

Tesis defendida por
Froylán Rosas Villegas

y aprobada por el siguiente Comité

Dr. Jesús Manuel Figueroa Rodríguez
Director del Comité

Dr. Juan Manuel López Mariscal
Miembro del Comité

Dr. Alejandro Francisco Parés Sierra
Miembro del Comité

Dr. Víctor Ruiz Cortés
Miembro del Comité

Dr. Francisco Javier Ocampo Torres
Coordinador del Programa de
Posgrado en Oceanografía Física

Dr. Jesús Favela Vara
Director de la Dirección de Estudios de Posgrado

Noviembre de 2013

**CENTRO DE INVESTIGACIÓN CIENTÍFICA Y DE EDUCACIÓN
SUPERIOR DE ENSENADA, BAJA CALIFORNIA**



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

Mezcla turbulenta en el Canal de Ballenas

Tesis

que para cubrir parcialmente los requisitos necesarios para obtener el grado de

Maestro en Ciencias

Presenta:

Froylán Rosas Villegas

Ensenada, Baja California, México, 2013

Resumen de la tesis de Froylán Rosas Villegas, presentada como requisito parcial para la obtención del grado de Maestro en Ciencias en Oceanografía Física. Ensenada, Baja California, Noviembre de 2013.

Mezcla turbulenta en el Canal de Ballenas

Resumen aprobado por:

Dr. Jesús Manuel Figueroa Rodríguez

Director de Tesis

Utilizando datos colectados durante la campaña oceanográfica TURBO1 llevada a cabo en la región de las Grandes Islas del norte del Golfo de California, en el mes de marzo del 2009, se explica cuáles son algunos de los principales procesos que generan mezcla vertical en la parte sur del Canal de Ballenas. A partir de mediciones de CTD y de una estación meteorológica portátil, se cuantifican los principales forzamientos atmosféricos en la región y se discute sobre su influencia en la capa mezclada superficial. Con estimaciones directas de la tasa de disipación de energía cinética turbulenta (ε) calculamos, mediante un modelo propuesto por Osborn (1980), el coeficiente de difusión diapícnica en la vecindad del umbral de San Lorenzo. En superficie, se observan valores de difusión del orden de $10^{-5} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$, mientras que los niveles de turbulencia se intensifican hacia el interior de la columna de agua, alcanzando coeficientes de difusión superiores a $10^{-2} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$.

El análisis de corrientes obtenidas con el ADCP (Acoustic Doppler Current Profiler), confirma la presencia de un fuerte flujo ($\sim 50 \text{ cm s}^{-1}$) en las cercanías del fondo, al norte del umbral de San Lorenzo, dirigido hacia el interior del Canal de Ballenas. Su intensificación, ocasionada por la variación semidiurna en el nivel del mar, induce un control hidráulico interno en el volumen de agua cuyo efecto se observa en la isopicna de 26.5 kg m^{-3} y en los números de Froude calculados en dicha región con mediciones hidrográficas y del LADCP (Lowering Acoustic Doppler Current Profiler). Este fenómeno es capaz de producir suficiente energía cinética turbulenta disponible para la mezcla, lo que concuerda con el hecho de tener valores de ε superiores a $10^{-7} \text{ W kg}^{-1}$ y una capa de fondo prácticamente isotérmica con un espesor aproximado de 500 m.

Palabras Clave: Canal de Ballenas, Golfo de California, mezcla diapícnica, tasa de disipación de energía cinética turbulenta, control hidráulico.

Abstract of the thesis presented by Froylán Rosas Villegas, in partial fulfillment of the requirements of Master in Sciences degree in Physical Oceanography. Ensenada, Baja California, November 2013.

Turbulent mixing in the Ballenas Channel

Data collected during the oceanographic campaign TURBO1 made on the Midriff Islands region at the northern Gulf of California, on march 2009, are used to explain the main processes that generate vertical mixing at the south entrance of the Ballenas Channel. Based on measurements of CTD and a meteorological station on board, main atmospherical forcings in the study region are quantified and is discussed about its influence on the surface mixed layer. By direct estimations of turbulent kinetic energy dissipation rate (ε) we compute, using a model proposed by Osborn (1980), the eddy diffusivity coefficient in the neighborhood of San Lorenzo sill. On surface, it is observed that diffusivity values reach orders of $10^{-5} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$, while the turbulence levels are intensified deeper into the water column, achieving diffusivity coefficients greater than $10^{-2} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$.

The analysis of the current data obtained with the ADCP (Acoustic Doppler Current Profiler), confirms the presence of a strong flux ($\sim 50 \text{ cm s}^{-1}$) that accelerates downstream on the sea bottom vicinity, at north of San Lorenzo sill, and is directed toward the Ballenas Channel. This intensification, due to the semidiurnal variation of the surface sea level, produces an internal hydraulic control of the water volume whose effect is observed on the 26.5 kg m^{-3} isopycnal, and in the Froude numbers computed for this region using hydrographic and LADCP (Lowering Acoustic Doppler Current Profiler) measurements. This phenomena seems to be responsible of the production of enough turbulent kinetic energy available for mixing, wich is consistent with ε values higher than $10^{-7} \text{ W kg}^{-1}$ and a practically isothermic bottom layer of 500 m width approximately.

Keywords: Ballenas Channel, Gulf of California, diapycnal mixing, turbulent kinetic energy dissipation rate, hydraulic control.

*A mi familia, el tesoro
más grande que esta vida
me ha dado.*

Agradecimientos

Con todo el amor del mundo, agradezco a mis padres, por estar conmigo en todo momento.

Un agradecimiento muy especial a mis amigos los "Chaneques" Aldo, Chava, Mauro, Meño y Abraham, por hacer agradable mi estancia en las instalaciones con su compañía, apoyo emocional y académico. Si leen esto, sepan que los quiero.

Mis más sincero agradecimiento a mi asesor, el Dr. Jesús Manuel Figueroa Rodríguez por su enorme solidaridad y por confiar en mí bajo cualquier circunstancia. También a los miembros de mi comité de tesis, el Dr. Víctor Ruiz Cortés, el Dr. Alejandro Parés Sierra y el Dr. Manuel López Mariscal por sus observaciones y críticas constructivas.

Al CICESE y a todos los investigadores y personal del Departamento de Oceanografía Física por sus enseñanzas, apoyo académico y económico. Quiero agradecer también, con mucho cariño, a Lupita Pacheco por su incondicional disponibilidad y atenciones hacia nosotros los estudiantes.

Agradezco de todo corazón a las chicas de administración, Citlali Romero, Norma Fuentes, Dolores Sarracino e Ivonne Best por siempre recibirme con una sonrisa independientemente del motivo de mi visita, por facilitar los trámites necesarios para la permanencia en el posgrado y, particularmente, por esas breves charlas tan enriquecedoras para mi persona.

Finalmente, al CONACyT, porque gracias a su apoyo económico fue posible mi estancia en el posgrado.

Contenido

	Página
Resumen en español	i
Resumen en inglés	ii
Dedicatoria	iii
Agradecimientos	iv
Lista de Figuras	vii
Lista de Tablas	xi
1. Introducción	1
1.1 Turbulencia	1
1.2 Mezcla turbulenta en el océano	3
1.3 Trabajos previos	5
1.4 Objetivos	7
2. Datos y métodos	9
2.1 El crucero	10
2.1.1 Hidrografía	13
2.1.2 Corrientes	14
2.1.3 Hidrografía de microescala	14
2.1.4 Variables meteorológicas	14
2.2 Ecuaciones	15
2.2.1 Flujos de calor y flotabilidad	15
2.2.2 Energía cinética turbulenta	17
2.2.3 Escalamiento de similaridad	20
2.2.4 Cantidades representativas de la mezcla oceánica	20
3. Resultados	25
3.1 Forzamientos	25
3.1.1 Viento	26
3.1.2 Flujo de calor en la superficie	29
3.1.3 Marea	34
3.2 Hidrografía y corrientes en la región de las Grandes Islas	35
3.3 Profundidad de la capa mezclada superficial	47
3.3.1 Umbral de San Esteban	49
3.3.2 Umbral de San Lorenzo	51
3.4 Razón de disipación y parametrizaciones	51
4. Discusión y conclusiones	57
4.1 Discusión	57

Contenido

	Página
4.1.1 Evolución de la capa mezclada superficial	57
4.1.2 Control hidráulico interno en el umbral de San Lorenzo	58
4.1.3 Tasa de mezcla y difusión turbulenta	59
4.2 Conclusiones	60
Referencias bibliográficas	62

Lista de Figuras

Figura		Página
1	Mapa de la región norte del Golfo de California.	10
2	Red de estaciones del crucero TURBO1 del 19 al 26 de marzo. La numeración corresponde a la secuencia de ocupación y los símbolos denotan el tipo de muestreo hecho en cada estación (García et al., 2009; p. 2).	11
3	Red de estaciones del crucero TURBO1 del 27 al 30 de marzo. La numeración corresponde a la secuencia de ocupación y los símbolos denotan el tipo de muestreo hecho en cada estación (García et al., 2009; p. 3).	12
4	Espectro del gradiente vertical de las fluctuaciones en la velocidad y su ajuste según el espectro de Nasmyth (línea punteada). En el recuadro se muestran los valores de disipación en Wkg^{-1} (ϵ_1 y ϵ_2 son el azul y el verde respectivamente), obtenidos al integrar el espectro correspondiente.	22
5	Viento promedio calculado a partir de las mediciones tomadas durante cada lance. La línea roja indica la orientación del eje principal del Golfo de California.	27
6	Magnitud y dirección de las mediciones de viento según la fecha de muestreo y la posición geográfica.	28
7	Histograma de las mediciones de viento en la región de las Grandes Islas. La orientación de las franjas indica hacia dónde se dirige el viento y, en colores, se muestra la magnitud (ms^{-1}).	29
8	Mediciones de humedad relativa y cálculo del esfuerzo ejercido por el viento de acuerdo a la fecha de muestreo.	30
9	Radiación de retorno (Wm^{-2}) emitida por el océano calculada con la ecuación (3). La distribución de los valores es de acuerdo a la fecha de muestreo. Las franjas color blanco y verde indican el día y la noche respectivamente.	31
10	Flujo de calor latente (Wm^{-2}) calculado con la ecuación (4) para la superficie del mar de acuerdo a la fecha de muestreo. Los valores negativos indican pérdida de calor oceánico. Las franjas color blanco y verde indican el día y la noche respectivamente.	32

Lista de Figuras

Figura	Página
11 Flujo de calor sensible (Wm^{-2}) calculado con la ecuación (5) para la superficie del mar de acuerdo a la fecha de muestreo. Los valores negativos indican pérdida de calor oceánico. Las franjas color blanco y verde indican el día y la noche respectivamente.	32
12 Efecto neto del intercambio de calor entre el océano y la atmósfera calculado según la fecha de muestreo. Los valores negativos indican pérdida de calor oceánico. Las franjas color blanco y verde indican el día y la noche respectivamente.	33
13 Comparación entre el modelo de predicción de marea MAR V1.0 y el desarrollado por Marinone et al. (2009) para una estación en Bahía de los Ángeles.	35
14 Diagrama $\Theta - S$ para todos los datos adquiridos durante el crucero en el NGC. Las líneas rojas delimitan las diferentes masas de agua presentes en el Golfo de California.	36
15 Diagrama $\Theta - S$ para los datos adquiridos durante el crucero en el Canal de Ballenas. Las líneas rojas delimitan las diferentes masas de agua presentes en el Golfo de California.	37
16 Sección vertical de temperatura ($^{\circ}C$) correspondiente a la región del Umbral de San Lorenzo. El punto azul en el mapa indica la posición inicial del transecto (lado izquierdo), y el punto rojo, la posición final.	38
17 Sección vertical de temperatura ($^{\circ}C$), corte transversal al Canal de Ballenas en las vecindades del Umbral de San Lorenzo. El punto azul en el mapa indica la posición inicial del transecto (lado izquierdo), y el punto rojo, la posición final.	39
18 Sección vertical de temperatura ($^{\circ}C$) correspondiente al interior del Canal de Ballenas. El punto azul en el mapa indica la posición inicial del transecto (lado izquierdo), y el punto rojo, la posición final. . .	40
19 Sección vertical de temperatura ($^{\circ}C$) registrada a lo largo de Cuenca Tiburón. El punto azul en el mapa indica la posición inicial del transecto (lado izquierdo), y el punto rojo, la posición final.	41

Lista de Figuras

Figura	Página
20 Sección vertical de $\sigma_t(kgm^{-3})$ construida con lances de CTD de la campaña TURBO1 para la zona del Umbral de San Lorenzo. Se muestran perfiles verticales de velocidad, medida con LADCP, proyectada a lo largo del transecto. Se indica, con una estrella verde, la ubicación aproximada del anclaje y el ADCP. En la parte superior se tiene el número de lance y, en rojo, el número de Froude interno para el perfil correspondiente. En el mapa, el punto azul representa la posición inicial del transecto (lado izquierdo), y el punto rojo, la posición final.	42
21 Sección vertical de $\sigma_t(kgm^{-3})$ construida con lances de CTD de la campaña TURBO1 para el interior del Canal de Ballenas. Se muestran perfiles verticales de velocidad, medida con LADCP, proyectada a lo largo del transecto. Los números en la parte superior indican el número de lance; en el mapa, el punto azul indica la posición inicial del transecto (lado izquierdo), y el punto rojo, la posición final. . .	43
22 Componente transversal de la proyección, según la orientación del Canal de Ballenas (positivo hacia el Este), de la velocidad medida con el ADCP. Los recuadros muestran el promedio en un ciclo diurno de marea de acuerdo al período que se indica, en conjunto con el nivel del mar, en la parte inferior de la figura.	44
23 Componente longitudinal de la proyección, según la orientación del Canal de Ballenas (positivo hacia el Norte), de la velocidad medida con el ADCP. Los recuadros muestran el promedio en un ciclo diurno de marea de acuerdo al período que se indica, en conjunto con el nivel del mar, en la parte inferior de la figura.	45
24 Perfil medio de velocidad obtenido de todas las mediciones hechas por el ADCP durante la campaña TURBO1. El sistema de referencia corresponde a las componentes longitudinal y transversal al Canal de Ballenas.	46
25 Comparación entre la ILD y la MLD calculada, para diferentes ΔT , con el método de Kara et al. (2000) para los lances efectuados en la región del Umbral de San Esteban.	47
26 Perfiles verticales de σ_t desfasados por $0.3kgm^{-3}$ para los lances efectuados en Cuenca Delfín. Con rojo y negro se muestran, respectivamente, la ILD y MLD calculadas para el mejor ΔT de la región. .	48

Lista de Figuras

Figura	Página	
27	Perfiles verticales de σ_t medidos en el interior del Canal de Ballenas. Se muestran la ILD y MLD calculadas con el mejor valor de corte para la región ($\Delta T = 0.5^\circ C$). Los números en la parte superior indican el número de lance correspondiente.	49
28	Registro de la evolución temporal de la capa mezclada en el Umbral de San Esteban para un valor de corte $\Delta T = 0.3^\circ C$. El mapa indica la posición media del yoyo. En la parte inferior se muestra (en azul) el período de marea correspondiente.	50
29	Registro de la evolución temporal de la capa mezclada en el Umbral de San Lorenzo para un valor de corte $\Delta T = 0.3^\circ C$. Se muestra también la evolución del perfil vertical de velocidad medido con el ADCP sobre el punto indicado en el mapa, donde los valores positivos indican flujo hacia el interior del canal. En la parte inferior se muestra (en azul) el período de marea correspondiente.	52
30	Perfil vertical de $\epsilon(Wkg^{-1})$ y $K_\rho(m^2s^{-1})$ para el lance número 28 ubicado en el interior del Canal de Ballenas. Los valores representados con la línea sólida son un promedio de 15 metros de mediciones. . .	53
31	Perfil vertical de $\epsilon(Wkg^{-1})$ y $K_\rho(m^2s^{-1})$ para el lance número 29 ubicado en el interior del Canal de Ballenas. Los valores representados con la línea sólida son un promedio de 15 metros de mediciones. . .	54
32	Contornos de $\sigma_t(kgm^{-3})$ y perfiles verticales de $\epsilon(Wkg^{-1})$, cuyos valores se presentan en escala logarítmica, según las mediciones obtenidas en la vecindad del umbral de San Lorenzo.	55
33	Contornos de $\sigma_t(kgm^{-3})$ y perfiles verticales de $K_\rho(m^2s^{-1})$, cuyos valores se muestran en escala logarítmica, según las mediciones obtenidas en la vecindad del umbral de San Lorenzo.	56

Lista de Tablas

Tabla	Página
1 Valores óptimos de ΔT para el NGC.	48

Capítulo 1

Introducción

El presente trabajo tiene como objetivo general estudiar los procesos de mezcla inducidos por la acción de la turbulencia en el Norte del Golfo de California (NGC), particularmente en el Canal de Ballenas y la zona de los umbrales, utilizando para ello variables oceánicas y atmosféricas medidas en la campaña oceanográfica TURBO1 realizada durante la temporada de transición entre invierno y primavera del año 2009. Para un estudio completo de la mezcla oceánica es necesario conocer la naturaleza de un flujo turbulento, en este capítulo se presentan las características básicas de la turbulencia en fluidos geofísicos y la estrecha relación que existe entre ésta y los mecanismos que generan mezcla; de igual manera, se hace referencia a trabajos previos y se plantean los objetivos que sirven de base para el desarrollo de esta investigación.

1.1 Turbulencia

No existe una definición concreta de turbulencia. Algunos autores (*e.g.* Tennekes y Lumley, 1972; Kundu, 2004) la definen dando un listado de las características propias de un flujo turbulento, coincidiendo en que un flujo turbulento es un fenómeno físico que, entre otras características, presenta un comportamiento de carácter aleatorio, gran habilidad para transportar y mezclar fluidos de manera más efectiva que un flujo laminar, así como números de Reynolds mucho mayores a la unidad. Monin y Ozmidov (1985, p. 1) definen a la turbulencia como "un conjunto de fluctuaciones aleatorias de las características termodinámicas de un flujo rotacional". Thorpe (2005, p. 3), en su libro *The Turbulent Ocean*, considera que la turbulencia es "un estado de movimiento energético y rotacional que produce dispersión de material y transferencia de momento, calor y solutos a tasas mucho mayores que los procesos

moleculares por sí mismos".

Se sabe que la turbulencia es consecuencia de la naturaleza no lineal de la advección y que produce fluctuaciones en la vorticidad que permiten interacciones termodinámicas en un amplio espectro de escalas espaciales (Moum y Smyth, 2001). Estas fluctuaciones generan regiones localizadas de alta vorticidad (*eddies*) que, a su vez, alimentan de energía a vórtices más pequeños y así sucesivamente hasta alcanzar escalas diminutas, de orden menor o igual a 1 cm para el océano, donde la energía que contiene el flujo se disipa mayormente por efectos de la viscosidad molecular (*véase* Kolmogorov, 1941). Ésta es quizá su propiedad más importante, ya que la disipación viscosa es el mecanismo principal que transforma la energía cinética turbulenta en calor. Así, la viscosidad juega un papel importante en la dinámica de un flujo turbulento dado que los esfuerzos de corte derivados de la misma imprimen trabajo sobre el fluido que, al igual que la disipación viscosa, incrementa su energía interna extrayendo energía cinética turbulenta como consecuencia. Entonces, ya que un flujo turbulento es altamente disipativo, se necesita un suministro continuo de energía, en caso contrario, éste decae rápidamente.

Describir matemáticamente los procesos físicos asociados a la turbulencia no es tarea fácil. La turbulencia es un fenómeno continuo, cuya ecuación de gobierno es la misma que la de cualquier otro proceso en mecánica de fluidos: la ecuación de Navier-Stokes. Dada la dificultad para resolver esta ecuación, esencialmente por las diferentes escalas involucradas y las interacciones no lineales entre ellas, no existe solución cerrada para la ecuación de movimiento en su forma más completa; por ello, es necesario recurrir a aproximaciones que requieren de un análisis *ad hoc* de los procesos físicos involucrados en el fenómeno que se desea describir, tal es el caso de la ecuación de aguas someras o el balance geostrófico, por mencionar algunas. Como consecuencia de la irregularidad característica de la turbulencia, no es factible describir su dinámica para todo tiempo y espacio; sin embargo, es posible conocer la evolución de las variables hidrodinámicas involucradas de una forma estadística. Reynolds (1895) propuso un método para calcular el valor esperado de las ecuaciones de Navier-Stokes

de un flujo turbulento, no obstante, su implementación conduce a una dificultad matemática que se conoce como el *problema de cerradura de la turbulencia* (Kantha y Clayson, 1994; Canuto et al., 2001), lo cual se discutirá con detalle en el capítulo 2.

A mediados del siglo XX, se realizan por primera vez mediciones directas de varianza en el rango de la microestructura para fluidos geofísicos (Grant et al., 1959), donde gradientes de velocidad, flujos de flotabilidad y la presencia de fronteras contribuyen en gran medida a la producción de turbulencia. El análisis teórico y estadístico de mediciones de microestructura (Roget et al., 2006), la implementación de diversas técnicas de laboratorio (Christensen y Adrian, 2002) y el desarrollo de modelos numéricos (Burchard, 2002) son herramientas que, durante las últimas décadas, han proporcionado una gran cantidad de información y entendimiento sobre la turbulencia y su conducta.

1.2 Mezcla turbulenta en el océano

El océano se encuentra en un continuo proceso de agitación y mezcla permaneciendo, por lo general, en un estado de estratificación estable, característica global que distingue notablemente la física oceánica de aquella de la atmósfera. En las regiones cuya distribución de densidad es inestable, es cuestión de algunas horas para que la columna de agua vuelva a estabilizarse por efecto de la gravedad, de esta forma se desarrollan giros verticales que producen turbulencia de manera local y facilitan el intercambio de agua entre distintas profundidades. Ozmidov (1965) cuantifica la escala de estos giros como función de la tasa de disipación de energía cinética turbulenta (ε) y la frecuencia de flotabilidad. Además de los efectos de flotabilidad, la presencia de fronteras o el esfuerzo del viento sobre la superficie del océano son factores que generan turbulencia en fluidos geofísicos, ya que alteran la isotropía de un flujo turbulento y ocasionan gradientes verticales de velocidad capaces de transferir energía del flujo medio hacia la escala en que se manifiesta la turbulencia (Moum y Smyth, 2001).

Al hacer estudios de turbulencia, surge la necesidad de cuantificar sus efectos. La in-

tensidad de la turbulencia puede medirse a través del parámetro ε , un término de suma importancia en la ecuación de evolución de energía cinética turbulenta (ECT) pues representa la tasa a la cual se disipa la energía cinética del fluido para convertirse en calor. Un flujo turbulento es altamente difusivo, característica que permite tasas elevadas de transferencia de calor y masa, lo cual se traduce en mezcla más eficiente. La turbulencia oceánica, y la mezcla que ésta produce, tienen efecto en diversos aspectos de la oceanografía como lo señala Nihoul (1980, p. v): "La acción de la turbulencia no aparece solamente en modelos de circulación de oceanógrafos físicos, sino también en modelos de distribuciones químicas, producción biológica y sedimentación".

