

Asociación Argentina

de Mecánica Computacional



Mecánica Computacional Vol XXVII, págs. 369-383 (artículo completo)
Alberto Cardona, Mario Storti, Carlos Zuppa. (Eds.)
San Luis, Argentina, 10-13 Noviembre 2008

MODELADO DE FRENTES TÉRMICOS COSTEROS

Mariano H. Tonini, Elbio D. Palma

*Instituto Argentino de Oceanografía, CONICET
(8000) Bahía Blanca, Argentina (e-mail: mtonini@criba.edu.ar)
Departamento de Física, Universidad Nacional del Sur y CONICET.
(8000) Bahía Blanca, Argentina (e-mail: uspalma@criba.edu.ar)*

Palabras Clave: Simulación numérica, forzantes, mezcla vertical turbulenta, termoclina, frentes térmicos.

Resúmen. En este trabajo nos proponemos investigar los efectos dinámicos de la marea, el flujo de calor, y la intensidad y dirección del viento en la formación y evolución estacional de frentes térmicos costeros mediante el empleo de un modelo de alta resolución no-lineal tridimensional. Entre los efectos a estudiar se encuentra la extensión de la zona costera bien mezclada del frente, y la profundidad de la capa de mezcla e intensidad de la termoclina en la región estratificada. Adicionalmente se examina la habilidad de varias parametrizaciones empleadas en modelado oceánico para simular la evolución de la mezcla vertical turbulenta, pieza clave en la dinámica de frentes. Los experimentos numéricos se inician en una situación de invierno realizándose simulaciones de largo tiempo con forzante mensual. Vientos del oeste aumentan la profundidad de la capa de mezcla y producen resultados más cercanos a las observaciones. Se discuten en detalle cuatro alternativas para la parametrización de la difusión vertical turbulenta: Mellor-Yamada (MY), Umlauf-Burchard (GLS), Large (LMD) y Brunt-Väisälä (BVF). Los esquemas de mezcla vertical GLS y BVF producen capas de mezcla superficial menos profundas y termoclinas anchas. Los esquemas MY y LMD generan capas de mezcla más profundas y termoclinas más intensas, con los resultados producidos por MY más cercanos a las observaciones. El incremento en la resolución vertical tiene algún impacto en la profundidad de la capa de mezcla, pero su efecto es poco importante más allá de cierto límite, que en nuestro modelo es del orden de 30 niveles verticales.

1. INTRODUCCIÓN

La plataforma continental patagónica está caracterizada por grandes amplitudes de marea que conducen, localmente, a la generación de altas tasas de disipación de energía mareal (Glorioso and Flather, 1995, Palma et al, 2004, Tonini et al, 2006). La mezcla vertical inducida por esta energía en combinación con el aumento del flujo de calor en primavera y verano permite la homogeneización de la columna de agua en zonas costeras y la aparición de frentes térmicos que separan estas aguas bien mezcladas de las estratificadas costa afuera. Una de las zonas frontales más importantes de la plataforma argentina se halla localizada cerca de la Península Valdés (Carreto et al, 1986, Glorioso, 1987) (Fig1a). Asociado a la dinámica de estos sistemas frontales existe una alta tasa de productividad primaria y secundaria constituyéndose asimismo en estructuras oceánicas claves para entender la alimentación, reproducción y patrones migratorios de las poblaciones locales de aves y mamíferos así como de importantes recursos pesqueros (Acha et al, 2004, Sabatini and Martos, 2002).

La estructura hidrográfica del frente de Península Valdés ha sido descripta con anterioridad. La posición promedio del frente presenta una alineación NE-SW siguiendo de cerca la orientación de la batimetría (Sabatini and Martos, 2002). Durante la primavera y el fin del verano, perfiles hidrográficos de temperatura muestran una clara separación entre la zona costera bien mezclada ubicada en promedio a unos 50km de la costa y una región aguas afuera caracterizada por una intensa termoclina de espesor variable ubicada entre los 20 y 40 metros de profundidad (Fig 1a y b). Se cree que la posición y estructura del frente está dominada por las mareas, el flujo de calor superficial y los vientos, aunque no se han realizado estudios dinámicos que determinen con precisión la importancia relativa de cada forzante. Dada la variabilidad interanual de propiedades físicas y especies asociadas que ha sido registrada en la zona (Sabatini and Martos, 2002) es del mayor interés comprender como responde el sistema ante las modificaciones del forzante.

En este trabajo nos proponemos investigar los efectos dinámicos de la marea, el flujo de calor y la intensidad y dirección del viento en la formación y evolución estacional de frentes térmicos costeros mediante el empleo de un modelo de alta resolución no-lineal. Entre los procesos a estudiar se encuentran la extensión de la zona costera bien mezclada del frente, y la profundidad de la capa de mezcla e intensidad de la termoclina en la región estratificada. Adicionalmente se examina la habilidad de varias parametrizaciones empleadas en modelado oceánico para simular la mezcla vertical turbulenta, pieza clave en la dinámica de los frentes térmicos.

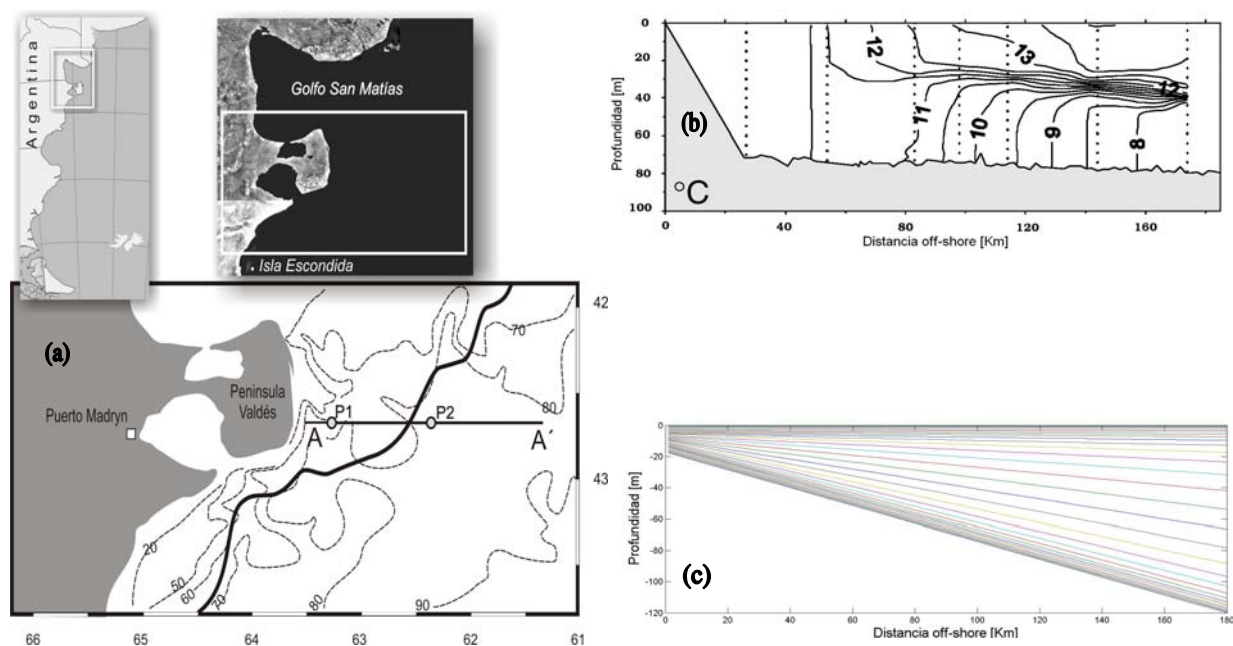


Figura 1. (a) Ubicación geográfica del frente de Valdés (línea negra gruesa), transecta de mediciones (corte A-A) y puntos de evaluación P1 y P2. (b) Corte (A-A) transversal de temperatura a la altura del frente de Valdés durante el mes de marzo. (c) Domino del modelo computacional y niveles verticales. Paneles (a) y (b) adaptados de Sabatini and Martos (2002).

