

TESIS DEFENDIDA POR

María Elena Bravo Gasca

Y APROBADA POR EL SIGUIENTE COMITÉ

Dr. Alejandro Francisco Parés Sierra
Director del Comité

Dr. Juan Manuel López Mariscal
Miembro del Comité

Dra. Bertha Eugenia Lavaniegos Espejo
Miembro del Comité

Dr. Edgar Gerardo Pavía López
Miembro del Comité

Dr. Jesús Manuel Figueroa Rodríguez
*Coordinador del programa de posgrado
en oceanografía física*

Dr. David Hilario Covarrubias Rosales
Director de Estudios de Posgrado

14 de septiembre de 2011

**CENTRO DE INVESTIGACIÓN CIENTÍFICA Y DE EDUCACIÓN SUPERIOR
DE ENSENADA**



**PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS
EN OCEANOGRAFIA FISICA**

**Ondas internas en la parte norte del Golfo de California
observadas en el modelo ROMS**

TESIS

que para cubrir parcialmente los requisitos necesarios para obtener el grado de
MAESTRO EN CIENCIAS

Presenta:

MARÍA ELENA BRAVO GASCA

Ensenada, Baja California, México, septiembre de 2011

RESUMEN de la tesis de **MARÍA ELENA BRAVO GASCA**, presentada como requisito parcial para la obtención del grado de MAESTRO EN CIENCIAS en OCEANOGRAFIA FISICA. Ensenada, Baja California. Septiembre de 2011.

**ONDAS INTERNAS EN LA PARTE NORTE DEL GOLFO DE CALIFORNIA
OBSERVADAS EN EL MODELO ROMS**

Resumen aprobado por:

Dr. Alejandro Francisco Parés Sierra
Director de Tesis

En esta tesis se estudian las ondas internas del Alto Golfo de California. Utilizando el modelo numérico de circulación oceánica ROMS se analizan las características dinámicas de la variabilidad producidas en la zona del Alto Golfo de California, especialmente la zona de los umbrales. Se encuentra que gran parte de la energía de esta variabilidad está relacionada con la generación y propagación de ondas internas producidas por la interacción de la marea semi-diurna con la topografía abrupta de la zona de los umbrales de San Lorenzo y San Esteban. Se obtuvieron amplitudes de las ondas que varían entre 40 a 80 m, longitudes de onda que van de 4 a 9.8 km aproximadamente con velocidades de fase de 0.5 a 0.8 m/s. Las ondas internas generadas en este umbral se forman después de 20 a 25 km después de éste, propagándose hacia el noroeste de la cuenca Tiburón como grupos de ondas cortas que ocasionan grandes penetraciones de la piconclina hacia el fondo marino y surgencias de agua fría que son restauradas después de 3 horas, provocando una mezcla muy intensa en toda la columna del agua. Se observó que la propagación de la energía para la frecuencia semidiurna ocurre con un ángulo de $\sim 0.5434^\circ$ con la horizontal, lo que coincide con la descripción teórica para las ondas internas. Los resultados muestran que el campo de estas ondas se encuentra fuertemente relacionado con el ciclo de las mareas vivas y muertas, observándose mayor actividad de estas ondas durante las mareas vivas.

Palabras Clave: ondas internas, Golfo de California, marea interna.

ABSTRACT of the thesis presented by **MARÍA ELENA BRAVO GASCA** as a partial requirement to obtain the MASTER OF SCIENCE degree in PHYSICAL OCEANOGRAPHY. Ensenada, Baja California, September 2011.

INTERNAL WAVES IN THE NORTHERN GULF OF CALIFORNIA OBSERVED IN THE MODEL ROMS

The dynamic characteristics of the variability produced in the Upper Gulf of California, especially near the sills are analyzed using the numerical ocean circulation model ROMS. It is found that much of the energy of this variability is related to the generation and propagation of internal waves produced by the interaction of semi-diurnal tide with the steep topography of the sills of San Lorenzo and San Esteban. Wave amplitudes were obtained ranging from 40 to 80 m, wavelengths ranging from 4 to 9.8 km with phase velocities about 0.5 to 0.8 m / s. Internal waves generated at a distance of 20-25 km from the sill and spread to the northwest of the basin Tiburón as groups of short waves that cause large penetrations of the pycnocline to the seafloor and upwelling of cold water are restored after 3 hours, causing an intense mixing throughout the water column. The propagation of semidiurnal frequency energy occurs at an angle of $\sim 0.5434^\circ$ to the horizontal, which agrees with the theoretical description for internal waves. The results show that the field of these waves is strongly related to the cycle of spring and neap tides, showing increased activity of these waves during spring tides.

Keywords: internal waves, Gulf of California, internal tide.

Dedicatorias

Con todo mi cariño a mis dos grandes amores:

Nicole Mariamne Arce Bravo y Armando Arce Casas

Agradecimientos

Al Doctor Alejandro Francisco Parés Sierra por el apoyo incondicional y las enseñanzas brindadas durante este trabajo, así como por la paciencia y confianza que en todo momento sentí de su parte. Muchas gracias por su amistad y orientación.

A mis sinodales, El Doctor Juan Manuel López Mariscal, la Doctora Bertha Eugenia Lavaniegos Espejo y el Doctor Edgar Gerardo Pavía López por las ideas y sugerencias aportadas a este trabajo, así como por la atención recibida durante mis avances y la revisión de la tesis.

A todos mis profesores, por la enseñanza que me ofrecieron, por su dedicación y su invaluable tiempo a lo largo de mi estancia en este centro de investigación.

A Armando, gracias por el apoyo, el amor, la compañía y confianza que en todo momento me brindaste desde el inicio, hasta la conclusión de este trabajo.

A mi familia, por el amor y apoyo brindado a lo largo de mi vida.

A todos mis compañeros que me apoyaron en clases y exámenes, por su compañía y amistad; así como a todas las secretarias y técnicos que ayudaron a llevar a buen término este trabajo.

A CONACyT por el apoyo de una beca de maestría y al Departamento de Oceanografía Física por la extensión de beca para el término de esta Tesis.

CONTENIDO

	Página
Resumen español.....	i
Resumen inglés.....	ii
Dedicatorias.....	iii
Agradecimientos.....	iv
Contenido.....	v
Lista de Figuras.....	vii
Capítulo I. Introducción.....	1
I.1 ¿Qué son las ondas internas?	1
I.2 Importancia de las ondas internas	5
I.3 Zona de estudio.....	6
I.4 Objetivos.....	9
I.5 Antecedentes.....	10
I.5.1 Generación de ondas internas.....	15
I.5.2 Frecuencia de Brunt-Vaisala.....	19
I.5.3 Teoría de ondas internas.....	20
I.5.4 Estructura de una onda interna.....	23
Capítulo II. Metodología.....	26
II.1 Obtención de datos.....	26
II.2 Estructura del procedimiento.....	28
Capítulo III. Resultados y discusión.....	31
III.1 Ondas internas observadas en el modelo.....	31
III.2 Estructura vertical y horizontal de ondas internas.....	34
III.2.1 Análisis de los datos procedentes de las localidades.....	43
III.2.1.1 Localidades 5, 9, 15 y 30.....	43
III.2.1.2 Localidades 3, 4, 5, 6, 7 y 8.....	51
III.2.1.3 Perfiles de densidad y frecuencia de Brunt-Vaisala.....	54
III.3 Identificación de frecuencias características en las series de tiempo mediante la Transformada de Fourier.....	59

CONTENIDO (continuación)

	Página
Capítulo IV. Conclusiones.....	70
Referencias.....	73

LISTA DE FIGURAS

<i>Figura</i>		Página
1	Esquema de los procesos asociados con el paso de una onda interna; modificada de (Esquivel Trava, 2008).....	3
2	Ubicaciones de ondas internas (puntos rojos) provenientes de los datos presentados en la segunda edición del <i>Atlas of Oceanic Internal Solitary Waves</i> . La gran mayoría son imágenes de satélite (Apel 2002).....	4
3	Área de estudio: Norte del Golfo de California donde se ubica un archipiélago formado por las islas Ángel de la Guarda, Tiburón, San Esteban y San Lorenzo. Batimetría en metros; modificada de (Gaxiola Castro et al. 2002).....	8
4	Izquierda: Imagen del SEASAT SAR (banda-L, HH) del Golfo de California, tomada el 29 de septiembre de 1978 a 1811 UTC (Global Ocean Associates, 2004). Derecha: Líneas dibujadas de las crestas de las ondas líderes de la imagen anterior (Fu y Holt, 1984).....	11
5	Esquemmatización de la generación de ondas internas en el océano; modificada de (Garret, 2003).....	15
6	Estructura vertical de una onda interna en el océano; modificada de (Cushman y Beckers, 2008).....	24
7	Localización del transecto simulado horizontal y verticalmente para el estudio de las ondas internas generadas cerca del umbral de san Esteban.....	27
8	Imagen visible de MODIS (Bandas 1, 3,4) sobre el norte del Golfo de California adquirida el 18 de Julio de 2001 a las 1835 UTC. Se observan paquetes individuales de ondas originadas alrededor de las islas. Global Ocean Associates, (2004).....	32

LISTA DE FIGURAS (continuación)

<i>Figura</i>		Página
9	Estructura horizontal de ondas internas sobre la zona de estudio. La grafica muestra la componente vertical de la velocidad a 5m de profundidad, la separación entre cada figura es de dos horas.....	33
10	Diagrama de hovmuller. Datos de temperatura potencial a 150 m de profundidad. La imagen muestra en el eje "x" a las 30 localidades que forman al transecto y en el eje "y" el total de datos con los que se trabajó (26 de marzo de 1983 desde las 18 horas al 26 de abril de 1983, finalizando a las 06 horas). Se aprecian los datos utilizados del 10-11 abril y 15-16 abril, los cuales fueron modulados por mareas muertas y mareas vivas respectivamente.....	34
11	Estructura horizontal de ondas internas sobre la zona de estudio. La grafica muestra la componente vertical de la velocidad a 5 m de profundidad, la separación entre cada figura es de una hora. Se observa un tiempo total de 5 horas. Datos modulados por marea viva (arriba) y marea muerta (abajo).....	36
12	Estructura horizontal de ondas internas sobre la zona de estudio. La grafica muestra la componente vertical de la velocidad (arriba) y la temperatura potencial (abajo) a 150 m de profundidad, la separación entre cada figura es de una hora. Se observa un tiempo total de 5 horas. Datos modulados por marea viva.....	37
13	Localización del transecto simulado horizontal y verticalmente para el estudio de las ondas internas generadas cerca del umbral de san Esteban. Se muestran ubicados cuatro de los treinta puntos.....	38
14	Corte vertical del transecto estudiado. Se grafica la componente vertical de la velocidad y la temperatura potencial. Se observa un tiempo total de 5 horas. Datos modulados por marea viva.....	39

LISTA DE FIGURAS (continuación)

<i>Figura</i>		Página
15	Corte vertical del transecto estudiado. La grafica muestra la temperatura potencial. En el eje “x” se muestran los 30 puntos del transecto y en el eje “y” la profundidad de la zona de estudio, la separación entre cada figura es de una hora. Se observa un tiempo total de 5 horas. Datos modulados por marea muerta.....	41
16	Secciones verticales de fluctuaciones de temperatura potencial (primera), fluctuaciones de la temperatura potencial en la capa de 150 m (segunda), promedio de las fluctuaciones de la temperatura potencial en las capas de 1 a 150 m (tercera) y fluctuaciones del nivel del mar (cuarta) al a lo largo de 4 días para la localidad 5.....	44
17	Secciones verticales de fluctuaciones de temperatura potencial (primera), fluctuaciones de la temperatura potencial en la capa de 150 m (segunda), promedio de las fluctuaciones de la temperatura potencial en las capas de 1 a 150 m (tercera) y fluctuaciones del nivel del mar (cuarta) al a lo largo de 4 días para la localidad 9.....	45
18	Secciones verticales de fluctuaciones de temperatura potencial (primera), fluctuaciones de la temperatura potencial en la capa de 150 m (segunda), promedio de las fluctuaciones de la temperatura potencial en las capas de 1 a 150 m (tercera) y fluctuaciones del nivel del mar (cuarta) al a lo largo de 4 días para la localidad 15.....	47
19	Secciones verticales de fluctuaciones de temperatura potencial (primera), fluctuaciones de la temperatura potencial en la capa de 150 m (segunda), promedio de las fluctuaciones de la temperatura potencial en las capas de 1 a 150 m (tercera) y fluctuaciones del nivel del mar (cuarta) al a lo largo de 4 días para la localidad 30.....	48
20	Desplazamientos verticales de la isopicna 1026 (4 días).....	49

LISTA DE FIGURAS (continuación)

<i>Figura</i>		Página
21	Diagrama de hovmuller. Datos de la componente vertical de la velocidad a 150 m de profundidad. La imagen muestra en el eje “x” a las 30 localidades que forman al transecto y en el eje “y” el tiempo correspondiente a los 4 días analizados (15-abril-18:00hrs al 19-abril-18:00hrs).....	50
22	Secciones verticales de las fluctuaciones de temperatura para el punto 3 (primera), el punto 4 (segunda), el punto 5 (tercera), el punto 6 (cuarta), el punto 7 (quinta) y el punto 8 (sexta) a lo largo de un día y medio.....	52
23	Desplazamientos verticales de la isopicna 1026 para el punto 3 (primera), el punto 4 (segunda), el punto 5 (tercera), el punto 6 (cuarta), el punto 7 (quinta) y el punto 8 (sexta) a lo largo de un día y medio.....	53
24	Perfiles de densidad para los 30 puntos localizados sobre el transecto. El eje “x” representa los valores de anomalía de densidad y el eje “y” representa la profundidad.....	55
25	Corte vertical del transecto estudiado. La grafica muestra la frecuencia de Brunt-Vaisala. En el eje “x” se muestran los 30 puntos del transecto y en el eje “y” la profundidad de la zona de estudio, la separación entre cada figura es de una hora. Se observa un tiempo total de 14 horas. Datos modulados por marea viva.....	56
26	Perfiles de Brunt-Vaisala para los 30 puntos localizados sobre el transecto. El eje “x” representa los valores de frecuencia y el eje “y” representa la profundidad.....	57

LISTA DE FIGURAS (continuación)

<i>Figura</i>		Página
27	Densidad de potencia espectral de la temperatura potencial al 95% a 150 m de profundidad. Se expone el punto 5 (arriba, izquierda), el punto 9 (arriba, derecha), el punto 15 (abajo, izquierda) y el punto 30 (abajo, derecha)..	60
28	Respuesta del filtro pasabanda a 150 m de profundidad, dejando pasar el rango de las frecuencias semidiurnas. Se expone el punto 5 (arriba, izquierda), el punto 9 (arriba, derecha), el punto 15 (abajo, izquierda) y el punto 30 (abajo, derecha).....	61
29	Señales de las anomalías de temperatura potencial a 150 m de profundidad. El eje "x" representa el tiempo en días y el eje "y" representa las 30 localidades que forman al transecto estudiado.....	62
30	Distribuciones de densidad de potencia espectral de temperatura potencial para la banda semidiurna (localidades 1-15). En el eje "x" se observa el valor de la densidad de potencia espectral (arriba), tanto como el numero de localidad (abajo), en el eje "y" se muestra la profundidad de 0 a 438 m.....	63
31	Distribuciones de densidad de potencia espectral de temperatura potencial para la banda semidiurna (localidades 16-30). En el eje "x" se observa el valor de la densidad de potencia espectral (arriba), tanto como el numero de localidad (abajo), en el eje "y" se muestra la profundidad de 0 a 438 m.....	65
32	Onda interna generada por marea sobre la plataforma continental. Modificada de Chiriguaya (1989).....	65

LISTA DE FIGURAS (continuación)

<i>Figura</i>		Página
33	Distribución espacial de densidad de potencia espectral de temperatura potencial para la banda semidiurna (localidades 1-30). En el eje “x” se observan las 30 localidades que forman al transecto estudiado, en el eje “y” se muestra la profundidad de 0 a 400 m.....	66
34	Diferencia de fase de cada localidad con respecto a la fase del primer punto a 150 m de profundidad.....	68
35	Coherencia cuadrada de cada localidad con respecto a la coherencia del primer punto a 150 m de profundidad.....	69

Capítulo I

Introducción

I.1 ¿Qué son las ondas internas?

La experiencia ha demostrado que casi siempre que se registra una serie temporal de observaciones en un punto determinado del océano, aparecen fluctuaciones de las variables observadas que pueden atribuirse a ondas internas y aunque la naturaleza de estas ondas es muy variada, sus manifestaciones son similares en todos sus casos, presentándose como una formación de películas o bandas (slicks) que alteran la reflectancia de la superficie del mar (Filonov y Trasviña, 2000).

Se sabe por innumerables estudios que todos los océanos y mares del mundo se encuentran básicamente bajo una estratificación vertical estable debido a dos factores: el balance hidrostático y la radiación solar. En el primero, la fuerza de gravedad trabaja continuamente para mantener las capas de agua más densas por debajo de las menos densas, generando una estratificación estable en toda la columna de agua; mientras que el segundo factor produce una fuerte estratificación de la capa de agua cercana a la superficie, debido a la disminución exponencial de la intensidad de la radiación solar al penetrar la columna de agua, calentándola sólo las primeras decenas de metros.

Es de este modo como se establece la estratificación en los mares, la cual se ve continuamente perturbada por fuerzas externas como las que resultan de los movimientos de las diferentes posiciones de la luna y el sol relativas a la localización en la Tierra. Como resultado de la combinación de la estratificación de la columna de agua, la batimetría de la zona y el flujo de corriente (Jackson, 2007), se generan ondas en el interior del agua llamadas ondas internas.

Estas ondas se producen en la interfase de dos capas de fluido con diferentes densidades, normalmente esta diferencia se debe a gradientes marcados en la temperatura del agua, pero también puede ser provocada por gradientes de salinidad. Las ondas internas tienen como fuerza restauradora a la gravedad, la cual hace que la superficie de separación entre las capas tienda a mantenerse horizontal. Si algo perturba esa interfase, entonces la gravedad se esforzará para restaurar esta superficie a un nivel horizontal, comportándose como si fuera un resorte y, de esta manera generando ondas.

La explicación de este fenómeno no llegó hasta principios del siglo pasado, cuando se inventaron aparatos capaces de tomar mediciones precisas de temperatura y salinidad por debajo de la superficie del agua. Con ellos se observó que se trataban de grandes oscilaciones de las superficies de parámetros físicos como la densidad, temperatura y salinidad de hasta decenas de metros, que en comparación con las ondas superficiales, éstas eran aún más grandes y mucho más lentas.

Aunque estas ondas producen grandes excursiones de la interfase, tienen un efecto imperceptible en la elevación de la superficie del mar. Sin embargo, las ondas internas son visibles como bandas alternadas de luz y sombra en las imágenes de radar de apertura sintética (Jackson, 2007), debido a que ocasionan variaciones en las corrientes superficiales. Corrientes que varían en magnitud y dirección ocasionando flujos convergentes y divergentes, que pueden modular la

rugosidad de la superficie del mar, identificándose de esta manera su señal superficial (Esquivel Trava, 2008) ver figura 1.

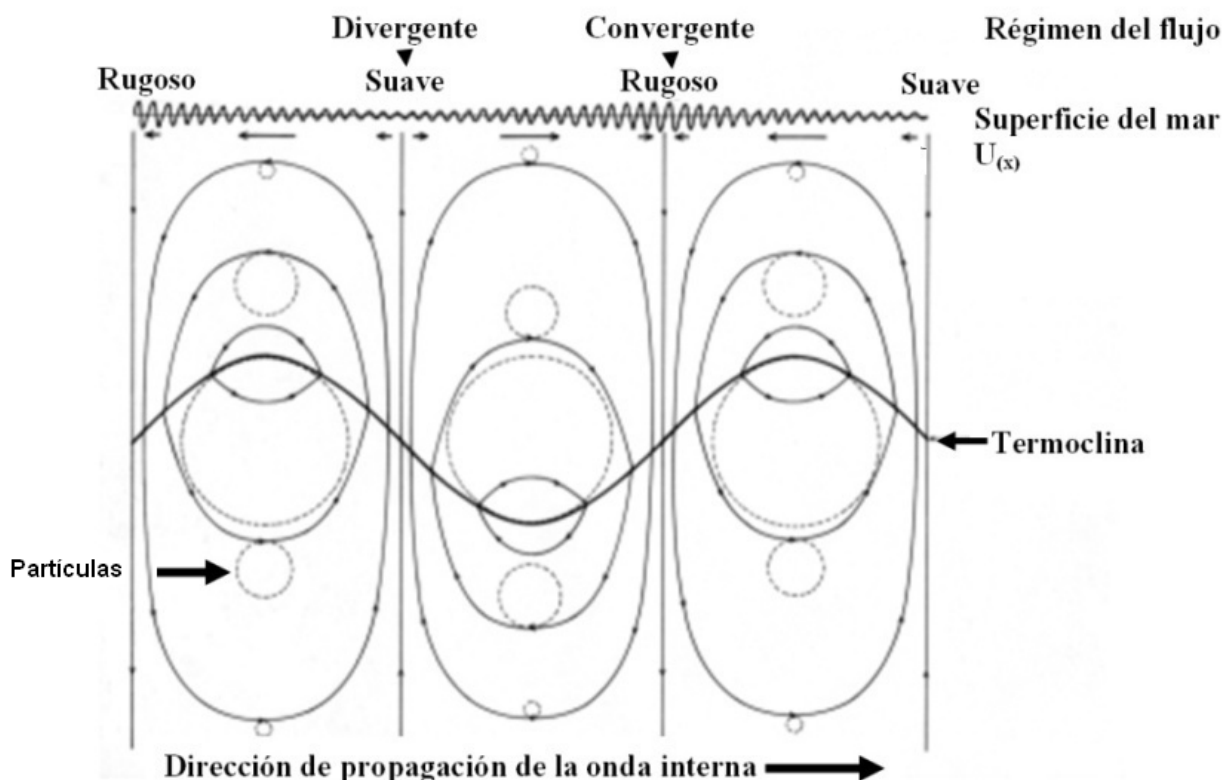


Figura 1. Esquema de los procesos asociados con el paso de una onda interna; modificada de (Esquivel Trava, 2008).

Desde los años 1970s, ha sido posible observar a simple vista la presencia de estas ondas como característica distintiva en fotografías, imágenes radiométricas espectrales e imágenes de radar de apertura sintética obtenidas por satélites (Jackson y Apel, 2002). Las primeras imágenes remotas de ondas internas en el océano fueron captadas por el satélite ERTS/Landsat-1 (Apel, 2004) y desde entonces han permitido la construcción de mapas mundiales de su ocurrencia. La figura 2 muestra las localizaciones de éste fenómeno observadas alrededor del mundo con una variedad de sensores in-situ y remotos, en la cual se puede

apreciar que se concentran en las áreas costeras (Fu y Holt, 1984), especialmente en los meses de verano, cuando son atrapadas dentro de una fuerte y profunda termoclina estacional, así como en los estrechos y mares marginales (Jackson, 2007).

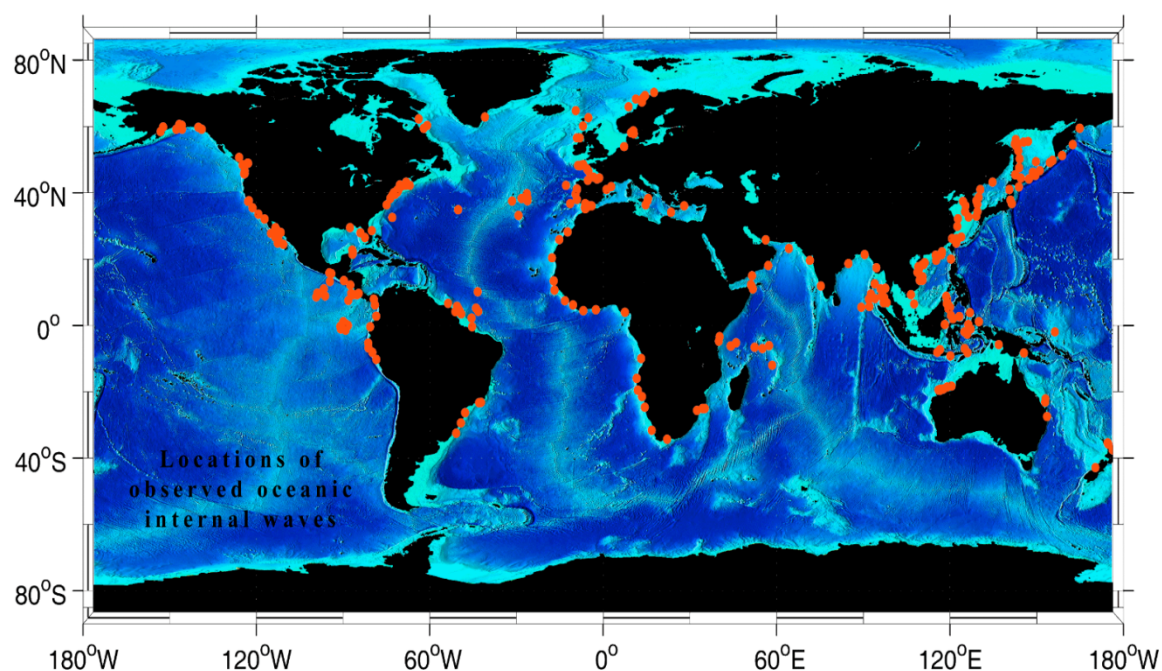


Figura 2. Ubicaciones de ondas internas (puntos rojos) provenientes de los datos presentados en la segunda edición del *Atlas of Oceanic Internal Solitary Waves*. La gran mayoría son imágenes de satélite (Apel 2004).

I.2 Importancia de las ondas internas

El descubrimiento de ondas internas dentro del océano hace más de un siglo, animó a que se convirtieran en objeto de estudio, ya que representan una función destacada y muy valiosa en muchos de los procesos físicos y biológicos que ocurren en el mar, despertando un interés considerable en el hombre.

Su importancia práctica se relaciona con distintos campos de interés para el ser humano, como la navegación submarina, hidroacústica, hidrobiología e hidro-óptica, entre algunos otros (Miropol'Sky, 2001). Tienen una gran relevancia científica debido a que son fundamentales en el mecanismo de mezcla vertical sobre la plataforma continental en cuerpos de agua costeros como las bahías, además de que éstas ondas ocasionan variaciones verticales notables en todos los parámetros hidrofísicos de la columna de agua (Filonov y Plata, 2007), gracias a que son movimientos ondulatorios de gran amplitud.

