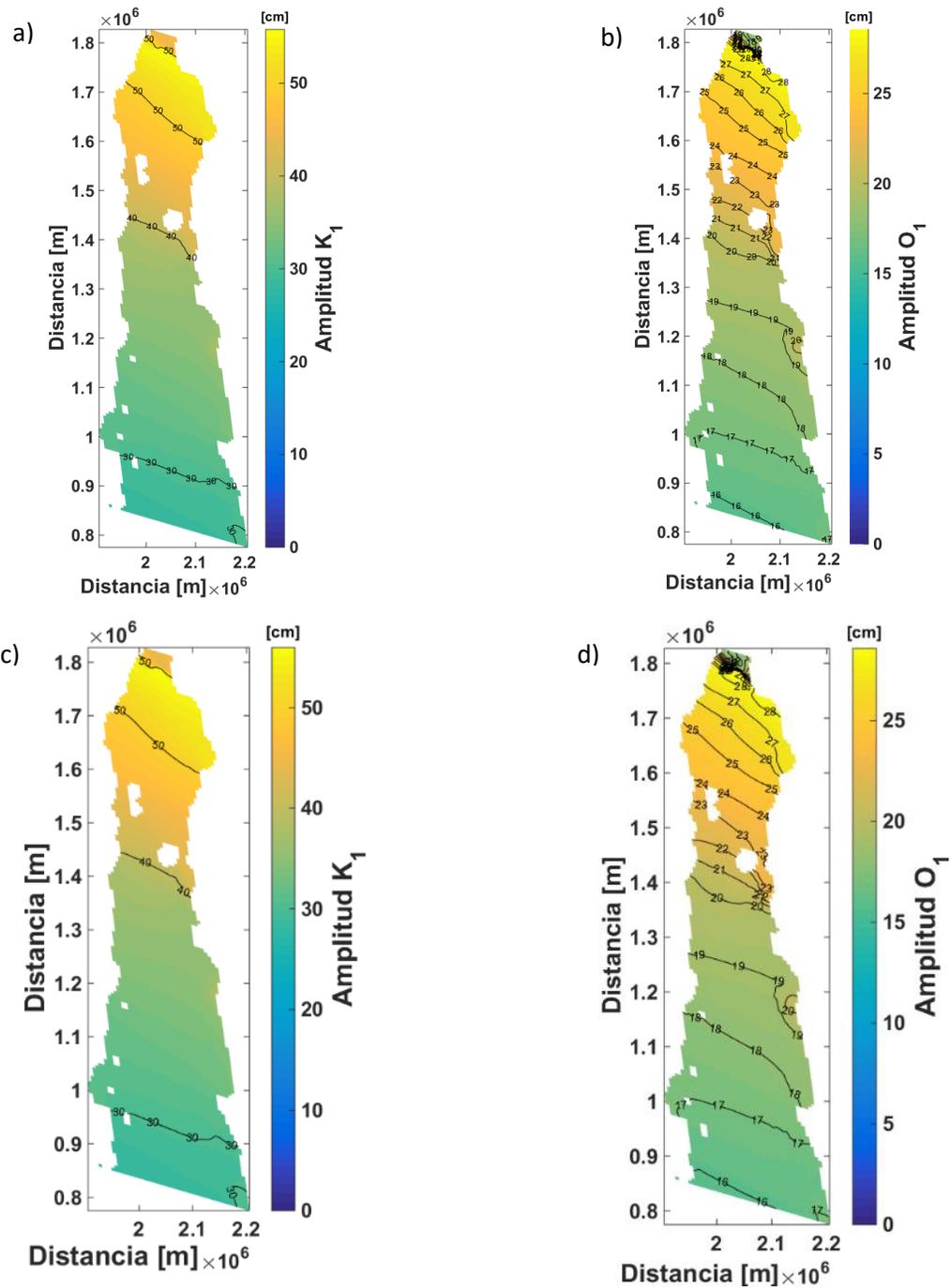
**Figura 9.** Rango de marea para: Marea muerta en a) 2D y b) 3D, y Marea viva en c) 2D y d) 3D a lo largo del GdC, donde la barra de colores representa la amplitud del rango de marea y las líneas representan el comportamiento espacial del mismo.

### 3.1.1.4. Análisis armónico

A partir de los datos del nivel de mar de los modelos 2D y 3D se obtuvieron las componentes armónicas de la marea ( $M_2$ ,  $S_2$ ,  $O_1$ ,  $K_1$ ) espacialmente en todos los nodos de la malla numérica. Los resultados se muestran en los mapas cotidales de amplitud en las Figuras 10 y 11.



**Figura 10.** Amplitud de las componentes principales semi-diurnas  $M_2$  y  $S_2$  a lo largo del GdC, donde los diferentes incisos representan las componentes: a)  $M_2$  en 2D, b)  $S_2$  en 2D, c)  $M_2$  en 3D y d)  $S_2$  en 3D, donde las líneas nos indican la variación espacial de la amplitud de la componente.

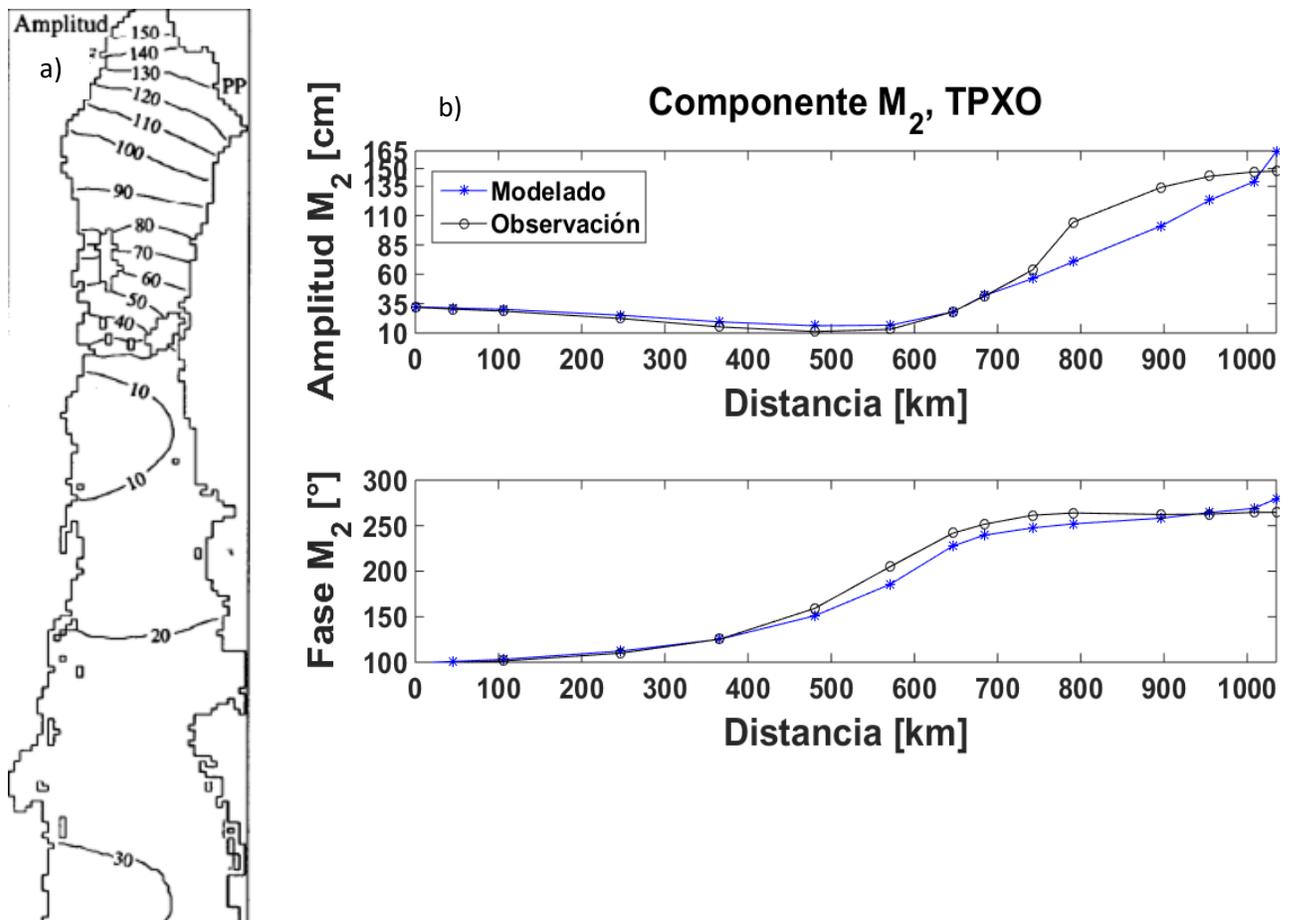


**Figura 11.** Mapas de amplitud de las componentes diurnas principales  $K_1$  y  $O_1$  en el Golfo de California, donde los diferentes incisos representan las componentes en: a) y b) las salidas del modelo 2D y c) y d) las salidas del modelo 3D, donde las líneas nos indican la variación espacial de la amplitud de la componente.

Los resultados de la componente  $M_2$  que se muestran en las Figuras 10a y 10c son comparables adecuadamente con los resultados correspondientes de García Silva y Marinone (1997, Figura 12a), y con los resultados del análisis armónico de los datos de TPXO a lo largo del GdC (Figuras 12b y 12c).

Para el caso de la componente  $M_2$  (Tabla 4), se obtuvo un valor cerca de la boca igual a 30 cm y disminuye a 20 cm justo en Isla Carmen al oeste del GdC y al este de Bahía Tobarí. También se observa un mínimo de 10 cm cerca de Santa Rosalía y Bahía San Carlos que aumenta gradualmente hasta el Alto Golfo alcanzando 150 cm. Este comportamiento fue similar a lo obtenido por los datos de TPXO y por García Silva y Marinone (1997, Figura 12a). Se tiene además un E.R. $AM_2$  mínimo de 0% al sur de las Islas y un E.R. $AM_2$  máximo de 43% en el centro del Golfo (P6 o 480 km) en ambos modelos (Tabla 4).

Con respecto a la fase, el comportamiento fue similar en ambos modelos con los datos obtenidos de TOPEX (Tabla 4 y Figura 12b), con un mínimo de  $100^\circ$  con respecto al meridiano de Greenwich y un máximo de  $300^\circ$ , es decir existe un gradiente latitudinal con valores mínimos en la boca y máximos en el Golfo sur. En este caso el E.R. $FM_2$  máximo fue de 10% en el límite de la zona centro y el comienzo de la zona norte del GdC, ya que a lo largo de todo el Golfo se mantuvo un E.R. $FM_2 < 6\%$  (Figura 12).



**Figura 12.** a) Amplitud de la componente  $M_2$  en el GdC (Figura tomada de García-Silva y Marinone, 1997) y b) Transecto comparativo con los datos de TPXO y los datos modelados de amplitud y fase de la componente  $M_2$ .

**Tabla 4.** Amplitud y Fase de la componente  $M_2$ , así como el Error Relativo calculado de los modelos 2D y 3D en el GdC.

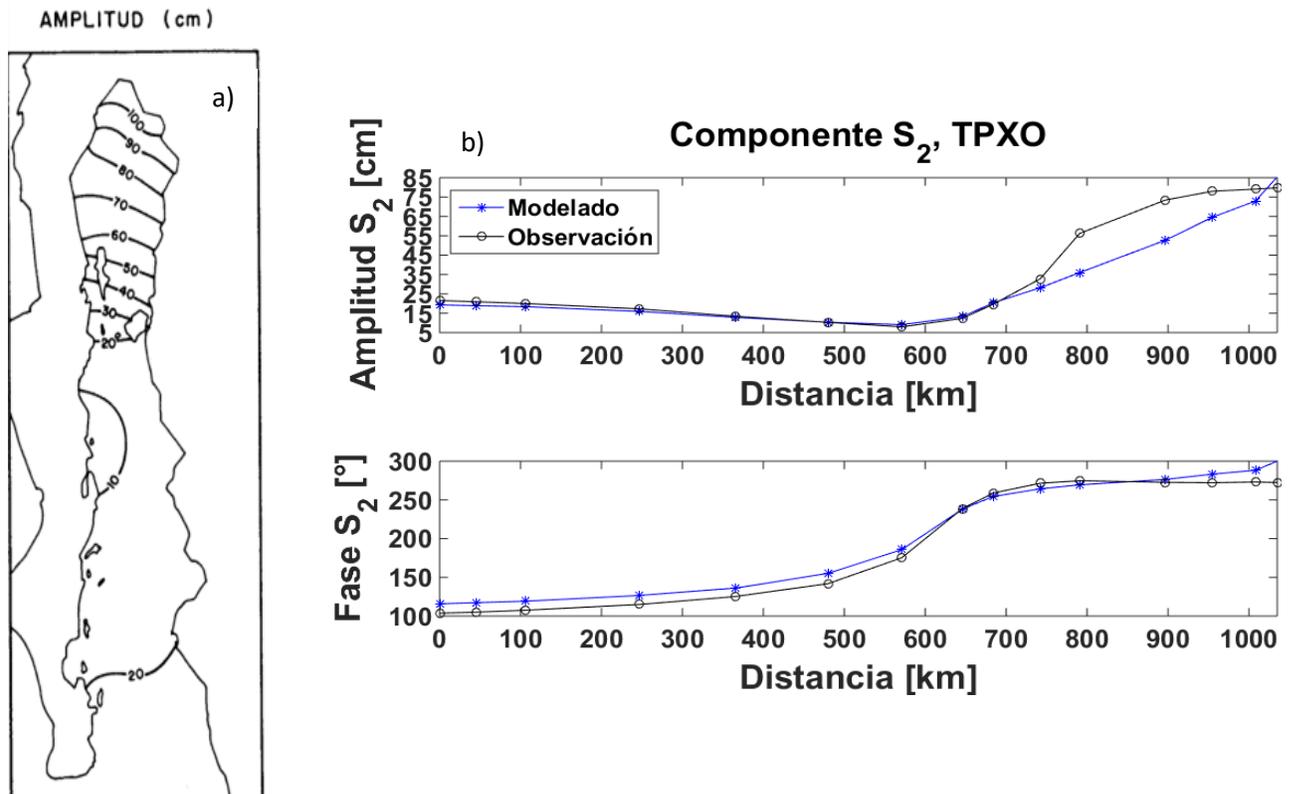
Distancia a partir de la boca del GdC (km)	AM <sub>2</sub> . Observada [m]		AM <sub>2</sub> . Modelo [m]		E.R.AM <sub>2</sub> [%]		FM <sub>2</sub> . Observada [°]		FM <sub>2</sub> . Modelo [°]		E.R.FM <sub>2</sub> [%]	
			2D	3D	2D	3D			2D	3D	2D	3D
0	31.87	32.42	32.42		1.7	1.7	98.36	99.22	99.22		0.8	0.9
45	30.43	31.31	31.32		2.9	2.9	99.53	100.87	100.90		1.4	1.4
106	28.62	30.21	30.23		5.6	5.6	101.41	103.17	103.23		1.7	1.8
247	22.36	25.14	25.21		12.5	12.7	110.00	112.27	112.43		2.1	2.2
366	15.23	19.52	19.64		28.2	28.9	125.35	125.28	125.55		0.1	0.2
480	11.28	16.17	16.37		43.4	45.2	159.09	150.99	151.09		5.1	5.0
571	13.11	16.68	16.91		27.3	29.0	205.10	185.66	185.27		9.5	9.7
646	28.07	28.05	28.18		0.1	0.4	241.74	227.63	227.10		5.8	6.1
684	41.36	41.89	42.00		1.3	1.5	251.59	239.56	239.19		4.8	4.9
742	63.68	56.30	56.39		11.6	11.4	261.46	247.61	247.31		5.3	5.4
791	104.41	70.76	70.87		32.2	32.1	264.00	252.05	251.79		4.5	4.6
897	134.11	101.29	101.41		24.5	24.4	262.33	258.29	258.07		1.5	1.6
955	143.46	123.16	123.27		14.1	14.1	262.83	264.49	264.19		0.6	0.5
1008	147.21	138.80	138.70		5.7	5.8	264.60	269.01	268.71		1.7	1.5
1035	147.80	164.46	163.37		11.3	10.5	264.68	279.63	279.27		5.7	5.5

Los resultados de la componente  $S_2$  que se muestran en las Figura 10b y 10d, son comparables a los resultados reportados por Morales y Gutiérrez (1989, Figura 13a), y a los resultados de TPXO a lo largo del GdC (Figuras 13b y 13c).

La amplitud de la componente  $S_2$  a lo largo del GdC tuvo un incremento gradual de la zona de las Islas hacia el Alto Golfo, alcanzando amplitudes de 80 cm en esta zona. Mientras que la fase presenta un gradiente espacial, con menores valores en la boca y máximos en el Alto Golfo (120° y 300°, respectivamente). Se obtuvo un E.R.AS<sub>2</sub> (Tabla 5) mínimo en la zona centro (km 480) y un error máximo (36%) en el límite entre las Islas y el Alto Golfo tanto para las salidas 2D como en las del modelo 3D, mientras que para la fase el error mínimo (0%) se presentó en el límite de la zona centro del Golfo y el sur de las Islas y el E.R.FS<sub>2</sub> máximo fue del 12% en la boca (Figura 13).

**Tabla 5.** Características de la amplitud y Fase de la componente  $S_2$ , así como el Error Relativo calculado de los modelos 2D y 3D, de los datos observacionales y modelados a lo largo del Golfo.

<i>Distancia a partir de la boca del GdC (km)</i>	<b>AS<sub>2</sub>. Observada [m]</b>	<b>AS<sub>2</sub>. Modelo [m]</b>		<b>E.R.AS<sub>2</sub> [%]</b>		<b>FS<sub>2</sub>. Observada [°]</b>	<b>FS<sub>2</sub>. Modelo [°]</b>		<b>E.R.FS<sub>2</sub> [%]</b>	
		<b>2D</b>	<b>3D</b>	<b>2D</b>	<b>3D</b>		<b>2D</b>	<b>3D</b>	<b>2D</b>	<b>3D</b>
0	21.57	19.34	19.34	10.4	10.3	103.68	115.85	115.86	11.7	11.7
45	20.94	18.90	18.91	9.7	9.7	104.97	117.35	117.38	11.8	11.8
106	20.04	18.41	18.42	8.2	8.1	107.43	119.23	119.27	10.9	11.0
247	17.24	15.92	15.95	7.7	7.5	115.03	126.55	126.66	10.0	10.1
366	13.40	12.85	12.92	4.1	3.6	125.24	136.17	136.34	8.7	8.9
480	10.31	10.38	10.48	0.6	1.6	141.89	155.10	155.17	9.3	9.4
571	7.97	9.13	9.24	14.5	15.9	175.23	185.79	185.46	6.0	5.8
646	12.35	13.22	13.25	6.9	7.3	238.76	238.08	237.51	0.3	0.5
684	19.63	20.39	20.40	3.9	3.9	258.79	254.40	254.06	1.7	1.8
742	32.75	28.13	28.12	14.1	14.1	271.48	264.21	263.98	2.7	2.7
791	56.26	36.01	36.01	35.9	36.0	274.83	269.44	269.26	1.9	2.0
897	73.49	52.74	52.74	28.2	28.2	272.68	276.53	276.37	1.4	1.4
955	78.00	64.61	64.59	17.2	17.2	272.24	283.24	282.98	4.0	3.9
1008	79.11	72.92	72.76	7.8	8.0	273.11	288.20	287.94	5.5	5.4
1035	79.75	85.42	84.72	7.1	6.2	272.50	300.06	299.75	10.1	10.0



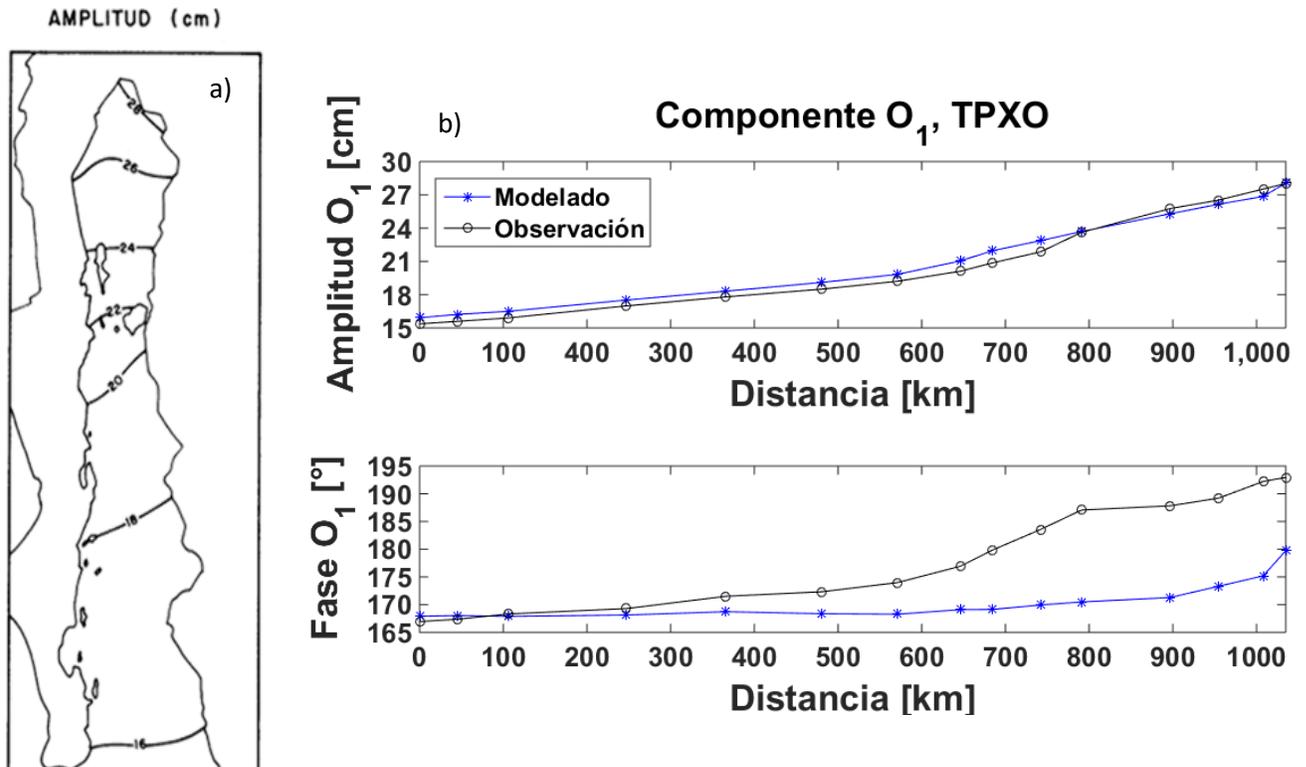
**Figura 13.** a) Amplitud espacial de la componente  $S_2$  (Figura tomada de Morales y Gutiérrez, 1989) y b) Transecto comparativo con los datos de TPXO y los datos modelados de amplitud y fase de la componente  $S_2$ .

Los resultados de la componente  $O_1$  que se muestran en las Figuras 11b y 11d, son comparables a lo reportado por Morales y Gutiérrez (1989, Figura 14a), y a los obtenidos a partir de TPXO a lo largo del GdC (Figuras 14b y 14c).

La componente  $O_1$  mostró un comportamiento bien definido (Tabla 6) en ambos modelos (2D y 3D), los cuales presentaron una amplitud mínima en la boca del Golfo ( $\sim 16$  cm) y  $\sim 28$  cm en el Alto Golfo (Figura 14b), con un incremento gradual de 1 cm. Esto corresponde a lo reportado por Morales y Gutiérrez (1989, Figura 14a), además es comparable con los de datos de TPXO (Tabla 6, Figura 14b), donde se obtuvo un E.R.AO<sub>1</sub> de 5% en la región de las Islas (km 646, km 684, km 74) y ningún error al norte de las Islas y en el Alto Golfo (km 791 y km 1035). Por otro lado, los lugares en donde no hubo error para la fase fue en la zona centro cerca de la boca (km 45 y km 106), en comparación con el E.R.FO<sub>1</sub> máximo de 9% en el Golfo norte y en el Alto Golfo (km 791, km 897 y km 1008). La fase mostró un comportamiento particular, con un valor mínimo de 190° y máximos de 210° y las líneas de fase estuvieron orientadas a lo largo del eje del GdC (Figura 14b).

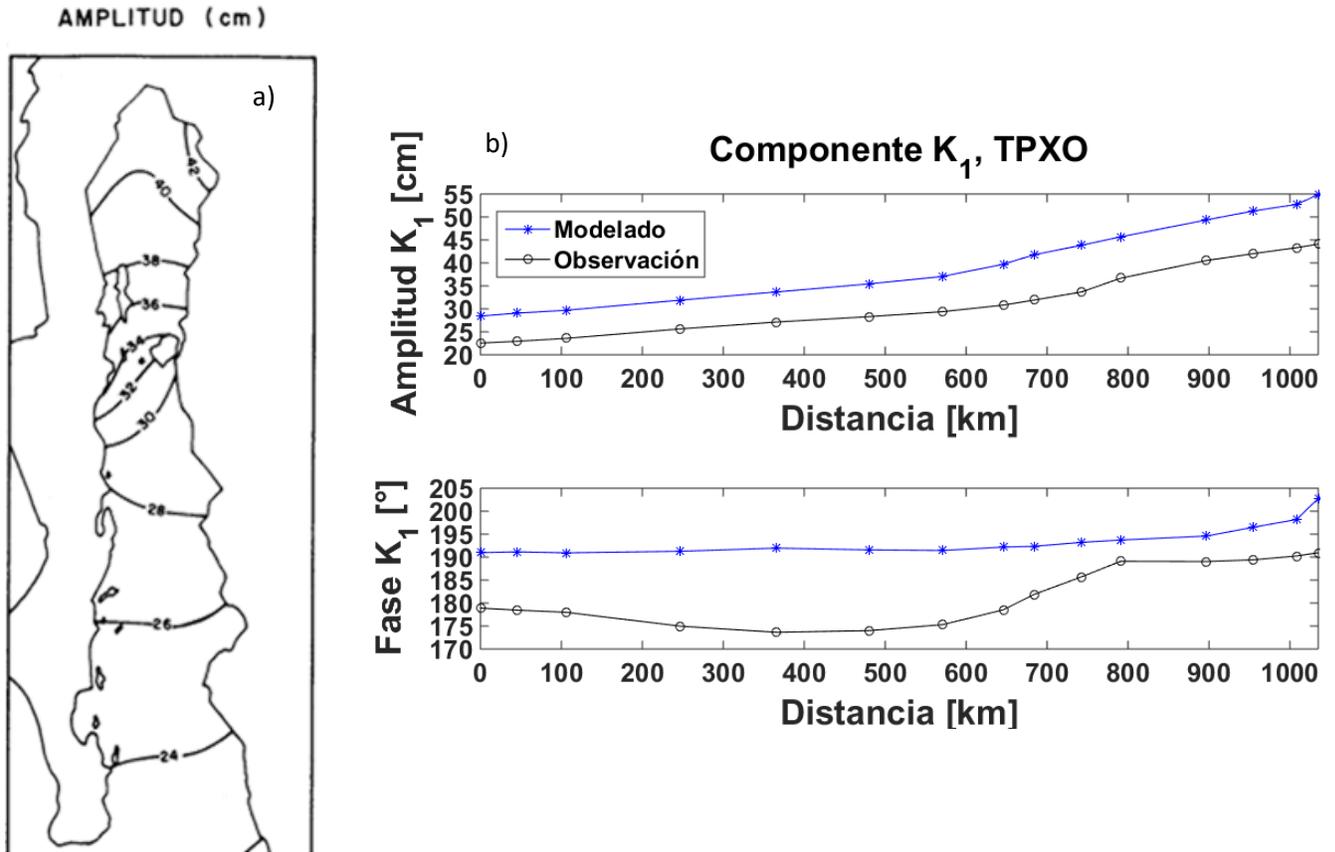
**Tabla 6.** Análisis del comportamiento espacial de la componente O<sub>1</sub> para los datos modelados y observados a lo largo del GdC de los modelos 2D Y 3D.

<i>Distancia a partir de la boca del GdC (km)</i>	AO <sub>1</sub> . Observada [m]	AO <sub>1</sub> . Modelo [m]		E.R.AO <sub>1</sub> [%]		FO <sub>1</sub> . Observada [°]	FO <sub>1</sub> . Modelo [°]		E.R.FO <sub>1</sub> [%]	
		2D	3D	2D	3D		2D	3D	2D	3D
0	15.37	15.92	15.92	3.6	3.6	166.95	167.90	167.90	0.6	0.6
45	15.60	16.22	16.22	4.0	4.0	167.36	168.04	168.05	0.4	0.4
106	15.90	16.50	16.50	3.8	3.8	168.33	167.88	167.88	0.3	0.3
247	16.99	17.51	17.52	3.1	3.1	169.29	168.14	168.13	0.7	0.7
366	17.80	18.31	18.32	2.9	2.9	171.51	168.72	168.72	1.6	1.6
480	18.50	19.10	19.11	3.3	3.3	172.32	168.37	168.36	2.3	2.3
571	19.21	19.83	19.84	3.2	3.3	173.98	168.28	168.26	3.3	3.3
646	20.11	21.04	21.06	4.6	4.7	176.92	169.09	169.06	4.4	4.4
684	20.86	21.95	22.00	5.3	5.5	179.81	169.13	169.03	5.9	6.0
742	21.86	22.87	22.92	4.6	4.9	183.56	169.94	169.83	7.4	7.5
791	23.62	23.69	23.75	0.3	0.6	187.07	170.48	170.33	8.9	8.9
897	25.76	25.29	25.37	1.8	1.5	187.82	171.29	171.07	8.8	8.9
955	26.53	26.16	26.27	1.4	0.9	189.22	173.33	173.08	8.4	8.5
1008	27.52	26.86	26.97	2.4	2.0	192.22	175.19	174.97	8.9	8.9
1035	28.02	28.06	28.02	0.2	0.6	192.94	179.72	179.56	6.9	6.9



**Figura 14.** a) Comportamiento de la amplitud de la componente  $O_1$  en el Golfo de California (Figura tomada de Morales y Gutiérrez, 1989) y b) Transecto comparativo con los datos de TPXO y los datos modelados de amplitud y fase de la componente  $O_1$ .

Los resultados de la componente  $K_1$  que se muestran en las Figuras 11a y 11c, son comparables a los reportados por Morales y Gutiérrez, (1989, Figura 15a), y a los obtenidos a partir de TPXO a lo largo del GdC (Figuras 15b y 15c). Se obtuvo una amplitud máxima de 50 cm en el Alto Golfo y una amplitud mínima de 30 cm en la entrada del GdC. Presentó un E.R. $AK_1$  de 22% (Tabla 7) en el Golfo norte (km 897, km 955, km 1008) y un 31% en la zona de las Islas (km 684). Se observó que las líneas de fase también están orientadas sobre el eje del GdC con un mínimo de  $190^\circ$  y un máximo de  $200^\circ$  en el Alto Golfo. En este caso el E.R. $FK_1$  fue de 11% para la zona centro (km 366) y de un 2% al norte de las Islas (km 791, Figura 15).



**Figura 15.** a) Amplitud de la componente K1 en el Golfo de California (Figura tomada de Morales y Gutiérrez, 1989) y b) Transecto comparativo con los datos de TPXO y los datos modelados de amplitud y fase de la componente K1.

**Tabla 7.** Comparación de la Fase y Amplitud de la componente  $k_1$  observada y modelada a lo largo del GdC, para los modelos 2D y 3D.