2. CONFIGURACIÓN DEL MODELO NUMÉRICO Y ESTRATEGIA EXPERIMENTAL

2.1 Modelo numérico

El modelo seleccionado para nuestro estudio es el Regional Ocean Model System (ROMS). Las ecuaciones del modelo y los algoritmos numéricos que utiliza para su resolución se hallan detallados en [Shchepetkin and McWilliams \(2005\)](#) y por lo tanto solo se presenta aquí un resumen. El modelo es tridimensional dependiente del tiempo y resuelve las ecuaciones primitivas en una grilla C de Arakawa. El modelo utiliza coordenadas sigma en la vertical (que siguen la topografía de fondo) y coordenadas curvilíneas en la horizontal (que permiten un mejor ajuste en las regiones costeras) y emplea un submodelo de clausura turbulenta para resolver la mezcla vertical en las capas superficial y de fondo. La mezcla horizontal se resuelve con un operador Laplaciano y un coeficiente de difusión que depende de los gradientes del flujo medio. Las ecuaciones gobernantes son resueltas junto con las condiciones de borde mediante métodos de diferencias finitas. Para lograr mayor eficiencia computacional en casos donde la propagación de ondas superficiales sea importante el modelo emplea una separación en dos modos, uno externo con paso de tiempo más pequeño y otro interno con paso de tiempo menos restrictivo. Para la resolución de la difusión vertical se emplea un esquema temporal semi-implícito. Entre las mejoras técnicas de ROMS frente a modelos tradicionales se destacan: (i) empleo de un esquema temporal predictor-corrector tipo Adams-Moulton que amplía el rango de estabilidad por paso de tiempo, (ii) empleo de un esquema espacial sesgado de tercer orden para el operador advectivo que reduce la dispersión numérica y por lo tanto la necesidad de emplear excesiva difusión numérica horizontal; (iii) reformulación del esquema de cálculo del gradiente de presiones horizontal en coordenadas sigma y (iv) posibilidad de seleccionar entre al menos cuatro diferentes esquemas de clausura turbulenta. Dada la importancia de la difusión vertical en la dinámica de frentes térmicos, esta última mejora lo hace particularmente adecuado para el estudio propuesto.

2.2 Configuración del modelo

Para el presente trabajo se construyó el modelo en un dominio computacional cuasi-bidimensional (periódico en la dirección norte-sur) que comprende 600 km desde la costa hasta el talud continental. En la Fig.1c se muestra la región de estudio, los primeros 120m en la vertical y 180 km costa afuera con los correspondientes 30 niveles verticales. Las capas sigma tienen menor espaciamiento en las capas de fondo y en la superficie para lograr una mejor representación de las capas límites. La grilla horizontal tiene una resolución media de 5 km. El paso de tiempo interno es de 900s. El modelo se inicializa con temperatura uniforme de 10°C (situación de invierno) y salinidad constante. En la región de los Golfos Patagónicos, las mareas semidiurnas constituyen uno de los forzantes principales del océano y en particular la componente M_2 explica mas del 80% de la varianza de energía cinética de las corrientes en la plataforma interna (Rivas, 1997). Para imponer la onda de marea en el borde lateral del dominio computacional empleamos amplitudes y fases de elevación y velocidad en el borde abierto correspondientes a la componente lunar principal semidiurna (M_2) de nuestro modelo barotrópico (Tonini et al, 2006). Los flujos de calor estacionales fueron construídos siguiendo las recomendaciones de Rivas (1994) para el área de estudio y su incorporación al modelo se parametriza siguiendo la formulación de Barnier et al. (1995). Hay tres bordes abiertos en los bordes laterales este, norte y sur. En el borde este (donde se impone la onda de marea) se emplean las condiciones de radiación y relajación propuestas por Marchesiello et al. (2001). Los bordes sur y norte se tratan con condiciones periódicas. El modelo forzado con mareas, viento uniforme y flujos de calor estacionales llega a un cuasi-equilibrio energético durante el primer año. La simulación se continuó por dos años más. En lo que sigue se analizarán promedios mensuales correspondientes a estos dos últimos años.

2.3. Esquemas de mezcla turbulenta

En los modelos oceánicos actuales, la turbulencia en la dirección vertical se parametriza mediante esquemas de complejidad creciente: formulaciones algebraicas simples basadas en la intensidad de la estratificación vertical, formas alternativas del modelo de dos ecuaciones (p.e, $k-l$) basadas en propiedades locales e instantáneas del flujo, o formulaciones que tienen en cuenta efectos no locales. Dentro de la variedad de esquemas existentes, para nuestro trabajo hemos analizado los siguientes esquemas representativos:

- BVF (parametrización algebraica basada en la frecuencia de Brunt-Väisälä, Gargett and Holloway, 1984).
- MY25 (parametrización basada en el modelo de dos ecuaciones, Mellor and Yamada, 1982)
- GLS (parametrización genérica del modelo de dos ecuaciones, Umlauf and Burchard, 2003)
- LMD (parametrización que incluye efectos no-locales, Large et al, 1994)

2.4. Experimentos numéricos

El modelo numérico fue ensayado en las siguientes situaciones:

a. *Experimento Control (EC)*: Forzante de marea M2 de 0.75m de amplitud en el borde abierto (de esta manera se genera una amplitud en la costa de 1.60 m, cercana a la observada; [Tonini et. al, 2006](#)), viento uniforme en la superficie de dirección Oeste (predominante en la zona) e intensidad de 0.1 Pa, y flujo de calor superficial según [Rivas \(1994\)](#). El esquema de clausura turbulenta es LMD y se emplearon 30 niveles verticales.

b. *Experimentos de sensibilidad al forzante, al esquema de clausura turbulenta y a la resolución vertical*: La Tabla I presenta un resumen de las características de cada experimento de sensibilidad.

EXPERIMENTOS NUMÉRICOS					
Experimento	Ampl. Marea	Dir. Viento	Mag. Viento	Esq. Mezcla	Niveles Vert.
EC	0.75 m	O – E	0.1 Pa	LMD	30
Sensibilidad al forzante de marea					
ET1	0.00 m	O – E	0.1 Pa	LMD	30
ET2	0.375 m	O – E	0.1 Pa	LMD	30
ET3	1.12 m	O – E	0.1 Pa	LMD	30
Sensibilidad al forzante de viento					
EV1	0.75 m	O – E	0.05 Pa	LMD	30
EV2	0.75 m	O – E	0.15 Pa	LMD	30
EV3	0.75 m	N – S	0.1 Pa	LMD	30
Sensibilidad al esquema de mezcla vertical					
EMY25	0.75 m	O – E	0.1 Pa	MY25	30
EGLS	0.75 m	O – E	0.1 Pa	GLS	30
EBVF	0.75 m	O – E	0.1 Pa	BVF	30
Sensibilidad al número de niveles verticales					
EN20	0.75 m	O – E	0.1 Pa	LMD	20
EN40	0.75 m	O – E	0.1 Pa	LMD	40
EN50	0.75 m	O – E	0.1 Pa	LMD	50

Tabla I. Resumen de los experimentos numéricos realizados.