Otra motivación relevante para estudiar a éstas ondas se debe al importante papel que juegan en procesos de turbulencia y mezcla vertical del océano profundo, así como su consecuente implicación en fenómenos de escala global (Munk y Wunsch 1998) como lo es la circulación oceánica. La mezcla vertical que producen estas ondas es un factor vital para mantener una transición gradual entre la capa superficial del océano calentada por el sol y el afloramiento de agua fría y densa formada en altas latitudes (Garret, 2003).

Además, representan un sumidero para la energía derivada de la marea barotrópica ocasionada por la atracción de la luna y el sol (Wunsch, 1975). El transporte y la disipación de esta energía se da en la forma de eventos de mezcla intensos y episódicos que se pueden traducir en brotes considerables de producción primaria y biomasa del fitoplancton, principalmente en la zona costera (Jeans, 1995). Así, estos movimientos que se generan en el interior del océano, pueden provocar pulsos de nutrientes del fondo marino hacia la superficie y ser

más elevados que los encontrados en niveles más profundos del mar, cuando el agua se mueve desde el fondo de la zona eufótica (Gaxiola Castro et al. 2002), determinando de esta manera la productividad elevada de la zona donde ocurren las ondas internas

Así, el estudio de su generación, propagación, periodicidad, no estacionalidad y rompimiento cerca de la costa, entre otros, es un aspecto decisivo para una mejor comprensión de la dinámica del océano (Miropol'sky, 2001).

I.3 Zona de estudio

El Golfo de California es un mar Marginal ubicado al noreste de la República Mexicana entre la península de Baja California y los estados de Sonora y Sinaloa, presentando una gran complejidad en su estructura. Se localiza entre los 23 y 32° latitud Norte y los 107 y 117° longitud Oeste. De largo mide aproximadamente 1100 km y 180 km de ancho (García Silva y Marinone, 2000). Las profundidades del Golfo de California varían desde 200 m en la cabeza hasta 3600 m en la boca (Marinone, 2003), teniendo en esta última parte una comunicación abierta con el Océano Pacífico.

El Golfo de California co-oscila con el Océano Pacífico, es decir, las variaciones del nivel del mar en el Golfo a las frecuencias de marea son ocasionadas por los cambios ocurridos en el Océano Pacífico, y no producidas localmente debido a la atracción gravitatoria del Sol y la Luna.

La marea mixta semidiurna domina en la boca y en el alto Golfo, mientras que la marea principal lunar semidiurna o M2 es la componente de marea más energética. En la parte central, domina la marea mixta, principalmente diurna según Marinone y Lavín (1997).

En lo que respecta a la batimetría, el Golfo de California se divide en una serie de cuencas, cuya profundidad disminuye hacia el norte, separadas por umbrales. Hidrográficamente, el Golfo se divide en dos partes que se diferencian claramente: una al norte del umbral sur de Cuenca Salsipuedes y otra al sur del canal de Ballenas (Álvarez y Schwartzlose, 1979).

La circulación general del Golfo de California es el resultado de la interacción de marea con el Océano Pacífico, viento, distribución de densidad de la columna de agua, flujos de calor en la superficie del mar y la interacción no lineal de los movimientos producidos por la topografía, (Marinone, 2000).

El viento es uno de los agentes causantes de la circulación en este mar; sopla principalmente del noroeste en invierno y del sureste en verano y se canaliza a lo largo del eje del golfo por las cadenas montañosas, estableciendo un equilibrio dinámico entre el esfuerzo del viento, el gradiente de presión causado por la inclinación de la superficie, la fuerza de Coriolis y las fuerzas de fricción (Marinone y Lavín 1997).

La zona de estudio del presente trabajo se localiza en la parte norte del Golfo de California, (figura 3), ubicada entre las latitudes 28.4° a 30° N y entre las longitudes 112° a 114° W. Dentro del área de estudio existe un archipiélago formado por las islas San Lorenzo, San Esteban, Tiburón y Ángel de la Guarda, el cual separa la parte norte del Golfo de la parte central (Filonov y Lavín, 2003); al norte de éste se ubican los umbrales del Canal de Ballenas y Delfín, con profundidades de 600 y 360 m, respectivamente; los umbrales encontrados en el sur son San Esteban con 600 m de profundidad y San Lorenzo con 400 m. El primero se sitúa entre las islas de San Lorenzo y San Esteban y el segundo se ubica al suroeste de la isla San Lorenzo. La cuenca Delfín con una profundidad de 800 m conecta a la cuenca Tiburón de 440 m de profundidad.

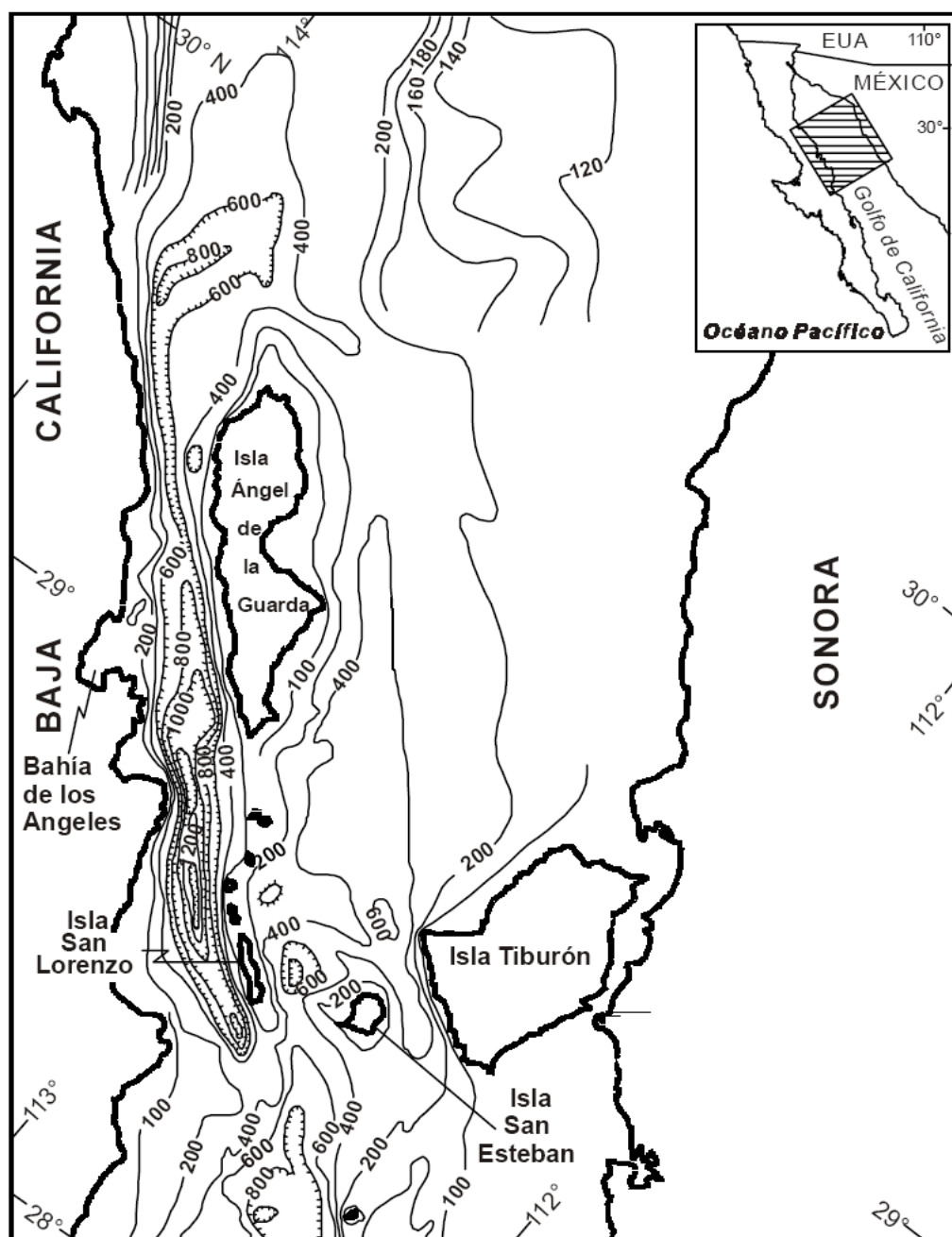


Figura 3. Área de estudio: Norte del Golfo de California donde se ubica un archipiélago formado por las islas Ángel de la Guarda, Tiburón, San Esteban y San Lorenzo. Batimetría en metros; modificada de (Gaxiola Castro et al. 2002).

I.4 Objetivos

El objetivo de este trabajo es avanzar en la comprensión y descripción de las variaciones oceánicas que se forman en el interior de la columna de agua por las interacciones de los flujos de mareas y las estructuras batimétricas de la parte norte del Golfo de California. Se describe la estructura y propagación de las ondas internas que se generan en la región de las grandes islas del Golfo de California (San Lorenzo y San Esteban), por efecto de la frecuencia de la marea semidiurna. Por medio de simulaciones por computadora se analizaron datos de las salidas del modelo numérico ROMS (Regional Ocean Modeling System).

Los objetivos particulares planteados son:

- Comparación de las evidencias superficiales de las ondas internas en el modelo ROMS con observaciones de satélite e investigaciones de campo. Establecer similitudes.
- Análisis de las variaciones de temperatura y desplazamientos verticales de isopícnas, así como también del patrón de la velocidad vertical, con los datos de las salidas del modelo numérico.
- Evaluación y descripción de las características espectrales; distribución de energía a lo largo del transecto; cálculo de coherencia y fases a las frecuencias principales de forzamiento.
- Identificación de la energía semidiurna modelada en la zona de estudio con ondas internas. Comparación entre las características observadas y resultados teóricos de las ondas internas con las características de los datos del modelo. Evaluar los parámetros de las ondas internas generadas en el umbral de San Lorenzo y San Esteban (rapidez de fase, longitud de onda, amplitud, frecuencia y periodo).

I.5 Antecedentes

Las ondas internas se presentan en cualquier lugar donde la combinación de aguas estratificadas, corrientes y batimetría sea la correcta. Farmer y Smit (1985), reportaron que las ondas internas generadas sobre un umbral son fuertemente dependientes del flujo debido a la marea, el grado de la estratificación de la columna de agua y la geometría del lugar.

La presencia de umbrales, de energía de mareas altas y una fuerte estratificación del Golfo de California, hacen que la zona tenga las condiciones apropiadas para la generación de mareas internas (Filonov et al. 2010) y al mismo tiempo de ondas internas (Filonov y Lavín, 2003).

Existen diversas investigaciones que indican la presencia de ondas internas generadas cerca del archipiélago formado por las islas Ángel de la Guarda, Tiburón, San Esteban y San Lorenzo. La existencia de estas islas aunado a la presencia de umbrales, aumenta las corrientes de marea estrechándolas (Filonov y Lavín, 2003), reduciendo la sección transversal en los canales, y propagando trenes de ondas internas que se originan sobre los umbrales entre las islas San Lorenzo y San Esteban (Fu y Holt, 1984), siendo en este último el lugar donde se han registrado las corrientes de marea más intensas de la zona (Flores Mateos, 2010). Justo cerca de este umbral, se localiza la mayor fuente de ondas internas en el Golfo de California, a la orilla de una depresión profunda (~800 m) según Fu y Holt (1984). En la figura 4 se observa que estos paquetes de ondas fueron generados por un flujo de marea estratificado sobre un paso topográfico arriba de este umbral. La curvatura de las crestas de onda indica que estos grupos de ondas se propagaron hacia el final del Golfo.

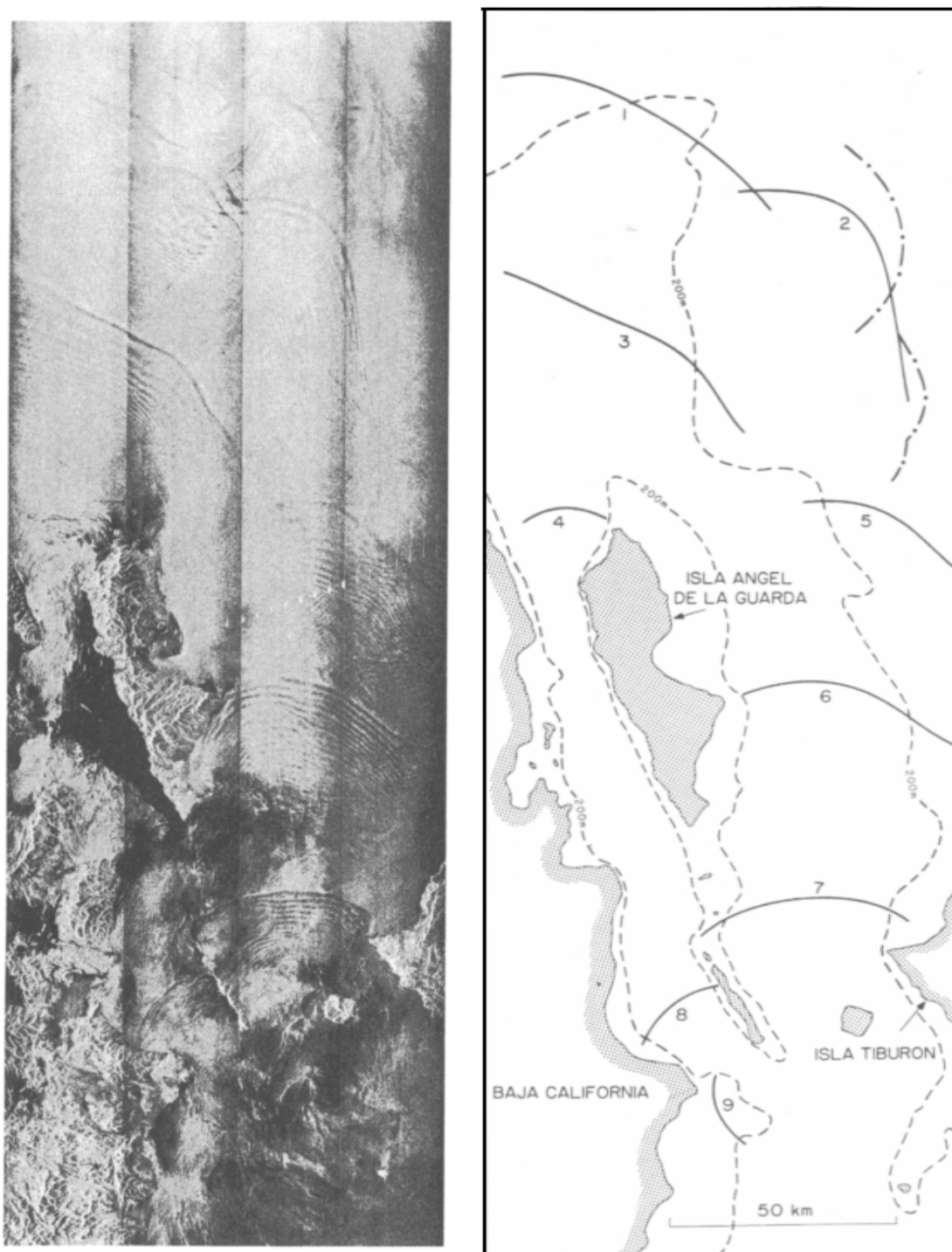


Figura 4. Izquierda: Imagen del SEASAT SAR (banda-L, HH) del Golfo de California, tomada el 29 de septiembre de 1978 a 1811 UTC (Global Ocean Associates, 2004). Derecha: Líneas dibujadas de las crestas de las ondas líderes de la imagen anterior (Fu y Holt, 1984).

Badan Dagon et al. (1991) registraron el paso de estos paquetes de onda, así como también Gaxiola Castro et al. (2002) con series de lances de CTD (Filonov y Lavín, 2003).

Otras investigaciones, con el fin de conocer el comportamiento de las ondas internas, estudiaron fluctuaciones verticales de temperatura en el umbral Delfín y en la cuenca Tiburón, en esta última se observaron también ondas internas en dirección NW generadas por la interacción de la corriente de marea barotrópica sobre el umbral de San Esteban (Flores Mateos, 2010).

Entre los estudios realizados en la parte norte del Golfo de California, existe evidencia de observaciones de ondas internas a partir de radares espaciales. Apel y González (1983) realizaron uno de los primeros trabajos en los que se utilizaron imágenes de radar de apertura sintética para la detección de ondas internas en las costas de Baja California. Ellos analizan la ocurrencia de paquetes de ondas internas con una separación de 15 a 20 km, generados por el paso de la marea sobre la topografía de la costa Oeste de Baja California. La longitud de las ondas que componen estos paquetes (aproximadamente 300 m) disminuye hacia la parte final del conjunto, lo que indica que las ondas internas ahí presentes sufren interacciones no lineales, además de que cada onda dentro del paquete viaja a diferente velocidad.

Otros estudios con imágenes tomadas del Seasat SAR revelaron una variación temporal en el campo de las ondas internas, el análisis de estas series de fotografías indicaron que las ondas internas observadas fueron forzadas por mareas (Fu y Holt, 1984) y fueron generadas por flujos de marea barotrópica sobre el umbral de San Esteban. El número de los grupos de ondas internas observados, alcanzaron su máximo durante las mareas vivas y su mínimo durante las mareas muertas.

Desde el área de generación, parte de la energía de las ondas internas se propaga hacia el noroeste, a lo largo de los ejes de la cuenca de la isla Tiburón como marea interna (Filonov et al. 2010), con una rapidez de fase de 0.9m/s. Otra parte de la energía de la marea interna es transformada en paquetes de solitones de ondas internas con una longitud de onda de 1 a 2 km, las cuales viajan en la misma dirección que la marea interna pero a lo largo de la termoclina, estos paquetes se pueden ver desde el aire según Filonov y Lavín (2003).

Filonov (2000), concluye en su trabajo que la energía de marea interna, se gasta totalmente en la plataforma continental por la formación de ondas internas cortas (se propagan en forma de paquetes), cambios en la estratificación y mezclado del agua, y que la energía de la marea interna semidiurna es a lo mucho el 50% de la marea barotrópica (Marinone y Lavín, 2005). De esta manera, la plataforma continental sirve como un sumidero de energía de marea interna, que parte de ondas internas largas a grupos de ondas cortas, con un incremento en la amplitud y densidad de energía (Filonov y Trasviña, 2000), las cuales producen su deformación y desintegración hasta la completa destrucción y disipación total de energía de estas ondas cortas en la costa (Filonov 2000).

Federiuk y Allen (1995), describen también la formación de ondas internas por afloramiento costero sumado a un frente abrupto de densidad. Tintoré et al. (1995) examinaron movimientos internos casi inerciales en la capa superior del océano y por debajo de la termoclina, ambos utilizaron modelos tridimensionales de circulación general y un modelo no lineal para examinar el problema de un muro costero donde el viento induce campos de ondas internas inerciales. En los resultados observaron que después del paso de frentes de onda, son generadas ondas internas casi inerciales muy fuertes (Filonov y Trasviña, 2000). La propagación de energía hacia abajo ocurre después del paso de frente de onda y después de varios periodos inerciales, la energía cinética en la capa superior es completamente removida.

Ondas internas generadas en el umbral de San Esteban, con periodicidad semidiurna, quedan formadas después de 20-25 km después del umbral, con amplitudes que varían de los 50 a los 80 m, longitudes de onda que van de los 400 a los 1200 m, y con una velocidad de fase de 1.2 m/s o menos.

Estas ondas se propagan hacia el noroeste del Golfo de California y generan variaciones significativas de temperatura mas allá de los 150 m de profundidad; generando turbulencia, así como mezcla vertical y horizontal (Filonov et al. 2010).

Además, estas incursiones de isotermas debidas al rompimiento de ondas internas, hacia niveles más profundos, promueven la aparición de “manchas” de agua fría en regiones superficiales, las cuales duran cerca de 3-4 horas, contribuyendo a mantener una alta productividad biológica en las aguas del Golfo de California según Filonov et al. (2010). Se encontró también que no solo la banda semidiurna domina los desplazamientos verticales de las isopícnas, sino que también domina la banda cuartidiurna, las cuales presentan una variabilidad estacional (Filonov y Lavín, 2003).

A medida que las ondas se propagan, evolucionan debido a las corrientes y estratificación, y finalmente se disipan. La disipación puede resultar en un significativo mezclado vertical que es importante para varios procesos costeros (Helfrich y Melville, 2006).

I.5.1 Generación de ondas internas

A partir de observaciones se ha determinado que el principal mecanismo perturbador de la estratificación estable del océano es la marea. Al interactuar éstas con la topografía se generan las llamadas mareas internas, las cuales se generan sobre la pendiente de la plataforma continental, variando considerablemente de un lugar a otro como función de la pendiente del fondo y de la estratificación de la columna de agua (Filonov y Lavín, 2003).

La generación de una onda interna (figura 5) ocurre como resultado del flujo del océano estratificado sobre variaciones topográficas (Gerkema, 1996), tales como trincheras, montes marinos, riscos o simplemente topografía accidentada. Esta generación de ondas internas corresponde a una onda baroclínica y resulta de una transferencia de energía de la marea barotrópica hacia ondas internas (baroclínica) (Da Silva et al. 1998), y al mismo tiempo generando cambios en la estratificación y la mezcla de la columna de agua (Filonov, 2000). Estos mecanismos de transformación de energía de la marea barotrópica a la marea baroclínica, pueden ocurrir en las pendientes, así como en las elevaciones submarinas (Filonov et al. 2010).

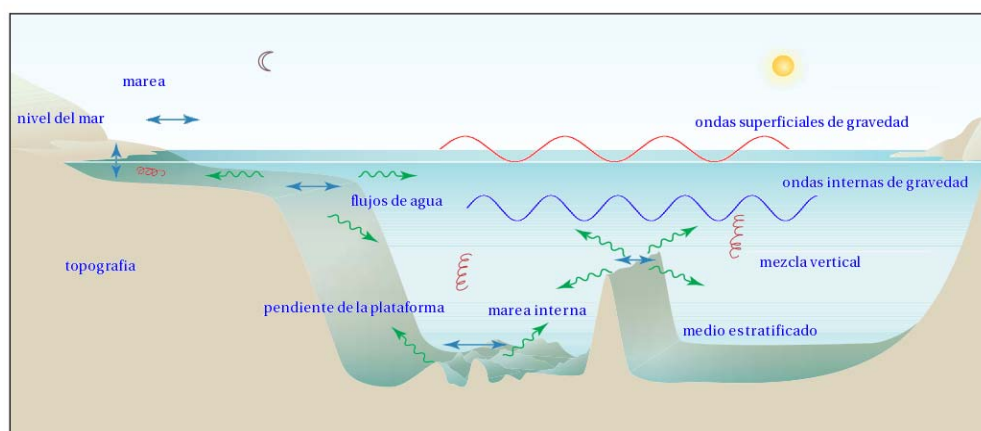


Figura 5. Esquematización de la generación de ondas internas en el océano; modificada de (Garret, 2003).

En los umbrales, los cuales se elevan a la superficie del océano, ocurre la distorsión de las corrientes de marea, y cuando se vierten sobre el umbral, el flujo de marea hace que exista una larga penetración de la picnoclina como un salto hidráulico (Filonov et al. 2010). Cuando el flujo de marea se debilita, esta penetración empieza a moverse como onda interna y queda formada después del umbral, comenzando una transformación dispersiva no lineal, moviéndose largas distancias en el océano profundo y transformándose gradualmente a un grupo de ondas solitarias.

Las ondas internas reflejadas después de afectar una frontera con declive se propagan hacia arriba a través de la termoclina estratificada hacia la capa de mezcla (Filonov y Trasviña, 2000). Thorpe (1998) mostró que las ondas internas incidentes con frecuencia $\sigma < N/2$ producen ondas libres con propagación hacia abajo. Estas ondas, por lo tanto, probablemente experimentan sucesivas reflexiones cuando se acercan a fondos someros. Cuando la reflexión no lineal se considera, además de una onda de primer orden de frecuencia σ que se refleja hacia abajo de la discontinua densidad, una onda de segundo orden se genera con frecuencia 2σ y con el doble del número de onda horizontal de la onda incidente, que también se propaga hacia abajo lejos de la interfaz. Para las ondas internas, la fuerza restauradora es la gravedad, que aunada a la fuerza de flotabilidad produce que sus amplitudes y longitudes sean más grandes que las de las ondas superficiales de gravedad y con menor velocidad de fase bajo la misma fuerza.

Estas ondas son llamadas también *ondas internas de gravedad* y el contraste de densidades que existe entre una capa de agua más densa que otra es mucho menor que el que existe entre el agua marina y el aire, por lo que la fuerza restauradora es también mucho menor.

La fuerza resultante del balance entre la fuerza de gravedad y la de flotabilidad se le llama gravedad reducida y se define como:

$$g' \equiv g\Delta\rho' / \rho \quad (1)$$

donde:

g' = gravedad reducida

g = gravedad

$\Delta\rho'$ = anomalía de densidad

ρ = densidad de referencia (Esquivel Trava, 2008).

En el caso de las ondas con periodos iguales o arriba del inercial, la fuerza de Coriolis también es considerada fuerza restauradora (Mascarenhas, 1996).

Las ondas internas comparadas con las ondas de superficie, que son ondas que se propagan en una interfase, y por lo tanto en dos dimensiones, se propagan en el interior del océano, en tres dimensiones. La onda interna en la termoclina es un caso especial, ya que también se propaga en la interfase entre dos capas de densidad ligeramente diferentes según Mascarenhas (1996).

En lo correspondiente al espectro de frecuencia de una onda interna, se conoce por la teoría que es suficientemente amplio, y se extiende desde la frecuencia de inercia local:

$$f = 2 \cdot \left| \vec{\Omega} \right| \cdot \sin \varphi \quad (2)$$

donde:

$\vec{\Omega}$ = vector velocidad angular de la rotación de la tierra

φ = latitud

hasta el máximo de la frecuencia de Brunt Väisälä N , la cual determina el ángulo:

$$\gamma = \arctan \left[\left(w^2 - f^2 \right) / \left(N^2 - w^2 \right) \right]^{1/2} \quad (3)$$

donde:

w = frecuencia de la onda

f = parámetro de Coriolis

N = frecuencia de Brunt Väisälä

Que es el ángulo característico de la trayectoria del rayo, longitudinalmente, en el cual la energía de marea interna se disemina. La energía de marea barotrópica es transmitida a baroclínica de una manera eficaz cuando $\alpha / \lambda = 1$ (pendiente definida por dz/dx), el cual es considerado un valor crítico. Con valores de α mayores que el valor crítico, la energía se aleja hacia mar abierto (Filonov y Trasviña, 2000). Pequeños valores reflejan la energía hacia la plataforma continental.