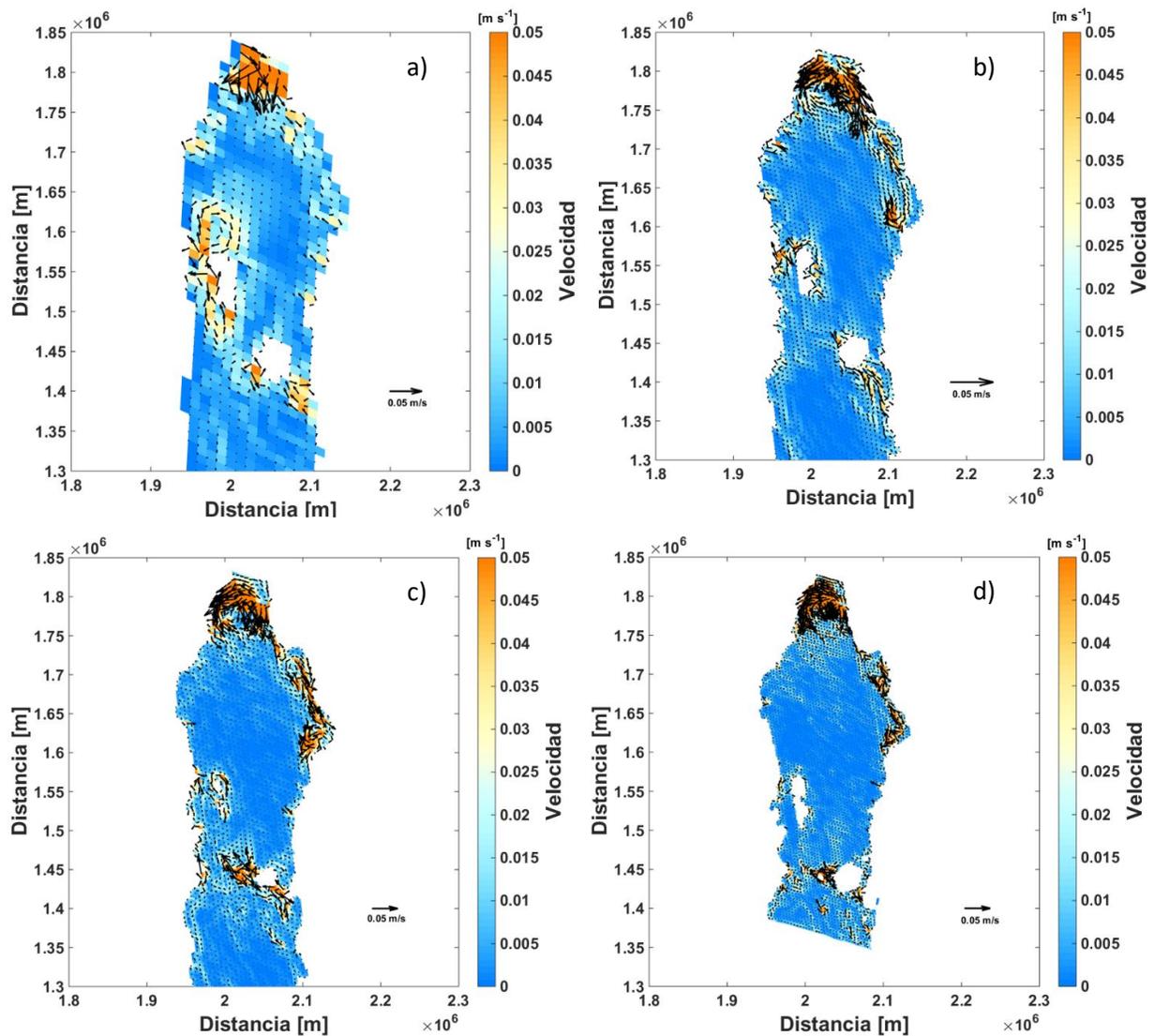
<i>Distancia</i>	$AK_1$ .Obs	$AK_1$ . Modelo [m]		E.R. $AO_1$ [%]		$FK_1$ . Obs	$FK_1$ . Modelo [°]		E.R. $FK_1$ [%]	
	[m]	2D	3D	2D	3D	[°]	2D	3D	2D	3D
0	22.55	28.42	28.42	26.0	26.0	178.90	190.97	190.97	6.8	6.8
45	22.93	29.07	29.07	26.8	26.8	178.46	191.15	191.15	7.1	7.1
106	23.57	29.70	29.70	25.9	25.9	177.99	190.93	190.93	7.3	7.3
247	25.64	31.90	31.91	24.4	24.5	174.98	191.28	191.28	9.3	9.3
366	27.14	33.68	33.70	24.1	24.2	173.63	191.96	191.97	10.6	10.6
480	28.30	35.43	35.45	25.2	25.3	174.01	191.58	191.59	10.1	10.1
571	29.40	37.06	37.08	26.1	26.1	175.31	191.45	191.47	9.2	9.2
646	30.81	39.72	39.78	28.9	29.1	178.52	192.18	192.20	7.7	7.7
684	31.93	41.78	41.88	30.9	31.2	181.88	192.35	192.35	5.8	5.8
742	33.65	43.82	43.95	30.2	30.6	185.67	193.21	193.20	4.1	4.1
791	36.68	45.67	45.82	24.5	24.9	189.10	193.72	193.71	2.5	2.4
897	40.52	49.36	49.56	21.8	22.3	189.04	194.58	194.54	2.9	2.9
955	42.02	51.32	51.56	22.1	22.7	189.42	196.51	196.44	3.7	3.7
1008	43.30	52.72	52.97	21.8	22.3	190.24	198.18	198.14	4.2	4.2
1035	44.10	54.87	55.10	24.4	24.9	190.95	202.75	202.77	6.2	6.2

## 3.2. Hidrodinámica del GdC en 2D y 3D

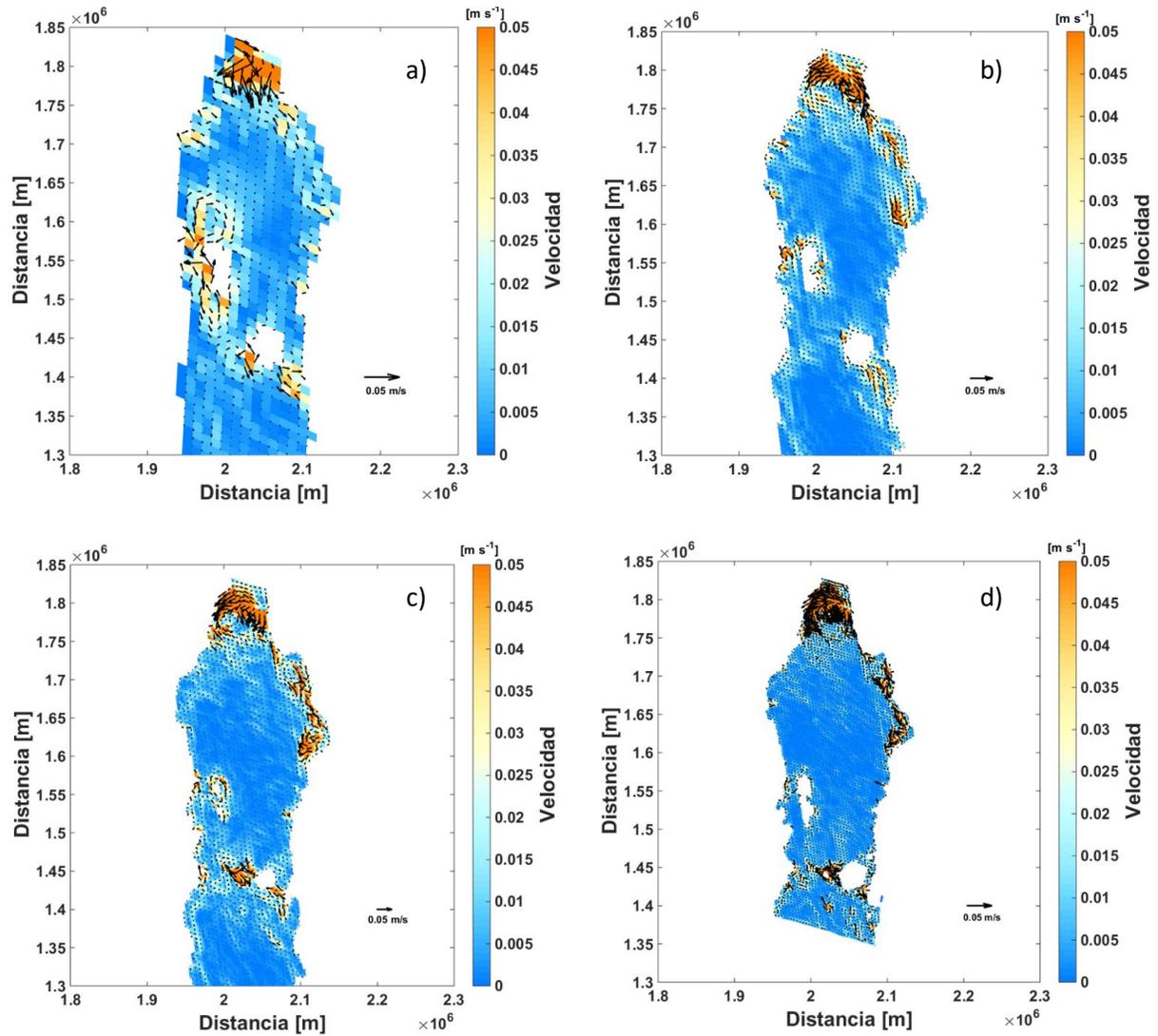
### 3.2.1. Corrientes residuales inducidas sólo por la marea en los modelos 2D y 3D

Se obtuvieron corrientes residuales con el forzamiento de marea con una intensidad de  $0.015 \pm 0.022 \text{ m s}^{-1}$  (Promedio  $\pm$  desviación estándar) para el dominio de 12 km (Figura 16a), que fue similar a lo obtenido para los tres dominios restantes ( $0.013 \pm 0.020 \text{ m s}^{-1}$ ,  $0.014 \pm 0.023 \text{ m s}^{-1}$ ,  $0.011 \pm 0.023 \text{ m s}^{-1}$ , respectivamente, Figura 16). Los resultados de las salidas del modelo 3D (Figura 11) fueron comparativos con las salidas del modelo 2D (Tabla 9). La velocidad máxima de la corriente residual para el dominio de 12 km en 2D y 3D fue de aproximadamente  $0.13 \text{ m s}^{-1}$ . Estos máximos se presentaron cerca de Puerto Libertad en Sonora hasta Puertecitos en Baja California, alrededor de Isla Ángel de la Guarda e Isla Tiburón, en los Umbrales y en el Canal de Ballenas (Figuras 16 y 17). Para los diferentes dominios las velocidades residuales máximas fueron aproximadamente  $0.17 \text{ m s}^{-1}$  de acuerdo a los resultados del modelo 2D y 3D (Tabla 9).

Una de las características principales que se obtuvieron de las salidas de los modelos es la presencia de giros ciclónicos y anticiclónicos en la región de las Islas, cerca de Isla Montague y de las costas continental y peninsular. Los giros se localizan en las zonas donde las velocidades fueron máximas (Figuras 16 y 17). De acuerdo a los resultados de las salidas de los modelos, el forzamiento de marea induce un giro anticiclónico al norte de Isla Ángel de la Guarda para el dominio de 12 km, un giro ciclónico cerca de Isla Montague que se muestra para todos los dominios. Sin embargo, en los dominios de 6 km, 3 km y 1 km se pudieron observar giros al sur de Isla Tiburón, en las costas de Puerto Peñasco y al sur de Isla Ángel de la Guarda (Figuras 16 y 17).



**Figura 16.** Velocidad residual con el forzamiento sólo de la marea para: a) 12 km, b) 6 km, c) 3 km y d) 1 km en la zona norte del GdC del modelo de 2D, donde la barra de colores nos indica la magnitud de la velocidad.



**Figura 17.** Velocidad residual con forzamiento sólo de la marea para: a) 12 km, b) 6 km, c) 3 km y d) 1 km en la zona norte del GdC de las salidas del modelo 3D, donde la barra de colores nos indica la magnitud de la velocidad.

### 3.2.2. Corrientes inducidas por el viento

#### 3.2.2.1. Características del campo de viento

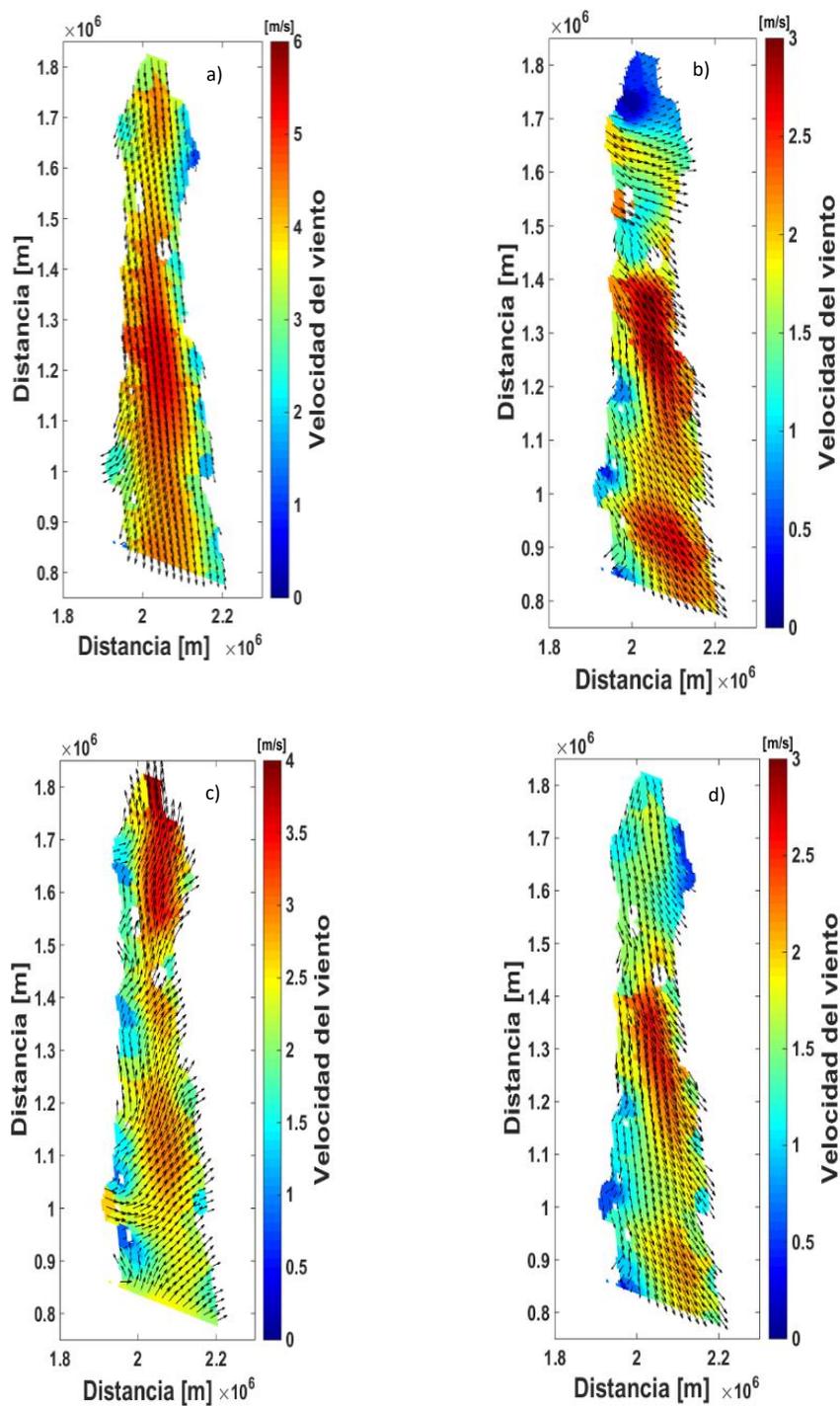
Se analizó el viento espacialmente a lo largo de todo el GdC con una interpolación del viento a la costa usando dos casos; a) Viento interpolado usando el método de vecino más cercano y b) Viento interpolado cero en la costa (viento nulo). Al analizar los resultados con el viento cero, se observó una subestimación de las velocidades de corrientes residuales en la costa en comparación con la estimación de las mismas

obtenidas con el modelo forzado por viento interpolado usando el método de vecinos más cercanos, por lo tanto, no se mostrará ningún resultado con viento cero.

Las climatologías del viento para las cuatro estaciones del año (invierno, primavera, verano, otoño) se ilustran en la Figura 18. Se eligieron los dos patrones con mayor relevancia, uno de ellos fue la estación de invierno (Figura 18b) y la estación de verano (Figura 18g), que es cuando el patrón de vientos cambia de dirección. Se observa que en verano los vientos máximos ocurren en el Alto Golfo con velocidades de alrededor de  $3.0\text{-}3.7\text{ m s}^{-1}$  en la estación estival, y de  $4.5\text{-}5.4\text{ m s}^{-1}$  en la estación invernal, en ambos casos en la parte central del Alto Golfo. Durante el invierno la intensidad del viento promedio es  $3.8 \pm 0.9\text{ m s}^{-1}$  proveniente del norte, en comparación con la intensidad promedio de verano que fue de  $2.4 \pm 0.6\text{ m s}^{-1}$  donde los vientos provienen del suroeste. Las velocidades mínimas durante el invierno se presentaron a lo largo de la costa este del GdC, mientras que en la época del verano las velocidades mínimas se presentaron a lo largo de la costa oeste de la región (Tabla 8).

**Tabla 8.** Características de la velocidad del viento en las diferentes estaciones del año, en diferentes zonas del GdC. Se presentan resultados del promedio  $\pm$  desviación estándar, valor mínimo y valor máximo.

ESTACIÓN		PROMEDIO [m s <sup>-1</sup> ]	MÍNIMO [m s <sup>-1</sup> ]	MÁXIMO [m s <sup>-1</sup> ]
<b>Invierno</b>	Golfo	$3.8 \pm 0.9$	1.1	5.4
	Sur	$4.0 \pm 0.9$	1.3	5.4
	Centro	$3.5 \pm 0.7$	1.1	4.8
	Norte	$3.3 \pm 0.8$	1.1	4.5
<b>Primavera</b>	Golfo	$1.8 \pm 0.6$	0.1	3.0
	Sur	$2.0 \pm 0.6$	0.4	3.0
	Centro	$1.6 \pm 0.3$	1.1	2.5
	Norte	$0.9 \pm 0.5$	0.1	2.0
<b>Verano</b>	Golfo	$2.4 \pm 0.6$	0.9	3.7
	Sur	$2.2 \pm 0.5$	0.9	3.0
	Centro	$2.5 \pm 0.6$	1.9	3.5
	Norte	$2.8 \pm 0.6$	1.4	3.7
<b>Otoño</b>	Golfo	$1.6 \pm 0.4$	0.3	2.6
	Sur	$1.7 \pm 0.4$	0.3	2.6
	Centro	$1.5 \pm 0.3$	0.5	2.4
	Norte	$1.2 \pm 0.3$	0.5	1.8

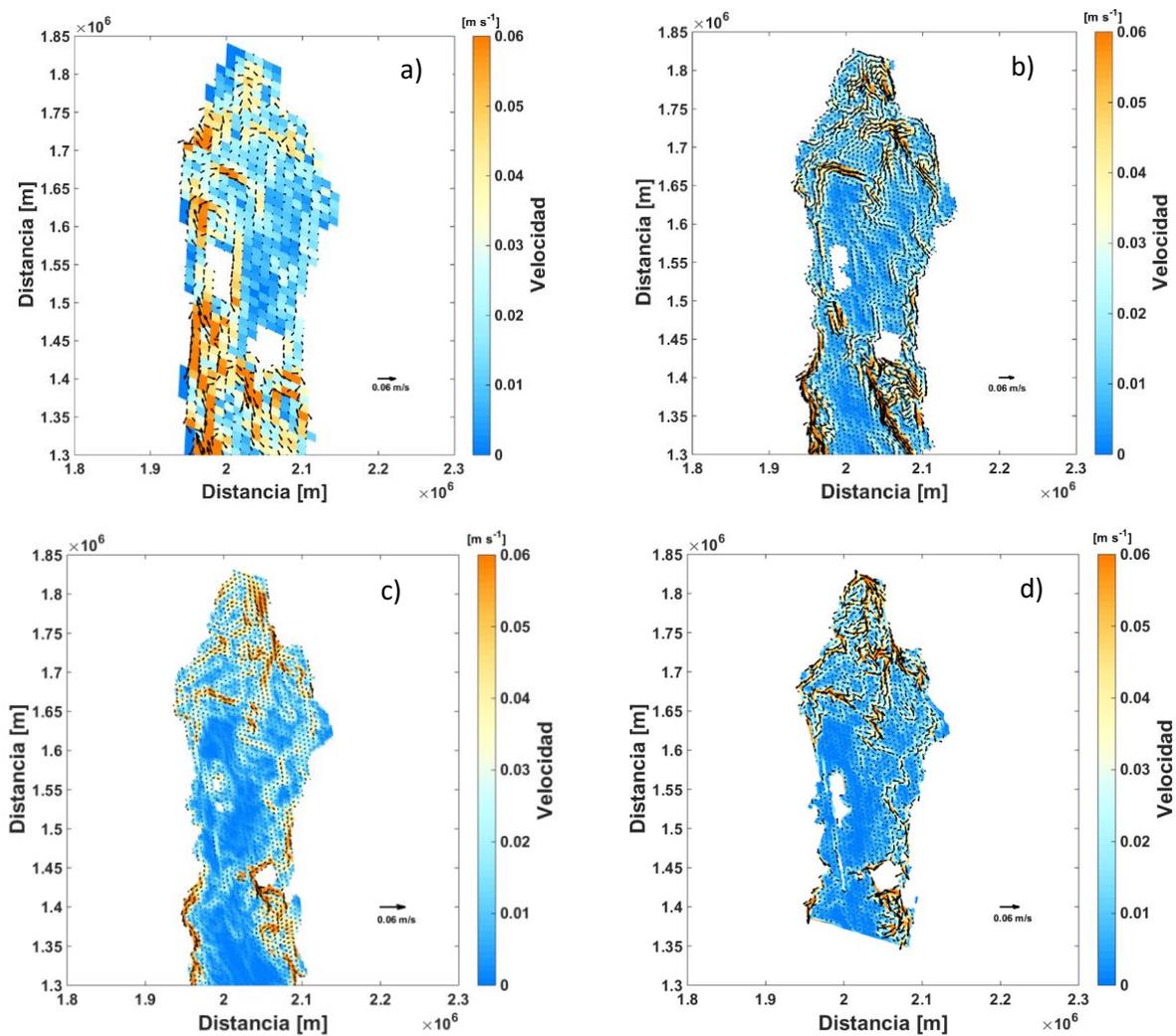


**Figura 18.** Velocidad del viento en las diferentes estaciones del año usando el método de “vecino más cercano” para los casos: a), b) c) y d). Las estaciones corresponden a invierno, primavera, verano y otoño, respectivamente. Estos datos se obtuvieron de: M Gross, arXiv preprint arXiv:1704.05922, A multi model surface wind climatology for the Gulf of California.

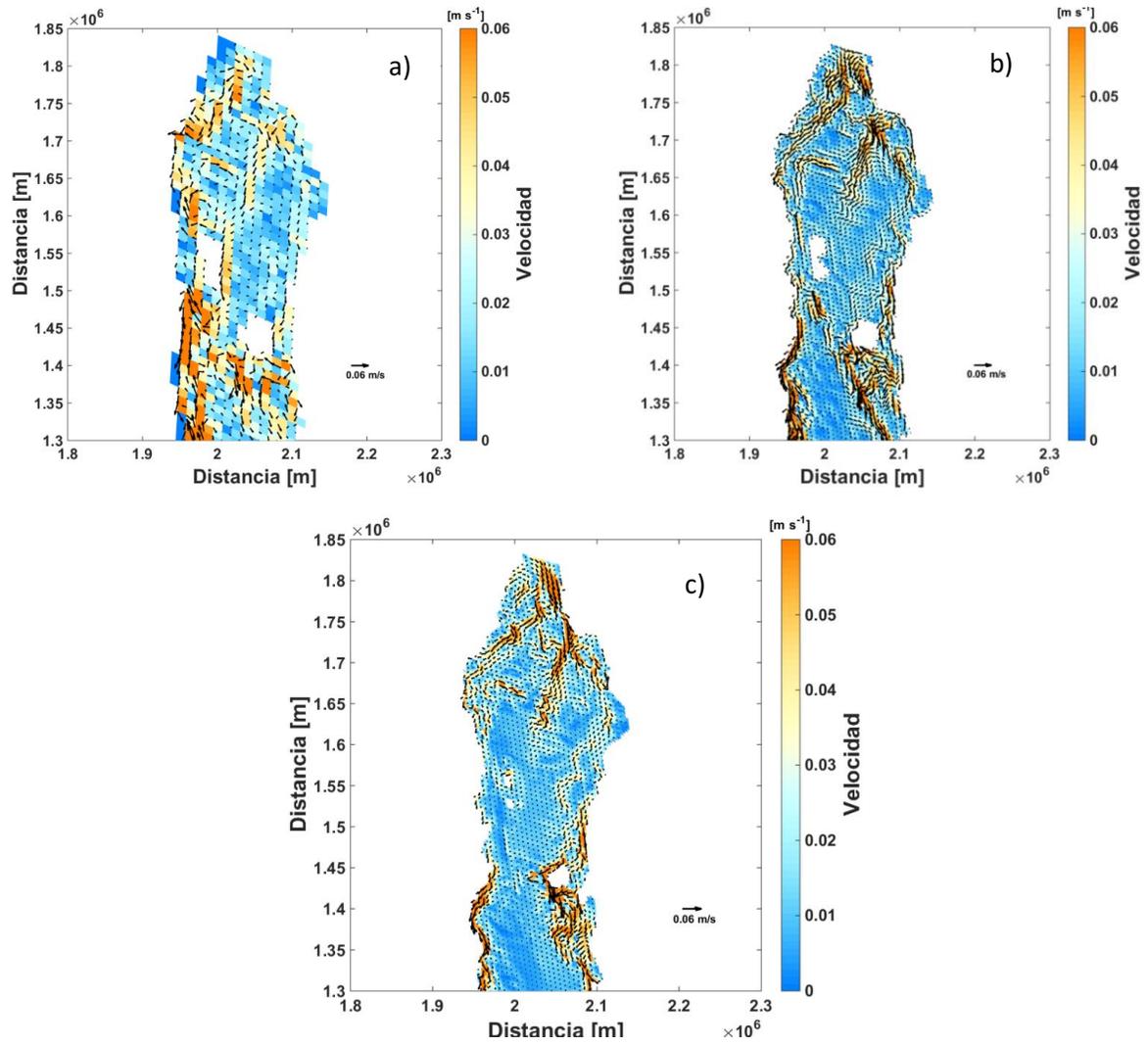
### 3.2.2.2. Campos de velocidad residual con el forzamiento sólo de climatología de viento invernal, sin marea

Para el caso con forzamiento con viento invernal se obtuvieron corrientes residuales en el norte de GdC con una intensidad de  $0.020 \pm 0.015 \text{ m s}^{-1}$  para la malla de 12 km para el modelo 2D (Figura 19a), mientras que para el modelo 3D se obtuvo una velocidad promedio de  $0.021 \pm 0.015 \text{ m s}^{-1}$  (Figura 20a), estas velocidades promedio fueron comparables con los otros dominios restantes para los modelos 2D y 3D (Tabla 9).

Se alcanzaron velocidades máximas para el dominio de 12 km en el modelo 2D y 3D de  $0.081 \text{ m s}^{-1}$  y  $0.080 \text{ m s}^{-1}$ , Tabla 9, estas velocidades máximas se presentaron alrededor de Isla Ángel de la Guarda, el canal de Ballenas y sus Umbrales, al este de Isla Tiburón y se extiende hasta Santa Rosalía en Baja California Sur (Figuras 19 y 20). Sin embargo, el dominio de 6 km presentó un máximo de  $0.078 \text{ m s}^{-1}$  para el modelo 2D, mientras que para el modelo 3D la velocidad máxima fue de  $0.086 \text{ m s}^{-1}$ , aunque los valores máximos se presentan en la misma zona que en el dominio de 12 km (Figuras 19 y 20). Este comportamiento también se observó en los dominios de 3 km y 1 km, donde se alcanzaron velocidades de hasta  $0.12 \text{ m s}^{-1}$  y  $0.17 \text{ m s}^{-1}$  similares a las registradas en el modelo 3D ( $0.12 \text{ m s}^{-1}$ , Tabla 9). En las zonas donde se presentó el máximo de la velocidad residual, se caracterizaron por presentar giros, como el giro anticiclónico al norte de Isla Ángel de la Guarda y el giro anticiclónico al suroeste de Isla Tiburón (Figuras 19 y 20).



**Figura 19.** Corrientes residuales bajo condiciones sólo de climatología de viento invernal en 2D sin marea para: a) 12 km, b) 6 km, c) 3 km y d) 1 km en el Alto Golfo, donde la barra de colores nos indica la magnitud de la velocidad.

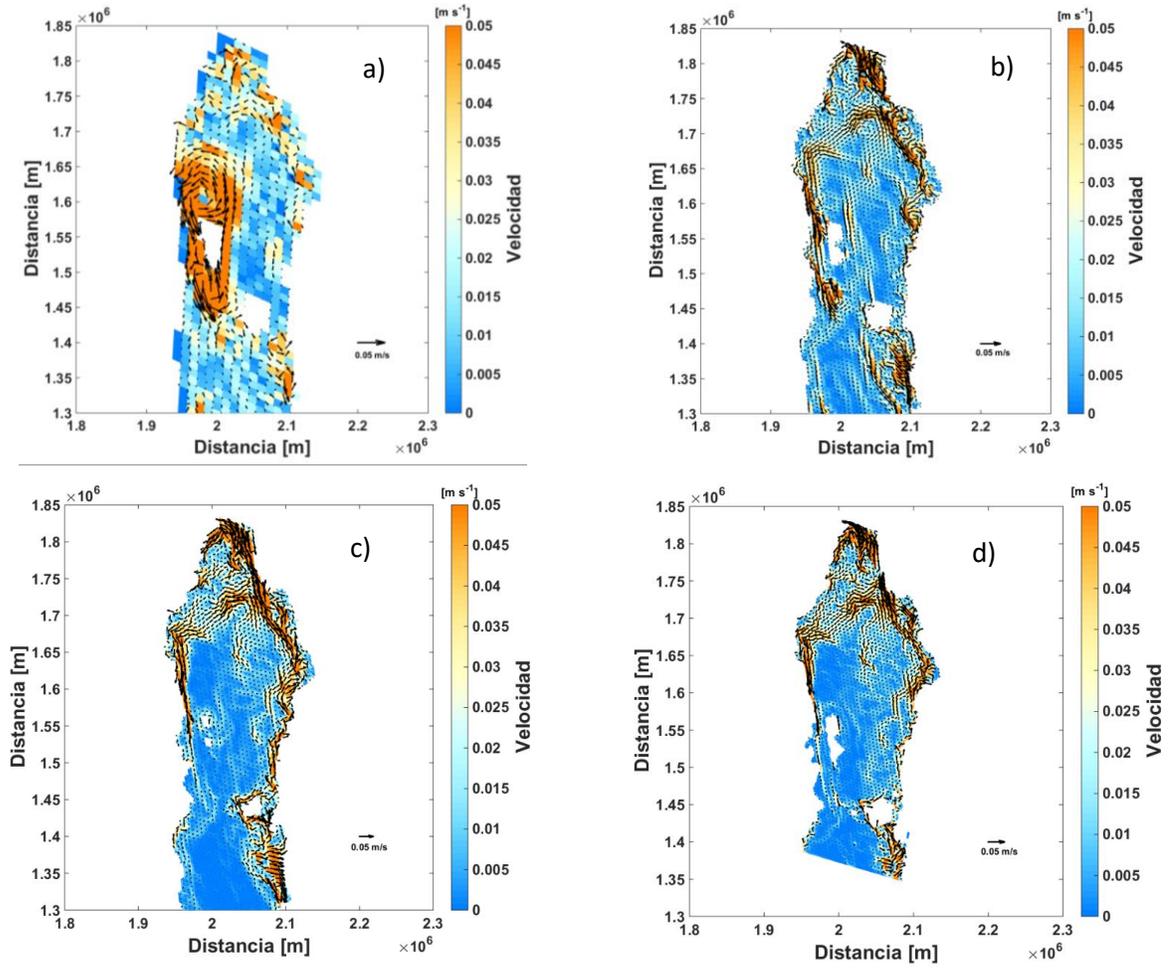


**Figura 20.** Corrientes residuales bajo condiciones sólo de climatología invernal sin marea para: a) 12 km, b) 6 km y c) 3 km en el Alto Golfo del modelo 3D, donde la barra de colores nos indica la magnitud de la velocidad.