3. RESULTADOS

El análisis de los resultados experimentales se presentará por medio de cortes transversales de temperatura (representativos de cada estación), evolución temporal y espacial (gradientes) de la temperatura de superficie y fondo, y evolución temporal de la capa de mezcla en puntos seleccionados de la zona mezclada y estratificada del frente.

3.1 Experimento Control (EC)

El caso base, se configuró para representar de la manera más realista la ubicación del frente, profundidad de la capa de mezcla y distribución de temperatura en la vertical del frente en la región de Península Valdés. La Figura 2 (paneles (a) a (d)) muestran la evolución estacional de la distribución vertical de temperatura para un corte transversal a la costa a lo largo de un año posterior al periodo de estabilización del modelo. Para el mes de Enero (Fig 2a) observamos una termoclina muy marcada a los 20 metros de profundidad y durante los primeros 100 km desde la costa, profundizándose luego hasta los 30 metros aproximadamente. La mezcla inducida por la marea en las zonas de menor profundidad logra homogeneizar toda la columna vertical, dando lugar a la formación de un frente (en el fondo) que separa aguas estratificadas y bien mezcladas y que se ubica a unos 50 km desde la costa.

Hacia fines del verano el flujo de calor disminuye debilitando la estratificación y dando lugar al comienzo de la homogeneización de la columna de agua en todo el dominio. Esto se ve representado en Otoño (Abril) (Fig. 2 b) en donde la termoclina es débil, pero profunda, alcanzando 30 a 40 metros desde la superficie. El frente se desplaza ahora a unos 80 km desde la costa. Para la estación de Invierno (Julio) (Fig 2 c), la pérdida de calor superficial sumado a la mezcla por viento y marea logran homogeneizar completamente la columna de agua. Hacia fines del invierno en Agosto-septiembre, el flujo de calor comienza a elevar la temperatura de las capas superficiales, dando lugar a la formación de la termoclina estacional. En el mes de Octubre (Fig. 2 d) se observa una intensa termoclina a unos 15 metros de profundidad. El frente ya está formado y desplazado unos 80 km de la costa. Dado que la mayor cantidad de mediciones en la zona de Valdés se han realizado en esta época del año, tomaremos esta estación como representativa para los análisis de sensibilidad.

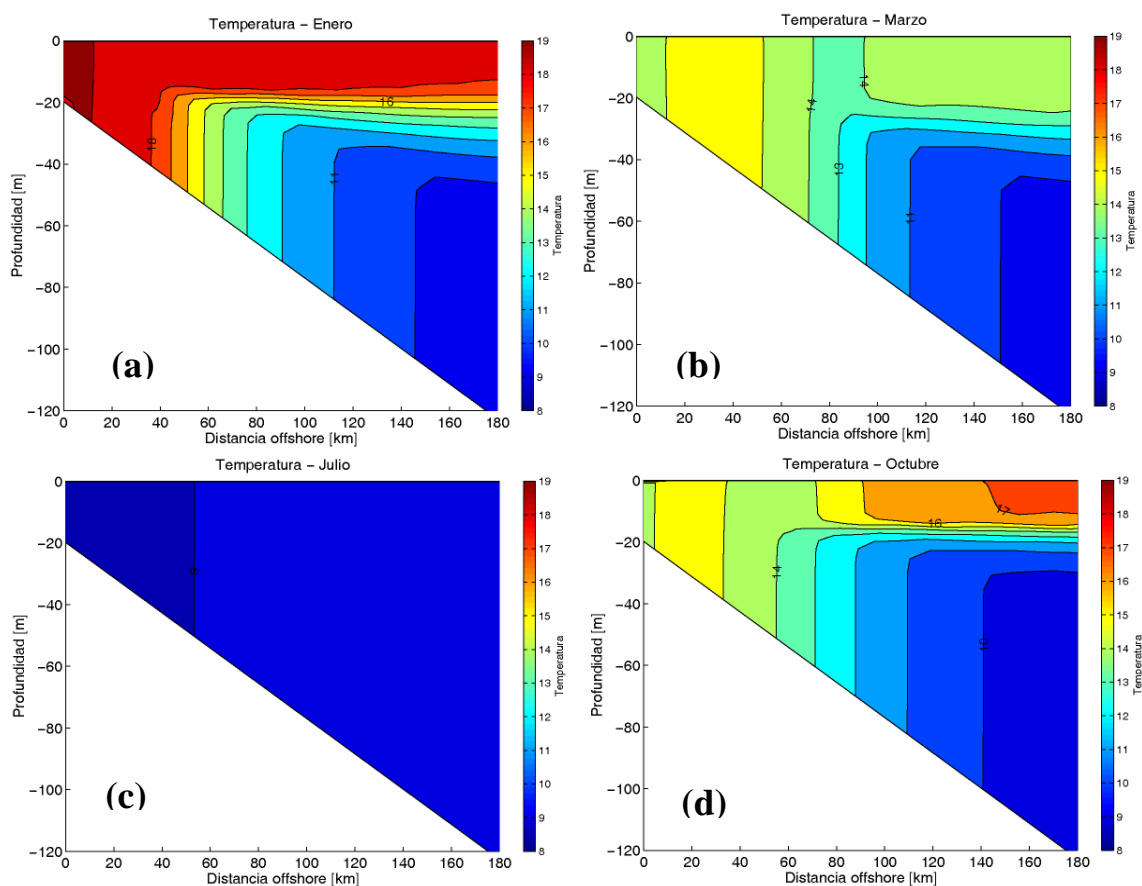


Figura 2. Sección transversal de temperatura de los resultados del EC. (a) Enero, (b) Marzo, (c) Julio, (d) Octubre.

La Figura 3a muestra la estructura espacial de la temperatura de fondo y superficie a través de los gradientes térmicos cross-shore. Las zonas de máximo gradiente son indicativas de la posición del frente. Se aprecia en la figura que la posición del frente térmico está definida a unos 80 km de la costa, con el frente de fondo desplazado unos kilómetros hacia la costa. La evolución temporal de la zona bien mezclada y estratificada se ilustra mediante gráficos de temperatura superficial y de fondo y profundidad de la capa de mezcla en dos estaciones del dominio, uno en la zona bien mezclada del frente (P1) y otro en la zona estratificada (P2). Durante la mayor parte del año, las temperaturas de superficie (SST) y de fondo (BT) son iguales, lo que implica que la columna de agua está completamente mezclada. Cuando nos alejamos de la costa en (P2), vemos que la evolución temporal de la temperatura de superficie

se desacopla de la de fondo. Las máximas discrepancias entre la SST y BT se encuentran en el periodo Setiembre-Marzo, mientras que sólo coinciden en el final del otoño y el invierno, cuando la columna de agua se mezcla completamente.