La presencia de precipitación, radiación solar, viento y los procesos físicos derivados de dichos fenómenos, son factores comunes en la naturaleza que favorecen el intercambio de energía entre el océano y la atmósfera. Estos esfuerzos mecánicos y termodinámicos, que actúan principalmente a través de las fronteras, ocasionan que el océano superficial desarrolle una tendencia a homogeneizar sus propiedades físicas, que alteran también la distribución de variables químicas y biológicas y que regulan a su vez la profundidad de la capa mezclada superficial (comúnmente abreviada como MLD por su traducción al inglés). La capa mezclada es considerada como una zona donde los gradientes verticales de densidad son pequeños, teniendo como característica principal un perfil vertical de temperatura casi uniforme. Lombardo y Gregg (1989) utilizaron mediciones directas de ε tomadas a lo largo de once ciclos diurnos de la capa límite superficial del océano y, en conjunto con datos de esfuerzo del viento (τ) y flujo de flotabilidad (J_b), obtuvieron una parametrización de ε como una combinación lineal de los escalamientos de similaridad asociados a τ y J_b (Monin y Obukhov, 1954). Otras investigaciones importantes sobre mezcla turbulenta en el océano son los trabajos de Gregg (1987) y Crawford (1991), que ejemplifican la realización de estudios de productividad primaria y mezcla diapícnica de nutrientes en aguas superficiales con base en la medición directa de parámetros característicos de la turbulencia.

1.3 Trabajos previos

Los factores atmosféricos en el Golfo de California representan un forzamiento importante para la mezcla. Investigaciones derivadas de datos satelitales y de estaciones meteorológicas costeras (Badan-Dangon et al., 1991; Paden et al., 1993) muestran que, durante el verano, el viento sopla de manera predominante desde el sureste advectando aire cálido y húmedo proveniente del Pacífico, mientras que el resto del año, sopla viento favorable a la surgencia en la banda oriental del Golfo que alcanza los 12 m s^{-1} y aporta aire fresco y seco desde el noroeste, teniendo influencia principalmente sobre la región norte del Golfo de California. Lavín y Organista (1988) evaluaron el ciclo estacional del flujo de calor superficial en el NGC y determinaron que existe una pérdida neta de calor oceánico en el período de Octubre a Enero, así como ganancia neta durante el resto del año, siendo la evaporación el mecanismo de pérdida de calor más significativo. Un análisis del patrón de temperatura superficial del mar en el Golfo de California (Paden et al., 1991) sugiere que la mezcla sobre la zona de los umbrales es consecuencia del rompimiento de ondas internas o saltos hidráulicos que agitan el agua en los primeros 300 – 500 metros superficiales; asimismo, dicho estudio refleja que el Canal de Ballenas (de aquí en adelante abreviado como CB) es una de las zonas que registra mayor ganancia de calor, de forma que la mezcla local transporta el calor oceánico superficial y lo deposita en el interior de la columna de agua. Como resultado, se observan inversiones muy notables en los perfiles de densidad, un indicio claro de mezcla vertical intensa. La marea en el NGC representa también un aporte importante de energía para la mezcla. Esta energía se produce principalmente por la componente semidiurna (M_2) y es disipada por efectos de fricción de fondo (Fu y Holt, 1984). En la región de las Grandes Islas la disipación de energía es incluso mayor, siendo la zona de los umbrales (San Lorenzo y San Esteban) el régimen de mezcla más intenso. Está demostrado, sin embargo, (Argote et al., 1995) que la ECT disponible no es suficiente para mezclar completamente el volumen de agua que se encuentra por encima de éstos ($\sim 400 \text{ m}$).

Dado que la turbulencia favorece en gran medida el transporte vertical, aquellas aguas naturales donde la turbulencia se manifiesta de forma persistente (*e.g.* canales y estrechos) son sitios de interés para investigadores en diversas áreas de la oceanología, un ejemplo claro es el Canal de Ballenas. Badan-Dangon *et al.* (1985) sugieren que la mezcla en el CB se debe principalmente a la interacción de fuertes corrientes de marea con los umbrales y la batimetría irregular de la región, hecho que se ve apoyado por el estudio de Marinone y Lavín (2005), donde se cuantifica la intensidad de las corrientes de marea en el NGC y su efecto en la dinámica local. López *et al.* (2006) proponen un mecanismo de circulación en el interior del CB que resulta en un flujo vertical relativamente fuerte ($\sim 5 \text{ m/día}$) y comparable con aquellos reportados en eventos de surgencia. Estos resultados explican, en principio, porqué la mezcla en el interior del Canal de Ballenas se manifiesta como una capa fría semi-permanente en la superficie con un perfil vertical casi homogéneo en el fondo, donde se observa que en los últimos 800 m la variación en la temperatura es de apenas 1°C . Para obtener un panorama general de los procesos físicos que gobiernan la dinámica del Golfo de California consúltese la revisión de Lavín y Marinone (2003).

Para caracterizar la turbulencia en un fluido geofísico es necesaria la obtención de parámetros característicos de los procesos turbulentos oceánicos o atmosféricos según sea el caso, *e.g.* el número de Richardson gradiente, la longitud de Ozmidov o el coeficiente de difusión diapícnica (K_ρ). A partir de un balance entre producción, disipación y pérdidas de ECT que se deriva de las ecuaciones de evolución de energía turbulenta (ésto se explica con mayor detalle en el capítulo II), Osborn (1980) propuso un modelo para estimar K_ρ con mediciones *in situ* de densidad y ε . Este modelo concuerda con el resultado de Gargett (1984) quien demuestra, al examinar la variabilidad de K_ρ calculado en distintas investigaciones, que dicho coeficiente es proporcional a una potencia inversa de la frecuencia de flotabilidad.

Con base en la teoría de Monin-Obukhov y utilizando mediciones de microestructura, CTD y ADCP (Acoustic Doppler Current Profiler) colectadas en el Atlántico Norte (53°N), Lozovatsky *et al.* (2005) cuantifican la influencia del viento en la producción de turbulencia

dentro de la capa mezclada superficial y calculan K_ρ en función del número de Richardson gradiente y algunas escalas representativas de la turbulencia en el océano. Fer y Sundfjord (2007) utilizan variables atmosféricas e hidrografía de pequeña escala, colectadas en la zona de hielos marginales del Mar de Barents, para analizar diagramas hidrodinámicos que relacionan la turbulencia producida en el interior del océano con la dinámica de la capa mezclada superficial.

Los trabajos que se mencionan con anterioridad sirven de guía para dar seguimiento y tener una mejor comprensión de los objetivos del presente trabajo, los cuales se presentan a detalle a continuación.

1.4 Objetivos

Conocer la forma en que evoluciona la capa mezclada superficial requiere de analizar los factores que ayudan a regular su profundidad. La respuesta del océano al esfuerzo del viento (celdas de Langmuir, corrientes inerciales, bombeo de Ekman), los flujos de calor en la superficie y los procesos físicos asociados a la marea transfieren energía a escalas más pequeñas (aquí los efectos de la viscosidad toman importancia), la cual se convierte en ECT disponible para la mezcla. Por ello, caracterizar los procesos de mezcla en una región requiere de hacer mediciones en el rango de la microestructura que nos permitan estimar ciertos parámetros característicos de la turbulencia, entre los que se encuentra el coeficiente de difusión diapícnica. La importancia de encontrar un valor adecuado de K_ρ radica en la sensibilidad que presentan los modelos numéricos al parametrizar los esfuerzos de Reynolds según el esquema de cerradura que se utilice.

Gracias a numerosas mediciones, estudios teóricos y modelos numéricos disponibles, se tiene suficiente conocimiento acerca de la oceanografía del Golfo de California, sin embargo, se carece de estudios cuantitativos de los procesos de mezcla turbulenta para dicha región. Es de nuestro interés caracterizar la turbulencia tanto en el interior como en la zona sur (Umbral de San Lorenzo) del Canal de Ballenas por ser un lugar donde los forzamientos oceánicos y

atmosféricos son frecuentes y muy intensos, por ello, el trabajo consiste en construir perfiles de ε basados en mediciones directas y analizarlos en conjunto con perfiles hidrográficos para determinar un coeficiente de difusión diapícnica propio de la región de estudio. Esta información se utilizará como una primera aproximación hacia conocer los procesos turbulentos que regulan la dinámica del NGC, particularmente la región de las Grandes Islas, donde los procesos de mezcla e intercambios de energía que se llevan a cabo tienen influencia sobre toda la zona.

El presente capítulo corresponde a la parte introductoria de este trabajo. El capítulo 2 se divide en dos secciones, en la 2.1 se describen las características de los datos colectados en el crucero TURBO1, mientras que en la sección 2.2 se plantean las ecuaciones y métodos que se utilizaron en este trabajo para la caracterización de la turbulencia oceánica. Los resultados de la investigación se muestran a detalle en el capítulo 3, desglosados de acuerdo al tipo de mediciones con que se obtuvieron (hidrografía, velocidad, microestructura, etc.). Finalmente, en el capítulo 4, se presenta una discusión de los resultados obtenidos así como sus respectivas conclusiones.

Capítulo 2

Datos y métodos

Los datos utilizados en el presente estudio fueron adquiridos durante la campaña oceanográfica TURBO1, que forma parte del proyecto “Estudio de los procesos de mezcla en la región de las Grandes Islas del Golfo de California”. El crucero se llevó a cabo del 19 al 30 de marzo del 2009 a bordo del buque oceanográfico Francisco de Ulloa en la región comprendida entre 28° y 30° latitud Norte, a través de $12^\circ 30'$ – 114° longitud Oeste. Aunque este estudio tiene un particular enfoque en el Canal de Ballenas, que se sitúa entre la península de Baja California y la Isla Ángel de la Guarda, es de nuestro interés conocer también los procesos físicos que predominan en la región y la posible influencia que tienen sobre la dinámica del canal. La figura 1 ofrece un panorama más amplio sobre la región de estudio, en ella, las abreviaturas USL y USE hacen referencia a la ubicación del umbral de San Lorenzo y el umbral de San Esteban respectivamente. Cabe aclarar que todas los diagramas contenidos en este trabajo, a excepción de aquellos donde se cita la fuente original, fueron realizados con la herramienta de software matemático MATLAB.

Este capítulo se divide en dos secciones. En la primera se describen los diferentes datos utilizados y algunas especificaciones sobre su obtención y procesamiento; en la segunda, se introducen algunos conceptos físicos y parámetros de importancia en la descripción de la mezcla oceánica, también se plantean las ecuaciones base para la obtención de resultados en conjunto con una interpretación física de las diferentes variables introducidas y su relación con la mezcla.

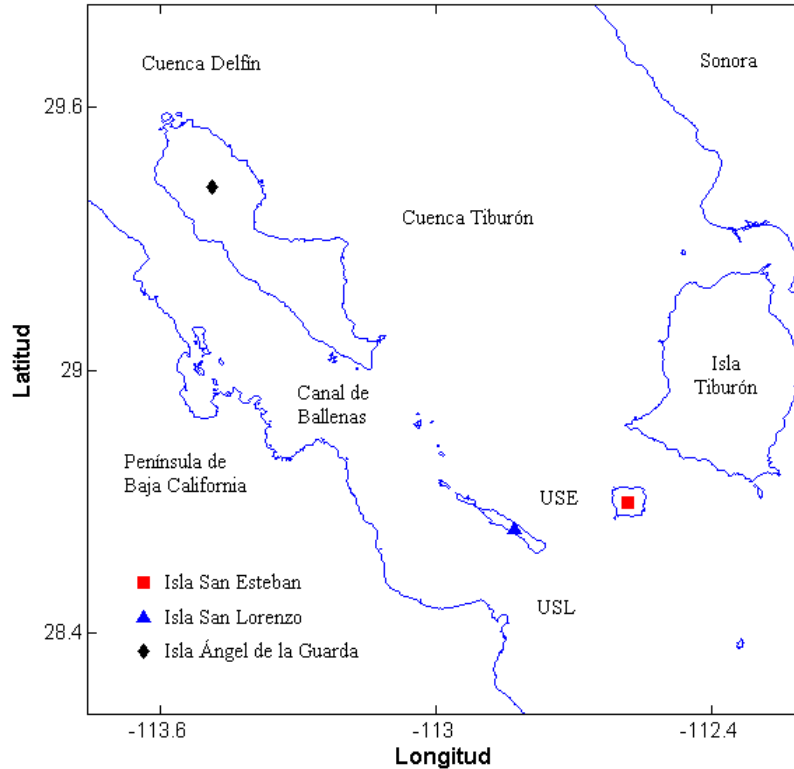


Figura 1. Mapa de la región norte del Golfo de California.

2.1 El crucero

El recorrido del buque sobre la región de estudio y el tipo de mediciones tomadas en cada estación, se muestran gráficamente en dos períodos (figuras **2** y **3** respectivamente), de forma que sea más fácil dar seguimiento visual. Se realizaron lances de CTD en 125 estaciones, de manera simultánea, se hicieron mediciones de corrientes con un LADCP (Lowering Acoustic Doppler Current Profiler) en 123 estaciones y mediciones hidrográficas de pequeña escala en 62 estaciones con un PVM (Perfilador Vertical de Microestructura); asimismo, se incluyen mediciones de corrientes con un ADCP que se instaló en un anclaje colocado en las cercanías del umbral de San Lorenzo.

En oceanografía, se conoce como *yoyo* a una serie de lances consecutivos realizados, en principio, sobre una misma posición. Como parte del conjunto de datos, se tienen tres *yoyos*: El primero, se ubica en el Umbral de San Esteban y tiene una duración aproximada de 12

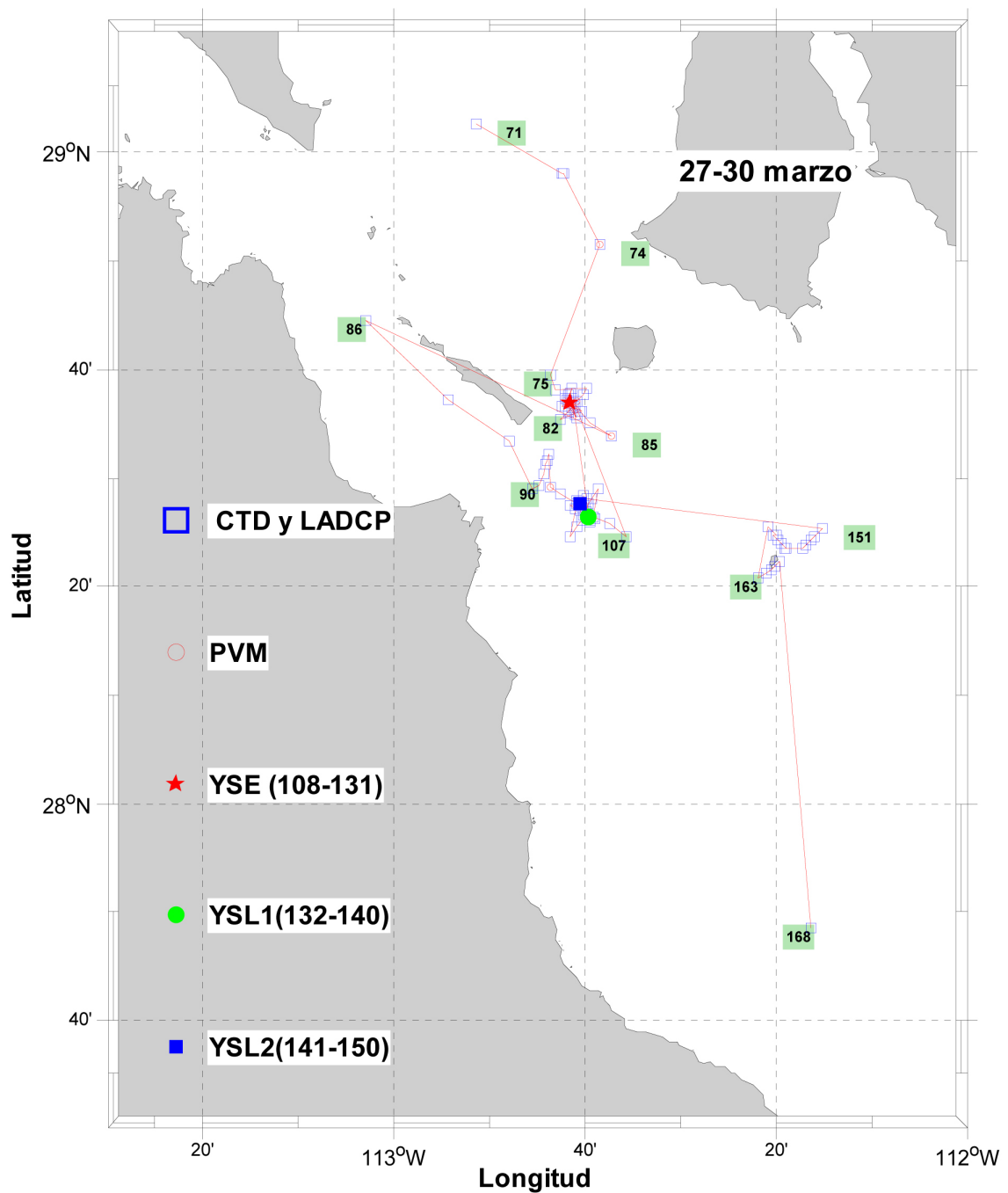


Figura 3. Red de estaciones del crucero TURBO1 del 27 al 30 de marzo. La numeración corresponde a la secuencia de ocupación y los símbolos denotan el tipo de muestreo hecho en cada estación (García et al., 2009; p. 3).

horas. Los otros dos, que se realizaron en el umbral de San Lorenzo, duran cuatro y seis horas respectivamente. Estos dos últimos *yoyos* son consecutivos en tiempo y cuentan con una posición promedio bastante similar, por lo que en este estudio se considerarán como parte de una misma serie de datos.

La información utilizada para los cálculos cuenta con un procesamiento previo, es decir, hubo que eliminar el ruido no deseable que registran los sensores y corregir los errores en las mediciones ocasionados por factores como los cambios en la velocidad de bajada de los instrumentos, el movimiento propio del barco o el desfase entre las mediciones de los diferentes sensores. Para más información sobre el tratamiento de los datos consúltese el informe técnico elaborado por García C. *et al.* (2009).

2.1.1 Hidrografía

Para la obtención de los datos hidrográficos se utilizó un perfilador CTD modelo SBE 9-11 *plus*, fabricado por SeaBird Electronics Inc., que consiste de una unidad submarina y una unidad de control a bordo; la unidad submarina posee un sensor de presión y ocho canales de entrada para sensores opcionales. Durante TURBO1 se utilizaron sensores de temperatura (con un rango de medición de -5 a 35 °C), conductividad, oxígeno disuelto y fluorescencia previamente calibrados en laboratorio por el fabricante. La unidad posee algoritmos internos para el cálculo de salinidad y densidad, ésta última, calculada en base a la ecuación de estado de agua de mar EOS80 (Fofonoff y Millard, 1983).

En el recorrido, se realizaron 168 lances de CTD con los que, después del procesamiento, se obtuvieron datos de profundidad (m), temperatura (°C), salinidad (ups), densidad (kg m^{-3}), oxígeno disuelto y clorofila con una resolución vertical de 1 decibar (~ 1 m) por debajo de los 3 m de profundidad; no obstante, los datos de oxígeno y clorofila no serán utilizados en esta investigación.

2.1.2 Corrientes

Como parte de la campaña, se obtuvieron perfiles de velocidad medidos con un LADCP. En total son 166 lances realizados en conjunto con los de CTD. El registro incluye datos de posición, profundidad y corrientes en dirección Norte-Sur (positivo hacia el Norte) y Este-Oeste (positivo hacia el Este) con una resolución vertical de 8 decibares a partir de los 8 m de profundidad.

Se cuenta también con datos de un anclaje colocado a una profundidad de 600 m al noroeste del umbral de San Lorenzo en $(28^{\circ}27', -112^{\circ}40')$ aproximadamente. El anclaje se equipó con un ADCP (RDI BB-VM150), a una profundidad de 580 m, así como un microCAT y un argonauta (586 m y 591 m respectivamente), de cuyos datos se prescindirá en este estudio. El ADCP registró un dato cada 5 min, el cual era un promedio de 50 mediciones realizadas en ese intervalo de tiempo, y fue programado para medir 40 celdas con una resolución vertical de 10 m. El instrumento registró temperatura ($^{\circ}\text{C}$) así como las componentes Este-Oeste y Norte-Sur de la velocidad (m s^{-1}) bajo la misma convención en signo que el LADCP.

2.1.3 Hidrografía de microescala

Un PVM es un instrumento diseñado para medir fluctuaciones de las variables medias en un flujo turbulento, *i.e.*, realiza mediciones del orden de la microescala de Kolmogorov para el océano. Para la campaña TURBO1, se tienen 64 lances efectuados con un perfilador vertical marca Rockland VMP-6000 de 1024 Hz para medir temperatura, conductividad y la variancia de los gradientes verticales de velocidad horizontal en el rango de la microestructura.

2.1.4 Variables meteorológicas

Durante el crucero, se mantuvo un registro continuo de observaciones meteorológicas para cada lance, medidas con una estación portátil marca DAVIS a un intervalo de muestreo de 60 s. La estación estuvo montada sobre el mástil del buque a una altura aproximada de 7 m sobre el nivel del mar. Con ella se adquirieron mediciones de presión barométrica en

Pa, temperatura del aire en °C, humedad relativa, así como magnitud (m s^{-1}) y dirección del viento; ésta última, se midió en grados con respecto al norte. Los valores reportados representan un promedio temporal para el lapso de tiempo que comprende desde el inicio hasta el término del lance de CTD.

2.2 Ecuaciones

El obtener la información para caracterizar la turbulencia no sólo requiere de hacer mediciones, sino de interpretarlas y darles significado. Para ello, existen diferentes cantidades que proporcionan una idea más completa de los mecanismos físicos que generan o destruyen la turbulencia en el océano. A continuación se presentan las ecuaciones necesarias para el desarrollo de esta investigación, así como algunos conceptos que facilitan su comprensión.

2.2.1 Flujos de calor y flotabilidad

La evolución de la capa mezclada y la turbulencia que se genera en su interior, están ligadas fuertemente a los procesos que tienen lugar en la vecindad de la interfaz océano-atmósfera, *e.g.* el flujo neto de calor a través de la superficie del océano ($Q [\text{W m}^{-2}]$), que es producto de los efectos de transferencia de calor por evaporación, conducción o radiación. Para este trabajo, Q se obtuvo a partir de los datos meteorológicos colectados por la estación a bordo del barco, su cálculo se resume en la ecuación (1), donde los valores positivos indican que el flujo de calor se dirige hacia el interior del océano

$$Q = Q_{s-r} + Q_b + Q_e + Q_t. \quad (1)$$

Aquí, Q_{s-r} representa la radiación solar neta o de onda corta, fuente principal de calor para el océano. Q_b es la radiación de onda larga o radiación de retorno, Q_e es el intercambio de calor latente con la atmósfera que libera el océano principalmente por evaporación; y el último término, Q_t , es el flujo de calor sensible debido a la transferencia de calor por convección turbulenta. Las diversas componentes del flujo neto se obtuvieron siguiendo la notación de

Lavín y Organista (1988) mediante fórmulas empíricas de uso común en oceanografía, de acuerdo con esto, la radiación de onda corta se calculó mediante

$$Q_{s-r} = Q_s(1 - 0.62C + 0.0019\alpha)(1 - A). \quad (2)$$

En esta expresión, propuesta por Reed (1977), Q_s es la radiación de onda corta que llega a la superficie de la Tierra con cielo despejado pero considerando su posición relativa con el Sol así como las condiciones atmosféricas, y se calculó de manera analítica siguiendo el trabajo de Seckel y Beaudry (1973). A su vez, la radiación de onda corta se encuentra corregida para una cobertura nubosa C y una altitud solar α ($^\circ$), atenuada por un albedo $A = 0.06$ (Payne, 1972).