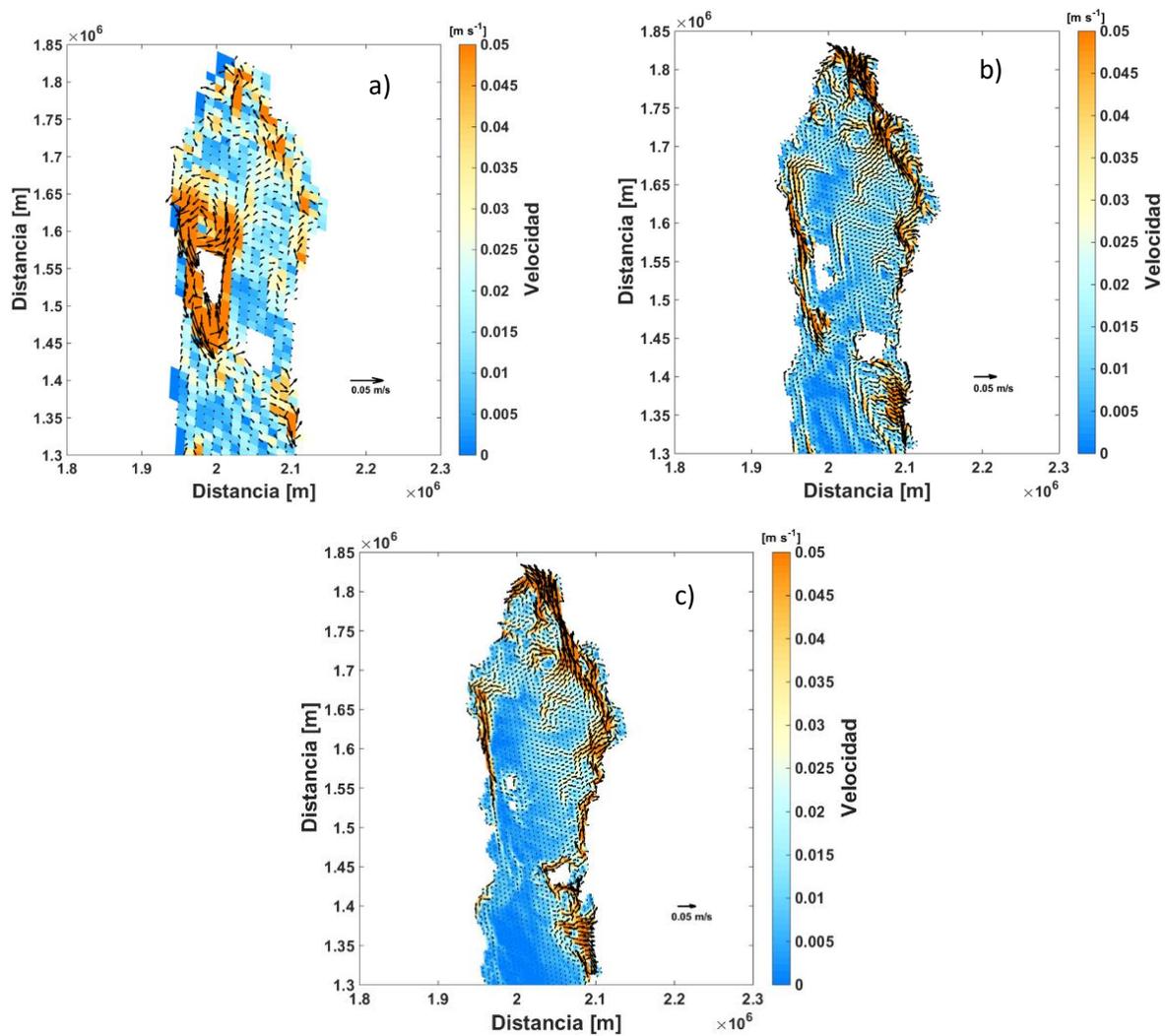
### 3.2.2.3. Campos de velocidad residual con forzamiento sólo de climatología estival, sin marea

Para este caso, se obtuvieron velocidades residuales de aproximadamente  $0.025 \pm 0.024 \text{ m s}^{-1}$  para los diferentes dominios de las salidas del modelo 2D (Figura 21, Tabla 9). Para el modelo 3D las velocidades fueron ligeramente mayores en todos los dominios, alcanzando una velocidad promedio aproximada de  $(0.026 \pm 0.021 \text{ m s}^{-1})$  (Figura 22, Tabla 9).

Se observa una circulación ciclónica al norte y al sur de Isla Ángel de la Guarda (Figuras 21 y 22), mientras que al suroeste de Isla Tiburón se observó una circulación anticiclónica. En los dominios de 6 km a 1 km presentaron una circulación anticiclónica en la zona de los Umbrales. Además, desde San Felipe hasta Santa Rosalía se observa una corriente adyacente a la costa con dirección hacia el sur del GdC, en ambos modelos esta corriente se caracterizó por presentar la máxima velocidad (alrededor de  $0.11 \text{ m s}^{-1}$  a  $0.17 \text{ m s}^{-1}$ , Tabla 9), también los giros presentaron las máximas velocidades, como el giro ciclónico que se encuentra entre San Felipe y Puerto Peñasco, aunque en la costa oriental del GdC dominaron las mayores velocidades a lo largo de toda la costa en comparación con la costa occidental donde sólo se presentaron en la zona de las Islas y en el Alto Golfo (Figuras 21 y 22).



**Figura 21.** Velocidad residual con forzamiento sólo de climatología estival sin marea en el norte del GdC para los dominios de: a) 12 km, b) 6 km, c) 3 km y d) 1 km, donde la barra de colores nos indica la magnitud de la velocidad.



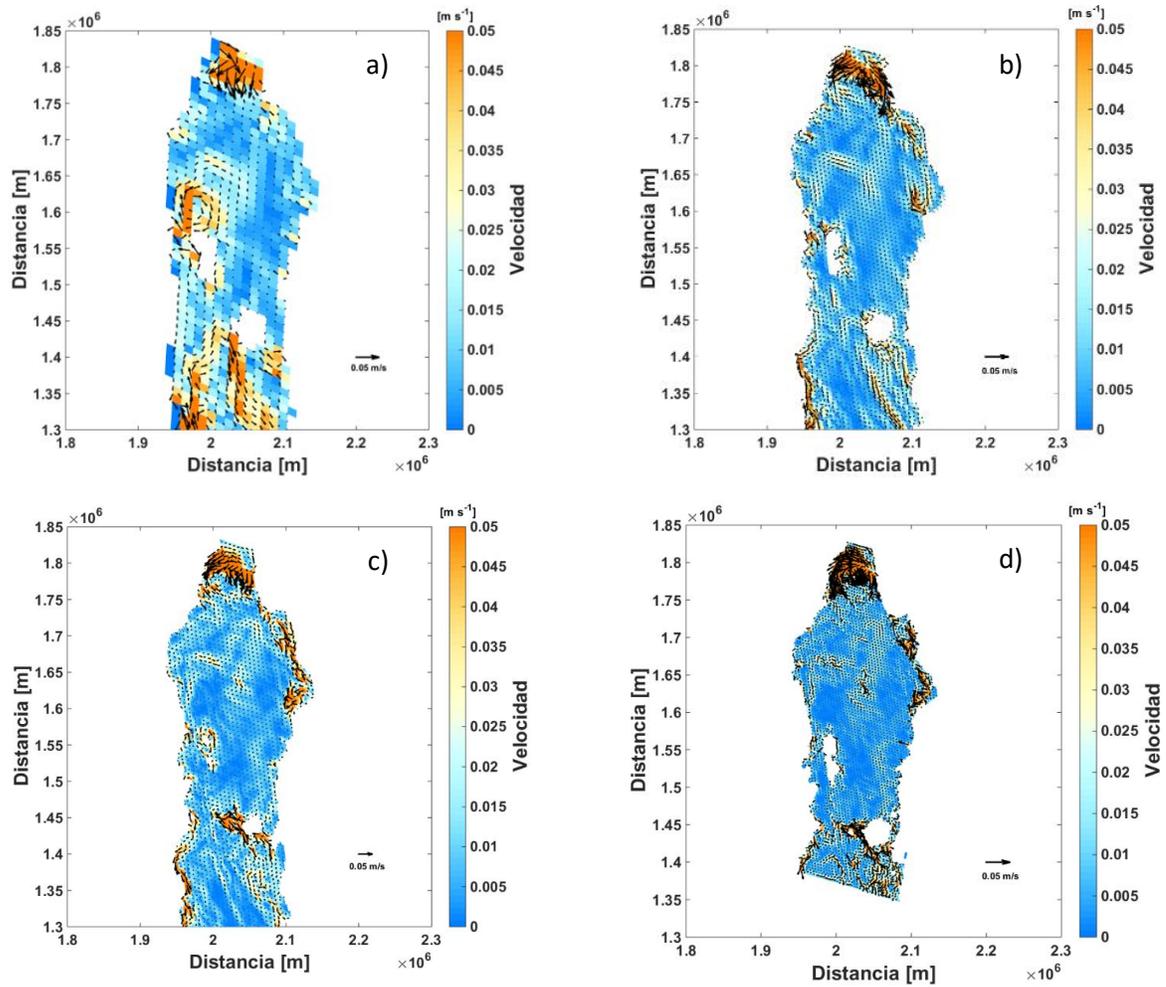
**Figura 22.** Velocidad residual con forzamiento sólo con climatología estival sin marea en el norte del GdC para los dominios de: a) 12 km, b) 6 km y c) 3 km de las salidas del modelo de 3D, donde la barra de colores nos indica la magnitud de la velocidad.

### 3.2.3. Corrientes inducidas por el viento y la marea

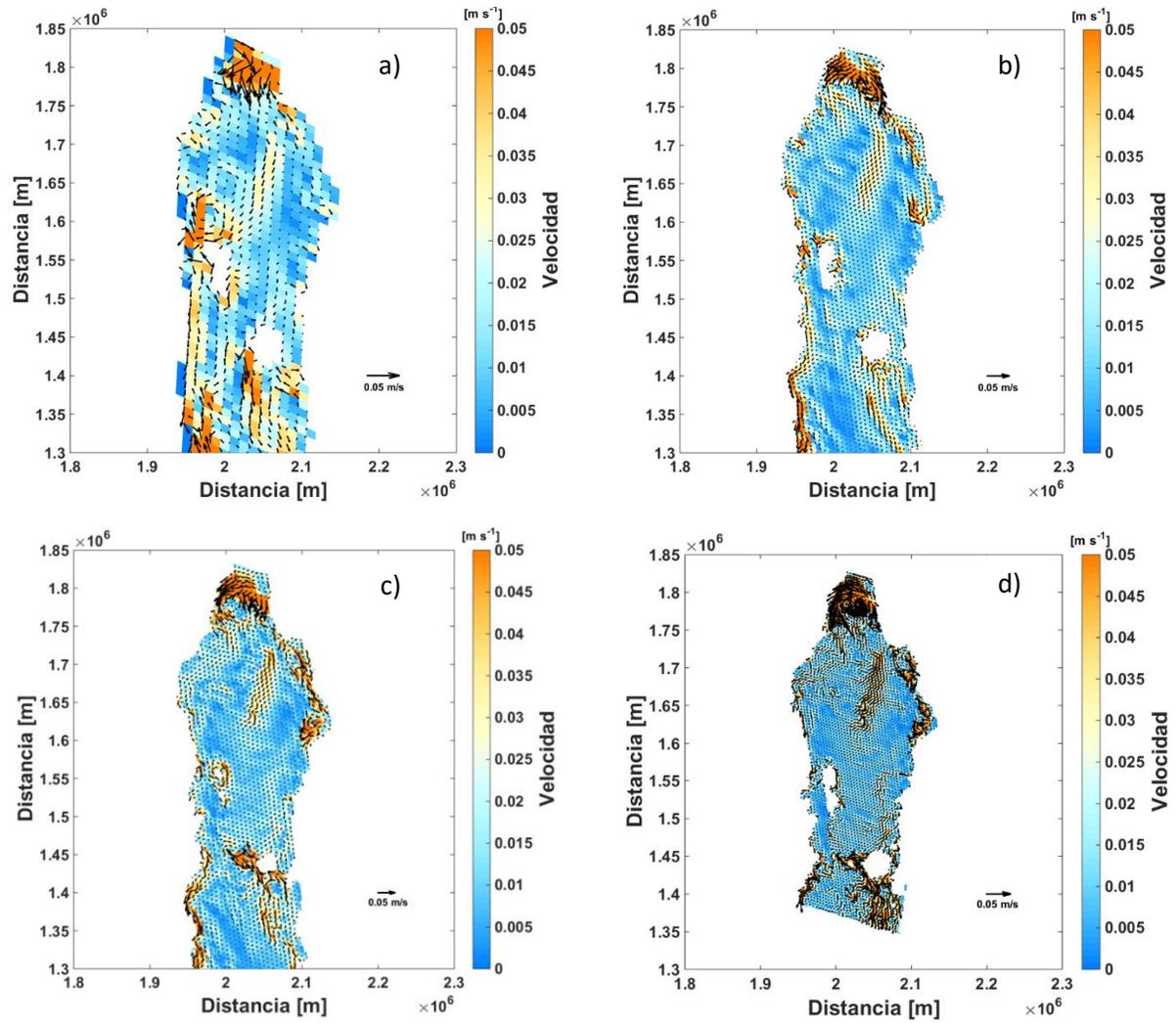
#### 3.2.3.1. Campos de velocidad residual con forzamiento de marea y viento invernal

Se alcanzaron velocidades residuales promedio para el modelo 2D y 3D alrededor de  $0.15 \text{ m s}^{-1}$  a  $0.21 \text{ m s}^{-1}$ , dependiendo del dominio, las menores velocidades residuales fueron las del modelo 2D (Figura 23, Tabla 9).

En las Figuras 23 y 24 se observa que el máximo de velocidad para el dominio de 12 km fue de  $0.13 \text{ m s}^{-1}$  para el modelo 2D y para el modelo 3D fue de  $0.14 \text{ m s}^{-1}$ , esta velocidad máxima se presentó cerca del Golfo de Santa Clara, al este de Isla Montague, en el giro anticiclónico al norte de Isla Ángel de la Guarda y al sur de Isla Tiburón. Este comportamiento fue comparable con los otros dominios (Tabla 9) para los dos modelos numéricos. Aunque, se aprecia un máximo de Puerto Lobos hacia el norte del Golfo, y de Bahía de los Ángeles hasta Santa Rosalía con una intensidad de hasta  $0.20 \text{ m s}^{-1}$  para los dominios de 6 km y 3 km y 1 km (Tabla 9). Para esta estación del año se ha reportado una salida del agua superficial hacia el océano adyacente (Roden, 1964; Rosas-Cota, 1976; Molina-Cruz, 1984; Bray, 1988; Marinone y Ripa, 1988), lo cual se observa en las Figuras 23 y 24 que el flujo se agua sale del lado de la península, además de que al sur de las islas se bservara una circulación anticiclónica como lo reportado por Bray, 1988; Carrillo-Briebiezca, 1996; Beier, 1997; Lavín et al., 1997. Además, prevaleció una circulación anticiclónica alrededor de las islas que fue demostrado con anterioridad por Beier, (1997) y Soto-Mardones et al., (1999).



**Figura 23.** Velocidad residual para la zona norte del Golfo con forzamiento de marea y viento invernal en los dominios de: a) 12 km, b) 6 km, c) 3 km y d) 1 km para el modelo 2D, donde la barra de colores nos indica la magnitud de la velocidad.



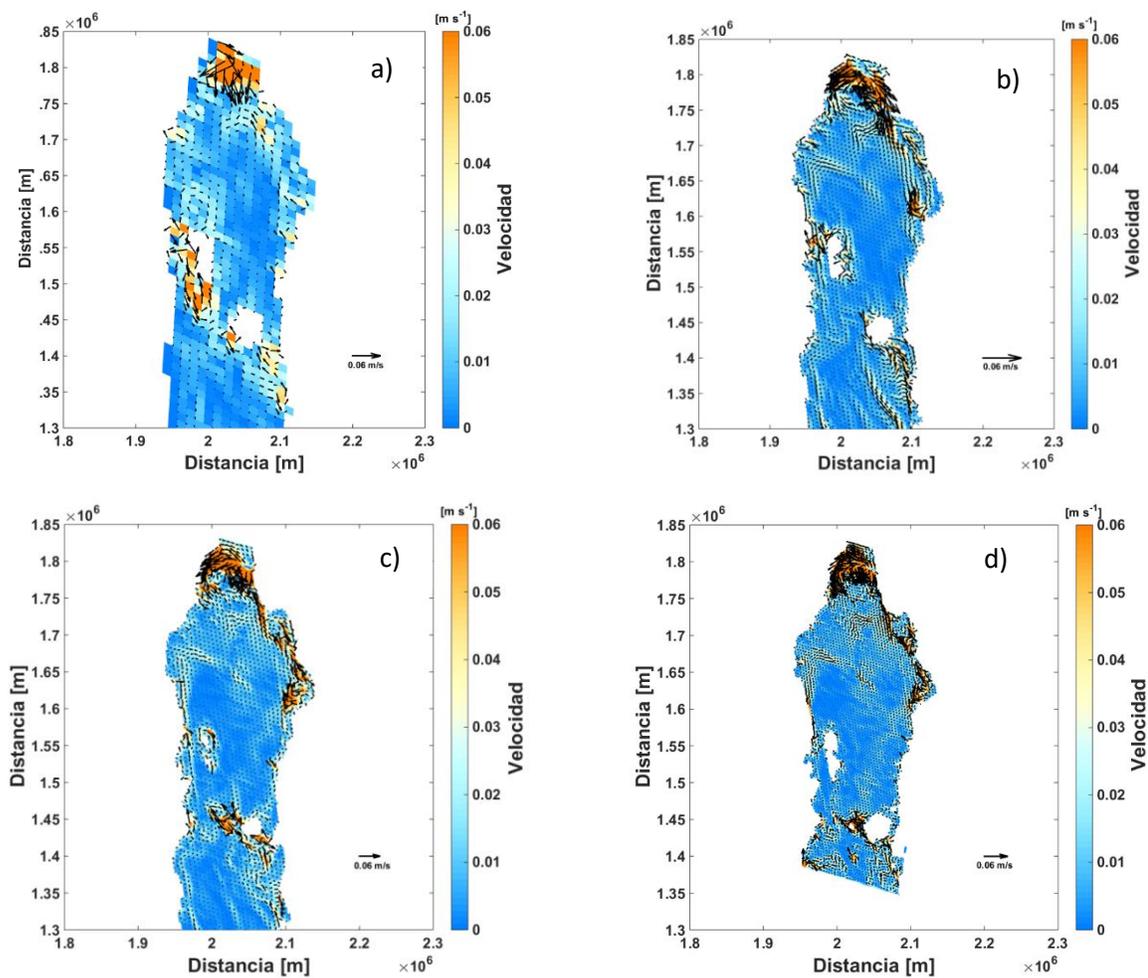
**Figura 24.** Velocidad residual para la zona norte del Golfo con forzamiento de marea y viento invernal para los dominios de: a) 12 km, b) 6 km, c) 3 km y d) 1 km para el modelo 3D, donde la barra de colores nos indica la magnitud de la velocidad.

### 3.2.3.2. Campos de velocidad residual con forzamiento de marea y viento de verano

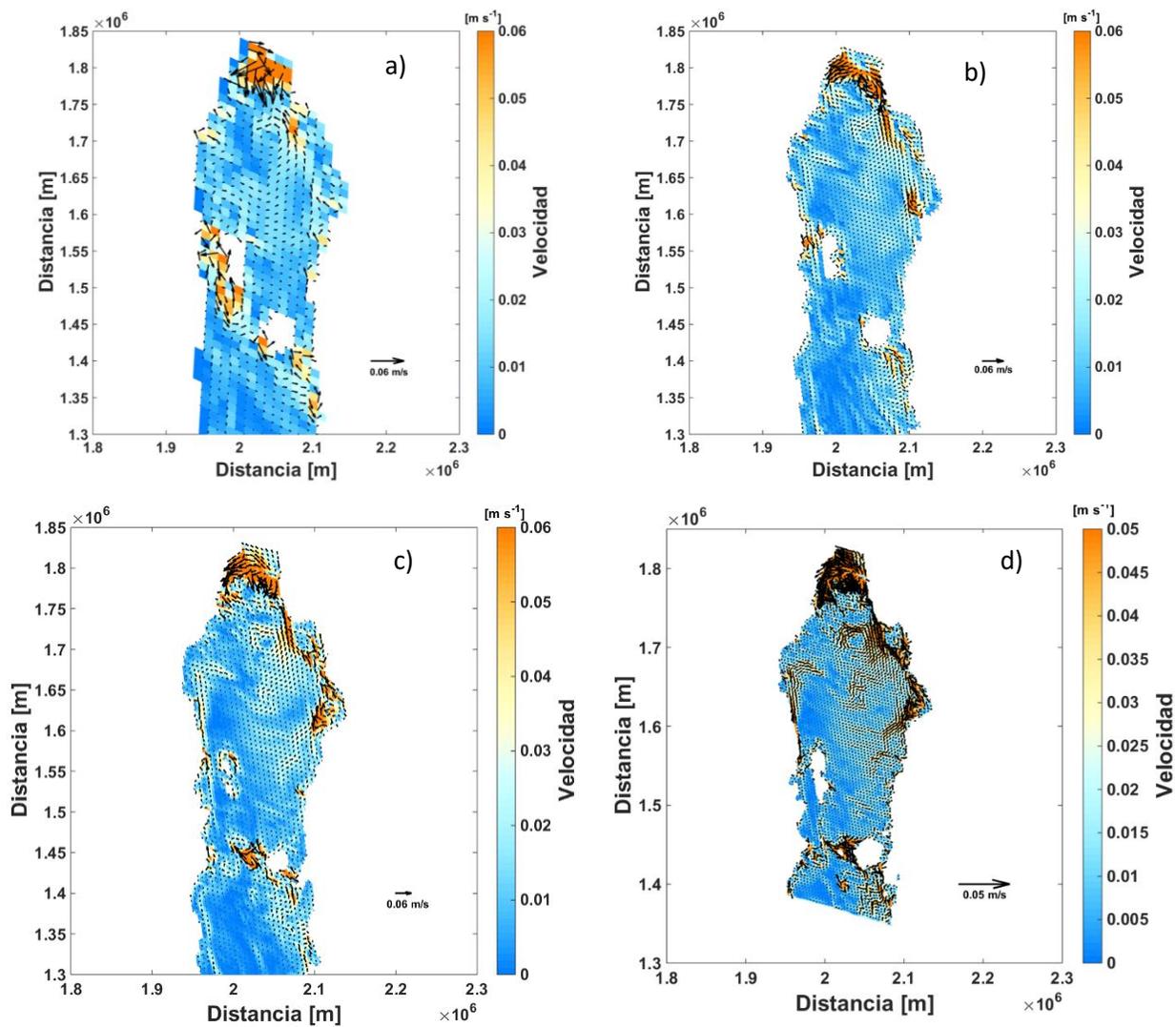
Finalmente, la intensidad del promedio de la corriente residual con forzamiento de viento en condiciones de verano y marea fue de aproximadamente  $0.015 \text{ m s}^{-1}$  mientras que el dominio de 3 km presentará la mayor velocidad promedio de  $0.019 \pm 0.023 \text{ m s}^{-1}$  (Figura 25, Tabla 9). Sin embargo, los resultados para las salidas del modelo 3D fueron mayores en comparación con las salidas del modelo 2D (Tabla 9).

En estas condiciones, las máximas velocidades se observan en la costa este del GdC, principalmente en las zona alrededor de Isla Montague hasta Puerto Lobos del lado del continente (Figuras 25 y 26). Alcanzando velocidades máximas de hasta  $0.22 \text{ m s}^{-1}$  (Tabla 9). Para los resultados del modelo 3D, donde la velocidad máxima fue menor en comparación con las del modelo 2D (Figuras 25 y 26; Tabla 9). También se presentó un máximo en el giro anticiclónico al oeste y sureste de Isla Tiburón y en el Canal de Ballenas para los modelos 2D y 3D. En esta época del año el giro ciclónico cerca de Puerto Peñasco, el Golfo de Santa Clara, así como el giro anticiclónico al norte de Isla Ángel de la Guarda no registraron la máxima intensidad de la corriente (Figuras 25 y 26).

La circulación superficial del GdC ha sido bien documentada por modelos numéricos y datos observacionales. De acuerdo a los resultados obtenidos en este trabajo, se observó la presencia del giro anticiclónico al norte de Isla Ángel de la Guarda y una circulación anticiclónica cerca de Isla Montague durante el invierno y la primavera, de acuerdo a nuestros resultados, mientras que este patrón fue descrito anteriormente por Thomson (1969), y Borrego y Galindo (1974) con datos observacionales de hidrográfica y corrientes de marea. Las magnitudes de la velocidad fueron similares a las obtenidas por Marinone y Lavín, 1997 de  $\sim 6 \text{ cm s}^{-1}$ . En particular, durante esta temporada se ha documentado un flujo de entrada del lado del continente aunado con un flujo de salida del lado de la península (Roden, 1964) y se observó el flujo en los resultados de este trabajo (Figuras 25 y 26). Además de que en esta estación del año dominó la circulación ciclónica que concuerda con lo reportado por diversos autores (Bray, 1988; Carrillo-Briebiezca, 1996; Beier, 1997; Lavín et al., 1997). Otra característica importante sobre los giros de mesoescala es su circulación anticiclónica que fue descrita por Beier, (1997) y Soto-Mardones et al., (1999) y se observo durante esta época del año de acuerdo a nuestros resultados (Figuras 25 y 26).



**Figura 25.** Velocidad residual en el norte del GdC con forzamiento de marea y viento de verano del modelo 2D en los dominios d: a) 12 km, b) 6 km, c) 3 km y d) 1 km, donde la barra de colores nos indica la magnitud de la velocidad.



**Figura 26.** Velocidad residual en el norte del GdC con forzamiento de marea y viento de verano del modelo 3D en los dominios d: a) 12 km, b) 6 km, c) 3 km y d) 1 km, donde la barra de colores nos indica la magnitud de la velocidad.

**Tabla 9.** Velocidad promedio (Prom; Promedio  $\pm$  desviación estándar) en los diferentes dominios, así como su valor máximo (Máx) resultantes de cada uno de los forzamientos modelados. El valor mínimo en todos los casos fue cero. Todos los datos reportados están en  $m s^{-1}$ .

Forzamiento		Prom 12 km [ $m s^{-1}$ ]	Máx 12 km [ $m s^{-1}$ ]	Prom 6 km [ $m s^{-1}$ ]	Máx 6 km [ $m s^{-1}$ ]	Prom 3 km [ $m s^{-1}$ ]	Máx 3 km [ $m s^{-1}$ ]	Prom 1 km [ $m s^{-1}$ ]	Máximo 1 km [ $m s^{-1}$ ]
Marea	2D	0.015 $\pm$ 0.022	0.131	0.013 $\pm$ 0.020	0.178	0.014 $\pm$ 0.023	0.174	0.011 $\pm$ 0.020	0.333
	3D	0.015 $\pm$ 0.021	0.134	0.014 $\pm$ 0.021	0.191	0.014 $\pm$ 0.023	0.163	0.011 $\pm$ 0.021	0.353
Viento Invernal	2D	0.020 $\pm$ 0.015	0.081	0.019 $\pm$ 0.013	0.078	0.021 $\pm$ 0.016	0.121	0.017 $\pm$ 0.017	0.170
	3D	0.021 $\pm$ 0.015	0.080	0.022 $\pm$ 0.014	0.086	0.024 $\pm$ 0.016	0.122		
Viento Verano	2D	0.025 $\pm$ 0.024	0.166	0.021 $\pm$ 0.018	0.117	0.024 $\pm$ 0.020	0.121	0.018 $\pm$ 0.019	0.181
	3D	0.026 $\pm$ 0.021	0.150	0.023 $\pm$ 0.018	0.110	0.026 $\pm$ 0.020	0.124		
Viento Invernal + Marea	2D	0.018 $\pm$ 0.022	0.134	0.015 $\pm$ 0.019	0.177	0.017 $\pm$ 0.022	0.177	0.015 $\pm$ 0.020	0.323
	3D	0.020 $\pm$ 0.021	0.140	0.020 $\pm$ 0.020	0.192	0.021 $\pm$ 0.021	0.168	0.015 $\pm$ 0.020	0.326
Viento Invernal + Marea	2D	0.015 $\pm$ 0.022	0.134	0.016 $\pm$ 0.020	0.184	0.019 $\pm$ 0.023	0.170	0.016 $\pm$ 0.022	0.356
	3D	0.018 $\pm$ 0.020	0.133	0.020 $\pm$ 0.020	0.194	0.023 $\pm$ 0.022	0.164	0.017 $\pm$ 0.021	0.358

### 3.2.4. Campos espaciales de vorticidad y divergencia en el Golfo de California para los modelos en 2D y 3D

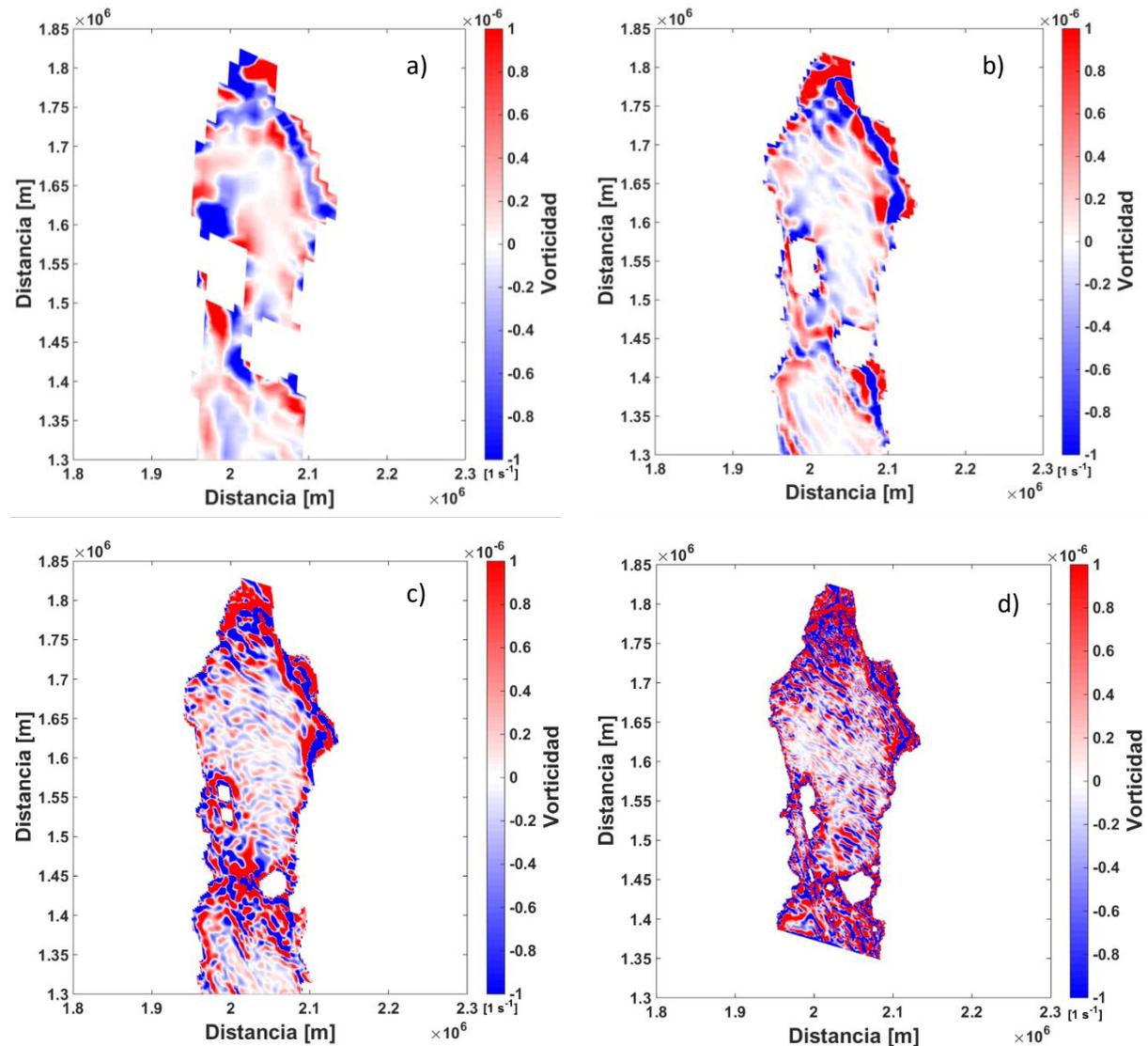
La importancia del estudio de los campos de vorticidad es identificar las zonas de convergencia y divergencia en el área de estudio, lo cual tiene importantes implicaciones para la química-biología del medio marino, y para determinar las zonas más vulnerables ecológicamente.

#### 3.2.4.1. Vorticidad con forzamiento de marea

En la Figura 27 claramente se muestra que cuando sólo se considera el forzamiento mareal, la vorticidad se concentra en la zona del Alto Golfo - Delta del Río Colorado (sobre toda el área de la reserva, desde San Felipe hasta Puerto Peñasco), Bahía Adair y Bahía San Jorge en la parte del Alto Golfo, mientras que

en la zona de las Islas se observan máximos a todo lo ancho del GdC entre las latitudes  $28^{\circ}21'$  y  $28^{\circ}48'$ . También se tiene máximos en la zona costera de Ángel de la Guarda, y la región entre Ángel de la Guarda y la península de Baja California, particularmente entre  $28^{\circ}54'$  y  $29^{\circ}28'$ .

En la zona de aguas profundas y en gran parte de la costa oeste del Alto Golfo se obtuvieron valores negativos de la vorticidad. En el norte del GdC se observan campos de vorticidad positiva y negativa, en particular al noroeste de Isla Ángel de la Guarda se caracterizó por presentar vorticidad negativa, mientras que al noreste de la Isla dominó la vorticidad positiva para los dominios 12 km y 6 km (Figura 27). Cerca de la costa de Sonora (desde Puerto Peñasco hasta Isla Montague) también se observó vorticidad positiva para todos los dominios. El Canal de Ballenas se caracterizó por presentar vorticidad negativa cerca de la costa de la Península de Baja California. En las costas de Isla Ángel de la Guarda dominó la vorticidad positiva (Figura 27). Sin embargo, en gran parte del sur de Isla Tiburón dominó la vorticidad negativa que se evidenció en todos los dominios. Finalmente, a lo largo de la Península de Baja California desde Isla Ángel de la Guarda hasta Santa Rosalía dominó la vorticidad negativa para los dominios de 6 km a 1 km (Figuras 27b y 27d), ya que en el dominio de 12 km se observó vorticidad positiva (Figura 27a).