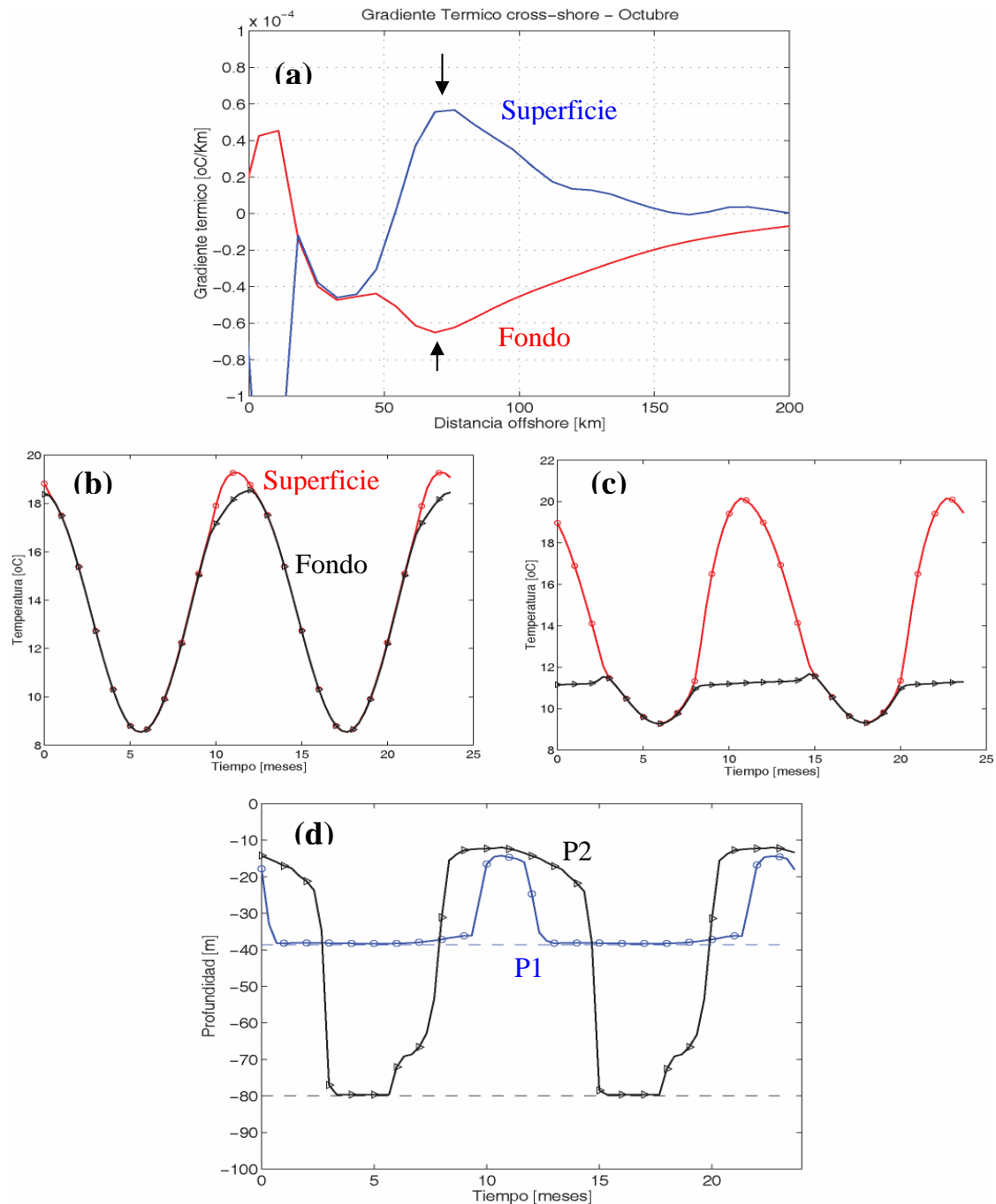


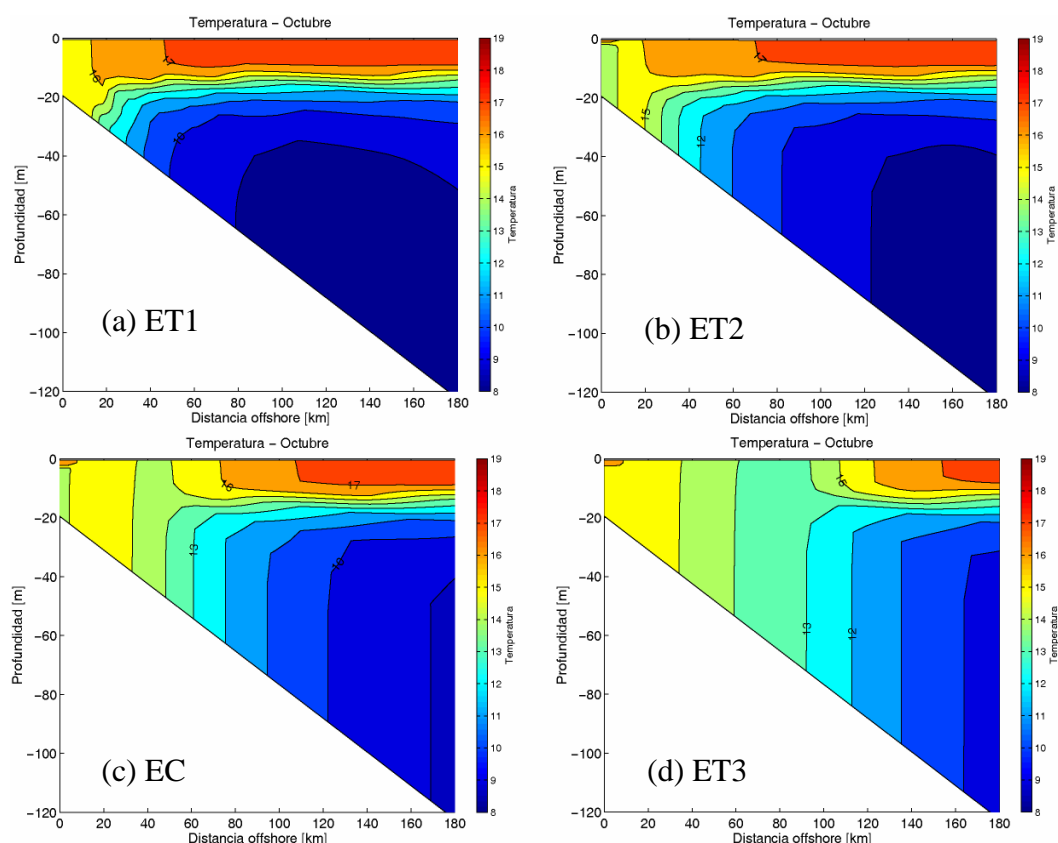
Figura 3. (a) Gradiente térmico cross-shore para el mes de Octubre. La línea azul indica el gradiente superficial, la línea roja el gradiente de fondo. Evolución temporal de la temperatura superficial (línea roja) y de fondo (línea negra) para una estación inshore (P1, b) y otra offshore (P2, c) del frente. (d) Evolución temporal de la profundidad de la capa de mezcla para las estaciones P1 (línea azul) y P2 (línea negra).

3.2 Experimentos de sensibilidad al forzante

3.2.1 Sensibilidad al forzante de marea

En estos experimentos el modelo fue configurado para analizar el efecto de un cambio en la amplitud de la marea en el borde abierto manteniéndose constante el esfuerzo del viento en superficie y el flujo de calor. Los experimentos analizados incluyen: amplitud nula, amplitud 50% menor que en el caso base, amplitud 50% mayor que en el caso base (Tabla I).

