

Universidad Nacional del Sur

Departamento de Geografía y Turismo



Tesis de Licenciatura en Oceanografía

Orientación Física Marina

**Surgencia en el Frente de Talud Patagónico:
efectos ambientales, locales y remotos**

Tesista: Nicolás Bodnariuk

Director: Dr. Elbio D. Palma

Bahía Blanca

2015

Índice

Índice.....	2
1. Introducción	4
2. Metodología	8
2.1. Modelo numérico	8
2.1.a Ecuaciones de balances	8
2.1.b Modelo barotrópico 2-D: la Onda Topográfica Atrapada (ATW)	10
2.1.c Condiciones de borde verticales.....	11
2.1.d Discretización horizontal del modelo.....	12
2.1.e Discretización vertical del modelo	13
2.2. Metodología experimental.....	14
3. Análisis y discusión de resultados.....	17
3. Experimento de control	17
3.1.a Dinámica	17
3.1.b Análisis de trazadores.....	23
3.2. Experimentos de sensibilidad.....	26
3.2.a Efectos ambientales.....	26
3.2.a.I.Variación de la pendiente del talud	26
3.2.a.II. Modificación de la pendiente de plataforma.....	36
3.2.a.III Efectos topográficos bidimensionales en la dinámica del talud	38
3.2.a.IV. Cañones submarinos.....	46
3.2.b Efectos remotos	52
3.2.b.I Modificación de la magnitud de la velocidad del jet en el talud	52
3.2.b.II. Variación de la magnitud de la velocidad de la corriente de plataforma.....	54
3.2.b.III. Efecto del alejamiento del eje de la corriente del borde del talud.....	58
3.2.b.IV. Efectos de la variación temporal de la corriente del talud	62
3.2.b.V. Experimentos con forzante mareal	64
3.2.c. Efectos locales	69
3.2.c.I Experimentos con forzante eólico	69
4. Conclusiones	73
5. Referencias.....	77

6. Apéndice	81
6.1 Coordenadas sigma generalizadas.....	81
6.2 Ecuaciones de Balance en coordenadas sigma.....	82

1.Introducción

En comparación con las áreas biológicamente desérticas del océano abierto las plataformas continentales y pelágicas adyacentes presentan altas tasas de productividad primaria. La biomasa planctónica disponible es utilizada por diversas ramas de la cadena trófica marina incluyendo grandes mamíferos, aves y pesquerías de alto valor económico. Adicionalmente, la base de la cadena (el fitoplancton) requiere de carbono atmosférico para su crecimiento, con lo cual estas regiones constituyen un término importante del balance global de dióxido de carbono (CO₂) y por lo tanto del control de posibles variaciones climáticas (Bianchi, 2009). Actualmente se considera que los ecosistemas marinos contribuyen a más del 40% del “secuestro” total de carbón de la atmósfera y a más del 80% de la captura total de peces (Gatusso *et al.*, 1998) y constituyen por lo tanto un componente crítico de la vida sobre nuestro planeta. La productividad diferenciada de estos ecosistemas está relacionada con una intensa circulación vertical que transporta nutrientes de las capas de fondo hacia las capas superiores y con el ingreso de grandes descargas continentales ricas en nutrientes y micronutrientes. Por lo tanto, los procesos biológicos y biogeoquímicos mencionados dependen críticamente de la circulación tridimensional del océano y particularmente de los intercambios e interacciones entre la región costera, la plataforma continental y el océano profundo.

La Plataforma Patagónica, particularmente en la región del Frente de Talud Patagónico (FTP) es una de las regiones biológicamente más productivas del Hemisferio Sur, y sustenta una intensa actividad pesquera, la mayor parte por flotas argentinas, pero también por flotas internacionales (Heileman, 2009) (Fig. 1a y b). Estas pesquerías han sufrido un crecimiento acelerado durante las últimas décadas y en la actualidad todas las reservas de las especies comercializadas en la región se hallan totalmente explotadas e incluso sobreexplotadas y se esperan grandes cambios en el potencial de captura para las próximas décadas (Cheung *et al.*, 2010). Las poblaciones muestran además fluctuaciones naturales en su abundancia, presumiblemente debido a variaciones ambientales que provocan cambios en algunas especies (Achaet *al.*, 2004, 2012). En sus estados larvales, peces y otros organismos marinos se hallan a la merced de los procesos físicos. Al menos algunas de esas especies comerciales toman ventaja de la alta productividad de las plataformas y al mismo tiempo evitan ser exportadas al

océano adyacente (biológicamente más pobre, Bakum&Csirke, 1998). Los mecanismos de retención/exportación de plancton al océano abierto y su influencia en la variabilidad interanual observada en el reclutamiento de algunas especies clave son todavía poco conocidos.

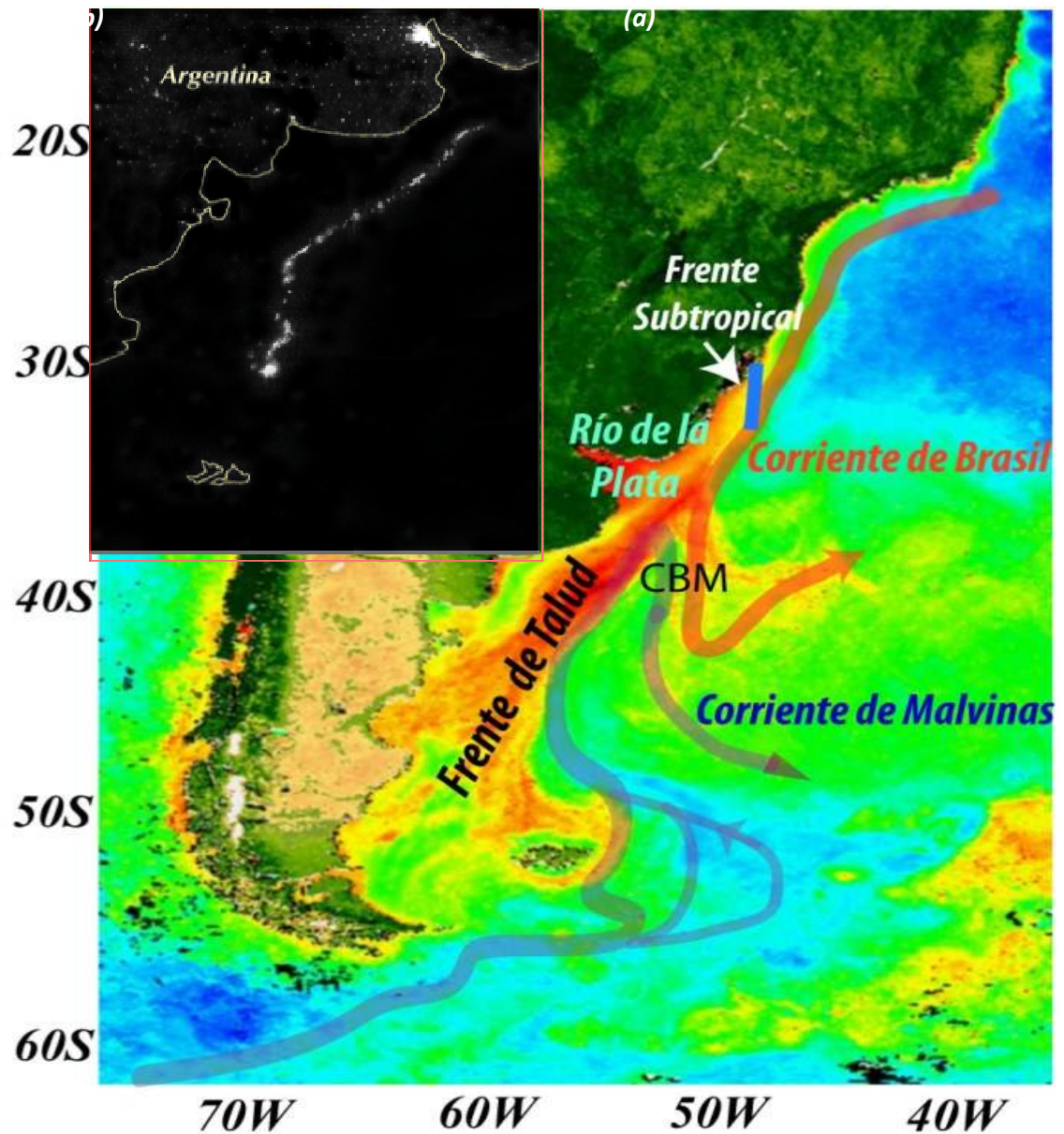


Fig.1. (a) Ilustración esquemática del flujo de las Corrientes de Malvinas y Brasil y su Confluencia (CBM). La imagen de fondo es la clorofila superficial (mg/m^3) correspondiente al verano de 2003 en la región de estudio basada en datos del radiómetro espectral SeaWiFS de NASA. Se indican además el FTP y el Frente Subtropical de Plataforma (FSTP). (b) Inserto que muestra luces nocturnas de barcos pesqueros sobre el FTP.

Diversas teorías asocian la formación de los frentes de talud al flujo sobre la plataforma (Gawarkiewicz&Chapman, 1992) o a la generación de ondas internas (Acha *et al.*, 2004). Sin embargo, estudios teóricos empleando modelos simplificados sugieren que la intensa circulación vertical y surgencia que alimentan la alta productividad del Frente de Talud Patagónico (FTP) no estaría asociada al viento o al flujo sobre plataforma sino a intrusioniones de la Corriente de Malvinas (CM) sobre la plataforma. Estas intrusioniones generan un gradiente de presiones a lo largo de la plataforma con una circulación secundaria divergente que conduce a surgencia en el talud (Matano& Palma, 2008, Miller *et al.*, 2011, Fig. 2). Las velocidades de surgencia son del mismo orden que aquellas encontradas en clásicos sistemas de surgencia costera generados por vientos favorables(p.e, el Sistema Costero Chileno-Peruano; Strub *et al.*, 1998).Adicionalmente resultados analíticos y modelos numéricos bidimensionales simplificados muestran que la intensidad del intercambio a través del talud y la surgencia asociada aumenta con la intensidad de la corriente del talud, la pendiente de dicha topografía y el rozamiento del fondo. Variaciones en la forma del perfil de velocidades en el talud y del transporte de la corriente indican que la surgencia se incrementa con el aumento del transporte, siendo la magnitud del flujo incidente en el borde de talud (punto de quiebre entre la pendiente de plataforma y talud) la variable con mayor incidencia sobre la intensidad de la surgencia (Ascuaga *et al.*, 2011).

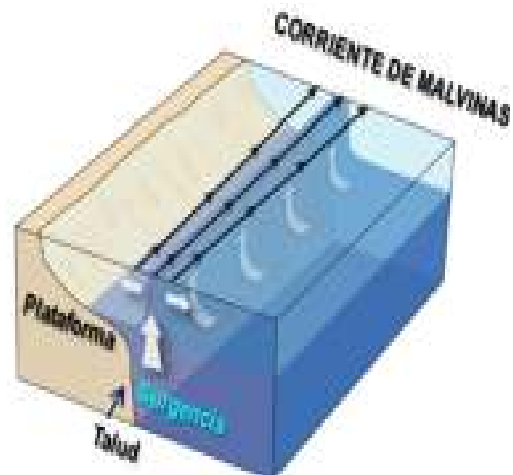


Fig. 2. Esquema de la intrusión de la CM y la circulación secundaria asociada (Reformulada de Ascuaga *et al.*, 2011)

En base a lo expuesto las hipótesis propuestas son:

1. Las variaciones ambientales (variación de pendientes, modificaciones zonales y meridionales de la batimetría, cañones submarinos, etc.) controlan el ajuste de la corriente de talud y consecuentemente modifican los patrones de surgencia.
2. Los efectos remotos, tales como las variaciones temporales de la velocidad de

la corriente de talud, la modificación de su transporte, entre otros, modifican la magnitud de la surgencia y su variabilidad temporal.

3. La inclusión de forzantes (remotos: marea y locales: vientos) permiten conectar capas intermedias de la columna de agua con las superficiales mediante mecanismos de surgencia limitados en la vertical.

Los objetivos del trabajo de investigación son:

1. Comprender los fenómenos físicos que controlan el ajuste dinámico de una corriente de talud en presencia de topografía variable.
2. Analizar los mecanismos dinámicos básicos que permiten la generación de surgencia por intermedio de corrientes de talud.
3. Analizar la variabilidad espacio-temporal de la surgencia frente a modificaciones ambientales (topografía de fondo), del forzante remoto (intensidad y variabilidad de la corriente de borde, mareas) y local (vientos).
4. Identificar las áreas de mayor interacción a través del talud y cuantificar los intercambios entre la plataforma y el océano abierto.

Para la consecución de los mismos se utilizó como metodología de estudio un modelo numérico de última generación.

2. Metodología

2.1. Modelo numérico

Para cumplir con los objetivos propuestos se propone la implementación de un modelo numérico simplificado de dominio limitado. El modelo propuesto para los experimentos numéricos es el Regional OceanModelSystem (ROMS; Shchepetkin&McWilliams, 2005) en su versión de la Universidad de Rutgers (Wilkin *et al.*, 2005).

El modelo resuelve las ecuaciones primitivas en una esfera rotante utilizando coordenadas curvilíneas en la horizontal y coordenadas sigma en la vertical para los campos tridimensionales de velocidad, temperatura, salinidad, energía cinética y longitud de mezcla turbulenta. La mezcla vertical está basada en un esquema de clausura turbulenta de segundo orden. Este modelo es de acceso libre y su buen desempeño es ampliamente reconocido en la comunidad internacional. A continuación se presentan, de manera resumida, las ecuaciones de balance que son resueltas por ROMS.

2.1.a Ecuaciones de balances

Las ecuaciones que gobiernan la dinámica del océano en la región de estudio corresponden a las ecuaciones de Navier-Stokes (1,2), la ecuación de estado (4), la ecuación de continuidad (5) y las ecuaciones de advección-difusión de trazadores (3). Las hipótesis utilizadas en la simplificación de las mismas corresponden a la hipótesis de Boussinesq, la aproximación del plano- β y la aproximación hidrostática.

$$(1) \frac{\partial u}{\partial t} + \vec{v}\nabla u - fv = -g \frac{\partial \zeta}{\partial x} - g \frac{\partial \Phi}{\partial x} - \frac{\partial(\overline{u'w'})}{\partial z} + F_u + D_u$$

$$(2) \frac{\partial v}{\partial t} + \vec{v}\nabla v + fu = -g \frac{\partial \zeta}{\partial y} - g \frac{\partial \Phi}{\partial y} - \frac{\partial(\overline{v'w'})}{\partial z} + F_v + D_v$$

$$(3) \frac{\partial c}{\partial t} + \vec{v} \nabla c = - \frac{\partial(\overline{c'w'})}{\partial z} + F_c + D_c$$

$$(4) \rho = \rho(P, S, T) = \rho_0 + \rho'(P, S, T)$$

$$(5) \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0$$

$$(6) \phi = \int_z^\zeta \frac{\rho'}{\rho_0} dz$$

Donde u , v y w corresponden a las componentes de la velocidad en las direcciones zonal, meridional y vertical respectivamente; ζ representa la superficie libre; f es el parámetro de Coriolis; g la constante gravitacional; ρ_0 la densidad promedio; ρ' la perturbación de la densidad; S la salinidad; T la temperatura; P la presión; c la concentración de un trazador pasivo; F corresponde a los forzantes de las respectivas ecuaciones de balance; D corresponde a la fricción turbulenta horizontal o a la difusividad turbulenta horizontal de acuerdo al balance; ϕ constituye un término baroclínico que da cuenta del efecto que la estratificación posee sobre el gradiente de presiones que moviliza al océano.

Las ecuaciones de movimiento (7, 8) y continuidad (9) integradas en la vertical, poseen un gran interés en el análisis de situaciones dinámicas complejas:

$$(7) \frac{\partial(DU)}{\partial t} + \text{div}(DU\vec{U}) - fV = -gD \frac{\partial\zeta}{\partial x} + \tau_{wu} - \tau_{bu} + F_u + D_u + C_u$$

$$(8) \frac{\partial(DV)}{\partial t} + \text{div}(DV\vec{U}) + fU = -gD \frac{\partial\zeta}{\partial y} + \tau_{wv} - \tau_{bv} + F_v + D_v + C_v$$

$$(9) \frac{\partial\zeta}{\partial t} + \text{div}(H\vec{U}) = 0$$

$$(10) \vec{C} = -g \int_z^\zeta \left(\nabla \int_z^\zeta \frac{\rho'}{\rho_0} dz \right) dz - \text{div} \int_z^\zeta (\vec{v} - \vec{U}) \otimes (\vec{v} - \vec{U}) dz$$

Donde U y V corresponde a la velocidades horizontales u y v promediadas en la horizontal; H representa la profundidad de la columna de agua; D la extensión vertical de

dicha columna ($H + \zeta$). τ_{wu} y τ_{wv} constituyen los forzante eólicos sobre la superficie en las direcciones zonal y meridional; τ_{bu} y τ_{bv} representan la fricción de fondo en las direcciones zonal y meridional.

Las ecuaciones de balance (7 y 8) parecerían ser análogas al de un modelo barotrópico (densidad constante) 2-D. Sin embargo, como puede observarse en la expresión (10), C representa la suma de un término baroclínico junto a otro dependiente de la estructura tridimensional del flujo y se anula sólo en situaciones donde la densidad es espacialmente constante o si no existen forzantes que produzcan variaciones de las componentes horizontales de la velocidad en la vertical. En esos casos el modelo matemático conformado por las ecuaciones (7), (8) y (9) es estrictamente bidimensional.

2.1.b Modelo barotrópico 2-D: la Onda Topográfica Atrapada (ATW)

Cuando se combinan las ecuaciones de movimiento (7) y (8) para un océano homogéneo y además se considera que el número de Rossby es pequeño (el efecto de Coriolis domina los términos estacionario y advectivos), que el único forzante existente es la fricción de fondo, la cual puede ser parametrizada linealmente, que la componente meridional de la velocidad es mayor a la zonal (como ocurre en los experimentos que simulan la corriente de Malvinas) se arriba al conjunto de ecuaciones (11, 12 y 13).

$$(11) \quad -fv = -g \frac{\partial \zeta}{\partial x}$$

$$(12) \quad fu = -g \frac{\partial \zeta}{\partial y} - \frac{r}{h} v$$

$$(13) \quad \text{div}(H\vec{u}) = 0$$

Combinando las ecuaciones anteriores, y considerando adicionalmente que la topografía presenta únicamente variaciones zonales $h = h(x)$, se obtiene una ecuación para la Onda Topográfica Atrapada (14), la cual posee una expresión análoga a la ecuación de

difusión de calor. El coeficiente semejante a la difusividad se encuentra relacionado con la pendiente del talud, el coeficiente de fricción y el coeficiente de Coriolis.

$$(14) \frac{\partial \zeta}{\partial y} + \frac{r}{f} \left(\frac{dh}{dx} \right)^{-1} \frac{\partial^2 \zeta}{\partial x^2} = 0$$

Como puede observarse en la ecuación anterior, cuanto mayor es la pendiente menor es la “difusión” de la superficie libre en la dirección meridional. Esto sugiere que el gradiente topográfico puede jugar un rol importante en los intercambios entre el talud y la plataforma. La ecuación derivada anteriormente es utilizada en Ascuaga(2011) junto con una versión más compleja que permite la inclusión de variaciones de la topografía en la dirección “y” para realizar un análisis de la interacción entre la corrientes del talud y la topografía. En su estudio se muestra, al igual que Hill (1995), que el eje principal de la corriente de talud se dirige hacia aguas profundas al tiempo que la corriente se derrama sobre la plataforma en función del coeficiente de “difusividad topográfica”. Se concluye que a mayor pendiente menor es la comunicación entre las aguas de la plataforma y las oceánicas. Por el contrario, las velocidades verticales sobre el talud que dependen fuertemente de la divergencia de la componente zonal de la velocidad, se intensifican cuando el mismo se vuelve más empinado (Miller *et al.*, 2011). El fenómeno de surgencia también se ve intensificado con el aumento de la fricción de fondo, debido a que dicho parámetro controla la “difusividad” (Ascuaga *et al.*, 2011).