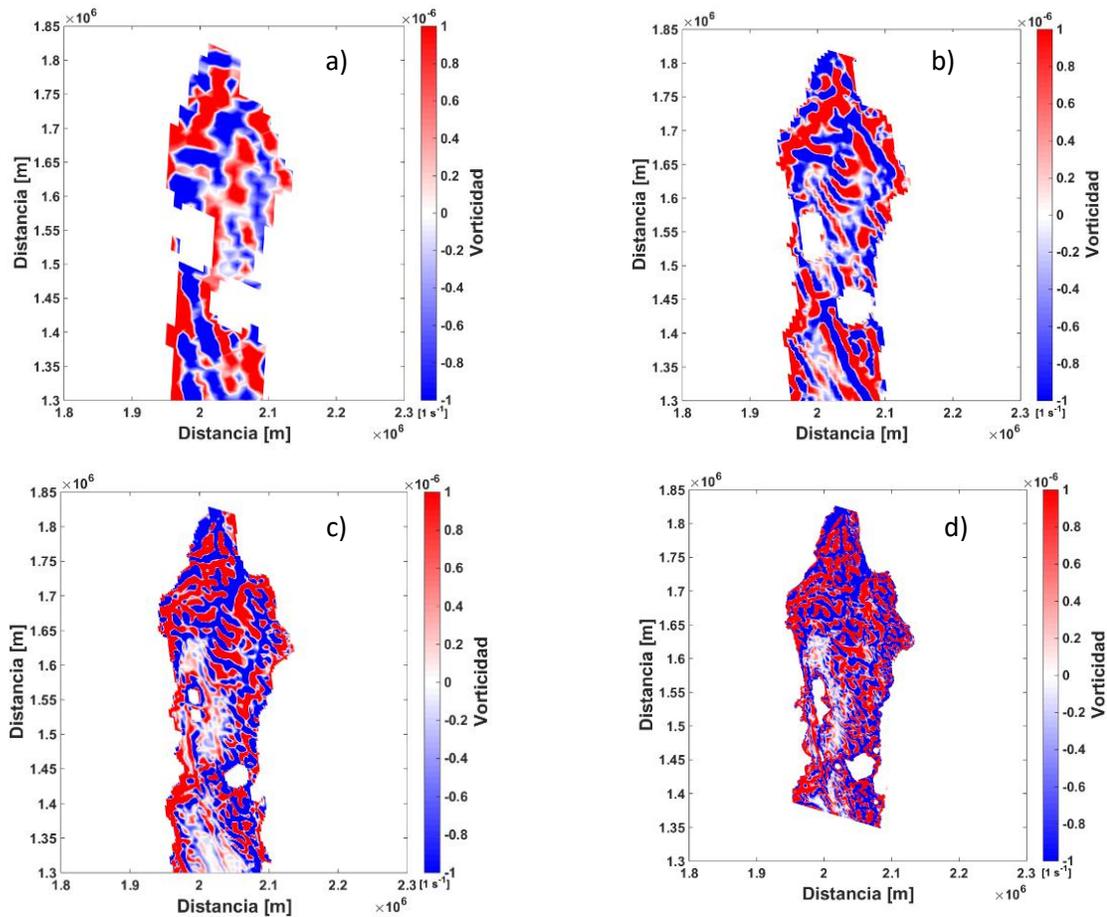


**Figura 27.** Vorticidad inducida por la marea en la zona norte del GdC para los diferentes dominios; a) 12 km, b) 6 km, c) 3 km y d) 1 km, donde la barra de colores nos indica la magnitud de la vorticidad.

### 3.2.4.2. Vorticidad con forzamiento de viento invernal, sin marea

A diferencia de la vorticidad inducida por la marea, el viento invernal induce vorticidad negativa al norte de Isla Ángel de la Guarda a excepción de la costa este de la misma Isla, donde se observa vorticidad positiva que se extendió hasta los Umbrales y a la costa oeste de Isla Tiburón para el dominio de 12 km (Figura 28a), para los demás dominios en toda la Isla se presentó vorticidad negativa. Al noreste de Isla Tiburón se presentó vorticidad negativa para el dominio de 12 km y 6 km, mientras que para el dominio de 3 km y 1 km se presentó vorticidad positiva (Figura 28). Al sur de Isla Tiburón dominó la vorticidad

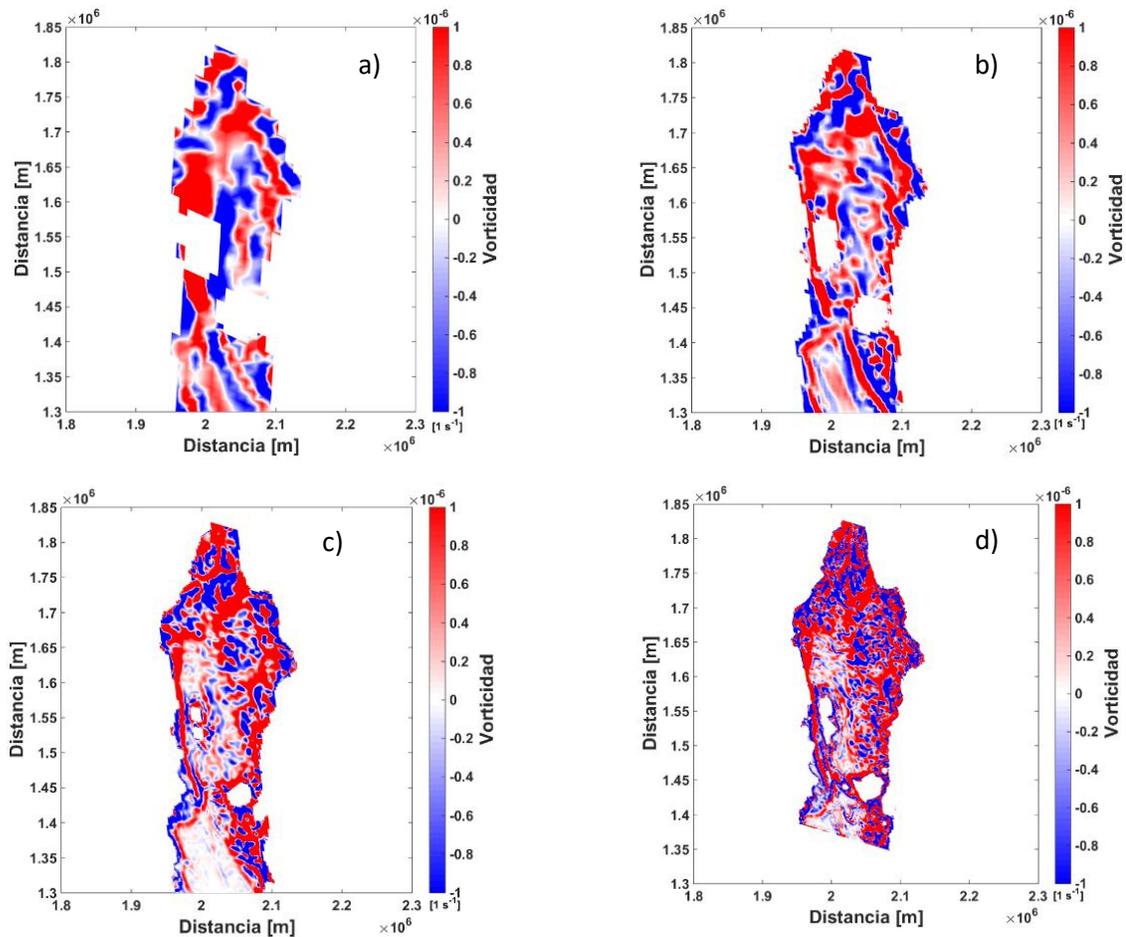
positiva para los tres dominios, así como en ambas costas de la cuenca, pero este comportamiento no se observó en San Felipe.



**Figura 28.** Vorticidad inducida por viento invernal para la zona norte del GdC; a) 12 km, b) 6 km, c) 3 km y d) 1 km, donde la barra de colores nos indica la magnitud de la vorticidad.

### 3.2.4.3. Vorticidad con forzamiento de climatología estival del campo de viento, sin marea

De acuerdo a los resultados obtenidos de la vorticidad inducida por el viento en condiciones de verano, en todos los dominios se observó que en gran parte de Isla Tiburón dominó la vorticidad positiva (Figura 29). En gran parte de la zona central del Canal de Ballenas dominó la vorticidad negativa ya que cerca de las costas dominó la vorticidad negativa (Figura 29). En general, en gran parte de la costa occidental del GdC dominó la vorticidad negativa, mientras que en la costa oriental sólo se presentó vorticidad negativa de Puerto Peñasco hacia Puerto Lobos (Figura 29). Finalmente, en Isla Tiburón dominaron los campos de vorticidad positiva en gran parte de la zona de estudio para todos los dominios (Figura 29).

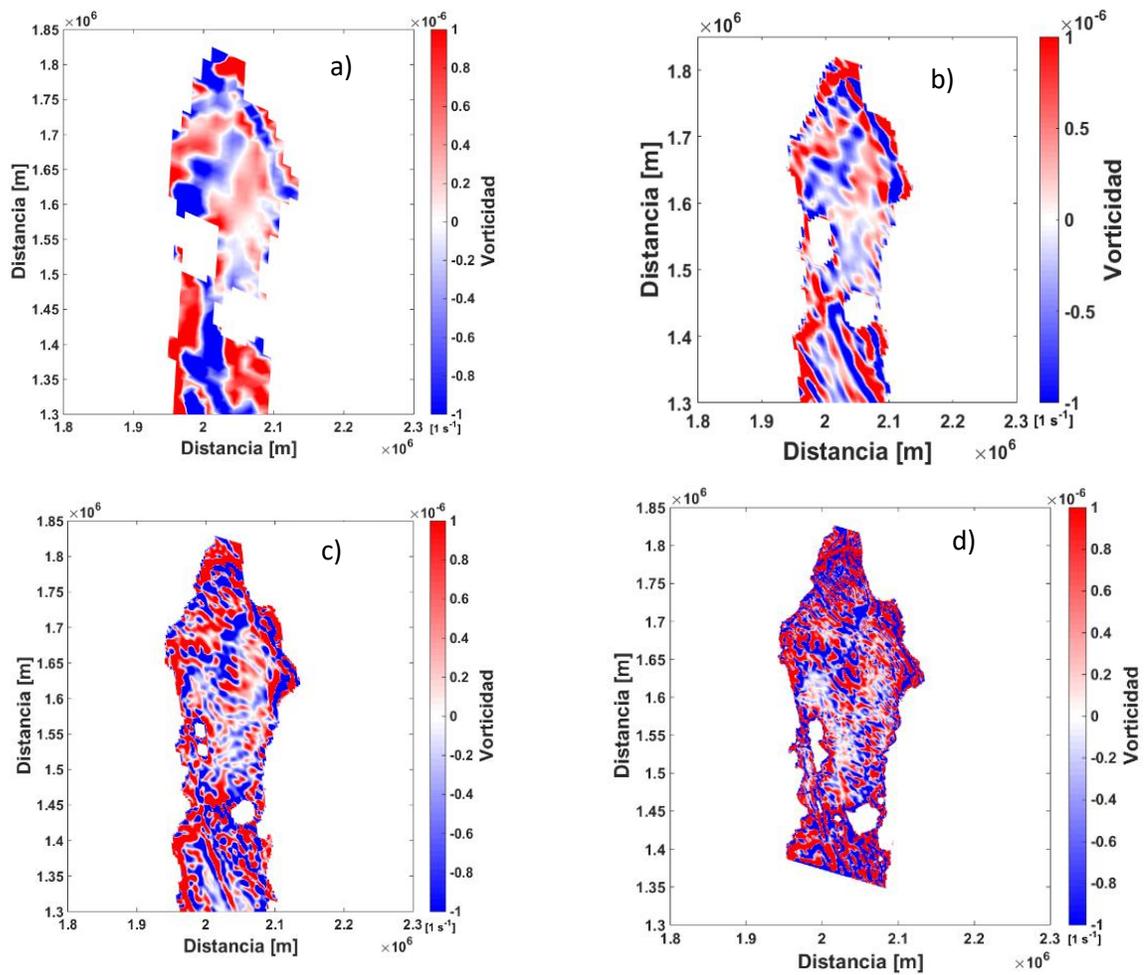


**Figura 29.** Vorticidad inducida por el viento de verano en la zona norte del GdC en los dominios de: a) 12 km, b) 6 km, c) 3 km y d) 1 km, donde la barra de colores nos indica la magnitud de la vorticidad.

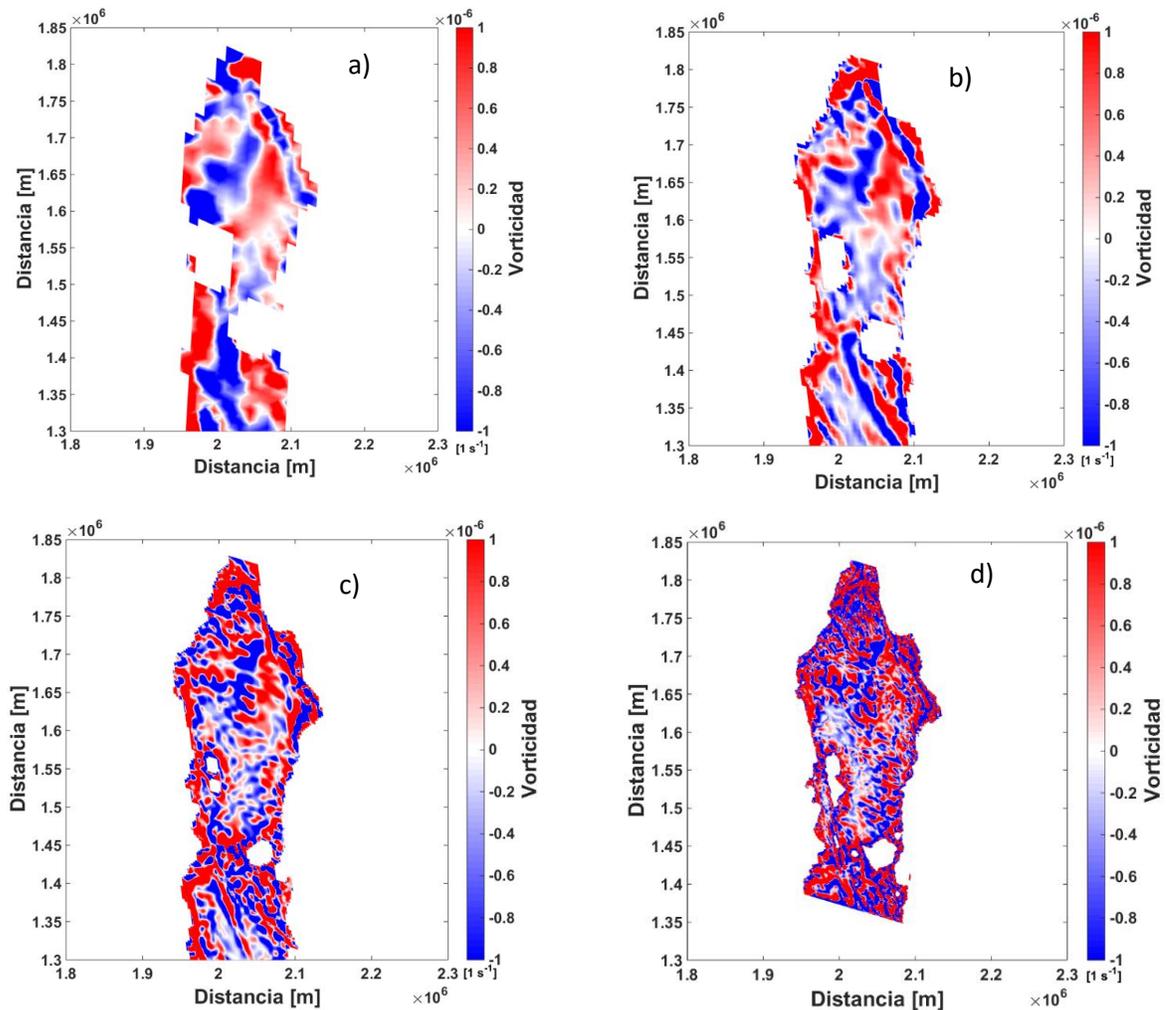
#### 3.2.4.4. Vorticidad con forzamiento de marea y climatología invernal del viento

Cuando los forzamientos incluyen la marea y la climatología invernal del viento, los modelos de 12 km y 6 km muestran una circulación costera en sentido anticiclónico (en el sentido de las manecillas del reloj), con vorticidad positiva, hacia el norte de Isla Ángel de la Guarda. Sin embargo, en las zonas profundas también se observan franjas de vorticidad positiva y negativa que se alinean con la costa este desde el norte de Isla Tiburón hasta el sur de la Bahía Kino y la oeste desde el norte de Isla Ángel de la Guarda hasta San Felipe. Así mismo, se observaron campos de vorticidad positiva a en gran parte de la costa occidental y oriental (Figuras 30 y 31), sin embargo, en Isla Tiburón e Isla Ángel de la Guarda dominaron en gran parte de sus costas los campos de vorticidad negativa (Figuras 30 y 31).

Estos patrones de vorticidad probablemente están ligados a la interacción de la marea con la batimetría; en ambos casos (2D y 3D) dominó el forzamiento de marea sobre el forzamiento de viento. Estas franjas no llegan hasta la costa del lado este del Golfo en la región de las bahías, ya que en esta zona las franjas de vorticidad son paralelas a la costa oeste, ahí se observan dos franjas, la de vorticidad positiva que está pegada a la costa y le sigue la de vorticidad negativa. Claramente en los promontorios que se encuentran en la frontera entre dos bahías podrían estar fuertemente asociados a procesos de mezcla y esto se traduce en mayor cambio en los patrones de vorticidad a nivel local.



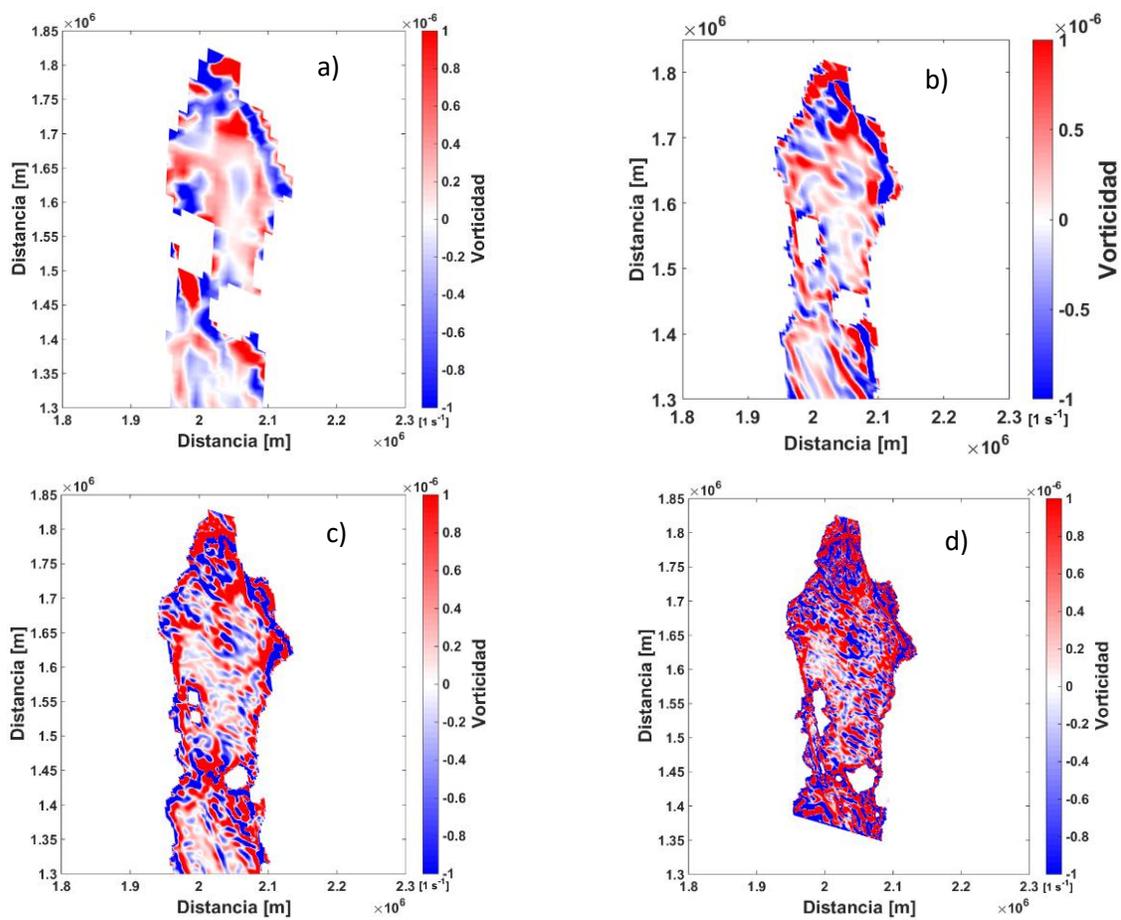
**Figura 30.** Vorticidad inducida por el viento y la marea en invierno para la zona norte del GdC para el modelo 2D, donde a) 12 km, b) 6 km, c) 3 km y d) 1 km, donde la barra de colores nos indica la magnitud de la vorticidad.



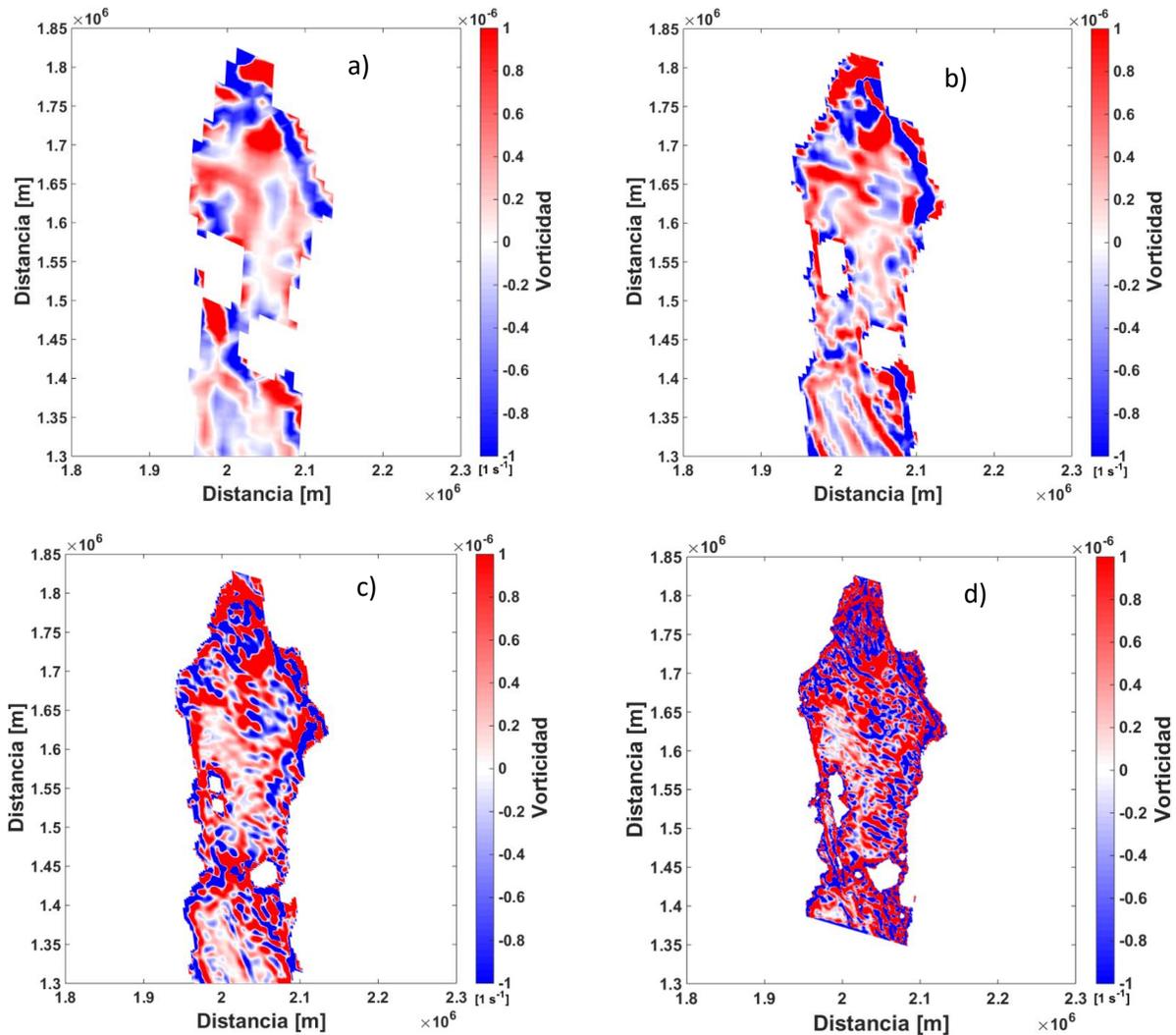
**Figura 31.** Vorticidad inducida por el viento y la marea en invierno para la zona norte del GdC para el modelo 3D, donde a) 12 km, b) 6 km, c) 3 km y d) 1 km, donde la barra de colores nos indica la magnitud de la vorticidad.

### 3.2.4.5. Vorticidad con forzamiento de viento estival y marea

Finalmente, cuando se forzó el modelo con marea y viento estival se obtienen campos de vorticidad positiva para el caso 2D y 3D en las costas de Sonora, principalmente desde Puerto Peñasco hasta el Golfo de Santa Clara para los dominios de 12 km y 6 km (Figuras 32 y 33). Para los dominios de 3 km y 1 km se observaron a lo largo de toda la costa oriental (Figuras 32 y 33). Gran parte de la zona norte de las Isla fue dominada por vorticidad positiva para los tres dominios, así como en Isla Tiburón y Ángel de la Guarda. Para el dominio de 12 km se observó que en Isla Tiburón dominaron los campos de vorticidad negativa (Figuras 32 y 33). La costa occidental del GdC fue dominada por campos de vorticidad negativa desde Santa Rosalía hasta San Felipe, mientras que desde San Felipe al Delta del río Colorado dominaron los campos de vorticidad positiva (Figuras 32 y 33).



**Figura 32.** Vorticidad inducida por el viento y la marea en verano para la zona norte del GdC para el modelo 2D, donde a) 12 km, b) 6 km, c) 3 km y d) 1 km, donde la barra de colores nos indica la magnitud de la vorticidad.



**Figura 33.** Vorticidad inducida por el viento y la marea en verano para la zona norte del GdC para el modelo 3D, donde a) 12 km, b) 6 km, c) 3 km y d) 1 km, donde la barra de colores nos indica la magnitud de la vorticidad.

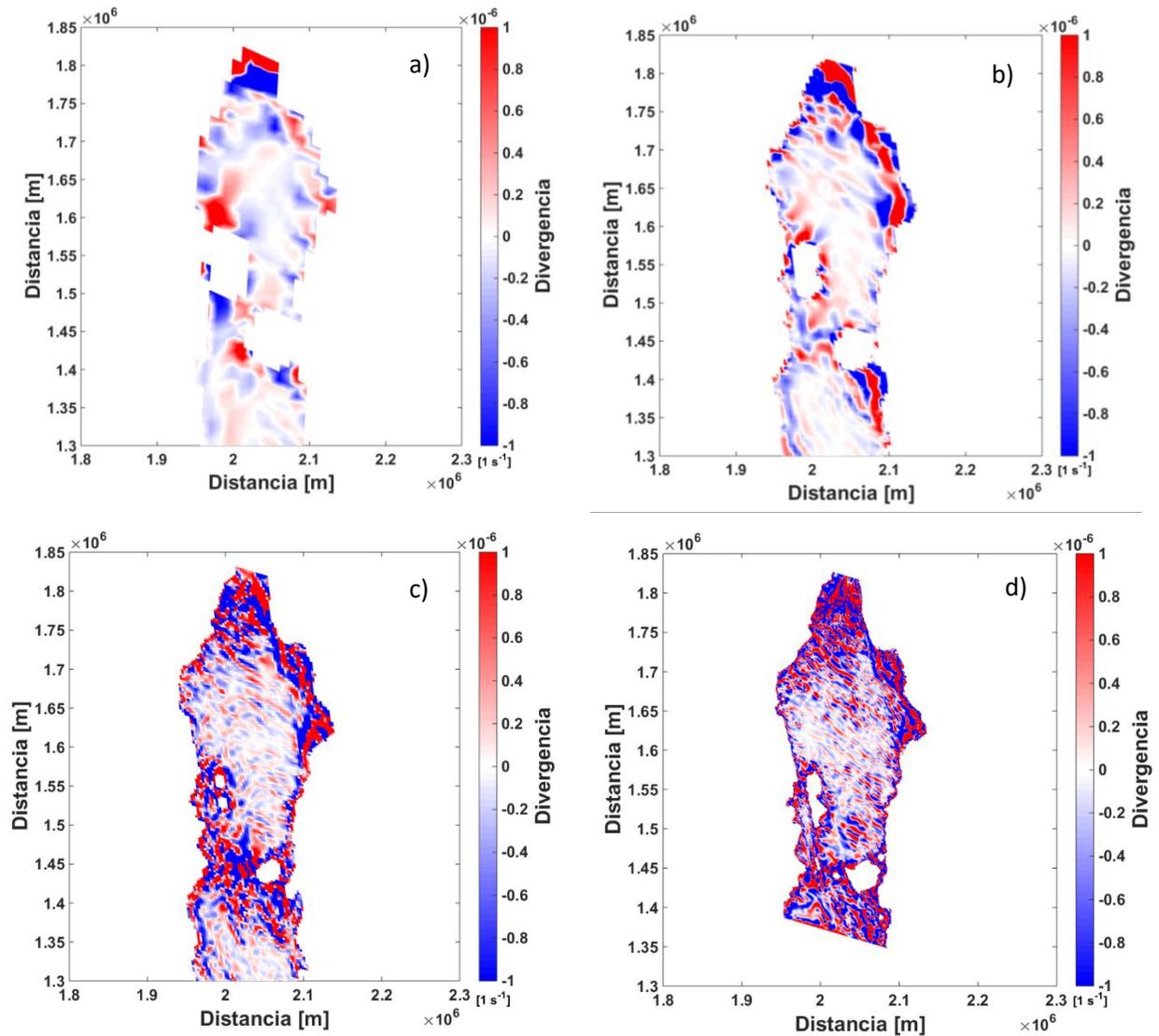
### 3.2.4.6. Campos de divergencia con forzamiento de marea en el GdC para los modelos 2D y 3D

La respuesta del esfuerzo de la marea genera campos de convergencia a lo largo de costa oriental del GdC que se relaciona con zonas de convergencia y atrapamiento/hundimiento de propiedades químicas-biológicas del medio. Las zonas de mayor interés son las zonas de surgencia (divergencia positiva) debido a que son sitios ricos en nutrientes, materia orgánica, organismos fitoplanctónicos, entre otros. En particular, la marea induce zonas de divergencia en gran parte de la costa occidental del GdC (Figura 34). Para el dominio de 12 km y 6 km (Figuras 34a y 34b) se observan campos de divergencia en la zona de los Umbrales, en la costa este de Isla Ángel de la Guarda y en la costa oeste de Isla Tiburón. En el Canal de Ballenas se apreciaron campos de convergencia. A diferencia de los otros dominios, los dominios de 3 km

y 1 km (Figuras 34c y 34d) dominaron los campos de divergencia a lo largo de las Islas (Figura 34), y una dominancia de los campos de divergencia en el Canal de Ballenas.

De acuerdo a los resultados, el campo de divergencia que se aprecia mejor en el dominio de 12 km al norte de Isla Ángel de la Guarda, no se encuentra asociado al giro anticiclónico (Figura 10a), ni a los campos de vorticidad negativa (Figura 21a), ya que podría estar asociado principalmente a la mezcla por marea (Roden y Groves, 1959; Argote et al., 1985; Paden et al., 1991). Cerca de la costa oriental desde Puerto Peñasco hacia el Alto Golfo se observaron giros anticiclónicos pegados a la costa (Figura 10) en los dominios de 6 km, 3 km y 1 km que fueron bien representados por campos de vorticidad negativa y se asocian a zonas de convergencia o de atrapamiento (Figuras 21 y 34). La zona de las Islas se caracterizó por presentar las magnitudes de velocidad máximas, así como el dominio de un giro anticiclónico al suroeste de Isla Ángel de la Guarda relacionado a campos de convergencia. En la mayoría de la costa de las Islas dominaron los campos de divergencia, que podrían estar asociados a la mezcla vertical producida por la disipación de la energía de la marea esencialmente en la zona de las Islas (Bray y Robles, 1991), además, en el Golfo norte ocurre un fenómeno asociado a la marea y a los cambios de topografía, provocando fuertes corrientes de marea y a su vez mezcla en la columna de agua, teniendo zonas de divergencia ricas en nutrientes (Argote et al., 1995; Cortés-Lara et al., 1999 y Mateos et al., 2006). El característico giro ciclónico al suroeste de Isla Tiburón (Figuras 10 y 21) para los dominios de 3 km y 1 km, representó una zona de interés al presentar campos de divergencia (Figuras 21 y 34).

Para este forzamiento, se presentaron diversas zonas de divergencia que podrían estar relacionadas a zonas interés pesquero o zonas con una alta biodiversidad marina, debido a que producen un importante aporte de nutrientes a la columna de agua superficial (Badan-Dangon et al., 1991).