La radiación de onda larga Q_b se evaluó usando la ecuación

$$Q_b = -\sigma E_{ss}(T_s + 274)^4(0.254 - 0.00495e_a)(1 - 0.8C) \quad (3)$$

(Reed, 1983), donde $\sigma = 5.67 \times 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$ es la constante de Stefan-Boltzmann, $E_{ss} = 0.97$ es la emisividad de la superficie del mar, T_s ($^\circ\text{C}$) es la temperatura superficial del mar y $e_a = (H/100)e_w$ representa la presión de vapor del aire (mbar), calculada en términos de la humedad relativa H (%) y de e_w , la presión de saturación del vapor de agua a nivel del mar (mbar). Una de las principales fuentes de pérdida de calor oceánico, cuyo cálculo es indispensable en la obtención de Q , es el flujo de calor latente (Q_e) que se expresa como función de la densidad del aire ρ_a , el coeficiente de intercambio C_e (Bunker, 1976), la rapidez media del viento W , la humedad específica del aire q_a , la humedad específica de saturación en la superficie del océano q_s , así como del calor latente de vaporización $L_v = 2.5008 \times 10^6 - 2.3 \times 10^3 T_s \text{ J kg}^{-1}$:

$$Q_e = \rho_a C_e W (q_a - q_s) L_v. \quad (4)$$

El flujo de calor sensible se caracteriza por generar cambios en la temperatura de un medio sin alterar su estado o fase, en este caso, mediante el intercambio de calor por conducción o convección en la interfaz océano-atmósfera. Para este estudio, Q_t se calculó de acuerdo a

Friche y Schmitt (1976):

$$Q_t = \begin{cases} \rho_a C_{pa}(0.0026 + 0.86 \times 10^{-3}W\Delta T) & W\Delta T < 0 \\ \rho_a C_{pa}(0.002 + 0.97 \times 10^{-3}W\Delta T) & 0 < W\Delta T < 25 \\ \rho_a C_{pa}(1.46 \times 10^{-3}W\Delta T) & W\Delta T > 25 \end{cases}, \quad (5)$$

donde $\Delta T = T_s - T_a$ y además $C_{pa} = 1004.6(1 + 0.8375q_a) \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$ representa el calor específico del aire a presión constante. También es necesario calcular el flujo de flotabilidad ($J_b[\text{W kg}^{-1}]$) para la capa superficial del océano pues, como se verá más adelante (sección **2.2.3**), nos permite asociar los forzamientos atmosféricos con la producción de turbulencia en el interior de la capa mezclada. Es posible calcular J_b con datos meteorológicos mediante la ecuación

$$J_b = (g/\rho_0)[C_{pw}^{-1}\alpha Q + \beta s(E - P)] \quad (6)$$

(Gill, 1982), donde ρ_0 es la densidad del agua de mar a presión atmosférica, C_{pw} representa el calor específico del agua de mar a presión constante ($3.99 \times 10^3 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$) y α el coeficiente de expansión térmica; el efecto de la salinidad está en función del coeficiente de contracción salina β , así como la tasa de evaporación y la precipitación (E y P respectivamente). A falta de datos de evaporación y precipitación es aceptable, y una práctica común, despreciar el segundo término de la ecuación (6) puesto que la contribución de Q_e y Q_t al flujo de flotabilidad es mucho mayor que la del resto de los términos, *i.e.* $C_{pw}^{-1}\alpha Q \gg \beta s(E - P)$, salvo casos excepcionales (Moore et al., 1996).

2.2.2 Energía cinética turbulenta

La intensidad de la turbulencia está directamente relacionada con la cantidad de energía cinética turbulenta en un fluido; entonces, dado que en el océano una fracción de la energía generada por procesos de pequeña escala se convierte en energía disponible para la mezcla, un espectro de ECT proporciona información sobre las escalas de los procesos oceánicos que inducen en mayor medida mezcla por turbulencia en el interior del océano. Un método útil para cuantificar analíticamente la influencia de la turbulencia es considerar que el flujo

instantáneo está compuesto por dos cantidades: una que es característica del flujo medio y otra que representa las perturbaciones en torno a dicho valor, o bien, los efectos de la turbulencia. Esto se expresa de forma clara en el siguiente conjunto de ecuaciones:

$$\begin{aligned} u_i &= U_i + u'_i, \\ P &= \langle P \rangle + p', \\ T &= \langle T \rangle + T', \end{aligned} \tag{7}$$

donde U_i , $\langle P \rangle$ y $\langle T \rangle$ son los valores representativos del flujo medio para la velocidad, presión y temperatura respectivamente mientras que u'_i , p' y T' son las fluctuaciones asociadas. Es importante aclarar que el orden de magnitud de las fluctuaciones es mucho menor que aquél del flujo medio (*i.e.* $u'_i \ll U_i$). Esta idea fue propuesta por Osborn Reynolds (1895), por ello que dicha descomposición lleva su nombre.

Utilizando la descomposición de Reynolds en la ecuación de Navier-Stokes, y bajo ciertas consideraciones físicas, es posible obtener una expresión analítica del valor esperado (o esperanza matemática) de la ecuación de movimiento para el flujo medio, pero utilizar este procedimiento tiene como consecuencia un sistema de ecuaciones inconsistente. Para resolver por completo la ecuación para el flujo medio es imprescindible encontrar un valor para el término $-\rho_0 \langle u'_i u'_j \rangle$, conocido como el tensor de esfuerzos de Reynolds, que representa el flujo promedio de momento j a lo largo de la dirección i , cuya parametrización se da generalmente en función del coeficiente de intercambio vertical de momento (K_m) y las variables representativas del flujo medio (Mellor y Yamada, 1982; Kantha y Clayson, 1994; Large y McWilliams, 1994). La contribución de los esfuerzos de Reynolds al flujo medio es, generalmente, mayor en magnitud que aquella debida a la viscosidad, excepto en la cercanía de una frontera dados los fuertes gradientes de velocidad que se generan.

Al hacer la diferencia entre la ecuación de movimiento para el flujo instantáneo y aquella del flujo medio es de esperarse que el resultado se relacione con el comportamiento de las fluctuaciones, aunque en este trabajo no se muestran los detalles del desarrollo (*el lector interesado puede consultarlos en el libro de Kundu, 2004*), basta con manipular algebraica-

mente y calcular el valor esperado de dicha expresión para obtener la ecuación de evolución de energía cinética turbulenta en forma tensorial:

$$\begin{aligned} \frac{D\langle \frac{1}{2}u_i'^2 \rangle}{Dt} = & -\frac{\partial}{\partial x_j} \left[\frac{1}{\rho_0} \langle p'u_j' \rangle + \frac{1}{2} \langle u_i'^2 u_j' \rangle - 2\nu \langle u_i' e_{ij} \rangle \right] \\ & - \langle u_i' u_j' \rangle \frac{\partial U_i}{\partial x_j} + g\alpha \langle u_i' T' \rangle \delta_{i3} - 2\nu \langle e_{ij} e_{ij} \rangle. \end{aligned} \quad (8)$$

En esta expresión los símbolos $\langle \rangle$ denotan el valor esperado de la variable en cuestión, mientras que ν representa la viscosidad cinemática del agua de mar, g la magnitud de la aceleración gravitacional, α el coeficiente de expansión térmica y $e_{ij} = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_i'}{\partial x_j} + \frac{\partial u_j'}{\partial x_i} \right)$ el tensor de deformación de las fluctuaciones. El significado físico de cada término en la ecuación (8) se explica a continuación:

- $-\frac{\partial}{\partial x_j} \left[\frac{1}{\rho_0} \langle p'u_j' \rangle + \frac{1}{2} \langle u_i'^2 u_j' \rangle - 2\nu \langle u_i' e_{ij} \rangle \right]$ representa explícitamente la divergencia del flujo de energía cinética turbulenta, ésto es, transporte de la misma por efecto de los gradientes de presión de pequeña escala y fluctuaciones en la velocidad así como redistribución de energía por consecuencia de los esfuerzos viscosos. Si se considera que la ECT se produce y se disipa localmente, este término puede despreciarse en la ecuación de balance de ECT.
- $-\langle u_i' u_j' \rangle \frac{\partial U_i}{\partial x_j}$, es la interacción entre los esfuerzos de Reynolds y los gradientes de velocidad del flujo medio. Representa una ganancia de energía cinética turbulenta a expensas de aquella del flujo medio.
- $g\alpha \langle u_i' T' \rangle \delta_{i3}$ es el flujo de ECT por efectos de flotabilidad, puede manifestarse como producción o pérdida de energía dependiendo del perfil de densidad del entorno.
- $-2\nu \langle e_{ij} e_{ij} \rangle$ representa la tasa de disipación de energía cinética turbulenta por efectos de la viscosidad molecular y significa en todo momento una pérdida de energía. Este término, comúnmente denotado por ε , es esencial para entender la dinámica de la turbulencia y, dado que su valor es del mismo orden de magnitud que aquél de los términos de producción, por ninguna razón debe ignorarse.

2.2.3 Escalamiento de similaridad

Conocer a detalle la evolución de la capa mezclada proporciona una idea de la actividad de la turbulencia en los primeros metros cercanos a la superficie del océano y, dado que la capa mezclada se desarrolla verticalmente, es de esperarse que exista relación entre la tasa de disipación de ECT, la profundidad z (m) y aquellos forzamientos que controlan la estructura vertical de la columna de agua, *e.g.* el esfuerzo del viento τ (Nm^{-2}) y el flujo neto de calor a través de la superficie. Monin y Obukhov (1954) implementaron por primera vez dicho razonamiento para normalizar mediciones de turbulencia en la capa límite atmosférica, procedimiento al que se denomina *escalamiento de similaridad*. La hipótesis de similaridad resulta útil para cuantificar la importancia relativa de los forzamientos atmosféricos en la dinámica de la capa superficial del océano (Lombardo y Gregg, 1989; Hare et al., 1997; Lozovatzky et al., 2005); de manera similar, se han hecho estudios para la capa límite de fondo (Lien y Sanford, 2004).

Un objetivo particular de este trabajo es verificar en qué medida el escalamiento de similaridad describe los perfiles de disipación turbulenta obtenidos en el interior de la capa mezclada para el Canal de Ballenas utilizando una parametrización de ε basada en forzamientos atmosféricos:

$$\varepsilon(z) = c_s \varepsilon_s(z) + c_b J_b. \quad (9)$$

En esta ecuación, c_s y c_b son constantes a determinar y $\varepsilon_s(z) = u_*^3/\kappa z$ es la fracción de la disipación inducida por el esfuerzo del viento que, a su vez, es función de la velocidad de fricción $u_* = \sqrt{\tau/\rho_a}$ y la constante de von Karman ($\kappa = 0.4$). Para una revisión detallada de la teoría de similaridad de Monin-Obukhov y su interpretación actual consúltese a Foken (2006).

2.2.4 Cantidades representativas de la mezcla oceánica

- **Profundidad de la capa mezclada.** La capa mezclada es una zona del océano superficial que se extiende verticalmente algunas decenas de metros y que presenta,

como principal característica, pequeñas variaciones de temperatura y densidad con la profundidad. Estas regiones, donde no existe estratificación, deben la homogeneidad de sus propiedades hidrográficas a procesos de mezcla turbulenta inducidos principalmente por el aporte de energía que proviene del viento y el flujo de calor en la superficie del océano.

Existe una amplia variedad de técnicas para determinar la profundidad de la capa mezclada: desde aproximar una curva específica mediante polinomios y ajustarla a los datos disponibles, o algoritmos más simples, que consisten en encontrar una profundidad que cuya temperatura difiera ΔT ($^{\circ}\text{C}$) respecto de un valor de superficie. Para esta investigación se utilizó un método que se basa en la obtención del mejor ΔT para un conjunto determinado de datos, esto se explica a detalle en el trabajo de Kara *et al.* (2000).

- **Tasa de disipación de energía cinética turbulenta.** La disipación de energía es una de las funciones más importantes de la turbulencia en el océano y es comúnmente usada como una medida para caracterizarla (Thorpe, 2005). Este término tiene gran relevancia en la ecuación de evolución de energía cinética turbulenta, pues representa la tendencia de la turbulencia a decaer en ausencia de forzamientos. Suponer isotropía local nos permite estimar la tasa de disipación de ECT de acuerdo a la expresión

$$\varepsilon = 3.75\nu \left[\overline{\left(\frac{du'}{dz}\right)^2} + \overline{\left(\frac{dv'}{dz}\right)^2} \right]; \quad (10)$$

donde, para obtener la variancia de los gradientes verticales de las fluctuaciones en la velocidad, es necesario ajustar las mediciones del perfilador de microestructura a curvas espectrales teóricas (Panchev y Kesich, 1969; Nasmyth, 1970) e integrar los valores correspondientes dentro de un intervalo confiable de número de onda. La figura 4 es un ejemplo de este procedimiento, en este caso, para los datos contenidos en un metro de mediciones. Así, el límite inferior de integración es 1cpm y el límite superior es 10^2 cpm, puesto que éste último está asociado a la microescala de Kolmogorov para

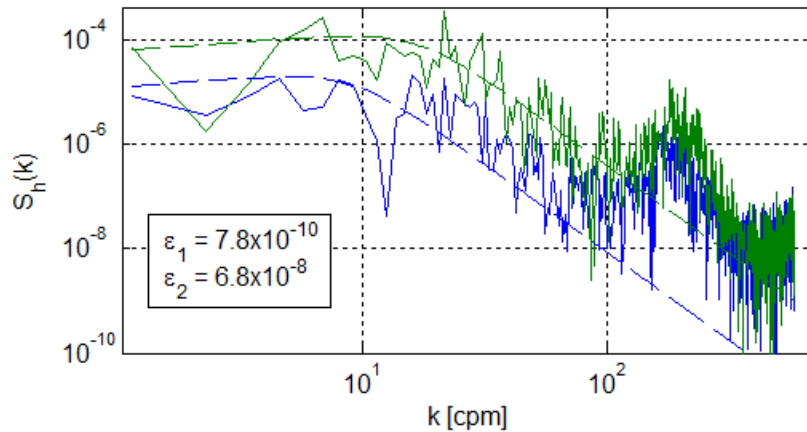


Figura 4. Espectro del gradiente vertical de las fluctuaciones en la velocidad y su ajuste según el espectro de Nasmyth (línea punteada). En el recuadro se muestran los valores de disipación en Wkg^{-1} (ϵ_1 y ϵ_2 son el azul y el verde respectivamente), obtenidos al integrar el espectro correspondiente.

el océano (~ 1 cm).

- **Número de Richardson gradiente.** Se define como la razón entre el cuadrado de la frecuencia de Brunt-Väisälä y el valor cuadrático medio del gradiente vertical de las componentes horizontales de velocidad, esto es $Ri = N^2/S_h^2$, donde $S_h^2 = (dU/dz)^2 + (dV/dz)^2$. Este parámetro indica la importancia entre los efectos mecánicos y de densidad en una columna de agua. En las regiones donde $Ri \gg 0$, la estratificación tiende a suprimir la turbulencia; por el contrario, se espera que las zonas donde $Ri < Ri_c$ (con $Ri_c = 1/4$) desarrollen inestabilidades de Kelvin-Helmholtz aunque, si bien es una condición necesaria, *no* es suficiente para afirmar que existen inestabilidades en el flujo que transfieran energía a las perturbaciones turbulentas.
- **Número de Richardson de flujo.** La razón entre el flujo de ECT por flotabilidad y la producción de energía por gradientes de velocidad en flujo medio (ecuación 8) es lo que se conoce como el número de Richardson de flujo, $Ri_f = \frac{g\alpha\langle w'T' \rangle}{-\langle u'_i u'_j \rangle \partial U_i / \partial x_j}$. Este número es negativo para condiciones de estratificación inestable y positivo cuando existe estratificación estable. Esto significa que si $\langle w'T' \rangle < 0$ la parte superior de la columna de agua pierde calor y se inestabiliza, incrementando la producción de ECT; por otro lado, cuando el flujo de calor es positivo (*i.e.* $\langle w'T' \rangle > 0$) la columna se estabiliza y el

flujo pierde ECT. Por ello, Ri_f se considera una métrica de la eficiencia de mezcla en un flujo turbulento.

- **Número de Froude.** Para un fluido homogéneo en contacto con la superficie libre, el número de Froude es una comparación entre las fuerzas inerciales y de gravedad actuando sobre el fluido. Se representa como la razón entre la velocidad característica del flujo y la rapidez de ondas largas de gravedad, es decir, $Fr = U(gH)^{-1/2}$; en un fluido estratificado es común definirlo en función de la fuerza de gravedad efectiva g' , así el número de Froude interno se expresa como $Fr = U(g'h)^{-1/2}$, donde h es el espesor de la capa de fluido que deseamos analizar. Cuando la rapidez de las ondas de amplitud finita generadas en la interfase, $(g'h)^{-1/2}$, es mayor que la rapidez media del flujo se dice que éste es *subcrítico* ($Fr < 1$); en caso contrario, cuando $Fr > 1$, el flujo es *supercrítico*.
- **Longitud de Ozmidov.** Para flujos con estratificación estable es posible encontrar un régimen de movimiento donde los efectos de la viscosidad son despreciables, de forma que ε y N son los únicos parámetros relevantes que caracterizan la dinámica del fluido. Bajo estas condiciones, la escala de Ozmidov $L_O = (\varepsilon N^{-3})^{1/2}$ proporciona un límite superior del tamaño vertical de los remolinos que pueden generarse por *overturning*. La magnitud de L_O se extiende desde unos pocos centímetros, *e.g.* en la termoclina, hasta cientos de metros en flujos muy energéticos. En algunos casos, esta escala se utiliza como un método alternativo para estimar ε de forma indirecta (Dillon, 1982).
- **Coefficiente de difusión diapícnica.** Una forma convencional de parametrizar la producción de turbulencia por flotabilidad involucra el uso de K_ρ , el coeficiente de difusión diapícnica. A partir de la suposición de isotropía local y un balance estacionario de la ecuación de ECT, Osborn (1980) propuso un modelo para encontrar K_ρ en función de la tasa de disipación de ECT:

$$K_\rho = \gamma\varepsilon/N^2, \quad (11)$$

donde $\gamma = Ri_f / (1 - Ri_f)$ se conoce como la eficiencia de mezcla. En estudios de turbulencia oceánica, γ es comúnmente aceptado como constante e igual a 0.2 (Oakey, 1982; Gregg, 1987). La ecuación (11) puede usarse para asociar mediciones de disipación con el flujo de flotabilidad en una región donde la turbulencia tiene un carácter estacionario.

Así como K_ρ permite cuantificar la difusión diapícnica por efectos de turbulencia, el coeficiente de intercambio vertical de momento (K_m) es una constante de proporcionalidad que relaciona los procesos dinámicos de pequeña escala con las variables del campo medio de manera análoga a la viscosidad cinemática y los esfuerzos de corte en un flujo laminar; la diferencia es que, mientras ν es una propiedad del fluido, K_m depende de las condiciones del fluido (*e.g.* número de Reynolds). Este coeficiente permite parametrizar el tensor de esfuerzos de Reynolds en función de los gradientes verticales de velocidad del campo medio para dar solución a la ecuación de movimiento.

Existe una relación directa entre el coeficiente de intercambio de momento y el de difusión diapícnica (Tennekes y Lumley, 1972), sin embargo, en esta investigación no se presentan valores de K_m dado que su cálculo se encuentra fuera de los objetivos.

Capítulo 3

Resultados

La capa mezclada superficial del océano se define, de manera ideal, como aquella donde los gradientes verticales de sus propiedades hidrográficas (salinidad, temperatura, densidad, oxígeno, etc.) son casi nulos, es decir, donde la capa es homogénea. La extensión vertical de la capa mezclada es un reflejo de la intensidad a la que ocurren los procesos de mezcla e intercambio de energía al interior del océano, cuya interacción confiere un carácter sumamente variable, en espacio y tiempo, al espesor de la capa de mezcla. Entender la física de la capa mezclada es también de interés para quienes estudian el entorno biológico marino pues les permite modelar ecosistemas dinámicos y mejorar aquello que se conoce sobre la productividad biológica del océano.

En este capítulo se presentan los resultados acerca de los principales forzamientos que generan mezcla en el Canal de Ballenas, particularmente, en el umbral de San Lorenzo. Se muestran también algunas características físicas importantes de la capa mezclada superficial, así como los valores de disipación turbulenta y difusión diapícnica encontrados para la región de estudio.

3.1 Forzamientos

Las regiones del océano que se encuentran bien mezcladas, deben la homogeneidad de sus propiedades hidrográficas a procesos de mezcla turbulenta inducidos principalmente por el aporte de energía proveniente del esfuerzo del viento y los flujos de calor en la superficie del océano; aunque ésto contribuye en gran medida a la mezcla superficial, existen factores ajenos a la atmósfera que intensifican la mezcla en el interior de la capa mezclada, *e.g.* el rompimiento de ondas internas o la generación de turbulencia por efecto de la interacción de

corrientes de marea con la batimetría. A continuación se describen los cálculos y mediciones de los principales forzamientos en la región del Canal de Ballenas y parte del Norte del Golfo de California durante la campaña TURBO1.

3.1.1 Viento

En el Golfo de California, las características del viento varían de acuerdo a la temporada y a la distancia respecto de la boca del golfo. En época de invierno predominan los vientos del norte a lo largo de todo el Golfo, mientras que en el verano la parte sur es influenciada sobre todo por vientos del sur, los cuales sólo tienen influencia en la parte norte durante uno o dos meses al año (Roden, 1958). En el verano, la rapidez del viento es relativamente baja ($2-5 \text{ m s}^{-1}$), sin embargo, el resto del año (principalmente en invierno) los vientos del noroeste se intensifican llegando a alcanzar una rapidez de hasta 12 m s^{-1} (Paden, 1991). Debido a la presencia de cadenas montañosas a lo largo de la península de Baja California, el viento tiende a tomar una dirección preferencial, soplando a lo largo del eje principal del Golfo; a su vez, la influencia de éstos descensos topográficos ocasiona vientos de baja magnitud en el Canal de Ballenas que fluyen de manera transversal al mismo (Badan-Dangon, 1991), permitiendo así una mayor influencia de aire desértico sobre el canal. Como se menciona en el capítulo II, durante la campaña TURBO1 se utilizó una estación a bordo para registrar las condiciones meteorológicas; en la figura 5 se muestra el carácter de las mediciones de viento según su posición geográfica.

Se aprecia que en la parte sur del CB, en la región adyacente al umbral de San Lorenzo, el viento se mantiene orientado a lo largo del eje principal del golfo en dirección noroeste, mientras que en los datos tomados en el centro del CB, al oeste de la isla Ángel de la Guarda, la dirección preferencial del viento es totalmente opuesta; ambas zonas registran vientos con magnitudes mayores a los 5 m s^{-1} . Al norte de la isla, en los alrededores de Cuenca Delfín, el viento es débil y con dirección de carácter aleatorio. Las regiones donde se aprecian los vientos más fuertes son aquellas de los umbrales de San Lorenzo y San Esteban.