Las variaciones estacionales é interanuales en la densidad y corrientes de macro escala juegan un papel importante según los autores anteriores, ya que pueden modificar las características de las ondas internas así como su dirección de propagación. La forma de la termoclina también puede ser un factor importante para determinar el comportamiento de las ondas sobre la plataforma continental y en aguas profundas sin embargo, tales procesos son estadísticamente reproducibles, dada la misma temporada, la misma fase de la marea y la batimetría.

I.5.2 Frecuencia de Brunt-Väisälä

La estabilidad de la columna de agua se mide a partir de la frecuencia de flotabilidad o también llamada *frecuencia de Brunt-Väisälä*:

$$N = \left[- (g / \rho) \cdot (d\rho / dz) \right]^{1/2} \quad (4)$$

donde:

ρ = densidad del fluido

g = fuerza de aceleración de la gravedad

z = profundidad (Filonov, 2000)

Indicando la máxima frecuencia con que oscilará una parcela de fluido al ser movida de su punto de equilibrio.

La estratificación es estable si $N^2 > 0$ (i.e. agua menos densa arriba $d\rho / dz < 0$).

También puede ser interpretada como la frecuencia vertical excitada por un desplazamiento vertical de la parcela de fluido (Cushman y Beckers, 2008). Por lo tanto, es la mayor frecuencia de las ondas internas en el océano, es decir:

$$\omega \leq N \quad (5)$$

donde:

ω = frecuencia de la onda (para frecuencias positivas)

Esta frecuencia natural de oscilación que surge de las diferencias en densidades, cuantifica la importancia de la estabilidad, y es una variable fundamental en la dinámica de fluidos estratificados.

I.5.3 Teoría de ondas internas

Para estudiar a las ondas internas en su más pura forma, es necesario realizar algunas suposiciones, partiendo de las ecuaciones en aguas someras y con rotación:

*El dominio es infinito en todas direcciones.

*No hay un mecanismo de disipación de ningún tipo.

*Los movimientos de los fluidos y las amplitudes de onda, son pequeños.

Esta última suposición está hecha para permitir la linealización de las ecuaciones que lo gobiernan.

Se ha considerado la aproximación de Boussinesq con ρ' y p' como las perturbaciones de la densidad y de la presión respectivamente.

$$\rho(x, y, z, t) = \rho_0(z) + \rho'(x, y, z, t) \quad (6)$$

$$p(x, y, z, t) = p_0(z) + p'(x, y, z, t) \quad (7)$$

Para la ecuación de continuidad se considera al fluido como incompresible.

Y por último, al movimiento como isentrópico y sin cambio de fase. La ecuación de la energía termodinámica dice entonces que la derivada material de la densidad es nula. Una vez linealizada (Gill, 1982). Se tiene entonces un sistema cerrado de 5 ecuaciones y 5 incógnitas:

$$\frac{\partial u}{\partial t} = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p'}{\partial x} \quad (8)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p'}{\partial y} \quad (9)$$

$$\frac{\partial w}{\partial t} = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p'}{\partial z} - \frac{\rho'}{\rho_0} g \quad (10)$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (11)$$

$$\frac{\partial \rho'}{\partial t} + w \frac{d\bar{\rho}}{dz} = 0 \quad (12)$$

Para encontrar la solución al sistema anterior, el factor $\frac{d\bar{\rho}}{dz}$ es transformado introduciendo la *frecuencia de Brunt-Väisälä* (ecuación 4)

Se supone una variación lineal de la densidad en la vertical y debido a que todos los coeficientes de las ecuaciones lineales anteriores (8-12) son constantes, se sustituye la solución de una onda plana:

$$W = W_0 \cos(Kx + Ky + Kz - \omega t) \quad (13)$$

Y se obtiene la relación de dispersión:

$$\omega^2 = N^2 \frac{(Kx^2 + Ky^2)}{(Kx^2 + Ky^2 + Kz^2)} \quad (14)$$

En términos de los números de onda Kx , Ky , Kz y de la frecuencia de estratificación N . Una propiedad importante de esta relación de dispersión es que la frecuencia no depende de la magnitud del número de onda y por lo tanto de la longitud de onda, solo del ángulo con respecto al plano horizontal. En efecto con:

$$Kx = K \cos \theta \cos \phi \quad (15)$$

$$Ky = K \cos \theta \sin \phi \quad (16)$$

$$K_z = K \sin \theta \quad (17)$$

donde:

θ = Ángulo que forma con la horizontal (positivo o negativo).

ϕ = Ángulo de su proyección horizontal con el eje x.

K = Magnitud del número de onda (en términos de los números de ondas k_x , k_y , k_z) =

$$K = \sqrt{K_x^2 + K_y^2 + K_z^2} \quad (18)$$

Obtenemos:

$$\omega = \pm N \cos \theta \quad (19)$$

Los signos indican que la onda puede viajar en una o dos direcciones, a lo largo de la dirección del número de onda, es decir, hacia arriba o hacia abajo. Por otro lado, si la frecuencia es la misma, todas las ondas se propagan, independientemente de la longitud de onda en ángulos fijos desde la horizontal, como en el caso del forzamiento por la marea. Cuanto menor sea la frecuencia, más pronunciada es la dirección, por lo tanto en el límite de frecuencias muy bajas, la propagación de fase es totalmente vertical ($\theta=90^\circ$) (Cushman y Beckers, 2008).

De igual manera que en el caso anterior, partiendo de las ecuaciones en aguas someras y con rotación, agregando el término donde aparece el parámetro de Coriolis, que no fue considerado en el conjunto de ecuaciones anteriores, pero con

las mismas suposiciones restantes, el sistema de ecuaciones queda de la siguiente manera:

$$\frac{\partial u}{\partial t} - fv = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p'}{\partial x} \quad (20)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + fu = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p'}{\partial y} \quad (21)$$

$$\frac{\partial w}{\partial t} = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p'}{\partial z} - \frac{\rho'}{\rho_0} g \quad (22)$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (23)$$

$$\frac{\partial \rho'}{\partial t} + w \frac{d\bar{\rho}}{dz} = 0 \quad (24)$$

La solución del sistema anterior se encuentra de igual forma que el caso anterior, encontrando una nueva relación de dispersión (en términos de los números de onda K_x , K_y y K_z):

$$\omega^2 = \frac{f^2 K_z^2 + N^2 (K_x^2 + K_y^2)}{(K_x^2 + K_y^2 + K_z^2)} \quad (25)$$

I.5.4 Estructura de una onda interna

Siguiendo a Cushman y Beckers (2008), si giramos los ejes “x” y “y” de modo que el vector número de onda se encuentre contenido en el plano vertical (x,z) no habiendo variaciones en la dirección “y”, con $K_y=0$, para K_x , K_z y ω positivas la estructura de la onda es como sigue:

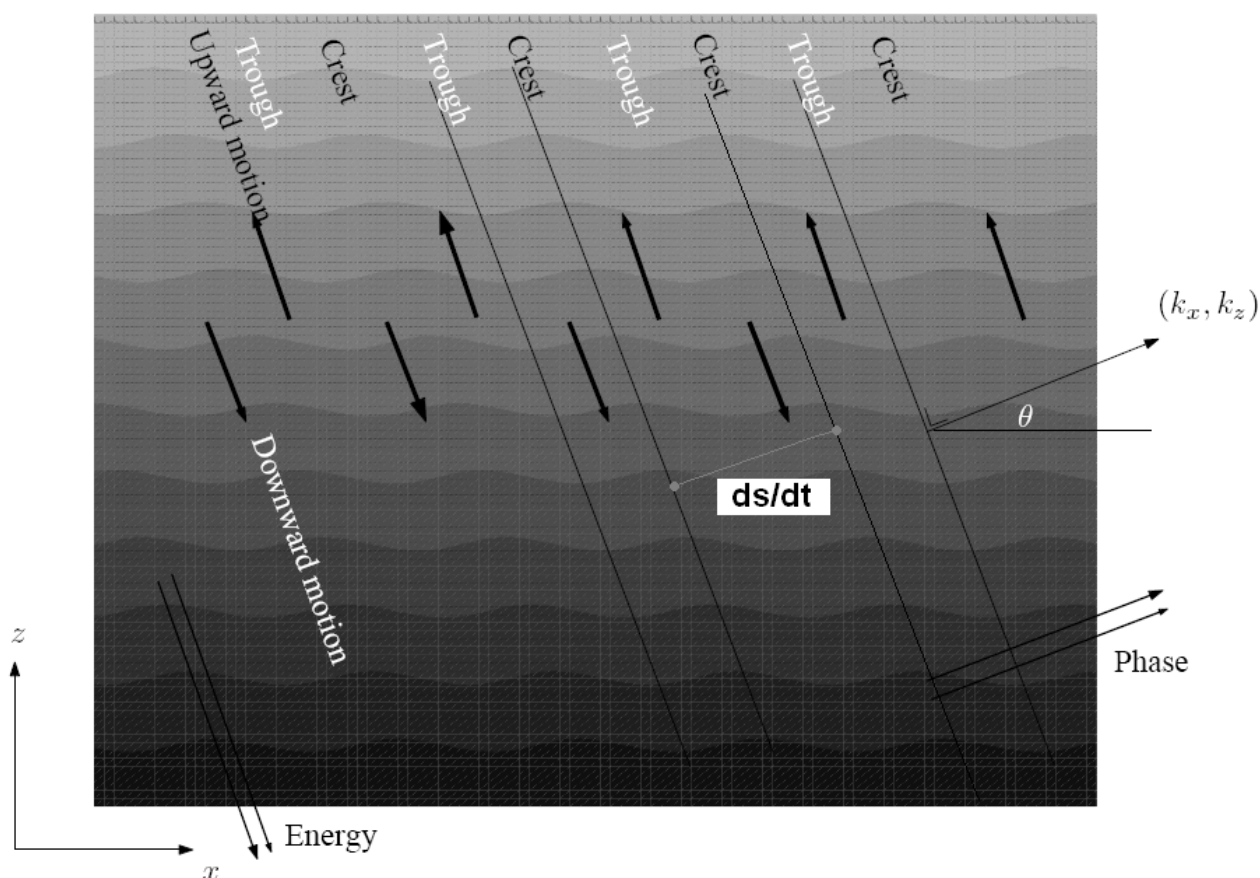


Figura 6. Estructura vertical de una onda interna en el océano; modificada de (Cushman y Beckers, 2008).

En el esquema anterior (figura 6) se pueden apreciar líneas de fase constante al seguir las crestas o los valles, las cuales se inclinan perpendicularmente al vector número de onda, observando de esta manera que las ondas internas son ondas transversales. También se puede observar que existen áreas de surgencia y hundimiento de fluido relacionado con los movimientos hacia arriba que producen las crestas y movimientos hacia abajo que generan los valles, respectivamente. La relación de velocidades $(-K_x / K_z)$ indica además que el flujo está en todas partes perpendicular al vector número de onda y, por tanto paralelo a las líneas que unen las crestas y valles. Por lo tanto, la onda se mueve hacia adelante y, debido a la inclinación de su número de onda, también hacia arriba. La velocidad a la cual

líneas de crestas y valles se trasladan es la rapidez de fase y se denota de la siguiente manera, para este caso (plano vertical X, Z):

$$C = \frac{\Delta s}{\Delta t} = \frac{\omega}{K} \quad (26)$$

La velocidad de grupo es el gradiente de la frecuencia con respecto al número de onda, su dirección es perpendicular al número de onda (K_x, K_z) y hacia abajo.

$$C_{gx} = \frac{\partial \omega}{\partial K_x} = \frac{\omega K^2 z}{K_x(K^2 x + K^2 z)} \quad (27)$$

$$C_{gz} = \frac{\partial \omega}{\partial K_z} = -\frac{\omega K z}{K^2 x + K^2 z} \quad (28)$$

Debido a que esta velocidad es la propagación de un grupo de ondas similares y la energía está asociada con cada grupo de ondas, la propagación de energía está dada por esta velocidad siendo también la velocidad a la que la energía es llevada por las ondas. Así, a pesar de que las crestas y valles parecen moverse hacia arriba, la energía se hunde.

La fase y la energía siempre se propagan en la misma dirección horizontal (aunque no a la misma rapidez) y en direcciones opuestas verticales.

Capítulo II

Metodología

II.1 Obtención de datos

En el presente capítulo se aborda el procedimiento realizado para la estructuración de este trabajo y la obtención de los resultados discutidos en el capítulo III, para la investigación de ondas internas en el área del umbral de San Esteban. Los datos utilizados son provenientes del Modelo Regional de Sistemas Oceánicos (ROMS v3.0), el cual es un modelo oceánico hidrostático, bajo la suposición de Boussinesq con coordenadas verticales que siguen la topografía del fondo del mar (coordenadas sigma generalizadas), que implementa la superficie libre y que resuelve las ecuaciones de Navier-Stokes promediadas con el enfoque de Reynolds. En la horizontal, se utilizan coordenadas curvilíneas ortogonales.

Se seleccionaron datos provenientes de ROMS del periodo que abarca del 26 de marzo de 1983 desde las 18 horas al 26 de abril de 1983, finalizando a las 06 horas. Con todo este mes completo de registros, se analizaron las variables de temperatura potencial, anomalía de densidad, componente vertical de la velocidad, nivel del mar y se apoyó con la batimetría de la zona de estudio. Para una exploración inicial de la información, se utilizaron datos con una resolución de cada dos horas, con los cuales se pudo observar preliminarmente la generación de ondas internas en la zona de las grandes islas y su propagación vertical y

horizontal. Sin embargo, se estableció una resolución adecuada y final para los datos de cada media hora.

El área de estudio se sitúa prácticamente sobre la cuenca Tiburón, en donde se definió un transecto que comienza a partir del Umbral de San Lorenzo y San Esteban para ser estudiado vertical y horizontalmente (figura 7), el cual se extiende hasta unos 54 km después, cerca del Umbral Delfín. La orientación de los puntos de sur a norte permite observar el seguimiento de las ondas internas que se generan cerca del umbral y que se trasladan hacia el norte del transecto. El transecto está formado por treinta puntos, con una separación de 1.8 km aproximadamente entre cada uno.

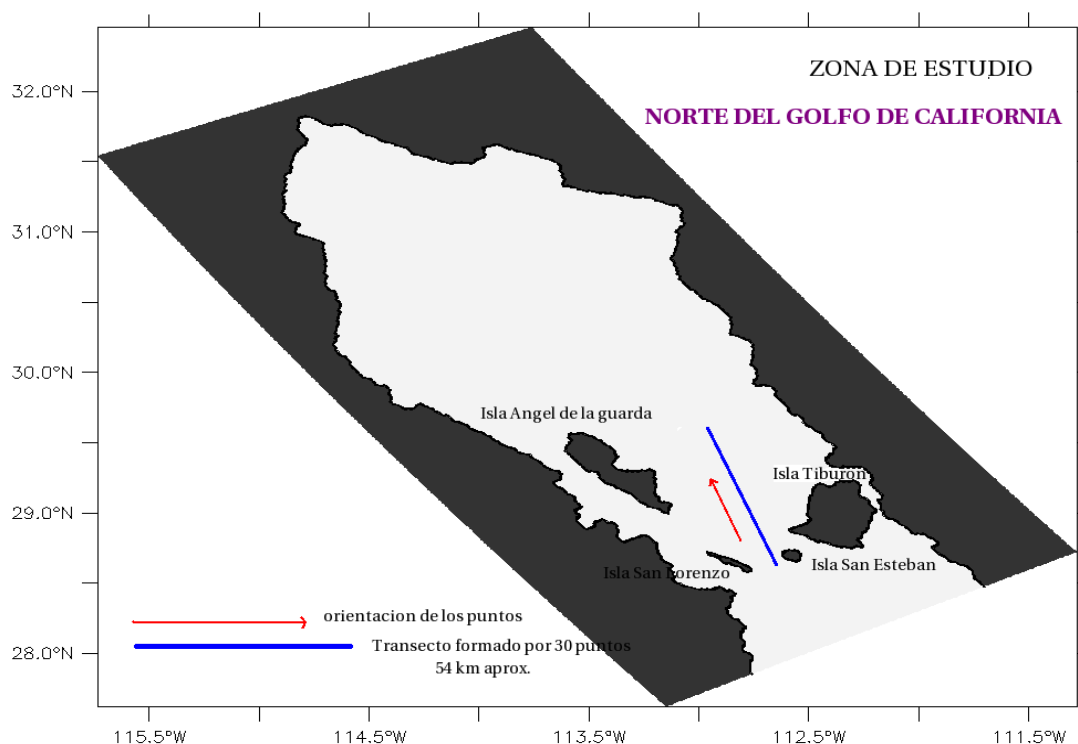


Figura 7. Localización del transecto simulado horizontal y verticalmente para el estudio de las ondas internas generadas cerca del Umbral de San Esteban.

II.2 Estructura del procedimiento

El procedimiento de la investigación se estructuró de la siguiente manera:

1. Debido a que los datos de las salidas del modelo ROMS están en coordenadas sigma, el primer paso fue transformar esta información a coordenadas z.
2. Se hizo un muestreo preliminar a lo largo del transecto ubicado sobre la cuenca Tiburón, utilizando la variable de la componente vertical de la velocidad, para una prospección inicial de los datos; en el cual la resolución de los datos fue de cada dos horas.
3. Con el panorama inicial que nos proporcionó el punto anterior, se tomaron muestras vertical y horizontalmente a lo largo del transecto ubicado sobre la zona de estudio (figura 7), con una densidad 30 localidades y con una resolución de los datos de cada media hora. Este análisis consistió en el estudio de:
 - a) Estructura horizontal de las ondas mediante la componente vertical de la velocidad y temperatura potencial.
 - b) Secciones de profundidad contra distancia horizontal del transecto para la temperatura potencial.
4. Con el transecto a estudiar definido anteriormente, se realizaron diagramas de *Hovmöller* a una profundidad de 150 m, para detectar la inclinación en los rayos de propagación de las variables de:

- a) Componente vertical de la velocidad.
- b) Temperatura potencial.

5. Se elaboraron perfiles de:

- a) Temperatura potencial.
- b) Anomalía de densidad.
- c) Frecuencia de Brunt-Väisälä.

En cada uno de los treinta puntos encontrados sobre el transecto, desde el nivel del mar hasta la profundidad máxima en cada punto.

- 6. Se graficó la densidad de potencia espectral al 95% para cada punto sobre el transecto a cierta profundidad elegida (150 m) para identificar las bandas de frecuencias más energéticas dentro de los datos.
- 7. Una vez realizado lo anterior, se filtraron los datos con un filtro pasa-banda dejando pasar el rango de las frecuencias semidiurnas de las señales para todos los puntos localizados sobre el transecto.
- 8. Se graficaron las distribuciones de la densidad de potencia espectral para la banda semidiurna en los treinta puntos localizados sobre el transecto, a lo largo de la profundidad correspondiente a cada punto.
- 9. Con los datos anteriores, se realizó una sola gráfica de la distribución espacial de la densidad de potencia espectral.

10. Mediante los espectros cruzados del punto 1 del transecto, contra las demás localidades del mismo, se calculó la fase y la coherencia cuadrada, en la frecuencia semidiurna a la misma profundidad (150 m).
11. Se realizó un análisis de la sección vertical del transecto para cuatro puntos elegidos sobre el transecto usando:
 - a. Fluctuaciones de isotermas en toda la columna de agua de cada punto
 - b. Fluctuaciones de temperatura potencial en la capa de 150 m.
 - c. Fluctuaciones promedio de temperatura potencial en la capa de 0 a 150 m.
 - d. Fluctuaciones del nivel del mar.
 - e. Desplazamientos verticales de la densidad.
12. Se graficó el seguimiento de señales de ondas internas desde el punto tres (zona de generación) hasta el punto 8, cubriendo una longitud de 9 km aproximadamente, desde la superficie hasta la profundidad máxima de cada punto.
13. Comparación con la teoría. Evaluar los parámetros de las ondas internas observadas a través del transecto utilizado:
 - a) Rapidez de fase
 - b) Longitud de onda
 - c) Amplitud
 - d) Frecuencia
 - e) Periodo

Capítulo III

Resultados y discusión

En este capítulo se presentan resultados de la variabilidad temporal de la actividad de las ondas internas en la parte norte del Golfo de California, principalmente sobre la cuenca Tiburón, desde su generación en el umbral de San Esteban y su relación con la marea semidiurna, se discuten también estos resultados obtenidos realizando una comparación con trabajos observacionales y teóricos.

III.1 Ondas internas observadas en el modelo

Frecuentemente en las imágenes de satélite se pueden observar señales superficiales de ondas internas en nuestra área de estudio. La figura 8 muestra una de estas imágenes proveniente de MODIS, en donde se muestra la presencia de grupos de solitones en la región de las grandes islas del Golfo de California y su propagación desde el umbral localizado entre las islas de San Lorenzo y San Esteban hacia el norte del Golfo de California. Este tipo de señales superficiales se pueden observar claramente en las imágenes resultado de la simulación. Un ejemplo preliminar para la observación de ondas internas en la zona de estudio, queda expuesto en la figura 9, la cual proporciona una vista de la estructura horizontal de las ondas a nivel de superficie, así como un seguimiento de éstas por 10 horas, con una separación entre cada imagen de dos horas. La variable graficada fue la componente vertical de la velocidad. Se puede identificar el

desarrollo de los frentes curvados de las ondas y su propagación radial dado el punto de generación hacia el noroeste de la cuenca Tiburón. Se pudo observar con estas simulaciones la generación y propagación de ondas cerca del umbral entre las islas de San Lorenzo y San Esteban, en donde según Fu y Holt (1984) se encuentra un sitio importante de generación de ondas, a la orilla de una depresión profunda (800m). Como se mencionó anteriormente, el objetivo de este trabajo es develar las características de estas ondas y mostrar su comportamiento en forma de ondas internas.

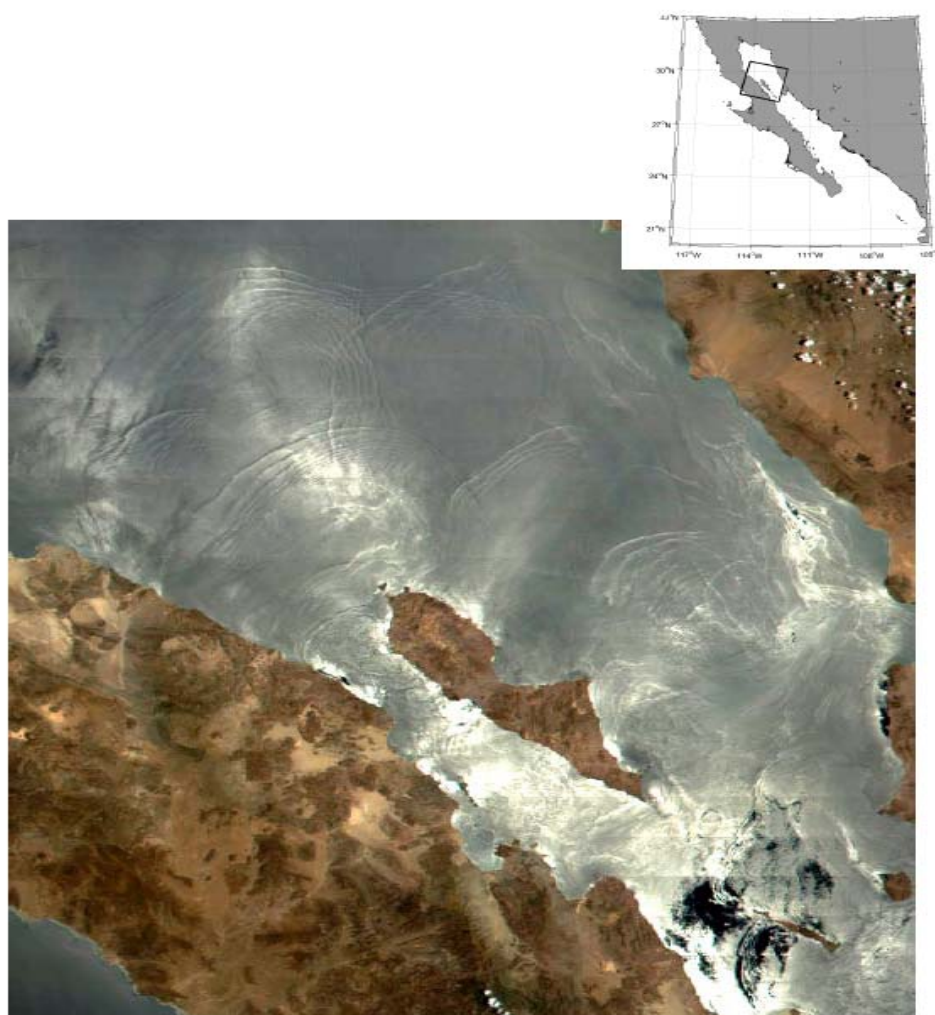


Figura 8. Imagen visible de MODIS (Bandas 1, 3, 4) sobre el norte del Golfo de California adquirida el 18 de Julio de 2001 a las 1835 UTC. Se observan paquetes individuales de ondas originadas alrededor de las islas. Global Ocean Associates, (2004).