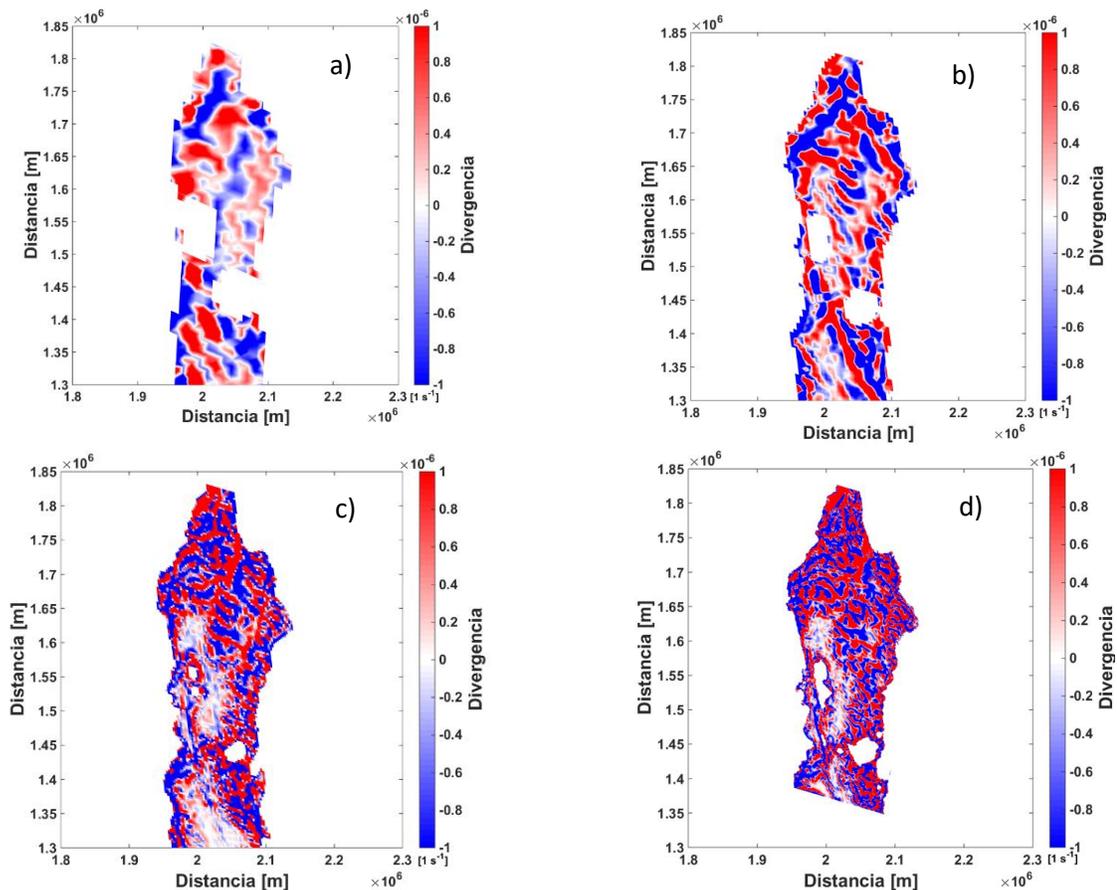
**Figura 34.** Campos de divergencia para la zona norte del GdC para los dominios de: a) 12 km, b) 6 km, c) 3 km y d) 1 km con forzamiento de marea, donde la barra de colores nos indica la magnitud de la divergencia.

### 3.2.4.7. Campos de divergencia con forzamiento viento invernal, sin marea

Una de las principales características del esfuerzo del viento sobre la superficie del mar es la generación de zonas de divergencia/surgencia y zonas de convergencia, dependiendo de la dirección a la que sopla el viento. Es decir, si el viento sopla paralelo a la costa generando el transporte de Ekman, ocasionando zonas de divergencia. Pero si el viento sopla paralelo a la costa en dirección contraria puede generar campos de convergencia (divergencia negativa). Como se observa en la figura 35 en la costa zona costera entre San

Felipe y el Delta del Río Colorado el modelo predice una franja de divergencia cuando se usan las mallas de 12 km, 6 km, y 3 km. Sin embargo, cuando se usa el modelo con resolución de 1 km, el modelo predice que habrá convergencia en esta época del año. Del lado oeste, los modelos de 12 km, 6 km y 3 km predicen hundimiento en la zona costera en Bahía San Jorge y en Bahía Adair (Figura 35).

El viento invernal provoca zonas de máximos en el campo de velocidad en el norte y en el Alto Golfo, así como en las costas continental y peninsular (Figura 13). Se observaron tres remolinos anticiclónicos en el noroeste y un giro anticiclónico al suroeste de Isla Ángel de la Guarda, también entre Isla Turón e Isla San Lorenzo y al norte de San Felipe. En algunos casos, los campos de vorticidad negativa se asociaron a zonas de convergencia (Figuras 22 y 35). El Alto Golfo se encuentra dominado por una zona de divergencia y se observó tanto para el modelo 2D como para el modelo 3D (Figuras 22 y 35). Aunque se observa que al sur del Golfo de Santa Clara hasta Puerto Libertad dominaron las zonas de convergencia, también en gran parte de la costa oeste del GdC. La zona de las Islas representó en su mayoría campos de divergencia y el dominio de vorticidad positiva (Figuras 22 y 35). Se podrían asociar los campos de divergencia del lado de la costa oriental asociado al esfuerzo del viento invernal.

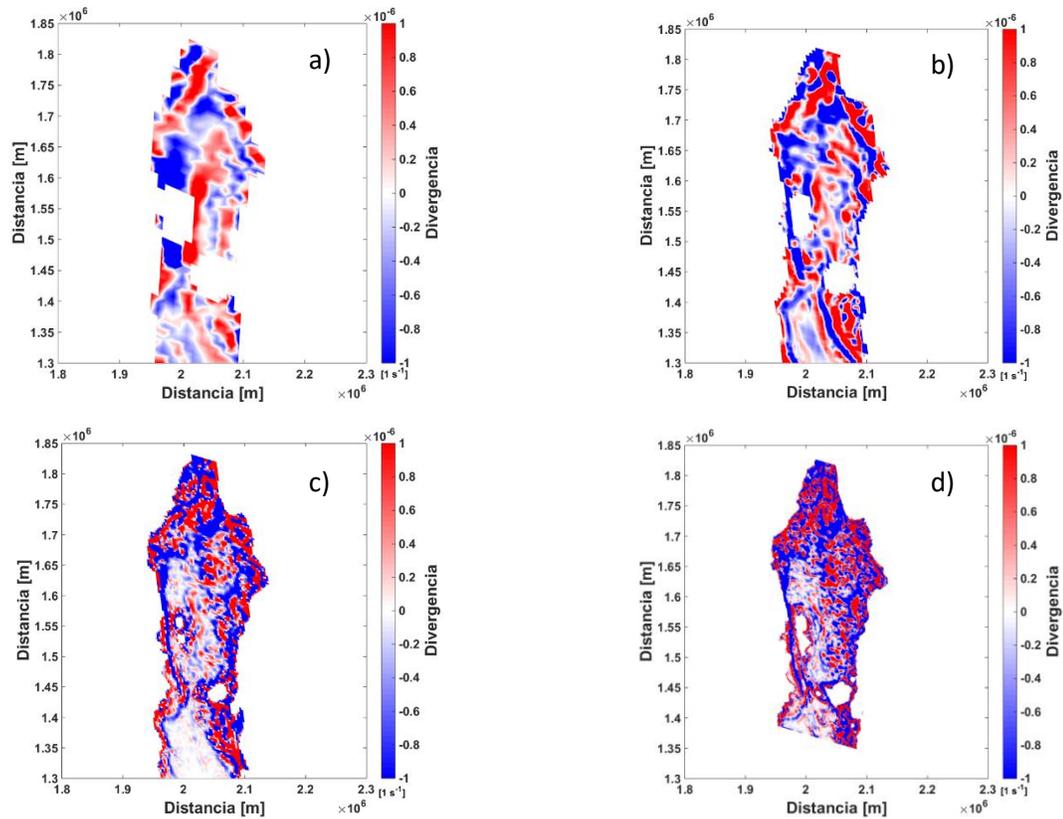


**Figura 35.** Campos de divergencia en la zona norte del GdC inducidos por el viento invernal para los dominios de: a) 12 km, b) 6 km, c) 3 km y d) 1 km, donde la barra de colores nos indica la magnitud de la divergencia.

### 3.2.4.8. Campos de divergencia con forzamiento viento en condiciones de verano, sin marea

El viento con condiciones de verano favorece los campos de divergencia en el Canal de Ballenas para el dominio de 1 km, mientras que para los otros dominios se encuentra dominado por convergencia, en las que se genera hundimiento del agua (Figura 36). Esto demuestra la importancia de la resolución del modelo en el análisis local de zonas de surgencia o hundimientos, los cuales tienen implicaciones sobre la ubicación de zonas de aguas más ricas en nutrientes propensas a generar florecimientos algales. En todos los dominios en la parte noroeste del Alto Golfo se tienen franjas costeras de divergencia alternadas con franjas de convergencia, lo cual puede indicar que los procesos de mezcla son más importantes, ya que los giros de mesoescala se superponen a procesos de turbulencia, mientras que en la costa este desde Isla Tiburón hasta Bahía Adair se observaron franjas de divergencia a lo largo de la costa. Por lo cual son preponderantes los fenómenos de divergencia en estas zonas que podrían estar asociadas a zonas de surgencias. Contrariamente a lo que se observa en invierno a resoluciones de hasta 3 km. A resoluciones de 1 km, nuevamente se tiene que la turbulencia de sub-mesoescala induce la generación de zonas de divergencia con patrones menos definidos, es decir, con una mayor variabilidad a nivel local. (Figura 36).

Se obtuvo un giro ciclónico al norte y al sur de Isla Ángel de la Guarda, provocando zonas de convergencia para el dominio de 12 km, mientras que en los otros dominios, el giro se hace relativamente más grande pegado a las costas Continental y Peninsular asociado a una zona de divergencia que es observado en las figuras 23 y 36. Desde Puerto Libertad hacia Puerto Peñasco dominó una circulación ciclónica representando por campos de divergencia (Figuras 15 y 36). Mientras que en el centro de la cuenca Wagner dominaron los campos de convergencia. La costa occidental se vio fuertemente influenciada por los campos de divergencia asociada principalmente al transporte de las aguas debido al esfuerzo del viento proveniente del norte del GdC (Figuras 12 y 36), a excepción del Canal de Ballenas donde dominaron los campos de convergencia, en esta zona se presentaron los máximos de la velocidad de la corriente en dirección hacia el sur del GdC (Figuras 12 y 36).



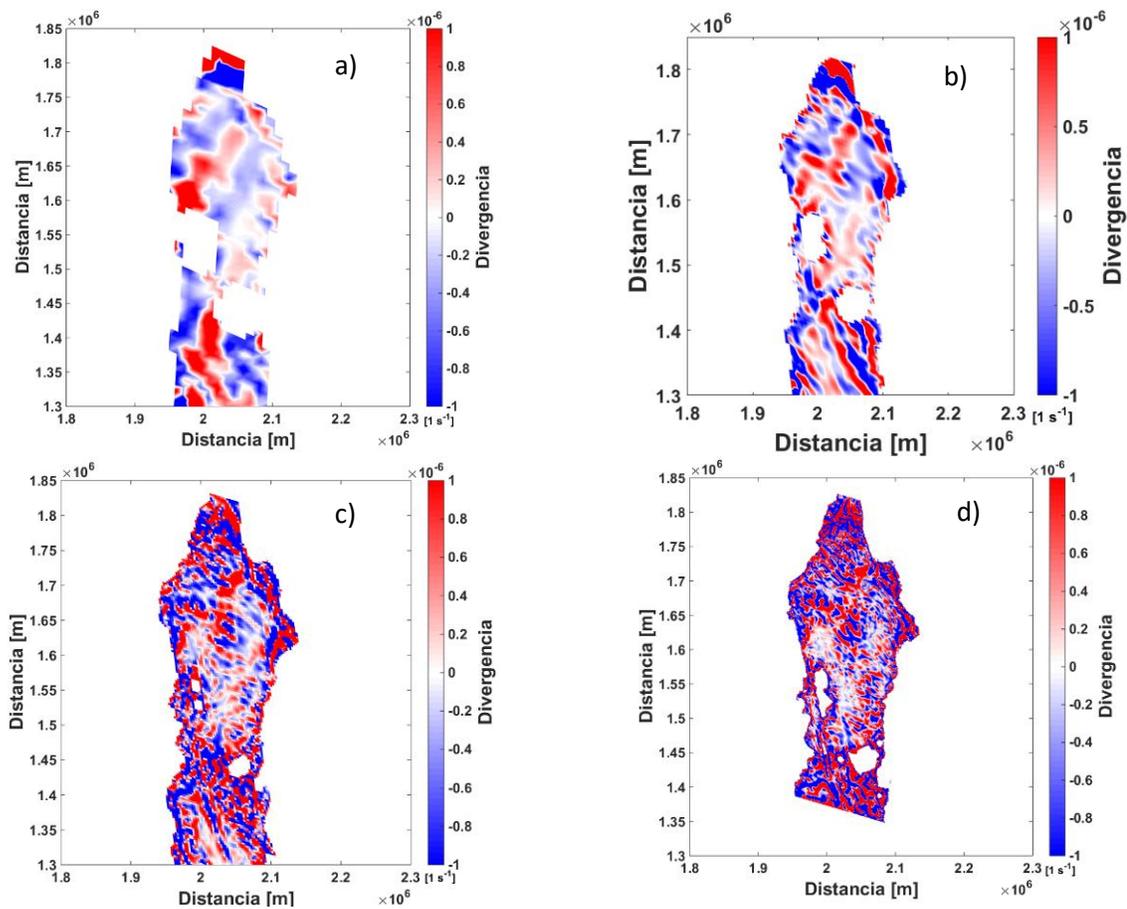
**Figura 36.** Campos de divergencia en la zona norte del GdC para los dominios de: a) 12 km, b) 6 km, c) 3 km y d) 1 km en condiciones de viento de verano, donde la barra de colores nos indica la magnitud de la divergencia

### 3.2.4.9. Campos de divergencia con forzamiento de marea y climatología invernal del viento

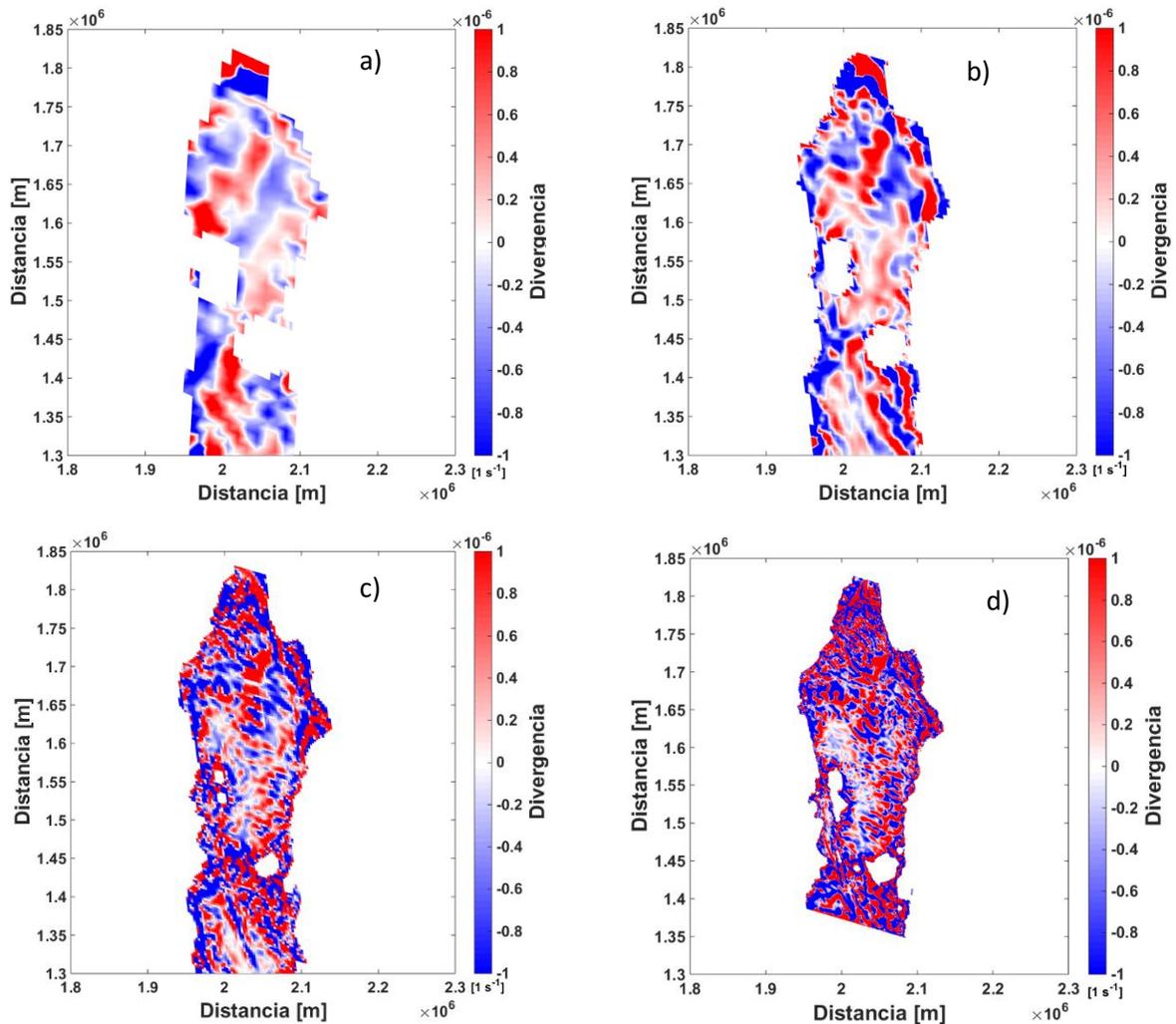
Al combinar la climatología invernal del viento con las mareas, se observan patrones de divergencia y convergencia similares en todas las escalas, pero conforme aumenta la resolución también aumentan las variaciones a nivel local. En todas las resoluciones se observa una divergencia en la gran parte de Isla Tiburón. En Bahía Adair y Bahía San Jorge la zona costera tiene una franja de convergencia a resoluciones de 12 km a 3 km que se ve reemplazada por una zona de divergencia a resoluciones de 1 km (Figura 37). Nuevamente se demuestra la sensibilidad de las observaciones según la resolución del modelo usado, mostrando que los procesos pueden ocasionar variaciones a nivel local que no se pueden predecir con modelos de mesoescala.

La zona al noroeste de Isla Ángel de la Guarda puede ocasionar la subida de aguas de fondo a la capa superficial y propagar cualquier propiedad química o biológica alrededor del sitio (Figura 37), aunque no se asocia al giro ciclónico presente en esta zona (Figura 21). Al suroeste de Isla Ángel de la Guarda y de

Bahía de los Ángeles hasta Santa Rosalía, así como en la costa oriental del GdC se presentaron campos de convergencia (Figura 37), que representaron zonas donde predominaron los giros anticiclónico (Figura 17), a excepción de la región de Guaymas hasta Puerto Lobos donde dominó la divergencia para los dominios de 12 km y 6 km. Para los dominios de 3 km y 1 km la costa oriental estuvo dominada por los campos de divergencia. El comportamiento en la costa oriental podría estar relacionada a los eventos de divergencia intensos debido a los fuertes vientos del noroeste (Figura 12), provocando el afloramiento de las aguas en las costas de Sonora y Sinaloa (Badán-Dangón et al., 1991). Además, gran parte de la zona de los Umbrales y de la zona de las Islas fueron dominadas por los campos de divergencia. De acuerdo a los campos de divergencia podemos inferir que la zona de las Islas es en general un sitio de divergencia por una combinación de los forzamientos de viento y marea (Figura 37).



**Figura 37.** Campos de divergencia en el norte del GdC para los diferentes dominios a) 12 km, b) 6 km, c) 3 km y d) 1 km, con forzamiento de marea y climatología invernal del viento en 2D, donde la barra de colores nos indica la magnitud de la divergencia.

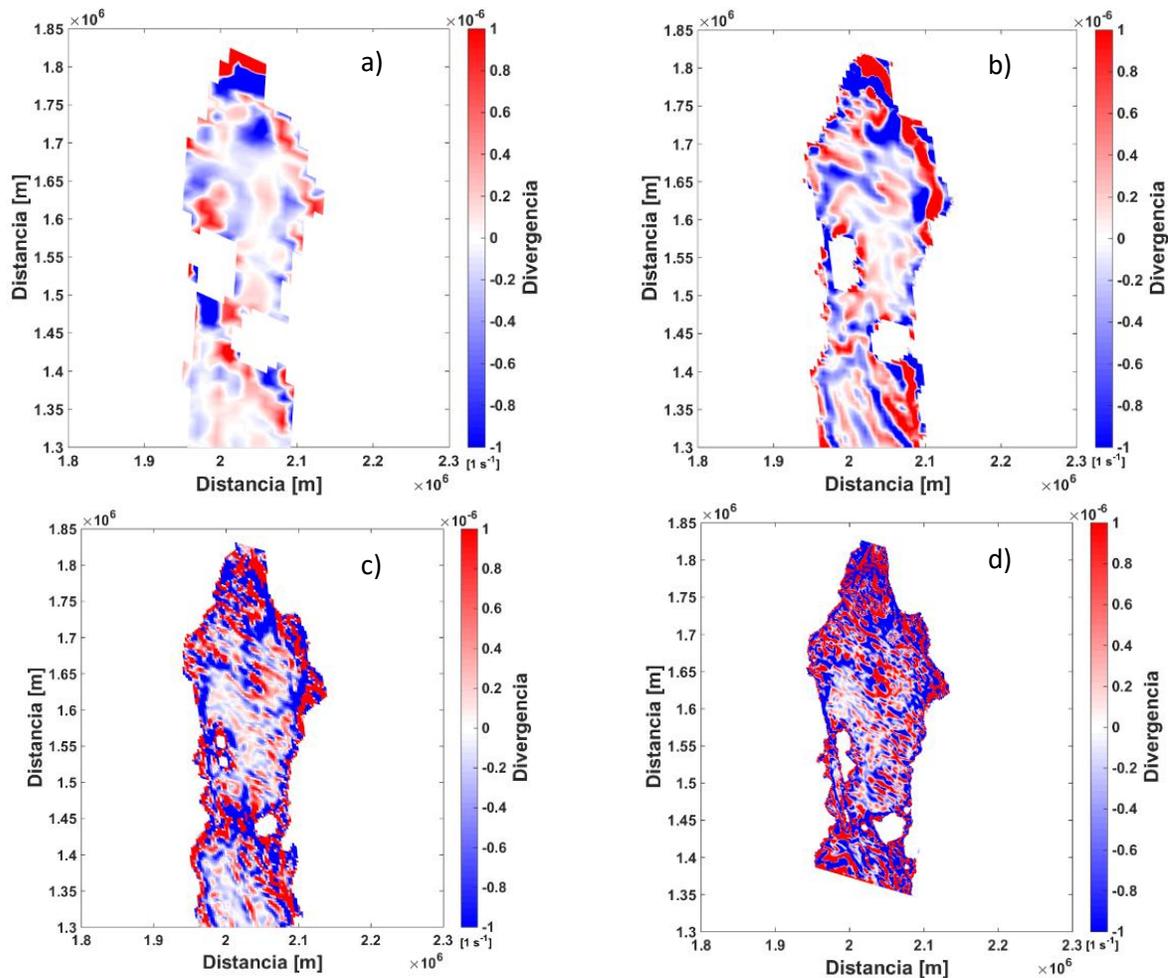


**Figura 38.** Campos de divergencia en el norte del GdC para los diferentes dominios a) 12 km, b) 6 km, c) 3 km y d) 1 km, con forzamiento de marea y climatología invernal del viento para el caso 3D, donde la barra de colores nos indica la magnitud de la divergencia.

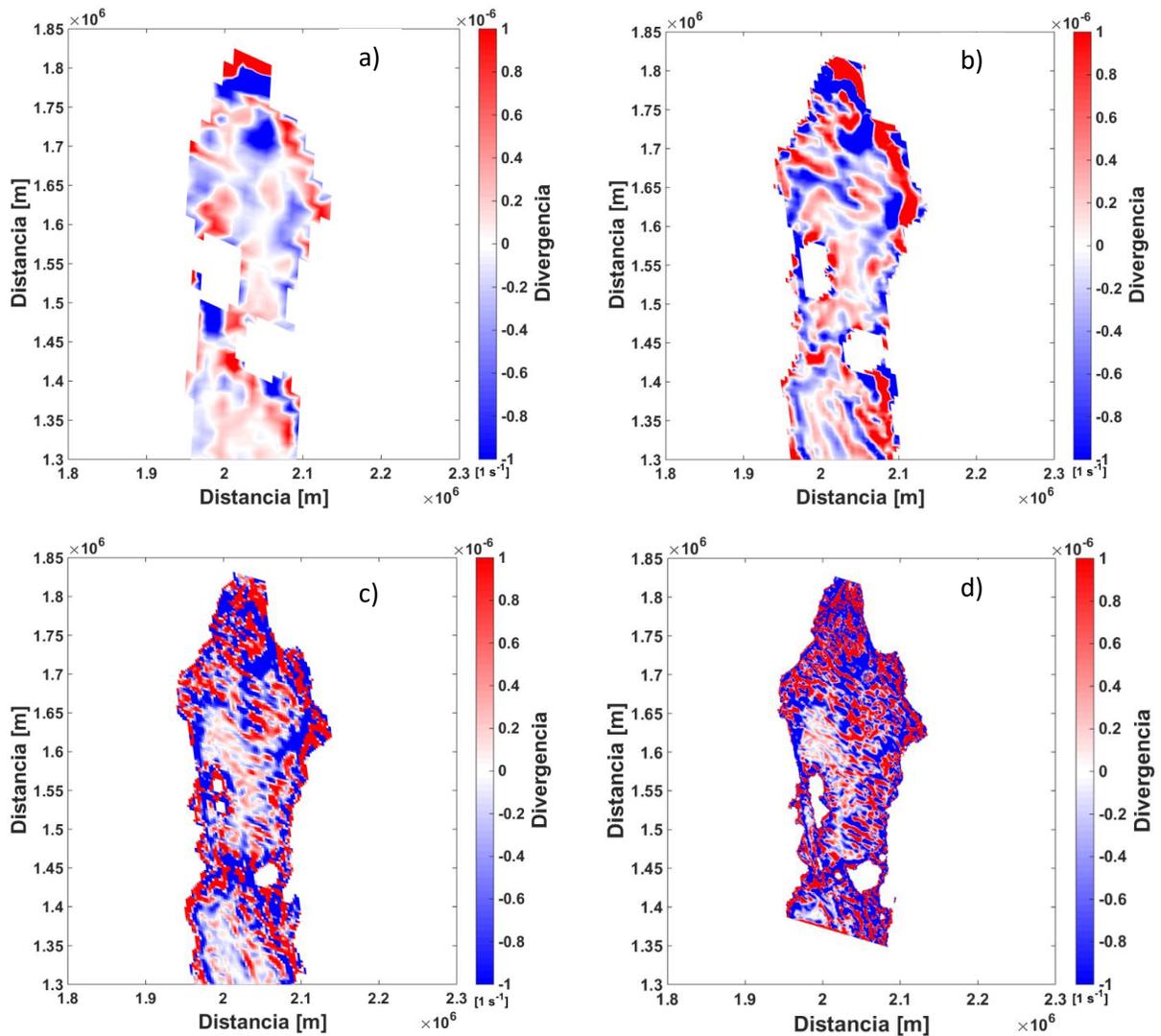
### 3.2.4.10. Campos de divergencia con forzamiento de marea y climatología estival del viento

Finalmente, se presenta el caso donde el modelo se forzó con marea y climatología estival del viento. En este caso el viento proviene del suroeste (Figura 12) y en conjunto con la marea nos genera campos de convergencia a lo largo de la costa este del GdC, además de presentarse en el norte del Golfo una zona de giros anticiclónicos que podrían estar asociados a zonas de convergencia (Figura 19) que juegan un papel importante en la retención o zonas de atrapamiento de organismos fitoplanctónicos que favorecen una alta biodiversidad. Aunque dependen de muchos factores como las condiciones biogeoquímicas del medio que permitan un buen desarrollo de los organismos. En gran parte de la costa de la Península de Baja

California dominaron los campos de divergencia (Figura 39), que podríamos asociar al efecto del viento débil proveniente del suroeste (Roden, 1964; Parés et al., 2003). Esto se debe a que el viento genera un transporte hacia la derecha de su dirección, es decir el agua será transportada hacia la derecha (costa este) que será remplazadas por aguas de zonas más profundas. Otra característica importante es que en el Canal de Ballenas se observan zonas de convergencia. En gran parte de las costas de las Islas y en la zona de los umbrales dominan los campos de divergencia (Figura 39). Puerto Peñasco, Guaymas, la Cuenca Wagner y la zona de los Umbrales se caracterizaron por ser zonas donde dominaran los campos de divergencia (Figura 39).



**Figura 39.** Campos de divergencia para la zona norte del GdC durante verano para los diferentes dominios a) 12 km, b) 6 km, c) 3 km y d) 1 km, inducidos por marea y viento en condiciones de verano para el modelo 2D, donde la barra de colores nos indica la magnitud de la divergencia.



**Figura 40.** Campos de divergencia para la zona norte del GdC durante verano para el modelo 3D para los diferentes dominios a) 12 km, b) 6 km, c) 3 km y d) 1 km, inducidos por marea y viento en condiciones de verano, donde la barra de colores nos indica la magnitud de la divergencia.

### 3.2.5. Trazadores pasivos

En este trabajo se analiza el efecto de las mareas y la climatología de viento sobre la dispersión de trazadores pasivos en la superficie del océano. Esto proporciona información importante sobre las zonas en las que se podrían manifestar altas concentraciones de trazadores. Para el análisis de los trazadores se dividió en tres zonas el GdC, zona sur (ZS), zona centro (ZC) y zona norte (ZN), la ZS comprende desde la boca del GdC hasta Guaymas en Sonora y Santa Rosalía de lado de la Península, mientras que la ZC comienza de Guaymas, Sonora y de Santa Rosalía hasta Puerto Lobos en Sonora y Puertecitos Baja

California y la ZN corresponde desde Puerto Lobos, Sonora y Puertecitos, Baja California hasta el Delta del río Colorado. Además, en las gráficas de distancia y velocidad de los trazadores, el número de partícula también se divide en estas tres zonas, para el dominio de 12 km la ZS corresponde a la partícula 1 a la 87, la ZC de la 88 a la 101 y la ZN de la 102 a la 107. El dominio de 6 km la ZS corresponde a la partícula 1 a la 144, la ZC de la 145 a la 181 y la ZN de la 182 a la 219. Para el dominio de 3 km la ZS corresponde a la partícula 1 a la 151, la ZC de la 152 a la 288 y la ZN de la partícula 289 a la 423. Finalmente, para el dominio de 1 km la ZS es representada por las partículas 1 a la 342, la ZN a las partículas 343 a la 1461 y la ZN de 1462 a la 2378.