2.1.c Condiciones de borde verticales

Las condiciones de borde verticales para las ecuaciones de momento y trazadores en superficie son las siguientes:

$$(15) K_m \frac{\partial u}{\partial z} = \tau_{wu}$$

$$(16) K_m \frac{\partial v}{\partial z} = \tau_{wv}$$

$$(17) K_c \frac{\partial C}{\partial z} = F_c$$

$$(18) w = \frac{\partial \zeta}{\partial t}$$

En el fondo las condiciones a aplicar son:

$$(19) K_m \frac{\partial u}{\partial z} = \tau_{b u}$$

$$(20) K_m \frac{\partial v}{\partial z} = \tau_{b v}$$

$$(21) K_c \frac{\partial C}{\partial z} = 0$$

$$(22) w = \vec{u} \nabla h$$

Donde K_m y K_c corresponden a los coeficientes de viscosidad turbulenta y difusividad turbulenta respectivamente.

2.1.d Discretización horizontal del modelo

En la horizontal, las ecuaciones de movimiento de ROMS se discretizan en una retícula de tipo Arakawa-C. Como puede observarse en la Fig. 3 la densidad junto con la superficie libre y los trazadores se localizan en el centro de las celdas. Las componentes de velocidad zonal y meridional se ubican en las direcciones este-oeste y norte-sur respectivamente.

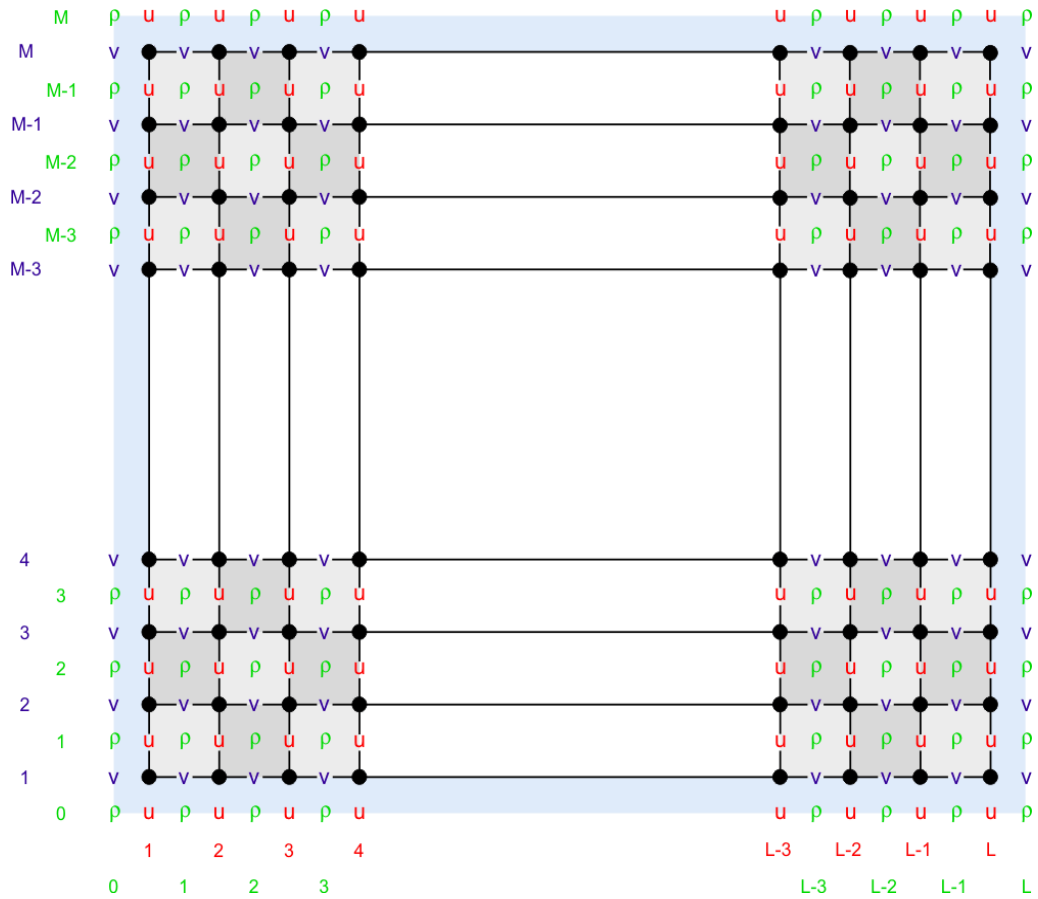


Fig.3 Retícula C de Arakawa y ubicación de las variables del modelo.

2.1.e Discretización vertical del modelo

Las coordenadas sigma generalizadas son utilizadas por ROMS para discretizar verticalmente el conjunto de ecuaciones siguiendo la topografía (ver Apéndice). Dado que la distancia vertical entre dos superficies coordenadas varía con la elevación de la superficie libre, las celdas cambian su volumen en el tiempo. La ubicación de las coordenadas es tal que la densidad, las componentes horizontales de la velocidad y los trazadores pasivos se ubican en el centro de las celdas. Las velocidades verticales se ubican en las caras inferior y superior (Fig. 4).

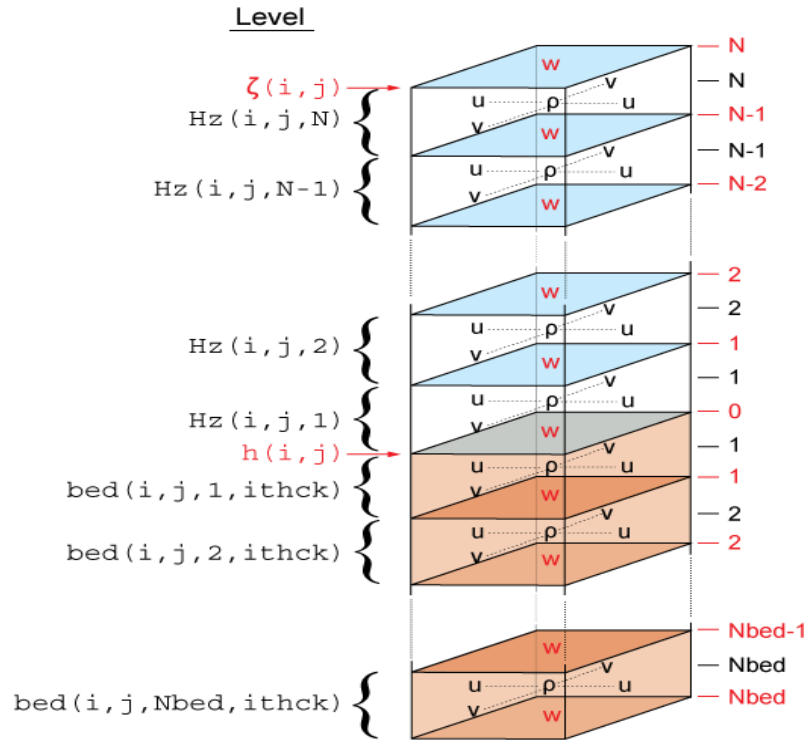


Fig. 4 Discretización vertical del modelo

2.2. Metodología experimental

Para el diseño de los experimentos numéricos se mantuvo la estrategia empleada en estudios anteriores (p.e. Matano & Palma, 2008; Miller *et al.*, 2011, Ascuaga *et al.*, 2011). Se compararon los resultados de un experimento base con experimentos de sensibilidad variando los parámetros más importantes del problema:

- Pendiente del talud
- Pendiente de la plataforma
- Topografía
- Velocidad del jet en el talud
- Velocidad de la corriente de plataforma
- Distancia del eje de la corriente al talud
- Forzantes

Las diferencias entre estos experimentos se emplearon para inferir procesos, examinar hipótesis preliminares y diseñar nuevas hipótesis que surgieron del análisis. El experimento base es similar al descrito por Matano & Palma (2008). El dominio consiste en un cuenco rectangular con largo de ~ 1.300 km y un ancho de ~ 650 km y topografía de fondo variable (Fig. 5). El modelo tiene una resolución horizontal de 2.5 km y 30 niveles sigma en la vertical, con incremento de la resolución en la superficie y el fondo para resolver apropiadamente los procesos físicos en las capas límites. Los bordes sur, norte y este del dominio se mantienen abiertos, y allí se imponen las condiciones de borde recomendadas por Palma & Matano (1998 y 2000) y Marchesiello *et al.* (2001) y empleadas satisfactoriamente en Matano & Palma (2008 y 2013). Los coeficientes de mezcla vertical son parametrizados siguiendo los esquema de clausura turbulenta de Mellor & Yamada (1982) y Large *et al.* (1994).

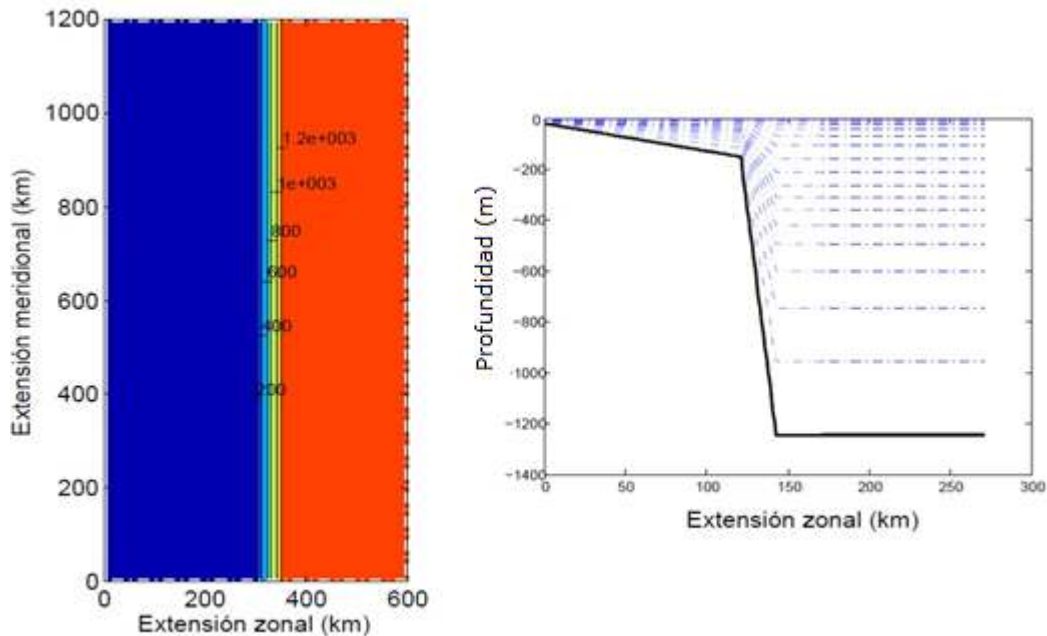


Fig.5 Corte en planta (izq.) y sección vertical (der.) correspondientes al caso de control. La línea blanca punteada corresponde a los bordes abiertos (N, S, E), la numeración corresponde a las isobatas del corte en planta (m.). En la sección vertical se observan los niveles sigma correspondientes a la componente vertical de la velocidad (línea punteada) y la topografía (línea rellena).

Se analizó la sensibilidad de la surgencia y los intercambios entre el océano profundo y la plataforma modificando los siguientes parámetros físicos:

- Factores ambientales:

Topografía de fondo: Se realizaron simulaciones modificando la pendiente y variaciones longitudinales de la topografía. Las simulaciones incluyeron variaciones de gran escala (cambio de pendiente y variaciones longitudinales) y de pequeña escala (cañones submarinos).

- b) Forzante remoto:

Se realizaron simulaciones alterando la magnitud y posición de la corriente de talud así como la incorporación de forzante de la marea.

- c) Forzante local:

Se realizaron simulaciones que incluyeron al forzante eólico (viento).

Para cuantificar los procesos físicos de interés se emplearon balances de masa, cantidad de movimiento (Ascuaga *et al.*, 2011), trazadores pasivos (Combes & Matano, 2014) en conjunto con secciones de velocidad tomadas de forma transversal y paralela al talud.

3. Análisis y discusión de resultados

3. Experimento de control

3.1.a. Dinámica

En base a la teoría de la ATW aplicada al jet meridional descrito en la sección 3.3, Matano& Palma (2008) sugirieron que la velocidad zonal debe presentar variaciones en su magnitud a un lado y el otro del borde del talud continental (Ec. 23) debido a las diferentes difusividades topográficas de dicho accidente topográfico y la plataforma (pendientes distintas):

$$(23) u^- \approx \frac{k^-}{k^+} u^+$$

Donde u^- corresponde a la velocidad sobre la plataforma en un entorno adyacente al talud, en tanto que u^+ se refiere a la velocidad sobre el talud. La expresión del coeficiente de difusividad topográfica es la siguiente: $k = \frac{r}{f} \left(\frac{dh}{dx} \right)^{-1}$.

Dado que $\left(\frac{dh}{dx} \right)^- < \left(\frac{dh}{dx} \right)^+$, $k^- > k^+$, por lo que $u^- > u^+$. El hecho de que la velocidad zonal en plataforma sea mayor que la del talud en la región de transición topográfica sugiere que el campo de velocidades es divergente. Por continuidad, en la región del quiebre del talud podría desarrollarse una zona de surgencia (Matano& Palma, 2008). Estas conclusiones se analizan a continuación para el caso del experimento de control.

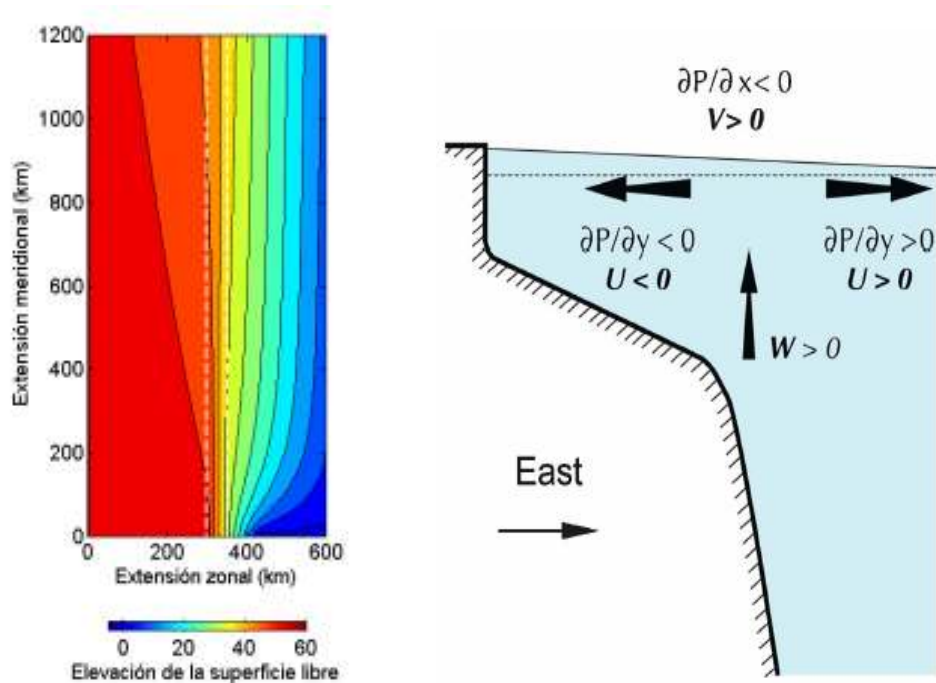


Fig.6 Elevación de la superficie libre (cm) (Izq.); Patrón de circulación asociados al movimiento divergente (tomado de Matano & Palma, 2008)

En base a la topografía realista de la zona correspondiente al sector patagónico se determinó un valor de pendiente del talud en la zona norte de $\alpha_t = 2 \times 10^{-2}$. Dicha pendiente se utilizó como referencia para la construcción de un experimento de control que presenta variaciones topográficas solamente en la dirección zonal. El valor elegido para la pendiente de plataforma corresponde a $\alpha_p = 4 \times 10^{-4}$, en tanto que el transporte asignado a la corriente meridional es de 54 Sv. con velocidad media de entrada 0.4 m/s. El valor asignado al transporte de la corriente está estimado de acuerdo a las pocas mediciones de campo existentes y a resultados de modelos numéricos previos asociados a la Corriente de Malvinas (Spadone & Provost, 2009; Piola *et al.*, 2013; Palma *et al.*, 2008; Combes & Matano, 2014). En la Fig. 6(a) se observa que el eje del jet meridional se desplaza hacia el este en tanto que la región del jet que se extiende sobre la plataforma lo hace hacia el oeste. La figura muestra la elevación de la superficie libre, cuyas curvas de nivel pueden, en un primer orden de aproximación, ser interpretadas como líneas de corriente (curvas paralelas a los vectores de velocidad horizontal).

La Fig. 6 (b) sugiere la existencia de una región de surgencia a lo largo del talud. Con el fin de ilustrar dicha región se muestra la Fig. 7 correspondiente al campo de divergencias de las velocidades barotrópicas horizontales del experimento de control, el cual se encuentra

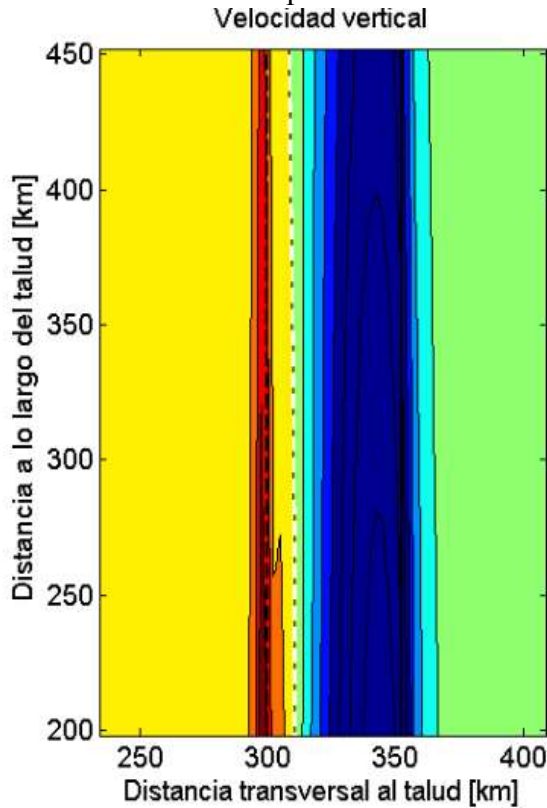


Fig. 7. Velocidad vertical ($10 \times 10^{-5} \text{ m/s}$) centrada en la región del talud. La línea negra punteada corresponde al borde de plataforma; la línea negra continua corresponde al final del talud; la línea blanca punteada señala la curva de nivel correspondiente a velocidades verticales nulas.

directamente asociado a las velocidades verticales de fondo del modelo bidimensional ATW. Se observa que la región de velocidades verticales positivas (gama de los naranjas y rojos) se encuentra sobre el borde del talud. En tanto que a lo ancho del talud se produce la subsidencia de agua. Claramente la esquematización del mecanismo de surgencia de la Fig6(b) se corresponde con la Fig 6.(a) y la Fig.7.

El efecto de la fricción a lo largo del dominio puede visualizarse en la Fig.7 (principalmente en la zona de subsidencia) que muestra como la magnitud de la velocidad vertical decrece hacia el norte. Para analizar dicho decremento se construyó la Fig. 8 que corresponde al balance de cantidad de movimiento meridional a lo largo del talud (ec 24).

$$(24) \quad fu + g \frac{\partial \zeta}{\partial y} + \frac{r}{h} v = 0$$

Donde fu representa la fuerza de Coriolis asociada a la componente zonal de la velocidad; $g \frac{\partial \zeta}{\partial y}$, el gradiente de presiones asociado a la elevación de la superficie libre; $\frac{r}{h} v$, la fricción de fondo (parametrizada en este experimento en forma lineal).

En dicho gráfico puede analizarse la magnitud de la velocidad zonal en base a la fuerza de Coriolis zonal ya que ambas magnitudes físicas son proporcionales. Se observa claramente que el intercambio de aguas entre el océano profundo y la plataforma se reduce hacia el norte. Debido a dicha reducción que también puede verificarse en la Fig.6 (a) (superficie de nivel) es claro que la divergencia disminuye y consecuentemente lo hace la surgencia.