Componente vertical de la velocidad

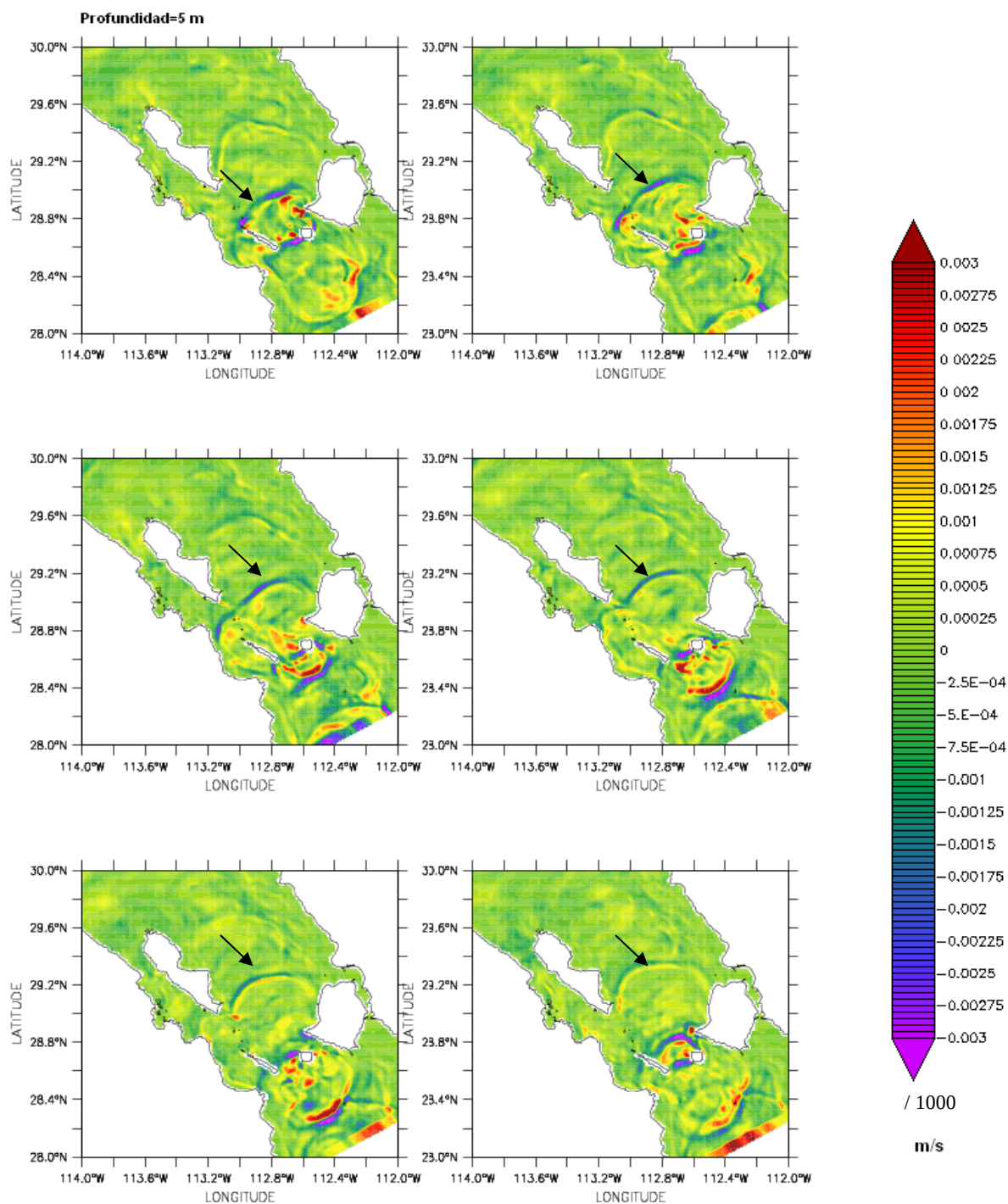


Figura 9. Estructura horizontal de ondas internas sobre la zona de estudio. La gráfica muestra la componente vertical de la velocidad a 5m de profundidad, la separación entre cada figura es de dos horas. Se observa un tiempo total de 10 horas.

III.2 Estructura horizontal y vertical de ondas internas

Las salidas del modelo se guardaron cada media hora y se estrajo un transecto perpendicular al umbral de San Esteban, a través del cual se graficó la estructura vertical y horizontal de los datos simulados. La longitud del transecto es de alrededor de unos 54 km, el cual se dividió en 30 puntos o localidades con una separación entre ellos de 1.8 km aproximadamente. En la figura 10, se presenta

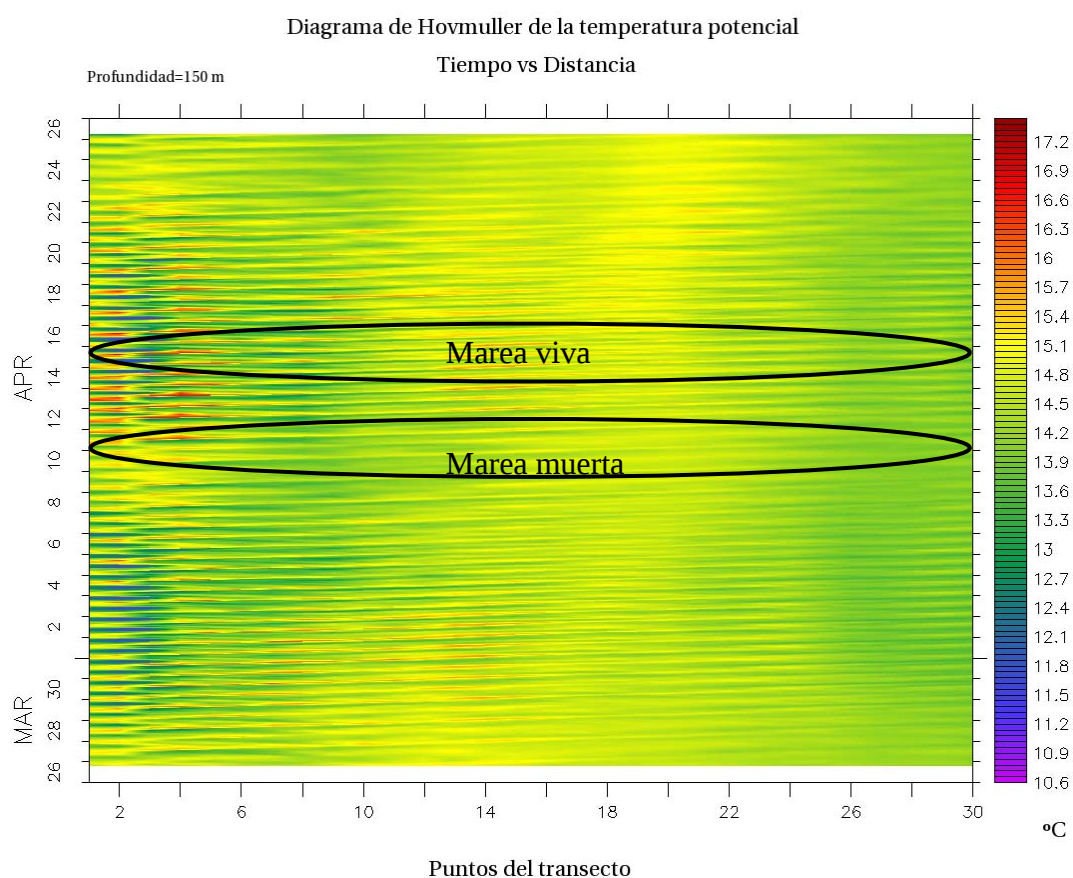


Figura 10. Diagrama de hovmuller. Datos de temperatura potencial a 150 m de profundidad. La imagen muestra en el eje “x” a las 30 localidades que forman al transecto y en el eje “y” el total de datos con los que se trabajó (26 de marzo de 1983 desde las 18 horas al 26 de abril de 1983, finalizando a las 06 horas). Se aprecian los datos utilizados del 10-11 abril y 15-16 abril, los cuales fueron modulados por mareas muertas y mareas vivas respectivamente.

una gráfica de hovmuller en la capa de 150 m por debajo del nivel del mar, con el transecto formado por las 30 localidades en el eje “x” y el tiempo total de observaciones (1 mes) en el eje “y” .

Se aprecian las señales anómalas de temperatura potencial a través de la serie de tiempo sobre el transecto estudiado, se observa por medio de éstas últimas que las perturbaciones de las isotermas, que en este caso son señales del paso de ondas internas, tienen un origen mareal, mostrando el forzamiento de las mareas vivas y las mareas muertas sobre los datos simulados. Se aprecian también los datos utilizados del 10-11 abril y del 15-16 abril, los cuales fueron modulados por mareas muertas y mareas vivas respectivamente, para una comparación de la actividad de las ondas durante estos dos periodos.

A) ESTRUCTURA HORIZONTAL

En la figura 11 se observa la zona de estudio, en la cual se graficó la variable de la componente vertical de la velocidad a una profundidad de 5 m por debajo del nivel del mar, se puede observar el seguimiento de la señal superficial de una onda interna cada hora, desde el sitio de generación encontrado en las cercanías del Umbral de San Lorenzo y San Esteban, en un tiempo total de 5 horas y su propagación hacia el norte del Golfo de California. El periodo en las primeras 6 figuras cubre del 15 de abril iniciando a las 19:30 horas al 16 de abril a las 00:30 horas, en el cual se observó previamente que los datos fueron modulados por las mareas vivas; el periodo en las siguientes 6 figuras cubre del 10 de abril a las 15:30 horas al 10 de abril a las 20:30 horas, las cuales son figuras graficadas con datos modulados por mareas muertas. Como resultado, se puede observar en el tiempo el desarrollo de los frentes curvados de las ondas, a partir del Umbral de San Esteban y la variación de su longitud de onda al dirigirse hacia el noroeste de la cuenca Tiburón.

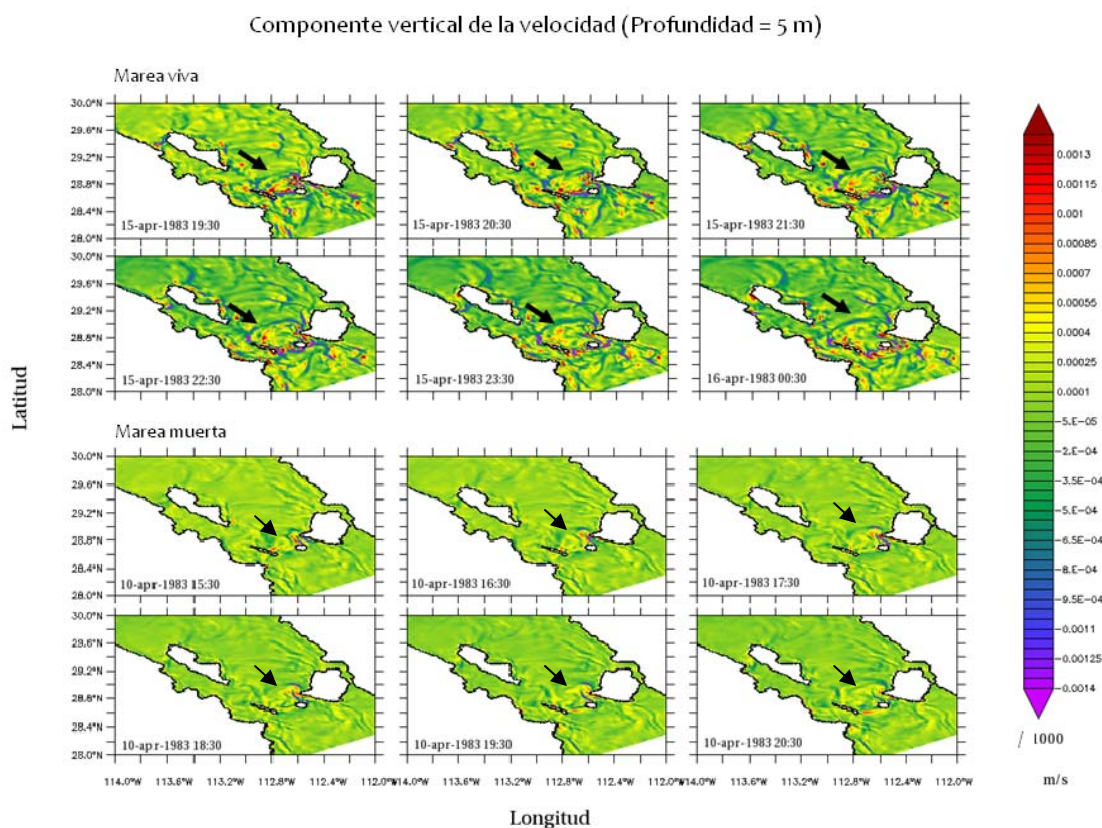


Figura 11. Estructura horizontal de ondas internas sobre la zona de estudio. La gráfica muestra la componente vertical de la velocidad a 5 m de profundidad, la separación entre cada figura es de una hora. Se observa un tiempo total de 5 horas. Datos modulados por marea viva (arriba) y marea muerta (abajo).

También se puede observar la disminución de las señales de las ondas internas en el caso en el que los datos son modulados por la marea muerta. La comparación de las figuras anteriores elaboradas con datos simulados, indica que el campo de las ondas internas en el área de estudio es modulado por el ciclo de mareas vivas y mareas muertas, incrementando la presencia de ondas internas durante mareas vivas (Filonov y Lavín, 2003).

Se presenta también, en la figura 12 el caso de datos modulados por las mareas vivas y mareas muertas a una profundidad de 150 m por debajo del nivel del mar,

en donde se puede apreciar la señal bien definida de las ondas internas en capas más profundas de la columna de agua.

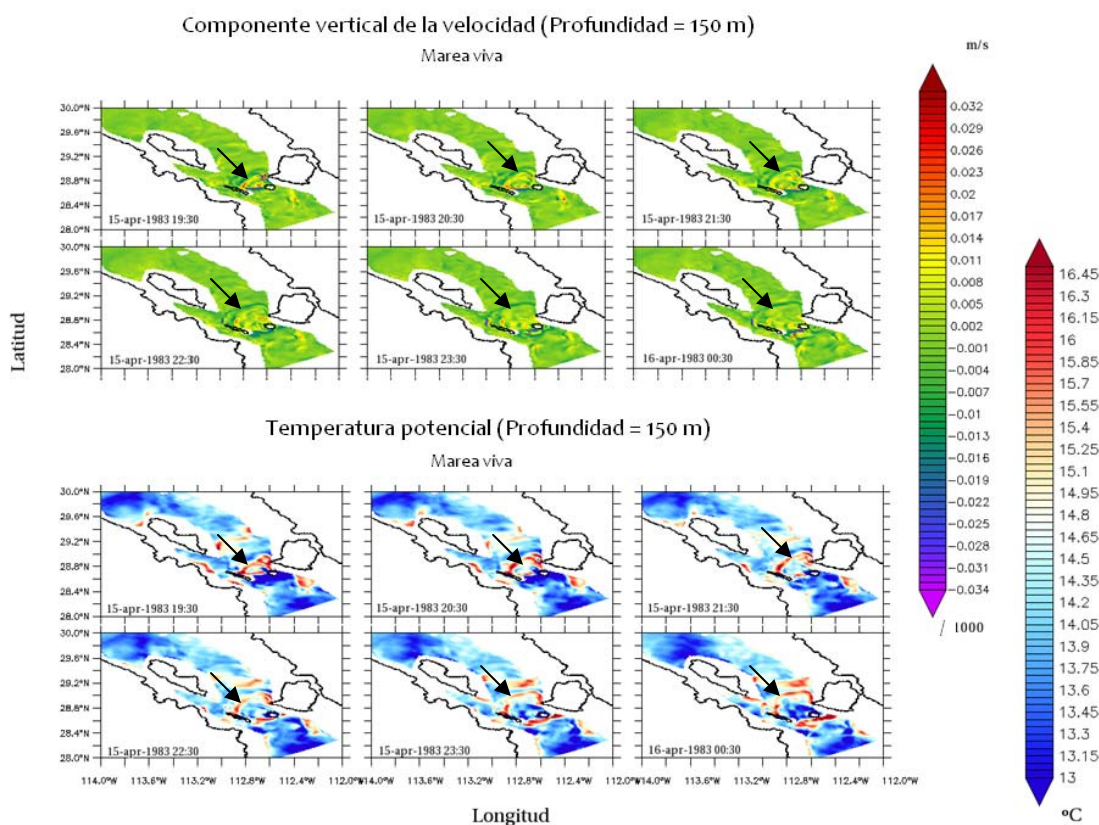


Figura 12. Estructura horizontal de ondas internas sobre la zona de estudio. La gráfica muestra la componente vertical de la velocidad (arriba) y la temperatura potencial (abajo) a 150 m de profundidad, la separación entre cada figura es de una hora. Se observa un tiempo total de 5 horas. Datos modulados por marea viva.

En esta figura se aprecia una descripción detallada de la estructura horizontal de los paquetes de las ondas internas generados en el Umbral de San Esteban y su desarrollo en el tiempo, así como su propagación hacia el norte del Golfo; estas mismas señales fueron observadas en las gráficas anteriores en donde solo se tomaron datos de la variable de la componente vertical de la velocidad arrojando los mismos resultados. Se puede ver que las anomalías de temperatura (6 figuras de abajo) marcan perfectamente a los frentes curvados de las ondas generadas

en el área del Umbral de San Lorenzo y San Esteban, como se ve en el primer cuadro y que las señales se propagan hacia el norte como se observa en la última imagen, en donde la señal recorrió varios kilómetros después de 5 horas y hacia el sur de la zona que las origina. Para el estudio de esta investigación, solo se analiza el camino perpendicular al umbral que siguen las ondas hacia el norte del territorio.

B) ESTRUCTURA VERTICAL

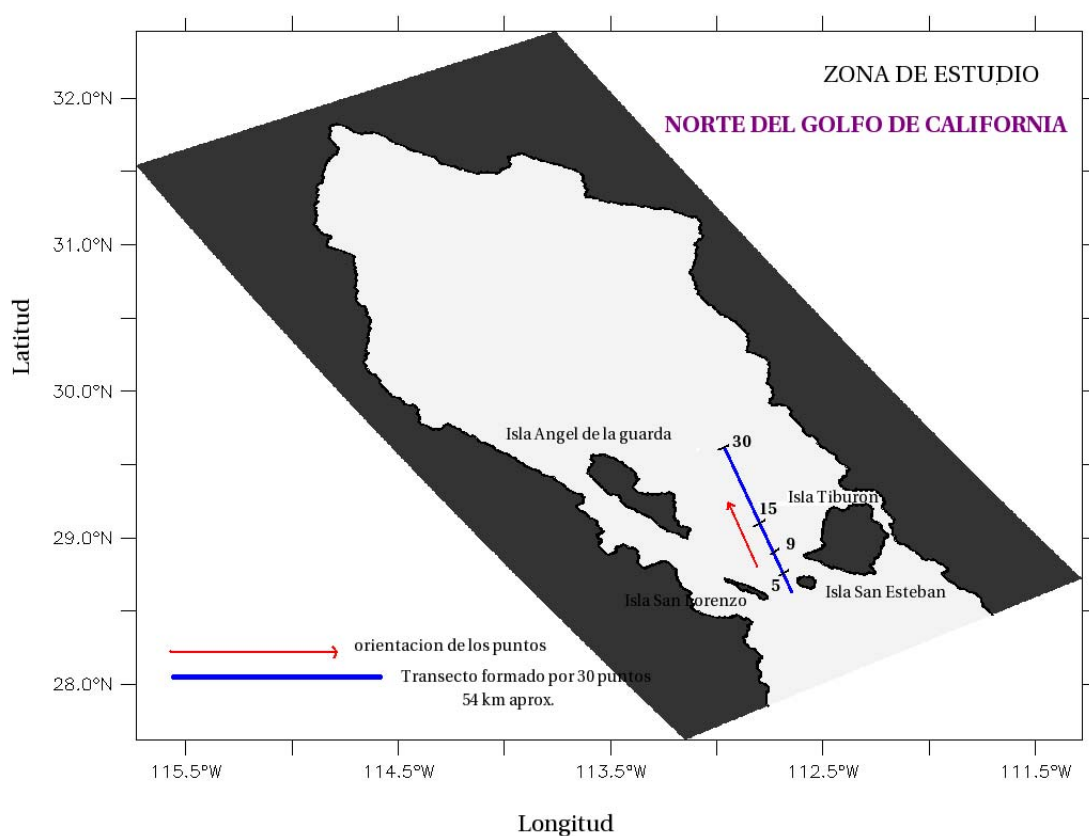


Figura 13. Localización del transecto simulado horizontal y verticalmente para el estudio de las ondas internas generadas cerca del umbral de San Esteban. Se muestran ubicados cuatro de los treinta puntos.

En la figura 13 se muestra el transecto formado por treinta puntos que inicia a partir del umbral de San Esteban y termina muy cerca del umbral Delfín, como ya se había mencionado anteriormente en la figura 7. Este espacio situado sobre la cuenca Tiburón fue analizado verticalmente con datos provenientes de las simulaciones numéricas.

Las gráficas que muestran el corte vertical del transecto, se presentan en la figura 14. El eje “x” contiene a las 30 localidades que forman el transecto y el eje “y” a la

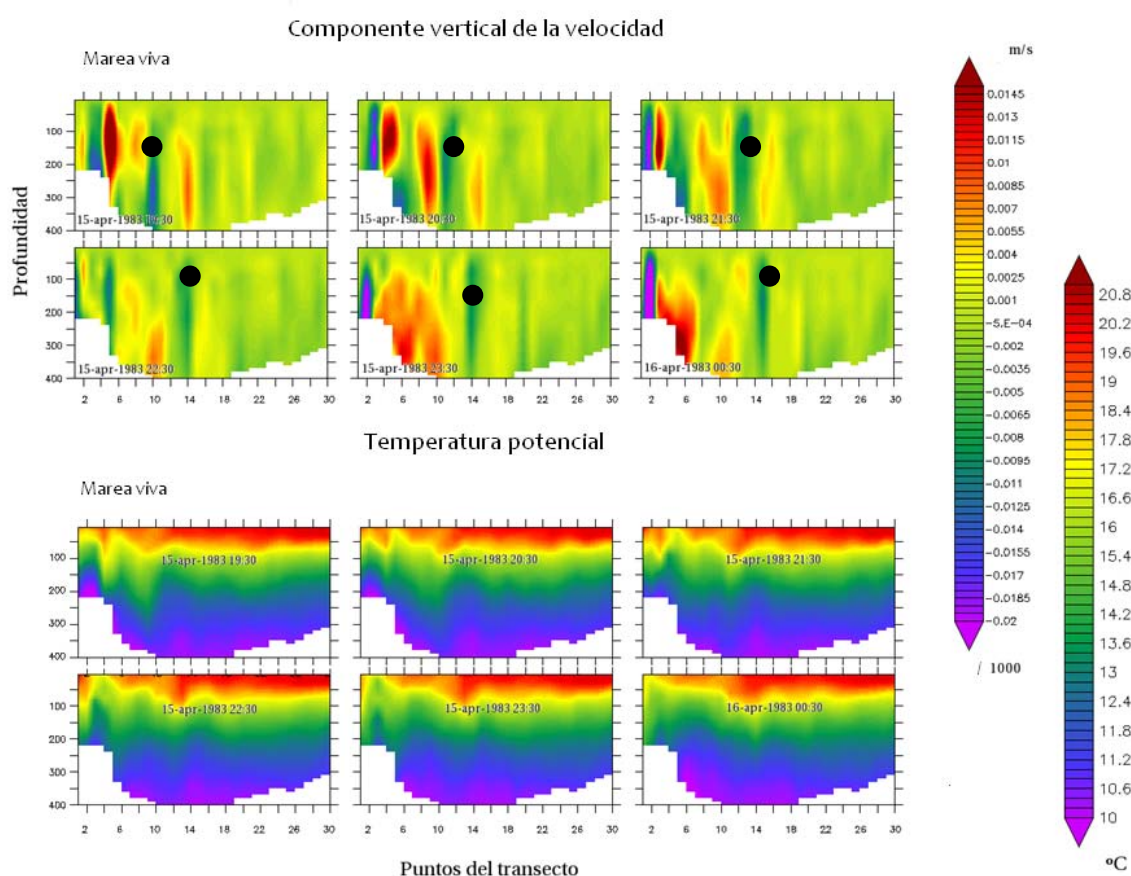


Figura 14. Corte vertical del transecto estudiado. La gráfica muestra la componente vertical de la velocidad (arriba) y la temperatura potencial (abajo). En el eje “x” se muestran los 30 puntos del transecto y en el eje “y” la profundidad de la zona de estudio, la separación entre cada figura es de una hora. Se observa un tiempo total de 5 horas. Datos modulados por marea viva.

profundidad que va desde la superficie del océano hasta 400m por debajo del nivel del mar. Estas figuras fueron realizadas con datos modulados por mareas vivas. Se puede apreciar por medio de estas, la estructura vertical de la franja seleccionada por medio de la variable de la componente vertical de la velocidad (en las 6 primeras gráficas), en la cual se observa la señal del paso de ondas internas a través del transecto, desde la zona donde se generan estas ondas (punto 1) hasta el noroeste de la cuenca Tiburón (punto 30) en el Golfo de California. El tiempo total de observación fue de 5 horas al igual que en las figuras anteriores, con una separación de 1 hora entre cada imagen. Se graficó el inicio de la anomalía en el primer cuadro y su seguimiento a través del tiempo en las siguientes figuras. Esta imagen es la correspondiente en la vertical a las figuras 11 y 12 (en donde los datos son modulados por la marea viva).

Por medio de las siguientes 6 gráficas de la figura 14 (temperatura potencial), se observa la distribución de las isotermas en la columna de agua, las cuales nos indican que la presencia de las grandes islas aumenta las corrientes de marea estrechándolas (Filonov y Lavín, 2003), reduciendo la sección transversal en los canales y propagando trenes de ondas internas que se originan sobre los umbrales de San Lorenzo y San Esteban (Fu y Holt, 1984).

En esta simulación, se puede apreciar el pronunciado hundimiento de las isotermas localizadas cerca de estos umbrales y las emergencias alternadas de aguas cálidas y frías en tramos del transecto analizado, así como también las amplitudes de las ondas que varían de los 20 m hasta los 100 m aproximadamente, las cuales, según Filonov et al. (2010) varían en la región de estudio de 50 a 80 m. Estas grandes oscilaciones provocan una fuerte mezcla vertical, pudiéndose observar cerca del umbral mencionando anteriormente, la cual permite que los pulsos de nutrientes del fondo marino se dirijan hacia la superficie, promoviendo de esta manera la productividad de la zona (Gaxiola Castro et al. 2002).