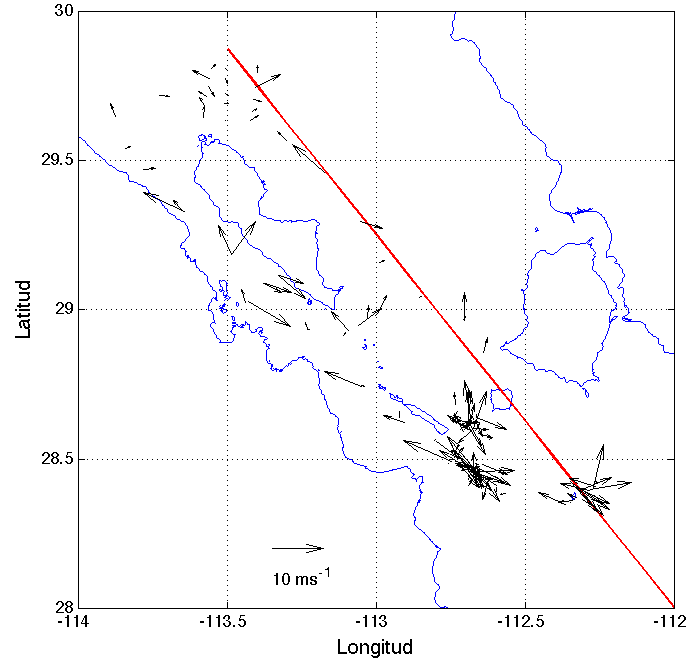


Figura 5. Viento promedio calculado a partir de las mediciones tomadas durante cada lance. La línea roja indica la orientación del eje principal del Golfo de California.

Las características del viento de acuerdo a la fecha de muestreo, se presentan en la figura 6. En ella se observa que, en la zona de los umbrales, el viento sopla moderadamente con una rapidez promedio menor a los 2 m s^{-1} y orientación preferente hacia el Norte oscilando entre los sectores Este y Oeste. Al interior del Canal de Ballenas se observa una muy marcada, mas no persistente, intensificación del viento. Existe una etapa de relajación del viento durante los lances efectuados en Cuenca Delfín donde, en acuerdo con la figura 5, es evidente que no existe una orientación definida. No se tienen suficientes datos para describir el comportamiento del viento en Cuenca Tiburón, sin embargo, en la vecindad de la Isla San Esteban la mayor parte de las mediciones registran vientos en la franja Noreste de magnitud menor a 4 m s^{-1} . Durante la realización de los yoyos, predomina el viento en dirección Sureste de magnitud superior a 6 m s^{-1} . Un panorama general de la figura muestra que los picos más altos de rapidez del viento se registran en el umbral de San Lorenzo y el interior de CB.

Dado que las mediciones de viento muestran bastante ruido, se realizó un histograma con la intención de conocer más acerca de la dirección preferencial del viento en el NGC para la

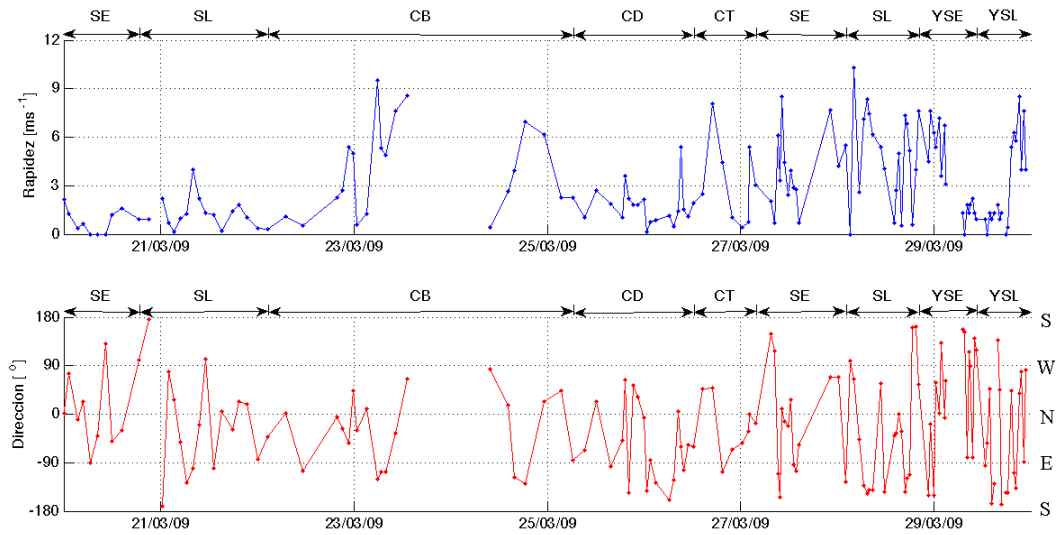


Figura 6. Magnitud y dirección de las mediciones de viento según la fecha de muestreo y la posición geográfica.

época en que fueron tomadas las mediciones. En la figura 7, se puede apreciar que existe una marcada recurrencia de aquellos vientos que soplan hacia la boca del Golfo, *i.e.* provenientes del noroeste como es de esperarse para dicha temporada, siendo éstos los de mayor magnitud (en su mayoría de 6 a 8 m s^{-1}). Es notoria la presencia de los vientos del sur, pues existe una gran cantidad de datos cuya orientación fluctúa entre los sectores noroeste y noreste. El histograma no contiene información sobre la distribución espacial de los datos, por lo que no es posible inferir resultados sobre alguna región en específico del NGC.

El cálculo del esfuerzo del viento ejercido sobre la superficie, τ (N m^{-2}), proporciona una medida de la cantidad de energía mecánica que éste le suministra al océano. Para calcularlo, se utilizó la siguiente fórmula empírica:

$$\tau = \rho_a C_D U_{10}^2. \quad (12)$$

La ecuación (12) involucra la densidad del aire ($\rho_a = 1.25 \text{ kg m}^{-3}$), la magnitud de la velocidad del viento medido a 10 m de la superficie U_{10} , y el coeficiente de arraste del viento C_D , el cual se obtuvo del trabajo de Large y Pond (1981). En la figura 8, se grafican de manera conjunta la humedad relativa medida y el esfuerzo del viento calculado. En la zona de los umbrales, se aprecia un ambiente con vientos débiles que ejercen un esfuerzo poco significativo

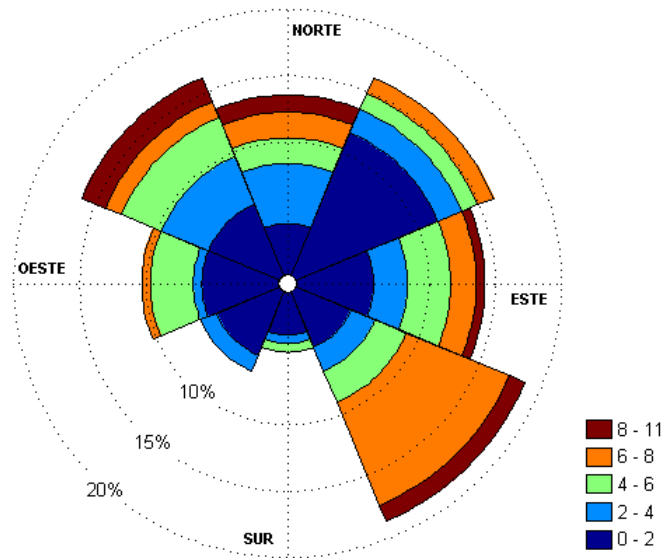


Figura 7. Histograma de las mediciones de viento en la región de las Grandes Islas. La orientación de las franjas indica hacia dónde se dirige el viento y, en colores, se muestra la magnitud ($m s^{-1}$).

y una atmósfera cuyo contenido de humedad refleja principalmente la variación diurna. En el interior del Canal de Ballenas, τ se intensifica en gran medida y alcanza valores cercanos a $0.14 N m^{-2}$. En las fechas correspondientes a la estancia del buque sobre Cuenca Delfín, se presenta un régimen de viento débil, mas no existe un comportamiento claro en el contenido de humedad en la atmósfera. Las mediciones hechas en la región de los umbrales en los últimos días del crucero registran un contenido de humedad alto ($\sim 70\%$) que tiende a disminuir ante la considerable cantidad de energía que suministra el viento de manera intermitente en esa etapa del recorrido, donde es claro que un período de calma propicia un aumento en la humedad del ambiente.

3.1.2 Flujo de calor en la superficie

En esta sección se presenta un desglose de los diferentes flujos de calor oceánico para la región de las Grandes Islas, calculados con los datos meteorológicos obtenidos en la campaña TURBO1. Al principio se muestra el efecto de la radiación de retorno emitida por el océano;

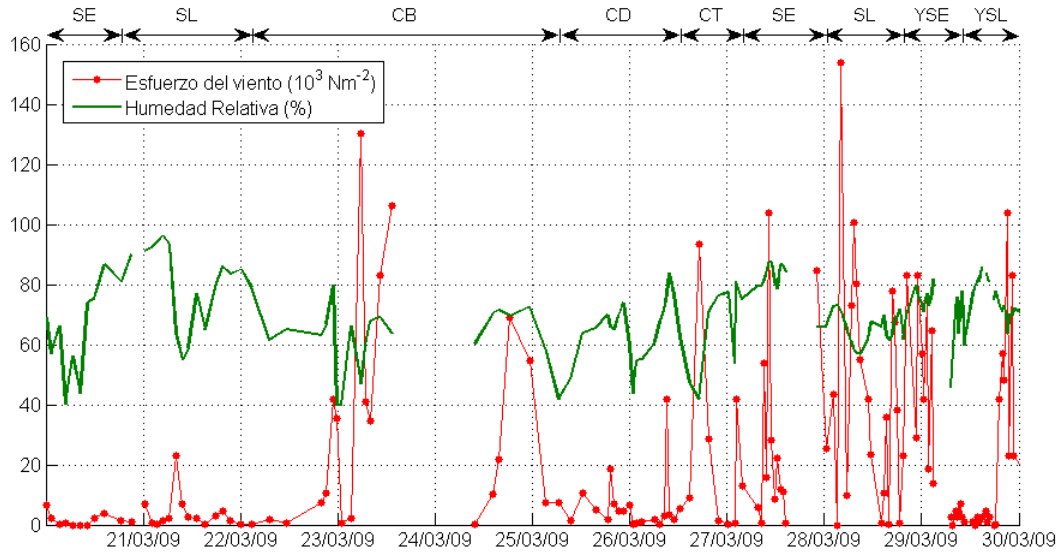


Figura 8. Mediciones de humedad relativa y cálculo del esfuerzo ejercido por el viento de acuerdo a la fecha de muestreo.

posteriormente, aquellos flujos asociados a la convección o conducción de calor en la interfaz océano-atmósfera; al final se presenta de forma gráfica la suma total de dichas contribuciones incluido el efecto de la radiación solar. Cabe mencionar que, en los gráficos que se presentan, los valores positivos indican flujo hacia el interior del océano mientras que los valores negativos son indicios de pérdida o flujo hacia el exterior.

Radiación de onda larga

En la figura 9 se muestran los valores de Q_b calculados según la ecuación (3) con los datos del crucero. En ella se aprecia que, durante todo el recorrido, su variabilidad está controlada principalmente por la cantidad de humedad en la atmósfera (figura 8); por lo general, las pérdidas son superiores a 50 W m^{-2} con mínimos relativos en el transcurso de la noche.

Flujo de calor latente

Con la ecuación (4) se cuantificó el flujo de calor latente (figura 10); es evidente que éste es regulado por la intensidad del viento, pues se aprecia que las pérdidas de calor por evaporación son mínimas durante los días con vientos de baja intensidad y, en las regiones donde la

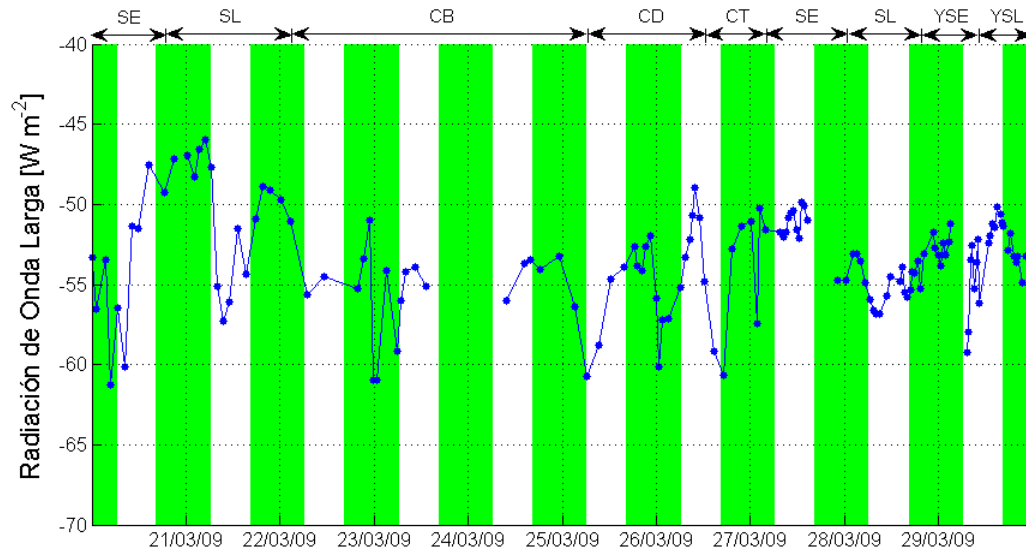


Figura 9. Radiación de retorno (Wm^{-2}) emitida por el océano calculada con la ecuación (3). La distribución de los valores es de acuerdo a la fecha de muestreo. Las franjas color blanco y verde indican el día y la noche respectivamente.

influencia del viento es mayor (*e.g.* el Canal de Ballenas), el flujo de calor oceánico alcanza valores de hasta $-250 W m^{-2}$. Existen lapsos donde el alto contenido de humedad ($\sim 80\%$) reduce la magnitud del flujo pues, aún cuando el viento es intenso, las pérdidas son mínimas; de la misma forma, las mayores pérdidas se registran en ambientes relativamente secos.

Flujo de calor sensible

Al calcular el flujo de calor sensible (ecuación 5), a diferencia de lo que se espera, no se ve de forma clara un comportamiento asociado al ciclo diurno. La ganancia de calor es poca, y la pérdida relativamente pequeña salvo condiciones atmosféricas muy particulares que se asocian, según las mediciones, a la intensidad del viento y al gradiente de temperatura entre el océano y la atmósfera. Las mayores pérdidas se registraron en el Canal de Ballenas y la zona de los umbrales pero, mientras en la primera se manifestaron de forma esporádica, en San Lorenzo y San Esteban estos eventos fueron más recurrentes.

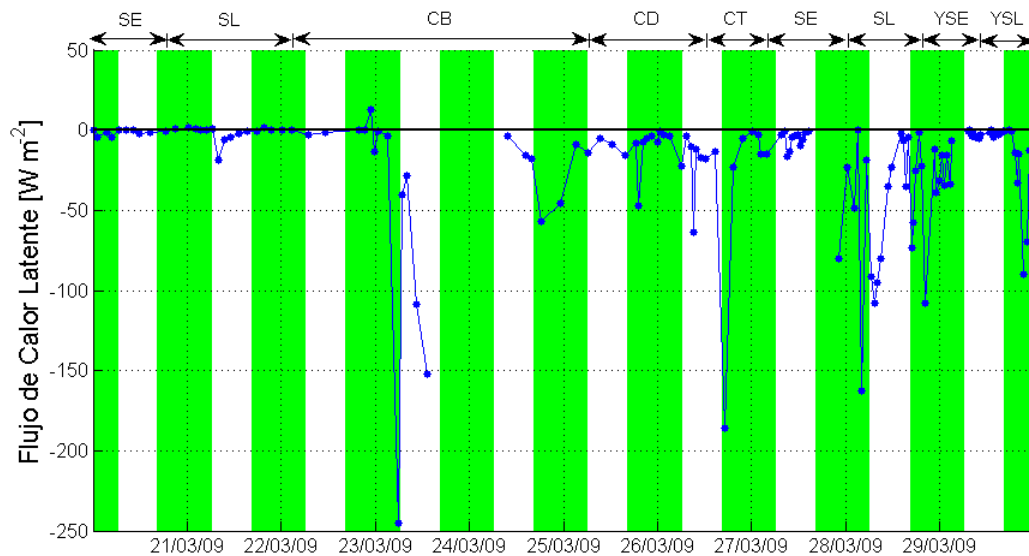


Figura 10. Flujo de calor latente (Wm^{-2}) calculado con la ecuación (4) para la superficie del mar de acuerdo a la fecha de muestreo. Los valores negativos indican pérdida de calor oceánico. Las franjas color blanco y verde indican el día y la noche respectivamente.

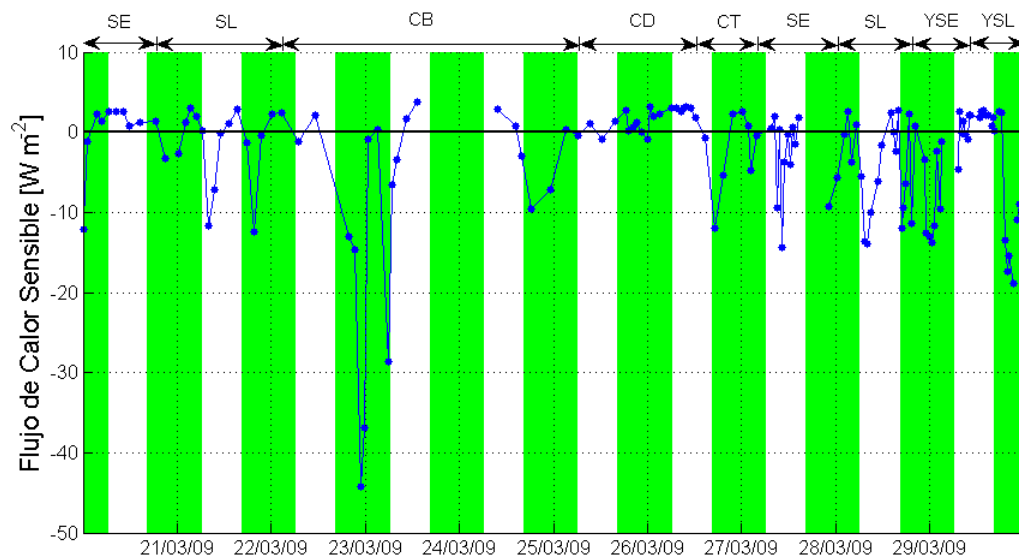


Figura 11. Flujo de calor sensible (Wm^{-2}) calculado con la ecuación (5) para la superficie del mar de acuerdo a la fecha de muestreo. Los valores negativos indican pérdida de calor oceánico. Las franjas color blanco y verde indican el día y la noche respectivamente.

Flujo neto de calor

Con la información mostrada anteriormente, y haciendo uso de la ecuación (1), se obtuvo la figura 12 que es representativa del intercambio neto de calor entre el océano y la atmósfera

para las distintas regiones del NGC durante el mes de marzo. En esta figura se incluye el efecto de la radiación de onda corta, según la ecuación (2), considerando una cobertura nubosa $C = 0.35$ en acuerdo con los datos reportados por Lavin y Organista (1988) para esa temporada.

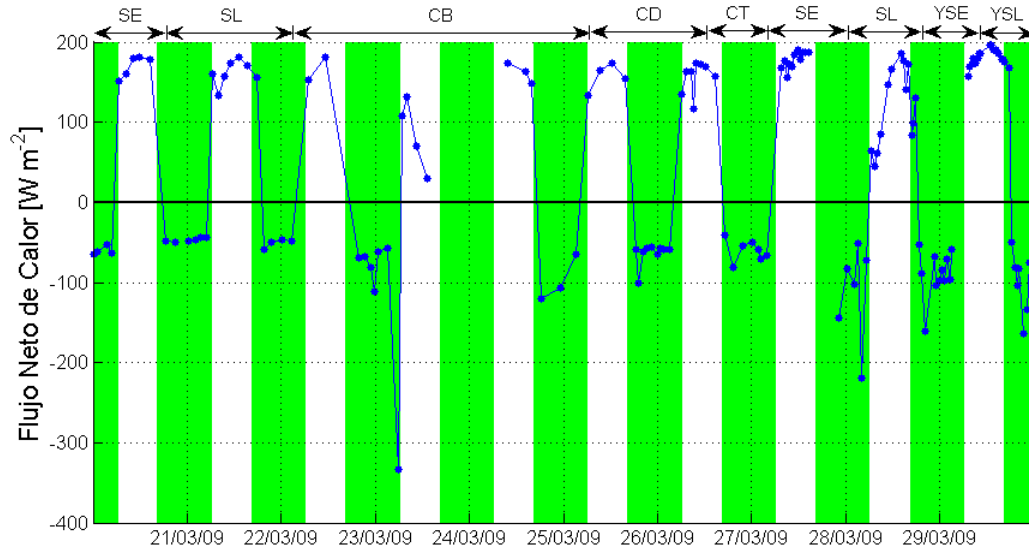


Figura 12. Efecto neto del intercambio de calor entre el océano y la atmósfera calculado según la fecha de muestreo. Los valores negativos indican pérdida de calor oceánico. Las franjas color blanco y verde indican el día y la noche respectivamente.

Cuando el viento es débil, el flujo neto de calor muestra un carácter diurno con ingreso máximo durante el medio día y pérdida aproximadamente constante ante la ausencia de radiación solar. En el Canal de Ballenas la ganancia de calor es menor y se observa que es afectada por fenómenos de variabilidad temporal corta, principalmente el viento, lo que contribuye que la capa superficial del mar en esta región sea relativamente fría comparada con las otras regiones del Golfo de California. Para los datos de esta campaña, Cuenca Delfín parece ser una zona donde los procesos atmosféricos no tienen una influencia determinante en la dinámica de la capa superficial del océano. En la zona de los umbrales las condiciones meteorológicas son muy variables, ésto afecta principalmente la pérdida de calor oceánico, llevándola a mínimos del orden de 200 W m^{-2} , comparable con la cantidad de calor que se gana durante el día. Con ésto se espera que durante la noche, cuando el océano superficial cede

calor a la atmósfera, la columna de agua pierda flotabilidad y se generen aguas que alcancen mayor profundidad como consecuencia de la disminución en la temperatura aumentando así los procesos de convección y turbulencia en el interior de la capa mezclada.

Un análisis cuantitativo de las mediciones sugiere, en acuerdo con la investigación de Lavin y Organista (1988) al igual que Paden et al. (1993), que el NGC presenta una ganancia neta de calor durante el mes de marzo que, para este trabajo, se estimó en 53.4 W m^{-2} con base en los datos adquiridos en el crucero TURBO1.

3.1.3 Marea

Entre las características de la marea en el Golfo de California se encuentra el hecho de que se produce principalmente por cooscilación con la marea del Océano Pacífico (Ripa, 1993) además de ser mixta, principalmente semidiurna, alcanzando rangos de marea de hasta 10 m en la cabeza del golfo. Estos rangos tan altos producen fuertes corrientes de marea que, al interactuar con la topografía, pueden llegar a inducir mezcla. Así pues, la mezcla por mareas juega un papel significativo en la preservación de la estratificación de aguas profundas (Munk, 1998); en algunos casos, e.g. en el norte del Golfo de California, resulta ser un mecanismo dominante que configura la temperatura superficial a gran escala (Paden, 1991). Los canales de marea, donde la marea se ve altamente influenciada por la geometría local, son sitios donde se manifiesta turbulencia muy intensa; en el Canal de Ballenas, la turbulencia se genera en gran parte por la interacción de fuertes corrientes de marea con los umbrales y la batimetría tan complicada de dicha región (Badan-Dangon, 1985).