### 3.2.5.1. Desplazamiento de los trazadores con forzamiento de marea

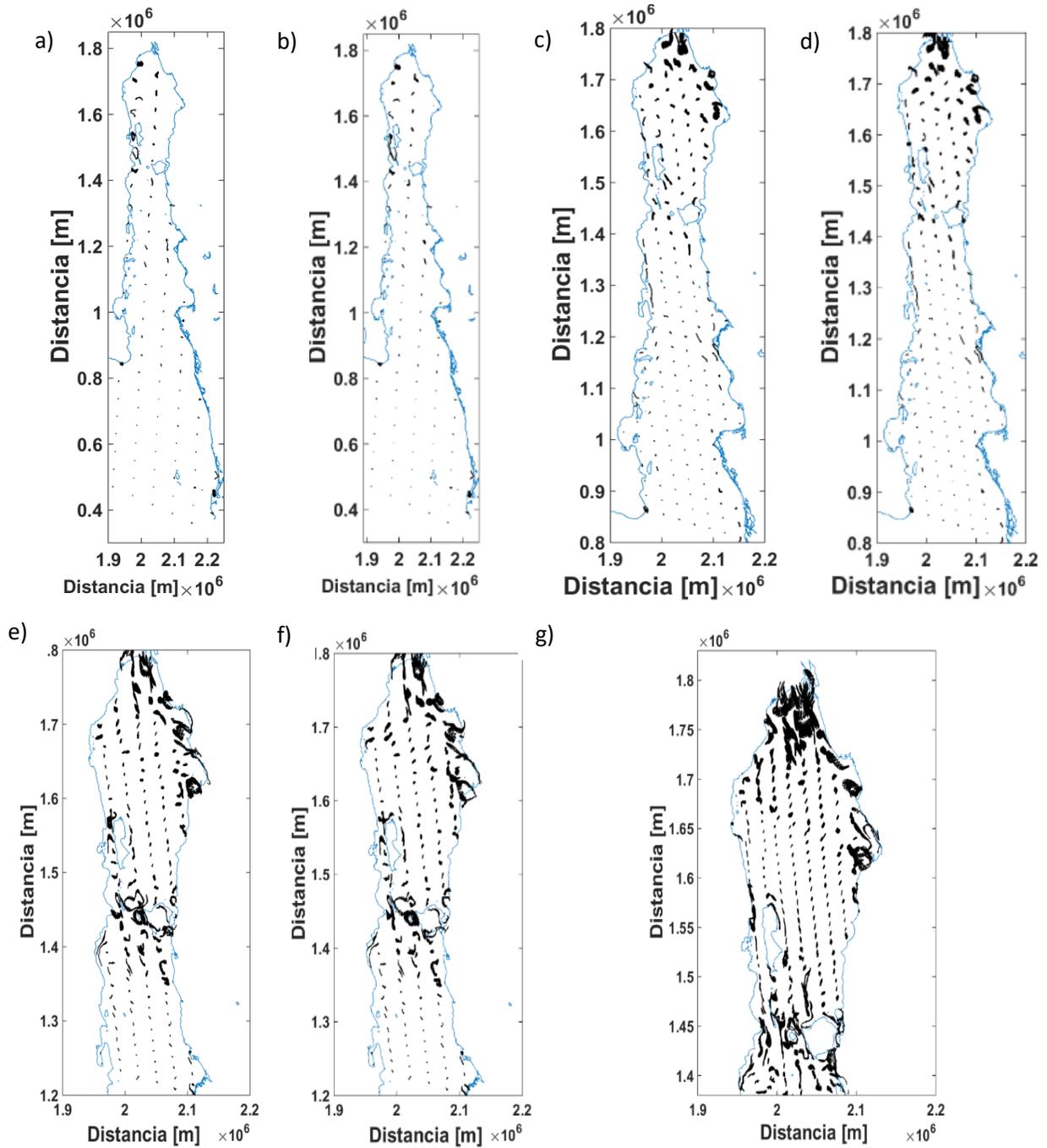
En el caso en el que el modelo es forzado sólo con la marea, los trazadores tuvieron un comportamiento espacial variable (Figura 41). Para las cuatro resoluciones estudiadas se observó un mayor desplazamiento aunado con la mayor velocidad alcanzada por los trazadores desde la zona de las Islas hasta el norte del GdC (Figuras 42 y 41). Para el dominio de 12 km las velocidades máximas fueron de  $\sim 0.6 \text{ m s}^{-1}$  para ambos casos (2D y 3D) que correspondieron a la ZC y ZN, mientras que para el dominio de 1 km las velocidades máximas fueron de  $\sim 0.18 \text{ m s}^{-1}$  en la ZN principalmente. La velocidad disminuyó conforme aumentó la resolución del modelo y las mayores velocidades se presentaron principalmente en la zona de las Islas y en el Golfo norte que correspondieron a las zonas donde hubo mayores desplazamientos (Tabla 11).

La distancia promedio recorrida por las partículas durante los 30 días de simulación de las salidas del modelo 2D y 3D (Tabla 10 y 11). El dominio de 12 km para las salidas de los modelos 2D y 3D obtuvo la mayor distancia promedio recorrida en la ZN de  $530.06 \text{ km} \pm 727.18 \text{ km}$ , así como la mayor velocidad alcanzada por las partículas ( $0.20 \text{ m s}^{-1} \pm 0.027 \text{ m s}^{-1}$ ). Los dominios restantes tuvieron una velocidad promedio menor en comparación con el dominio de 12 km. Especialmente, las velocidades y distancias promedio de las partículas disminuyeron, siendo la ZC la que obtuvieron los valores promedios más bajos ( $0.024 \text{ m s}^{-1} \pm 0.006 \text{ m s}^{-1}$ ,  $64.73 \text{ km} \pm 15.50 \text{ km}$ ; Tabla 10 y 11).

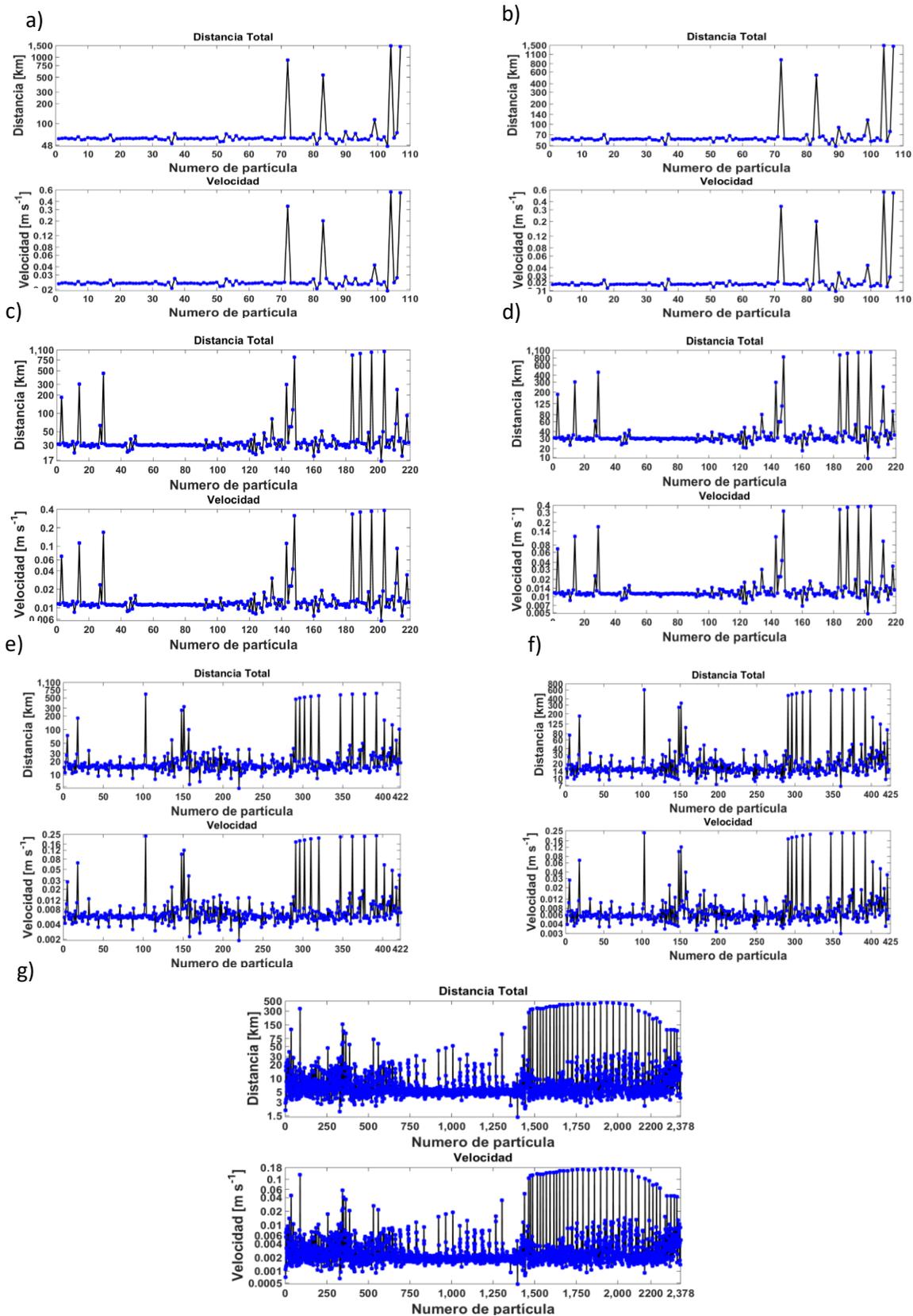
Aunque se observa en la figura 41 que en el dominio de 12 km los trazadores no siguieron el comportamiento de la corriente residual generada por la marea, en la ZN se observó para el dominio de 6 km que las partículas siguieron algunos remolinos, como el remolino al norte de Isla Ángel de la Guarda (Figura 10) y la serie de giros presentes en la costa este al norte de la ZC. Otra característica que tuvieron

las partículas fue el desplazamiento cerca de la costa de lado de la Península de Baja similar al comportamiento de la corriente (Figuras 10 y 41). Aunque en los dominios de 3 km y 1 km se observaron que las partículas siguieron los giros cerca de la costa oriental del GdC y en la ZC principalmente en los Umbrales, también siguieron el comportamiento de la corriente residual (Figuras 10 y 41). Las partículas que entraron al Canal de ballenas y al sur de Isla Ángel de la Guarda siguieron la costa como lo hizo la corriente residual.

También en la figura 41 se muestra que, a escalas de 12 km, el usar un modelo en 2D o 3D no afecta las predicciones sobre las trayectorias de los trazadores en ninguna zona a lo largo del GdC, ni tampoco se observan diferencias en las zonas profundas o costeras. En el modelo de 6 km se observan algunas diferencias en las trayectorias obtenidas por estos modelos, especialmente al norte entre San Felipe – Puerto Peñasco, en Bahía San Jorge, y en las zonas costeras de las Islas como el Canal del Infiernillo o al oeste de Isla San Lorenzo. Donde hay diferencias se observa un desplazamiento mayor cuando se consideran un modelo 3D. En el caso del dominio con resolución de 3 km, se observa también diferencias entre el modelo de 2D y 3D en la zona de San Luis Gonzaga, en Bahía Adaír y Bahía San Jorge, así como al norte del Golfo entre San Felipe y Puerto Peñasco. También hay diferencias en la zona a lo largo del Golfo en la que se localizan Isla San Lorenzo, Isla San Esteban e Isla Tiburón, así como en Bahía Comcaac, al sur del Canal del Infiernillo. En estas zonas se localizan constricciones verticales de la batimetría, por lo que las corrientes se aceleran por efecto Venturi en la vertical. Este proceso está mejor capturado en un modelo en 3D. En las demás zonas se deduce que la presencia de bahías e islas en la parte norte del Golfo causan estas diferencias entre los modelos 2D y 3D, ya que también se tienen aceleraciones de las corrientes de marea a nivel local.



**Figura 41.** Desplazamiento de trazadores en el Golfo en los dominios de: a) 12 km para el caso 2D, b) 12 km para el caso 3D, c) 6 km para el caso 2D, d) 6 km para el caso 3D, e) 3 km para el caso 2D, f) 3 km para el caso 3D y g) 1 km para el caso 2D, con forzamiento de marea.



**Figura 42.** Distancia y velocidad de los trazadores a lo largo del Golfo para los dominios de: a) 12 km para el caso 2D, b) 12 km para el caso 3D, c) 6 km para el caso 2D, d) 6 km para el caso 3D, e) 3 km para el caso 2D, f) 3 km para el caso 3D y g) 1 km para el caso 2D, forzados con marea.

### 3.2.5.2. Desplazamiento de los trazadores con viento invernal, sin marea

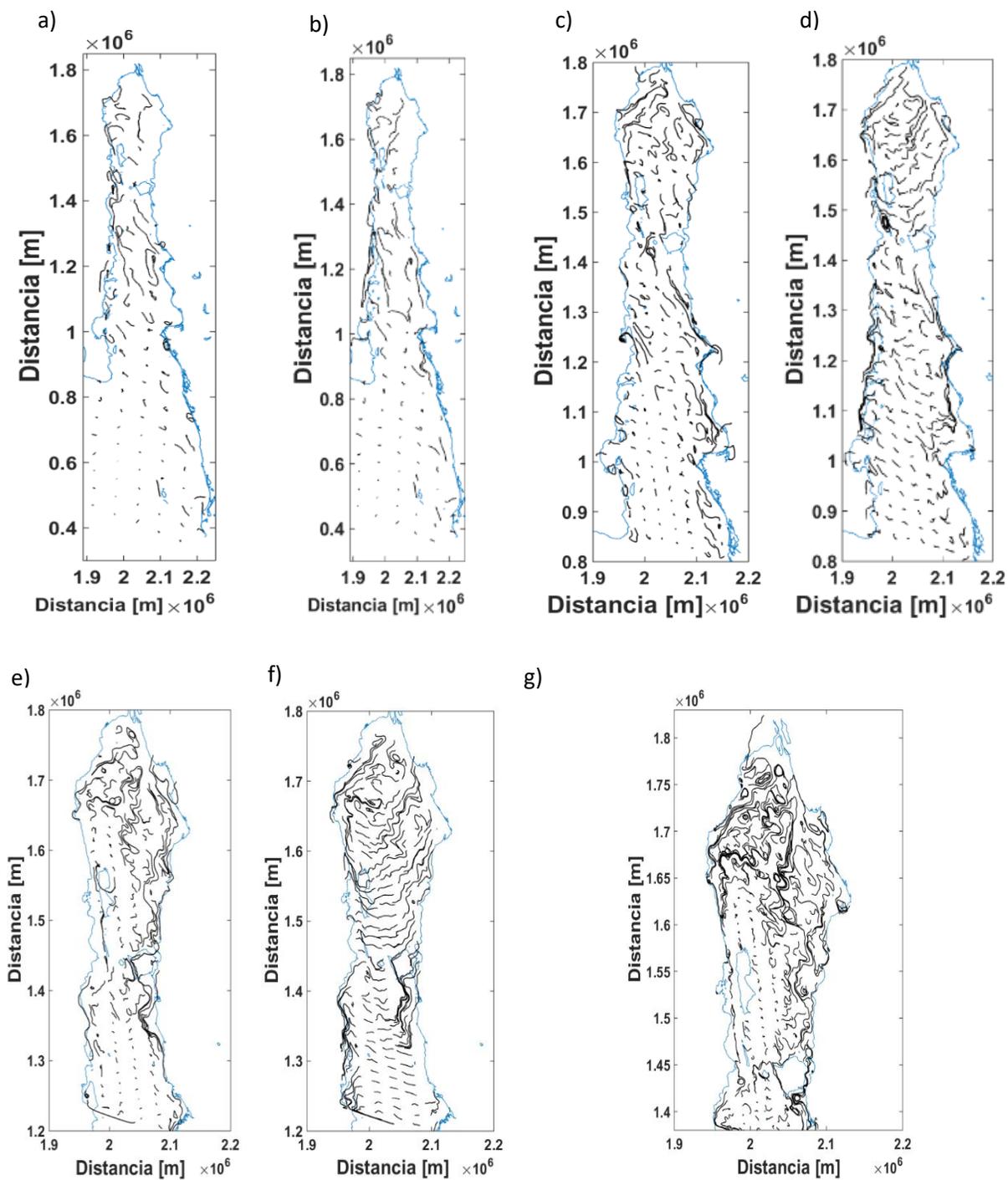
El viento invernal genera desplazamientos espacialmente mayores en la zona de las Islas hacia el norte del GdC, este comportamiento estuvo presente en todos los dominios de los modelos 2D y 3D. En el modelo 3D se observan mejor los giros y los desplazamientos de las partículas, como por ejemplo el giro cerca de Puerto Peñasco en el Norte del Golfo y el desplazamiento de las partículas en ambas costas (Figura 43).

Como resultados se obtuvo que existe un mayor desplazamiento de las partículas en la ZN en ambos modelos (2D y 3D) alcanzaron las mayores velocidades y distancias recorridas ( $0.6 \text{ m s}^{-1}$  con 1700 km de desplazamiento; Figura 44). Siendo el dominio de 1 km en donde las partículas presentarían una menor distancia y velocidad recorrida (600 km con una velocidad de hasta  $0.18 \text{ m s}^{-1}$ ; Figura 44).

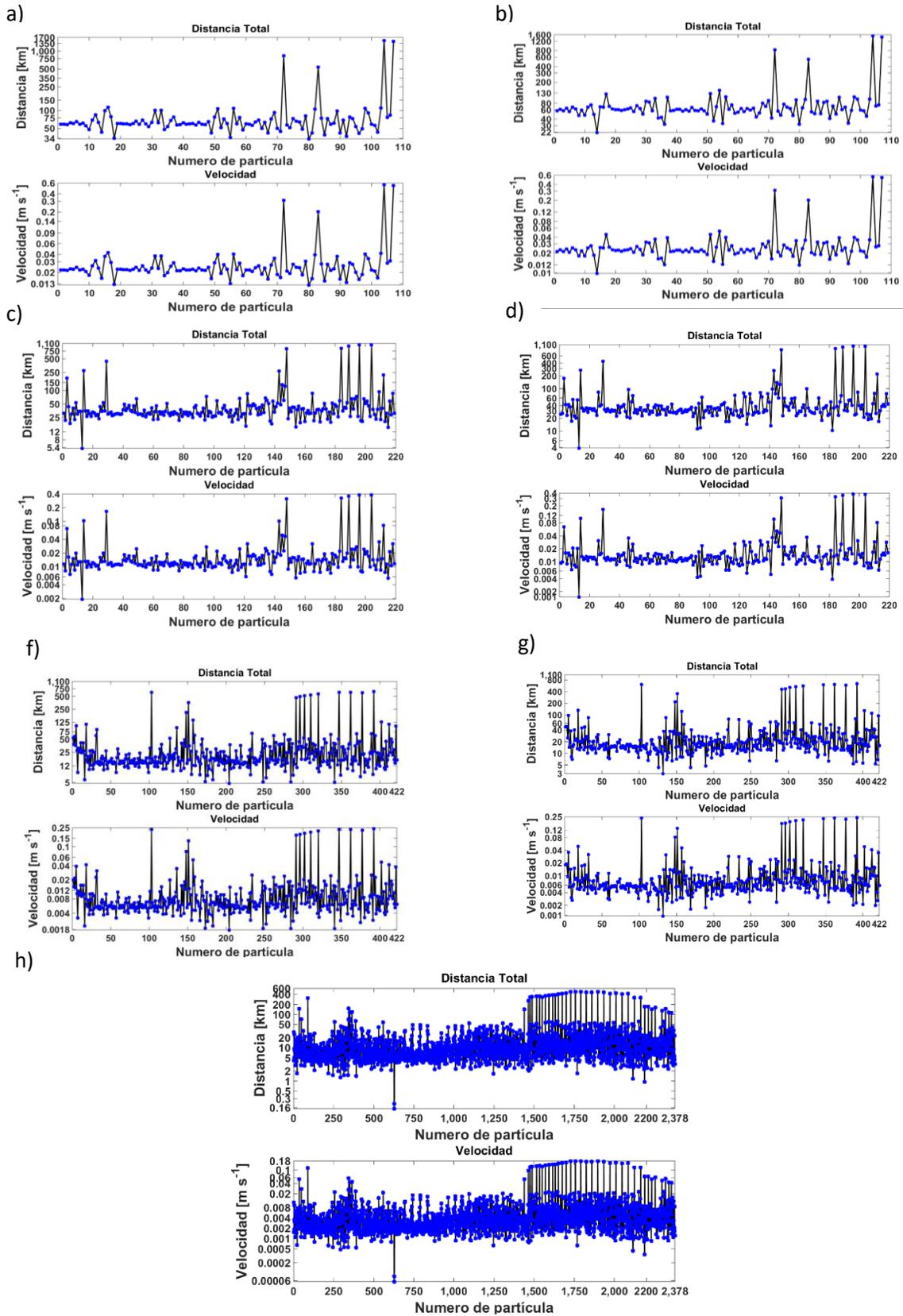
En todos los dominios de los modelos en 2D y 3D se pudo observar los desplazamientos de las partículas fueron similares al de las corrientes residuales (Figura 13). Se apreció en los dominios de 6 km, 3 km y 1 km, el desplazamiento de las partículas del lado de la costa Continental del GdC, que podría estar asociado a la zona de divergencia en la ZC y ZS (Figura 35). Mientras que en la ZN los trazadores siguieron las trayectorias de los remolinos o filamentos similares a las corrientes residuales que concuerda con los campos de divergencia (Figura 12 y 35). Esto puede sugerir que las partículas siguen preferentemente las zonas de divergencia, por lo que podrían ser transportadas lejos de la región de origen. Sin embargo, las partículas que se encuentran en zonas de convergencia no mostraron desplazarse por la región de estudio (Figura 43).

Especialmente la ZN presentó el mayor desplazamiento y el mayor promedio de velocidad (546.83 km a una velocidad aproximada de  $0.204 \text{ m s}^{-1}$ ). Mientras que ZC fue la que menor desplazamiento y velocidad registrara en comparación con la ZN y la ZS. Este comportamiento lo tuvieron los dominios de 3 km y 1 km, mientras que el de 6 km obtuvo un menor desplazamiento y una menor velocidad alcanzada por las partículas en la ZS ( $41.99 \text{ km} \pm 46.66 \text{ km}$  y  $0.016 \text{ m s}^{-1} \pm 0.017 \text{ m s}^{-1}$ ), prevaleciendo la ZN como la zona con mayor desplazamiento y velocidad promedio (Tabla 10 y 11). Se puede decir que en todos los dominios prevaleció una mayor distancia y velocidad de las partículas en la ZN. Sin embargo, la ZC fue en la que menor distancia recorrieron las partículas y en donde se registraron menores velocidades alcanzadas. Los resultados de las salidas del modelo 3D se apreciaron magnitudes de velocidad y distancia similares a las salidas del modelo 2D (Tabla 10 y 11).

Tanto la distancia como la velocidad fueron disminuyendo su magnitud conforme se aumentó la resolución del modelo, siendo consistente en las zonas donde hubo un mayor desplazamiento asociado a una mayor velocidad de la partícula. (Tabla 10 y 11).



**Figura 43.** Desplazamiento de los trazadores inducidos por el viento invernal en el GdC para los dominios de: a) 12 km para el caso 2D, b) 12 km para el caso 3D, c) 6 km para el caso 2D, d) 6 km para el caso 3D, e) 3 km para el caso 2D, f) 3 km para el caso 3D y g) 1 km para el caso 2D.



**Figura 44.** Distancia y velocidad de los trazadores inducidos por el viento invernal en el GdC para los dominios de: a) 12 km para el caso 2D, b) 12 km para el caso 3D, c) 6 km para el caso 2D, d) 6 km para el caso 3D, e) 3 km para el caso 2D, f) 3 km para el caso 3D y g) 1 km para el caso 2D.

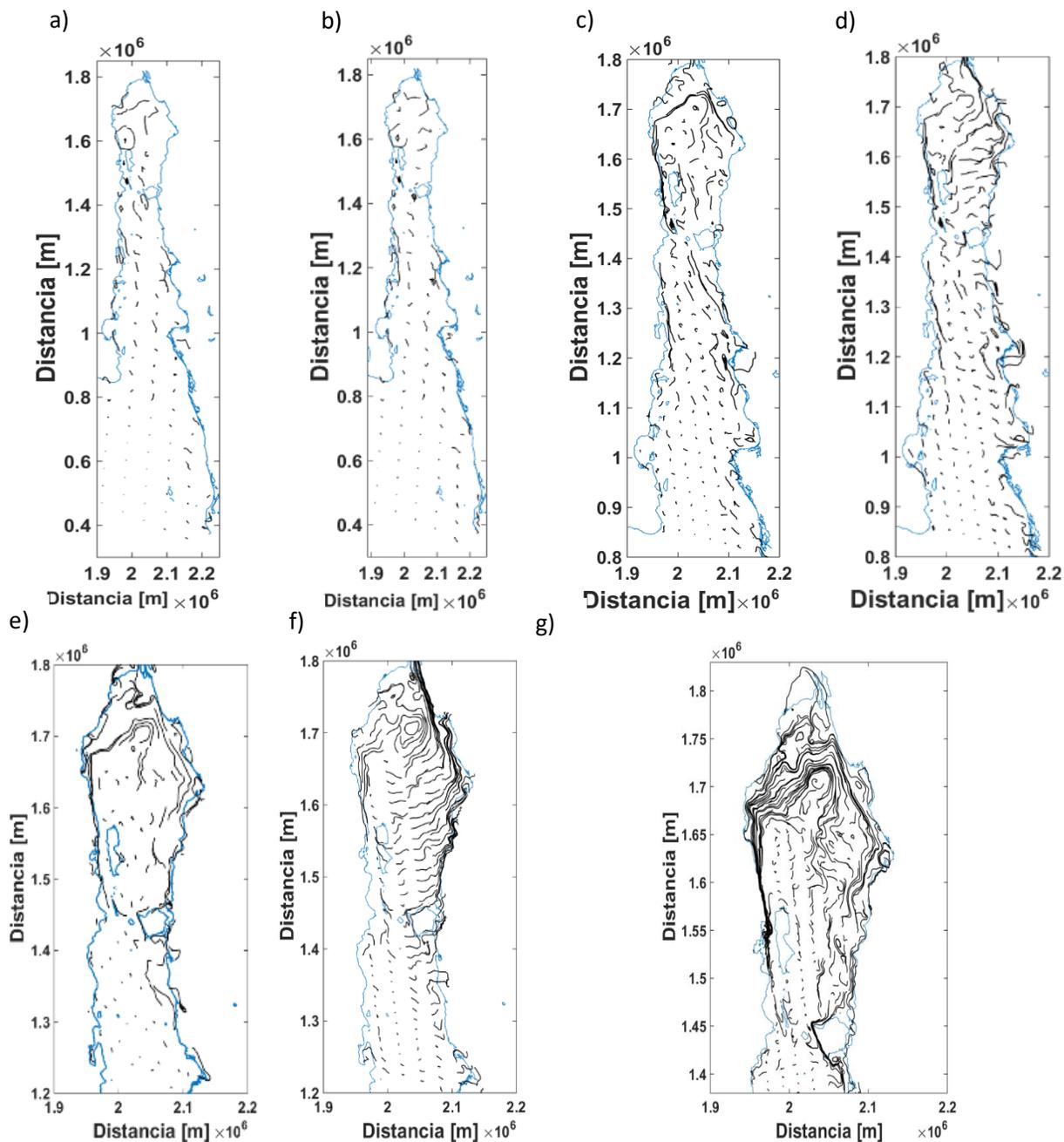
### 3.2.5.3. Desplazamiento de los trazadores con viento en condiciones de verano, sin marea

A diferencia del forzamiento con viento invernal, la dinámica que tuvieron las partículas con forzamiento de viento en condiciones de verano tanto para las salidas del modelo 2D como las salidas del modelo 3D, fue el desplazamiento de las partículas hacia la costa oeste del GdC principalmente en la zona de las Islas, predominando la ZN como la zona con mayor desplazamiento de partículas en comparación con la ZC y ZS (Figura 45).

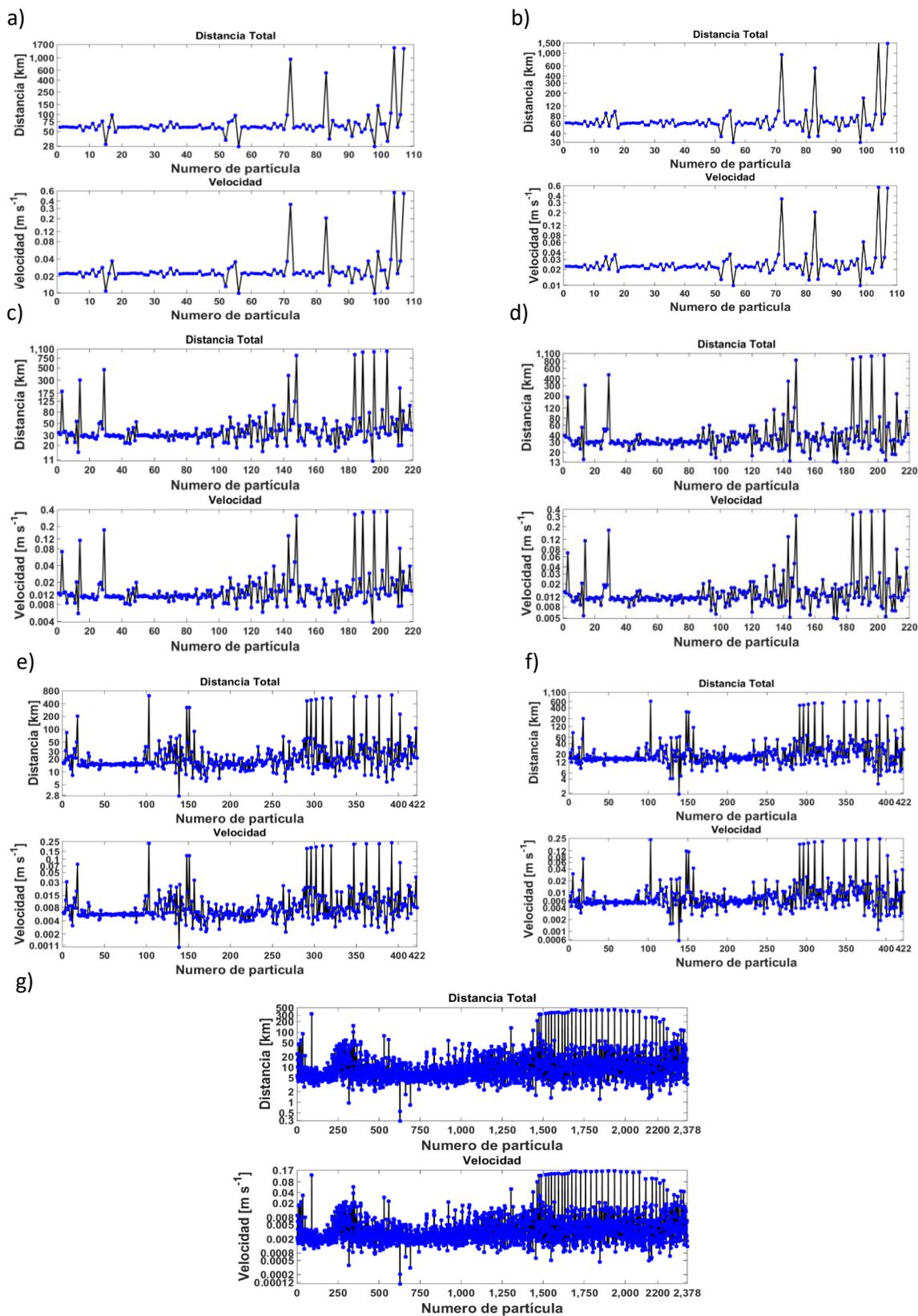
El desplazamiento de las partículas en los cuatro dominios se aprecia de manera diferente, siendo el dominio de 12 km el que menor descripción gráfica presente en el movimiento de las partículas (Figura 45) y el de 1 km es el dominio que mayor ejemplificación tuvo sobre el movimiento que tuvieron las partículas durante el mes de simulación. Básicamente, el dominio de 12 km las partículas registraron el movimiento del giro ciclónico al norte de Isla Ángel de la Guarda y en el Alto Golfo siguieron la dirección de la corriente que va de este a oeste del GdC, así como el giro anticiclónico al suroeste de Isla Tiburón (Figura 15 y 45). El dominio de 6 km presentó un mayor movimiento en los trazadores en la ZN y en la ZS cerca de la costa. Como se ha mencionado con anterioridad, en este dominio las partículas también siguieron la corriente residual tanto en la ZN como en la ZC (Figuras 15 y 45), caracterizando el giro anticiclónico al norte de Isla Ángel de la Guarda y el giro ciclónico al norte de este. Mientras que en el sur de Isla Ángel de la Guarda las partículas siguieron el giro ciclónico (Figura 36). Un comportamiento similar tuvo el dominio de 3 km con la única diferencia que en el centro del GdC las partículas no tuvieron un desplazamiento relevante. Sin embargo, el dominio de 1 km los trazadores se desplazaron pegados a la costa y conforme al movimiento de la corriente residual. En particular en el modelo 3D se observa una migración de las partículas de la costa oeste hacia el noreste del GdC, así como el desplazamiento que se observa en la costa este que va del Alto Golfo hacia el norte de Isla Ángel de la Guarda (Figura 45). De acuerdo a los resultados, podemos inferir que la corriente residual tuvo mayor impacto sobre el movimiento de las partículas con este forzamiento para los cuatro dominios (Figuras 15 y 45).

Zonalmente se obtuvo un desplazamiento y una velocidad promedio mayor en la ZN (aproximadamente 500 km de distancia a una velocidad aproximada de  $0.202 \text{ m s}^{-1}$ ) para las salidas del modelo 2D y 3D en comparación con las ZC y ZS. Para el dominio de 6 km se presentó un menor desplazamiento y una menor velocidad en la ZS ( $41.59 \text{ km} \pm 52.85 \text{ km}$  y  $0.016 \text{ m s}^{-1} \pm 0.020 \text{ m s}^{-1}$ ) y un mayor desplazamiento en la ZN ( $143.22 \text{ km} \pm 283.59 \text{ km}$ ) con una velocidad de  $0.053 \text{ m s}^{-1} \pm 0.106 \text{ m s}^{-1}$  (Tabla 10 y 11). En todos los

dominios para las salidas del modelo en 3D los resultados fueron comparables con las salidas del modelo 2D.



**Figura 45.** Desplazamiento de los trazadores en el GdC inducidos por el viento en verano para los dominios de: a) 12 km para el caso 2D, b) 12 km para el caso 3D, c) 6 km para el caso 2D, d) 6 km para el caso 3D, e) 3 km para el caso 2D, f) 3 km para el caso 3D y g) 1 km para el caso 2D.



**Figura 46.** Distancia y velocidad para los trazadores superficiales inducidos por el viento en verano para los dominios de: a) 12 km para el caso 2D, b) 12 km para el caso 3D, c) 6 km para el caso 2D, d) 6 km para el caso 3D, e) 3 km para el caso 2D, f) 3 km para el caso 3D y g) 1 km para el caso 2D.