La variación en la amplitud de la marea modifica principalmente la extensión de la zona bien mezclada permaneciendo la estructura térmica de la zona estratificada (temperatura superficial, profundidad de la capa de mezcla e intensidad de la termoclina) sin variaciones importantes respecto al caso base (Figs 4a a Fig 4d). En la Figura 4e se superponen los gradientes térmicos de fondo para los cuatro casos analizados, un parámetro indicativo de la posición aguas afuera del frente. En el experimento sin marea (ET1) el frente de fondo se encuentra a escasos 18 km de la costa, mientras que en el experimento con máxima amplitud en el borde abierto (ET3) el frente se desplaza hasta 105 km costa afuera. Aunque la configuración del modelo actual no permite estudiar la estructura tridimensional del frente, los resultados anteriores muestran que aún sin variaciones topográficas, un aumento en la distribución espacial de la amplitud de marea puede generar desplazamientos del frente. En la región de Península Valdés, la amplitud de marea aumenta hacia el norte (Tonini et al, 2006) por lo que es de esperar un desplazamiento del frente aguas afuera en dirección NE, tal como lo muestran las observaciones (Fig. 1a). Existe además la posibilidad de un aumento y disminución de la amplitud media en un mismo lugar a través del tiempo por efectos astronómicos (mareas de sisigias y cuadraturas). Por lo tanto es posible también esperar que se produzcan desplazamientos locales del frente durante el transcurso de un mismo mes.



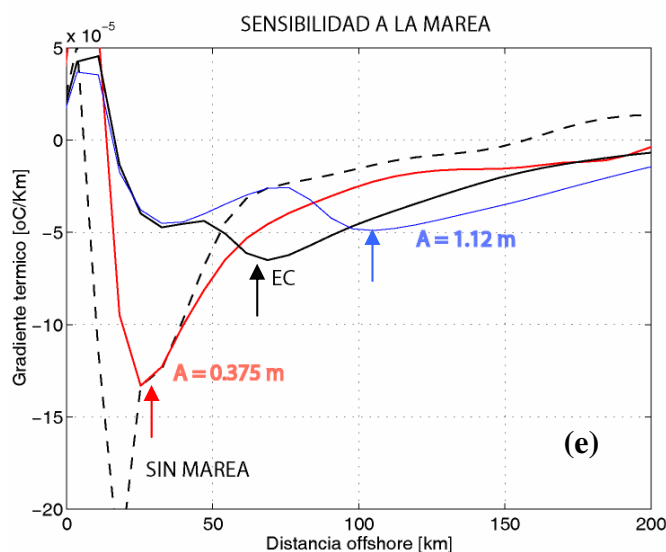


Figura 4. Corte transversal de temperatura para el mes de octubre. (a) sin marea (ET1), (b) marea de 0.375 m de amplitud (ET2), (c) experimento de control (EC), (d) marea de 1.12 m de amplitud (ET3). (e) Gradiente espacial de temperatura superficial para los distintos experimentos.

3.2.2 Sensibilidad al forzante de viento

En estos experimentos el modelo fue configurado para analizar el efecto de un cambio en la magnitud y dirección del viento en la superficie manteniéndose constante la amplitud de la marea en el borde abierto y el flujo de calor. Los experimentos analizados incluyen: intensidad 50% menor que en el caso base, intensidad 50% mayor que en el caso base y vientos de dirección N-S (favorable para surgencia) (Tabla I).

La variación en el forzante de viento en magnitud y dirección afecta toda la estructura térmica del frente, tanto en la profundidad de la capa de mezcla como en el desplazamiento del frente y la temperatura superficial (Fig. 5). La relación que demuestran los experimentos es que, a medida que aumentamos la magnitud del viento en dirección aguas afuera se profundiza la termoclina y aumenta el desplazamiento desde la costa (paneles a, b y c). En la figura 5a los esfuerzos de viento en superficie no alcanzan a mezclar la zona más costera (menor profundidad) y el flujo de calor estratifica las capas superiores, produciendo una mayor temperatura superficial con una termoclina más intensa y menos profunda. En el caso de vientos desde el Norte, se produce un desplazamiento cercano a los 10 km desde la costa, inferior al producido por vientos del Oeste, y profundidades de capa de mezcla similares al EC (Fig 5d).

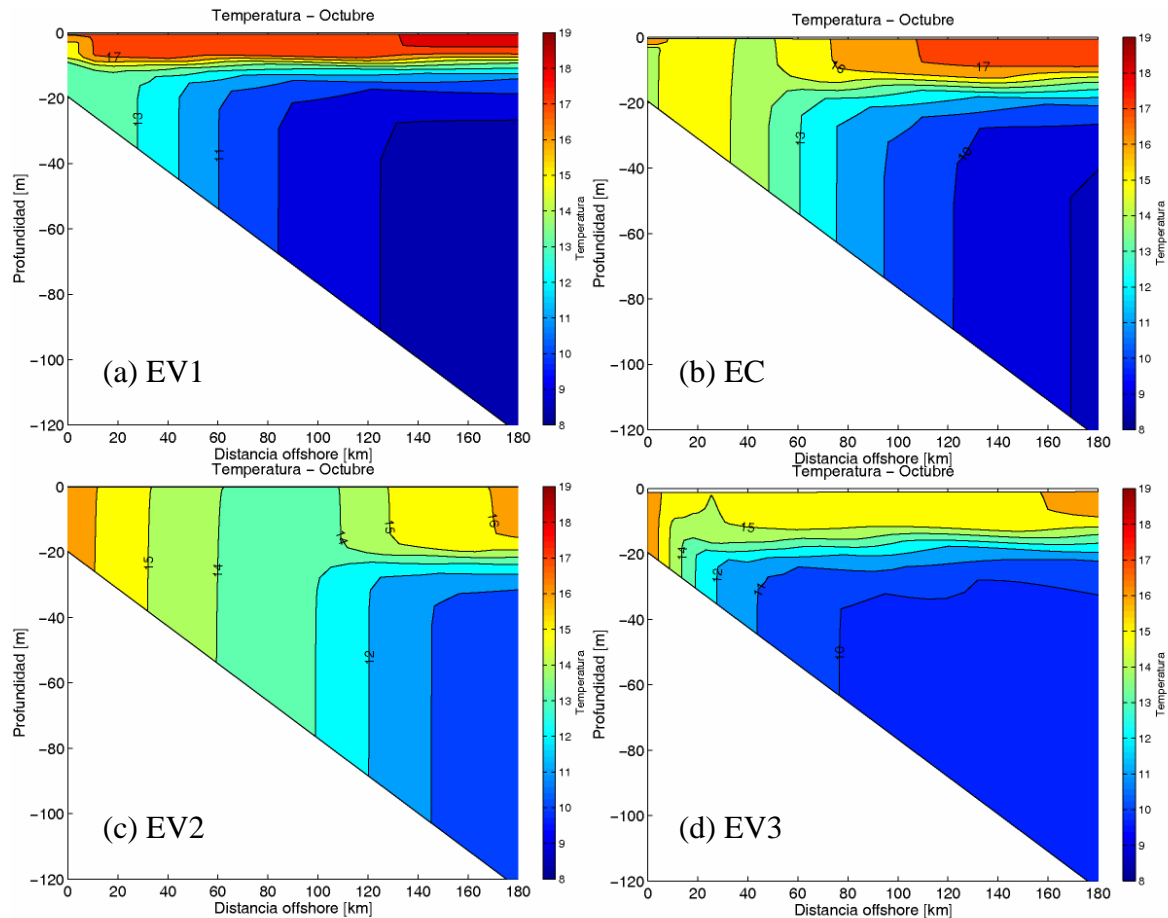


Figura 5. Corte transversal de temperatura para el mes de octubre. (a) viento offshore de intensidad 0.05 Pa (EV1), (b) experimento de control (EC), (c) viento offshore de intensidad 0.15 Pa (EV2), (d) viento de surgencia (EV3).