En este estudio no se cuantificó el efecto de las corrientes de marea sobre la mezcla en la región de los umbrales; sin embargo, se utilizaron datos generados a partir del modelo de predicción de mareas para el Golfo de California desarrollado por Marinone *et al.* (2009), con la intención de relacionar el comportamiento de la marea y la profundidad de la capa mezclada en el Canal de Ballenas. Para dar validez a la información proporcionada por el modelo, se realizó una prueba con el programa MAR V1.0 para una estación en Bahía de los

Ángeles ($28^{\circ}57'$, $113^{\circ}33'$) por ser ésta una zona cercana a los umbrales. El programa MAR V1.0 es una aplicación desarrollada por el personal de la red de monitoreo del nivel del mar de CICESE, cuyo objetivo es dar pronósticos de marea confiables para ciertas localidades de la República Mexicana basados en registros históricos de estaciones mareográficas de la UNAM, la Secretaría de Marina y CICESE.

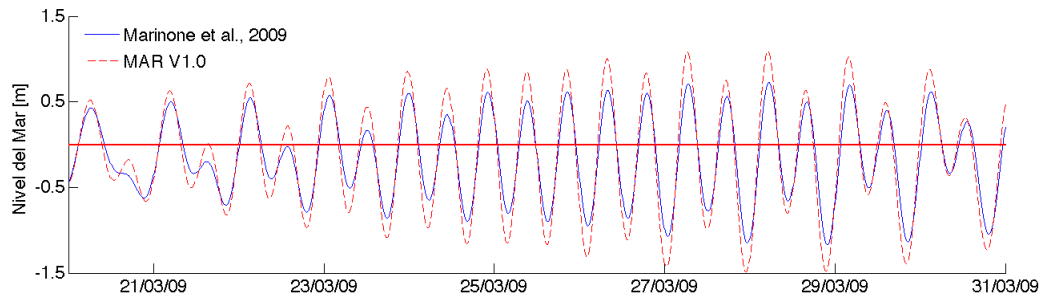


Figura 13. Comparación entre el modelo de predicción de marea MAR V1.0 y el desarrollado por Marinone et al. (2009) para una estación en Bahía de los Ángeles.

De la figura **13** se aprecia que ambos modelos utilizados están totalmente en fase con diferencias poco significativas en el rango de marea, lo cual brinda confiabilidad al modelo de Marinone *et al.* (2009). En acuerdo con la teoría, es evidente que la marea es semidiurna generalmente; presentando también una clara transición de mareas muertas, los primeros días del crucero, a mareas vivas con rangos de marea máximos durante la etapa final del mismo.

3.2 Hidrografía y corrientes en la región de las Grandes Islas

Lo primero que se hizo con los datos hidrográficos fue un diagrama $\theta - S$ (figura **14**) con el objetivo de conocer las características de las masas de agua, según la clasificación de Torres-Orozco (1993), existentes en el Norte del Golfo de California. En él se aprecia la presencia de aguas intermedias del Pacífico (PIW), la cual es común encontrar al sur de los umbrales; agua subtropical subsuperficial (StSsW), cuya presencia predomina en todas las regiones del NGC; y agua del Golfo de California (GCW), relativamente cálida y abundante en las zonas ubicadas más al norte. En el Canal de Ballenas, encontramos únicamente StSsW y GCW (figura **15**) donde además la mayoría de las mediciones registran valores de densidad

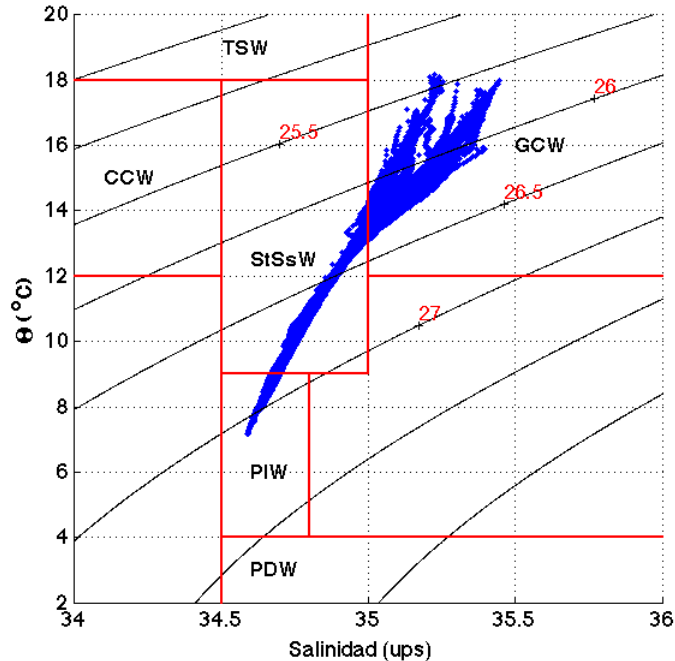


Figura 14. Diagrama $\Theta - S$ para todos los datos adquiridos durante el crucero en el NGC. Las líneas rojas delimitan las diferentes masas de agua presentes en el Golfo de California.

contenidos en el intervalo de $26 - 26.5 \text{ kg m}^{-3}$, lo que indica que la columna de agua en ésta zona es casi homogénea. El agua superficial en el CB apenas supera los 16°C , siendo el lugar con la temperatura superficial más fría en la región de las Grandes Islas (López et al., 2006); otro dato que llama la atención es que el agua más profunda, a pesar de ser una cuenca con una profundidad de 1400 m, no presenta temperatura inferior a los 11°C .

Para capturar la distribución vertical del campo de temperatura en distintas regiones en el NGC se construyeron transectos buscando la mejor secuencia espacial y temporal de los lances, para después formar un mapa completo de temperatura. El primero (figura 16) muestra una vista amplia del umbral de San Lorenzo, que es uno de los puntos principales para el aporte de agua hacia el interior del CB. En ella observamos que los gradientes más intensos de temperatura se ubican en los primeros 400 m de profundidad, mientras que en los últimos 600 m el perfil vertical es prácticamente homogéneo con temperatura cercana a los 12°C . En contraste, en la parte sur del umbral encontramos agua más fría con temperaturas

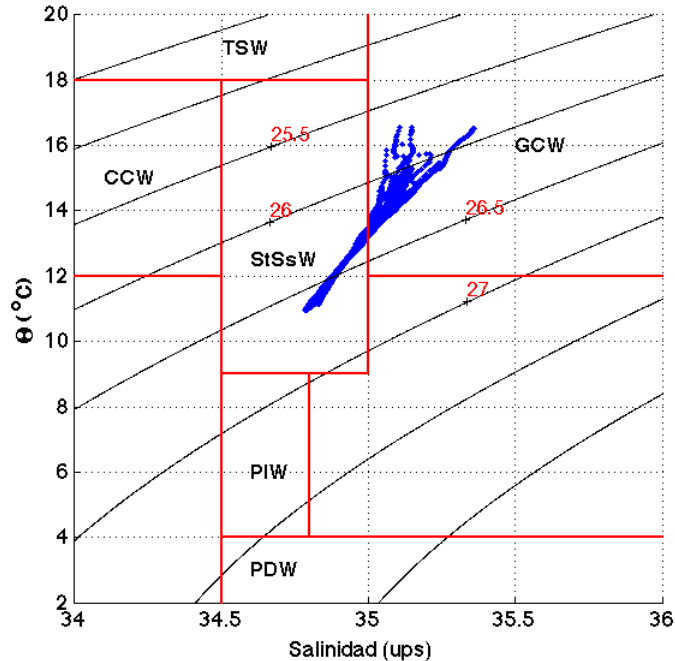


Figura 15. Diagrama $\Theta - S$ para los datos adquiridos durante el crucero en el Canal de Ballenas. Las líneas rojas delimitan las diferentes masas de agua presentes en el Golfo de California.

que llegan a 10°C en apenas 400 m de profundidad, sin embargo, al interior del umbral hay evidencia de lo que puede ser un ingreso de agua proveniente de la parte sur del umbral, esto se observa claramente en la isoterma de 11°C .

La figura 17 es una vista transversal al Canal de Ballenas, ubicada en la parte interna del umbral a una profundidad de 1000 m. En ella, consistente con la figura 16, se aprecia una columna bien mezclada por debajo de los 400 m y una capa muy delgada de agua cálida del orden de 20 m. Aunque no se ve explícitamente se nota la presencia de un núcleo de agua más fría en el centro del valle que, con un criterio visual, se espera que corresponda a una temperatura cercana a los 11°C .

La distribución de temperatura en el interior del Canal de Ballenas se ve en la figura 18, donde se tienen variaciones poco significativas en la temperatura ($\sim 0.5^{\circ}\text{C}$) en los últimos 1000 m de profundidad. A simple vista se observa que los gradientes de temperatura más intensos se presentan en la superficie, donde la profundidad de la capa isotérmica (ILD por

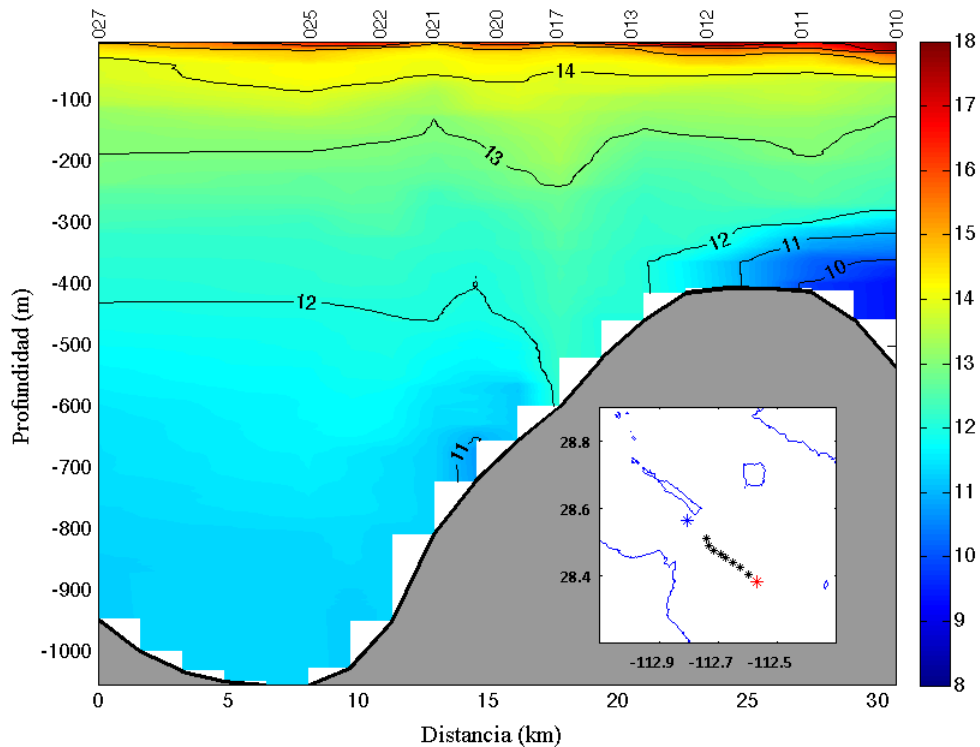


Figura 16. Sección vertical de temperatura ($^{\circ}\text{C}$) correspondiente a la región del Umbral de San Lorenzo. El punto azul en el mapa indica la posición inicial del transecto (lado izquierdo), y el punto rojo, la posición final.

sus siglas en inglés) oscila alrededor de 30 m de profundidad. Es claro un hundimiento de las isotermas de 12 y 13 grados centígrados en la región cercana al umbral del Canal de Ballenas, donde la temperatura superficial es ligeramente mayor que en el interior de la cuenca.

En Cuenca Tiburón, al este de la isla Ángel de la Guarda (figura 19), se observa una columna de agua con estratos bien definidos a lo largo de todo el transecto; en comparación con el Canal de Ballenas, es notorio que la capa superficial de agua cálida delimitada por la isoterma de 15°C es más gruesa; más aún, al prestar atención en la isoterma de 11°C , se observa que tal temperatura no se alcanza en el CB incluso a los 1400 m de profundidad, aún cuando el canal está ubicado unos pocos kilómetros al oeste. Este comportamiento regular en los perfiles de temperatura para Cuenca Tiburón se aprecia en casi todo el recorrido, a excepción de la vecindad con isla San Esteban, donde se ve claramente una inclinación de las isotermas en toda la columna de agua. Las características anteriormente descritas nos hacen pensar que los procesos que gobiernan la evolución de la capa mezclada en el interior del CB

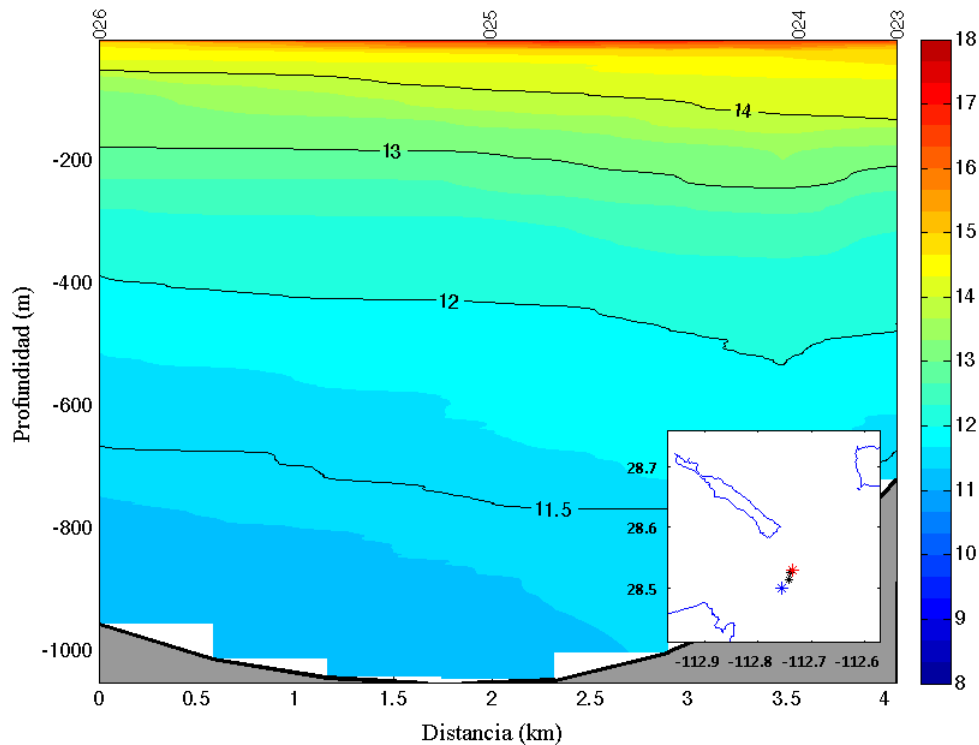


Figura 17. Sección vertical de temperatura ($^{\circ}\text{C}$), corte transversal al Canal de Ballenas en las cercanías del Umbral de San Lorenzo. El punto azul en el mapa indica la posición inicial del transecto (lado izquierdo), y el punto rojo, la posición final.

son muy diferentes de aquellos del resto del NGC.

Se construyeron transectos de σ_t de la misma forma en que se hicieron los de temperatura, a éstos se agregó la velocidad medida con el LADCP proyectada de forma paralela a la sección correspondiente (fig. 20 y 21). Las velocidades que se muestran no representan un campo instantáneo ya que cada lance se realizó con varias horas de diferencia. En el umbral de San Lorenzo se calculó el número de Froude interno, en base a un análisis previo del campo de densidad y de velocidad, utilizando la definición para un fluido continuamente estratificado $Fr = U/Nh$.

En general, el campo de densidad y el de temperatura en el umbral de San Lorenzo presentan mucha similitud (figuras 16 y 20). Particularmente, en la figura 20, se observa un campo de densidad bien estratificado sin anomalías aparentes en la columna superior a 300 m, donde el flujo tiene una dirección preferente hacia el exterior del canal. Es evidente que, por debajo de la isopicna de 26.5 kg m^{-3} , existen dos regímenes dinámicos distintos: Al

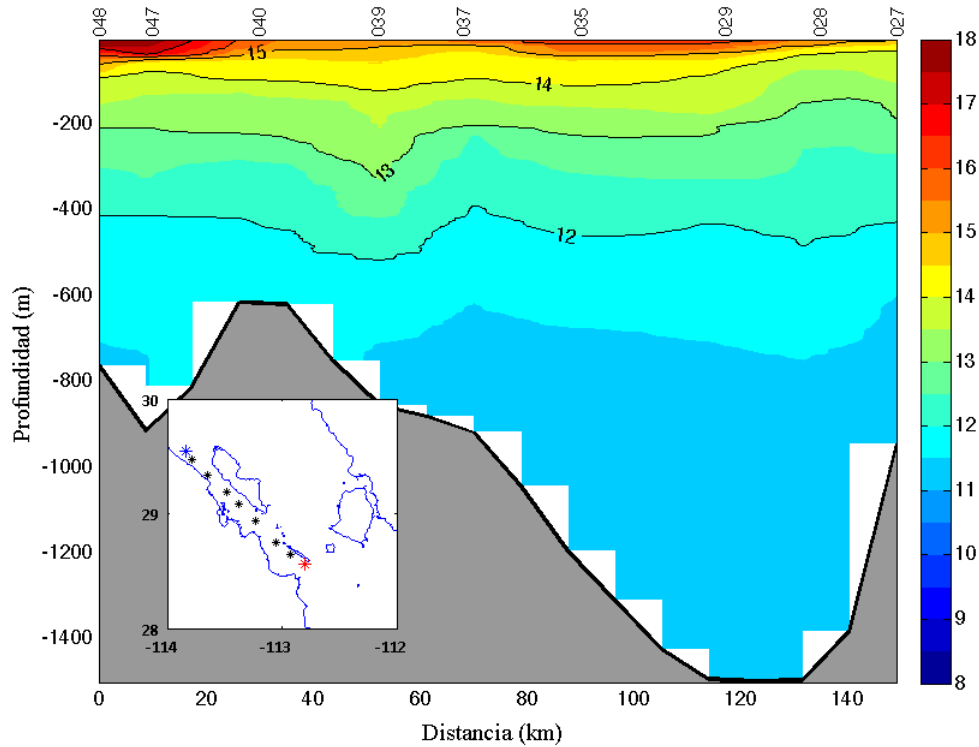


Figura 18. Sección vertical de temperatura ($^{\circ}C$) correspondiente al interior del Canal de Ballenas. El punto azul en el mapa indica la posición inicial del transecto (lado izquierdo), y el punto rojo, la posición final.

norte del umbral se tiene una columna de agua más homogénea con aproximadamente 400 m de espesor, fuertes gradientes (e incluso inversiones) en el perfil de velocidad, así como una aceleración del flujo cuesta abajo; al sur, en las afueras del Canal de Ballenas, es clara la presencia de masas de agua de mayor densidad que parecen estar confinadas en esa región por causa de algún forzamiento, mismo que desacelera el flujo en profundidades mayores a la de esta isopicna. De esta manera, se decidió calcular Fr utilizando como h el espesor de la capa delimitada por la isopicna de 26.5 kg m^{-3} . El número de Froude interno nos dice que, al sur e incluso sobre el umbral, el flujo es subcrítico; cuesta abajo el flujo se vuelve supercrítico, alcanzando una rapidez de hasta 50 cm s^{-1} en los primeros metros adyacentes al fondo; si se sigue visualmente la dirección del flujo se aprecia que, en los lances más profundos hacia el interior del canal, el flujo es subcrítico nuevamente, a pesar de la distancia relativamente corta que separa a las estaciones 017, 020 y 021. Cabe mencionar que este comportamiento es propio de un control hidráulico, pero ésto se discutirá con detenimiento en el capítulo 4.

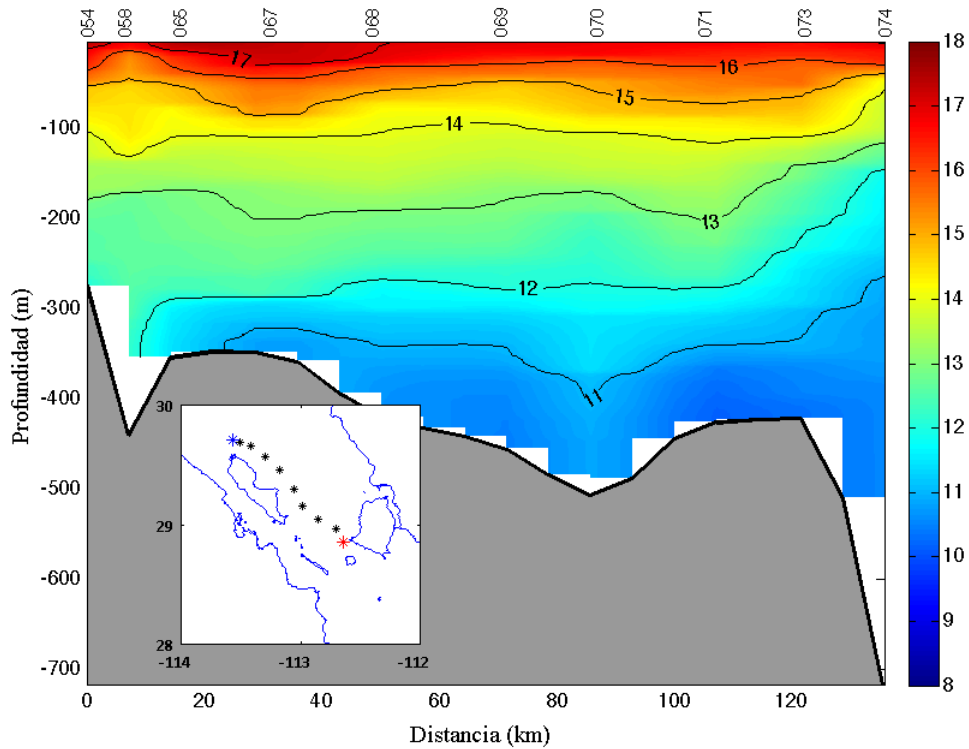


Figura 19. Sección vertical de temperatura ($^{\circ}\text{C}$) registrada a lo largo de Cuenca Tiburón. El punto azul en el mapa indica la posición inicial del transecto (lado izquierdo), y el punto rojo, la posición final.

Los gradientes de densidad más intensos en el Canal de Ballenas se registran en los primeros 50 m de la capa superficial (figura 21). Las isopicnas que se muestran por debajo de 100 m se mantienen estables a lo largo de todo el canal, a excepción de la zona norte, donde es evidente que la manifestación de algún fenómeno transitorio alteró su profundidad. A partir de los 400 m de profundidad la columna de agua es casi homogénea y llega a tener un espesor de hasta 1 km sin variaciones significativas. El flujo en superficie parece estar regulado por fenómenos de variabilidad temporal corta pues las mediciones de velocidad no muestran un carácter definido. Sobre el umbral del Canal de Ballenas se aprecia una intensificación en el flujo medio que alcanza hasta 80 cm s^{-1} y coincide, al igual que una inversión en el sentido en la velocidad, con el hundimiento de la isopicna de 26.4 kg m^{-3} .