### 3.2.5.4. Desplazamiento de los trazadores con forzamiento de marea y climatología invernal del viento

Considerando el forzamiento de marea y viento invernal se pudo observar que las partículas tuvieron un desplazamiento a lo largo de las costas, en la zona de las Islas y al norte del GdC (Figura 47). Como en los otros casos, mientras más se aumenta la resolución del modelo se pueden apreciar mejor los movimientos que tienen las partículas. Muchas de las partículas describen giros en la zona de los Umbrales y en la ZN. Cerca de la costa, las partículas se desplazan a lo largo de ellas. Una de las zonas en las que no se apreció movimiento fue en la zona central del GdC al sur de las Islas (Figura 47).

El dominio que representó mayor movimiento y velocidad de las partículas en las salidas de los dominios 2D y 3D fue el dominio de 12 km, mientras que el de 1 km fue el que presentara un menor desplazamiento con una menor velocidad (Figura 48). Aunque para el dominio de 12 km solo las partículas de la ZN del GdC presentaron un mayor desplazamiento, en el dominio de 6 km se observó que tanto en la ZS y en ZN tuvieron desplazamientos mayores a 500 km. En los dominios de 3 km y 1 km las partículas a lo largo del GdC tuvieron desplazamientos mayores a 100 km alcanzando hasta 1100 km con velocidades de  $0.25 \text{ m s}^{-1}$ . Además, se observó que las distancias máximas recorridas corresponden con los valores máximos de velocidad (Figura 48).

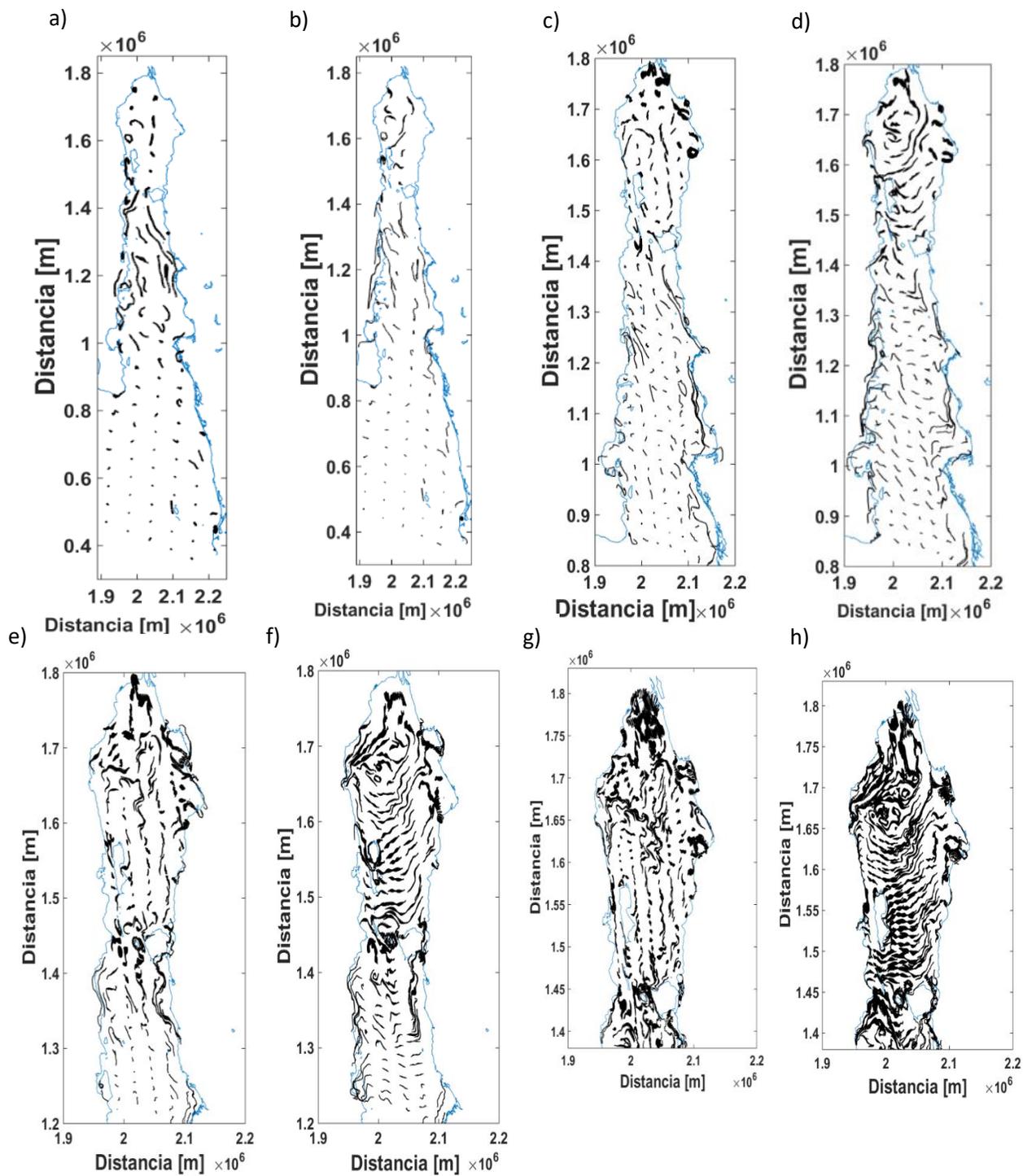
En promedio de velocidad y desplazamiento para los modelos de 2D y 3D fueron similares (Tabla 10 y 11), por lo que describen únicamente los resultados en 2D. El desplazamiento para el dominio de 12 km en la ZN fue de  $534.23 \text{ km} \pm 728.53 \text{ km}$  con una velocidad de  $0.029 \pm 0.037 \text{ m s}^{-1}$ , a diferencia de la ZC donde se obtuvo un desplazamiento  $67.12 \text{ km} \pm 18.14 \text{ km}$  a una velocidad promedio de  $0.025 \text{ m s}^{-1} \pm 0.037 \text{ m s}^{-1}$ . Para los dominios de 3 km y 1 km también se obtuvo un desplazamiento y una velocidad promedio en la ZN mayor que en la ZC. A diferencia de los dominios de 12 km, 3 km y 1 km, en el dominio de 6 km el desplazamiento y la velocidad promedio para la ZS fue de  $40.94 \text{ km} \pm 46.90 \text{ km}$  y  $0.015 \text{ m s}^{-1} \pm 0.018 \text{ m s}^{-1}$ , que corresponde al desplazamiento y velocidad promedio menor a las otras dos zonas, siendo ZN la que presentara un mayor desplazamiento y una mayor velocidad ( $220.14 \text{ km} \pm 388.76 \text{ km}$  y  $0.053 \text{ m s}^{-1} \pm 0.111 \text{ m s}^{-1}$ , Tabla 10 y 11).

Teniendo el forzamiento mareal y el viento invernal las partículas para los modelos 2D y 3D presentaron un mayor movimiento en las tres zonas (ZN, ZS y ZC), en la ZS principalmente en las costas, mientras que en la ZC en la región de los Umbrales y en la ZN se registró el movimiento de las partículas en la mayoría

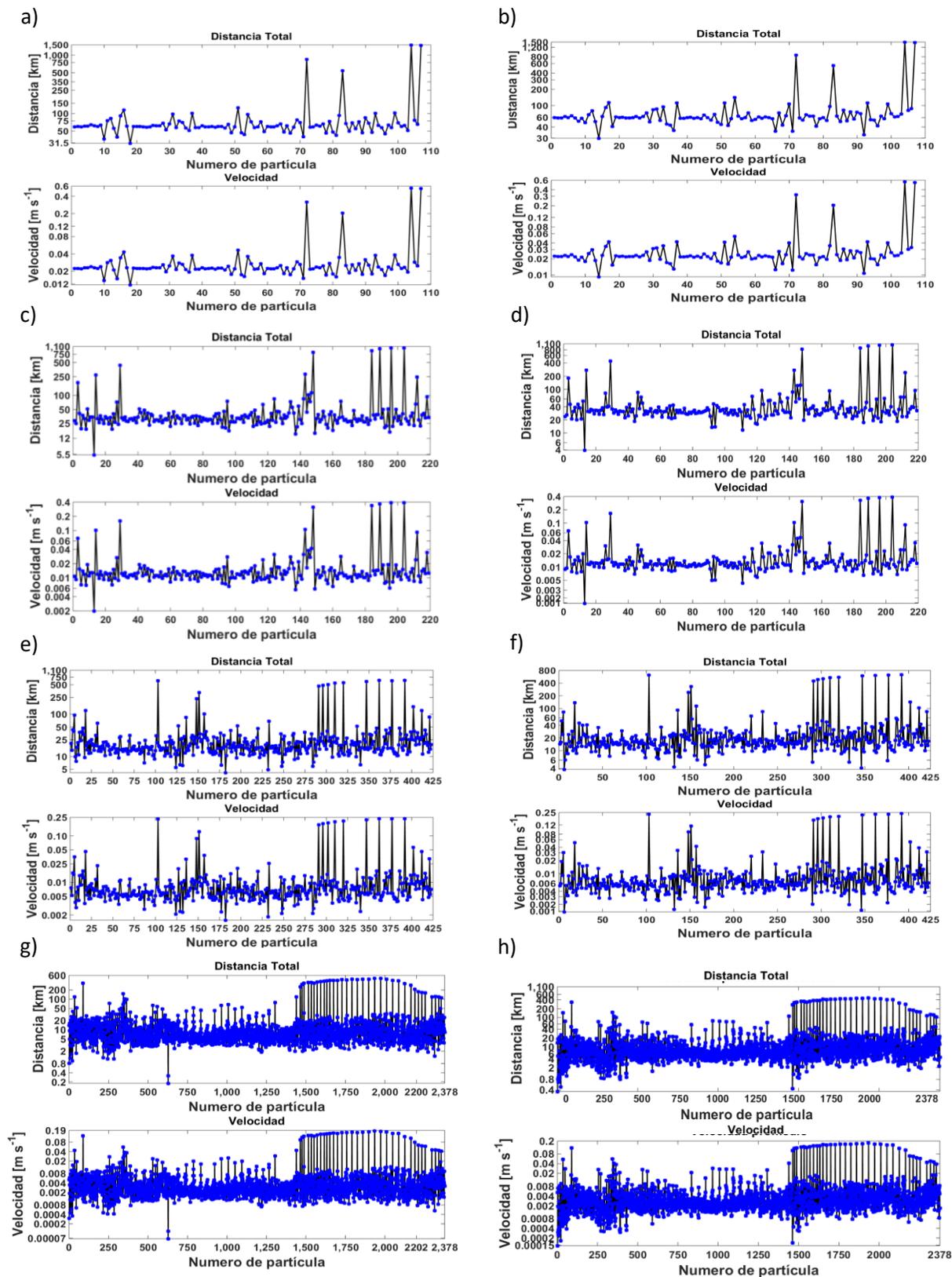
de la zona. Para los tres dominios se observó el giro anticiclónico al norte de Isla Ángel de LA Guarda presente en la corriente residual (Figuras 17 y 47). Para el dominio e 12 km las partículas en el Canal del Ballenas siguieron la costa con dirección hacia la ZN como la corriente residual (Figuras 17 y 47). En la zona de los Umbrales las partículas siguieron la corriente residual que va de la costa oeste del GdC hacia la costa este del Golfo (Figuras 17 y 47). Mientras que entre Santa Rosalía y Guaymas se observó otro giro anticiclónico por parte de las partículas (Figura 47). En la costa este para el dominio de 6 km las partículas siguieron los giros anticiclónicos en Puerto Peñasco y el giro ciclónico al norte de Bahía la Choya (Figuras 17 y 47). Se observó el desplazamiento de las partículas de San Felipe hasta la zona de los Umbrales similar al que presentó la corriente residual (Figuras 17 y 47). A diferencia del dominio de 6 km, el dominio de 3 km tuvo un comportamiento diferente en la ZN, aunque también siguieron las partículas el comportamiento de las corrientes residuales. En la ZC se observaron más giros y las partículas siguieron las costas de las islas (Figuras 17 y 47). Finalmente, para el dominio de 1 km se apreció un mejor desplazamiento de las partículas en el Alto Golfo, ya que representaron la mayoría de los giros (Figura 47).

La única diferencia que se observó en los modelos fue que en el modelo 3D las partículas tuvieron un desplazamiento más definido, es decir se aprecian mejor los giros y el desplazamiento a lo largo de la costa (Figura 47); como el giro ciclónico al norte de Isla Ángel de la Guarda, el desplazamiento de las partículas de este a oeste en la zona de las Islas y en el Alto Golfo, así como a lo largo de las costas.

El comportamiento del desplazamiento de las partículas en los cuatro dominios también se relaciona con el campo de divergencia en todas las zonas, principalmente cuando las partículas siguen la corriente residual (Figuras 37 y 47), por lo que las partículas son transportadas lejos de su lugar de origen.



**Figura 47.** Desplazamiento de los trazadores en el GdC durante el invierno para los dominios de: a) 12 km para el caso 2D, b) 12 km para el caso 3D, c) 6 km para el caso 2D, d) 6 km para el caso 3D, e) 3 km para el caso 2D, f) 3 km para el caso 3D, g) 1 km para el caso 2D y h) 1 km para el caso 3D, inducidos por la marea y el viento invernal.



**Figura 48.** Distancia y velocidad para los trazadores en el GdC durante el invierno para los dominios de: a) 12 km para el caso 2D, b) 12 km para el caso 3D, c) 6 km para el caso 2D, d) 6 km para el caso 3D, e) 3 km para el caso 2D, f) 3 km para el caso 3D, g) 1 km para el caso 2D y h) 1 km para el caso 3D, inducidos por la marea y el viento invernal.

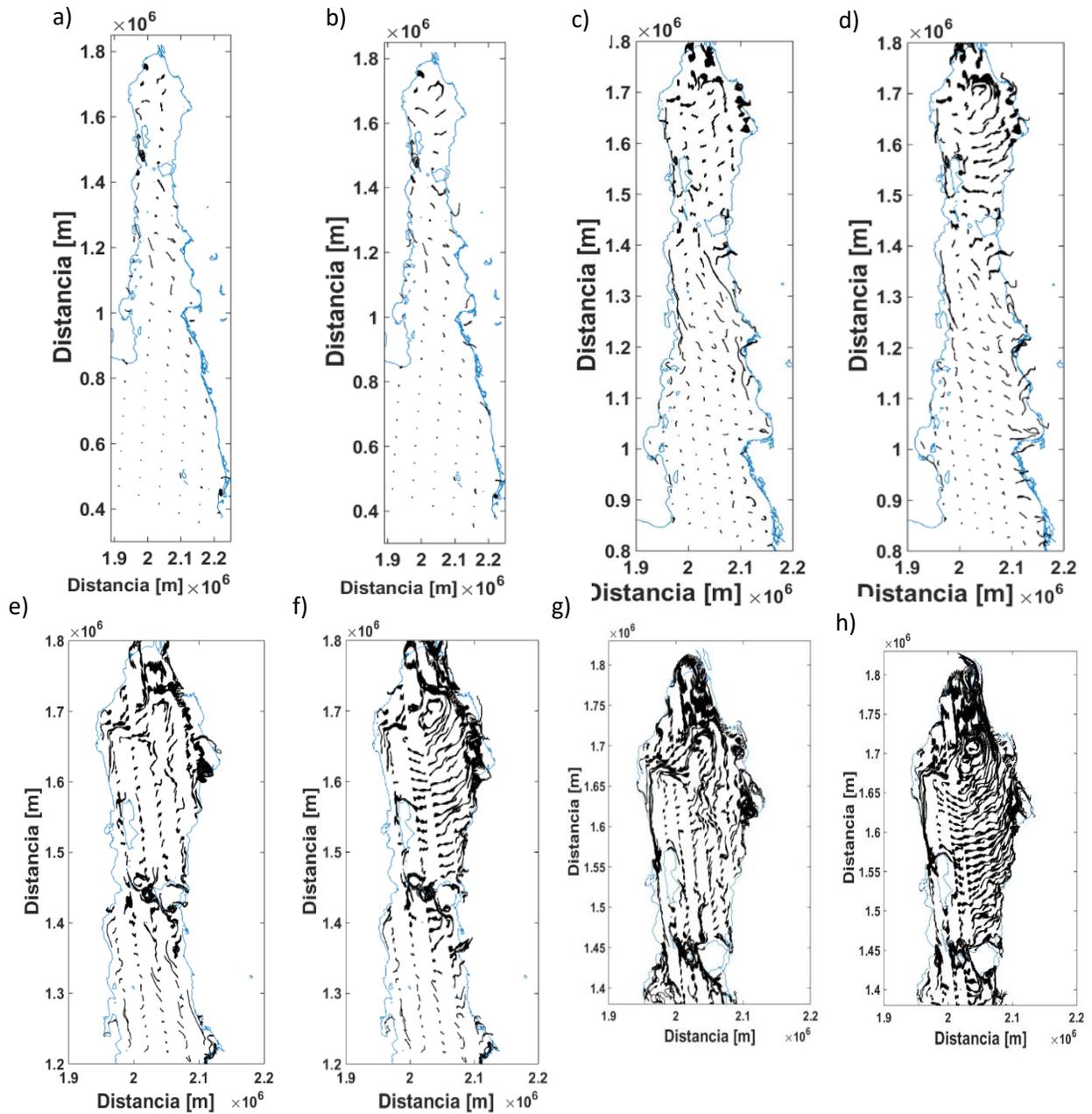
### 3.2.5.5. Desplazamiento de los trazadores con forzamiento de marea y climatología estival del viento

Finalmente se realizó el caso con marea y forzamiento con viento en condiciones de verano, del cual se obtuvo un comportamiento particular en la zona central de las Islas y al norte del GdC tanto para el modelo 2D como para el 3D. En los dominios de 6 km, 3 km y 1 km las partículas tuvieron un mayor desplazamiento que en el dominio de 12 km. En el dominio de 6 km se apreció un giro en el noreste del GdC y que las partículas en la costa oeste siguieron el contorno de la costa (Figura 49). Para los dominios de 3 km y 1 km se observa un giro al sur de los Umbrales y al noroeste del GdC. La única diferencia que presentó el modelo 3D, es que las partículas siguieron un giro cerca de Puerto Peñasco y la migración de estas de lado oeste al lado este a lo largo de todo el GdC.

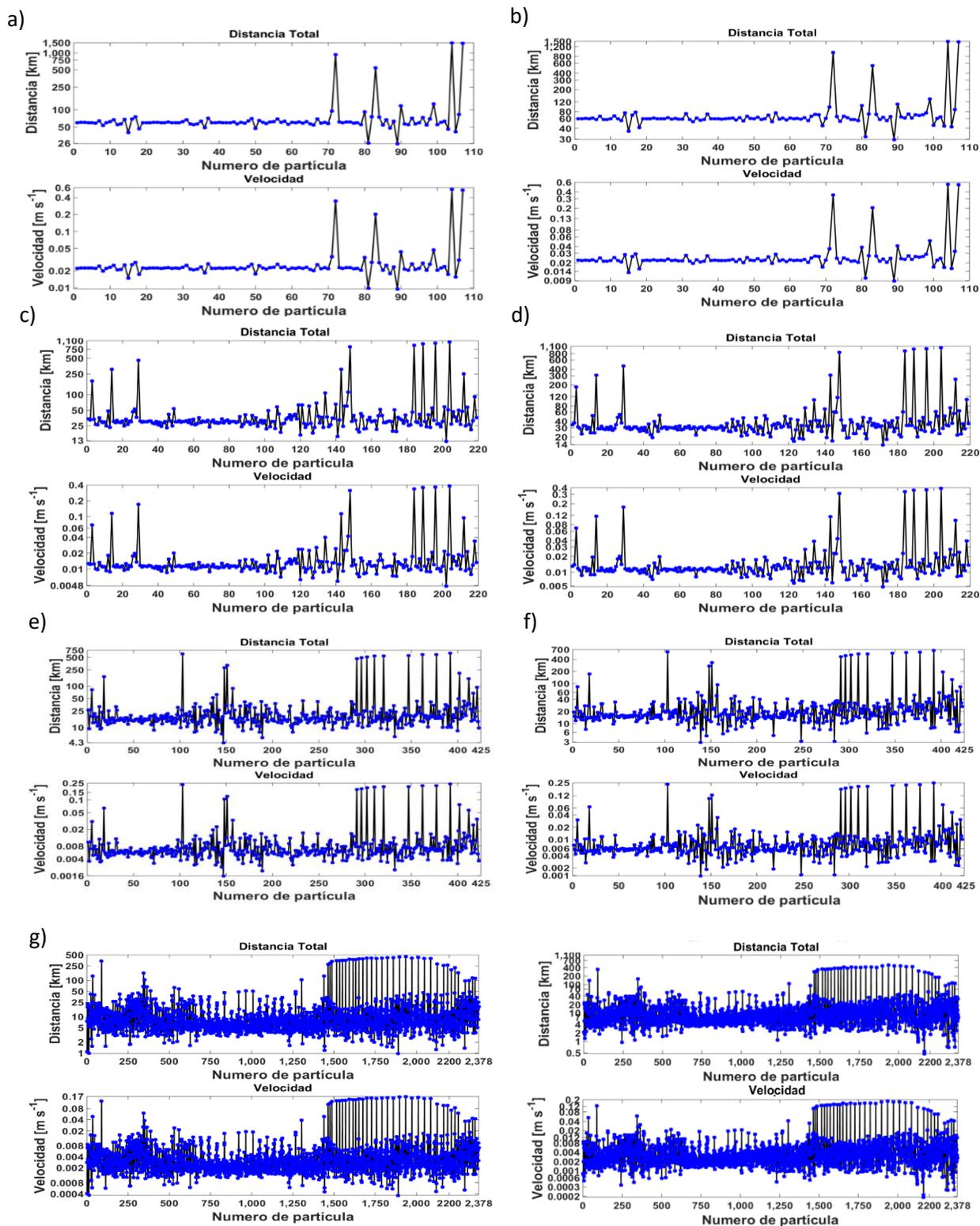
Se alcanzaron distancias recorridas de hasta 1500 km en el norte del GdC para el dominio de 12 km, mientras que para el dominio de 6 km, 3 km y 1 km la distancia disminuyó, así como en el caso de la velocidad, donde el dominio de 12 km presentó una velocidad de  $0.6 \text{ m s}^{-1}$  en la ZC y ZN. Siendo el dominio de 1 km el que presentara las menores velocidades, alcanzando una velocidad de hasta  $0.18 \text{ m s}^{-1}$  (Figura 50).

Se observó en la figura 49 para los casos 2D y 3D que para el dominio de 12 km las partículas aparentan no moverse a excepción del norte y sur de Isla Ángel de la Guarda donde las partículas siguieron a este, así como a las corrientes residuales (Figuras 19 y 49). Entre Loreto y Topolobampo se observó que las partículas van hacia la costa este del GdC. Para el dominio de 6 km resaltaron los movimientos de las partículas en la costa este en forma de remolinos anticiclónicos, el giro anticiclónico al norte de Isla de la Guardia. Mientras que en el Canal de Ballenas las partículas se desplazaron a lo largo de dicha región (Figuras 19 y 49). Para el dominio de 3 km en la ZN las partículas se desplazaron igual que en el dominio de 6 km (Figura 49). Al sur de Isla Ángel de la Guarda y en la costa oeste de Isla Tiburón se apreció un giro anticiclónico por parte de las partículas y fue observado por las corrientes residuales (Figura 19 y 49). También se apreció un mayor desplazamiento de las partículas en la costa oeste del Golfo y una migración de la costa este a la costa oeste (Figura 49). Finalmente, para el dominio de 1 km se tiene una mejor apreciación del desplazamiento de las partículas que migran de la costa oriental hacia la costa occidental del GdC tanto en la ZN como en la ZS, así como los giros anticiclónicos característicos de la costa este y el giro ciclónico del Alto GdC (Figuras 19 y 49). El desplazamiento de las partículas se relacionó con los campos de divergencia y al comportamiento de las corrientes residuales (Figuras 36, 49 y 12).

De acuerdo a los resultados de los modelos (Tabla 10 y 11), se obtuvieron velocidades y desplazamientos máximos para la ZN del GdC de  $0.556 \text{ m s}^{-1}$  y  $1489.68 \text{ km}$ , siendo la ZC la que menor desplazamiento y velocidad máxima presentara en comparación con las otras zonas ( $67.63 \text{ km}$  y  $0.025 \text{ m s}^{-1}$ ). Este comportamiento lo tuvieron los dominios de  $3 \text{ km}$  y  $1 \text{ km}$  (Tabla 10 y 11). Sin embargo, el dominio de  $6 \text{ km}$  la ZS se caracterizó por presentar el menor desplazamiento y la menor velocidad máxima ( $291.28 \text{ km}$  y  $0.172 \text{ m s}^{-1}$ ) y el mayor en la ZN ( $50.42 \text{ km}$  y  $0.387 \text{ m s}^{-1}$ ). Como se muestra en las tablas 10 y 11 los resultados del modelo 3D son idénticos a los descritos con anterioridad, además de presentar el mismo comportamiento las partículas en cuanto a magnitud de velocidad y desplazamiento.



**Figura 49.** Desplazamiento de los trazadores en el GdC durante el verano para los dominios de: a) 12 km para el caso 2D, b) 12 km para el caso 3D, c) 6 km para el caso 2D, d) 6 km para el caso 3D, e) 3 km para el caso 2D, f) 3 km para el caso 3D, g) 1 km para el caso 2D y h) 1 km para el caso 3D, forzados con mare y viento en condiciones de verano.



**Figura 50.** Distancia y velocidad de los trazadores en el GdC durante el verano para los dominios de: a) 12 km para el caso 2D, b) 12 km para el caso 3D, c) 6 km para el caso 2D, d) 6 km para el caso 3D, e) 3 km para el caso 2D, f) 3 km para el caso 3D, g) 1 km para el caso 2D y h) 1 km para el caso 3D, forzados por la marea y el viento en verano.

**Tabla 10.** Distancia promedio (promedio  $\pm$  desviación estándar), valor mínimo y máximo alcanzado al desplazarse las partículas en las diferentes zonas del GdC con los cinco forzamientos utilizados.

Zona		Promedio 12 km [Km]	Máximo 12 km [Km]	Mínimo 12 km [Km]	Promedio 6 km [Km]	Máximo 6 km [Km]	Mínimo 6 km [Km]	Promedio 3 km [km]	Máximo 3 km [km]	Mínimo 3 km [km]	Promedio 1 km [km]	Máximo 1 km [km]	Mínimo 1 km [km]
Sur-Marea	2D	75.35 $\pm$ 103.73	904.21	49.30	38.72 $\pm$ 48.91	452.45	21.22	25.36 $\pm$ 59.69	612.90	7.98	10.06 $\pm$ 19.79	338.84	1.86
	3D	75.41 $\pm$ 103.99	907.36	49.67	38.80 $\pm$ 48.99	452.63	20.55	25.64 $\pm$ 59.86	612.51	8.61	10.26 $\pm$ 19.70	338.3	1.40
Centro-Marea	2D	64.73 $\pm$ 15.50	114.54	54.60	57.25 $\pm$ 133.09	839.43	19.85	17.96 $\pm$ 9.69	99.45	5.10	7.36 $\pm$ 9.32	153.52	1.41
	3D	65.42 $\pm$ 17.72	116.41	47.29	57.42 $\pm$ 133.13	839.82	18.21	18.34 $\pm$ 10.36	106.45	7.60	7.48 $\pm$ 9.00	153.25	1.30
Norte-Marea	2D	530.06 $\pm$ 727.18	1488.99	46.13	139.97 $\pm$ 293.79	1033.96	16.55	57.34 $\pm$ 136.12	633.60	8.33	20.37 $\pm$ 65.58	461.04	2.45
	3D	533.32 $\pm$ 728.70	1496.29	55.30	140.33 $\pm$ 293.74	1027.46	13.52	57.86 $\pm$ 136.23	635.75	7.05	21.71 $\pm$ 65.45	458.10	2.10
Sur-Viento invierno	2D	77.85 $\pm$ 98.20	836.15	33.39	41.99 $\pm$ 46.66	439.84	5.19	28.83 $\pm$ 59.68	619.52	5.77	11.18 $\pm$ 19.69	305.30	1.31
	3D	78.07 $\pm$ 98.44	831.87	22.27	41.96 $\pm$ 47.51	440.69	4.00	27.17 $\pm$ 59.99	618.62	2.98			
Centro- Viento invierno	2D	65.56 $\pm$ 21.99	107.93	36.73	62.85 $\pm$ 132.61	833.68	15.29	21.79 $\pm$ 16.14	140.60	4.76	10.92 $\pm$ 11.39	153.63	0.15
	3D	69.53 $\pm$ 22.69	105.98	33.68	64.43 $\pm$ 132.36	831.72	18.00	21.92 $\pm$ 16.43	122.88	4.31			
Norte-Viento invierno	2D	546.83 $\pm$ 725.70	1501.93	43.31	143.95 $\pm$ 288.12	1015.77	15.03	62.66 $\pm$ 135.70	639.90	5.06	27.07 $\pm$ 66.09	473.80	0.94
	3D	540.09 $\pm$ 726.70	1504.06	45.36	140.65 $\pm$ 291.22	1014.92	10.98	60.08 $\pm$ 135.01	640.54	5.29			
Sur-Viento verano	2D	76.86 $\pm$ 107.36	939.46	27.58	41.59 $\pm$ 52.85	461.62	14.95	29.28 $\pm$ 62.11	612.53	2.72	12.05 $\pm$ 21.45	333.96	0.97
	3D	77.69 $\pm$ 108.23	945.02	27.98	41.39 $\pm$ 52.64	461.92	13.98	27.61 $\pm$ 61.16	614.56	1.54			
Centro-Viento verano	2D	67.53 $\pm$ 27.88	144.16	27.58	58.98 $\pm$ 132.51	835.48	15.76	18.91 $\pm$ 10.77	89.66	5.94	9.80 $\pm$ 10.28	155.60	0.30
	3D	67.69 $\pm$ 31.20	164.46	27.98	58.85 $\pm$ 132.60	835.31	13.48	18.93 $\pm$ 11.93	113.10	6.59			
Norte-Viento verano	2D	541.82 $\pm$ 724.43	1501.54	33.91	143.22 $\pm$ 283.59	999.21	10.45	63.45 $\pm$ 133.80	640.76	5.81	24.93 $\pm$ 63.03	437.18	1.22
	3D	540.87 $\pm$ 730.36	1500.96	46.16	141.69 $\pm$ 287.05	1014.15	14.40	62.51 $\pm$ 136.08	641.41	2.94			
Sur-Marea + Viento invierno	2D	77.21 $\pm$ 99.60	850.60	31.06	40.94 $\pm$ 46.90	432.53	5.35	27.42 $\pm$ 59.03	618.45	5.53	12.61 $\pm$ 20.73	336.55	0.80
	3D	77.214 $\pm$ 100.58	852.10	24.82	41.06 $\pm$ 47.50	442.17	4.05	25.92 $\pm$ 59.55	618.78	3.60	9.81 $\pm$ 20.89	328.43	0.31
Centro-Marea + Viento invierno	2D	67.12 $\pm$ 18.14	102.85	44.99	58.87 $\pm$ 132.38	832.63	15.58	19.42 $\pm$ 11.80	101.94	4.16	8.74 $\pm$ 9.81	149.52	0.18
	3D	66.45 $\pm$ 22.55	112.74	28.58	62.06 $\pm$ 132.08	830.69	19.54	19.98 $\pm$ 13.37	113.97	4.60	8.91 $\pm$ 10.45	147.57	0.79
Norte-Marea + Viento invierno	2D	534.23 $\pm$ 728.53	1491.35	51.48	220.14 $\pm$ 388.76	1031.31	16.28	59.76 $\pm$ 136.29	632.69	6.32	21.87 $\pm$ 65.64	482.28	1.40
	3D	542.66 $\pm$ 724.27	1496.90	62.18	140.48 $\pm$ 294.25	1033.14	17.39	58.78 $\pm$ 134.86	634.44	3.90	22.43 $\pm$ 64.08	464.21	0.38
Sur-Marea + Viento verano	2D	76.48 $\pm$ 106.86	934.72	26.43	40.32 $\pm$ 50.42	459.49	15.51	26.66 $\pm$ 60.07	612.61	4.26	13.65 $\pm$ 20.89	342.21	0.98
	3D	77.00 $\pm$ 108.04	945.08	28.36	40.11 $\pm$ 50.57	462.04	16.75	27.15 $\pm$ 60.25	613.63	3.40	13.13 $\pm$ 21.24	341.03	0.92
Centro-Marea + Viento verano	2D	67.63 $\pm$ 25.73	126.63	25.69	57.18 $\pm$ 132.93	837.87	18.95	19.18 $\pm$ 9.95	88.11	5.63	8.87 $\pm$ 10.09	159.36	1.20
	3D	70.65 $\pm$ 26.27	136.30	25.17	57.56 $\pm$ 133.60	841.61	14.29	19.19 $\pm$ 10.92	93.62	3.59	9.41 $\pm$ 9.85	159.26	1.15
Norte-Marea + Viento verano	2D	530.95 $\pm$ 731.81	1489.68	41.55	139.99 $\pm$ 291.28	1036.22	12.66	58.52 $\pm$ 133.85	641.81	5.97	22.23 $\pm$ 63.29	454.06	0.97
	3D	531.67 $\pm$ 731.56	1487.26	42.38	143.87 $\pm$ 291.94	1039.50	20.17	60.15 $\pm$ 134.99	660.39	5.72	24.09 $\pm$ 64.70	486.47	0.38

**Tabla 11.** Velocidad promedio (promedio  $\pm$  desviación estándar), valor mínimo y máximo alcanzado de la velocidad de las partículas en las diferentes zonas del GdC con los cinco forzamientos utilizados.