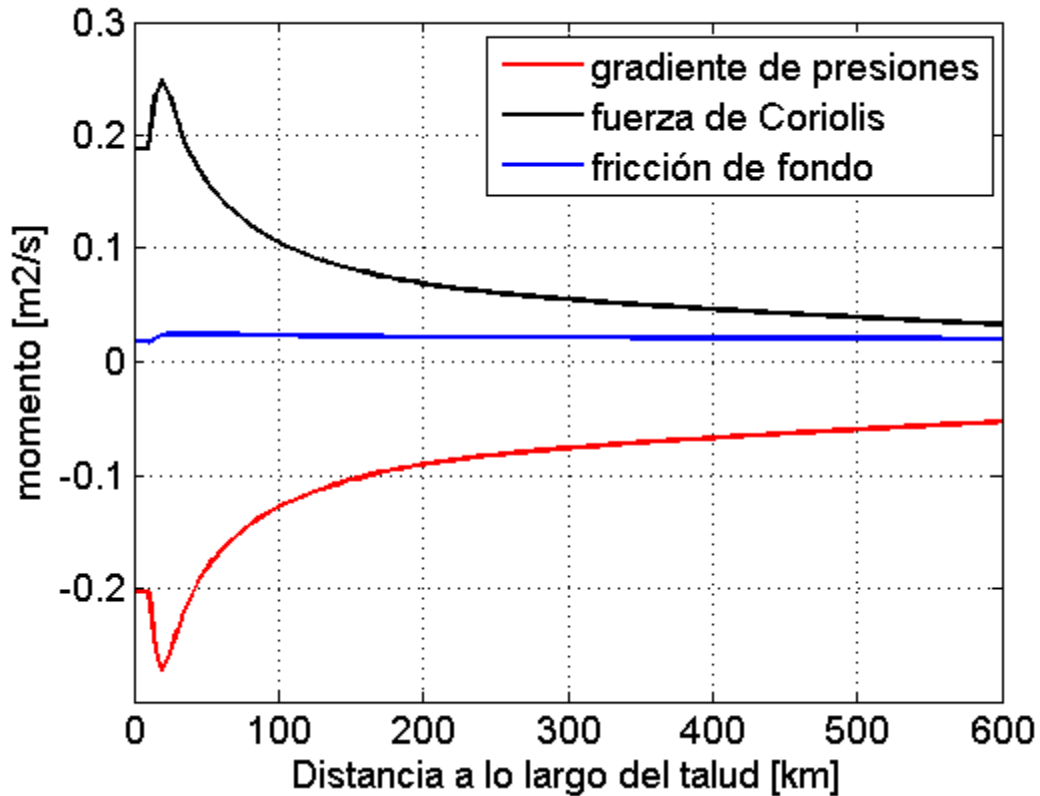


Fig.8 Balance de cantidad de movimiento meridional a lo largo del talud

Con el objetivo de utilizar los datos 3-D derivados del modelo ROMS que no pueden ser obtenidos con el modelo ATW (2-D) se construyó la Fig. 9, la cual muestra la estructura espacial de las velocidades verticales en una sección transversal al talud ubicada a 600 km del sur del cuenco oceánico. Dicho gráfico muestra claramente que la región de mayor surgencia se concentra en el borde del talud. Se evidencia además que la zona de velocidades verticales positivas (gama de los rojos) se produce principalmente a profundidades intermedias, mientras que en el talud se desarrolla una capa límite de fondo (gama de los azules) donde el sentido de

flujo muestra que las aguas de la plataforma son exportadas hacia el océano profundo por subsidencia.

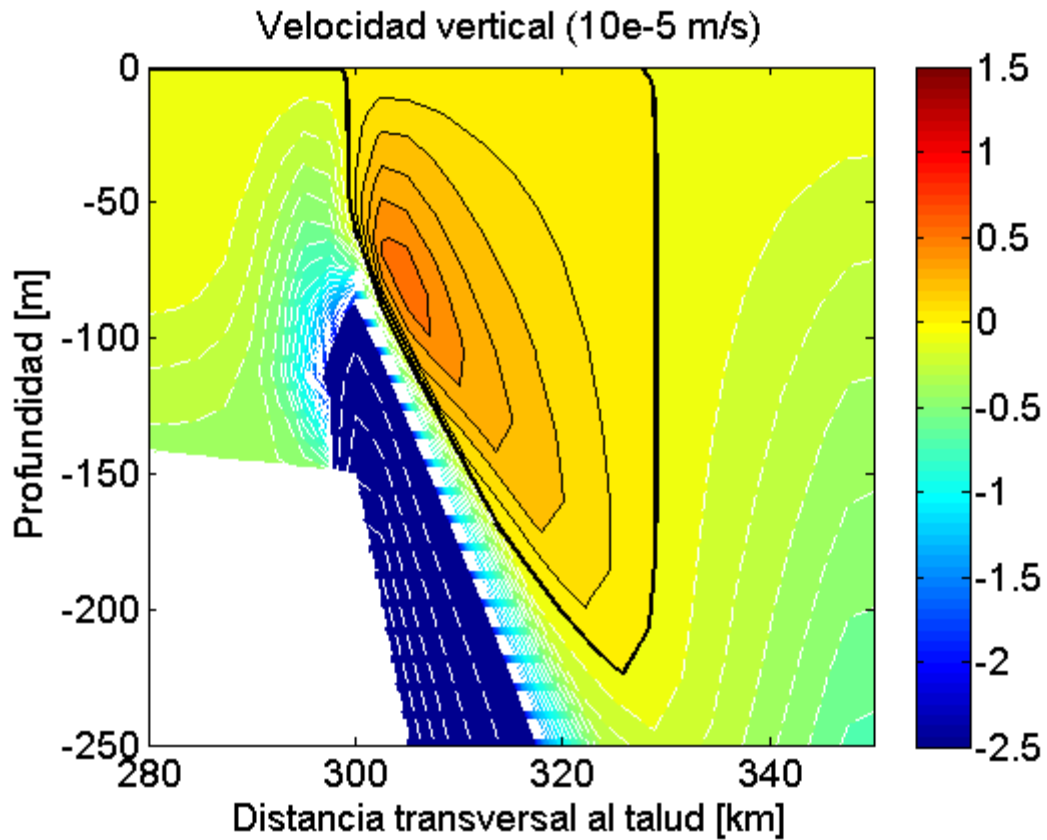


Fig.9 Sección de velocidades verticales tomada a 600 km. La separación de los contornos es de 5×10^{-5} m/s entre -40×10^{-5} y -2×10^{-5} m/s (zona azul saturada) y de 0.1×10^{-5} m/s entre -2×10^{-5} y 1.5×10^{-5} m/s. Dicha elección se realizó con el fin de destacar la región de surgencia.

Es interesante destacar que la extensión zonal de la región de surgencia se corresponde aproximadamente con la extensión zonal de la mayor divergencia del campo de velocidades zonales en cada nivel vertical por sobre el talud. A modo de ejemplo se ilustra un balance de cantidad de movimiento meridional (Fig.10) a lo largo del talud a 60 m. de profundidad. Como se destacó anteriormente, la componente zonal de la fuerza de Coriolis ($-fu$) puede utilizarse para derivar información respecto de la velocidad zonal (u , ver balance).

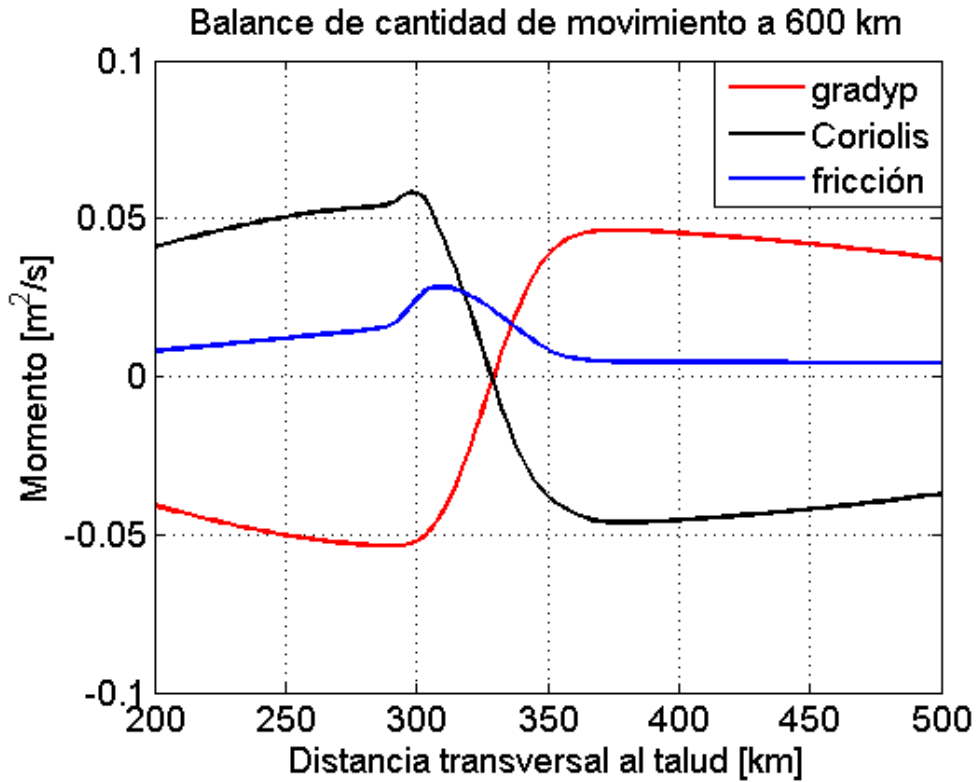


Fig. 10 Balance meridional de cantidad de movimiento en una sección transversal al talud tomada a 600 km y 60 m de profundidad.

Para completar el análisis del experimento de control se ilustran en la Fig. 11 los transportes por unidad de ancho a través del talud. Se observa que en la capa límite de fondo el flujo se produce desde la plataforma hacia el océano profundo, en tanto que el flujo dominante, el geostrófico, posee un sentido de circulación inverso. El transporte integrado es menor al geostrófico debido a la presencia de la capa límite de fondo, pero dada la naturaleza del flujo dominante, las curvas roja y negra son semejantes. Finalmente, es interesante destacar que debido a los efectos disipativos, los flujos de intercambio se reducen hacia el norte del dominio.

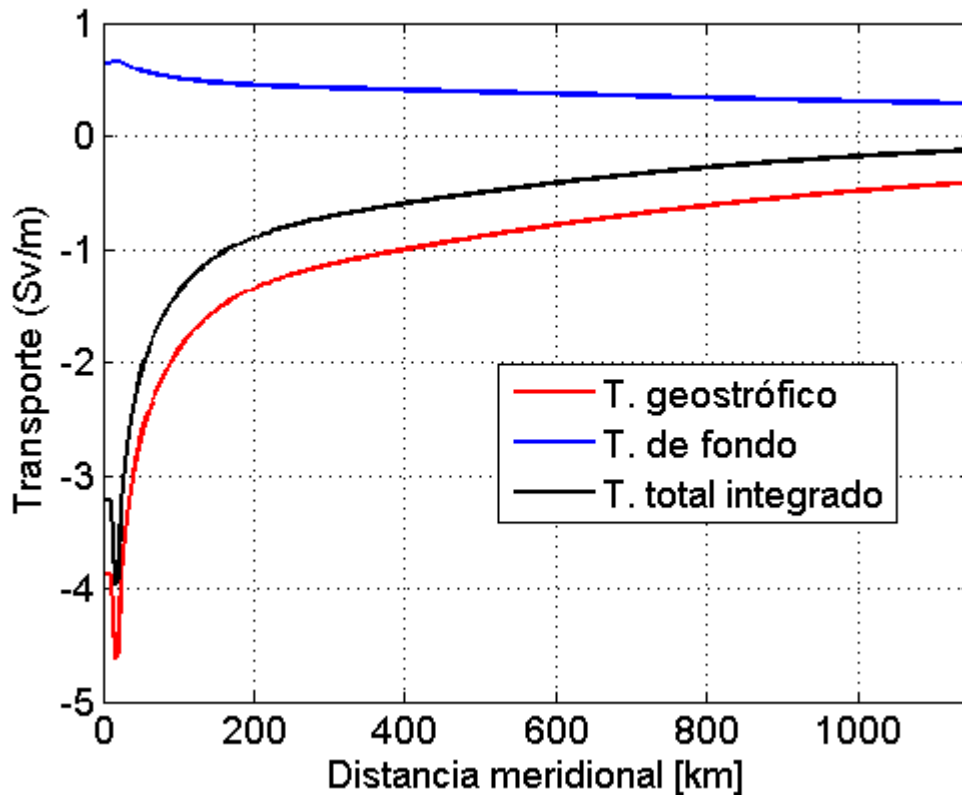


Fig. 11 Transportes por unidad de ancho (Sv/m) a través del talud

3.1.b. Análisis de trazadores

El diseño del modelo empleado en este trabajo (barotrópico) no permite estudiar variaciones de temperatura generadas por la surgencia o los intercambios de masas de agua entre la plataforma y el océano abierto, de forma que para complementar el estudio de estos fenómenos físicos se emplearon trazadores pasivos. La ecuación de evolución temporal del trazador pasivo es similar a la ec. 3. Como la idea es analizar la posibilidad de incorporación de nutrientes de las capas profundas a las superficiales, la distribución inicial del trazador se ubica por debajo de los 200m y en la región del talud (Fig. 12). Simultáneamente, el trazador se empleará para evaluar el efecto dinámico de otros forzantes sobre los procesos de intercambio (p.e., marea o viento). En la Fig. 13 se observa, para el experimento de control, un gráfico correspondiente a la concentración del trazador en una sección longitudinal tomada sobre el borde del talud luego de que el sistema alcanza su estado de equilibrio. Se observa

que aproximadamente un 23% del mismo (valor máximo) se ubica entre los 80 y los 130 m. de profundidad a 800 km del borde sur. No se observan concentraciones significativas sobre los 50 m. de profundidad. Si consideráramos que el trazador representa un nutriente ubicado en las profundidades es evidente que el mismo no se hallaría en gran cantidad en la superficie sobre quiebre del talud, aun cuando las máximas velocidades de surgencia se encuentran sobre el borde del accidente topográfico.

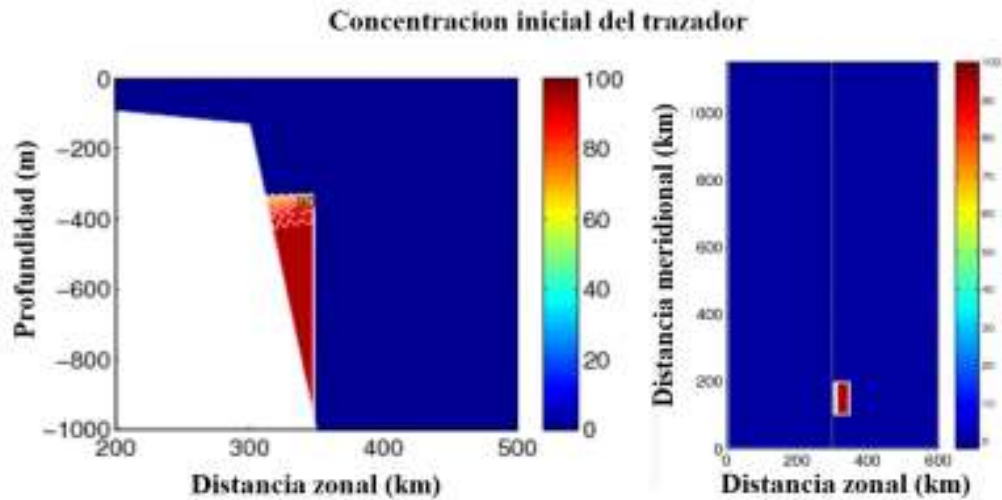


Fig.12 Concentración inicial del trazador (en planta y sección vertical)

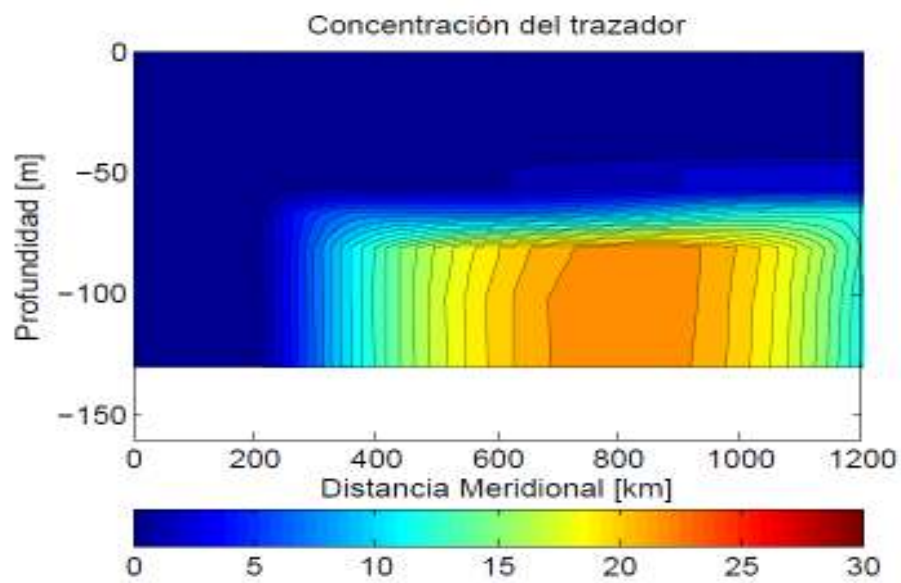


Fig. 13 Concentración del trazador (caso de control) en una sección paralela al talud tomada sobre el borde de dicho accidente topográfico luego de alcanzar el estado de equilibrio dinámico.

La componente zonal de la velocidad en la sección correspondiente al borde del talud para el caso de control se ilustra en la Fig. 14. Se observa que la velocidad presenta un comportamiento eminentemente barotrópico a excepción de la capa límite de fondo, donde se aprecia una estructura vertical. Las velocidades zonales son mayores en la entrada sur del dominio y decrecen en dirección meridional debido al efecto que la fricción posee sobre la corriente de borde. Se destaca que en la capa límite la dirección de la velocidad se invierte. En la zona superior del dominio el flujo es hacia la plataforma en tanto que en el fondo el flujo se produce desde la plataforma hacia el océano.

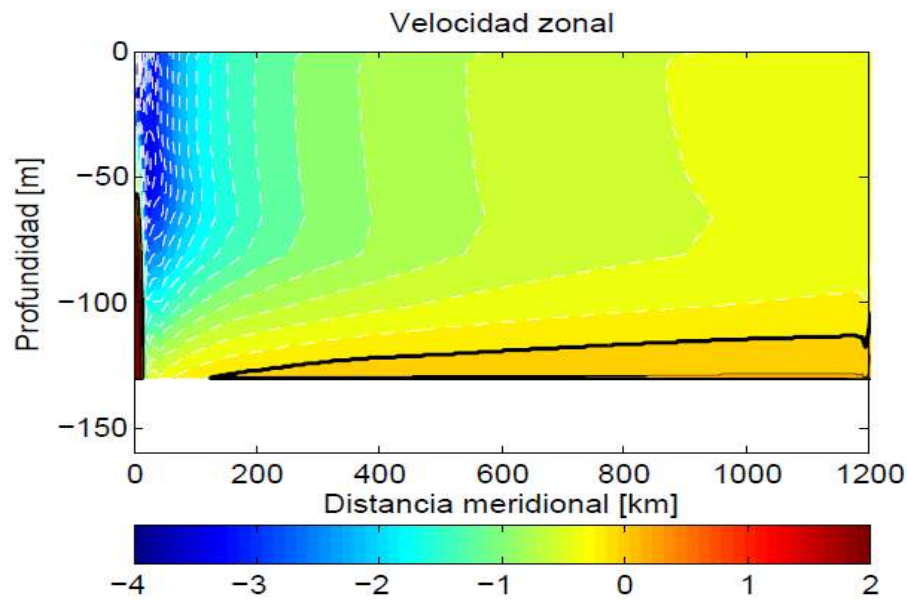


Fig. 14 Velocidad zonal (cm/s) correspondiente a la topografía del caso de control.