El ADCP puesto en el anclaje se colocó en la parte interna del umbral de San Lorenzo, cerca de donde se hizo el lance no.17 (figura 20), a una profundidad de 600 m. Para el análisis de la velocidad registrada por dicho instrumento se estableció un nuevo sistema de referencia,

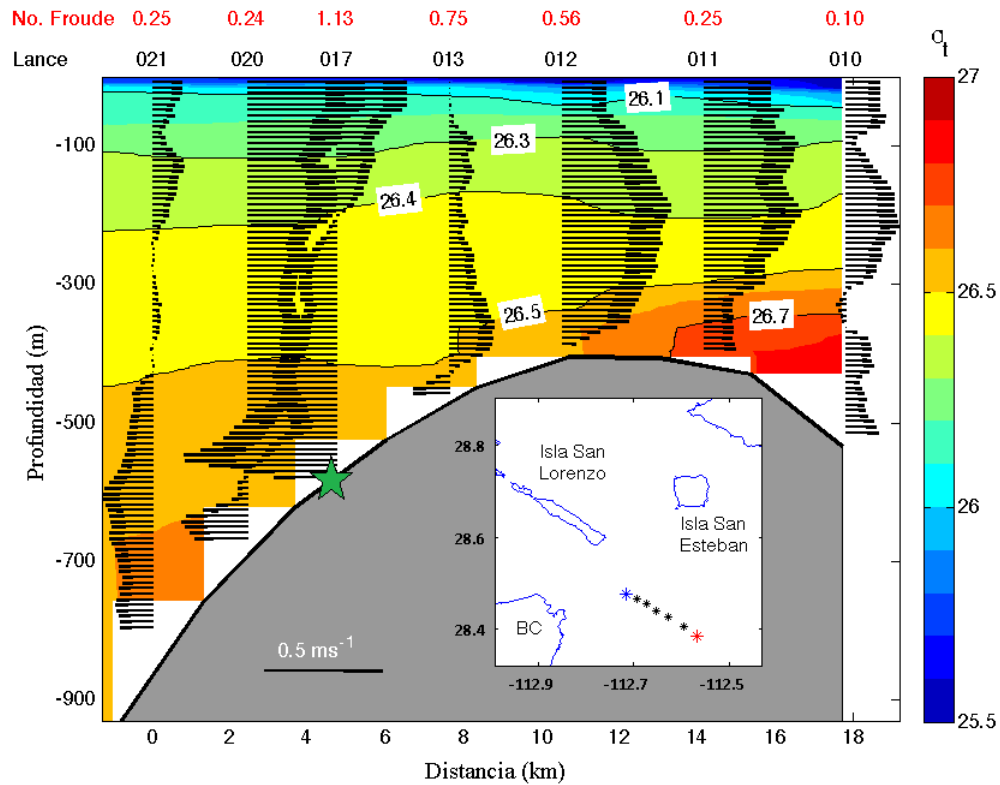


Figura 20. Sección vertical de σ_t (kgm^{-3}) construida con lances de CTD de la campaña TURBO1 para la zona del Umbral de San Lorenzo. Se muestran perfiles verticales de velocidad, medida con LADCP, proyectada a lo largo del transecto. Se indica, con una estrella verde, la ubicación aproximada del anclaje y el ADCP. En la parte superior se tiene el número de lance y, en rojo, el número de Froude interno para el perfil correspondiente. En el mapa, el punto azul representa la posición inicial del transecto (lado izquierdo), y el punto rojo, la posición final.

cuya componente longitudinal está orientada a lo largo del Canal de Ballenas (positivo en dirección de la cabeza del GC) y una componente perpendicular o transversal a ésta última, con valores negativos en dirección de la península de BC. Con base en esas coordenadas, se hizo un promedio de la velocidad en un ciclo diurno de marea para cada componente.

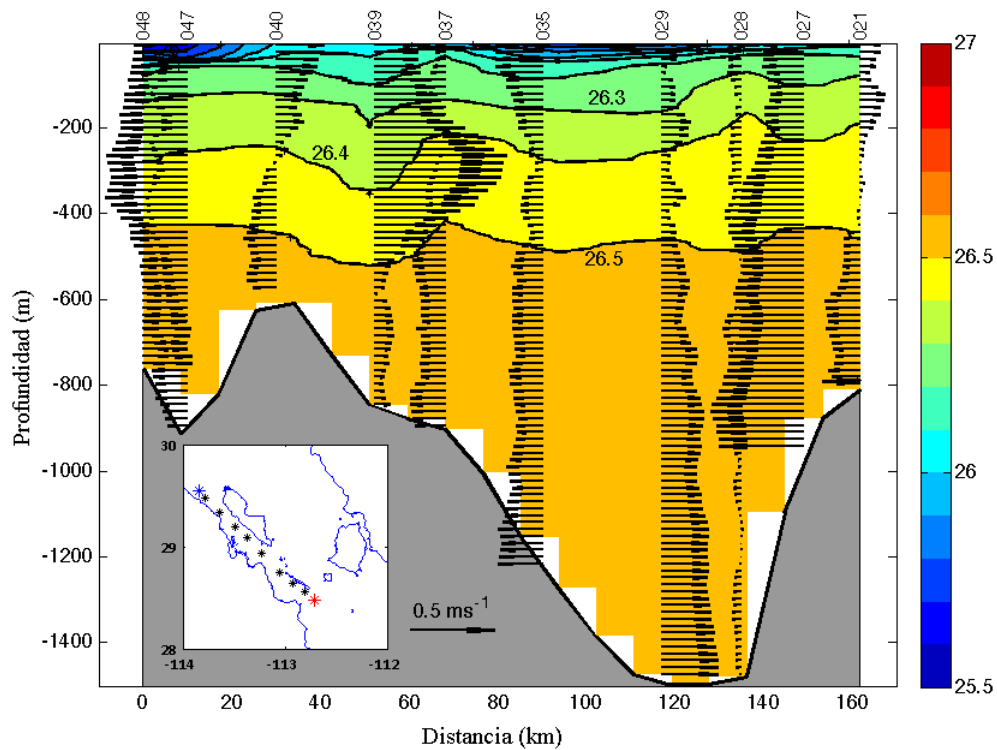


Figura 21. Sección vertical de $\sigma_t(\text{kgm}^{-3})$ construida con lances de CTD de la campaña TURBO1 para el interior del Canal de Ballenas. Se muestran perfiles verticales de velocidad, medida con LADCP, proyectada a lo largo del transecto. Los números en la parte superior indican el número de lance; en el mapa, el punto azul indica la posición inicial del transecto (lado izquierdo), y el punto rojo, la posición final.

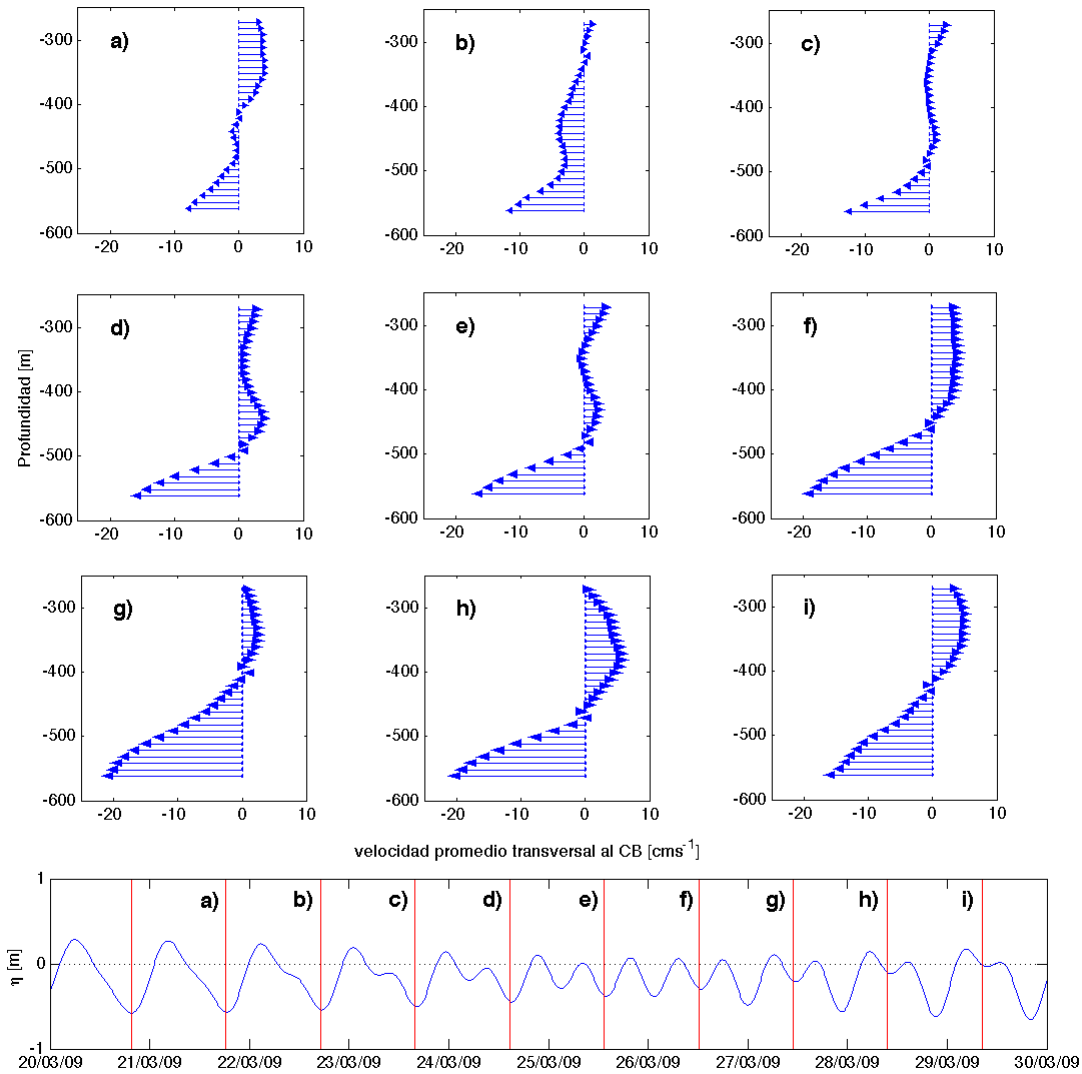


Figura 22. Componente transversal de la proyección, según la orientación del Canal de Ballenas (positivo hacia el Este), de la velocidad medida con el ADCP. Los recuadros muestran el promedio en un ciclo diario de marea de acuerdo al período que se indica, en conjunto con el nivel del mar, en la parte inferior de la figura.

La figura 22 muestra que existe una inversión en el perfil de velocidad, persistente durante todo el período de medición y ubicada entre los 400 m y 500 m de profundidad. La magnitud de esta componente de velocidad por encima la inversión del flujo es pequeña en la mayoría de los casos y se mantiene del orden de 5 cm s^{-1} , con gradientes verticales débiles. En el fondo se observa un flujo persistente cuya componente transversal es del orden de 20 cm s^{-1} y se intensifica durante la etapa de transición de marea diaria a semidiurna. De la misma forma, la componente longitudinal (figura 23) muestra una corriente persistente dirigida

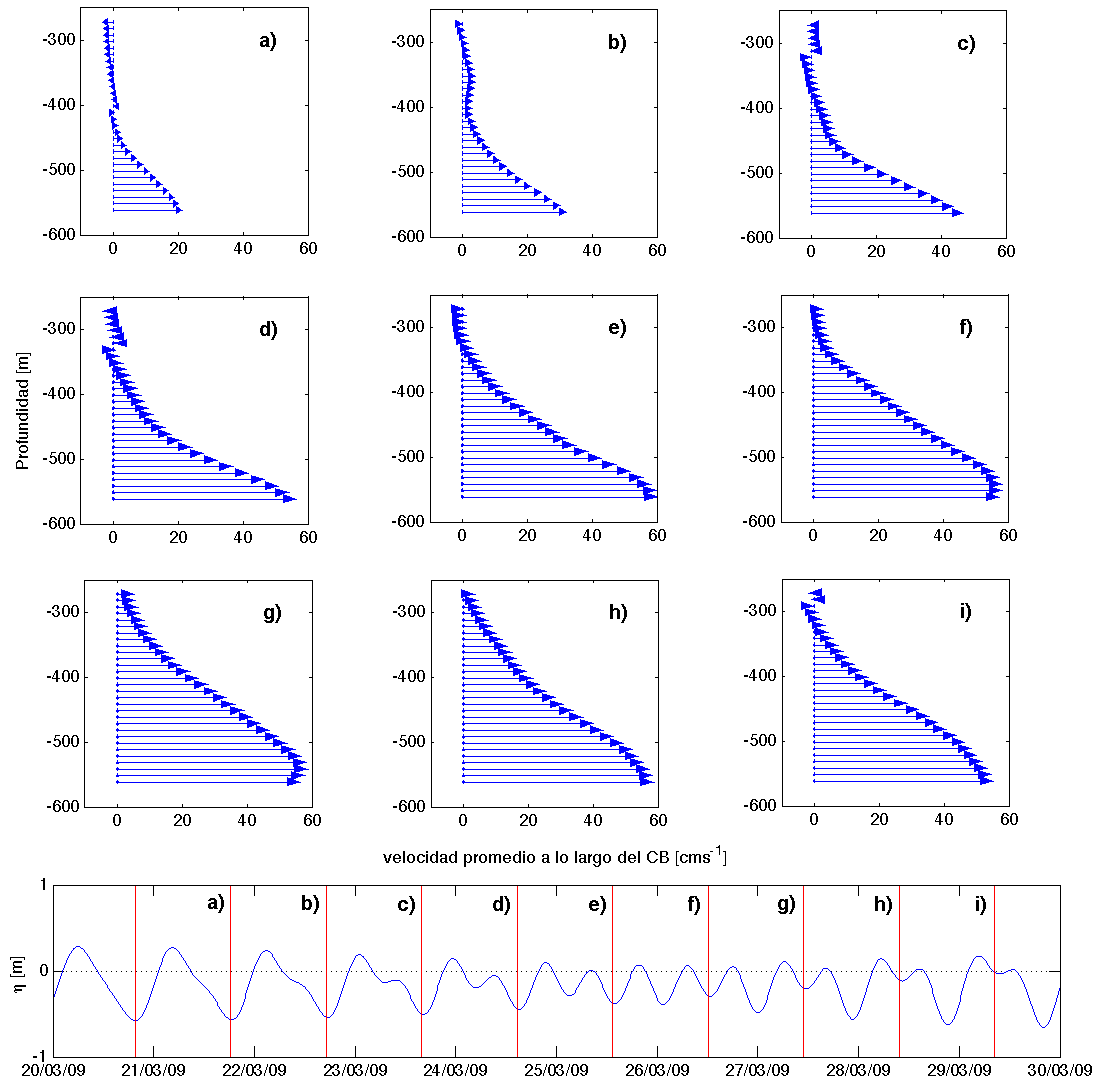


Figura 23. Componente longitudinal de la proyección, según la orientación del Canal de Ballenas (positivo hacia el Norte), de la velocidad medida con el ADCP. Los recuadros muestran el promedio en un ciclo diario de marea de acuerdo al período que se indica, en conjunto con el nivel del mar, en la parte inferior de la figura.

hacia el interior del canal, que aumenta su espesor y es más energética en régimen de marea semidiurna, alcanzando hasta 60 cm s^{-1} . En este caso, la intensidad del flujo no parece estar regulada por la amplitud de la marea, sino por la variación de la frecuencia, pues se vuelve más intenso cuando ésta es de carácter semidiurna. Los perfiles verticales de la componente longitudinal muestran un comportamiento de flujo laminar por encima de los 350 m, pero resulta menos perceptible cuando el flujo de fondo se intensifica.

Como resumen del comportamiento del flujo medio se tiene la figura 24; ésta se obtuvo

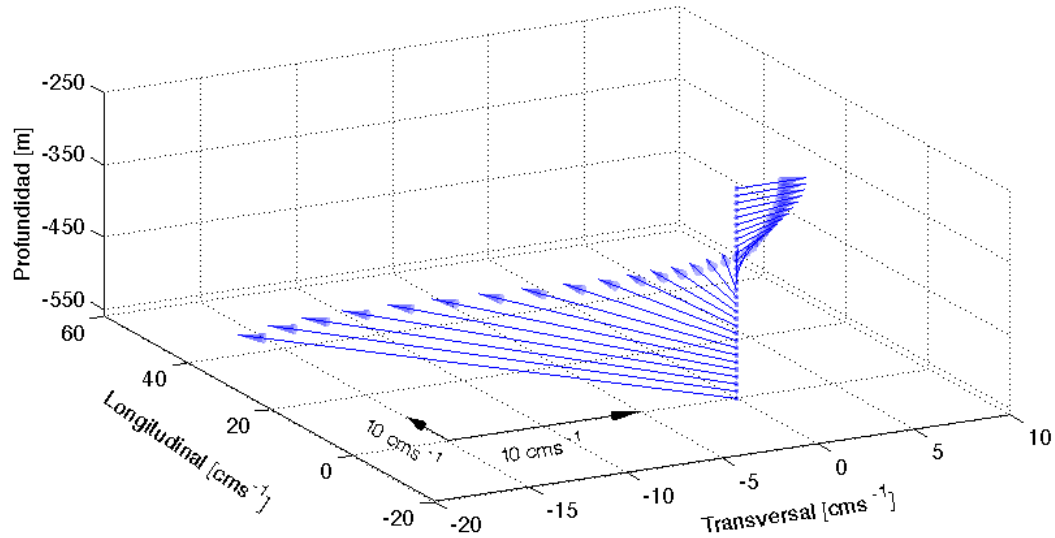


Figura 24. Perfil medio de velocidad obtenido de todas las mediciones hechas por el ADCP durante la campaña TURBO1. El sistema de referencia corresponde a las componentes longitudinal y transversal al Canal de Ballenas.

promediando en tiempo todas las mediciones adquiridas por el ADCP. En ella distinguen tres regiones diferentes: la columna superior a 350 m, donde los gradientes verticales de velocidad son débiles; la capa de agua comprendida entre 350 – 400 m de profundidad, donde se manifiesta una inversión casi permanente en el flujo con gradientes de velocidad significativos; y finalmente, la zona dominada por una corriente de fondo persistente, con orientación preferencial hacia el interior del CB y cuya magnitud supera los 50 cm s^{-1} manifestando también fuertes gradientes de velocidad.

La presencia de un flujo de fondo en las figuras anteriores es consistente con lo que se observa en las secciones de temperatura y densidad para el interior del Canal de Ballenas en las vecindades del umbral de San Lorenzo. Este puede ser un flujo de densidad que contiene agua proveniente del sur del Umbral, adquiere momento cuesta abajo pero se mezcla conforme avanza, haciendo que en el interior del CB su presencia no se manifieste en los perfiles hidrográficos pero sí en los perfiles de velocidad.

3.3 Profundidad de la capa mezclada superficial

Como se mencionó en el capítulo anterior, la profundidad de la capa mezclada se calculó usando el criterio de Kara et al. (2000), para el cual es necesario encontrar el mejor ΔT de acuerdo al conjunto de datos con los que se trabaje. La forma utilizada en este trabajo consistió en encontrar, mediante una gráfica comparativa entre la ILD y la MLD, aquél valor de corte que muestre mayor concordancia entre los valores calculados con los perfiles de densidad y temperatura. La figura 25 muestra gráficamente el procedimiento descrito, en este caso, para la región del umbral de San Esteban.

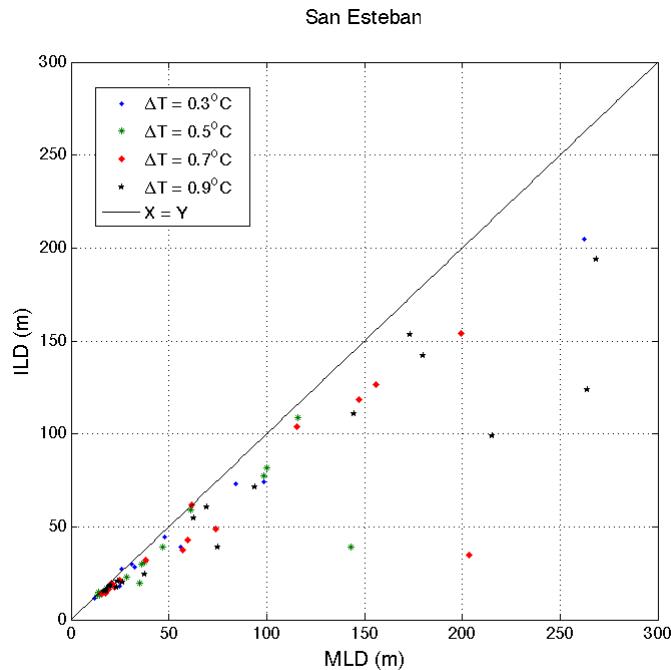


Figura 25. Comparación entre la ILD y la MLD calculada, para diferentes ΔT , con el método de Kara et al. (2000) para los lances efectuados en la región del Umbral de San Esteban.

Siguiendo el mismo procedimiento se obtuvo un ΔT óptimo para las diferentes zonas en que se dividió la región de estudio. Los valores obtenidos se muestran en la tabla 1.

Para comprobar la eficiencia del método en la región de estudio, se comparó mediante inspección visual con perfiles de densidad, en este caso, para todos los lances efectuados en Cuenca Delfín (figura 26). Se observa una muy buena coincidencia entre los valores calculados y la profundidad a la que observa la pycnoclina en aquellos casos donde ésta es muy notoria;

Tabla 1. Valores óptimos de ΔT para el NGC.

Región	ΔT óptimo
San Lorenzo	0.3 °C
San Esteban	0.3 °C
Canal de Ballenas	0.5 °C
Cuenca Delfín	0.3 °C
Cuenca Tiburón	0.5 °C

es evidente que las mayores discrepancias se dan en perfiles con pendiente uniforme, siendo por lo general subestimada la ILD respecto de la MLD, con diferencias menores a 10 m. En la mayoría de los casos, la profundidad de la capa mezclada es mejor representada por la ILD obtenida, lo que sugiere que los gradientes verticales de densidad más fuertes están controlados en gran medida por el perfil de temperatura.

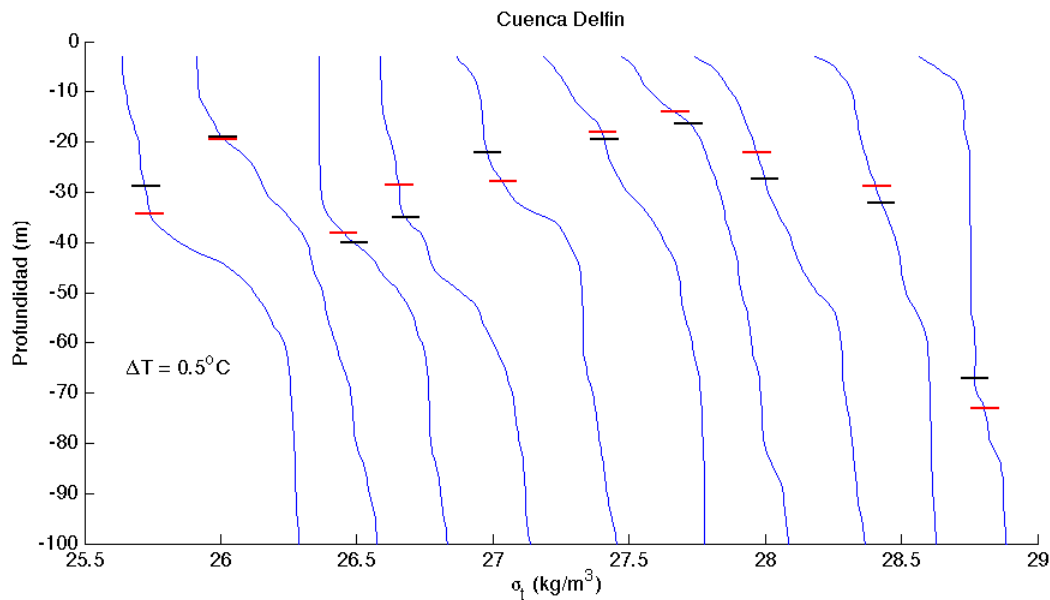


Figura 26. Perfiles verticales de σ_t desfasados por 0.3 kg m^{-3} para los lances efectuados en Cuenca Delfín. Con rojo y negro se muestran, respectivamente, la ILD y MLD calculadas para el mejor ΔT de la región.