Si analizamos el comportamiento del gradiente térmico de la capa de fondo, observamos que el máximo disminuye en intensidad y aumenta su desplazamiento aguas afuera a medida que aumentamos la magnitud del viento (Figura 6a). El gradiente es máximo para el experimento con vientos desde el norte (EV3), generando un frente más cercano a la costa por ingreso hacia la costa de aguas más frías desde el fondo (surgencia) (Fig. 5d). En la zona estratificada, vemos que la capa de mezcla alcanza mayor profundidad a medida que aumentamos la magnitud del viento, mientras que con el cambio de dirección se obtiene en menor período de tiempo la mezcla total de la columna (Fig 6b). La variación de la temperatura superficial para una estación alejada de la costa (P2) produce variaciones leves en el experimento EV1 con respecto al EC, encontrándose por debajo en las estaciones de verano y otoño y por encima en las estaciones de invierno y primavera, logrando así una diferencia en amplitud térmica con respecto al EC de aproximadamente un 1 °C (Fig 6c). Aumentando la magnitud del viento, la SST máxima es cercana a 14°C para los meses en donde el flujo de calor es máximo. Esto indica que la zona bien mezclada (de menor temperatura media) se ha desplazado aguas afuera de la estación P2. Cuando el viento tiene dirección N-S (EV3), la SST muestra un comportamiento más irregular en los meses más cálidos (Fig. 6c) y una reducción de 3°C con respecto al EC en las temperaturas máximas alcanzadas.

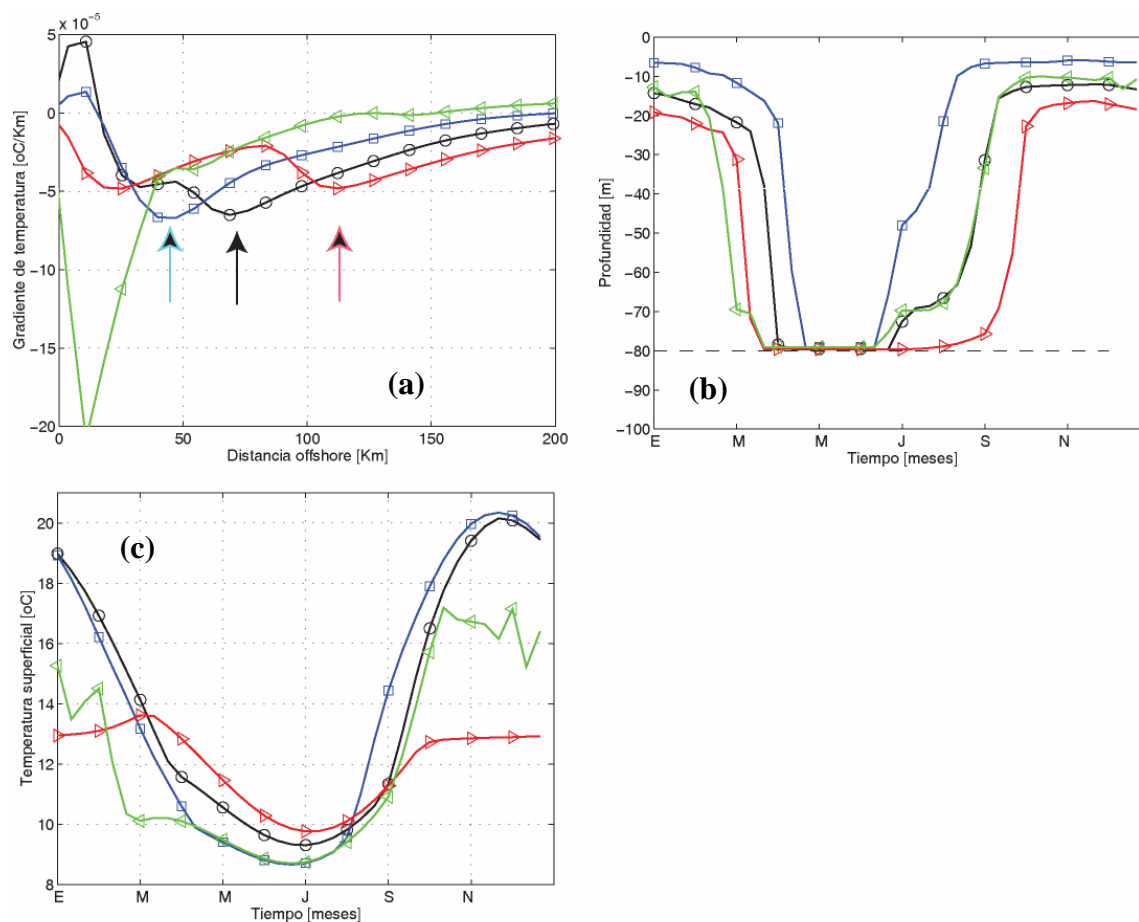


Figura 6. (a) Gradiente térmico de fondo cross-shore para los experimentos EC (curva negra), EV1 (curva azul), EV2 (curva roja) y EV3 (curva verde). Las flechas indican la posición aproximada del máximo gradiente (b) Evolución temporal de la capa de mezcla para los experimentos mencionados en (a). (c) Evolución temporal de la temperatura superficial en la estación P2 para los experimentos mencionados en (a).

3.3. Sensibilidad al esquema de mezcla

En este apartado se discute la sensibilidad del modelo a los diversos esquemas de mezcla turbulenta que se hallan disponibles en ROMS. Los resultados se analizan a través de un corte transversal de temperatura para el mes de octubre (Fig. 7). Los únicos esquemas de mezcla que reproducen la estructura bien mezclada del frente son LMD (EC) y MY25 (EMY25) (Fig. 7b). El esquema MY25 también produce la mayor penetración de la capa bien mezclada e intensidad de la termoclina. El frente térmico superficial es menos intenso que en el experimento de control, mientras que el frente de fondo se halla más cerca de la costa. El esquema de mezcla GLS (Fig 7c) genera una capa de mezcla poco profunda y homogénea en todo el dominio y una termoclina más difusa. El esquema BVF no reproduce claramente las características físicas principales de un frente térmico de mareas: la zona bien mezclada se restringe a la costa y prácticamente no hay capa superficial bien mezclada ni termoclina intensa en la zona estratificada (Fig. 7d).