En base al campo de velocidades zonal (u) y los datos de concentración del trazador (c) se elaboró la Fig. 15, la cual muestra el flujo del trazador ($F = u \cdot c \cdot \Delta y$) en la sección correspondiente al borde del talud. Se observa que al combinar ambos gráficos el flujo presenta dos máximos de transporte hacia la plataforma (azul) y hacia el océano (naranja). Dicha división se debe a la existencia de una capa límite de fondo en el campo de velocidades zonales. Este tipo de gráficos resulta de gran importancia para conocer hacia qué sector del dominio y en qué posición de la columna de agua se pueden intercambiar nutrientes u otras

propiedades entre la plataforma y el océano abierto. Es interesante además notar que el transporte neto es hacia la plataforma

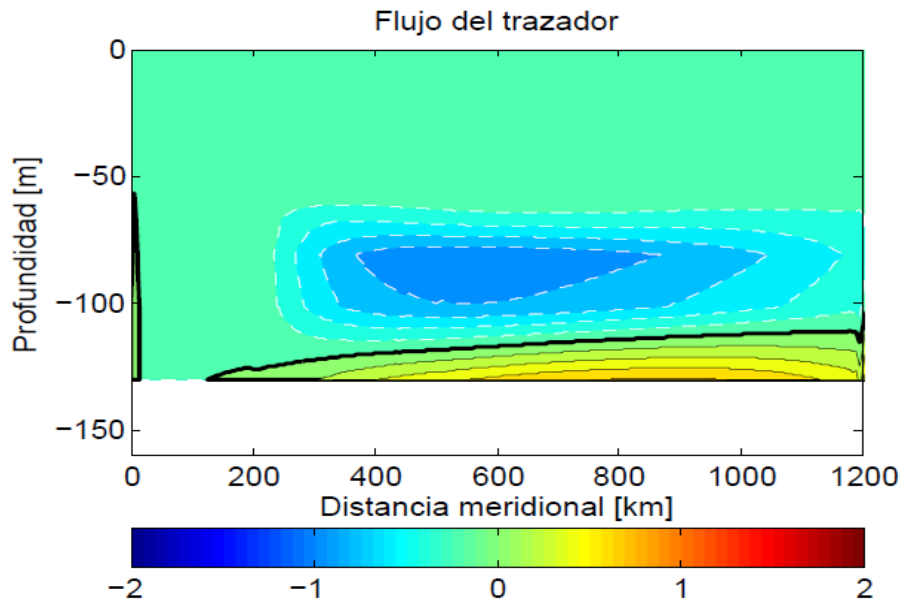


Fig. 15 Flujo del trazador ($10^{-2}m^3/s$) en el caso de control.

3.2. Experimentos de sensibilidad

3.2.a Efectos ambientales

3.2.a.I. Variación de la pendiente del talud

La primera serie de experimentos de sensibilidad consistió en la evaluación del impacto de la variación de la pendiente del talud en la dinámica de la corriente. En base a la topografía realista de la zona correspondiente al sector patagónico se determinaron valores de gradientes topográficos de referencia y en función de dichos valores se construyeron tres experimentos con las siguientes pendientes: $\alpha_{t1} = 4 \times 10^{-3}$; $\alpha_{t2} = 1 \times 10^{-2}$; $\alpha_{t3} = 3 \times 10^{-2}$.

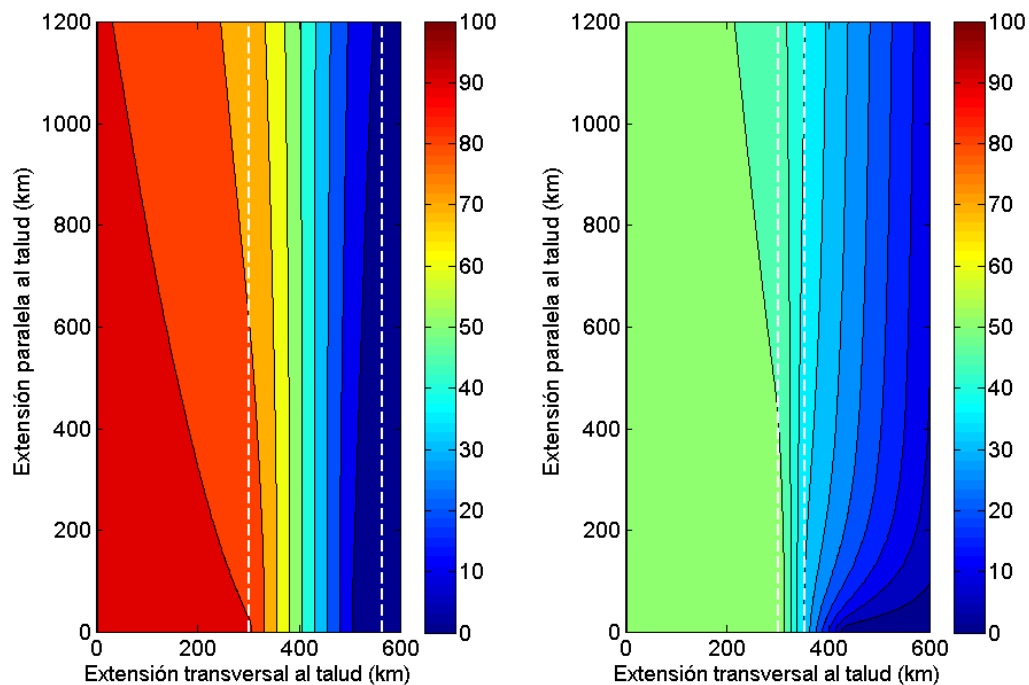


Fig.16 Elevación de la superficie libre (cm). Experimento con pendiente: $\alpha_{t1} = 4 \times 10^{-3}$ (izq.); experimento de control: $\alpha_t = 3 \times 10^{-2}$ (der.)

El primer efecto de importancia se relaciona con el predicho en base al análisis dimensional de la ATW descrito anteriormente, de acuerdo al cual el gradiente topográfico reduce el intercambio de aguas entre la plataforma y el talud ya que el análogo físico de la difusividad en la ecuación de la superficie libre disminuye con la pendiente. Para ilustrar dicho fenómeno se incluye la Fig.16 correspondiente a la superficie libre, la cual permite estimar la dirección del flujo neto con un muy buen grado de aproximación debido a que el balance dinámico de primer orden es eminentemente geostrófico.

El agua del talud que penetra en plataforma genera una corriente a lo largo de la misma cuya intensidad se encuentra regulada por la pendiente del talud (Fig.17). En el gráfico puede observarse que las cuatro curvas presentan asíntotas debido a que el efecto de fricción a lo largo del dominio reduce el flujo de entrada de agua a plataforma.

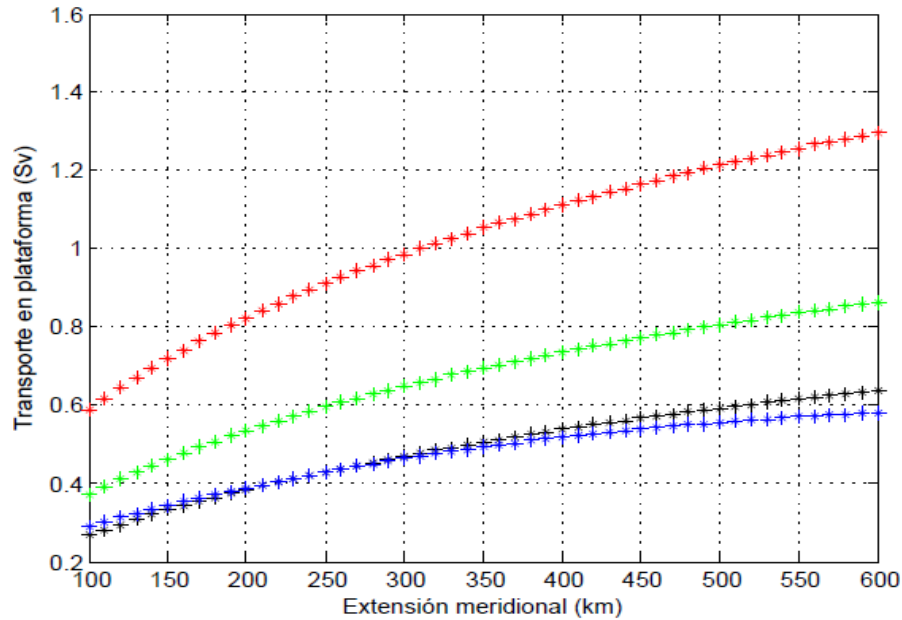


Fig.17 Transporte meridional en la plataforma medido en Sv ($1\text{Sv} = 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$). Curva roja: pendiente $\alpha_{t1} = 4 \times 10^{-3}$; curva verde: pendiente $\alpha_{t2} = 1 \times 10^{-2}$; curva negra: pendiente $\alpha_t = 2 \times 10^{-2}$; curva azul: pendiente $\alpha_{t3} = 3 \times 10^{-3}$.

Como puede observarse en la figura anterior no existe una relación lineal entre la pendiente y el transporte. Los valores de pendientes para tres de los experimentos están dados en incrementos de 1×10^{-2} . Sin embargo, las diferencias en los transportes evidenciados por las curvas sugieren un comportamiento diferente. Esto puede deberse a que el efecto de aislamiento que la pendiente genera depende de la inversa de la pendiente, por lo que los incrementos de la difusividad no son proporcionales.

Secciones transversales al talud tomadas a 600 km que ilustran la magnitud de las velocidades verticales pueden observarse en la Fig. 18. La intensidad de la surgencia y la profundidad del área de velocidades ascendentes aumentan con la pendiente, al tiempo que la capa límite de fondo se estrecha y el máximo de velocidad se desplaza sobre el borde del talud. Por otro lado, a medida que la pendiente disminuye, la extensión zonal de la región de surgencia aumenta. Es interesante destacar que los resultados expuestos se verifican en las sucesivas secciones transversales, si bien cuanto más al norte se encuentran, menores son los valores de velocidad vertical debido a la disminución de la divergencia del campo de velocidades a causa de los efectos disipativos (Fig. 8).

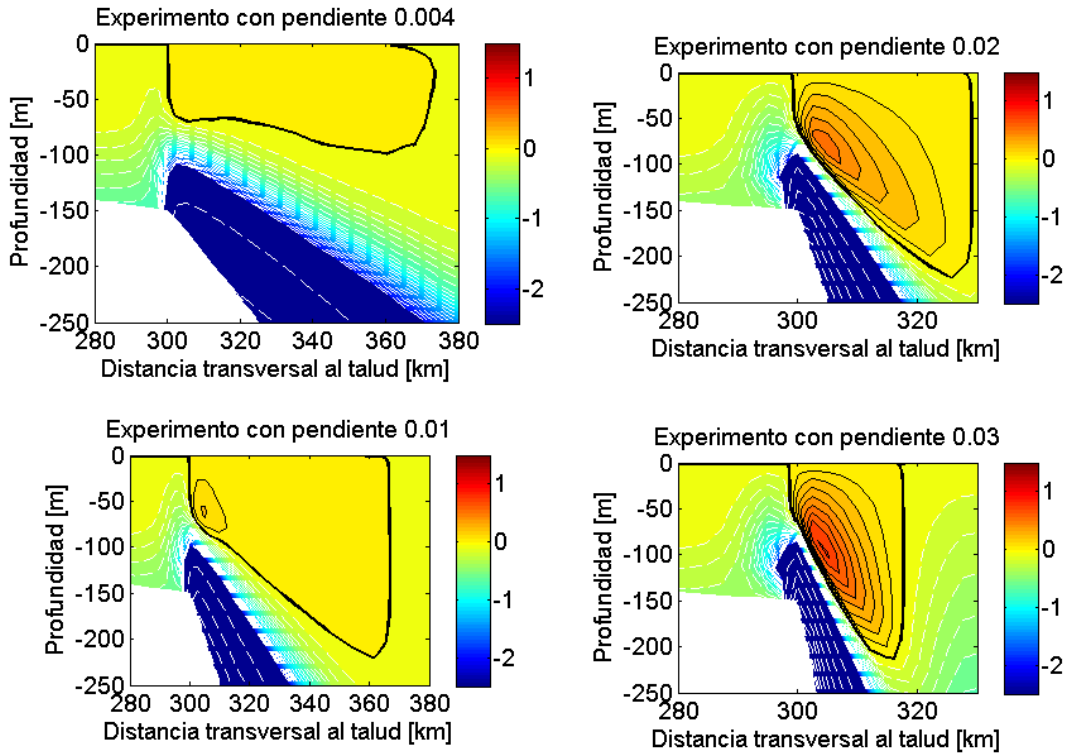


Fig.18 Velocidades verticales (1×10^{-5} m/s) en secciones transversales al talud tomadas a 600 km del origen del dominio. La separación de los contornos es de 5×10^{-5} m/s entre -40×10^{-5} y -2×10^{-5} m/s (zona azul saturada) y de 0.1×10^{-5} m/s entre -2×10^{-5} y 1.5×10^{-5} m/s. Dicha elección se realizó con el fin de destacar la región de surgencia.

La comparación de la extensión zonal de la región de surgencia coincide para los cuatro experimentos de forma aproximada con la zona de mayor divergencia de las velocidades zonales (transversales al talud), como puede observarse en la Fig. 19, la cual corresponde a los balances de cantidad de movimiento meridional en secciones tomadas a 600 km y 60 m. de profundidad. Se observa claramente que a medida que la pendiente aumenta se angosta la extensión de la zona de mayor divergencia y consecuentemente se reduce la extensión de surgencia. Sin embargo, la Fig.19 no logra explicar la extensión total de la zona de velocidades verticales positivas. De hecho la figura sugiere que la región de surgencia para el experimento de pendiente $\alpha_{t1} = 4 \times 10^{-3}$ se debería extender entre los 300 y los 500 km, mientras que en la Fig.18 se observa una discontinuidad a los 370 km. De la misma manera, para el experimento de pendiente $\alpha_t = 2 \times 10^{-2}$ la extensión sugerida debería abarcar el intervalo 300 a 350 km, en tanto que la Fig.18 muestra una extensión menor: 300 a 330 km. En forma general se observa que para los dos experimentos restantes la zona de mayor

divergencia del campo de velocidades zonales indicaría surgencia en una región de mayor extensión que la observada en la Fig. 18. Este resultado motivó la construcción de las Figs. 20 y 22 que muestran la divergencia de las velocidades zonales, la divergencia de la velocidad meridional y la suma de ambas divergencias en cortes transversales al talud tomados a 600 km y 60 m de profundidad.

En la Fig. 20 se observa que la zona de divergencia coincide con la extensión zonal del talud debido a que es en esta región que se produce el apartamiento de las líneas de corriente mostradas en la Fig. 6 debido a los efectos de fricción. Para los dos experimentos con mayor valor de pendiente, la zona de mayor divergencia del campo de velocidades zonal tiende a ubicarse sobre el borde Este del talud, generando una distribución asimétrica respecto de la línea media de dicho accidente topográfico. La razón por la cual la divergencia aumenta significativamente en dicho punto se debe al mecanismo explicado en la sección 4.1, ecuación 23. Para ilustrar dicho ejemplo se muestra la Fig. 21 correspondiente a la distribución de las velocidades zonales en un corte perpendicular al talud realizado a 600 km del borde sur. Claramente se evidencia que a mayor pendiente, más abrupta es la transición del campo de velocidades zonales sobre el borde del talud.

Es interesante destacar que la divergencia del campo de velocidades meridionales debe ser considerado en el análisis de la zona de surgencia debido a que el mismo contribuye de forma significativa al campo de divergencias total de las velocidades horizontales. De hecho los valores son del mismo orden de magnitud que los de la divergencia de la velocidad zonal, si bien el signo es opuesto (disminución de la velocidad meridional hacia el norte por efectos disipativos). La Fig. 20 muestra que para los tres casos de mayor pendiente la zona de mayor divergencia en valor absoluto de las velocidades meridionales se da sobre el talud. Asimismo la distribución de la curva es simétrica respecto de la línea media de dicho accidente topográfico. Este aspecto es de importancia fundamental debido a que la combinación de una curva asimétrica de valores positivos (acentuada sobre el borde del talud) y una simétrica de valores negativos, da origen a una curva con dos picos abruptos: uno de valores positivos sobre el borde este del talud y otro de valores negativos a su derecha. Se detecta además un tercer pico de importancia en el borde oeste del talud asociado a la divergencia negativa del

campo de velocidades zonales. La Fig.22 representa efectivamente las zonas de surgencia ilustradas en la Fig. 18.

Finalmente, en base a la Fig. 22 se destaca que a mayor pendiente mayor es el campo de divergencia total sobre el borde del talud. Esto se debe a dos aspectos: en primer lugar, como se explicó anteriormente, la ecuación 23 sugiere la existencia de una divergencia marcada del campo de velocidades zonales sobre el borde del talud debido al cambio abrupto de difusividad topográfica. En segundo lugar, la divergencia de las velocidades meridionales es mayor en la zona del talud cuanto mayor es la pendiente, como lo sugiere el siguiente desarrollo en base a la ATW (ec. 11, 12 y 14):

$$(25) \quad -\frac{g}{f} \frac{\partial \zeta}{\partial y} - \frac{r}{f} \left(\frac{dh}{dx} \right)^{-1} \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{g}{f} \frac{\partial \zeta}{\partial x} \right) = 0$$

$$(26) \quad u - \frac{r}{f} \left(\frac{dh}{dx} \right)^{-1} \frac{\partial v}{\partial x} = 0 \quad (\text{aproximacion a primer orden: balance geostrófico})$$

$$(27) \quad \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\partial v}{\partial y} \right) = \frac{f}{r} \frac{dh}{dx} \frac{\partial u}{\partial y}$$

La ecuación 27 sugiere que sólo donde existe un gradiente topográfico se producirán variaciones zonales de la divergencia de la velocidad meridional, es decir, que en el fondo abisal (gradiente nulo) y la plataforma (gradiente mucho menor al del talud) las variaciones serán nulas o casi nulas. En base a la Fig. 6(a) que muestra la separación de la líneas de corriente se concluye que $\frac{\partial u}{\partial y} > 0$ al oeste de la línea media del talud (donde la velocidad zonal es nula) debido a que la magnitud de la velocidad decae hacia el norte y $u < 0$ (ver Fig.21). Por otro lado, $\frac{\partial u}{\partial y} < 0$ al este de dicha línea debido a los efectos disipativos y que $u > 0$ (ver Fig.21). . Estos resultados sumados al hecho de que $\frac{f}{r} \frac{dh}{dx} < 0$, implican que $\frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\partial v}{\partial y} \right) < 0$ al oeste de la línea media del talud, en tanto que $\frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\partial v}{\partial y} \right) > 0$, al este de dicha división. La Fig. 22 muestra claramente que las pendientes positiva y negativa de la divergencia de la velocidad meridional se encuentran ubicadas a cada lado del eje del talud y que la posición de las mismas coincide con la dinámica descripta.

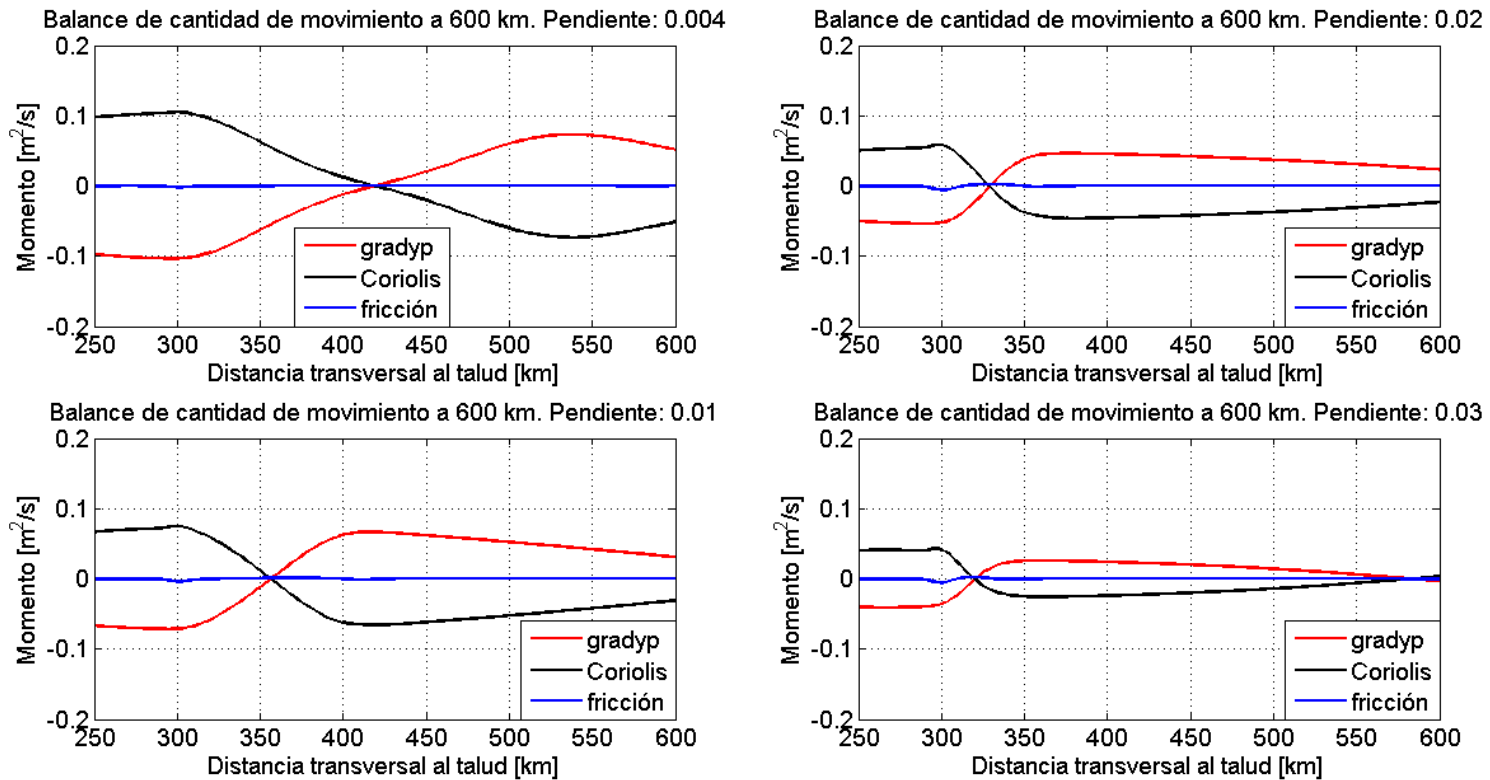


Fig. 19 Balance de cantidad de movimiento meridional en una sección transversal al talud tomada a 600 km y a una profundidad de 60 m.