En la figura 27 se aprecian perfiles de densidad con su respectiva MLD calculada, en esta ocasión, para el interior del Canal de Ballenas siguiendo el transecto que se mostró en

la sección de datos hidrográficos del presente capítulo. En primera instancia observamos que, a pesar de que la columna de agua alcanza los 1400 m de profundidad, la MLD está confinada a los primeros 50 m; en los extremos del CB se observa una pycnoclina mejor definida a diferencia de los perfiles del interior que se caracterizan por ser casi uniformes, lo que dificulta inspeccionar de manera visual la profundidad de la capa mezclada superficial.

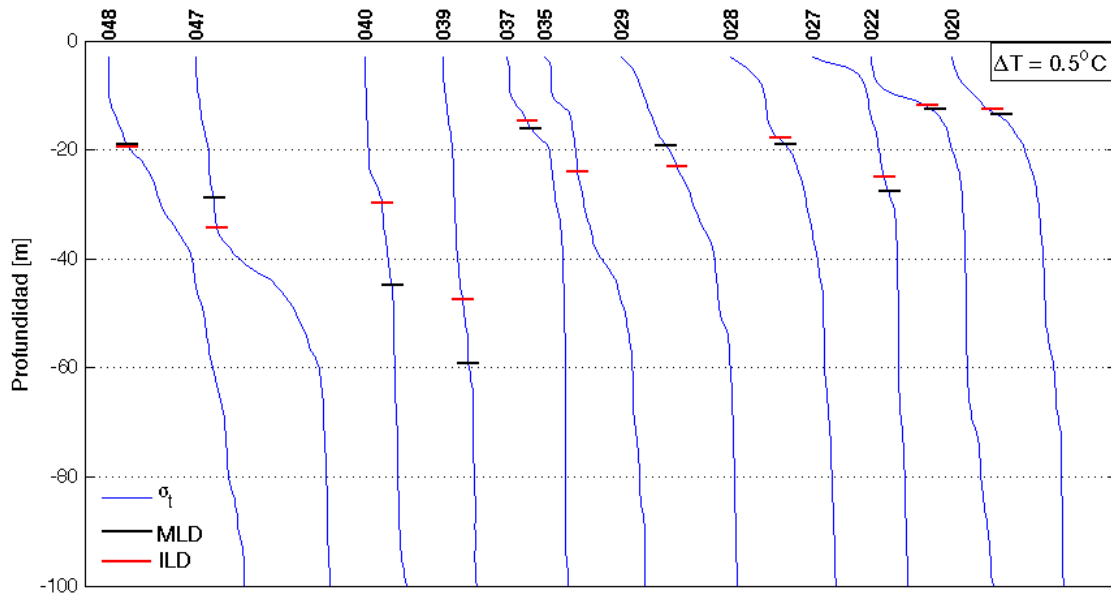


Figura 27. Perfiles verticales de σ_t medidos en el interior del Canal de Ballenas. Se muestran la ILD y MLD calculadas con el mejor valor de corte para la región ($\Delta T = 0.5^\circ C$). Los números en la parte superior indican el número de lance correspondiente.

Se realizó un diagrama de evolución temporal de la MLD para la zona de los umbrales con datos de los yoyos efectuados. Éste se construyó utilizando la información de los lances de bajada y de subida para capturar la mayor cantidad de información posible. Los resultados se presentan de forma independiente para los umbrales de San Esteban y San Lorenzo.

3.3.1 Umbral de San Esteban

En la figura 28 se aprecia la evolución de la profundidad de la capa mezclada y la capa isotérmica, durante las primeras 12 horas del 29 de marzo del 2009, donde se observa una excelente correspondencia entre ambas curvas, siendo ligeramente subestimada la ILD para todo el período. En las primeras horas de medición, ante pérdidas de calor oceánico del orden

de 100 W m^{-2} y un régimen de marea baja, el espesor de la capa mezclada se mantiene en 50 m aproximadamente con variaciones que muestran ser sensibles al esfuerzo del viento; en las horas posteriores se registran dos oscilaciones completas de la capa mezclada que varían en profundidad desde los 30 m hasta los 230 m (*i.e.* 200 m de amplitud) en un lapso bien definido de 4 horas. Al final del registro, si bien se espera que la columna se estratifique ante la ausencia de viento y una ganancia neta de calor de aproximadamente 200 W m^{-2} , se tienen dos oscilaciones de la MLD, en esta ocasión, de amplitud menor ($\sim 50 \text{ m}$) y período de 1 hora. No se observa un comportamiento asociado a la marea ni al esfuerzo del viento ejercido sobre la superficie del mar.

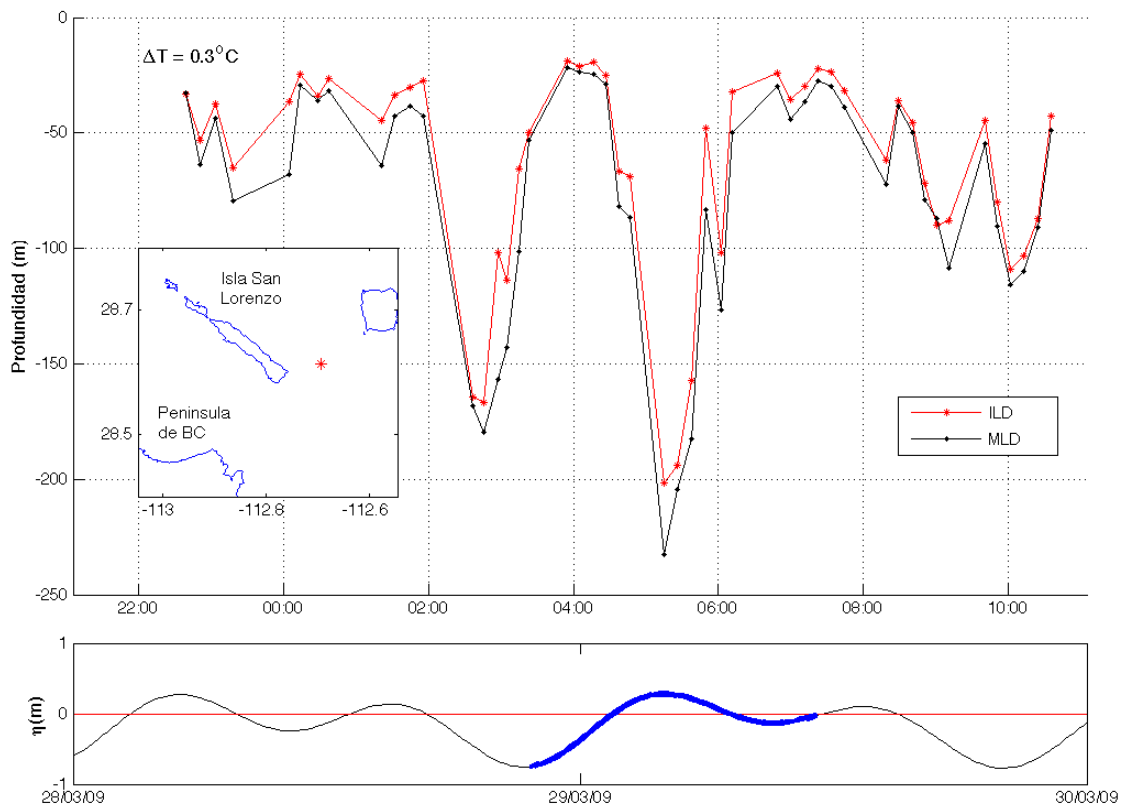


Figura 28. Registro de la evolución temporal de la capa mezclada en el Umbral de San Esteban para un valor de corte $\Delta T = 0.3^\circ\text{C}$. El mapa indica la posición media del yoyo. En la parte inferior se muestra (en azul) el período de marea correspondiente.

3.3.2 Umbral de San Lorenzo

En conjunto con la evolución de la MLD para el umbral de San Lorenzo, se tienen mediciones del perfil vertical de velocidad, registrado con el ADCP, para el mismo sitio (figura 29). En general, existe una buena correlación entre el comportamiento de la marea y la profundidad de la capa mezclada. Aunque durante la bajamar hay una intensificación en la corriente por debajo de los 400 m, que coincide con la profundización de la capa mezclada, al final del período de medición no se observa relación alguna entre ambas, pues el espesor de la capa mezclada se reduce y la rapidez del flujo persiste.

La influencia de la atmósfera no parece ser considerable en este punto. Al principio se tiene un régimen de viento débil y un ingreso de calor neto que supera los 150 W m^{-2} , lo que se refleja en una capa mezclada relativamente somera (en comparación con el umbral de San Esteban). En las últimas horas, a pesar de que se registran fuertes pérdidas de calor ($\sim 100 \text{ W m}^{-2}$) y viento del orden de 10 m s^{-1} , la capa mezclada reduce su espesor y se mantiene por encima de los 20 m de profundidad.

3.4 Razón de disipación y parametrizaciones

Como resultado del análisis espectral de las mediciones de ε se obtuvieron perfiles verticales de disipación de energía, donde cada dato es representativo de un metro de mediciones; con esto, y los valores de N^2 calculados con los datos de CTD, se encontró el coeficiente de difusión diapícnica según la ecuación (11). Aunque existe información de este tipo para varias estaciones en la región de las Grandes Islas, únicamente se analizaron aquellos perfiles localizados al interior del Canal de Ballenas y en la vecindad del umbral de San Lorenzo. Enseguida se reportan los resultados encontrados para las estaciones no. 28 y 29 ubicadas al interior del Canal de Ballenas (consúltese la figura 18 para ver claramente su posición).

En la figura 30 observamos valores bajos de disipación ($\sim 10^{-10} \text{ W kg}^{-1}$) y un coeficiente de difusión del orden de $10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ en los primeros 200 m superficiales. Por debajo de dicha

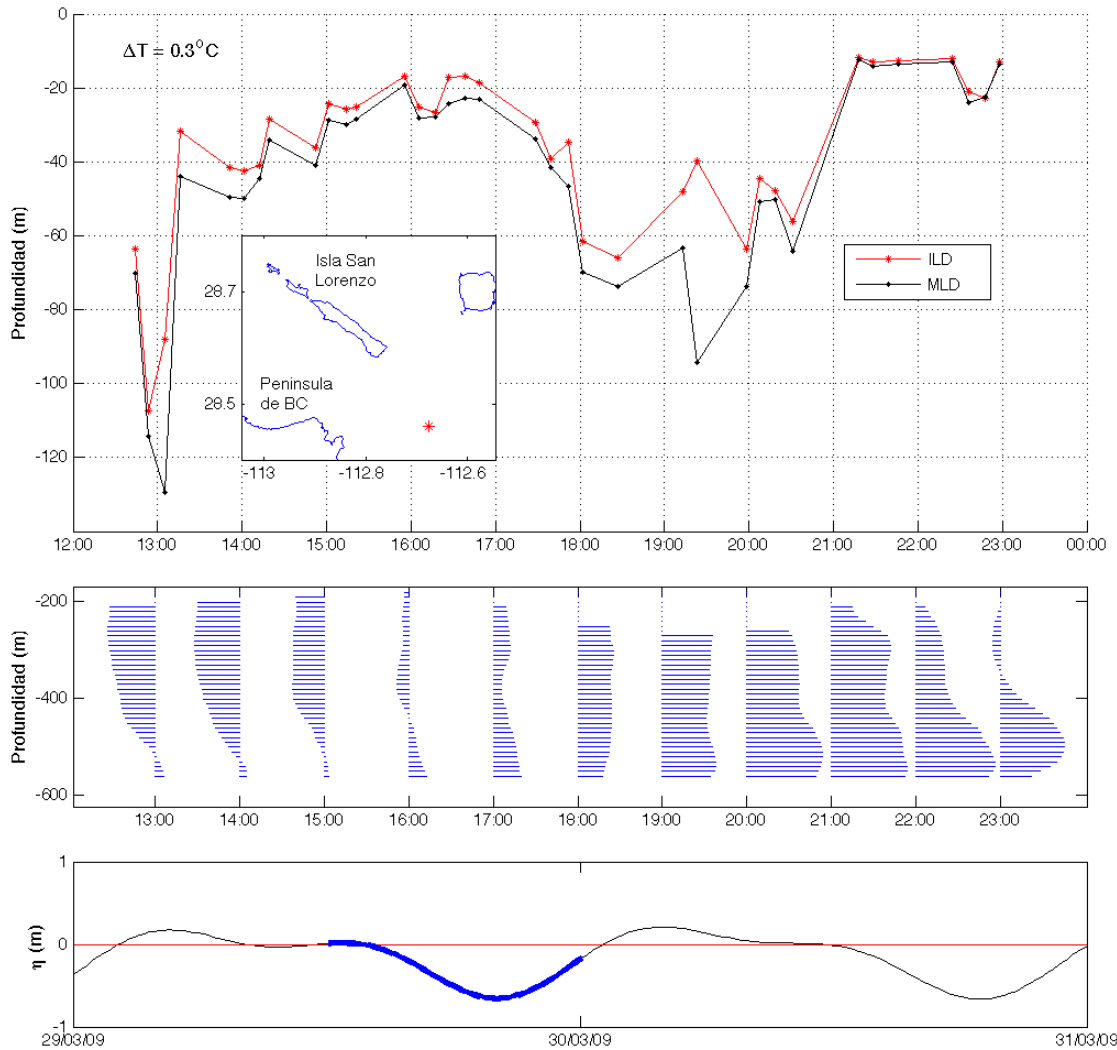


Figura 29. Registro de la evolución temporal de la capa mezclada en el Umbral de San Lorenzo para un valor de corte $\Delta T = 0.3^{\circ}C$. Se muestra también la evolución del perfil vertical de velocidad medido con el ADCP sobre el punto indicado en el mapa, donde los valores positivos indican flujo hacia el interior del canal. En la parte inferior se muestra (en azul) el período de marea correspondiente.

profundidad se tiene un leve incremento en la intensidad de la turbulencia, ésto se refleja en valores de difusión que oscilan alrededor de $10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ en una capa de 200 m de espesor; en el resto de la columna, es muy evidente que la mezcla se intensifica conforme se avanza hacia el fondo, donde ε alcanza hasta $10^{-4} \text{ W kg}^{-1}$ y K_{ρ} es de orden uno.

Se aprecia que, en la figura 31, la disipación en superficie es dos órdenes de magnitud mayor que en la estación 28. La turbulencia se debilita entre los 100 – 400 m de profundidad; no obstante, los valores de difusión son comparables con los valores típicos de referencia en

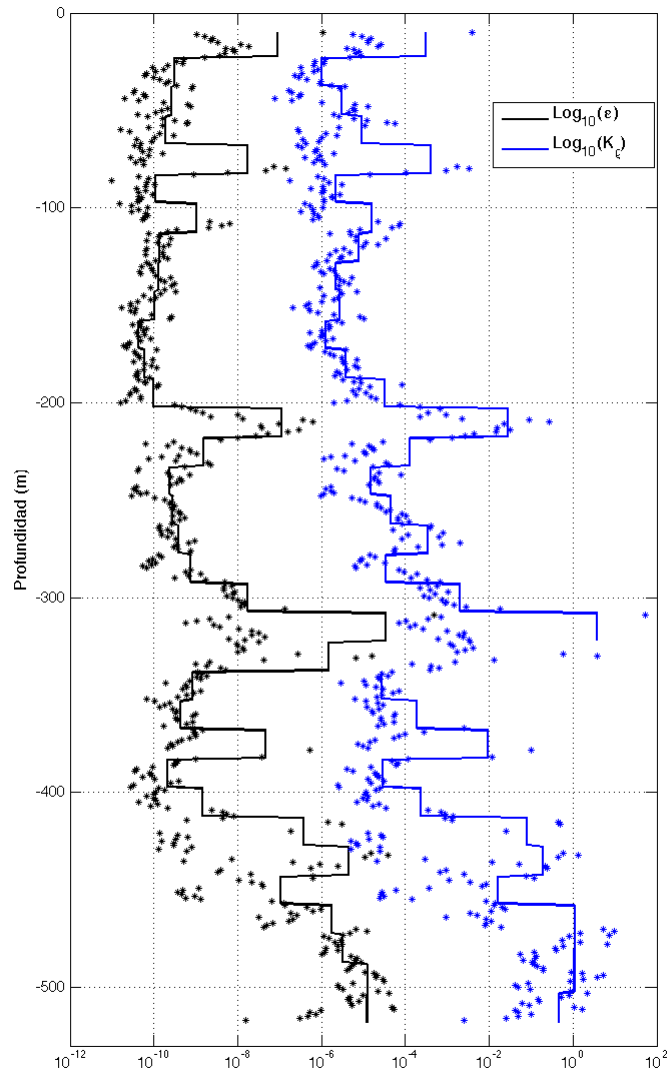


Figura 30. Perfil vertical de $\epsilon(Wkg^{-1})$ y $K_{\rho}(m^2s^{-1})$ para el lance número 28 ubicado en el interior del Canal de Ballenas. Los valores representados con la línea sólida son un promedio de 15 metros de mediciones.

el océano ($\sim 10^{-5} m^2 s^{-1}$). Existe una región donde los datos muestran bastante dispersión y, en general, valores de K_{ρ} superiores a $10^{-4} m^2 s^{-1}$; esta zona de turbulencia activa se extiende en un dominio de aproximadamente 200 m. Finalmente, se aprecia que los valores de difusión aumentan al penetrar en la columna de agua, sin embargo, ésto no puede adjudicarse directamente a la presencia del fondo pues éste se encuentra a 1400 m de profundidad.

Las secciones ϵ (figura 32) nos muestran que, en general, la disipación de energía en el fondo es mayor que en superficie. El nivel de turbulencia es bajo al sur del umbral, del

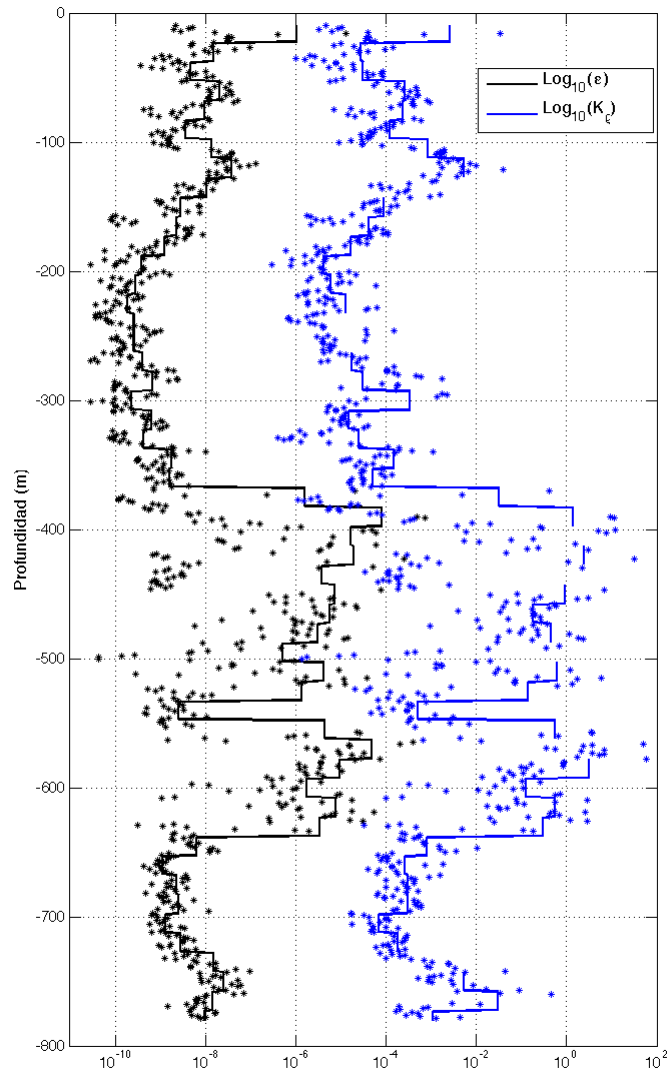


Figura 31. Perfil vertical de ϵ ($W kg^{-1}$) y K_{ρ} ($m^2 s^{-1}$) para el lance número 29 ubicado en el interior del Canal de Ballenas. Los valores representados con la línea sólida son un promedio de 15 metros de mediciones.

orden de $10^{-9} W kg^{-1}$, y se incrementa hacia el interior hasta en un orden de magnitud principalmente en las cercanías del fondo. Este comportamiento se mantiene, incluso en profundidades superiores a 700 m, como se puede apreciar en la estación 022. Los mayores niveles de disipación se presentan sobre el umbral, manifestándose de manera local (en una columna de 15 m aprox.), siguiendo la isopícnica de $26.3 kg m^{-3}$ donde la energía disipada alcanza hasta $10^{-5} W kg^{-1}$.

Lo que se aprecia en la figura **33** son los valores de K_{ρ} calculados en las cercanías del

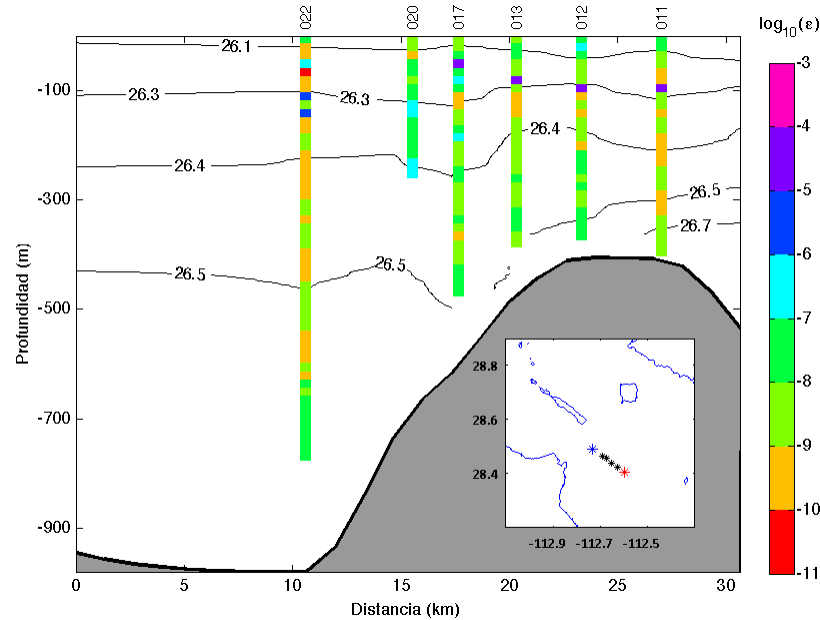


Figura 32. Contornos de $\sigma_t(kgm^{-3})$ y perfiles verticales de $\epsilon(Wkg^{-1})$, cuyos valores se presentan en escala logarítmica, según las mediciones obtenidas en la vecindad del umbral de San Lorenzo.

umbral de San Lorenzo. Aquí los niveles más altos de difusión se encuentran también sobre la isopicna de $26.3 kg m^{-3}$, en este caso se perciben como perturbaciones del perfil medio de difusión en la columna superior, encima de los 200 m de profundidad, donde K_ρ registra $10^{-5} m^2 s^{-1}$ aproximadamente. Este valor suele utilizarse como referencia, pues es comparable con la tasa de mezcla típica en la termoclina (St. Laurent y Thurnherr, 2007). Al igual que en los perfiles de ϵ , es claro que la mezcla aumenta considerablemente hacia el interior del canal. Particularmente, cerca del fondo, la difusión oscila alrededor de $10^{-3} m^{-2} s^{-1}$ pero registra incluso valores superiores a $10^{-2} m^2 s^{-1}$, lo que es indicativo de mezcla intensa. Aparentemente, existe un proceso físico altamente energético que produce energía cinética turbulenta disponible para la mezcla y la distribuye principalmente en aquellas zonas al interior donde σ_t es igual o mayor a $26.5 kg m^{-3}$.