La distorsión de las isotermas ocurre como resultado del flujo del océano estratificado sobre las variaciones topográficas del sitio (Gerkema, 1996), forzado por las corrientes medias inducidas marealmente producidas en este sitio por la constituyente de la marea M2 (Marinone, 1997), actuando esta última periódicamente sobre la masa de agua y dando como consecuencia oscilaciones de variables físicas como la temperatura. Estas oscilaciones de isotermas observadas en la figura anterior, también llamadas ondas internas (Filonov, 2000) se transportan desde la localidad 1 (zona de generación de ondas internas) hasta el punto 30 a través del tiempo, dejando explícita la propagación de estas anomalías como grupos de ondas cortas (Filonov y Trasviña, 2000) que se deforman y desintegran hasta la completa destrucción y disipación total de energía de estas ondas (Filonov 2000). En capas por arriba de los 150 metros de profundidad, existen relativamente fuertes gradientes de temperatura que van de los 0.056-0.11 °C/m, los cuales son similares a los valores encontrados por Filonov et al. (2010) con gradientes de 0.09-0.10 °C/m en capas superficiales.

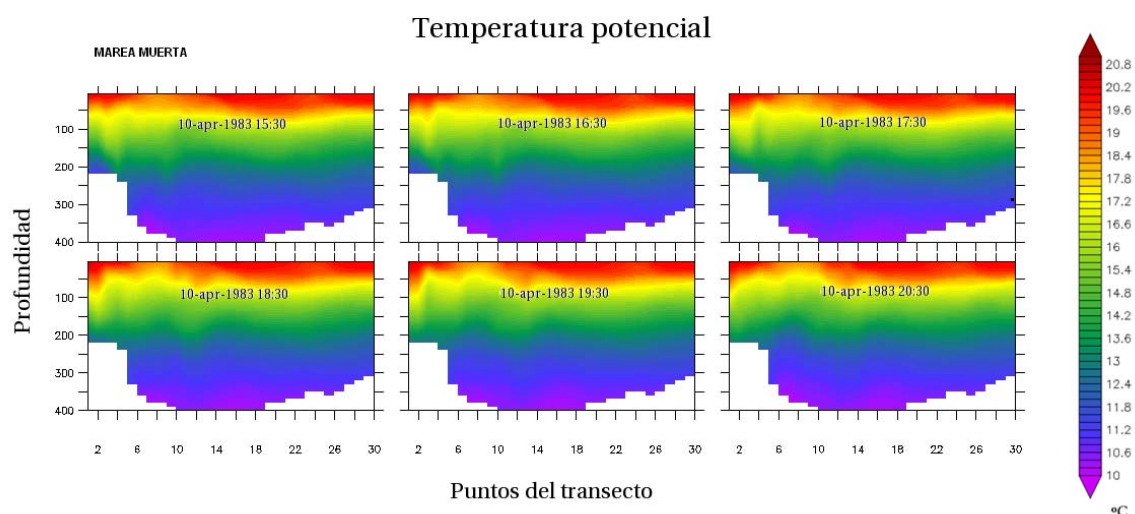


Figura 15. Corte vertical del transecto estudiado. La gráfica muestra la temperatura potencial. En el eje “x” se muestran los 30 puntos del transecto y en el eje “y” la profundidad de la zona de estudio, la separación entre cada figura es de una hora. Se observa un tiempo total de 5 horas. Datos modulados por marea muerta.

Estos gradientes son provocados por el movimiento de surgencia y hundimiento de las oscilaciones de las ondas, las cuales penetran a mayores profundidades en la localidad 4 que es justo donde existe un cambio abrupto en la profundidad de la columna de agua, en puntos alejados de este cambio importante en la profundidad, las incursiones de las isotermas hacia el fondo son menores.

La estabilidad en la columna de agua se observa mucho menos perturbada en periodos donde los datos son forzados por marea muerta (figura 15), sin embargo las oscilaciones cerca del umbral de San Lorenzo y San Esteban (correspondiente al sitio donde se localizan los primeros puntos del transecto) son más notables que en la zona ubicada al noroeste del umbral. Estas distorsiones de isotermas, debidas al paso del agua sobre las variaciones topográficas son evidentes tanto en periodos donde los datos son forzados por mareas vivas y por mareas muertas, siendo de menor intensidad cuando ocurren dentro de este último periodo.

En la figura 15 se puede observar de igual manera que la penetración del flujo es mucho menor en periodos de marea muerta y por lo tanto menor es también la mezcla vertical y horizontal, así como la turbulencia que se presenta en esas fechas. De todo lo anterior igualmente se puede deducir que en periodos donde los datos son modulados por marea muerta existe menor transporte de nutrientes del fondo marino hacia la superficie y menor contraste de temperatura superficial en comparación con los datos que son modulados por periodos de marea viva (figura 14).

III.2.1 Análisis de los datos procedentes de las localidades

III.2.1.1 Localidades 5, 9,15 y 30

Se realizaron estudios sobre dos puntos al inicio del transecto, uno a la mitad y uno más ubicado al final de la franja, correspondientes a las localidades 5,9,15 y 30 (figura 13) durante cuatro días correspondientes a datos modulados por marea viva (15-abril-18:00hrs al 19-abril-18:00hrs). Se incluyen series de tiempo de la temperatura potencial, fluctuaciones de temperatura potencial en la capa de 150m, promedio de las fluctuaciones de la temperatura potencial en la capa de 1-150m, series de tiempo del nivel del mar, series de tiempo de los desplazamientos verticales de la isopícnica 1026, así como un diagrama de hovmuller de la variable de la componente vertical de la velocidad, para cada uno de las cuatro localidades mencionadas.

En la primera gráfica de las figuras 16, 17, 18 y 19 se muestran secciones verticales de las fluctuaciones de temperatura potencial a lo largo de 4 días para las cuatro localidades. Podemos ver que en el punto ubicado en las cercanías del umbral (Punto 5), las oscilaciones verticales de temperatura son mucho más pronunciadas que en la siguiente localidad (Punto 9), disminuyendo aun más hacia el punto 30, y que son acompañadas por una intensa mezcla vertical, además se identifican alrededor de 3 ondas en el transcurso de un día, las cuales apachurran a las isotermas incrementando de esta manera la estratificación cerca de la superficie, sin embargo después del pasaje de la onda, las isotermas tratan de recuperar su horizontalidad. Para la localidad siguiente (Punto 9), se registra el pasaje de alrededor de 2 ondas en un día; para el caso de los siguientes dos puntos (15 y 30), se aprecia todavía la presencia de estas 2 ondas pero con amplitudes mucho más pequeñas debido a la lejanía con el umbral, la columna de agua poco a poco recobra la horizontalidad de sus capas hacia el punto 30.

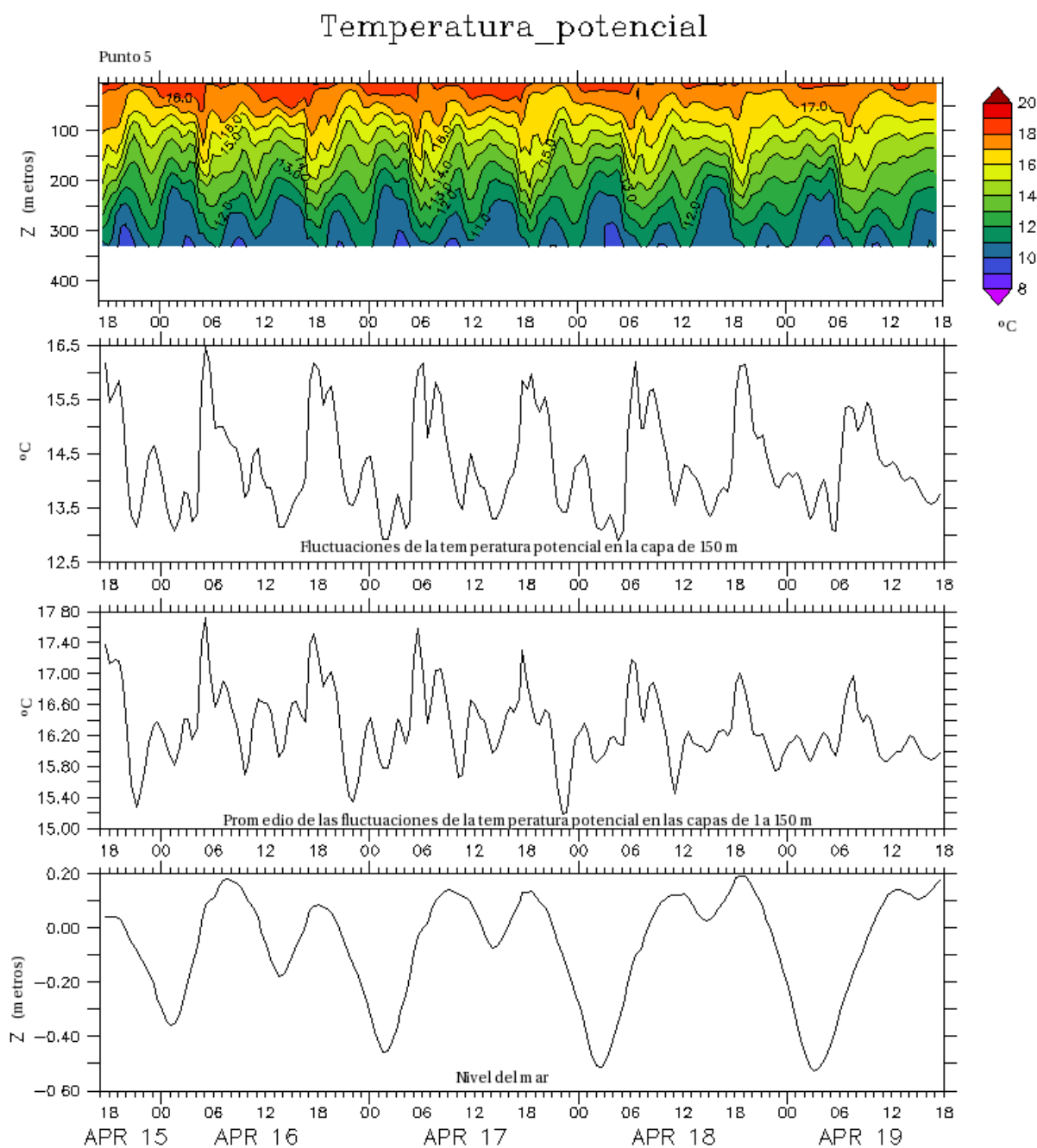


Figura 16. Secciones verticales de fluctuaciones de temperatura potencial (primera), fluctuaciones de la temperatura potencial en la capa de 150 m (segunda), promedio de las fluctuaciones de la temperatura potencial en las capas de 1 a 150 m (tercera) y fluctuaciones del nivel del mar (cuarta) al a lo largo de 4 días para la localidad 5.

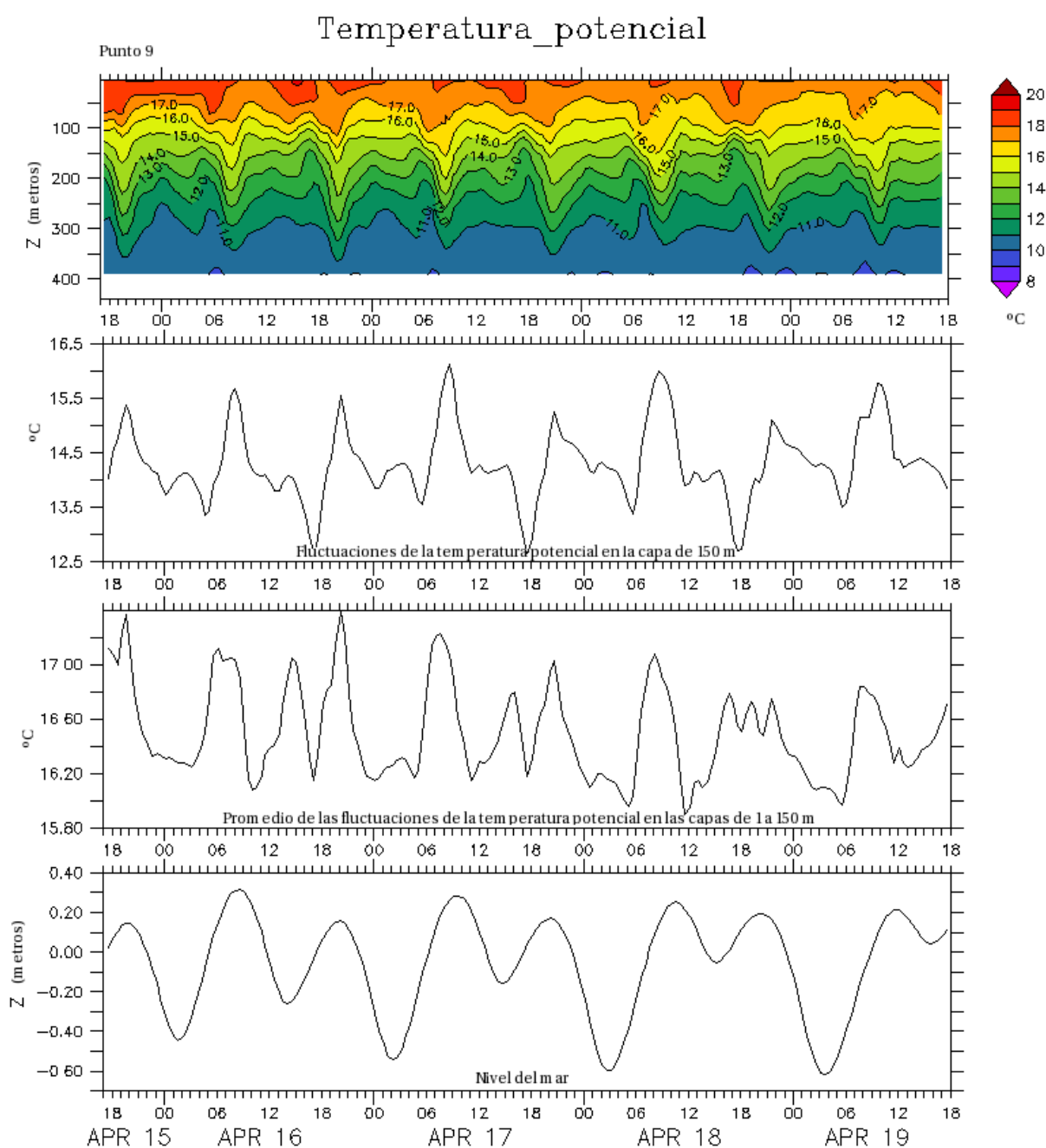


Figura 17. Secciones verticales de fluctuaciones de temperatura potencial (primera), fluctuaciones de la temperatura potencial en la capa de 150 m (segunda), promedio de las fluctuaciones de la temperatura potencial en las capas de 1 a 150 m (tercera) y fluctuaciones del nivel del mar (cuarta) a lo largo de 4 días para la localidad 9.

En las siguientes dos gráficas de las figuras 16-19, correspondientes a las fluctuaciones de temperatura potencial en la capa de 150 m y al promedio de las fluctuaciones de la temperatura potencial en la capa de 1-150 m, se puede ver la compresión y estiramiento de las isotermas en el tiempo.

En el momento de compresión, existe un gradiente de temperatura de 1°C a 3°C por hora aproximadamente en el punto 5, para el caso de la capa de 150m, estos gradientes son alrededor de 1°C menores en la gráfica del promedio de toda la capa abarcando de 0 a 150m.

En el Punto 9 estos gradientes oscilan entre $1\text{-}1.6^{\circ}\text{C/hora}$ en la segunda gráfica y en la tercera tienen un valor de 0.5°C/hora aproximadamente. Conforme nos alejamos del umbral, estas excursiones de isotermas hacia la superficie disminuyen y la columna de agua se observa menos perturbada.

Los gradientes de temperatura cada vez son menores, observándose en el punto 15 gradientes que van de $1\text{-}1.5^{\circ}\text{C/hora}$, mientras que en el punto 30 se observan gradientes de 1°C/hora aproximadamente.

En la gráfica que sigue (gráfica cuatro de las figuras 16-19), se observan las variaciones del nivel del mar para cada punto, mostrando en todas la periodicidad semidiurna (2 veces por día).

Las oscilaciones provocadas por la generación de ondas internas promueven la aparición de “manchas” de agua fría en regiones superficiales como se observa en la figura 16, a diferencia de la figura 19, en donde no se observan estas surgencias de aguas frías y densas. Se puede asumir de acuerdo al análisis del comportamiento de los datos de las localidades estudiadas procesos de desintegración de marea interna y la formación de grupos de ondas internas cortas de larga amplitud (ver figura 16). De acuerdo Filonov et al. (2010), después de cada frente, las isotermas son ligeramente presionadas hacia la superficie e incrementado la estratificación cerca de esta.

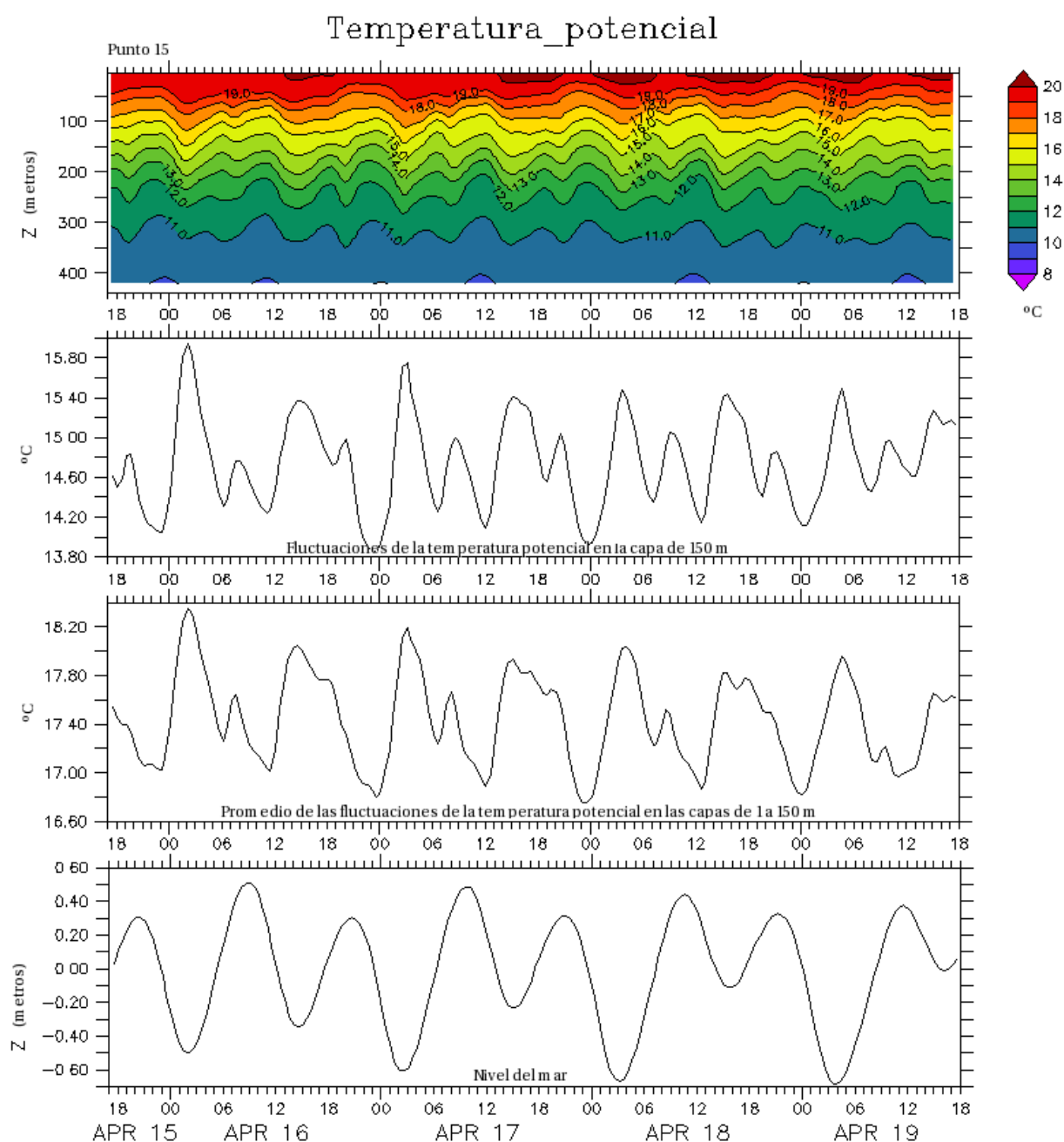


Figura 18. Secciones verticales de fluctuaciones de temperatura potencial (primera), fluctuaciones de la temperatura potencial en la capa de 150 m (segunda), promedio de las fluctuaciones de la temperatura potencial en las capas de 1 a 150 m (tercera) y fluctuaciones del nivel del mar (cuarta) al a lo largo de 4 días para la localidad 15.

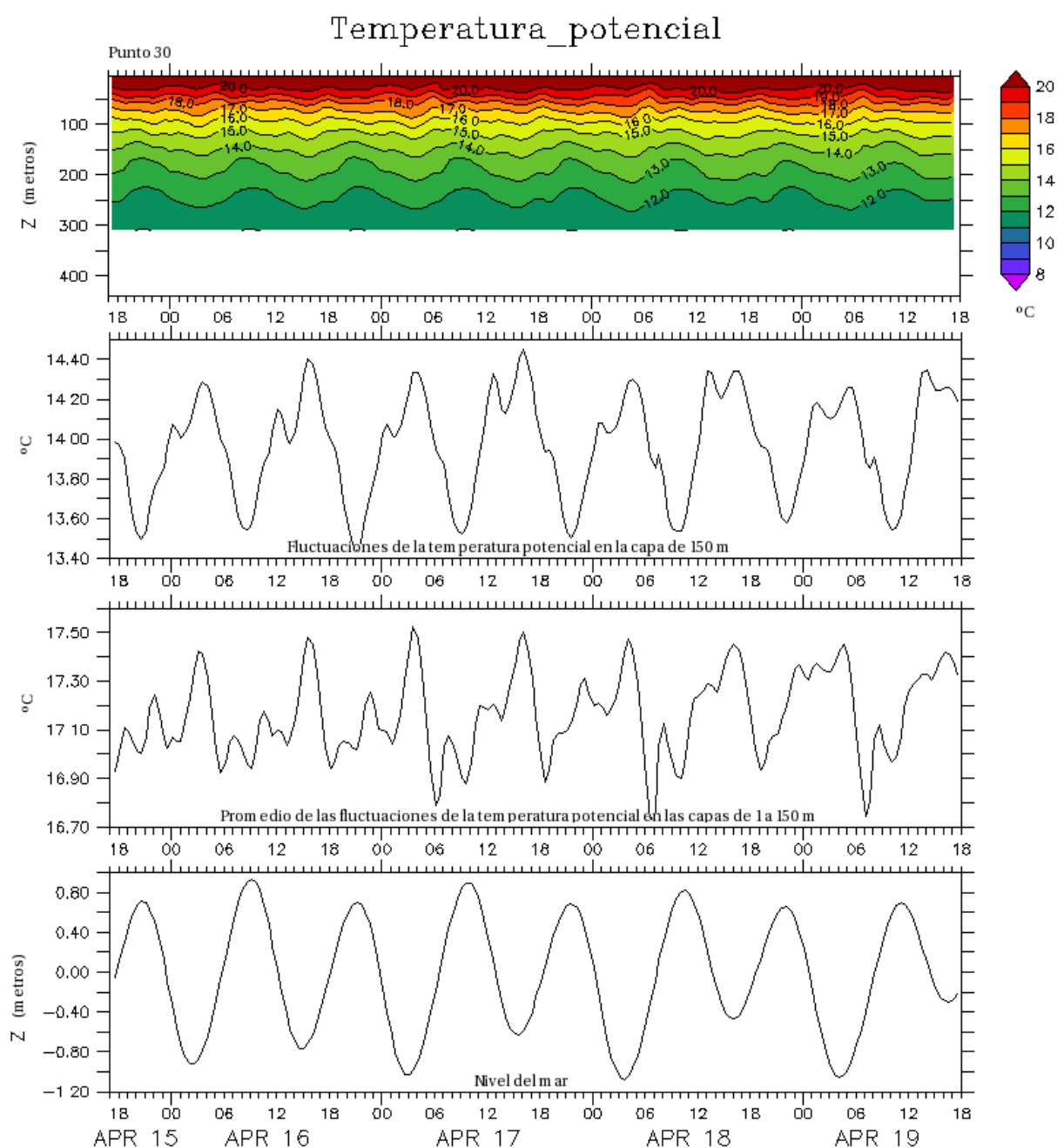


Figura 19. Secciones verticales de fluctuaciones de temperatura potencial (primera), fluctuaciones de la temperatura potencial en la capa de 150 m (segunda), promedio de las fluctuaciones de la temperatura potencial en las capas de 1 a 150 m (tercera) y fluctuaciones del nivel del mar (cuarta) al a lo largo de 4 días para la localidad 30.

En la figura 20, se graficaron los desplazamientos verticales de la isopícnica 1026, por medio de estas figuras se observan las amplitudes de estas ondas, las cuales oscilan entre los valores de 40-80m, observando claramente que estas amplitudes disminuyen en los puntos alejados del umbral, como el caso del último punto, en donde la máxima amplitud que se observa es de 20 m.