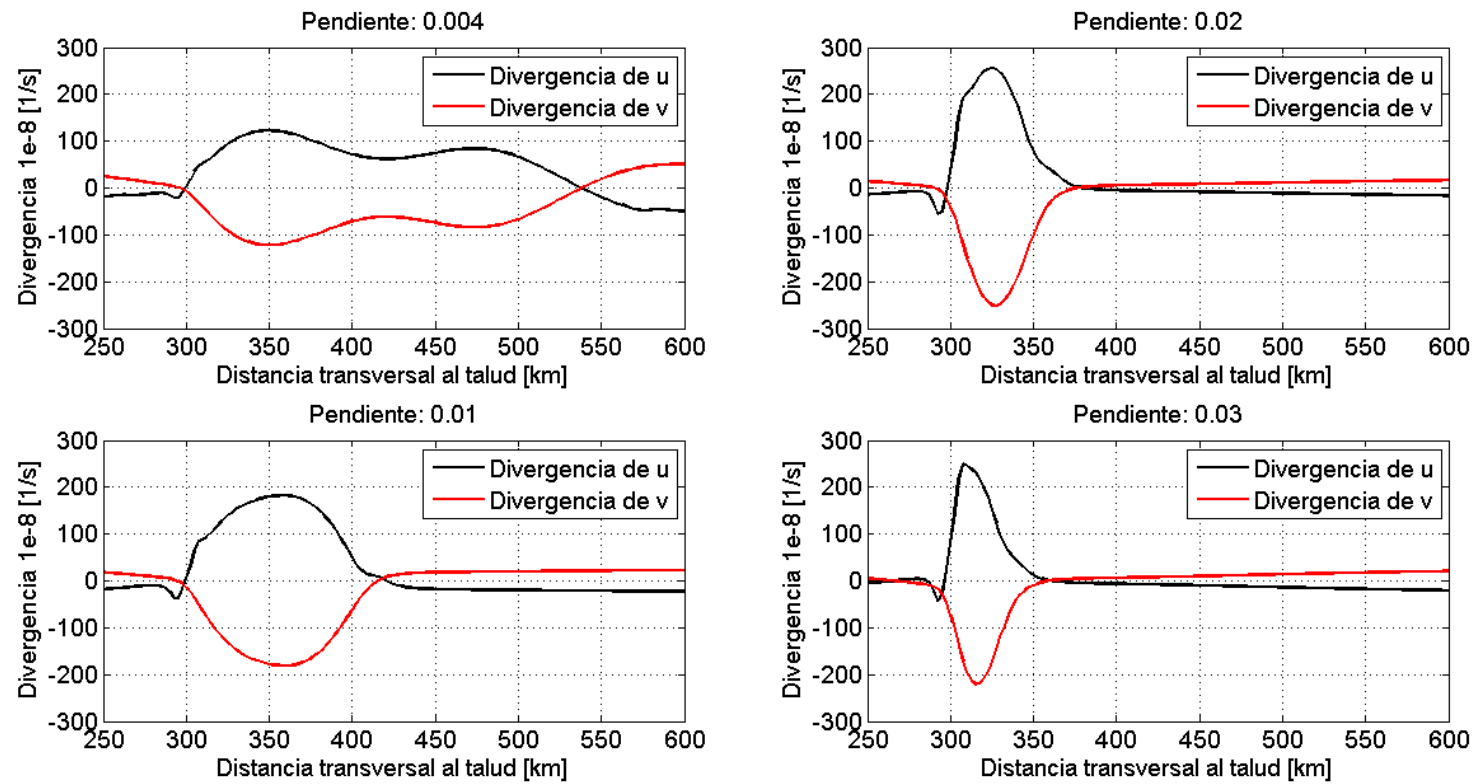


Fig. 20 Divergencia de la velocidad zonal y meridional 1×10^{-8} (1/s); en una sección tomada a los 600 km del talud a 60 m de profundidad.

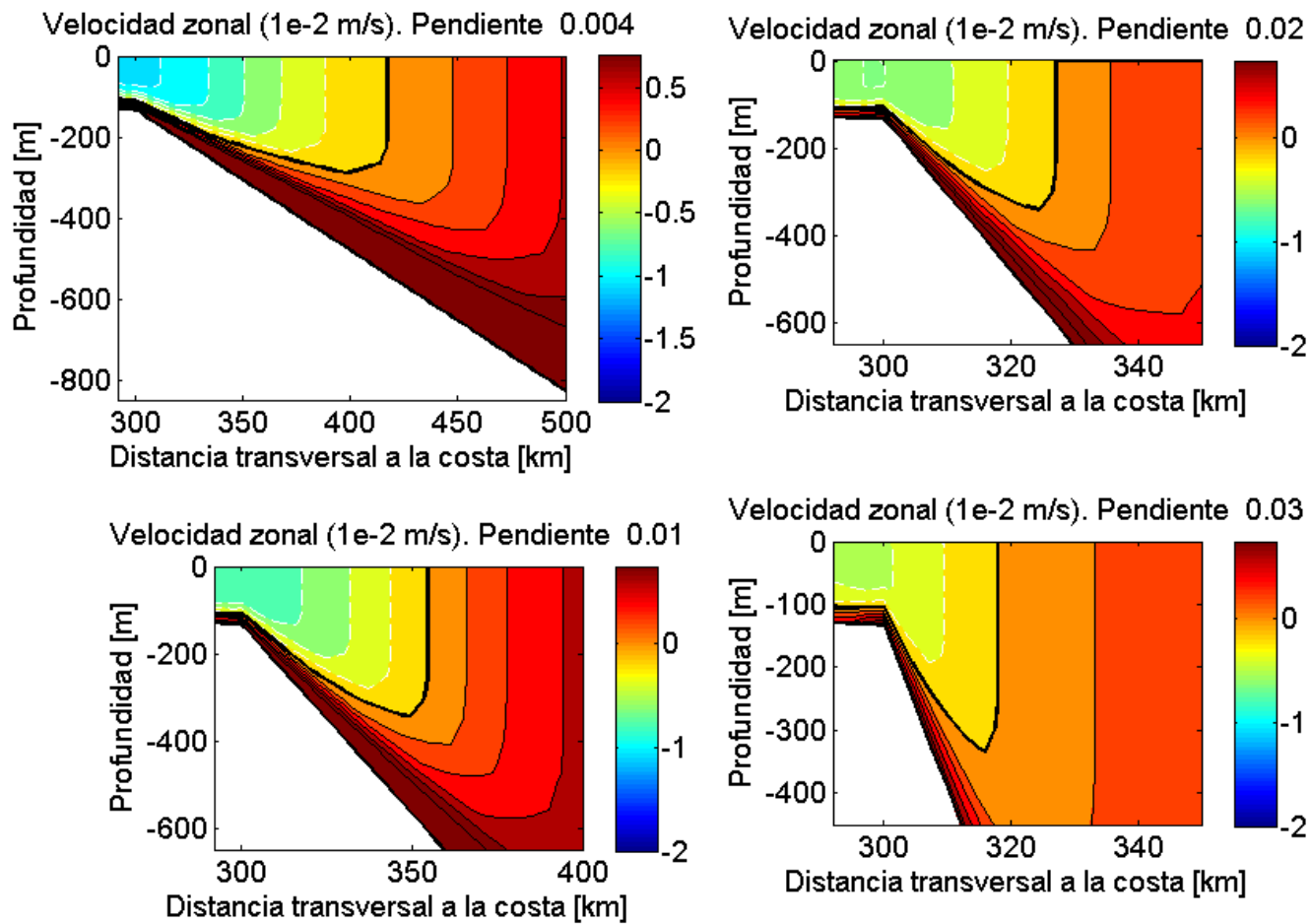


Fig.21 Velocidades zonales en un corte perpendicular al talud realizado a 600 km del borde sur.

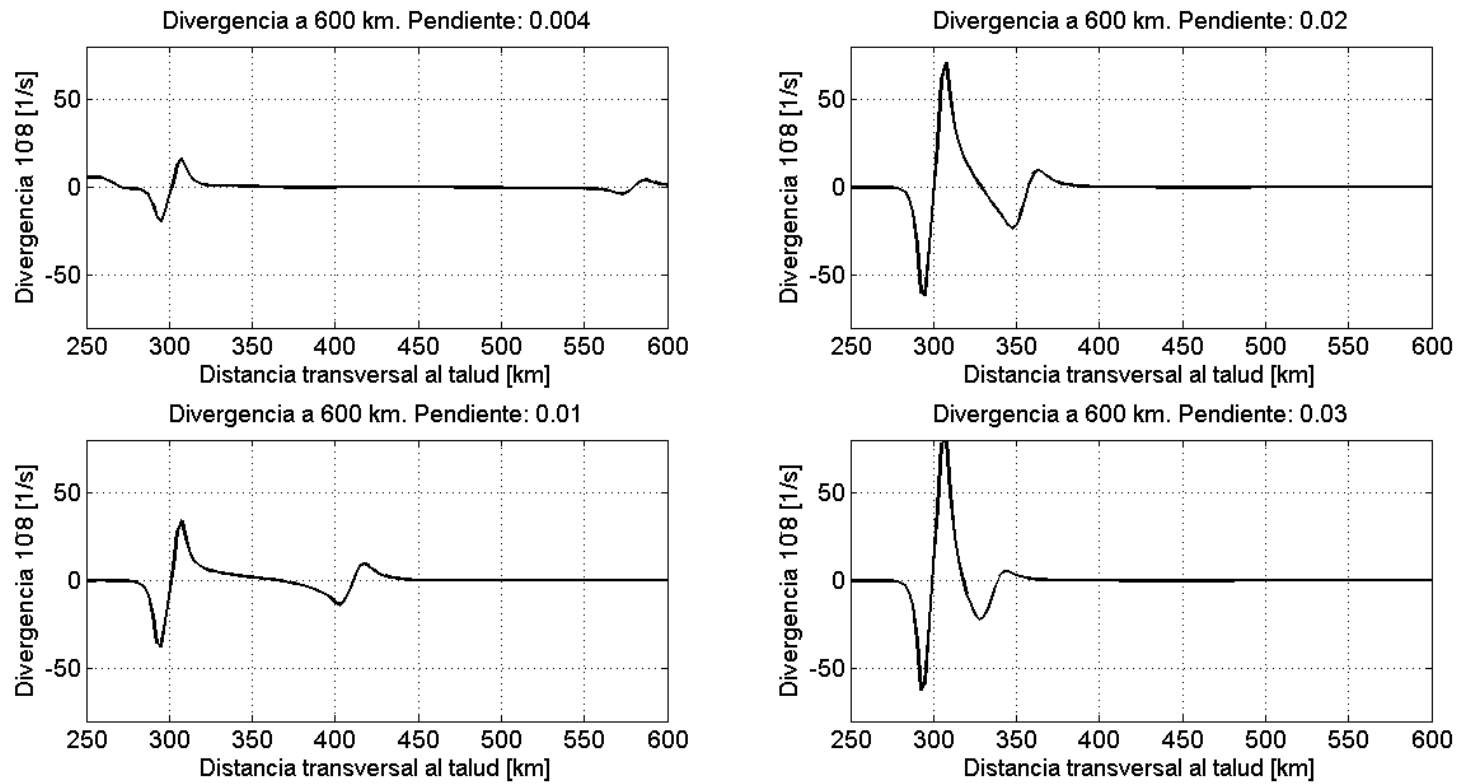


Fig.22 Divergencia de la velocidad horizontal 1×10^{-8} (1/s) en una sección tomada a los 600 km del talud a 60 m de profundidad.

En base a los valores máximos de surgencia encontrados en cada sección del dominio transversal al talud se confeccionó la Fig. 23. Como se destacó anteriormente, se observa que el efecto de la fricción produce un decaimiento cuasi exponencial de las velocidades verticales con la distancia meridional, siendo el mismo más notorio cuando mayor es la pendiente del talud. Por otro lado, se destaca que para todo punto a lo largo del dominio, las mayores velocidades verticales se asocian a las mayores pendientes.

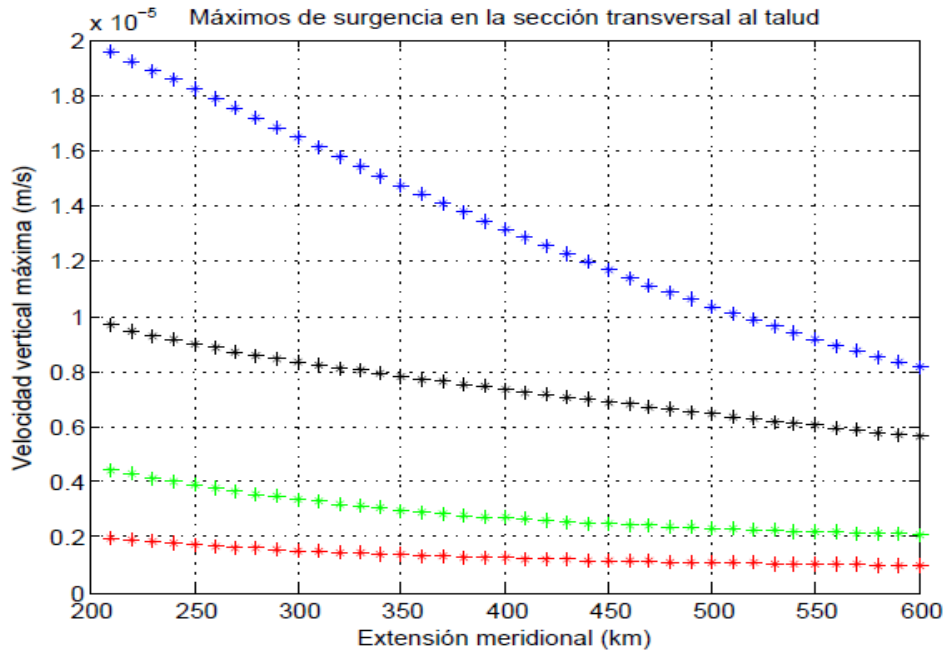


Fig.23 Disminución cuasi-exponencial de la intensidad de la surgencia con la extensión meridional. Curva roja: pendiente $\alpha_{t1} = 4 \times 10^{-3}$; curva verde: pendiente $\alpha_{t2} = 1 \times 10^{-2}$; curva negra: pendiente $\alpha_t = 2 \times 10^{-2}$; curva azul: pendiente $\alpha_{t3} = 3 \times 10^{-2}$.

3.2.a.II. Modificación de la pendiente de plataforma

Para complementar los resultados obtenidos para la variación de la pendiente del talud se realizaron dos experimentos modificando la pendiente de plataforma. Se consideraron los casos: $\alpha_{p1} = 2 \times 10^{-4}$ y $\alpha_{p2} = 2 \times 10^{-3}$.

El análisis de los transportes sugiere un comportamiento similar al obtenido al variar la pendiente del talud. Cuando la pendiente decrece aumenta el transporte de aguas del talud hacia la plataforma. Consecuentemente se incrementa el valor del transporte de la corriente de plataforma. Por el contrario, el transporte de la capa límite de fondo aumenta cuando mayor es el gradiente topográfico, permitiendo el egreso de aguas de plataforma y su incorporación a las aguas profundas del talud.

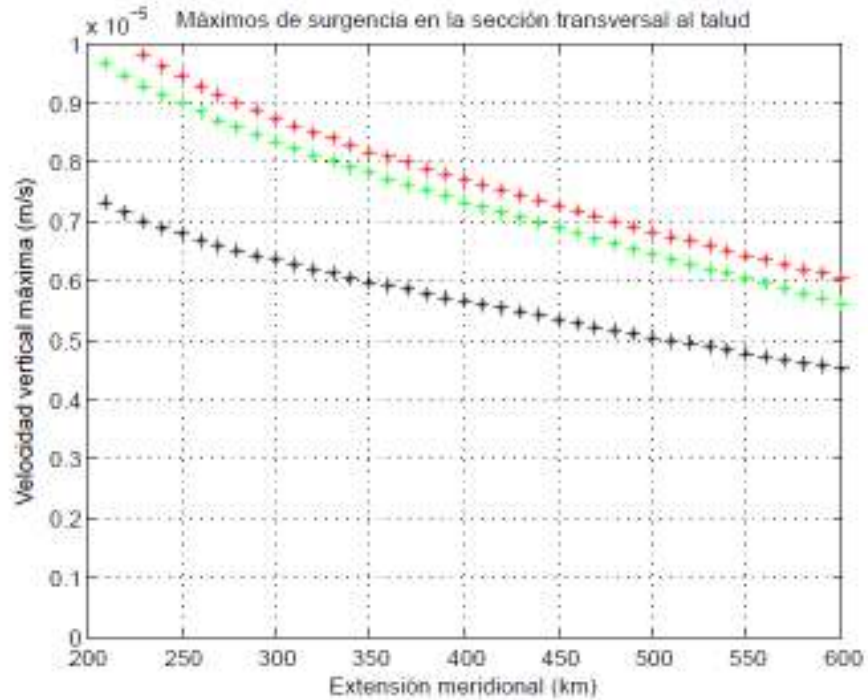


Fig. 24 Máximos de surgencia. Curva roja: pendiente de plataforma $\alpha_{p1} = 2 \times 10^{-4}$; curva verde: pendiente de plataforma $\alpha_p = 4 \times 10^{-4}$ (caso de control); curva negra: pendiente de plataforma $\alpha_{p2} = 2 \times 10^{-3}$;

La principal diferencia con los experimentos realizados con la pendiente del talud es que al incrementar la pendiente de la plataforma se reduce la surgencia, como puede observarse en la Fig. 24 que muestra los máximos de velocidad vertical en distintas secciones transversales al talud. Este resultado sugeriría que las velocidades verticales y el transporte no se encuentran acoplados. La razón por la cual la magnitud de las velocidades verticales decrece con el aumento de la pendiente de plataforma se debe a que en el punto de transición entre dicho accidente topográfico y el talud la diferencia entre las velocidades al oeste y al este del borde se reduce según la ecuación 23. En otras palabras, si consideramos constante la

pendiente de talud, a mayor pendiente de plataforma, más cercano a la unidad es el cociente de las difusividades topográficas y consecuentemente se reduce la divergencia sobre el borde del talud.