Zona		Promedio 12 km [m s <sup>-1</sup> ]	Máximo 12 km [m s <sup>-1</sup> ]	Mínimo 12 km [m s <sup>-1</sup> ]	Promedio 6 km [m s <sup>-1</sup> ]	Máximo 6 km [m s <sup>-1</sup> ]	Mínimo 6 km [m s <sup>-1</sup> ]	Promedio 3 km [m s <sup>-1</sup> ]	Máximo 3 km [m s <sup>-1</sup> ]	Mínimo 3 km [m s <sup>-1</sup> ]	Promedio 1 km [m s <sup>-1</sup> ]	Máximo 1 km [m s <sup>-1</sup> ]	Mínimo 1 km [m s <sup>-1</sup> ]
Sur-Marea	2D	0.028 $\pm$ 0.039	0.338	0.018	0.014 $\pm$ 0.018	0.169	0.008	0.009 $\pm$ 0.022	0.229	0.003	0.004 $\pm$ 0.007	0.127	0.001
	3D	0.028 $\pm$ 0.039	0.339	0.019	0.014 $\pm$ 0.018	0.169	0.008	0.010 $\pm$ 0.022	0.229	0.003	0.004 $\pm$ 0.007	0.127	0.001
Centro-Marea	2D	0.024 $\pm$ 0.006	0.043	0.020	0.021 $\pm$ 0.050	0.313	0.007	0.007 $\pm$ 0.004	0.037	0.002	0.003 $\pm$ 0.003	0.057	0.005
	3D	0.024 $\pm$ 0.007	0.043	0.018	0.021 $\pm$ 0.050	0.314	0.007	0.007 $\pm$ 0.004	0.040	0.003	0.003 $\pm$ 0.005	0.058	0.005
Norte-Marea	2D	0.198 $\pm$ 0.271	0.556	0.017	0.052 $\pm$ 0.110	0.386	0.006	0.021 $\pm$ 0.051	0.237	0.003	0.008 $\pm$ 0.024	0.172	0.002
	3D	0.199 $\pm$ 0.272	0.559	0.0021	0.052 $\pm$ 0.110	0.384	0.005	0.022 $\pm$ 0.051	0.237	0.003	0.009 $\pm$ 0.027	0.174	0.002
Sur-Viento invierno	2D	0.029 $\pm$ 0.037	0.312	0.012	0.016 $\pm$ 0.017	0.164	0.002	0.011 $\pm$ 0.022	0.231	0.002	0.004 $\pm$ 0.007	0.114	0.000
	3D	0.029 $\pm$ 0.037	0.311	0.008	0.016 $\pm$ 0.018	0.165	0.001	0.010 $\pm$ 0.022	0.231	0.001			
Centro- Viento invierno	2D	0.024 $\pm$ 0.008	0.040	0.014	0.023 $\pm$ 0.050	0.311	0.006	0.008 $\pm$ 0.006	0.052	0.002	0.004 $\pm$ 0.004	0.017	0.000
	3D	0.026 $\pm$ 0.008	0.040	0.013	0.024 $\pm$ 0.049	0.311	0.007	0.008 $\pm$ 0.006	0.046	0.002			
Norte-Viento invierno	2D	0.204 $\pm$ 0.271	0.561	0.016	0.054 $\pm$ 0.108	0.379	0.006	0.023 $\pm$ 0.051	0.239	0.002	0.010 $\pm$ 0.025	0.177	0.000
	3D	0.202 $\pm$ 0.271	0.562	0.017	0.053 $\pm$ 0.108	0.379	0.004	0.022 $\pm$ 0.050	0.239	0.002			
Sur-Viento verano	2D	0.029 $\pm$ 0.040	0.351	0.010	0.016 $\pm$ 0.020	0.172	0.006	0.011 $\pm$ 0.023	0.229	0.001	0.004 $\pm$ 0.008	0.125	0.000
	3D	0.029 $\pm$ 0.040	0.353	0.010	0.015 $\pm$ 0.020	0.172	0.005	0.010 $\pm$ 0.023	0.229	0.001			
Centro-Viento verano	2D	0.025 $\pm$ 0.010	0.054	0.010	0.022 $\pm$ 0.049	0.312	0.006	0.007 $\pm$ 0.004	0.033	0.002	0.004 $\pm$ 0.004	0.058	0.000
	3D	0.025 $\pm$ 0.012	0.061	0.010	0.022 $\pm$ 0.050	0.312	0.005	0.007 $\pm$ 0.004	0.042	0.002			
Norte-Viento verano	2D	0.202 $\pm$ 0.270	0.561	0.013	0.053 $\pm$ 0.106	0.373	0.004	0.024 $\pm$ 0.050	0.239	0.002	0.009 $\pm$ 0.024	0.163	0.000
	3D	0.202 $\pm$ 0.273	0.560	0.017	0.053 $\pm$ 0.107	0.379	0.005	0.023 $\pm$ 0.051	0.239	0.001			
Sur-Marea + Viento invierno	2D	0.029 $\pm$ 0.037	0.318	0.012	0.015 $\pm$ 0.018	0.161	0.002	0.010 $\pm$ 0.022	0.231	0.002	0.005 $\pm$ 0.008	0.126	0.000
	3D	0.029 $\pm$ 0.038	0.318	0.009	0.015 $\pm$ 0.018	0.165	0.002	0.010 $\pm$ 0.022	0.231	0.001	0.004 $\pm$ 0.008	0.123	0.000
Centro-Marea + Viento invierno	2D	0.025 $\pm$ 0.007	0.038	0.017	0.022 $\pm$ 0.049	0.311	0.006	0.007 $\pm$ 0.004	0.038	0.002	0.003 $\pm$ 0.004	0.056	0.000
	3D	0.025 $\pm$ 0.008	0.042	0.011	0.023 $\pm$ 0.049	0.310	0.007	0.007 $\pm$ 0.005	0.043	0.002	0.003 $\pm$ 0.004	0.055	0.000
Norte-Marea + Viento invierno	2D	0.199 $\pm$ 0.272	0.557	0.019	0.053 $\pm$ 0.111	0.386	0.006	0.022 $\pm$ 0.051	0.236	0.002	0.008 $\pm$ 0.025	0.180	0.001
	3D	0.203 $\pm$ 0.270	0.559	0.023	0.052 $\pm$ 0.110	0.386	0.006	0.022 $\pm$ 0.050	0.237	0.001	0.008 $\pm$ 0.024	0.173	0.000
Sur-Marea + Viento verano	2D	0.029 $\pm$ 0.040	0.349	0.010	0.015 $\pm$ 0.019	0.172	0.006	0.010 $\pm$ 0.022	0.229	0.002	0.005 $\pm$ 0.008	0.128	0.000
	3D	0.029 $\pm$ 0.040	0.353	0.011	0.015 $\pm$ 0.019	0.173	0.006	0.010 $\pm$ 0.022	0.229	0.001	0.005 $\pm$ 0.008	0.127	0.000
Centro-Marea + Viento verano	2D	0.025 $\pm$ 0.010	0.047	0.010	0.021 $\pm$ 0.050	0.313	0.007	0.007 $\pm$ 0.004	0.033	0.002	0.003 $\pm$ 0.004	0.059	0.000
	3D	0.026 $\pm$ 0.010	0.051	0.009	0.021 $\pm$ 0.050	0.314	0.005	0.007 $\pm$ 0.004	0.035	0.001	0.004 $\pm$ 0.004	0.059	0.000
Norte-Marea + Viento verano	2D	0.198 $\pm$ 0.273	0.556	0.016	0.052 $\pm$ 0.109	0.387	0.005	0.022 $\pm$ 0.050	0.240	0.002	0.008 $\pm$ 0.024	0.170	0.000
	3D	0.199 $\pm$ 0.273	0.555	0.016	0.054 $\pm$ 0.109	0.388	0.008	0.022 $\pm$ 0.050	0.247	0.002	0.009 $\pm$ 0.024	0.182	0.000

## Capítulo 4. Conclusiones

---

Las salidas de los modelos tanto en 2D como en 3D reproducen adecuadamente las características hidrodinámicas del GdC, utilizando solamente forzamiento de marea y climatología de viento variable espacialmente, ya que los resultados para el nivel del mar, rango de marea y las componentes principales, fueron similares a las reportadas por diversos autores con modelos en 1D, 2D y 3D con diferentes forzamientos.

En el caso del análisis de componentes principales de la marea y las características generales del nivel del mar, los datos obtenidos de los modelos 2D y 3D fueron similares a los datos de los mareógrafos y a las elevaciones de mar costa afuera obtenidas con Topex-Poseido.

De acuerdo a los resultados de los casos forzados con marea, viento y viento con marea, se deduce que la hidrodinámica del GdC se ve fuertemente influenciada por la marea, sin despreciar que el viento tiene un efecto importante sobre la dirección de las corrientes en mar abierto, aunque la intensidad de las corrientes para los tres casos siempre fue similar, es decir, no aumentó, ni disminuyó al sumar los dos forzamientos. Por lo que podemos inferir que la marea tiene un mayor impacto sobre la intensidad de las corrientes residuales y la trayectoria de partículas aún en presencia de vientos estacionales.

Con base en los resultados, podemos decir que las constricciones naturales debidas a la geomorfología del Golfo y la gran amplitud de la marea determinan en gran medida la intensidad de las corrientes residuales, y consecuentemente, las zonas de divergencia y convergencia que no son generadas por el viento. Las zonas de divergencia y convergencia debidas al viento se presentan principalmente en la zona costera del Golfo de California, del lado de la Península de Baja California y del Continente.

De acuerdo a los resultados de las diferentes mallas utilizadas, el modelo a resolución de 12 km reproduce adecuadamente la hidrodinámica del GdC, mientras que el modelo regional de mayor resolución permitió reproducir mejor los procesos de sub-mesoescala. Además, en el modelo de 12 km no pueden identificar adecuadamente las trayectorias de las partículas, pero en el modelo con mayor resolución sí. Esto se debe, a que este modelo reproduce mejor los procesos en las zonas costeras, como por ejemplo la variación de los remolinos y las corrientes residuales.

Con los resultados obtenidos sobre los campos de divergencia y convergencia se deduce que la zona costera del Alto Golfo de California, la zona al Norte de Isla Ángel de la Guarda y la zona de las Islas están fuertemente asociadas a zonas de enriquecimientos debido a que fueron zonas donde se presentaron zonas de divergencia durante el verano, mientras que en el invierno las zonas de divergencia prevalecen en la zona de las Islas y en la costa oeste del GdC. Se observó mayor concentración de partículas en donde hay importantes cambios en los campos de divergencia-convergencia, lo cual resalta la relevancia de estos campos como indicadores de dispersión y atrapamiento de nutrientes, florecimientos algales, o contaminantes.

De acuerdo a las salidas en 2D y 3D podemos observar que el desplazamiento de las partículas sigue principalmente las corrientes residuales a lo largo la geomorfología costera y de los giros de mesoescala que se presentaron en el Alto Golfo, y en la región de las grandes islas. Es importante resaltar que se observa con más detalle en el modelo 3D.

Con las salidas de los modelos se pudo demostrar que las zonas de atrapamiento estuvieron relacionadas a campos de divergencia donde las corrientes residuales fueron más intensas y se relacionaron fuertes zonas de atrapamiento, principalmente en la costa del Alto Golfo, cuenca Delfín y la zona de los Umbrales.

La climatología del viento tiene gran importancia en el movimiento de los trazadores en los modelos 2D y 3D, observándose un mayor impacto para el modelo 3D, ya que en la capa superficial se tiene una mayor apreciación del desplazamiento de los trazadores. Existen cambios durante las estaciones invierno y verano, ya que durante la época de invierno las partículas tienden a desplazarse hacia la costa oeste y durante el verano hacia la costa este. Lo que caracterizó el efecto del viento sobre los desplazamientos de las partículas fue que en ambas temporadas las partículas se desplazaron a lo largo de la geomorfología costera y de las islas del GdC, aunque también las trayectorias de las partículas tuvieron afinidad por los giros del Alto Golfo y de la zona de las Islas.

Finalmente, podemos inferir que el modelo de 12 km es suficiente para modelación de mesoescala y para reproducir la hidrodinámica general del GdC, a esta resolución el modelo numérico ya no resuelve los procesos dentro de canales o bahías en comparación con mallas más finas, ya que el modelo hidrodinámico es bastante estable para mallas más finas que 12 km. Por otro lado, en el modelo 3D se observó un mayor desplazamiento de los trazadores en superficie que en el modelo 2D, ya que el impacto del viento sobre la circulación superficial del mar se puede reproducir mejor con el modelo 3D. En un

futuro, se podrán incluir campos de densidad y flujos de calor en el modelo 3D, para analizar los efectos de gradientes de calor y de densidad sobre la dispersión de trazadores en el GdC.

## Literatura citada

---

- Alvarado Aguilar, D. 1998. Uso de nutrientes como trazadores de masas de agua: boca del Golfo de California. Tesis de Licenciatura. Universidad Autónoma de Baja California. 44 pp.
- Álvarez-Borrego S, Galindo-Bect MS (1974) Hidrología del Alto Golfo de California I. Condiciones durante otoño. *Ciencias Marinas*. 1: 46-64.
- Álvarez Borrego S., Rivera, J. A., Gaxiola-Castro, G., Acosta-Ruiz, J. M., Schwartzlose, R.A. 1978. Nutrientes en el Golfo de California. *Ciencias Marinas*, 5, 53-71.
- Álvarez Borrego, S. 1983. Gulf of California. En: Ketchum, B.H. (Ed.) *Estuaries and enclosed seas. Ecosystems of the World*, 26: pp. 427-449. En: Ketchum, B.H. (Ed.) 1983. *Estuaries and enclosed seas. Ecosystems of the World*, 26. Elsevier Scientific: Amsterdam. ISBN 0-444-41921-7. 500 pp. En: Goodall, D.W. (Ed.) *Ecosystems of the World*. Elsevier Scientific: Amsterdam. ISSN 0167-4579.
- Álvarez Borrego, S., Lara, J. R. 1991. The physical environment and primary productivity of the Gulf of California. En: Dauphin, J.P., Simoneit, B.R. (Eds.), *The Gulf of California and peninsular province of the Californias*, Memoir (pp. 47: 555–567). American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, Oklahoma.
- Álvarez Borrego, S. 2012. Producción fitoplanctónica nueva como herramienta para estimar el componente vertical del intercambio de agua entre el golfo de California y el Pacífico. *Ciencias Marinas*, 38(1A), 89-99.
- Álvarez-Borrego, S., Schwartzlose, R. A. 1979. Water masses of the Gulf of California. *Ciencias Marinas*, 6, 43-63.
- Álvarez Sánchez, L. G., Suárez Vidal, F., Mendoza Borunda, R., González Escobar, M. 2009. Bathymetry and active geological structures in the Upper Gulf of California. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 61(1), 129-141. (ID: 12768)
- Argote, M. L., Amador, A., Lavín, M. F., Hunter, J. R. 1995. Tidal dissipation and stratification in the Gulf of California. *Journal of Geophysical Research*, 100(C8), 16103-16118.
- Arreola Chimal, A. 1999. Biodisponibilidad de materiales y su relación con la talla del mejillón *Modiolus* sp., en las costas de Baja California. Tesis de Maestría. Universidad Autónoma de Baja California. 29 pp.
- Badan Dagon, A. 1998. Coastal circulation from the Galápagos to the Gulf of California. En Robinson, A., Brink K.H. (Eds.) *The Sea*, 11, 315-343.
- Badan Dagon, A., Hendershott, M. C., Lavín, M. F. 1991. Underway Doppler current profiles in the Gulf of California. *Transactions American Geophysical Union*, 72(19), 209-218.
- Badan Dagon, A., Koblinsky, C. J., Baumgartner, T. 1985. Spring and summer in the Gulf of California: observations of surface thermal patterns. *Oceanologica Acta*, 8, 13–22.
- Beier, E. 1997. A numerical investigation of the annual variability in the Gulf of California. *Journal Physical Oceanography*, 27(5): 597–848.

- Beier, E. 1999. Estudio de la marea y la circulación estacional en el Golfo de California mediante un modelo de dos capas heterogéneas. Tesis de Doctorado. Departamento de Oceanografía Física, CICESE, Ensenada, B.C., México, 64 pp.
- Beier, E., Ripa, P. 1999. Seasonal gyres in the northern Gulf of California. *Journal Physical Oceanography*, 29, 302–311.
- Beron Vera, F. J., Ripa, P. 2000. Three-dimensional aspects of the seasonal heat balance in the Gulf of California. *Journal of Geophysical Research—Oceans*, 105(C5), 11441 – 11457.
- Bray, N. 1988a. Thermohaline circulation in the Gulf of California. *Journal of Geophysical Research*, 93(C5), 4993–5020.
- Bray, N. 1988b. Water masses formation in the Gulf of California. *Journal of Geophysical Research*, 93(C8), 9223-9240.
- Bray, N., Robles, J. M. 1991. Physical oceanography of the Gulf of California. En: Dauphin, J. P., Simoneit, B. R. (Eds). *The Gulf and Peninsular Province of the Californias*. (pp. 47: 511-553). American Association of Petroleum Geologist Memoir, Tulsa, Oklahoma.
- Bustos Serrano, H., Castro Valdez, R. 2006. Flux of nutrients in the Gulf of California: Geostrophic approach. *Marine Chemistry*, 99, 210-219.
- Carbajal, N., Backhaus, J.O. 1998. Simulation of tides, residual flow and energy budget in the Gulf of California. *Oceanologica Acta*, 21, 429-446.
- Carrillo-Bibriezca, L., 1996. Circulación geostrófica en la región norte del golfo de California. M. Sc. Tesis de Doctorado. Departamento de Oceanografía Física. Centro de Investigación Científica y de Educación superior de Ensenada, Ensenada, México, 64 pp.
- Carrillo Briebiezca, L.E., Lavín, M.F., Palacios-Hernández, E., 2002. Seasonal evolution of the geostrophic circulation in the northern Gulf of California. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 54 (2), 157-173 pp.
- Case, T. J., Cody, M. L. 1983. *Island Biogeography in the Sea of Cortez*. University of California Press. 508 pp.
- Castro, R., Lavín, M., Ripa, P. 1994. Seasonal heat balance in the Gulf of California. *Journal Geophysical Research*, 99, 3249-3261.
- Castro, R., Mascarenhas, A.S., Durazo, R., Collins, C.A. 2000. Seasonal variation of the temperature and salinity at the entrance to the Gulf of California, Mexico. *Ciencias Marinas*, 26(4), 561– 583.
- Castro, R., Durazo, R., Mascarenhas, A., Collins, C. A., Trasviña, A. 2006. Thermohaline variability and geostrophic circulation in the southern portion of the Gulf of California. *Deep-Sea Research I* 53, 188-200.
- Cortés Lara, M. C., Álvarez Borrego, S., Giles Guzmán, A. D. 1999. Efecto de la mezcla vertical sobre la distribución de nutrientes y fitoplancton en dos regiones del Golfo de California, en verano. *Revista de la Sociedad Mexicana de Historia Natural*. 49, 1-14.

- Cushman Roisin, B., Beckers, J.M. 2009. Introduction to Geophysical Fluid Dynamics. Physical and Numerical Aspects. Under contract with Academic Press, 773 pp.
- Delft3D-FLOW. 2014. Delft3D-FLOW, Simulation of multi-dimensional hydrodynamic flows and transport phenomena, including sediments. User Manual, Hydro-Morphodynamics, Deltares, Holanda. 684 pp.
- Delft3D-FLOW. 2017. Delft3D-FLOW, Simulation of multi-dimensional hydrodynamic flows and transport phenomena, including sediments. User Manual, Hydro-Morphodynamics, Deltares, Holanda. 684 pp.
- Delft3D. Recuperado el 12 de noviembre del 2015. <http://oss.delft3d.nl/web/delft3d/home>.
- Deltares. Recuperado el 12 de noviembre del 2015. <http://oss.delft3d.nl>.
- Dietrich, G. 1963. General Oceanography: an introduction. New York, Wiley, 588 pp.
- Douglas, M.W., Maddox, R.A., Howard, K., Reyes, S. 1993. The Mexican monsoon. *Journals of Climate*, 6, 1665–1677.
- Egbert, G. D., Erofeeva, S. Y. 2002. Efficient inverse modeling of barotropic ocean tides. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 19(2), 183-204.
- Emilsson, I., Alatorre, 1997. Evidencias de un remolino ciclónico de mesoescala en la parte sur del Golfo de California. En: Lavín M. F., (Ed.), *Contribuciones a la Oceanografía Física en México, Monografía 3, Unión Geofísica Mexicana*, 173-182.
- Figueroa, M., Marinone, S. G., Lavín, M. 2003. Geostrophic gyres of the Gulf of California. En: Velasco Fuentes, O. U., Sheinbaum, J., Ochoa de la Torre, J. L., (Eds.), *Nonlinear Processes in Geophysical Fluid Dynamics*, pp. 237 – 255, Kluwer Acad., New York.
- Filonov, A.E., Lavín, M.F. 2003. Internal tides in the northern Gulf of California. *Journal of Geophysical Research*, 108 (C5), 3151. DOI.10.1029/2002JC001460.
- García Silva, G. M., Marinone Moschetto, S. G. L. 1997. Modelado de corrientes residuales en el Golfo de California mediante la utilización de diferentes tamaños de malla. *Ciencias Marinas*, 23(4), 505-519.
- Gaxiola Castro, G., García Córdova, J., Valdez Holguín, J. E., Botello Ruvalcaba, M. 1995. Spatial distribution of chlorophyll a and primary productivity in relation to winter physical structure in the Gulf of California. *Continental Shelf Research*, 15(9), 1043-1059.
- GEBCO. Recuperado el 12 de noviembre del 2015. [http://www.gebco.net/data\\_and\\_products/gridded\\_bathymetry\\_data/](http://www.gebco.net/data_and_products/gridded_bathymetry_data/).
- Gutiérrez, O. Q., Marinone, S. G. and Parés-Sierra, A. 2004. Lagrangian surface circulation in the Gulf of California from a 3D numerical model. *Deep-Sea Research II*, 51, 659–672.
- Hendershott, M. C., and A. Speranza. "Co-oscillating tides in long, narrow bays; the Taylor problem revisited." *Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts*. Vol. 18. No. 10. Elsevier, 1971.16
- Hidalgo González, R. M., Álvarez Borrego, S. 2001. Chlorophyll profiles and the water column structure in the Gulf of California. *Oceanologica Acta*, 24, 19-28

- Jiménez, A., Marinone, S.G., Parés Sierra, A. (2005). Efecto de la variabilidad espacial y temporal del viento sobre la circulación en el Golfo de California. *Ciencias Marinas*, 31(2), 357-368.
- Kundu, P.K., Cohen, I.M. 2010. *Fluid mechanics*. (4<sup>th</sup> ed.). Academic Press publications.
- Lavín, M. 2002. The physical oceanography of the Gulf of California. Pedro Ripa Memorial Colloquium Nonlinear Processes in Geophysical Fluid Dynamics. Ensenada, México.
- Lavín, M., Organista, S. 1988. Surface heat flux in the northern Gulf of California. *Journal Geophysical Research*, 93(C11), 14033-14038.
- Lavín, M.F., Beier, E., Badán, A. 1997. Estructura hidrográfica y circulación del Golfo de California: Escalas estacional e interanual. En Lavín, M.F. (Ed.) *Contribuciones de la Oceanografía Física en México*. Monografía. No. 3. (pp. 139–169) Unión Geofísica Mexicana.
- Lavín, M.F., Marinone, S.G. 2003. An overview of the physical oceanography of the Gulf of California. En: Velasco-Fuentes, O. U. et al. (Eds), *Nonlinear Processes in Geophysical Fluid Dynamics*. (pp. 173-204). Kluwer Academic Publisher, Netherlands.
- López, M., García, J. 2003. Moored observations in the northern Gulf of California: A strong bottom current. *Journal of Geophysical Research*, 108(30), 1-18.
- Lluch Cota, S.E. 1999. Coastal upwelling in the eastern Gulf of California. *Oceanologica Acta*, 23(6), 731-740.
- Manual Delft3D. Recuperado el 12 de noviembre del 2015. <http://oss.deltares.nl/web/delft3d/manuals>
- Marinone, S. G. 2000. Tidal currents in the Gulf of California: Intercomparisons among two- and three-dimensional models with observations. *Ciencias Marinas*, 26, 275 – 301.
- 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.
- Marinone, S.G., Lavín, M.F. 1997. Mareas y corrientes residuales en el Golfo de California. En: Lavín, M. F. (Ed.). *Contribuciones a la Oceanografía Física en México*, Monografía No. 3. (pp. 113-119). Unión Geofísica Mexicana.
- Marinone, S. G. y Lavín, M. F. 2003. Residual flux and mixing in the large islands region of the central gulf of California. En: Velasco-Fuentes O. U., et al. (Eds.), *Nonlinear Processes in Geophysical Fluid Dynamics*. (pp. 213-236). Kluwer Academic Publisher, Netherlands.
- Marinone, S. G., Ripa, P. 1988. Geostrophic flow in the Guaymas Basin, central Gulf of California, *Continental Shelf Research*, 8, 159–166.
- Molina-Cruz, A. 1979. Memorias de Symposium "El Golfo de California": Origen, evolución, aguas, vida marina y recursos. Registro micropaleontológico de las masas de agua en la región central del Golfo de California. Mazatlán, Sinaloa, México.
- Morales, R.A., Gutiérrez, G. 1989. Mareas en el Golfo de California. *Geofísica Internacional*, 28(1), 25-46 pp.

- Núñez Vázquez, E. J., Gárate Lizárraga, I., Band Schmidt, C. J., Cordero Tapia, A., López Cortés, D. J., Hernández Sandoval, F. E., Heredia Tapia, A., Bustillos Guzmán, J. J. 2011. Impact of harmful algal blooms on wild and cultured animals in the Gulf of California. *Journal of Environmental Biology*, 32(4): 413-423.
- Núñez Vázquez, E., Band Schmidt, C., Hernández Sandoval, F. E., Bustillos Guzmán, J., López Cortés, D. J., Cordero Tapia, A., Heredia Tapia, A., García Mendoza, E., Peña Manjarrez, J. L., Ruiz de la Torre, M. C., & Medina Elizalde, J. 2016. Impactos de los FAN en la salud pública y animal (silvestres y de cultivo) en el Golfo de California. García-Mendoza, E., Quijano-Scheggia, S. I., Olivos-Ortiz, A. y Nunez-Vazquez, E. J. (eds.) 2016. *Florecimientos Algales Nocivos en Mexico*. Ensenada, Mexico. CICESE. 438 p.
- OSU Tidal Data Inversion. Recuperado el 12 de noviembre del 2015. <http://volkov.oce.orst.edu/tides/global.html>
- Paden, C. A., Abbott, M. R., Winant, C. D. 1991. Tidal and atmospheric forcing of the upper ocean in the Gulf of California: 1. Sea Surface temperature variability. *Journal Geophysical Research*, 96, 18,337 – 18,359, p.
- Palacios Hernández, E. 2001. Circulación de la región norte del Golfo de California: Estacional y anomalías. Tesis de doctorado. Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, 117 pp.
- Palacios Hernández, E., Beier, E., Lavín, M. F., Ripa, P. 2002. The Effect of the Seasonal Variation of Stratification on the Circulation on the Northern Gulf of California. *Journal Physical Oceanography*, 32, 705–728.
- Parés Sierra, A., Mascarenhas, A., Marinone, S.G., Castro, R. 2003. Temporal and spatial variation of the surface winds in the Gulf of California. *Geophysical Research Letters*, 20(6), 1312, doi: 10.1029/2002GL016716.
- Pawlowicz, R., Beardsley, B., Lentz, S. 2002. Classical tidal harmonic analysis including error estimates in MATLAB using T\_TIDE. *Computers and Geosciences*, 28, 929–937.
- Pond, S., Pickard, G. L. 1983. *Introductory Dynamical Oceanography*, Pergamon, New York.
- Red Mareográfica de CICESE. Recuperado el 12 de diciembre de 2016. <http://redmar.cicese.mx/>
- Ripa, P. 1997. Towards a physical explanation of the seasonal dynamics and thermodynamics of the Gulf of California. *Journal of Physical Oceanography*, 27: 597–614.
- Ripa, P., Marinone, S. G. 1989. Seasonal variability of temperature, salinity, velocity, vorticity and sea level in the central Gulf of California, as inferred from historical data. *Q. J. R. Meteorological Society*, 115, 887 – 913.
- Ripa, P., Velázquez, G. 1993. Modelo unidimensional de la marea en el Golfo de California. *Geofísica Internacional*, 32: 41–56.
- Roden, G. I. 1958. Oceanographic and meteorological aspects of the Gulf of California. *Pacific Science*. 12: 21–45.

- Roden, G.I. 1964. Oceanographic aspects of the Gulf of California. *Marine Geology of the Gulf of California: A Symposium of American Association Petroleum Geologists*, 3, 30–58.
- Rodi, W. (1984): *Turbulence models and their application in hydraulics: a state of the art review*. 2da edición.
- Segovia Zavala, J.A., Delgadillo-Hinojosa, F., Lares-Reyes, M.L., Huerta-Díaz, M.A., Muñoz-Barbosa, A., Santamaría del Ángel, E., Torres-Delgado, E.V. y Sañudo-Wilhelmy, S.A. 2011. Distribuciones verticales de hierro, cobre y cadmio disueltos en el canal de Ballenas, golfo de California. *Ciencias Marinas*, 37(4A), 457-469.
- Stewart R. H., 2007. *Introduction To Physical Oceanography*. Texas A & M University. 345 pp.
- Tanahara Romero, S.A. 1997. Estudio de la circulación debida al forzamiento por viento en la zona norte del Golfo de California durante invierno. Tesis de maestría. Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, 61 pp.
- Talley L.D., Pickard G.L., Emery W.J., Swift J.H. 2011. *Descriptive Physical Oceanography: An Introduction (Sixth Edition)*, Elsevier, Boston, 560 pp.
- Thompson, R.W. 1975. Tidal flat sediments of the Colorado river delta, northwestern Gulf of California. En: G.R. N. (Ed.), *Tidal Deposits*. (pp. 57-65).
- Torres Delgado, E.V. 2008. Efecto de la mezcla vertical sobre la distribución de nutrientes inorgánicos en la región de las grandes islas del Golfo de California. Tesis de Maestría en Ciencias. Universidad Autónoma de Baja California. 80 p.
- Torres-Orozco, E. 1993. Análisis volumétrico de las masas de agua del Golfo de California. Tesis de Maestría en Ciencias. Centro de Investigación Científica de Educación Superior de Ensenada, Ensenada, México. 80 p.
- Torres Valdés, S. 2000. Distribución espacial y variabilidad temporal de nutrientes en el golfo de California. Tesis de Maestría en Ciencias. Universidad Autónoma de Baja California. Ensenada, México. 62 p.
- Velasco Fuentes, O.U., Marinone, S.G. 1999. A numerical study of the Lagrangian circulation in the Gulf of California. *Journal of Marine Systems*, 22, 1-12.
- Walters, D. N., Best, M. J., Bushell, A. C., Copsey, D., Edwards, J. M., Falloon, P. D., Harris, C. M., Lock, A. P., Manners, J. C., Morcrette, C. J., Roberts, M. J., Stratton, R. A., Webster, S., Wilkinson, J. M., Willett, M. R., Boutle, I. A., Earnshaw, P. D., Hill, P. G., MacLachlan, C., Martin, G. M., Moufouma-Okia, W., Palmer, M. D., Petch, J. C., Rooney, G. G., Scaife, A. A., and Williams, K. D. 2011. The met office unified model global atmosphere 3.0/3.1 and jules global land 3.0/3.1 configurations, *Geoscientific Model Development*, 4, 919-941, doi:10.5194/gmd-4-919-2011.
- Wilkinson, T., Wiken, E., Bezaury Creel, J., Hourigan, T., Agardy, T., Herrmann, H., Janishevski, L., Madden, C., Morgan, L., Padilla, M. 2009. *Ecorregiones marinas de América del Norte*, Comisión para la Cooperación Ambiental, Montreal. 200 pp.
- Zamora Casas, C. 1993. Comportamiento del seston en la desembocadura del Río Colorado, Sonora Baja California. Tesis de Licenciatura. Universidad Autónoma de Baja California, Baja California, México. 73 pp.

Zimmerman, J. T. F. 1980. Vorticity transfer by tidal currents over an irregular topography, *Journal of Marine Systems*, 38, 601 – 630.

Zirino, A., Hernandez Ayón, J. M., Fuhrman, R. A., Álvarez Borrego, S., Gaxiola Castro, G., Lara, R., Bernstein R. L. 1997. Estimaciones superficiales de pCO<sub>2</sub> en el Golfo de California a partir de mediciones