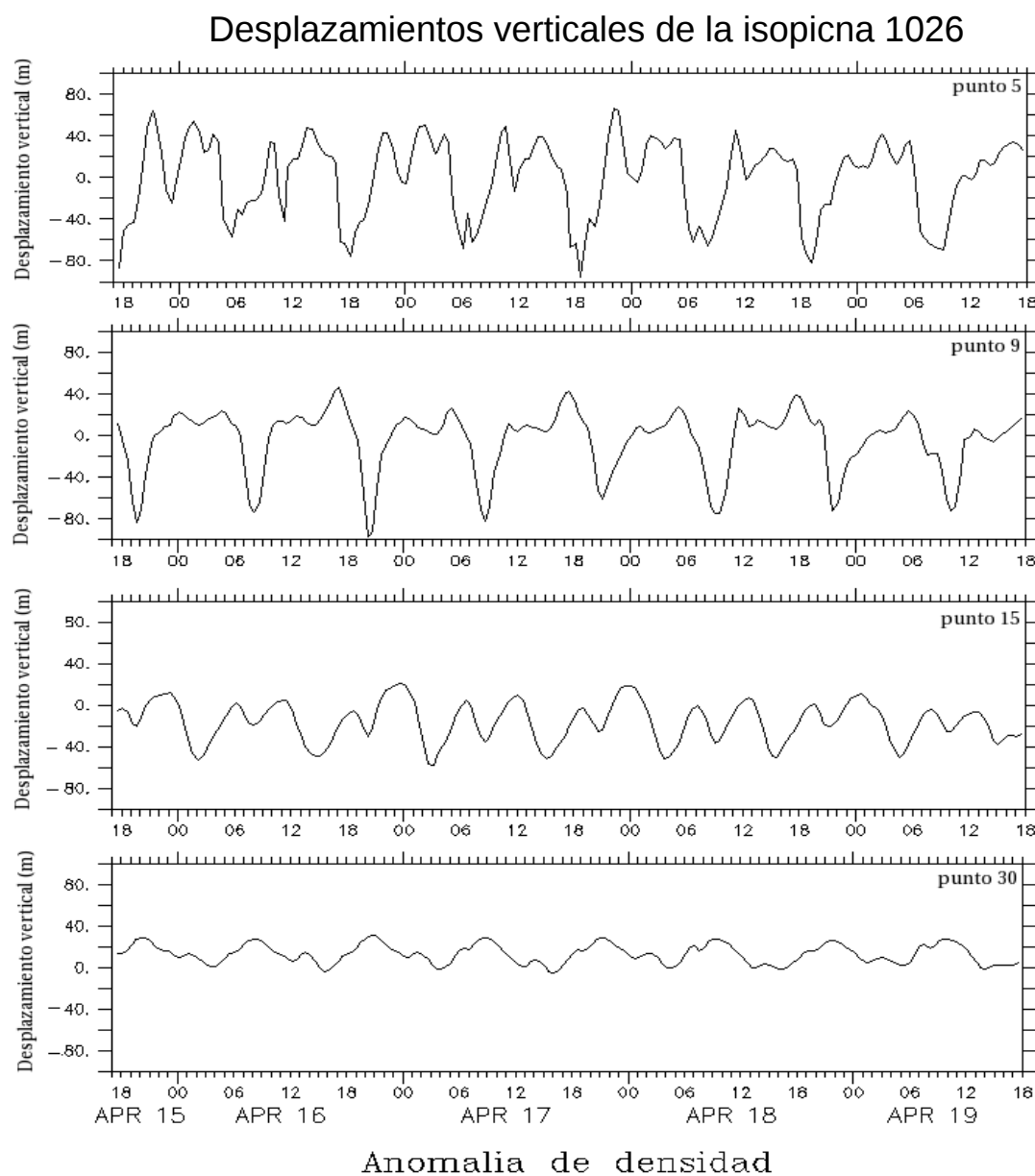


Figura 20. Desplazamientos verticales de la isopícnica 1026 para el punto 5 (primera), el punto 9 (segunda), el punto 15 (tercera) y el punto 30 (cuarta) al a lo largo de 4 días.

En el diagrama de la figura 21 se observan las inclinaciones de las señales de la componente vertical de la velocidad que se generan en el umbral y se propagan hacia el sur del transecto, en el eje “x” están contenidos los 30 puntos y en el eje “y” los 4 días graficados anteriormente. De este tipo de diagramas se puede calcular la rapidez de fase. El resultado del análisis de esta figura (mediante la ecuación 26 del capítulo I) arrojó un valor de 0.8025 m/s para el caso de las ondas que se generan en esos 4 días.

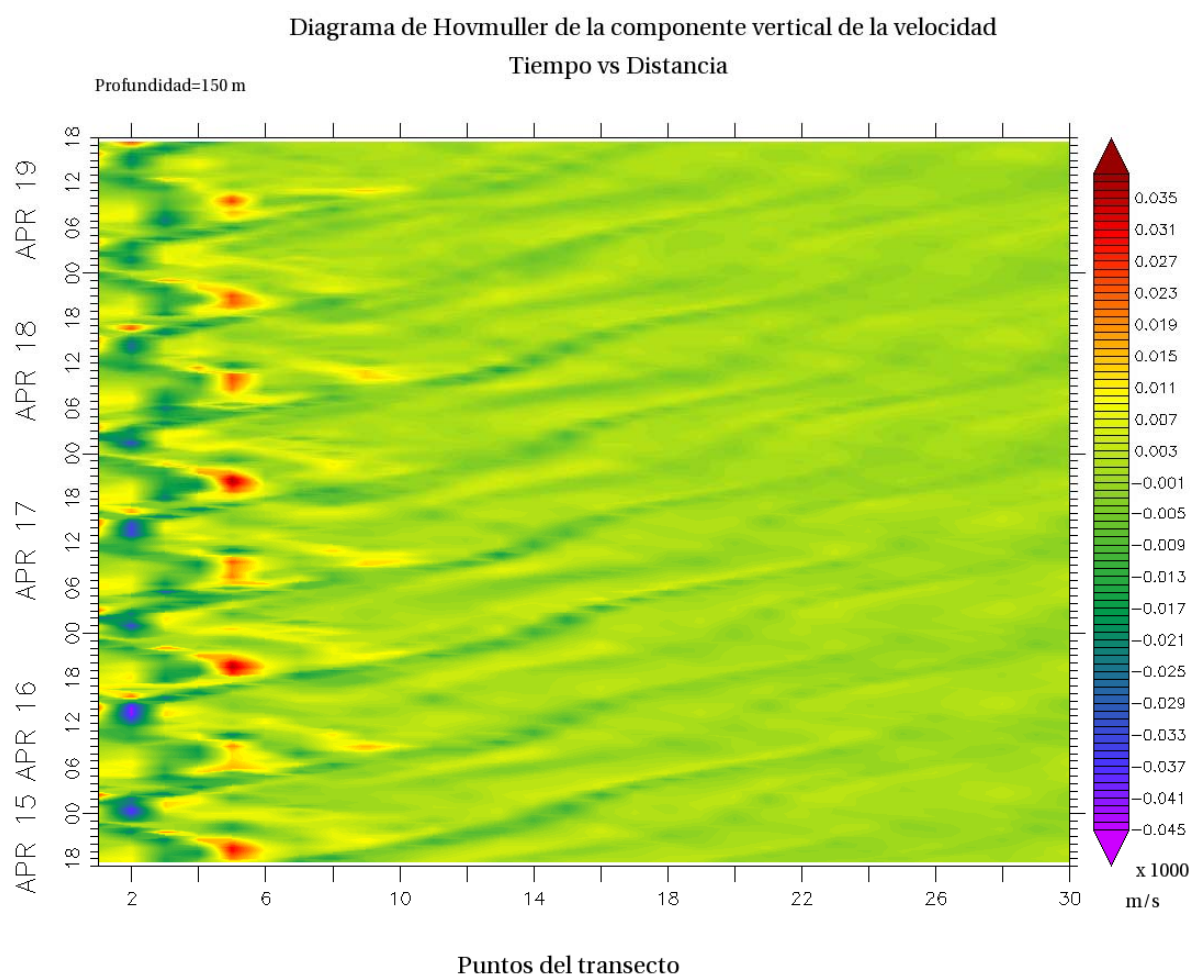


Figura 21. Diagrama de hovmuller. Datos de la componente vertical de la velocidad a 150 m de profundidad. La imagen muestra en el eje “x” a las 30 localidades que forman al transecto y en el eje “y” el tiempo correspondiente a los 4 días analizados (15-abril-18:00hrs al 19-abril-18:00hrs).

III.2.1.2 Localidades 3, 4, 5, 6, 7 y 8

Con la finalidad de observar el desarrollo de ondas internas, se graficaron las secciones verticales de las fluctuaciones de temperatura potencial a lo largo de un día y medio (16-abril-00:00 hrs al 17-abril-12:00 hrs) como un seguimiento desde el punto 3 al punto 8 (figura 22). La longitud total observada es de 9 km, con una separación entre cada localidad de 1.8 km, los datos analizados son modulados por marea viva. Se incluyen también series de tiempo de los desplazamientos verticales de la isopícnica 1026, para cada una de las seis localidades mencionadas.

En las gráficas de la figura 22, se puede observar el desarrollo de tres ondas a través del tiempo, desde su detección, hasta el último punto de esta gráfica, las 3 ondas viajaron 9 km en un tiempo de 5 horas, las cuales registraron velocidades de fase de 0,56 m/s.

Las amplitudes observadas de estas tres ondas en la figura mencionada anteriormente, varían de 40-90 metros, variando de punto a punto y disminuyendo cuando las ondas se alejan del umbral (figura 23). Resultados similares fueron encontrados por Filonov et al. (2010), con valores que oscilan entre 50-80 m.

Se puede observar que existen áreas de surgencia y hundimiento de fluido relacionado con los movimientos hacia arriba que producen las crestas y movimientos hacia abajo que generan los valles, respectivamente. Existe un aumento de movimiento por delante de las crestas y disminución por delante de los valles (Cushman y Beckers, 2008), eventualmente formando las siguientes crestas y valles.

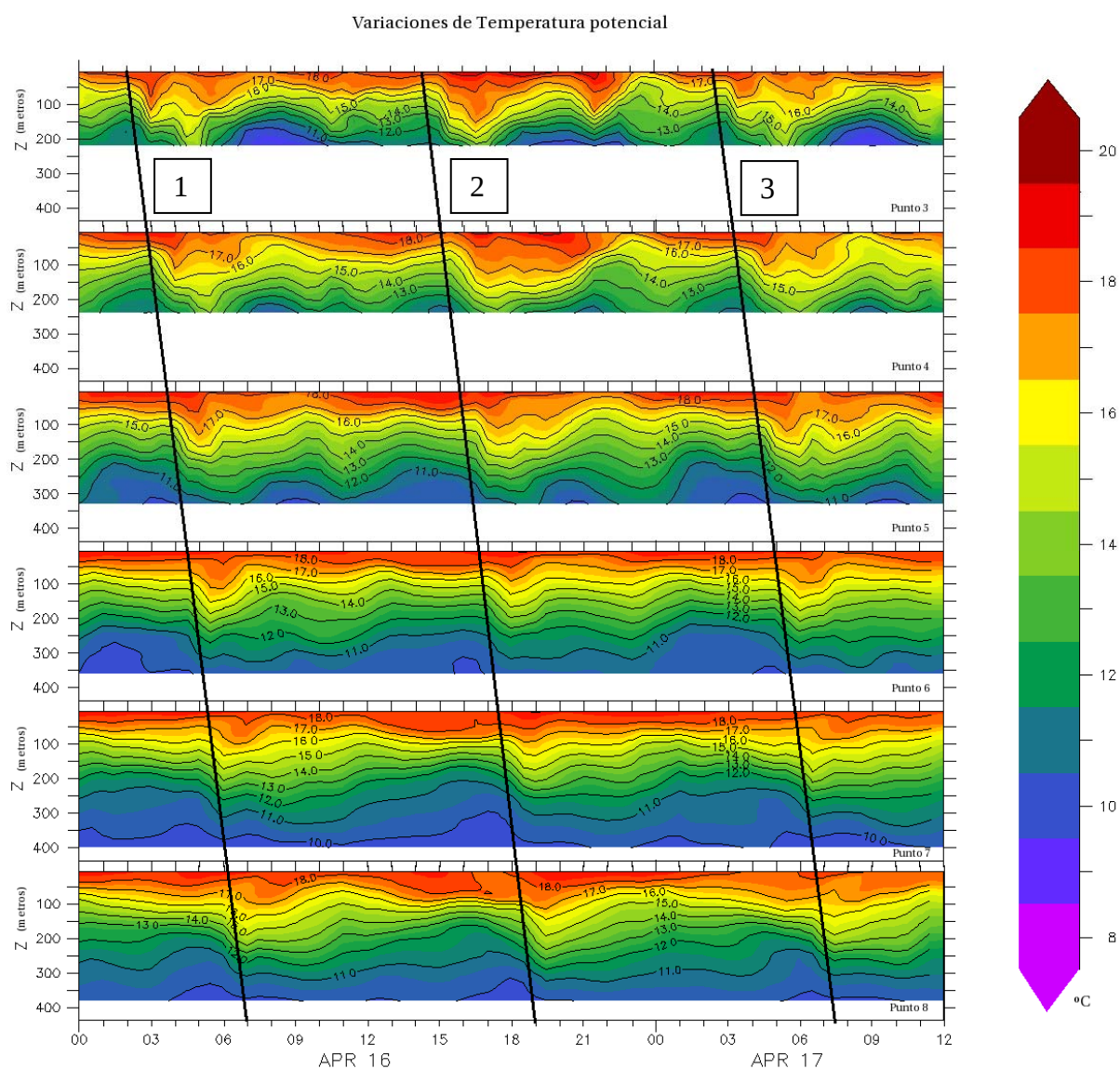


Figura 22. Secciones verticales de las fluctuaciones de temperatura para el punto 3 (primera), el punto 4 (segunda), el punto 5 (tercera), el punto 6 (cuarta), el punto 7 (quinta) y el punto 8 (sexta) a lo largo de un día y medio.

Desplazamientos verticales de la isopícnica 1026

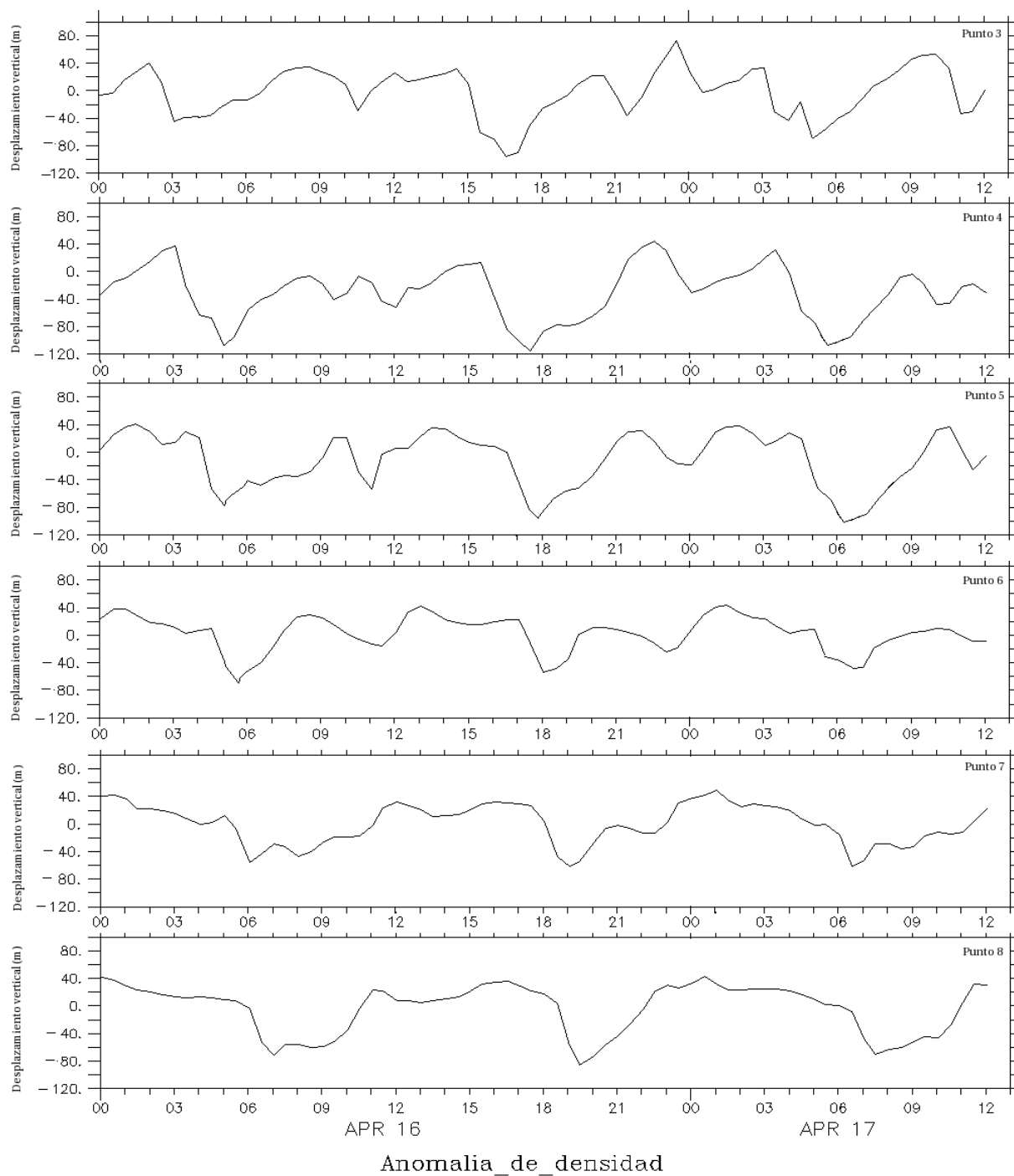
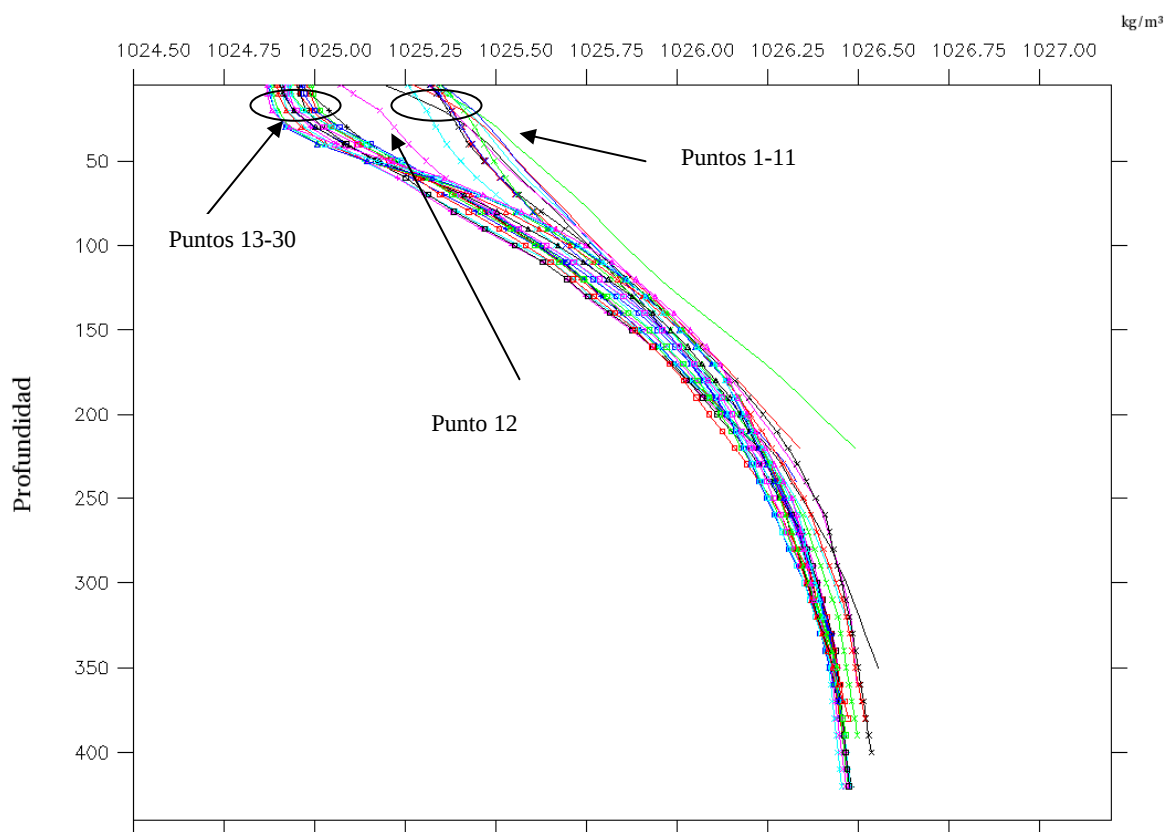


Figura 23. Desplazamientos verticales de la isopícnica 1026 para el punto 3 (primera), el punto 4 (segunda), el punto 5 (tercera), el punto 6 (cuarta), el punto 7 (quinta) y el punto 8 (sexta) a lo largo de un día y medio.

III.2.1.3 Perfiles de densidad y frecuencia de Brunt-Vaisala

En la figura 24, se muestran todos los perfiles de densidad, los cuales son perfiles promedio de cuatro días (15-abril-18:00hrs al 19-abril-18:00hrs) cada media hora, hechos en las 30 localidades que conforman al transecto. El eje “x” representa el valor de la densidad en kg/m^3 y el eje “y” contiene los valores correspondientes a la profundidad desde el nivel del mar hasta 450 m. Del análisis se puede deducir que los perfiles de las primeras localidades (1-11) cercanas al umbral de San Esteban, en las capas de 0-25 m por debajo del nivel del mar, muestran densidades promedio de alrededor de 1025.3 kg/m^3 , el perfil del punto 12 se observa con un valor promedio de 1025.125 kg/m^3 aproximadamente, comportándose como un parte aguas entre el primer grupo de perfiles (1-11) y el segundo (13-30). De ahí en adelante, los valores promedio de los perfiles de densidad van decreciendo hasta conformar el segundo grupo con una densidad promedio de 1024.9 kg/m^3 .

Este comportamiento sigue su curso hasta 75 m de profundidad aproximadamente, mostrando a partir de ese valor una conducta vertical prácticamente homogénea en todas las localidades, aumentando la densidad y decreciendo N^2 (figura 25) conforme aumenta la profundidad. También puede decirse a partir de la figura 24, que en los perfiles del primer grupo (1-11), existe una fuerte mezcla vertical, mostrando a los perfiles de densidad como líneas fuertemente inclinadas con un comportamiento similar a través de toda la columna de agua, que en comparación con los perfiles del segundo grupo encontrados al norte de la franja, no se aprecia la existencia de una capa sub-superficial homogénea observada hasta la profundidad de 27 m aproximadamente dentro del primer grupo, ni la existencia de una pycnoclina, y aunque esta conducta es notable, el valor promedio de densidad entre las localidades colocadas al inicio del transecto y al final no difiere en más de 0.48 kg/m^3 .



Perfiles de anomalía de densidad

Figura 24. Perfiles de densidad para los 30 puntos localizados sobre el transecto. El eje “x” representa los valores de anomalía de densidad y el eje “y” representa la profundidad.

De todo lo encontrado anteriormente, se puede decir que fuertes disturbios en la estratificación vertical de la columna de agua, son causados por la presencia del umbral localizado al inicio de la franja estudiada (muy cerca del Umbral de San Esteban) y el paso de agua que fluye sobre el mismo con periodicidad mareal, sin embargo, estas perturbaciones empiezan a restaurarse luego de 21.6 km (ver figura 14 abajo), que corresponden al punto 12 aproximadamente a partir de la primera localidad (ver figura 14 arriba, en donde las anomalías presentes son más evidentes hasta esa localidad) después de alrededor de 3 horas, coincidiendo con

Filonov, et al. (2010), el cual señala en su investigación que el disturbio de la estratificación por el movimiento de ondas internas de marea, es restaurado rápidamente después de 2-3 horas.

Frecuencia de Brunt-Vaisala

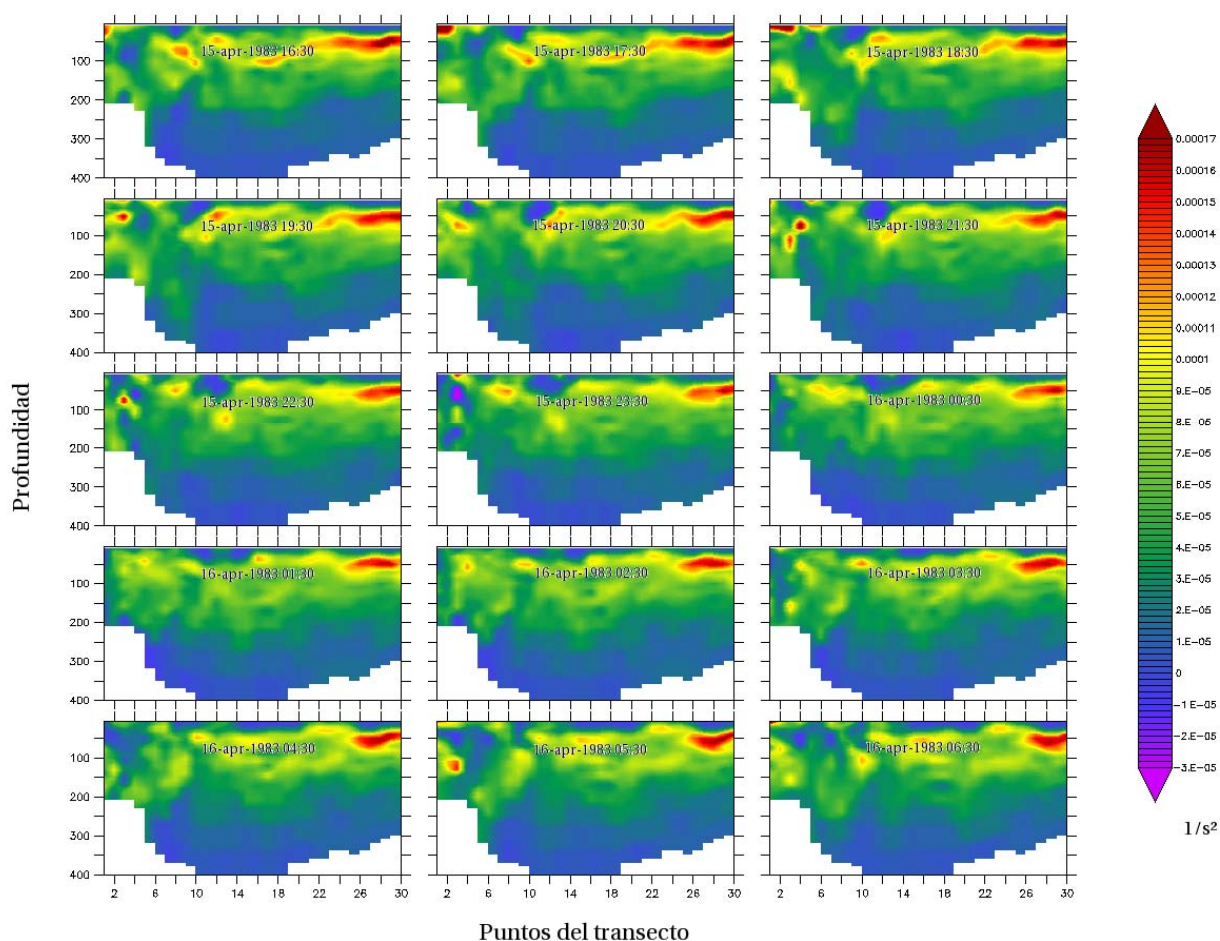


Figura 25. Corte vertical del transecto estudiado. La gráfica muestra la frecuencia de Brunt-Vaisala. En el eje “x” se muestran los 30 puntos del transecto y en el eje “y” la profundidad de la zona de estudio, la separación entre cada figura es de una hora. Se observa un tiempo total de 14 horas. Datos modulados por marea viva.