3.2.a.III Efectos topográficos bidimensionales en la dinámica del talud

Un análisis dimensional de la ecuación de la onda topográfica atrapada muestra que la distancia meridional L_y a lo largo de la cual se produce el derrame de aguas sobre la plataforma depende de linealmente del gradiente topográfico h_x y cuadráticamente del ancho de la corriente de entrada L_x :

$$(29) L_y = \frac{L_x^2}{r} h_x f$$

Hill (1995) propone que a primer orden por conservación de la vorticidad potencial (recordar que el balance de cantidad de movimiento a primer orden es de naturaleza geostrofica) las isolíneas de la superficie libre deben adaptarse a aquellas de la topografía. Por lo tanto, en regiones donde se producen aumentos en los gradientes zonales (inflexiones de las isobatas) por ser la topografía una función de “x” e “y”, se produciría un estrechamiento de L_x . Dado que la dependencia de L_y respecto de L_x es de tipo cuadrática, en tanto que la dependencia respecto del gradiente es lineal, se produciría una disminución de la magnitud L_y , lo cual implica que en una extensión meridional pequeña se produciría una gran inflexión de las isolíneas de superficie libre (entrada de agua a plataforma). Aunque Hill (1995) no abordó esta problemática, es claro del análisis previo que, adicionalmente, los mecanismos asociados a la divergencia del campo de velocidades podrían promover la ocurrencia de surgencia.

Matano *et al.* (2010) sugieren que la pendiente suave de la Plataforma Continental Argentina a los 50°S y su angostamiento abrupto hacia el norte podrían generar un incremento en la intrusión de aguas de la corriente de Malvinas en el sector comprendido entre los paralelos 45 y 50° S (Fig. 25). Posteriormente, Piola *et al.* (2010) analizaron intrusiones de la Corriente de Malvinas sobre la plataforma mediante datos in-situ y satelitales y corroboraron que el intercambio parecería incrementarse en la región de quiebre de plataforma

al norte de 42°S , donde nuevamente la pendiente del talud cambia de dirección (esta vez hacia el NE) e incrementa su pendiente. Con el fin de estudiar de forma simplificada el impacto que las variaciones longitudinales tienen sobre la dinámica del talud se consideran los casos ilustrados en la Fig. 26. Los experimentos realizados en base a las topografías “A”, “B”, “C” y “D” se relacionan con la forma que la Plataforma Continental Argentina posee en el intervalo latitudinal indicado anteriormente. El experimento “A” se corresponde con las inflexiones de la plataforma continental a los 50°S , en tanto que el experimento “B” representa el sector norte del cuadrado indicado en la Fig. 25. Las topografías “C” y “D” representan variaciones de “B” y “A” y se consideraron para analizar el impacto que poseen la inversión meridional de los gradiente zonales de profundidad y los efectos de curvatura del talud.

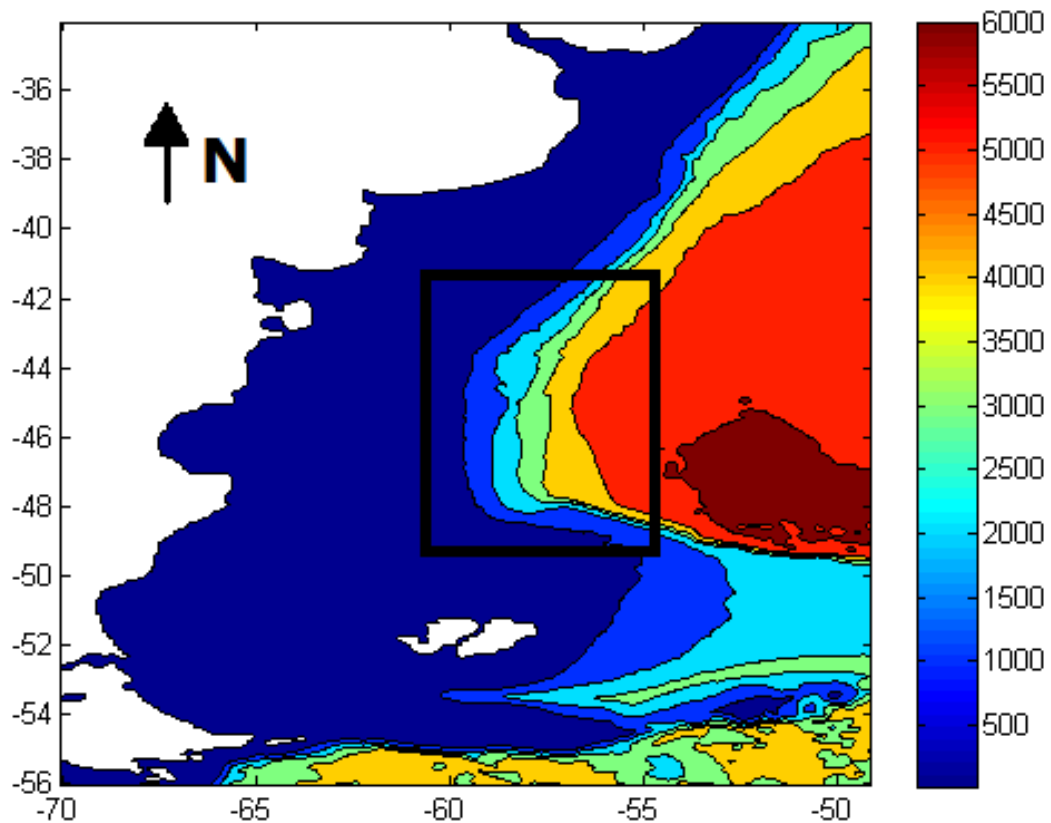


Fig. 25. Topografía de la Plataforma Continental Argentina. El cuadrado de aristas negras delimita la región representada por los experimentos “A” y “B”.

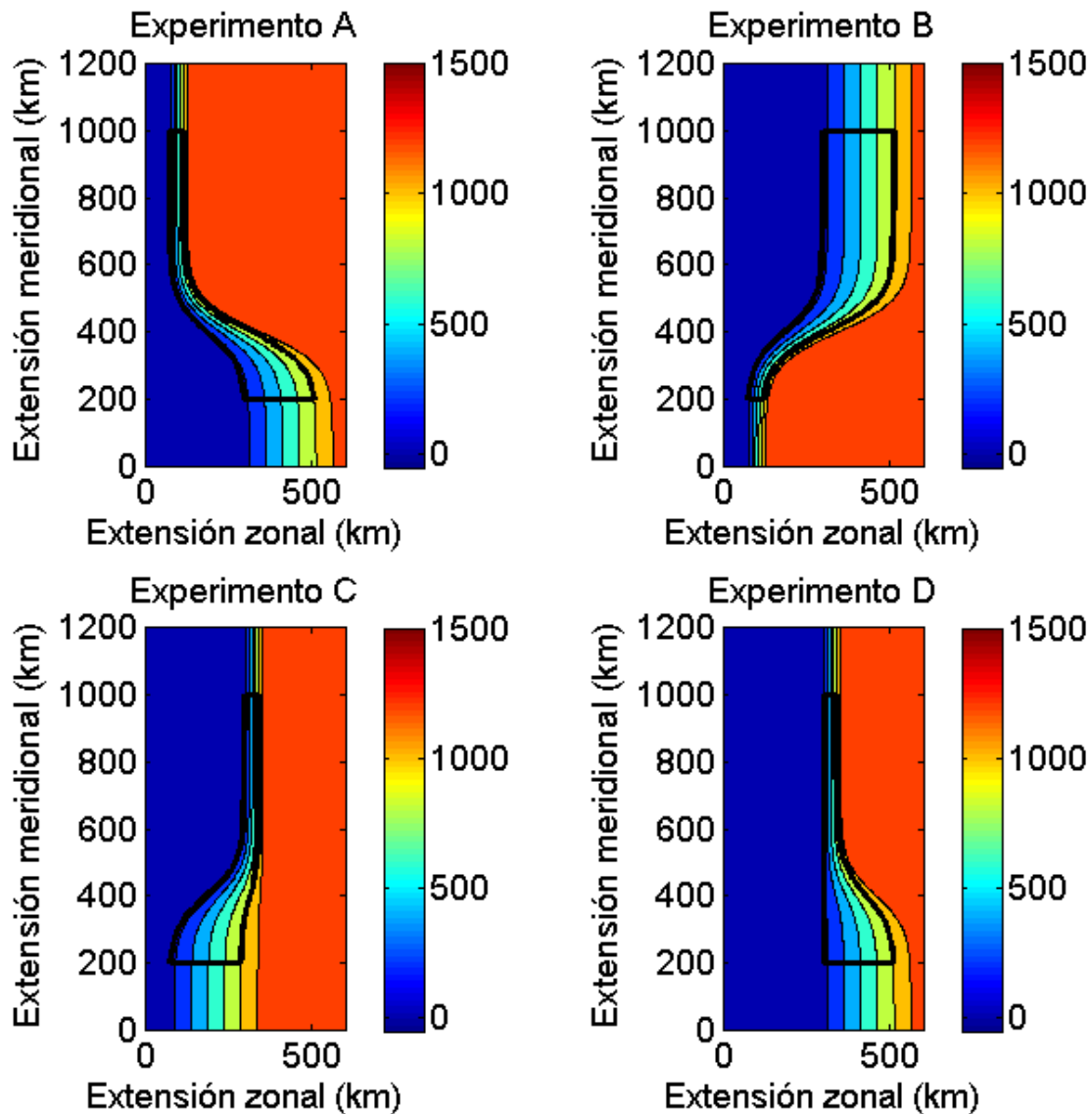


Fig.26 Topografías consideradas en el análisis de la dinámica del talud. El área de contorno negro indica la región del dominio utilizada para los cálculos de las máximas surgencias.

Con vistas a ilustrar el efecto que la existencia de vorticidad planetaria tiene sobre la dinámica del fluido se muestra la Fig. 27 correspondiente a la elevación de la superficie libre para los cuatro experimentos. Es de gran importancia destacar que entre los 400 y los 600 km se produce un apilamiento de isolíneas en los casos “A”, “C” y “D” debido a que el flujo se encuentra restringido por las isobatas. Dicho apilamiento incrementa a la velocidad meridional y a su vorticidad relativa (laplaciano de la superficie libre en la ecuación 14), generando una

mayor inflexión de las curvas de nivel. Este efecto genera naturalmente incrementos en los transportes zonales de aguas del talud hacia la plataforma (Fig. 28) y modifica el campo de divergencias de “u”, alterando consecuentemente los valores de la surgencia (Fig. 30). En el caso B se produce una disminución del gradiente topográfico zonal en la dirección meridional (2×10^{-2} a 4×10^{-2} , inverso a los casos “A”, “C” y “D”), por lo que las isolíneas de la superficie libre se distancian, reduciendo el laplaciano de dicha función. Consecuentemente las inflexiones sobre la plataforma son de menor magnitud que los valores esperados para los experimentos “A”, “C” y “D”.

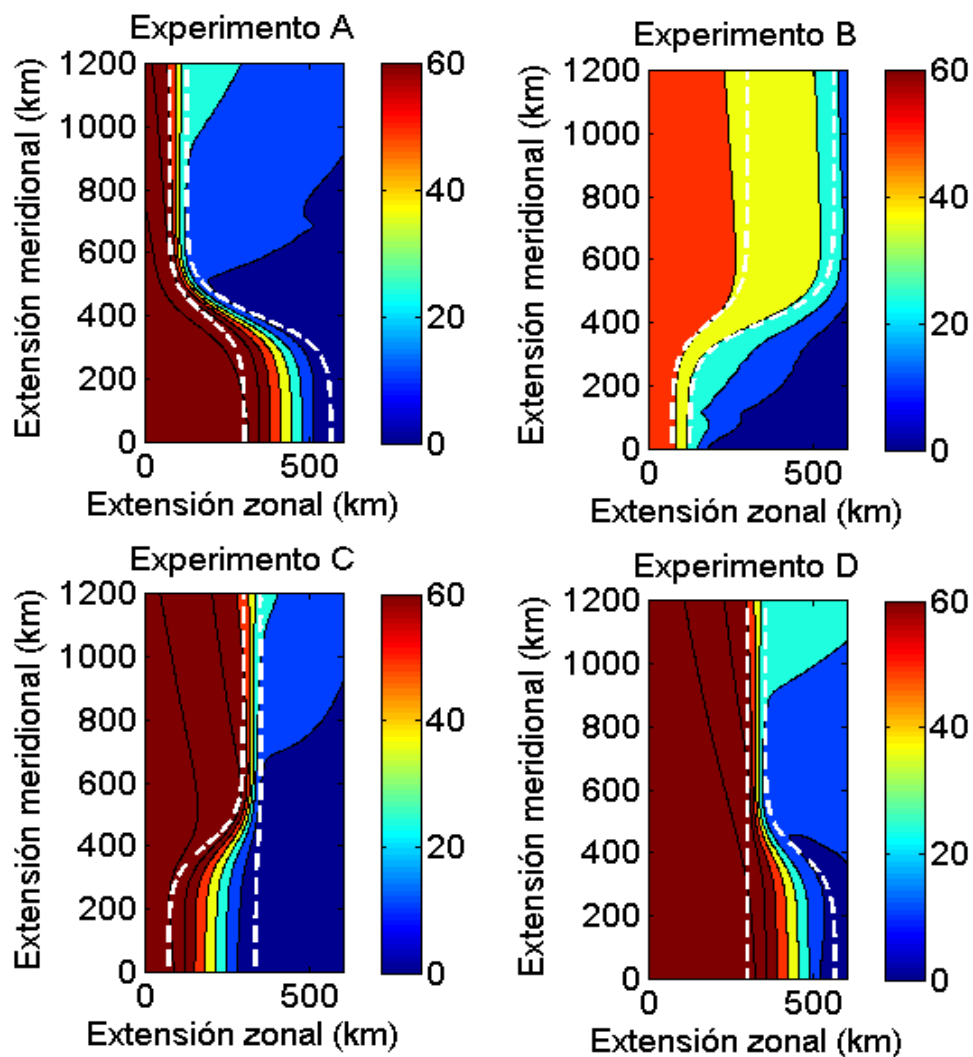


Fig. 27 Elevación de la superficie libre (cm) para los experimentos de topografía con gradientes meridionales y zonales.

- Región sur de la Plataforma Patagónica: experimentos “A” y “D”

En ambos casos el gradiente topográfico aumenta de 4×10^{-3} a 2×10^{-3} en la dirección meridional. Debido a la igualdad de topografías en los primeros 200 km se observa que el transporte por unidad de ancho a través del talud (Fig. 28) posee valores semejantes para ambos experimentos. En el caso “A” el efecto de curvatura del borde del talud genera modificaciones de los gradientes topográficos en la dirección meridional entre 200 y 300 km, consecuentemente el flujo hacia la plataforma (valores negativos) se incrementa a comparación del caso “D”.

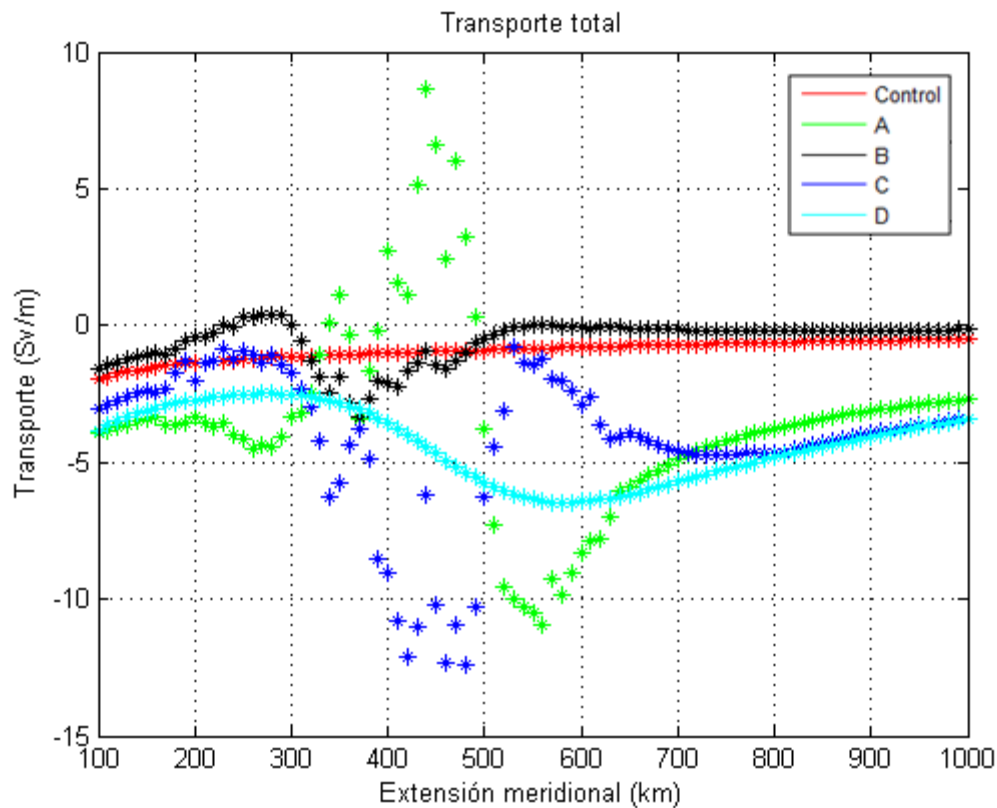


Fig.28 Transporte total por unidad de ancho para los distintos experimentos con topografía variable.

La principal diferencia entre ambos estudios se produce entre los 300 y los 600 km de extensión meridional. En el caso A se observa una inversión del flujo: el pico

positivo se produce entre los 400 y los 500 km (hacia el océano) y el negativo entre los 500 y los 600 km. En base al análisis de los campos de velocidades zonal y meridional a lo largo del talud, y del estudio del ángulo de curvatura de la isobata correspondiente al borde de talud se concluyó que el efecto de difusión da origen a la distribución observada. El máximo positivo se explica por el hecho de que la plataforma se reduce en extensión abruptamente (como una tangente hiperbólica), por lo que una porción del agua que fluía paralela al talud sobre plataforma atraviesa el borde del accidente topográfico (sólo el efecto de fricción puede explicar dicho movimiento). Dado que el ángulo de curvatura del borde del talud es mayor en la región de variación abrupta de la topografía, el cálculo de la velocidad transversal al talud posee una dominancia de la componente meridional de la velocidad (considerar las proyecciones angulares). Por el contrario, el pico negativo se relaciona con menores ángulos de curvatura y una plataforma que mantiene un ancho aproximadamente fijo (menor al inicial del borde sur), por lo que el efecto de la velocidad zonal impera sobre aquel de la velocidad meridional. Es importante destacar que la velocidad zonal es siempre negativa sobre el borde del talud a lo largo del dominio y principalmente en la zona de curvatura debido al apilamiento de las isolíneas de la superficie libre.

El efecto que la variación meridional del gradiente zonal de la topografía posee sobre la dinámica del movimiento se manifiesta también en la Fig. 29 correspondiente al transporte por unidad de ancho en la plataforma (se considera por unidad de ancho dado que las plataformas poseen distinta extensión zonal). Si bien al norte se encuentran las mayores pendientes y en base a la sección 4.2 deberíamos encontrar menor flujo en plataforma, no se observa un decremento del transporte sino por el contrario un aumento. Esto se debe a que la existencia de variaciones longitudinales de la topografía favorece la inflexión de las isolíneas de la superficie libre sobre la plataforma.

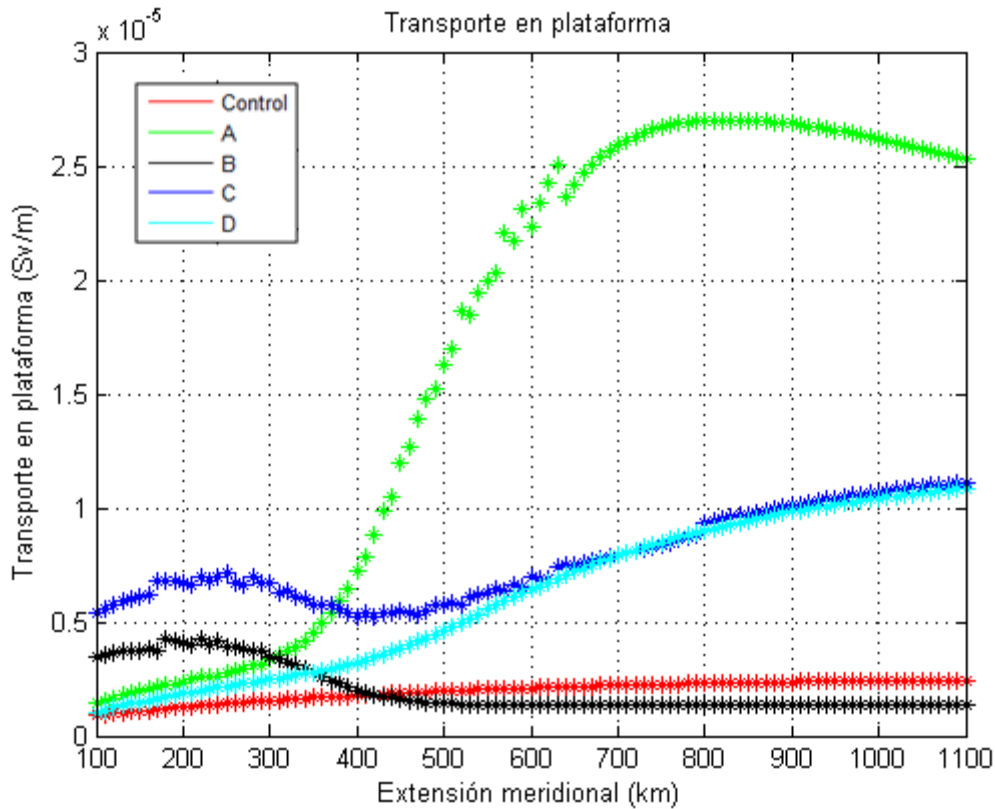


Fig. 29 Transporte en plataforma por unidad de ancho para los distintos experimentos con topografía variable.