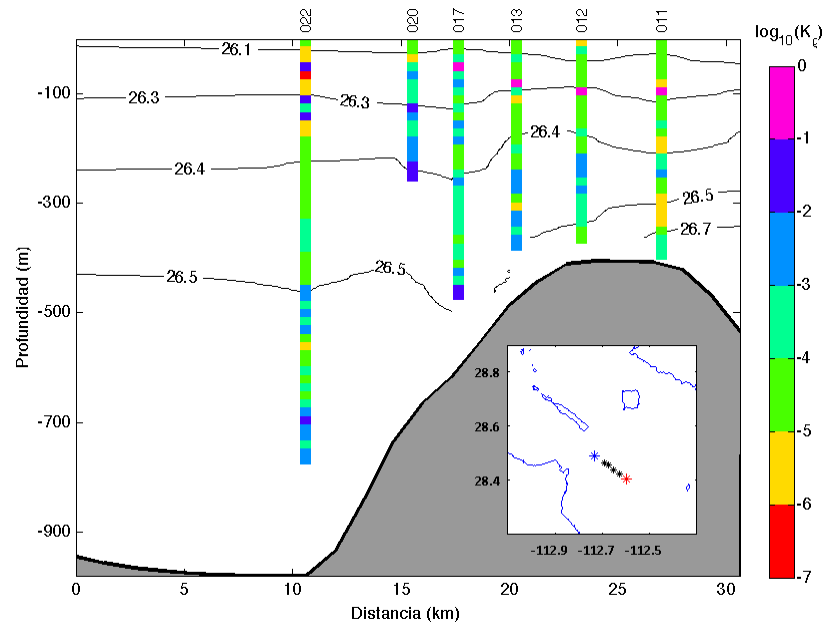


Figura 33. Contornos de $\sigma_t(kgm^{-3})$ y perfiles verticales de $K_\rho(m^2s^{-1})$, cuyos valores se muestran en escala logarítmica, según las mediciones obtenidas en la vecindad del umbral de San Lorenzo.

Capítulo 4

Discusión y conclusiones

4.1 Discusión

4.1.1 Evolución de la capa mezclada superficial

En el interior del Canal de Ballenas, aunque los datos muestran perfiles de σ_t casi homogéneos, se distingue una capa mezclada superficial con variaciones poco significativas y relativamente somera (~ 20 m) que, al compararse visualmente con la profundidad calculada bajo el algoritmo de Kara et al. (2000), es mejor representada por el criterio basado en temperatura ($\Delta T = 0.5^\circ\text{C}$). Tanto en las secciones de temperatura como de densidad mostradas en las figuras **18** y **21** respectivamente, se observa un océano con estratos bien definidos en los primeros 400 m superficiales y una capa prácticamente homogénea en el resto de la columna de agua; éste es un indicio de que los procesos de mezcla son más intensos en el interior que en la superficie.

Se tiene evidencia que confirma la presencia de un flujo intenso cerca del fondo dirigido hacia el interior del Canal de Ballenas en las cercanías del umbral de San Lorenzo. Este flujo se caracteriza principalmente por una aceleración cuesta abajo que alcanza una rapidez superior a los 50 cm s^{-1} , provocando intensos gradientes verticales de velocidad en las cercanías del fondo. Según lo que se observa en la figura **29**, el comportamiento de este flujo no influye directamente en la MLD pero es capaz de generar mezcla y altos niveles de turbulencia en un dominio local.

En San Lorenzo se observa, aunque con un ligero desfase, una relación estrecha entre la marea y el comportamiento de la capa mezclada superficial. De acuerdo a los datos, se cree que la variabilidad de la MLD en esta región está regulada por el flujo de flotabilidad que

es consecuencia de la radiación de retorno, pues la pérdida neta de calor oceánico durante la noche es considerable y persistente ($\sim 50 \text{ W m}^{-2}$), aún en ausencia de viento, como se ve en la figura 9. A pesar de que hay manifestaciones de viento intenso en esta región (figura 8), éste no se mantiene el tiempo suficiente para mezclar mecánicamente la capa superficial, pero su influencia es importante en el flujo neto de calor, pues provoca pérdidas superiores a los 100 W m^{-2} (figura 12).

Es importante mencionar que el diagrama de evolución de la MLD en el umbral de San Esteban (figura 28) sugiere que la mezcla en zonas aledañas está impulsada por la presencia de ondas internas, pues está documentado que este fenómeno es capaz de profundizar y restaurar la capa mezclada en períodos de tiempo relativamente cortos.

4.1.2 Control hidráulico interno en el umbral de San Lorenzo

El diagrama de evolución del flujo registrado en el umbral de San Lorenzo por el ADCP (figura 29), sugiere que éste se manifiesta con mayor intensidad durante la bajamar, esto es, dos veces por día dado que la frecuencia predominante en el sitio es semidiurna. Cuando esto sucede, aumenta el transporte de masa proveniente del sur hacia el interior del Canal de Ballenas, principalmente, el agua cuya densidad es del orden de 26.5 kg m^{-3} . Aunque la energía que contiene este flujo le permite homogeneizar sus propiedades hidrográficas una vez que entra en el canal, ocasionalmente se registran incursiones de agua más fría proveniente del sur (figuras 16 y 17) cuya señal en temperatura persiste unos pocos kilómetros hacia el interior antes de mezclarse completamente con el entorno.

Cuesta abajo la velocidad media de la columna delimitada por la isopicna de 26.5 kg m^{-3} aumenta y desarrolla un carácter de flujo supercrítico, alcanzando una rapidez de hasta 50 cm s^{-1} , según podemos ver en la figura 20. La energía que transfiere la marea no es suficiente para mantener esta rapidez cuando la capa es más profunda, entonces el flujo adopta nuevamente un carácter subcrítico ($Fr < 1$), por lo que es de esperarse que parte de su energía cinética sea transformada en energía potencial, desarrollándose así un control

hidráulico interno en el volumen de agua que genera altos niveles de turbulencia de manera local (figura **33**). Se sabe que un cierto porcentaje de la energía en este tipo de procesos es disipada por efectos de fricción de fondo, o bien, liberada a través de ondas internas que eventualmente rompen (Turner J.S. 1979, p.p. 64-68). En las regiones donde ya se ha documentado un control hidráulico interno por efecto de obstáculos submarinos (St. Laurent y Thurnherr, 2007; Salas-Monreal et al., 2012), es factor común que la isopicna en cuestión se adapte a la forma de la batimetría como podemos observar en nuestra región de estudio. Los números de Froude calculados en esta región, y los altos valores de difusión medidos, describen un comportamiento casi ideal de un flujo hidráulicamente controlado. En este trabajo, se sugiere que la energía que soporta este mecanismo de mezcla proviene de la marea y su interacción directa con el umbral de San Lorenzo.

4.1.3 Tasa de mezcla y difusión turbulenta

Según la información analizada, la dinámica de la turbulencia es diferente en el interior y al sur del Canal de Ballenas. En general, los perfiles de ε medidos en el interior del canal (figuras **30** y **31**) muestran que la disipación de energía se incrementa conforme nos acercamos al fondo; otra cosa que podemos notar es que existen dos regímenes de mezcla distintos: Por encima de los 200 m de profundidad, donde la mezcla se intensifica bajo condiciones atmosféricas particulares y las secciones de σ_t muestran mayor estratificación; y por debajo de los 400 m, donde los datos hidrográficos presentan una columna de agua prácticamente homogénea y las mediciones del VMP indican un incremento abrupto en los niveles de turbulencia en una región localizada de la columna de agua de aproximadamente 200 m de espesor donde K_p rebasa los $10^{-2} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$. Dado que la velocidad registrada con el LADCP no muestra un comportamiento propicio para la generación de turbulencia y tampoco se tienen indicios de inestabilidades significativas en el perfil de densidad, se cree que estas anomalías no son generadas por fenómenos mecánicos locales. La información que se tiene para el interior del Canal de Ballenas no nos permite hablar de un valor medio de difusión diapícnica.

La batimetría en el umbral de San Lorenzo es un factor determinante para la generación de turbulencia. De los datos colectados al sur del Canal de Ballenas (figura **32**), se concluye que la fricción de fondo es uno de los procesos físicos que generan mayor disipación de energía en esta región, y que ésta se incrementa hacia el interior, donde el carácter del flujo y su interacción con la batimetría elevan los niveles de disipación alcanzando hasta $10^{-7} \text{ W kg}^{-1}$. En la figura **33** es evidente que, sobre el umbral de San Lorenzo, predomina un coeficiente de difusión del orden de $10^{-5} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ en la columna superior a la isopicna de 26.4 kg m^{-3} ($\sim 250 \text{ m}$). El flujo documentado en esta zona (figura **24**) provoca fuertes gradientes verticales de velocidad cuyo efecto, como podemos observar en la estación 017, genera coeficientes de difusión superiores a $10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ que se manifiestan de manera local. El control hidráulico generado a partir de la interacción entre la marea y este obstáculo submarino provoca altos niveles de disipación. Aunque sus efectos alcanzan incluso los 300 m de profundidad, su influencia es más evidente por debajo de la isopicna de 26.5 kg m^{-3} , donde la rapidez que alcanza el flujo cuesta abajo provoca valores de difusión diapícnica que superan los $10^{-2} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ aún a 250 m por encima del fondo.

Recordemos que la turbulencia tiene una naturaleza espacial y temporal muy variable, y que las mediciones mostradas en este trabajo son sólo una aproximación estadística, mas no poco confiable, de la intensidad de los procesos de mezcla de pequeña escala.

4.2 Conclusiones

- No se encuentran diferencias notables en la determinación de la MLD utilizando el criterio de temperatura o densidad. El criterio de temperatura muestra mayor concordancia si se compara de manera visual con los perfiles de densidad.
- Los gradientes de densidad más intensos se registran en los primeros 50 m de profundidad. Además, los datos confirman la presencia de una capa de fondo prácticamente isotérmica, en el interior del Canal de Ballenas, con un espesor aproximado de 800 m.

- Los valores de flujo de calor superficial corresponden a los anteriormente reportados por otros autores (Lavin y Organista, 1988; Paden et al., 1993) pero no se encuentra una relación clara entre la estructura de la capa mezclada y los forzamientos atmosféricos.
- Los datos del ADCP confirman la presencia de un flujo persistente sobre la batimetría dirigido hacia el interior del Canal de Ballenas en la región del umbral de San Lorenzo; sin embargo, este flujo parece tener variabilidad semidiurna según un análisis horario de las mediciones.
- Existe un incremento con la profundidad en la tasa de disipación de ECT en las cercanías del umbral de San Lorenzo, evidentemente, la batimetría del lugar juega un papel importante en la difusión de energía.
- Las características del flujo, por debajo de la isopicna de 26.5 kg m^{-3} , en la vecindad del umbral de San Lorenzo indican que éste se encuentra hidráulicamente controlado. Ésto según el número de Froude calculado y la distribución vertical de K_ρ en la región. Los efectos causados por este fenómeno, se encuentran aislados de la evolución de la capa mezclada superficial.
- Los valores de ε , así como los de K_ρ , determinados para la capa superior muestran que su distribución vertical no es constante pero su valor medio es comparable con los reportados en otras regiones, ésto es, del orden de $10^{-5} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ (Munk, 1966; Osborn, 1980; Polzin et al., 1997; Fer y Sundfjord, 2007). En el fondo, el efecto neto de los procesos de mezcla ya descritos, ocasiona valores de difusión superiores a $10^{-2} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$, comparable con aquellos reportados en pasajes estrechos y sitios con batimetría rugosa (Lu et al., 2000; Thurnherr, 2005; St. Laurent y Thurnherr, 2007).

Referencias bibliográficas

- Argote, M. L., Amador, A., Lavín, M. F., y Hunter, J. R. (1995). Tidal dissipation and stratification in the gulf of california. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, **100**(C8): 16103–16118.
- Badan-Dangon, A., Koblinsky, C., y Baumgartner, T. (1985). Spring and summer in the gulf of california: Observations of the surface thermal patterns. *Oceanol. Acta*, **8**(1): 13–22.
- Badan-Dangon, A., Dorman, C. E., Merrifield, M. A., y Winant, C. D. (1991). The lower atmosphere over the gulf of california. *J. Geophys. Res.*, **96**(C9): 16877–16896.
- Bunker, A. F. (1976). Computations of surface energy flux and annual air-sea interaction cycles of the north atlantic ocean. *Mon. Wea. Rev.*, **104**(9): 1122–1140.
- Burchard, H. (2002). *Applied Turbulence Modelling in Marine Waters*. Springer, Berlín.
- Canuto, V. M., Howard, A., Cheng, Y., y Dubovikov, M. S. (2001). Ocean turbulence. part i: One-point closure model-momentum and heat vertical diffusivities. *J. Phys. Oceanogr.*, **31**(6): 1413–1426.
- Christensen, K. T. y Adrian, R. J. (2002). The velocity and acceleration signatures of small-scale vortices in turbulent channel flow. *Journal of Turbulence*, **3**: 1–28.
- Crawford, W. R. (1991). Tidal mixing and nutrient flux in the waters of southwest british columbia. En B. B. Parker, editor, *Tidal Hydrodynamics*. Wiley, Nueva York.
- Dillon, T. M. (1982). Vertical overturns: A comparison of thorpe and ozmidov length scales. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, **87**(C12): 9601–9613.
- Fer, I. y Sundfjord, A. (2007). Observations of upper ocean boundary layer dynamics in the marginal ice zone. *J. Geophys. Res.*, **112**: C04012.
- Fofonoff, N. P. y Millard, R. C. (1983). *Algorithms for computation of fundamental properties of seawater*. Unesco (Recuperado de <http://unesdoc.unesco.org>).
- Foken, T. (2006). 50 years of the monin-obukhov similarity theory. *Boundary-Layer Meteorology*, **119**(3): 431–447.
- Friehe, C. A. y Schmitt, K. F. (1976). Parameterization of air-sea interface fluxes of sensible heat and moisture by the bulk aerodynamic formulas. *J. Phys. Oceanogr.*, **6**(6): 801–809.
- Fu, L.-L. y Holt, B. (1984). Internal waves in the gulf of california: Observations from a spaceborne radar. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, **89**(C2): 2053–2060.
- García C., J., Figueroa R., M., López M., M., Amador B., A., y Lavín, M. F. (2009). Datos de ctd de la región de las grandes islas del golfo de california: Campaña turbo1. Reporte técnico, Dpto. de Oceanografía Física, CICESE (circulación restringida).

- Gargett, A. E. (1984). Vertical eddy diffusivity in the ocean interior. *Journal of Marine Research*, **42**: 359–393.
- Gill, A. E. (1982). *Atmosphere-Ocean Dynamics*. Elsevier, Londres.
- Grant, H. L., Moilliet, A., y Stewart, R. W. (1959). A spectrum of turbulence at very high reynolds number. *Nature*, **184**: 808–810.
- Gregg, M. C. (1987). Diapycnal mixing in the thermocline: A review. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, **92**(C5): 5249–5286.
- Hare, F., Service, C. A. E., y Canada, C. E. (1997). *Climatic Variation Over the Saint John Basin: An Examination of Regional Behaviour*. Climate change digest. Canadian Government Publishing.
- Kantha, L. H. y Clayson, C. A. (1994). An improved mixed layer model for geophysical applications. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, **99**(C12): 25235–25266.
- Kara, A. B., Rochford, P. A., y Hurlburt, H. E. (2000). An optimal definition for ocean mixed layer depth. *J. Geophys. Res.*, **105**(C7): 16803–16821.
- Kolmogorov, A. N. (1941). Energy dissipation in locally isotropic turbulence. *Dokl. Akad. Nauk SSSR*, **32**: 19–21.
- Kundu, P. K. (2004). *Fluid Mechanics*. Elsevier, Londres, tercera edición.
- Large, W. G. y Pond, S. (1981). Open ocean momentum flux measurements in moderate to strong winds. *J. Phys. Oceanogr.*, **11**(3): 324–336.
- Large, W. G., McWilliams, J. C., y Doney, S. C. (1994). Oceanic vertical mixing: A review and a model with a nonlocal boundary layer parameterization. *Reviews of Geophysics*, **32**(4): 363–403.
- Lavín, M. F. y Marinone, S. G. (2003). An overview of the physical oceanography of the gulf of california. En *Nonlinear processes in geophysical fluid dynamics*, páginas 173–204. Kluwer, Dordrecht.
- Lavín, M. F. y Organista, S. (1988). Surface heat flux in the northern gulf of california. *J. Geophys. Res.*, **93**(C11): 14033–14038.
- Lien, R.-C. y Sanford, T. B. (2004). Turbulence spectra and local similarity scaling in a strongly stratified oceanic bottom boundary layer. *Continental Shelf Research*, **24**(3): 375–392.
- Lombardo, C. P. y Gregg, M. C. (1989). Similarity scaling of viscous and thermal dissipation in a convecting surface boundary layer. *J. Geophys. Res.*, **94**(C5): 6273–6284.
- Lozovatsky, I., Figueroa, M., Roget, E., Fernando, H. J. S., y Shapovalov, S. (2005). Observations and scaling of the upper mixed layer in the north atlantic. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, **110**(C5): C05013.

- Lu, Y., Lueck, R. G., y Huang, D. (2000). Turbulence characteristics in a tidal channel. *J. Phys. Oceanogr.*, **30**(5): 855–867.
- López, M., Candela, J., y Argote, M. L. (2006). Why does the ballenas channel have the coldest sst in the gulf of california? *Geophys. Res. Lett.*, **33**: L11603.
- Marinone, S. y Lavín, M. (2005). Tidal current ellipses in a three-dimensional baroclinic numerical model of the gulf of california. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, **64**: 519 – 530.
- Marinone, S., González, J., y Figueroa, J. (2009). Prediction of currents and sea surface elevation in the gulf of california from tidal to seasonal scales. *Environmental Modelling & Software*, **24**(1): 140 –143.
- Mellor, G. L. y Yamada, T. (1982). Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems. *Reviews of Geophysics*, **20**(4): 851–875.
- Monin, A. S. y Obukhov, A. (1954). Basic laws of turbulent mixing in the surface layer of the atmosphere. *Contrib. Geophys. Inst. Acad. Sci. USSR*, **151**: 163–187.
- Monin, A. S. y Ozmidov, R. V. (1985). *Turbulence in the ocean*. D. Reidel, Nueva York.
- Moore, G. W. K., Reader, M. C., York, J., y Sathiyamoorthy, S. (1996). Polar lows in the labrador sea. *Tellus A*, **48**(1): 17–40.
- Moum, J. y Smyth, W. (2001). Upper ocean mixing processes. En S. T. John H. Steele y K. Turekian, editores, *Encyclopedia of Ocean Sciences*, páginas 3093 – 3100. Academic Press, Oxford (Recuperado de <http://curry.eas.gatech.edu>).
- Munk, W. y Wunsch, C. (1998). Abyssal recipes ii: energetics of tidal and wind mixing. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, **45**(12): 1977 – 2010.
- Munk, W. H. (1966). Abyssal recipes. *Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts*, **13**(4): 707–730.
- Nasmyth, P. W. (1970). *Oceanic turbulence*. Tesis de doctorado, University of British Columbia.
- Nihoul, J. C. J. (1980). The turbulent ocean. En *Marine Turbulence: Proceedings of the 11th International Liege Colloquium on ocean hydrodynamics*, Vol. 28 de *Elsevier Oceanography Series*, páginas 1–19.
- Oakey, N. S. (1982). Determination of the rate of dissipation of turbulent energy from simultaneous temperature and velocity shear microstructure measurements. *J. Phys. Oceanogr.*, **12**(3): 256–271.
- Osborn, T. R. (1980). Estimates of the local rate of vertical diffusion from dissipation measurements. *J. Phys. Oceanogr.*, **10**(1): 83–89.
- Ozmidov, R. V. (1965). On some features of energy spectra of oceanic turbulence. *Dokl. Akad. Nauk SSSR*, **161**: 828–831.

- Paden, C. A., Abbott, M. R., y Winant, C. D. (1991). Tidal and atmospheric forcing of the upper ocean in the gulf of california 1. sea surface temperature variability. *J. Geophys. Res.*, **96**(C10): 18337–18359.
- Paden, C. A., Winant, C. D., y Abbott, M. R. (1993). Tidal and atmospheric forcing of the upper ocean in the gulf of california 2. surface heat flux. *J. Geophys. Res.*, **98**(C11): 20091–20103.
- Panchev, S. y Kesich, D. (1969). Energy spectrum of isotropic turbulence at large wave-numbers. *C. R. Acad. Bulg. Sci.*, **22**: 627–630.
- Payne, R. E. (1972). Albedo of the sea surface. *J. Atmos. Sci.*, **29**(5): 959–970.
- Polzin, K. L., Toole, J. M., Ledwell, J. R., y Schmitt, R. W. (1997). Spatial variability of turbulent mixing in the abyssal ocean. *Science*, **276**(5309): 93–96.
- Reed, R. K. (1977). On estimating insolation over the ocean. *J. Phys. Oceanogr.*, **7**(3): 482–485.
- Reed, R. K. (1983). Heat fluxes over the eastern tropical pacific and aspects of the 1972 el niño. *J. Geophys. Res.*, **88**(C14): 9627–9638.
- Reynolds, O. (1895). On the dynamical theory of incompressible viscous fluids and the determination of the criterion. *Philos. Trans. R. Soc.*, **186**: 123–164.
- Ripa, P. y Velázquez, G. (1993). Modelo unidimensional de la marea en el golfo de california. *Geofísica Internacional*, **32**: 41–56.
- Roden, G. I. (1958). Oceanographic and meteorological aspects of the gulf of california. *Pac. Sci.*, **12**(1): 21–45.
- Roget, E., Lozovatsky, I., Sanchez, X., y Figueroa, M. (2006). Microstructure measurements in natural waters: Methodology and applications. *Progress in Oceanography*, **70**: 126–148.
- Salas-Monreal, D., Salas-de Leon, D. A., Monreal-Gomez, M. A., Riverón-Enzástiga, M. L., y Mojica-Ramírez, E. (2012). Hydraulic jump in the gulf of california. *Open Journal of Marine Science*, **2**(4): 141–149.
- Seckel, G. R. y Beaudry, F. H. (1973). The radiation from sun and sky over the north pacific ocean. *EOS Trans. AGU*, **54**: 1114.
- St Laurent, L. C. y Thurnherr, A. M. (2007). Intense mixing of lower thermocline water on the crest of the mid-atlantic ridge. *Nature*, **448**: 680–683.
- Tennekes, H. y Lumley, J. L. (1972). *A first course in turbulence*. M.I.T. Press.
- Thorpe, S. A. (2005). *The turbulent ocean*. Cambridge University Press.
- Thurnherr, A. M., St. Laurent, L. C., Speer, K. G., Toole, J. M., y Ledwell, J. R. (2005). Mixing associated with sills in a canyon on the midocean ridge flank*. *J. Phys. Oceanogr.*, **35**(8): 1370–1381.

- Torres-Orozco, E. (1993). *Análisis volumétrico de las masas de agua del Golfo de California*. Tesis de maestría, Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada.
- Turner, J. S. (1973). *Buoyancy effects in fluids*. Cambridge University Press.