Además, se puede decir mediante las figuras que estos movimientos causan la emergencia de aguas densas y frías cerca del Umbral de San Lorenzo y San

Esteban, lo que indudablemente genera una fuerte mezcla y turbulencia vertical (Filonov et al. 2010) aportando nutrientes del fondo marino hacia la superficie.

Según resultados del análisis de la figura 25, los máximos valores de la oscilación ocurren en la capa de 0-100m, en donde se aprecian en la figura 14 (abajo) trenes de onda originados cerca de la primera localidad viajando hacia el noroeste del Golfo de California a través de la termoclina. Valores significativos de oscilaciones no parecen ser encontrados por debajo de los 200 m de profundidad aproximadamente.

La figura 26 expone los resultados de los valores de la frecuencia de Brunt-Vaisala en $1/s^2$, para las 30 localidades encontradas sobre el transecto.

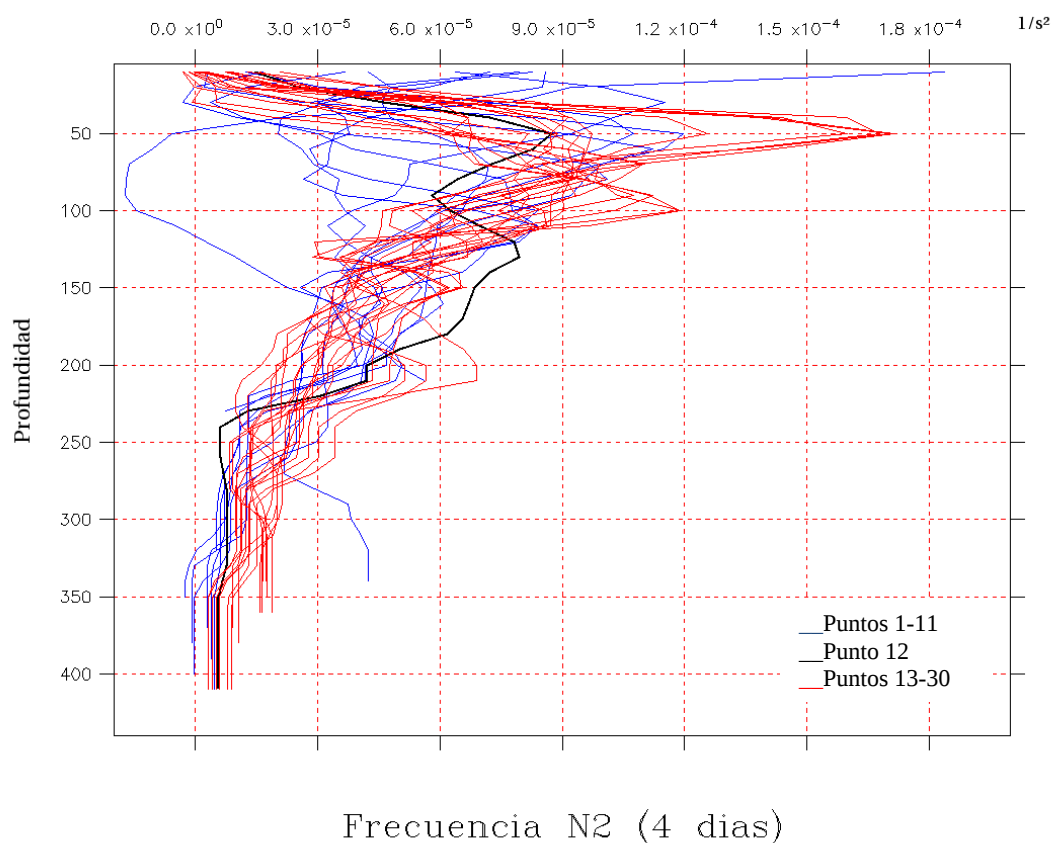


Figura 26. Perfiles de Brunt-Vaisala para los 30 puntos localizados sobre el transecto. El eje “x” representa los valores de frecuencia y el eje “y” representa la profundidad.

Estos datos corresponden también a los perfiles promedio de los cuatro días analizados anteriormente cada media hora. Puede deducirse que valores máximos de la frecuencia se localizan dentro del segundo grupo, en donde existe mayor estratificación y en donde la estabilidad de la columna es menos afectada por el flujo del océano sobre las variaciones topográficas existentes cerca del umbral de San Esteban, además, estos valores van decreciendo conforme la profundidad. El promedio resultante de la profundidad, en la que se encuentra el valor máximo de oscilación en cada localidad es de 67.6 m, observado de igual manera en la figura 25, esto quiere decir que ahí mismo se localizan las oscilaciones máximas de densidad (o cualquier otra propiedad física o química) ver la figura 14.

La teoría dice que una mayor variabilidad en la frecuencia de flotabilidad es frecuentemente encontrada próxima a la termoclina y de acuerdo a la figura 14, 25 y 26, corresponden esos 67.6 m a la misma profundidad en donde se encuentra situada la termoclina según nuestros datos.

Es a través de esta última que paquetes de solitones de ondas internas con una longitud de onda de 1 a 2 km viajan en la misma dirección que la marea interna, los cuales según Filonov y Lavín (2003) se pueden ver desde el aire.

III.3 Identificación de frecuencias características en las series de tiempo mediante la Transformada de Fourier

Las series de tiempo de las variables físicas utilizadas, fueron transformadas al dominio de la frecuencia para obtener los espectros de amplitud (obteniendo información que no es evidente en el dominio temporal) y de esta manera conocer la distribución de la energía de dicha señal sobre las distintas frecuencias de la que está formada, es decir, su espectro, mediante la Transformada de Fourier.

En la figura 27 se exponen las amplitudes de la densidad de potencia espectral (G_{xx}) al 95% para las distintas frecuencias que forman el espectro de los datos de temperatura potencial en °C, calculadas en la capa que corresponde a 150 m de profundidad. Los espectros se realizaron en los 30 puntos del transecto a la profundidad mencionada, sin embargo, al ser los resultados similares entre sí, se muestran solo los espectros de los puntos 5,9,15 y 30 que corresponden a los situados al inicio, centro y sur de la franja estudiada. Estos resultados fueron calculados utilizando la siguiente relación:

$$G_{xx} = \frac{|S_{xx}(f)|}{df} \quad (29)$$

donde:

$$df = 1/(N * dt)$$

N = Número de datos en cada partición espectral

dt = Intervalo de muestreo en tiempo

S_{xx} = Espectro de potencia o autoespectro de cada una de las capas de profundidad (10m,20m,...hasta la profundidad máxima en cada punto) para cada

una de las 30 localidades. Esta relación se utilizó de igual forma para obtener las gráficas siguientes.

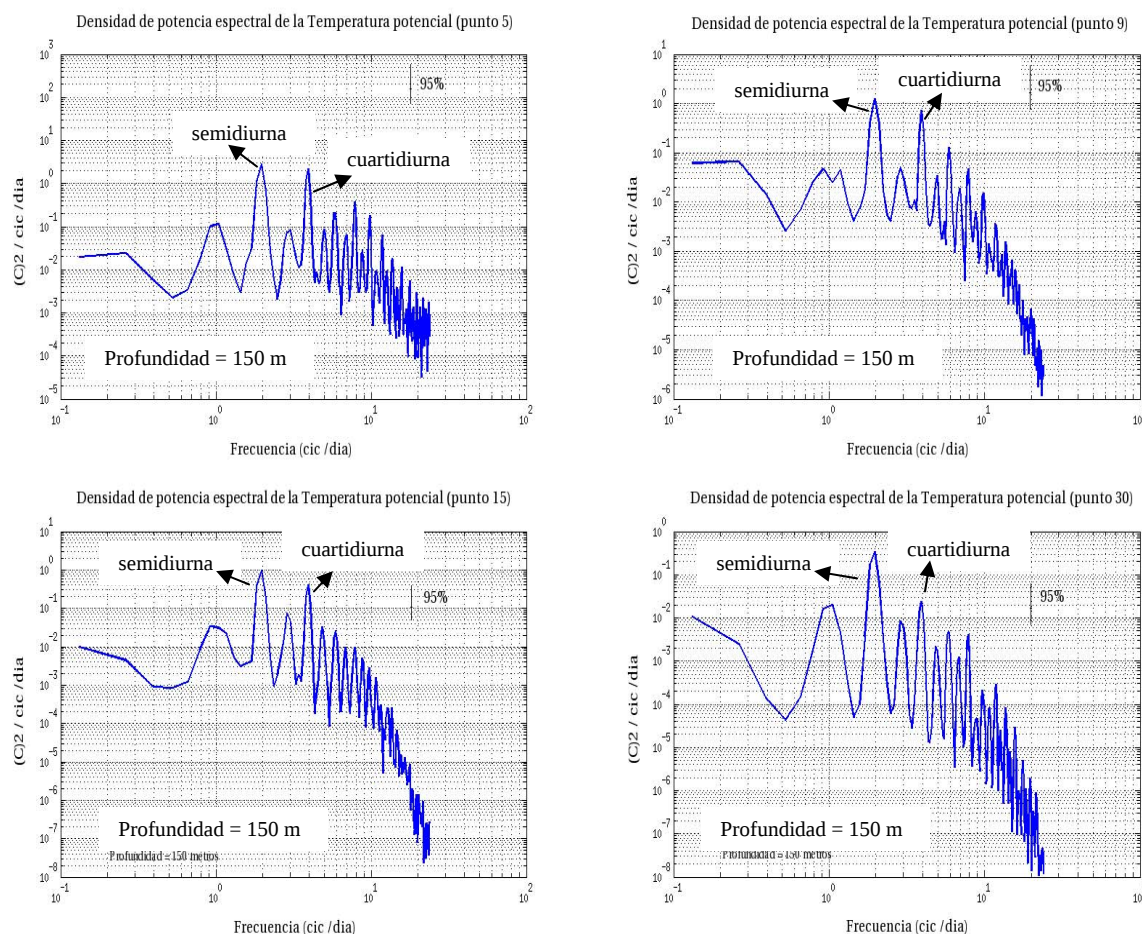


Figura 27. Densidad de potencia espectral de la temperatura potencial al 95% a 150 m de profundidad. Se expone el punto 5 (arriba, izquierda), el punto 9 (arriba, derecha), el punto 15 (abajo, izquierda) y el punto 30 (abajo, derecha).

Se ilustra de esta manera que en las series de tiempo simuladas, la banda de la frecuencia semidiurna contiene la mayor cantidad de energía en todos los puntos mostrados y que decrece conforme los puntos se alejan del Umbral de San Esteban, además de esto, se puede apreciar una considerable cantidad de energía contenida en las frecuencias cuartidiurnas, debidas tal vez al producto de

los términos no lineales advectivos de la marea diurna o semidiurna o una mezcla de ambas. Dentro de las conclusiones de Filonov y Lavín (2003) se señala que las frecuencias semidiurnas son las frecuencias más importantes de marea en el golfo y que la siguiente frecuencia importante es la cuartidiurna, la cual domina fluctuaciones de temperatura en capas superficiales. Una vez identificadas las frecuencias características dentro de las series de tiempo a la profundidad de la capa de 150 m, se filtraron los datos con un filtro pasabanda (figura 28), dejando pasar el rango de las frecuencias semidiurnas (contenidas en el eje “x”) de las señales para todos los puntos localizados sobre el transecto (30 puntos), mostrando de igual manera que en la gráfica anterior las mismas cuatro localidades (dos al inicio de la franja, una en el centro y una más al final).

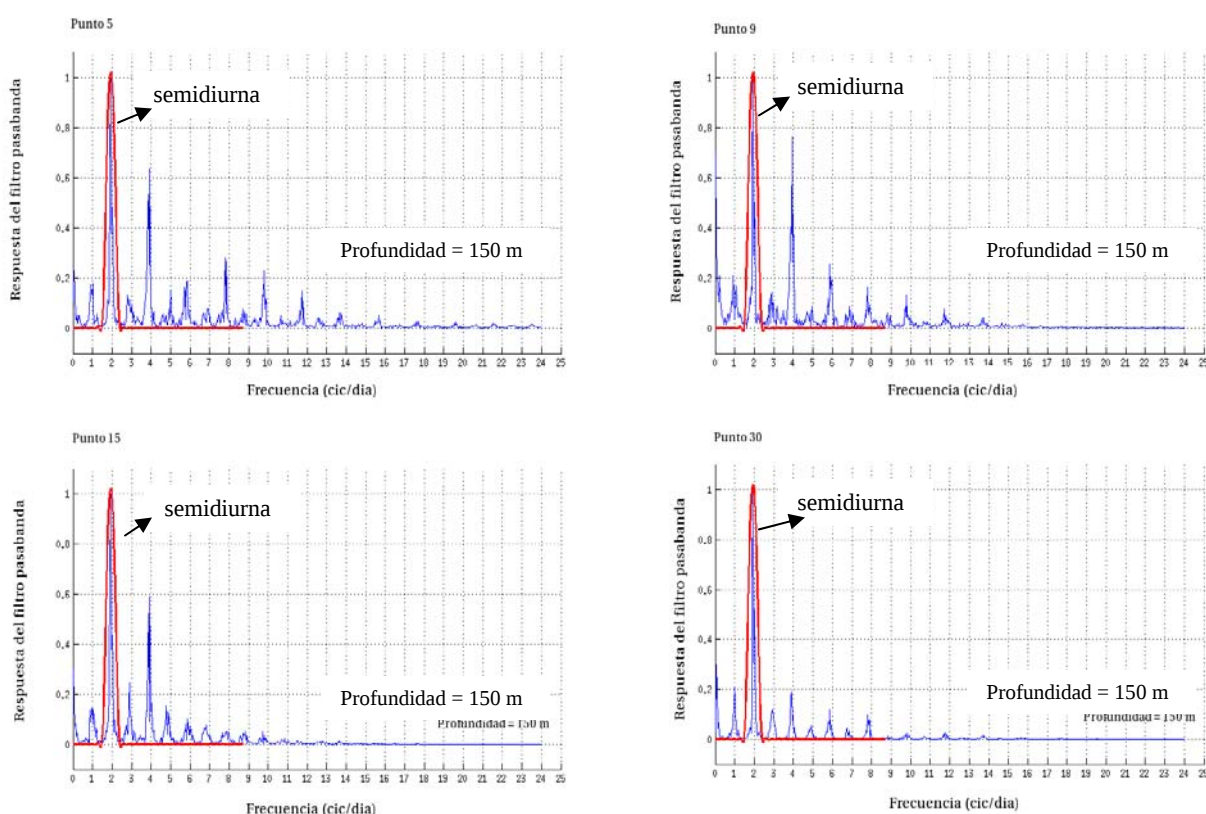


Figura 28. Respuesta del filtro pasabanda a 150 m de profundidad, dejando pasar el rango de las frecuencias semidiurnas. Se expone el punto 5 (arriba, izquierda), el punto 9 (arriba, derecha), el punto 15 (abajo, izquierda) y el punto 30 (abajo, derecha).

Si graficamos las señales de las anomalías de temperatura potencial a 150 m a partir de los datos filtrados (figura 29), podemos observar máximas perturbaciones encontradas cercanas al umbral (localidades 1-3 aprox.), también se puede observar un comportamiento curioso, en la imagen se observan señales de perturbaciones fuertes seguidas de señales con perturbaciones más débiles (todo esto al trasladarse en el eje “y” hacia los últimos puntos) y todo esto con menor intensidad conforme nos alejamos de la zona de generación. Lo anterior indica que el área más energética se encuentra por lo tanto al inicio de la franja, así como que las señales perturbadas se propagan no solo horizontalmente, sino que también lo hacen verticalmente con una inclinación (según la teoría), dando como resultado señales que aparecen y desaparecen en este caso en el corte de 150 m a través del tiempo.

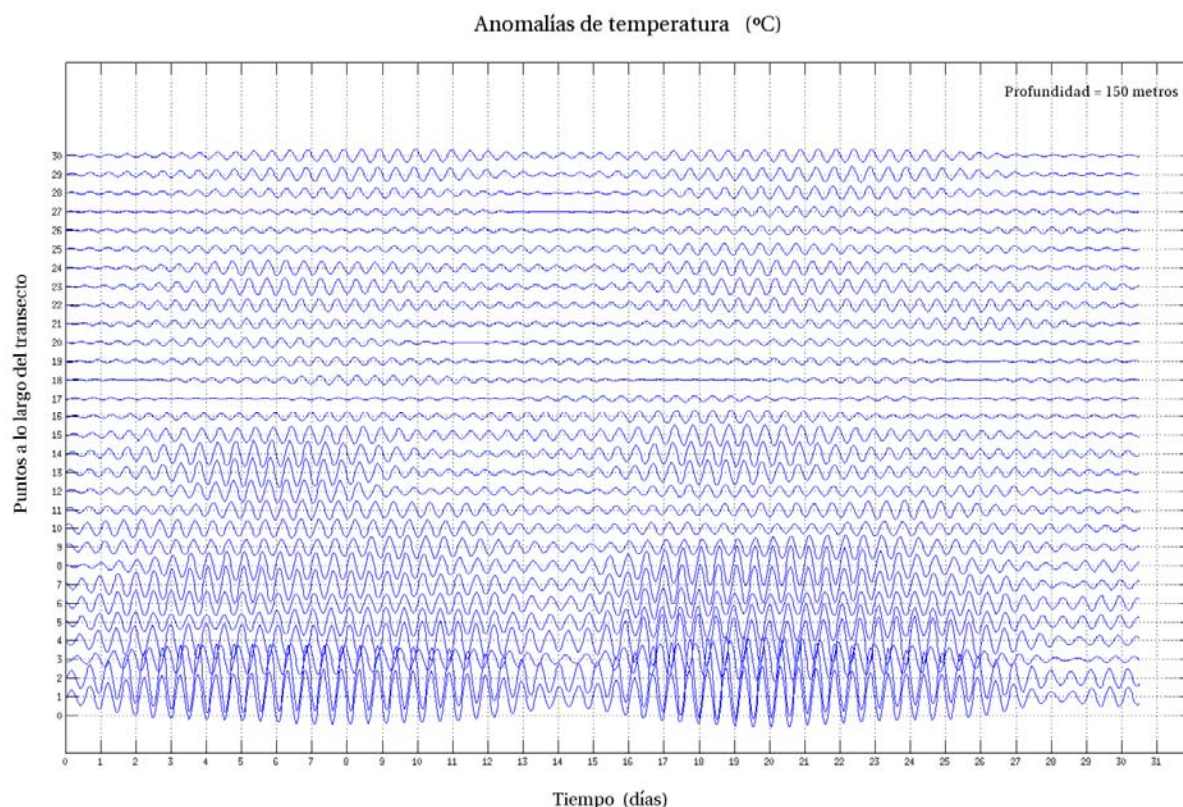


Figura 29. Señales de las anomalías de temperatura potencial a 150 m de profundidad. El eje “x” representa el tiempo en días y el eje “y” representa las 30 localidades que forman al transecto estudiado.

A partir de los datos obtenidos mediante el filtro se graficó la distribución de la densidad de potencia espectral de la temperatura potencial para los 30 puntos localizados sobre el transecto, las gráficas representan esta distribución para cada punto sobre la franja a lo largo de su profundidad para la banda semidiurna.

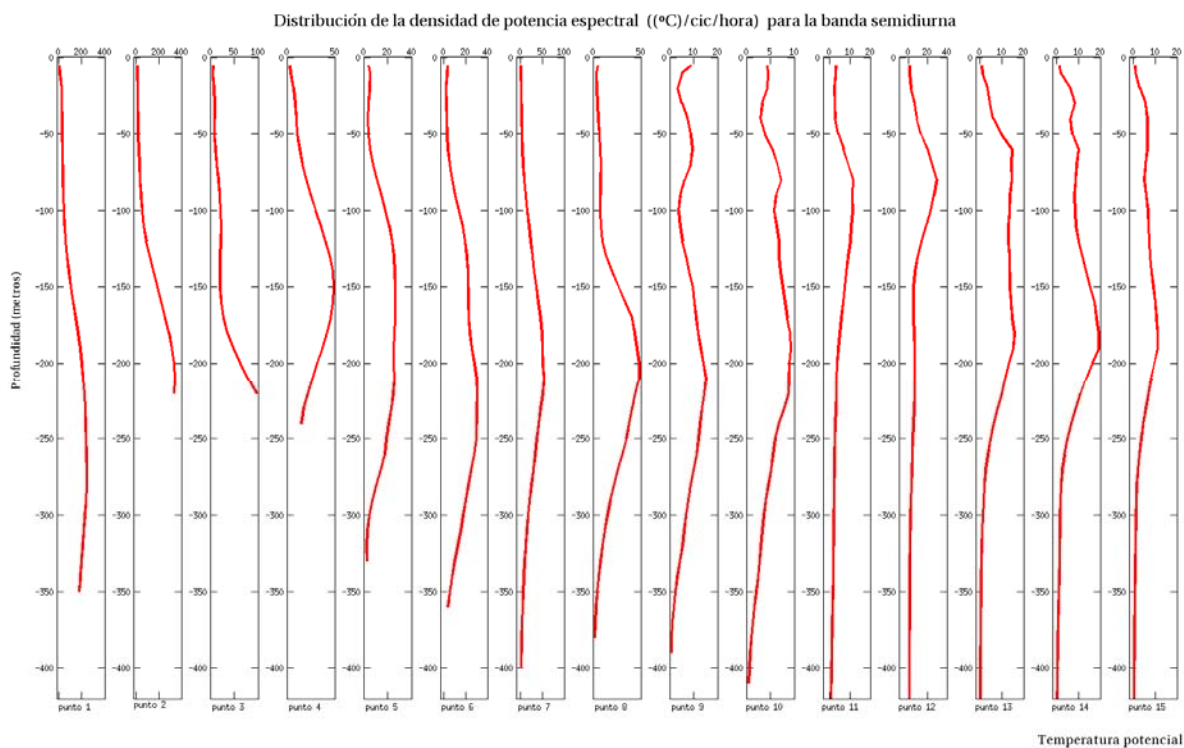


Figura 30. Distribuciones de densidad de potencia espectral de temperatura potencial para la banda semidiurna (localidades 1-15). En el eje “x” se observa el valor de la densidad de potencia espectral (arriba), tanto como el numero de localidad (abajo), en el eje “y” se muestra la profundidad de 0 a 438 m.

Los resultados se ilustran en las figuras 30 y 31, en las cuales el eje “x” representa la densidad de potencia espectral en (°C)/cic/hora y el eje “y” la profundidad de 0-420 m para cada punto localizado sobre el transecto.

Se utilizó la relación (31) para generar estas imágenes descrita anteriormente. En ellas se aprecia una mayor cantidad de energía en los primeros tres puntos, de igual manera que en la figura 29, con valores observados de 400 (°C)/cic/hora en

los dos primeros y 100 (°C)/cic/hora en el tercero, los cuales se encuentran más cercanos al sitio de generación de ondas internas. Valores de alrededor de 50 (°C)/cic/hora se muestran a partir de la localidad cuatro hasta la localidad 8 (14.4 km aprox. desde el inicio del transecto) disminuyendo gradualmente luego del punto 9 de 20 (°C)/cic/hora a 5 (°C)/cic/hora en el punto 30.

Estos perfiles de distribución de densidad de potencia espectral, además de reafirmar que la mayor cantidad de energía está contenida en donde las fuertes oscilaciones de las isotermas se hacen evidentes en la figura 14 cerca del umbral de San Lorenzo y San Esteban (ver también figura 10 y figura 29), nos muestran que el máximo de energía en cada punto se propaga hacia arriba y hacia abajo como rayos inclinados conforme el flujo se dirige al norte del transecto (atravesando las localidades) y de acuerdo a la teoría, se sabe que las ondas internas además de propagarse horizontalmente también lo hacen por la vertical (ver figura 10, figura 29 y figura 32).

Este hecho es de considerable significado porque se provee un medio para el desplazamiento de energía desde la superficie hasta el fondo del océano y viceversa. Así que a pesar de que las crestas y valles parecen moverse hacia adelante, la energía desciende, propagándose en la misma dirección horizontal (aunque no al mismo ritmo) que la fase y en direcciones opuestas verticales (Gill, 1982).