Para calcular los máximos de surgencia en la cercanía del talud se consideraron cuadriláteros limitados en la extensión longitudinal a 200 y 1000 km y en la extensión meridional por las isobatas correspondientes al borde de talud y la isobata de 1000 m. para ser consecuentes con lo realizado en el caso de topografía recta (Fig. 26). En la totalidad de los casos la surgencia es mayor al experimento de control, lo que sugiere que no sólo las variaciones zonales poseen un impacto sobre la dinámica de la corriente del talud. En el caso “A” los valores de surgencia son un orden de magnitud mayores a los del caso de control. Los valores pequeños de surgencia que se observan en el caso “D” se relacionan con la falta de curvatura del borde de talud, lo cual coincide con los resultados del modelo 2-D de *Ascagua* (2011). El incremento de valor de la velocidad vertical hacia el norte del dominio podría relacionarse con los resultados encontrados anteriormente al estudiar la sensibilidad de la

surgencia frente a la pendiente del talud. De hecho se observan valores mayores cuando aumenta la pendiente.

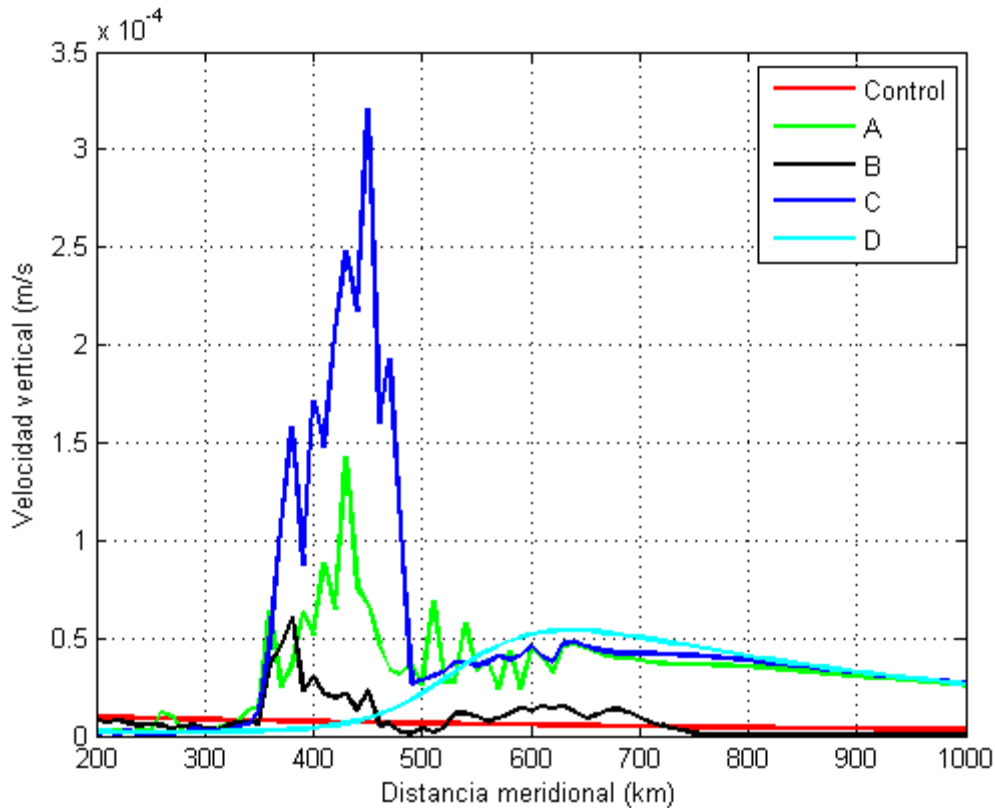


Fig. 30 Velocidades máximas verticales para los casos de topografía variable ($10 \times 10^{-4} \text{ m/s}$)

- Región norte de la Plataforma Patagónica: experimentos “B” y “C”

En ambos casos la plataforma aumenta su extensión zonal hacia el norte. Sin embargo, en el estudio “B” la pendiente del talud decrece en valor de 2×10^{-2} a 4×10^{-3} , en tanto que en el caso “C” el cambio de pendientes es opuesto. Dicha inversión meridional de los gradientes zonales afecta el transporte por unidad de ancho a través del talud debido a los efectos explicados anteriormente que se encuentran asociados a la adaptación de la superficie libre a la forma de las isobatas. En la Fig. 28 se observa que en el caso “C” se presentan los picos de mayor valor de flujo hacia la plataforma,

como era de esperarse, el mismo se centra en la zona de cambio de curvatura de la topografía.

En lo que respecta al flujo de agua en la plataforma, se aprecia que los mayores valores se producen en el experimento “C”, lo cual se correlaciona con los intercambios a través del borde de talud. Es interesante destacar que existe una coincidencia entre los valores de los casos “C” y “D” a partir de los 700 km. La misma se relaciona con el hecho de que tanto los gradientes de talud como el tamaño de la plataforma son iguales hacia el norte. En la Fig. 30 se observa que los mayores valores de surgencia se dan en el experimento “C”, el cuál supera en un orden de magnitud a las velocidades verticales positivas del caso “B”.

3.2.a.IV. Cañones submarinos

En simulaciones con topografía realista de la plataforma patagónica es frecuente la aparición de celdas de surgencia/subsidencia en la región del talud (Palma *et al.*, 2008; Combes & Matano, 2014). La relación entre los detalles de la topografía y la aparición de estas celdas no ha sido investigada. Como una forma de iniciar ese estudio en un ambiente controlado se diseñaron una serie de experimentos numéricos con topografías caracterizadas por la presencia de cañones submarinos generados con una función exponencial. Dichos cañones se superpusieron en la topografía estándar de pendiente 2×10^{-2} perteneciente al caso de control. Se consideraron inicialmente dos casos con diferentes extensiones transversales: 7.5 y 15 km respectivamente (Fig. 31). El modelo ROMS se utilizó en su modo lineal y no lineal para evaluar el impacto que los términos advectivos poseen en la dinámica del talud.

La superficie libre asociada al cañón de menor ancho se ilustra en la Fig. 31. Como puede apreciarse, las líneas de corriente del flujo geostrófico se encuentran fuertemente restringidas por la topografía, como es de esperarse en base al balance de vorticidad.

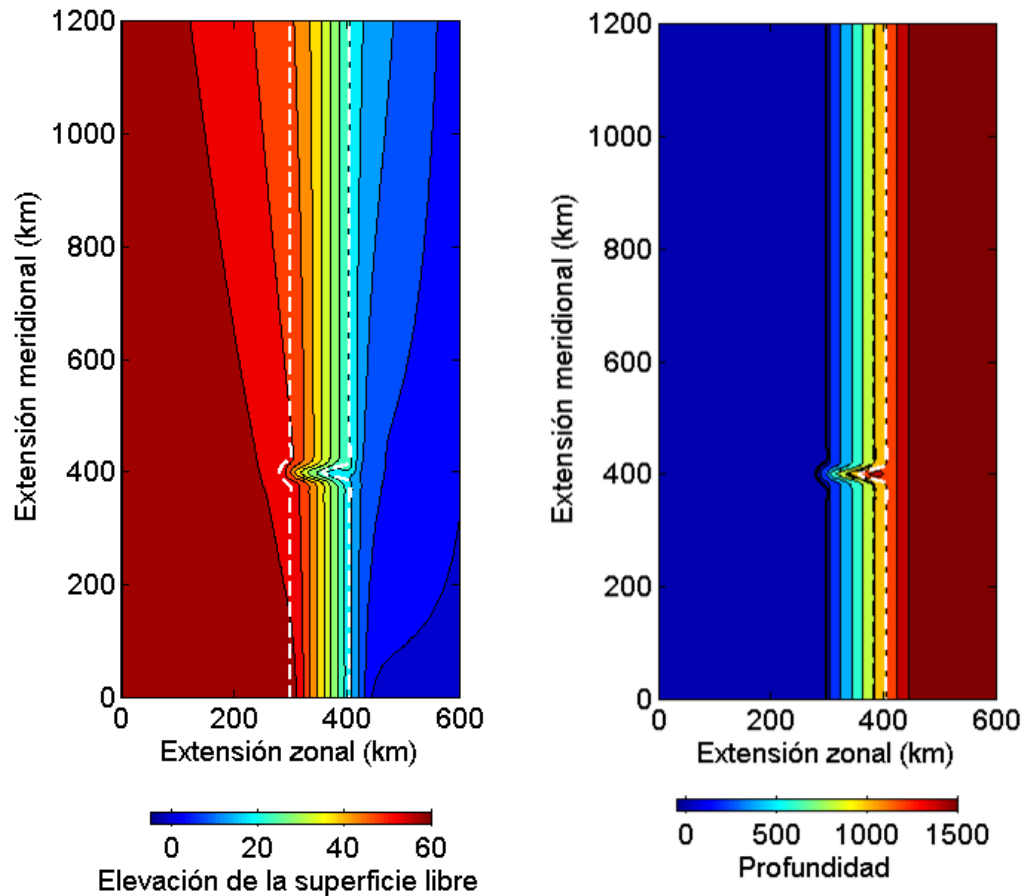


Fig. 31 Elevación de la superficie libre (experimento con cañón de 7.5 km de ancho). Las líneas punteadas corresponden al borde de plataforma y talud (Izq). Batimetría asociada al talud y al cañón submarino de 7.5 km de ancho (der).

En base al flujo geostrófico y el correspondiente a la capa límite se construyó la Fig. 32 que muestra el transporte a través del talud a lo largo del borde de dicho accidente topográfico. El transporte aumenta en general hacia el norte del dominio como ocurre en el caso de control. Sin embargo a diferencia de este se observa un comportamiento particular centrado a los 400 km, el cual se atribuye evidentemente a la presencia del cañón submarino. Dicha variación consiste en un decremento de la magnitud hacia el sur de la bisectriz del cañón e inversión del sentido de flujo combinado con un aumento de la magnitud al norte del eje del cañón. La explicación de los cambios de sentido se relaciona con la forma del borde de talud que impone restricciones al flujo del jet que avanza en la dirección sur-norte. La indentación de las isolíneas de la batimetría hacia el oeste requiere necesariamente que el agua

avance primero hacia el oeste hasta alcanzar el eje del cañón y luego hacia el este para retomar la línea de talud recta. El patrón de circulación se encuentra restringido por la batimetría pero no la sigue fielmente (flujo ageostófico). Este hecho combinado con la forma del borde del talud explica las variaciones percibidas en el transporte. Es importante destacar que a diferencia de lo que ocurre con el transporte a través del talud en los experimentos de topografía variable (sección 3.8, Fig. 28) la perturbación del cañón en el flujo es sólo de tipo local. De hecho en la Fig. 32 se observa que las curvas de transporte geostrófico y total continúan la tendencia de crecimiento anterior a los 370 km (decremento en valores absolutos por efectos disipativos) a 440 km del borde sur.

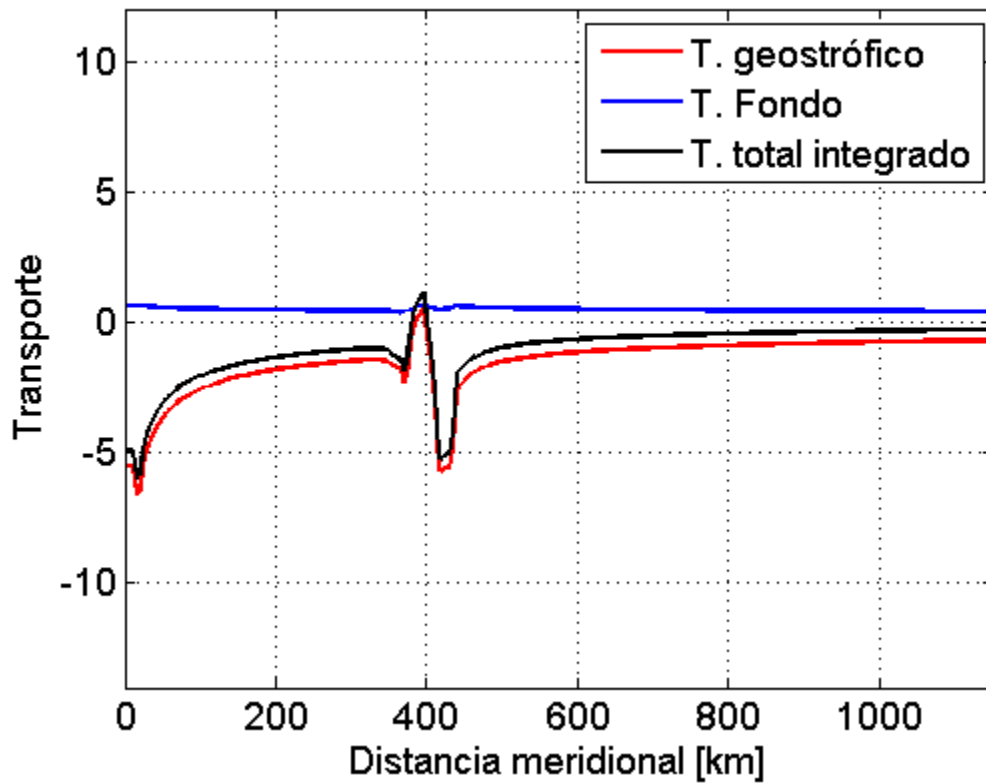


Fig. 32 Transportes por unidad de ancho (Sv/m) a través del talud para el experimento con cañón de extensión meridional 7.5 km.

La presencia del cañón no sólo modifica los transportes sino que también posee un impacto sobre la velocidad vertical, generando celdas cerradas de surgencia/subsidencia (Figs.

33). Los gráficos correspondientes a las velocidades verticales en el nivel sigma 6 sugieren que el efecto del cañón se limita a una extensión local. En el eje de dicho accidente topográfico predomina la subsidencia de agua, mientras que al norte y al sur del mismo predomina una surgencia generalizada. Es importante destacar que el orden de magnitud de las velocidades es aproximadamente dos órdenes de magnitud mayores a los encontrados en el caso de control.

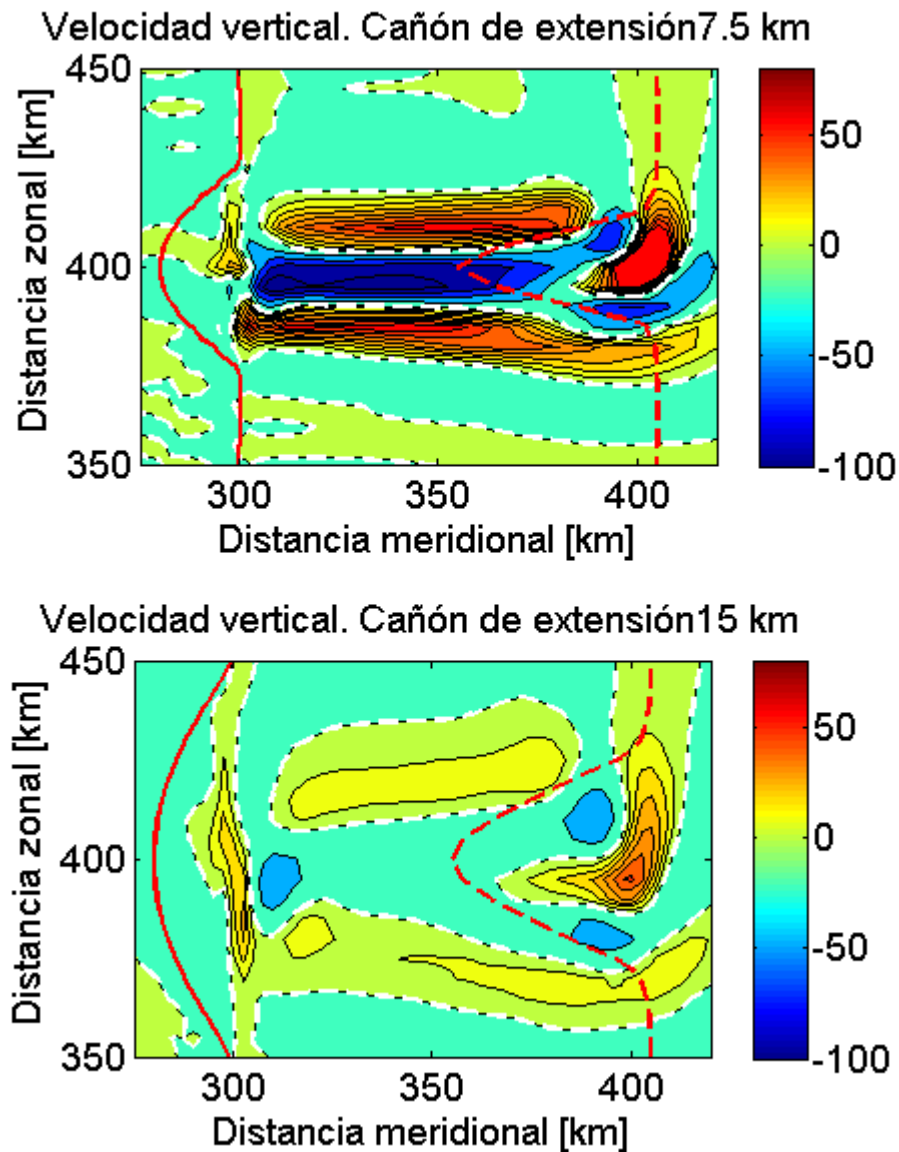


Fig. 33 Secciones de velocidades verticales tomadas en el nivel sigma 6 para los experimentos lineales con cañones de extensión 7.5 y 15 km (caso lineal).

El segundo experimento consistió en el estudio de la dinámica del flujo del jet meridional sobre una topografía caracterizada por la presencia de un cañón de 15 km de ancho (el doble que el experimento anterior). A diferencia del estudio previo se observa que las velocidades verticales son menores, tanto las asociadas a subsidencia como aquellas asociadas a surgencia, lo que sugiere que el campo de divergencias de las velocidades horizontales depende del radio de curvatura del accidente topográfico (Fig. 33).