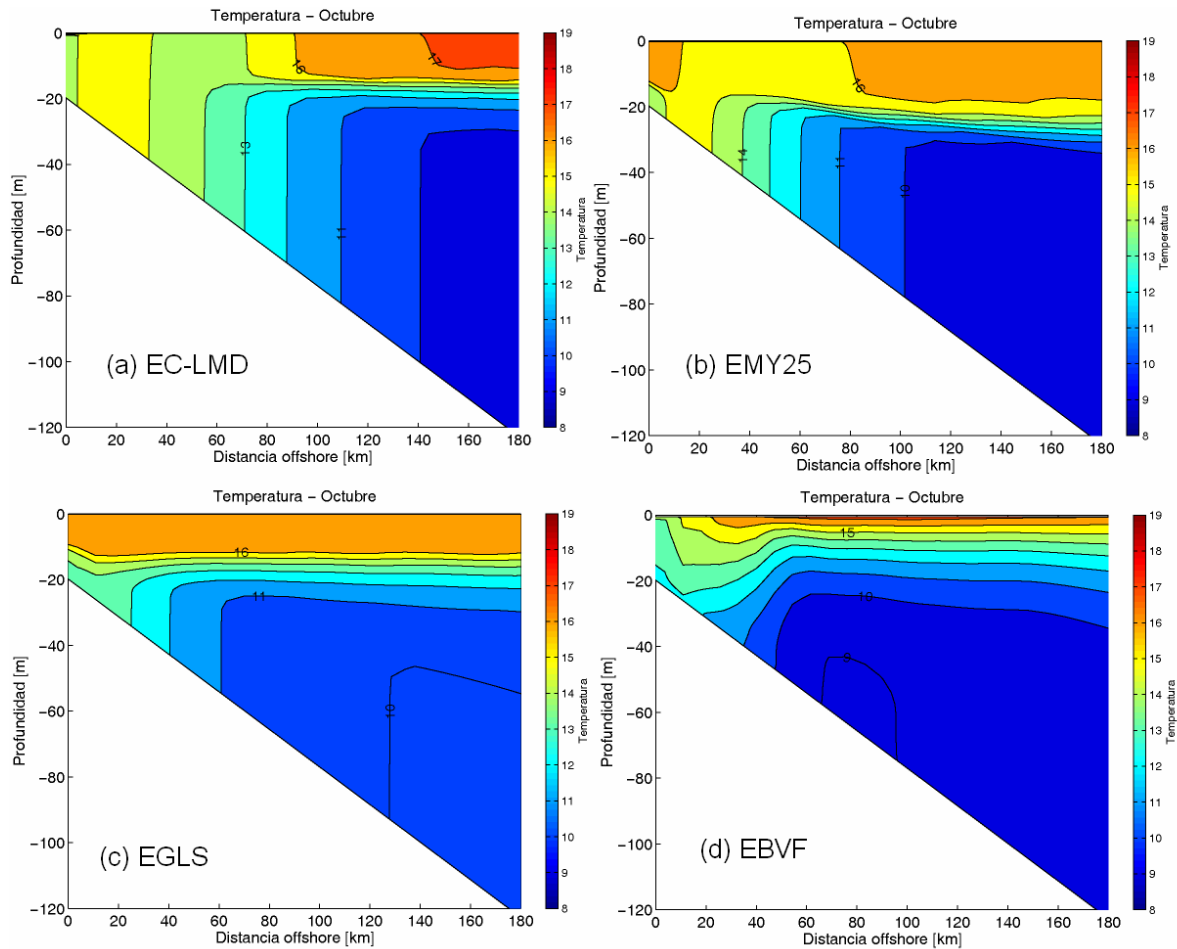


Figura 7. Corte transversal de temperatura para el mes de Octubre y para los diferentes esquemas de mezcla turbulenta. (a) LMD, (b) Mellor-Yamada, (c) Generic Length Scale, (d) Brunt-Väisälä

3.4 Sensibilidad al número de niveles verticales

Teniendo en cuenta que la resolución vertical del modelo puede influir, entre otros parámetros del frente, en la intensidad, ubicación de la termoclina y las profundidades de la capa de mezcla, se implementaron experimentos adicionales con el forzante y esquema turbulento del experimento control pero variando el número de niveles verticales. Si observamos la profundidad de la capa de mezcla e intensidad de la termoclina en la zona estratificada (Fig. 8) vemos que las mayores diferencias se producen al variar de una distribución de 20 a 30 niveles verticales. Para los experimentos de 40 y 50 niveles verticales la distribución de temperaturas en el corte cross-shore permanece prácticamente inalterada (paneles a y b). La posición aguas afuera del frente presenta muy pocas modificaciones al aumentar la resolución vertical. Un cambio menor que se observa al variar la resolución vertical, se produce en capas superiores a la termoclina con un desplazamiento aguas afuera de las isotermas.

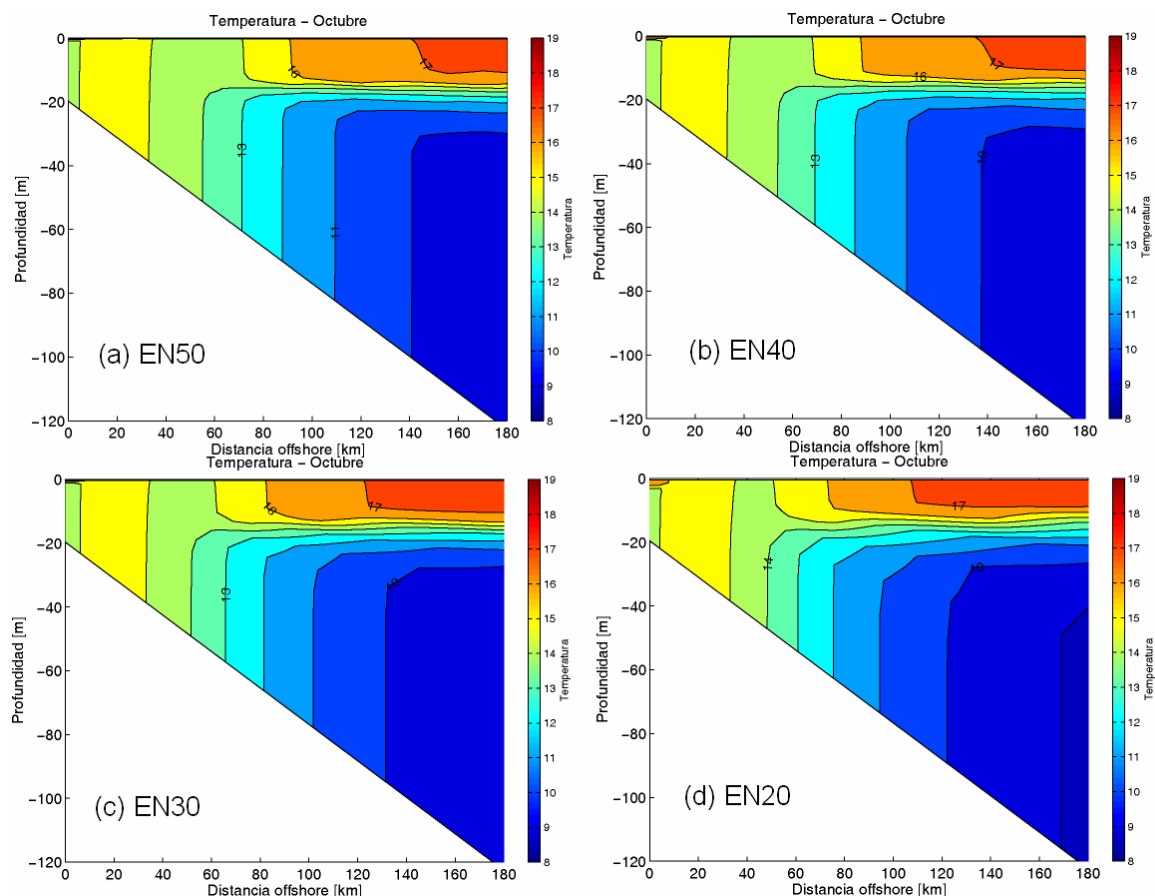


Figura 8. Corte transversal de temperatura en el mes de Octubre para el forzante y esquema de mezcla del EC y para diferente número de niveles verticales. (a) 50 niveles, (b) 40 niveles, (c) 30 niveles, (d) 20 niveles.