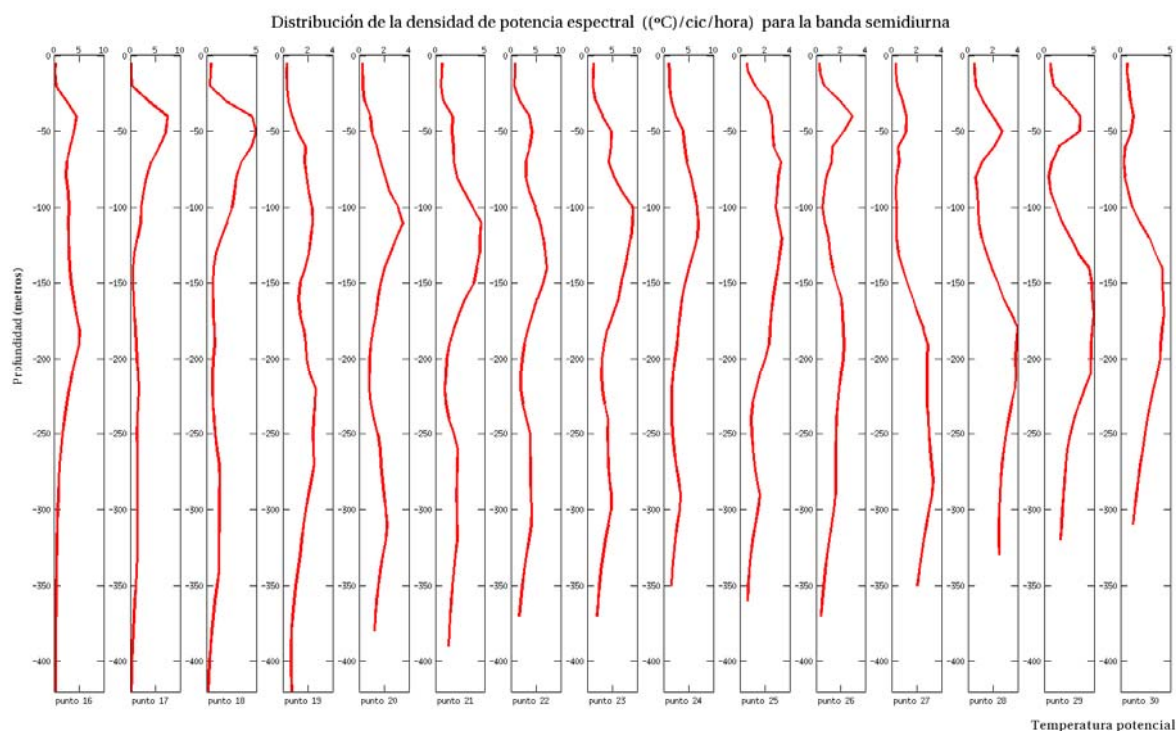


Figura 31. Distribuciones de densidad de potencia espectral de temperatura potencial para la banda semidiurna (localidades 16-30). En el eje “x” se observa el valor de la densidad de potencia espectral (arriba), tanto como el numero de localidad (abajo), en el eje “y” se muestra la profundidad de 0 a 438 m.

De esta manera, la reflexión de los rayos de energía al interaccionar con la topografía (en el caso siguiente), crea un mecanismo similar al mostrado en la figura siguiente:

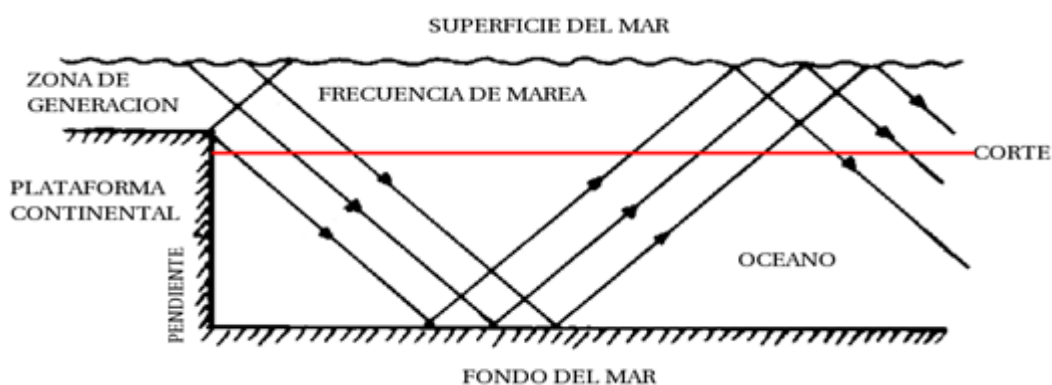


Figura 32. Onda interna generada por marea sobre la plataforma continental, siendo refractada hacia el fondo, entonces se refleja a la superficie y nuevamente se refleja, etc. Modificada de Chiriguaya (1989).

En la gráfica 33 observamos la distribución espacial de los datos anteriores en una escala logarítmica, el eje “x” tiene contenido todos los puntos localizados sobre el transecto y el eje “y” las profundidades de 0-400 m.

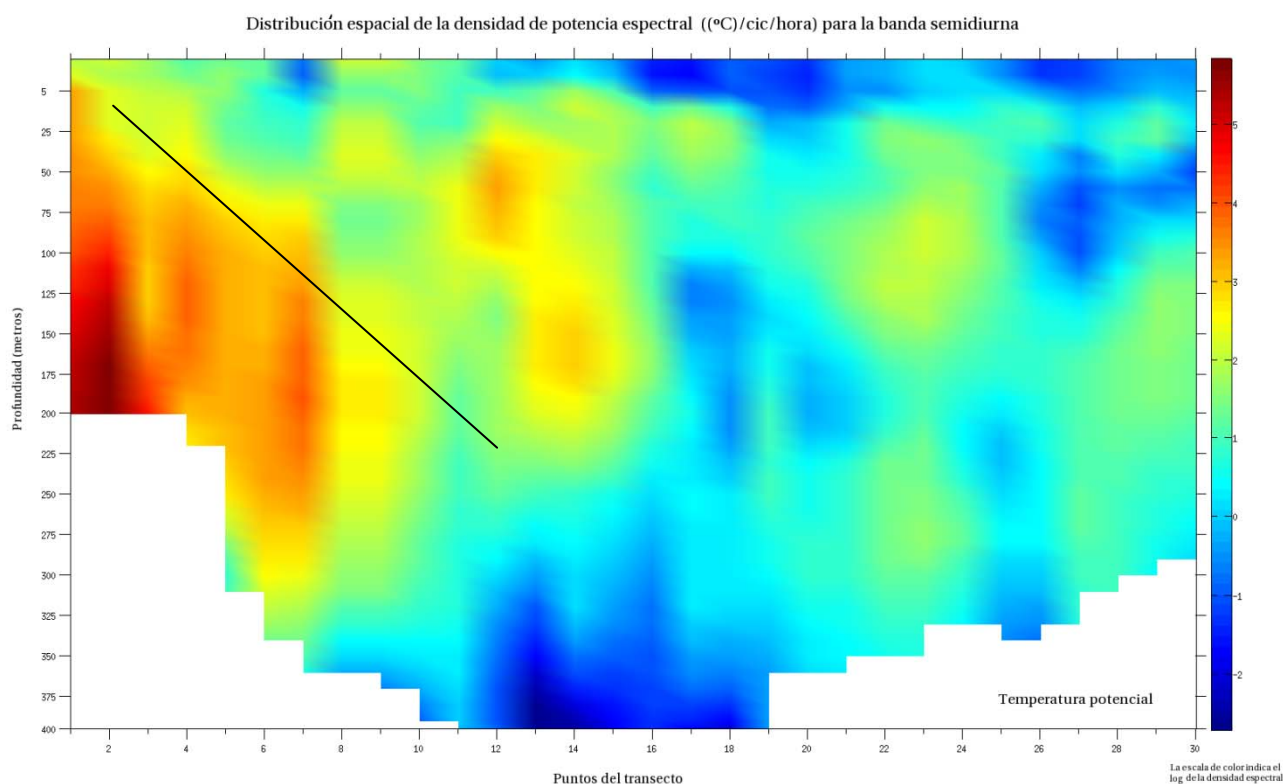


Figura 33. Distribución espacial de densidad de potencia espectral de temperatura potencial para la banda semidiurna (localidades 1-30). En el eje “x” se observan las 30 localidades que forman al transecto estudiado, en el eje “y” se muestra la profundidad de 0 a 400 m.

En esta figura se aprecia más claro que en las figuras 30 y 31 que la mayor cantidad de energía se localiza en las cercanías del umbral y que disminuye al alejarse de las primeras localidades y que además parece desplazarse hacia abajo para luego ser reflectada hacia arriba como un mecanismo repetitivo hasta la disipación de la energía (ver figura 29). Para poder saber con exactitud el ángulo de inclinación de los rayos de energía, se hace uso de la ecuación (3) del capítulo I, que nos dice el ángulo característico de la trayectoria del rayo, longitudinalmente, en el cual la energía de marea interna se disemina. Este

proceso, según Filonov y Lavín (2003) causa patrones muy complejos de los desplazamientos verticales y horizontales que ocurren tanto en verano como en invierno. Debido a que la escala horizontal del eje “x” (54 km) es mucho más grande que la escala vertical del eje “y” (400 m), el ángulo resultante obtenido con la ecuación es muy pequeño, con un valor teórico encontrado de 0.5434° .

Para la generación de las figuras 34 y 35, se obtuvo la respuesta en frecuencia de cada una de las localidades al nivel de la capa de 150 m con respecto al punto 1 de la franja a la misma profundidad, mediante los espectros cruzados de la localidad 1, contra las demás localidades del transecto.

La respuesta en frecuencia entre dos puntos del transecto se define según Ortiz Huerta (2010) como:

$$Re\ spuesta = \frac{\langle S_{xy}(f) \rangle}{\langle S_{xx}(f) \rangle} = \frac{\langle X^*(f)Y(f) \rangle}{\langle X^*(f)X(f) \rangle} = He^{i(\Delta)} \quad (30)$$

En donde $X(f)$ y $Y(f)$ son las transformadas de Fourier de $x(t)$ e $y(t)$, respectivamente; el complejo conjugado correspondiente está indicado por el asterisco. S_{xx} es el espectro de potencia o autoespectro del punto 1, S_{xy} es el espectro cruzado de la localidad 1 con cualquier otra localidad del transecto. Los corchetes angulares indican el promedio ensamblado por banda de frecuencia de cada una de las particiones espectrales correspondientes a los diferentes intervalos de tiempo en los que se subdividieron los registros $x(t)$ e $y(t)$ (Ortiz Huerta, 2010).

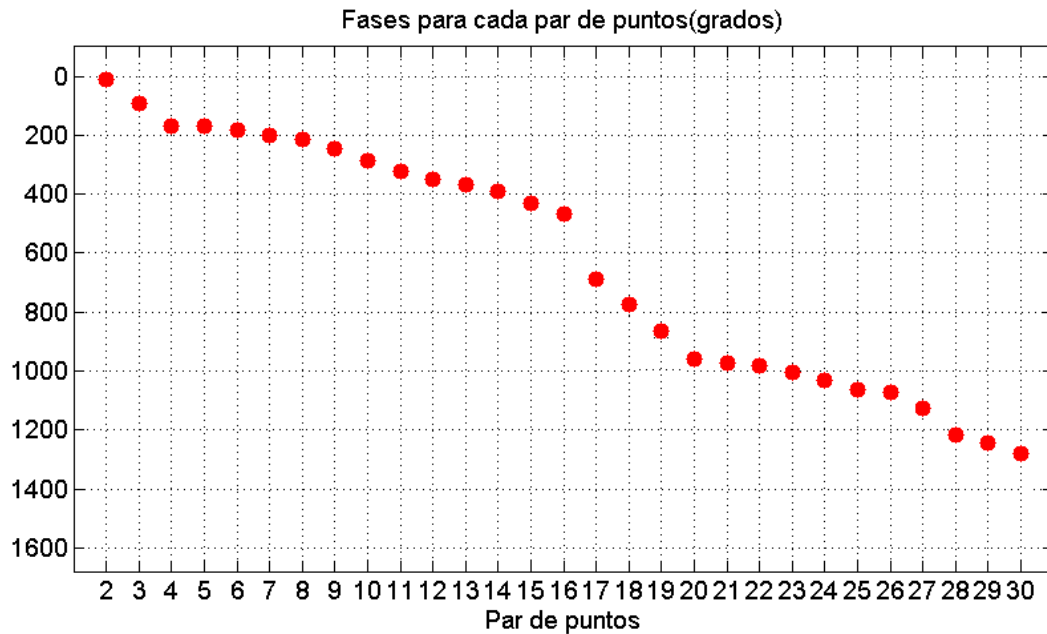


Figura 34. Diferencia de fase de cada localidad con respecto a la fase del primer punto a 150 m de profundidad.

De esta manera, puede generarse la fase de la respuesta, representada en la figura 34, la cual es la diferencia de fase de cualquier punto del transecto con respecto a la fase del primer punto y la coherencia, representada en la figura 35, también llamada coherencia cuadrada. Esta ultima estima la confiabilidad de la respuesta de los puntos del transecto, dependiendo de la consistencia de los cocientes espectrales en las particiones espectrales. Para la generación de esta ultima gráfica, la coherencia se define por la siguiente relación referida por el autor mencionado anteriormente:

$$0 \leq coherencia = \frac{\langle S_{xy}^*(f) \rangle \langle S_{xy}(f) \rangle}{\langle S_{xx}(f) \rangle \langle S_{yy}(f) \rangle} \leq 1 \quad (31)$$

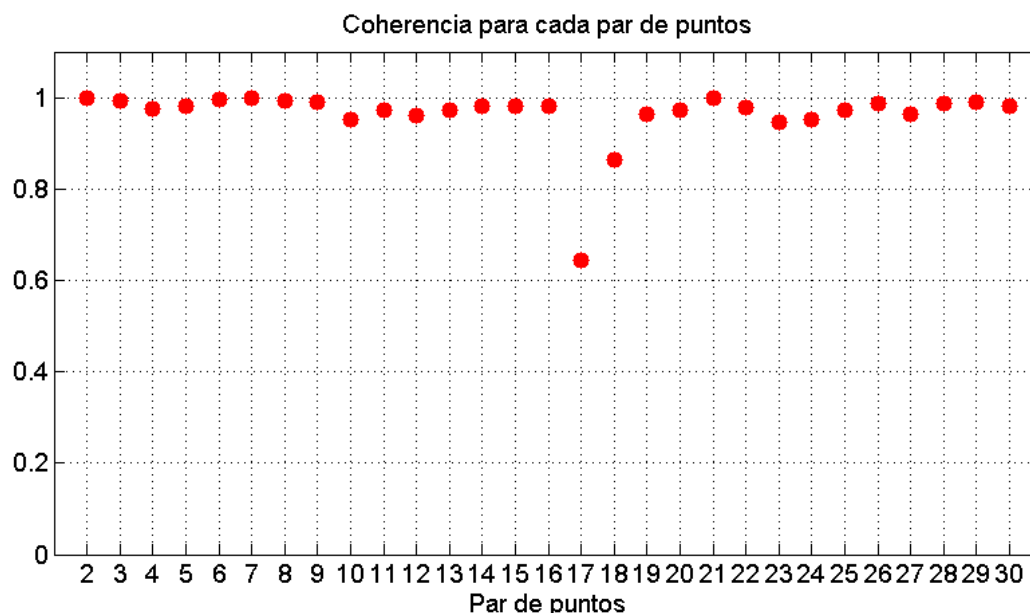


Figura 35. Coherencia cuadrada de cada localidad con respecto a la coherencia del primer punto a 150 m de profundidad.

En forma general, se estableció que gran parte del total de los puntos poseen una coherencia mayor a 0.9, mientras que en el caso del punto 17 y el punto 18 la coherencia es relativamente menor, principalmente en el punto 17, en donde su valor es de aprox. 0.62. En la gráfica 34 se muestra la fase de cada punto y se aprecia el desfase que existe de la señal procedente de la zona de generación. Notamos que a partir del punto 17 (el cual reportó una coherencia de alrededor de 0.62 en la figura 35) la diferencia de fase se separa un poco más de las que parecen ser que han sido más constantes en el tiempo, en comparación con este punto, de igual manera, puede observarse la baja coherencia de este punto en la figura 29, en la cual se distingue la perturbación de la señal en el punto 17 como una perturbación que se observa casi nula en comparación con los puntos anteriores y en la gráfica de la figura 33, donde se observa que en ese espacio se registró un mínimo de energía en la capa de 150m.

Capítulo IV

Conclusiones

De acuerdo a los resultados presentados de los datos simulados provenientes de ROMS sobre el transecto estudiado de una longitud de 54 km, en primer término se concluye que paquetes de ondas internas generados por el paso de marea sobre la topografía del sitio, son claramente observados en las simulaciones de los datos del campo de temperatura potencial y velocidad vertical (tanto en datos modulados por marea viva y marea muerta), con una separación que va de 15 a 20 km, la longitud de las ondas que componen estos paquetes disminuye hacia la parte final del conjunto, lo que indica que las ondas internas ahí presentes sufren interacciones no lineales, además de que cada onda dentro del paquete viaja a diferente velocidad. Se distingue del análisis de los resultados, que la formación de grupos de ondas queda establecida después de 20 km aproximadamente después del Umbral de San Lorenzo y San Esteban. Las amplitudes máximas de las ondas líderes de los diferentes grupos de ondas varían entre 20-90 m aprox. Las longitudes de onda en los grupos de ondas estudiadas cerca del umbral (14 km después del umbral) varían de 4-9 km y 3-3.7km (36 km después del umbral) aproximadamente y con velocidades de fase de 0.5-0.8m/s.

Debido a la presencia del umbral antes mencionado, correspondiente al inicio de la franja estudiada, las corrientes de marea interna se distorsionan ocasionando la propagación de anomalías de variables físicas como grupos de ondas cortas que parten de ondas internas largas, ocasionando además que el flujo de marea, al

verterse de cierto punto hacia uno más profundo establezca fuertes penetraciones de la picnoclina. Cuando el flujo de marea es más débil, como en el caso donde los datos son modulados por marea muerta, estas penetraciones son también más débiles, de alrededor de 20-25 m, y mucho más pronunciadas hacia el fondo marino cuando los datos son modulados por marea viva con valores que sobrepasan en ocasiones los 80 m de profundidad, concluyendo que el campo de las ondas internas en la zona de estudio tiene un origen mareal modulado por el ciclo de mareas vivas y mareas muertas. Conforme se mueven estas perturbaciones hacia el noroeste de la cuenca Tiburón comienza su transformación dispersiva no lineal. Una vez liberadas de la zona de generación, estas ondas internas se mueven grandes distancias transformándose gradualmente a grupos de ondas solitarias, las cuales se pueden observar como frentes curvados de señales anómalas de velocidad vertical y temperatura potencial en las diferentes capas profundidad de la columna de agua del transecto estudiado, principalmente mostradas en las capas de 5 y 150 m de profundidad. La deformación de las isotermas que se genera en el umbral antes mencionado, provoca una fuerte mezcla y turbulencia vertical y horizontal observada principalmente en las primeras localidades del transecto (puntos 1-11, aproximadamente 20 km de distancia a partir del inicio de la franja) y produce emergencias alternadas de aguas cálidas y frías en tramos del transecto analizado, estas perturbaciones empiezan a restaurarse luego de 3 horas aproximadamente. Los procesos mencionados anteriormente, normalmente contribuyen a que las aguas de la parte norte del Golfo de California se mantengan con una alta productividad biológica. Los gradientes encontrados van de los 0.056-0.11 °C/m en las primeras capas de profundidad (0-150 m), provocados por el movimiento de surgencia y hundimiento de las oscilaciones de las ondas, las cuales penetran a mayores profundidades en la localidad 4 (7.2 km a partir del inicio del transecto) que es justo donde existe un cambio abrupto en la profundidad de la columna de agua, en puntos alejados de este cambio importante en la profundidad, las incursiones de las isotermas hacia el fondo son menores.

Estos desplazamientos verticales de la masa de agua son ocasionados periódicamente por los armónicos de la banda semidiurna, siendo la banda cuartidiurna la segunda más importante en ocasionar estos movimientos dentro de los datos. Se encontró una pycnoclina a 68 m de profundidad aproximadamente, en donde se observaron frecuencias de flotabilidad máximas de alrededor de $1.65 \times 10^{-4} \text{ s}^{-2}$. Mediante el análisis de la distribución de la densidad de potencia espectral y diagramas de hovmuller, principalmente, se observó que la propagación de la energía para la frecuencia semidiurna ocurre con un ángulo de $\sim 0.5434^\circ$ con la horizontal, lo que coincide con la descripción teórica para las ondas internas. La coherencia cuadrada (a 150 m de profundidad) en la mayoría de los puntos es mayor a 0.9, encontrándose un desfase gradual hasta el punto 17 (30 km después de la primera localidad) en el cual, de igual manera la coherencia se reporta con un valor 0.62, posiblemente debido al paso de la débil señal reflectada desde niveles más profundos hacia la capa de 150 m (que es la capa que se estuvo estudiando), apoyando el desplazamiento de energía desde la superficie hasta el fondo del océano y viceversa, como un mecanismo de reflexión de los rayos de energía.

Referencias

Álvarez-Borrego, S. y Schwartzlose, R.A., 1979. Masas de agua del Golfo de California. *Ciencias Marinas*. 6(1): 43–61 p.

Apel, J.R. and González, F.I., 1983. Nonlinear features of internal waves of Baja California as observed from the Seasat imaging radar. *Journal of Geophysical Research*. 88(C7): 4459–4466 p.

Apel, J.R., 2004. Oceanic internal waves and solitons. *Synthetic Aperture Radar Marine User's Manual*. Global Ocean Associates. Washington D. C., USA. 189–206 p.

Badan-Dangon, A., Lavin, M.F. and Hendershott, M.C., 1991. Underway Doppler current profiles in the Gulf of California. *EOS Transactions*, 72: 209–218 p.

Chiriguaya, J., 1989. Aspectos teóricos sobre ondas internas. *Acta Oceanográfica del Pacífico*. INOCAR. 5(1): 111-116 p.

Cushman-Roisin, B. and Beckers, J.M., 2008. *Introduction to geophysical fluid dynamics*. Academic Press. New Hampshire, USA. 755 p.

Da Silva, J.C.B., Ermakov, S.A., Robinson, I.S., Jeans, D.R.G. and Kijashko S.V., 1998. Role of surface films in ERS SAR signatures of internal waves on the shelf 1. Short-period internal waves. *Journal of geophysical research*, 103(C4): 8009–8031 p.

De Dios Sánchez, D.R., 2007. Ondas Internas presentes en imágenes de Radar de Apertura Sintética del Golfo de California: estimación de parámetros geofísicos. Tesis de maestría en ciencias. UABC. Ensenada, B.C. México. 110 p.

Esquivel Trava, B., 2008. Análisis de ondas internas solitarias usando imágenes de radar de apertura sintética del Golfo de Tehuantepec. Tesis de maestría en ciencias. UABC. Ensenada, B.C. México. 58 p.

Federiuk, J., and Allen, J.S., 1995. Upwelling circulation on the continental shelf, Part II: Simulations and comparisons with observations. *Journal of Physical Oceanography*. 25:1867:1889 p.

Filonov, A.E., 2000. Internal tide and tsunami waves in the continental shelf of the Mexican western coast. *Oceanography of the Eastern Pacific*. 1: 31–45 p.

Filonov, A.E., and Trasviña, A., 2000. Internal Waves on the Continental Shelf of the Gulf of Tehuantepec, Mexico. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*. 50(4): 531-548 p.

Filonov, A.E., and Lavin, M.F., 2003. Internal tides in the Northern Gulf of California. *Journal of Geophysical Research*. 108(C5):1-17 p.

Filonov, A.E. Monzon, C.O. and Tereshchenko, I. E., 2010. The high amplitude internal waves generated at San Esteban sill in the Gulf of California. *The ocean, the wine, and the valley: The lives of Antoine Badan*. CICESE, Ensenada, B.C. México. 131-170 p.

Flores Mateos, L.M., 2010. Corrientes de marea barotrópicas y baroclínicas en los umbrales del Golfo de California. Tesis de maestría en ciencias. CICESE. Ensenada, B.C. México. 105 p.

Fu, L.L. and Holt, B., 1984. Internal waves in the Gulf of California: Observations from a spaceborne radar. *Journal of Geophysical Research*. 89(C2): 2053–2060 p.

Garrett, C., 2003. Internal tides and ocean mixing. *Science*. 301(5641): 1858 p.

Gaxiola-Castro, G., Álvarez, S., Nájera, S. y Sirino, A.R., 2002. Efecto de las ondas internas en el fitoplancton del Golfo de California. *Ciencias Marinas*. 28(3): 297–309 p.

Gerkema, T., 1996. A unified model for the generation and fission of internal tides in a rotating ocean. *Journal of marine research*. 54(3): 421–450 p.

Gill, A., 1982. *Atmosphere -Ocean dynamics*. Academic Press. San Diego. 662 p.

Global Ocean Associates, 2004. Gulf of California and the Baja Pacific Coast. Prepared for Office of Naval Research. Washington D. C., USA. 311-321 p.

Helfrich, K.R. and Melville, W.K., 2006. Long nonlinear internal waves. *Annu. Rev. Fluid Mech.*, 38: 395–425 p.

Jackson, C.R. and Apel, J., 2002. An atlas of internal solitary-like waves and their properties. Contract. 14(98-C): 238 p.

Jackson, C., 2007. Internal wave detection using the Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS). Journal of Geophysical Research. 112(C11):13 p.

Jeans, D.R.G., 1995. Solitary internal waves in the ocean. Unit for coastal and estuarine studies. University college of North Wales. North Wales, UK. 64 p.

Marinone, S.G. y Lavín, M.F., 1997. Mareas y corrientes residuales en el Golfo de California. Contribuciones a la Oceanografía Física en México: Unión Geofísica Mexicana, Monografía. 3: 117–143 p.

Marinone, S.G., 2000. Tidal currents in the Gulf of California: Intercomparisons among two-and three-dimensional models with observations. Ciencias Marinas. 26(2): 275–301 p.

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).

Mascarenhas A.S., 1996. Ondas de Gravedad: Superficie e internas. Notas del curso dictado en la Facultad de Oceanografía de la Escuela Naval “Almirante Padilla”. Cartagena de Indias, Colombia. 271 p.

Miropol'sky, I., 2001. Dynamics of internal gravity waves in the ocean. Kluwer Academic Publishers. Boston. 406 p.

Munk, W. and Wunsch, C., 1998. Abyssal recipes II: energetics of tidal and wind mixing. Deep-Sea Res. 45:1977-2010 p.

Ortiz Huerta, L.G., 2010. Identificación de cambios en el comportamiento estructural de un edificio experimental, mediante el análisis de vibración ambiental y vibración forzada, empleando técnicas de identificación de sistemas . Tesis de maestría en ciencias. CICESE. Ensenada, B.C. México. 113 p.

Plata, L. and Filonov, A., 2007. Internal tide in the northwestern part of Banderas Bay, Mexico. Ciencias Marinas. 33(2): 197–215 p.

Thorpe, S.A., 1998. Nonlinear reflection of internal waves at a density discontinuity at the base of the mixed layer. *Journal of Physical Oceanography*. 28:1853-1860 p.

Tintore, J. Wang, D.P. García, E. and Viúdez, A., 1995. Near-inertial motions in the coastal ocean. *Journal of Marine Systems*. 6:301-312 p.

Silva, G.G. and Marinone, S.G., 2000. Caracterización dinámica y energética de la marea en el Golfo de California *Ciencias Marinas*. 26(2): 323–353 p.

Wunsch, C., 1975. Internal tides in the ocean. *Reviews of Geophysics*. 13(1): 167–182 p.