4. RESÚMEN Y CONCLUSIONES

En este trabajo se han investigado los efectos dinámicos de la marea, el flujo de calor, y la intensidad y dirección del viento en la formación y evolución estacional de frentes térmicos costeros mediante el empleo de un modelo de alta resolución no-lineal tridimensional. Entre los efectos estudiados se encuentra la extensión de la zona costera bien mezclada del frente, y la profundidad de la capa de mezcla e intensidad de la termoclina en la región estratificada. Los experimentos numéricos se inicializaron en una situación de invierno (cuando la capa de mezcla llega hasta el fondo) realizándose simulaciones de largo tiempo con forzante mensual.

Los resultados de los experimentos numéricos pueden resumirse como sigue:

- Para un forzante fijo de marea (0.75 m) un aumento de la intensidad de los vientos del oeste produce una profundización de la capa de mezcla y una disminución en la intensidad de la termoclina en la región estratificada, y un desplazamiento aguas afuera de la zona bien mezclada del frente. Para las condiciones estudiadas, un viento de 0.05Pa no es suficiente para generar una región mezclada cerca de la costa en el mes de octubre. Si el viento es de dirección N-S y favorable para la surgencia, el frente de temperatura de fondo se mueve hacia la costa, aumenta el gradiente térmico de fondo y disminuyen la temperatura y el gradiente térmico superficial.
- Para un forzante fijo de viento (del oeste y de una intensidad de 0.1Pa) un aumento en la amplitud de la marea produce un desplazamiento aguas afuera del frente de fondo y

superficial. La marea tiene poco efecto sobre la profundidad de la capa de mezcla e intensidad de la termoclina de la zona bien mezclada.

- Los esquemas MY y LMD producen termoclinas profundas e intensas con resultados más cercanos a las observaciones, con el esquema de MY prediciendo una capa de mezcla algo más profunda y una termoclina más intensa que el esquema LMD. Los modelos basados en frecuencia de Brunt-Väisälä (BVF) presentan problemas para predecir la formación de la capa de mezcla y la termoclina estacional. El esquema basado en GLS forma una termoclina más difusa y tiene dificultades para generar la zona bien mezclada del frente.
- El incremento en la resolución vertical tiene algún impacto en la profundidad de la capa de mezcla, pero su efecto es poco importante más allá de cierto límite, que en nuestro modelo es del orden de 30 niveles verticales.

La comparación de los resultados del modelo con datos reales es difícil de realizar por varias razones, entre las cuales podemos citar: (a) los modelos de mezcla tienen constantes de ajuste cuyos valores óptimos no se han establecido con firmeza, (b) existe incertidumbre en el forzante debido a posibles errores en la parametrización de los flujos de calor y esfuerzo del viento, y c) no existen mediciones de largo alcance en la zona de estudio. De todas formas, es interesante notar también que no se han considerado en este modelo los efectos de la advección debido a corrientes medias, remolinos, ondas internas y costeras, los cuales se hallan presentes en la región de estudio y pueden modificar la estructura térmica del frente. La concordancia con observaciones puede mejorarse modificando los parámetros y funciones de los esquemas de mezcla turbulenta, ajustando las parametrizaciones del forzante e incluyendo factores físicos adicionales (p.e. advección media) y este es el objetivo de un próximo trabajo que se halla en preparación.

5 REFERENCIAS

- Acha, E.M., Mianzan, W.H., Guerrero R.A., Favero, M. and Bava, J., Marine Fronts and the continental shelves of Austral South America, Physical and ecological processes. *Journal of Marine Systems*, 44: 83-105, 2004.
- Barnier, B., L. Siefried, and P. Marchesiello, Thermal forcing for a global ocean circulation model using a three-year climatology of ECMWF analyses. *Journal of Marine Systems*, 6: 363–380, 1995.
- Carreto J. I., Benavides H. R., Negri R. M. and Glorioso P. D., Toxic red-tide in the Argentine Sea. Phytoplankton distribution and survival of the toxic dinoflagellate *Gonyaulax excavata* in a frontal area. *Journal of Plankton Research*, 8: 15-28, 1986.
- Gargett AE, Holloway G, Dissipation and diffusion by internal wave breaking. *J Mar Res* 42:15–27, 1984.
- Glorioso, P. D., Temperature distribution related to shelf-sea fronts on the Patagonian shelf. *Cont. Shelf Res.*, 7: 27-34, 1987.
- Glorioso, P. D., and R. A. Flather. A barotropic model of the currents off SE South America, *J. Geophys. Res.*, 100:13,427– 13,440, 1995.
- Large, W.G., McWilliams, J.C., Doney, S.C., 1994. A review and model with a nonlocal boundary layer parameterization. *Rev. Geophys.* 32, 363–403.
- Marchesiello, P., J. C. McWilliams, and A. Shchepetkin, Open boundary conditions for long-term integration of regional oceanic models. *Ocean Modelling.*, 3:1–20, 2001.
- Mellor, G.L., Yamada, T., 1982. Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems. *Rev. Geophys. Space Phys.* 20, 851–875.

- Palma, E. D. , R. P. Matano, and A. R. Piola , “A Numerical study of the Southwestern Atlantic Shelf Circulation: Barotropic response to tidal and wind forcing”. *Journal of Geophysical Research*, 109, CO8014, doi:10.1029/2004JC002315, (2004).
- Rivas, A. L., Spatial variation of the annual cycle of temperature in the Patagonian shelf between 40 and 50° of south latitude. *Cont. Shelf Res.*, 14 : 1539-1554, 1994.
- Rivas, A. L., Current meter observations in the Argentine continental shelf. *Cont. Shelf Res.*, 17 : 391-406, 1997.
- Sabatini, M., Martos, P., Mesozooplankton features in a frontal area off northern Patagonia (Argentina) during spring 1995 and 1998. *Scientia Marina* 66 (3): 215–232, 2002.
- Tonini, M, E. D. Palma, and A. Rivas, Modelo de alta resolución de los Golfos Patagónicos. en *Mecánica Computacional XXV*, Cardona, Nigro, Sonzogni y Storti Eds, AMCA, Santa Fé, 25: 1461-1479, 2006.
- Shchepetkin, A.F., and J. C. McWilliams, The regional oceanic modeling system (ROMS): a split-explicit, free-surface, topography-following-coordinate oceanic model. *Ocean Modelling* , 9 :347–404, 2005.
- Umlauf, L., and H. Burchard, 2003. A generic length-scale equation for geophysical turbulence models. *J. Marine Res.* 61, 235–265.