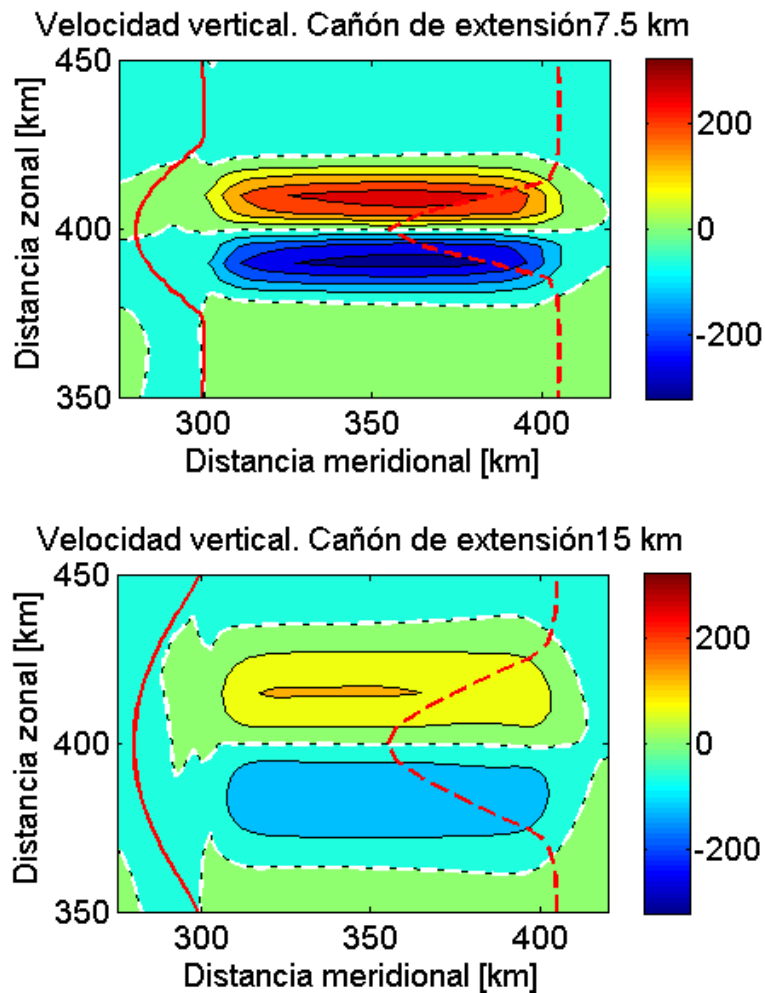


Fig. 34 Secciones de velocidades verticales tomadas en el nivel sigma 6 para los experimentos con cañones de extensión 7.5 y 15 km (caso no lineal).

Se repitieron los experimentos sumando los términos advectivos (no lineales) a la ecuación de balance de cantidad de movimiento e incluyendo una parametrización cuadrática de la fricción de fondo. Los resultados muestran un aumento significativo en el módulo de las velocidades verticales junto con una reestructuración de los patrones de surgencia y subsidencia. En los casos no lineales la región de velocidades verticales negativas se ubica al sur del eje del cañón, al tiempo que las positivas se ubican al norte (Fig. 34). Adicionalmente, puede apreciarse que el efecto no-lineal disminuye con el radio de curvatura del cañón.

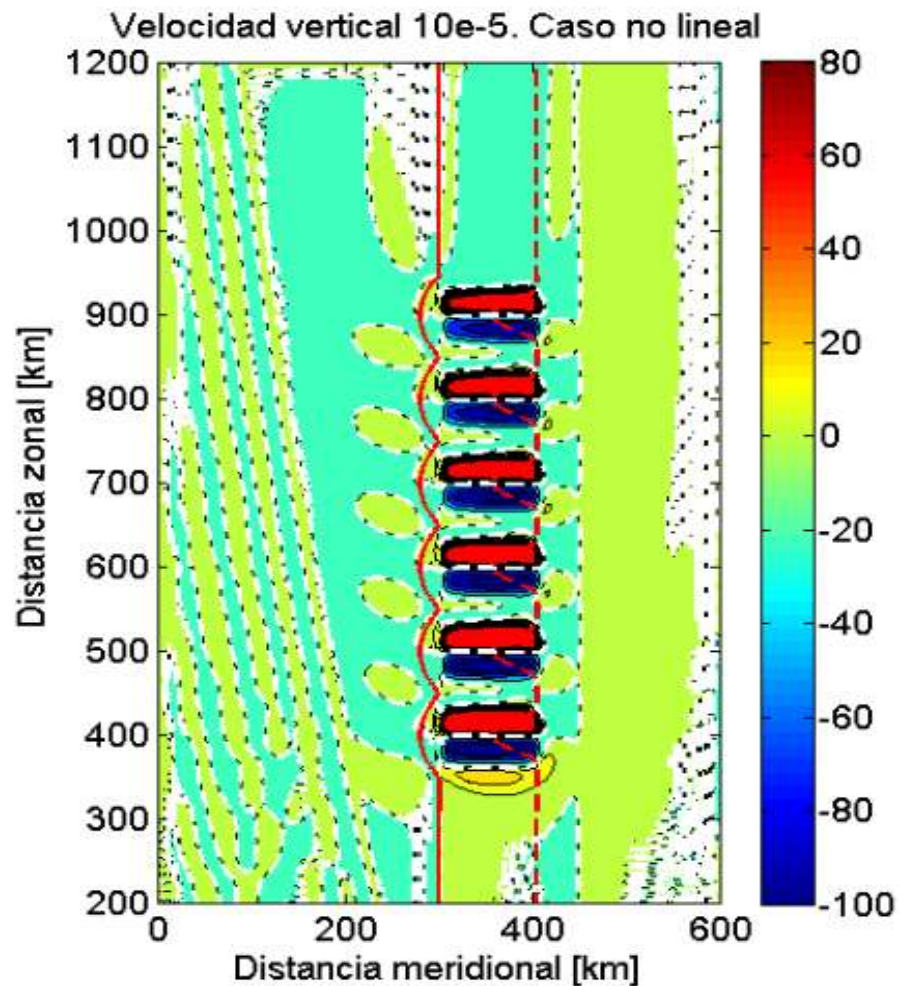


Fig. 35 Secciones de velocidades verticales tomadas en el nivel sigma 6 para los experimentos con 6 cañones de extensión 15 km (caso no lineal).

Finalmente, se realizó un experimento adicional en base a una serie de seis cañones de sección transversal idéntica alineados a lo largo del borde del talud. Dado que el efecto sobre la dinámica de la corriente que la inclusión de indentaciones topográficas tiene es de tipo local, el único nuevo resultado a destacar se relaciona con la formación de un patrón continuo de celdas de surgencia/subsidencia paralelas al talud ubicada sobre los bordes laterales de cada cañón (Fig. 35). Patrones similares de surgencia/subsidencia han sido reportados en experimentos con topografía realista en la región del talud patagónico (Combes & Matano, 2014). Los resultados con el modelo simplificado muestran que parte de esta estructura espacial podría estar relacionada a variaciones de pequeña escala de la topografía submarina.

3.2.b Efectos remotos

3.2.b.I Modificación de la magnitud de la velocidad del jet en el talud

El experimento consistió en variar la magnitud de la velocidad de la corriente que ingresa al dominio por el borde sur con el objetivo de evaluar si dicha variable condiciona el fenómeno de surgencia. Para realizar una prueba de sensibilidad adecuada se mantuvieron constantes el transporte y la pendiente del caso de control (pendiente $\alpha_t = 2 \times 10^{-2}$ y transporte de 54 Sv). Los valores de velocidad considerados fueron: 0.2, 0.3, 0.5 y 0.6 m/s.

Como puede observarse en la Fig.36 el transporte en la plataforma aumenta con el incremento de la velocidad de la corriente. Las curvas de nivel de la elevación de la superficie libre muestran que la inflexión de las isolíneas que ingresan en plataforma es tanto más abrupta cuanto mayor es la corriente de talud.

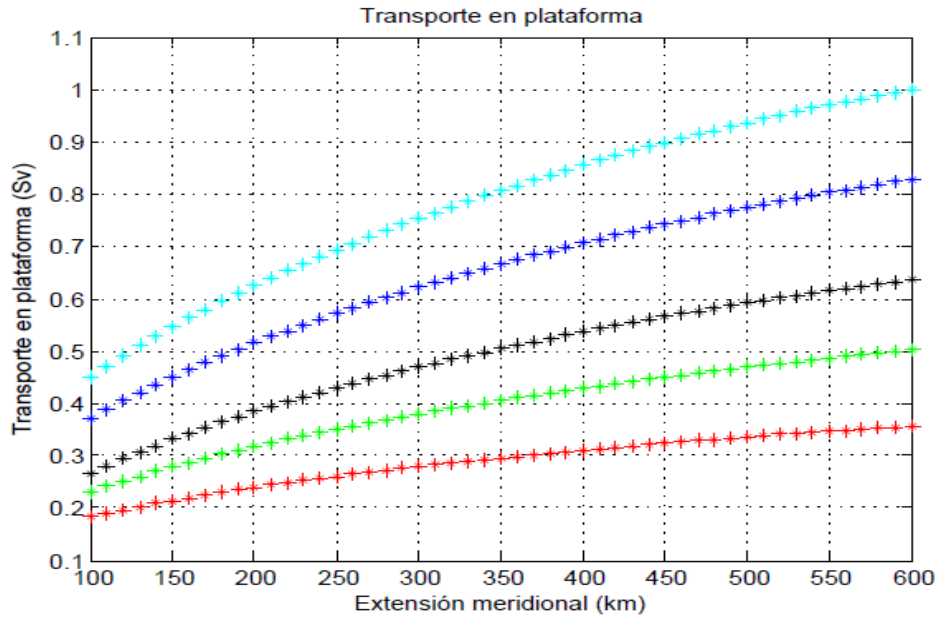


Fig.36 Transporte en plataforma (Sv). Curva celeste: 0.6 m/s; curva azul 0.5 m/s; curva negra 0.4 m/s; curva verde 0.3 m/s; curva roja 0.2 m/s.

Los gráficos de las secciones verticales (Fig.37) muestran que los máximos de surgencia se incrementan con el incremento de la velocidad, como propone *Ascuaga et al.*(2011) aunque en aquel caso los valores eran referidos al fondo y en nuestras simulaciones los máximos se localizan en capas subsuperficiales. A diferencia de lo que ocurría al variar la pendiente, no se aprecian cambios significativos en el área, ni en la forma de la sección transversal que presenta velocidades verticales positivas (de surgencia). Los resultados señalados anteriormente son esperables debido a que la dinámica modelada es de tipo lineal. Por otro lado, la surgencia depende de la divergencia del campo de velocidades horizontales y el operador divergencia posee un comportamiento lineal.

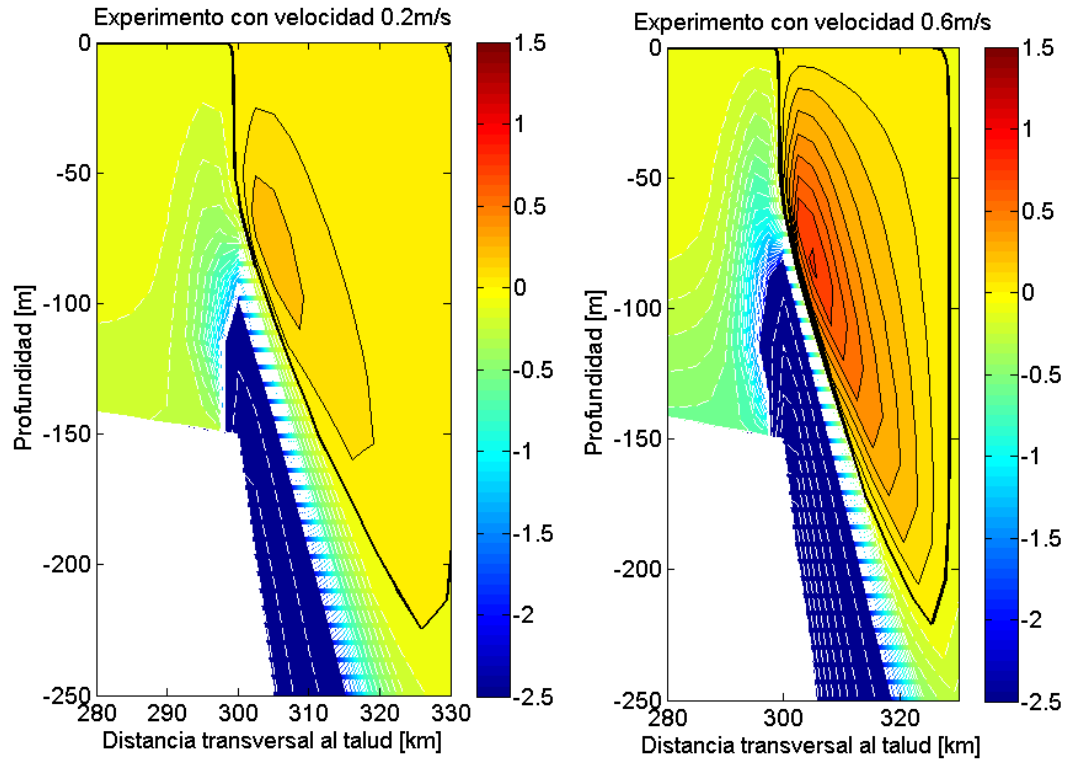


Fig.37 Izq. Velocidad de la corriente del talud: 0.2 m/s; der. Velocidad de la corriente del talud: 0.6 m/s. La separación de los contornos es de 5×10^{-5} m/s entre -40×10^{-5} y -2×10^{-5} m/s (zona azul saturada) y de 0.1×10^{-5} m/s entre -2×10^{-5} y 1.5×10^{-5} m/s. Dicha elección se realizó con el fin de destacar la región de surgencia.

3.2.b.II. Variación de la magnitud de la velocidad de la corriente de plataforma

En esta sección se analiza el efecto que la inclusión adicional de una corriente de plataforma que ingresa en el sur del dominio posee sobre la dinámica en la región del quiebre de plataforma. Se consideraron escenarios con diferentes velocidades: 0.05; 0.1; 0.15; 0.2 m/s. Es importante recordar que en el caso de control la velocidad de la corriente de plataforma es nula inicialmente y el ingreso de agua en el dominio se produce únicamente por medio de la corriente del talud.

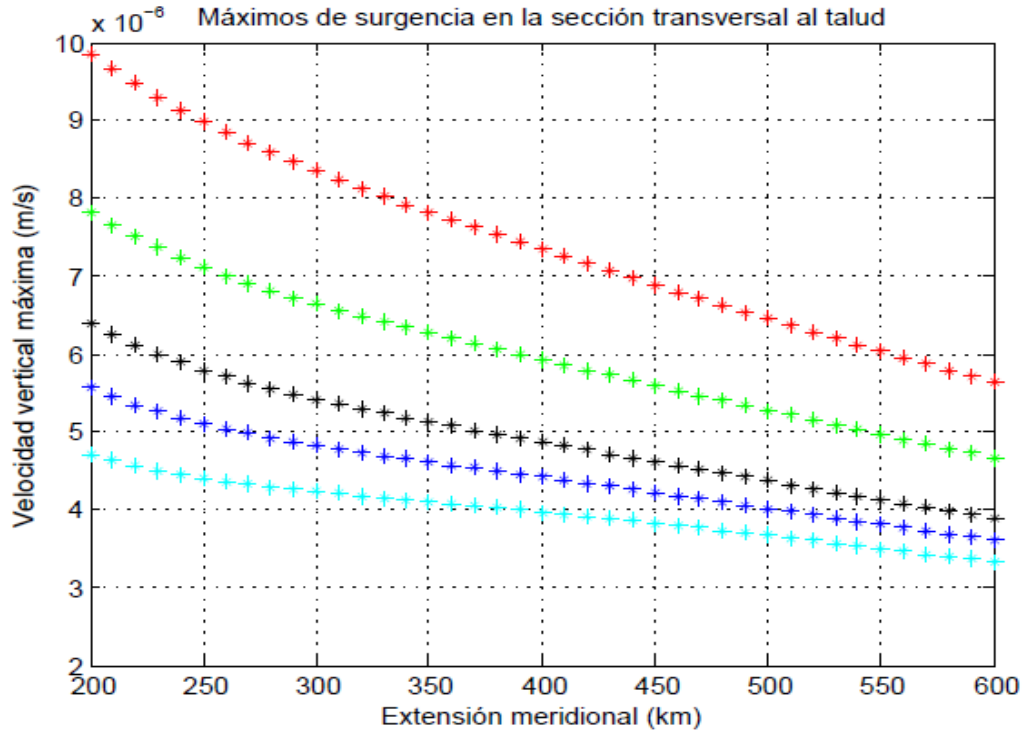


Fig. 38 Máximos de surgencia. Curva celeste: velocidad 0.2 m/s; curva azul: 0.15 m/s; curva negra 0.1 m/s; curva verde 0.05 m/s, curva roja: caso de control (0 m/s)

La Fig.38 muestra los máximos de surgencia a lo largo del talud, donde se observa que las velocidades verticales positivas se reducen con el incremento de las velocidades de plataforma. Es importante destacar que el flujo de agua del talud hacia la plataforma (no mostrado) es en este caso menor que en los experimentos de control. La inflexión de las curvas de nivel de la superficie libre cercanas al borde del talud sobre la plataforma es menos abrupta al aplicar una velocidad en plataforma (Fig. 39), lo que sugiere menor flujo geostrófico (flujo dominante). Estos resultados coinciden con aquellos descritos en Palma &Matano (2008) y Miller *at al.*, (2011).

La razón por la cual se reduce la surgencia se puede relacionar con la menor divergencia del campo de velocidades zonal debido a la menor separación de las líneas de corriente de la superficie libre en presencia de una corriente de plataforma. La ecuación 14 reescrita bajo la forma de la ecuación 28 permite explorar los mecanismos físicos asociados:

$$(28) \frac{\partial \zeta}{\partial y} + \frac{r}{g} \left(\frac{dh}{dx} \right)^{-1} \frac{\partial v}{\partial x} = 0$$

Claramente el cambio que experimenta la superficie de nivel al avanzar hacia el norte, es decir, la inflexión de las isolíneas depende del corte del campo de velocidades meridionales. Cuanto mayor es la corriente de plataforma menor es la vorticidad relativa (en valor absoluto) sobre la línea de talud, dado que el valor de la velocidad de plataforma se acerca a aquel de la corriente de talud. En la Fig. 40 se ilustra el campo de vorticidad relativa asociada a la velocidad meridional. Como puede observarse, dicha figura muestra a lo largo del borde de transición topográfica menores valores de corte cuando la corriente de plataforma es mayor. Dicha tendencia se mantiene a lo largo del dominio aunque la vorticidad relativa se reduce hacia el norte debido a los efectos difusivos.

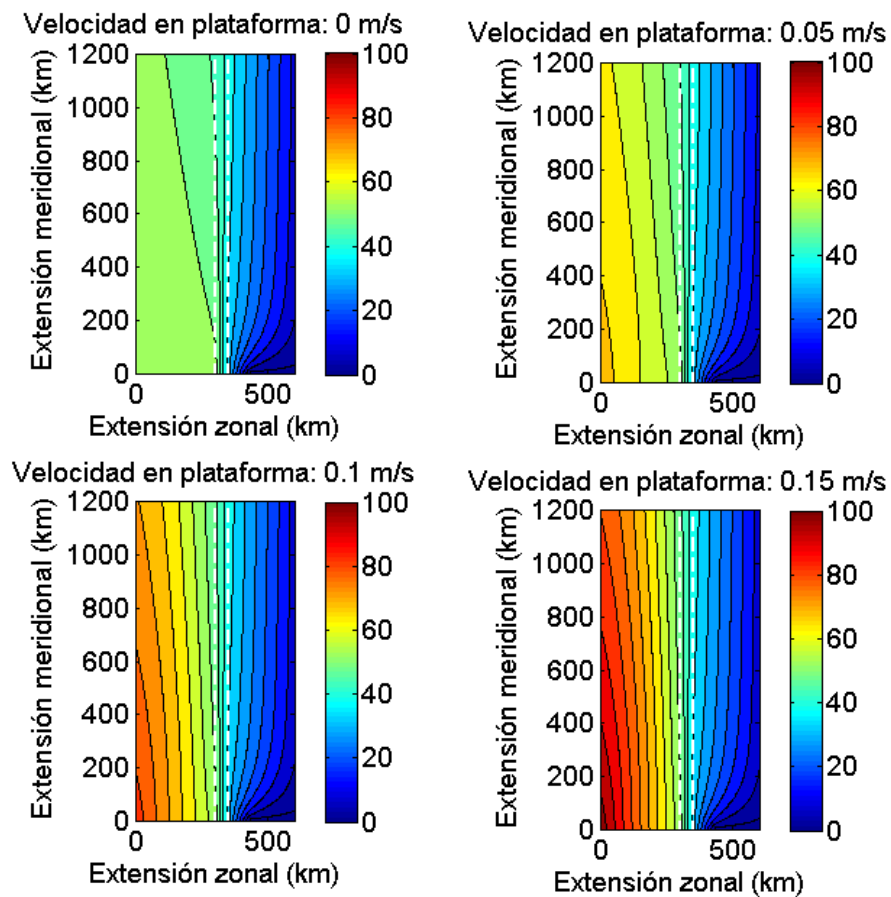


Fig. 39 Elevación de la superficie libre (cm.) en los experimentos con velocidad de plataforma y el caso de control.

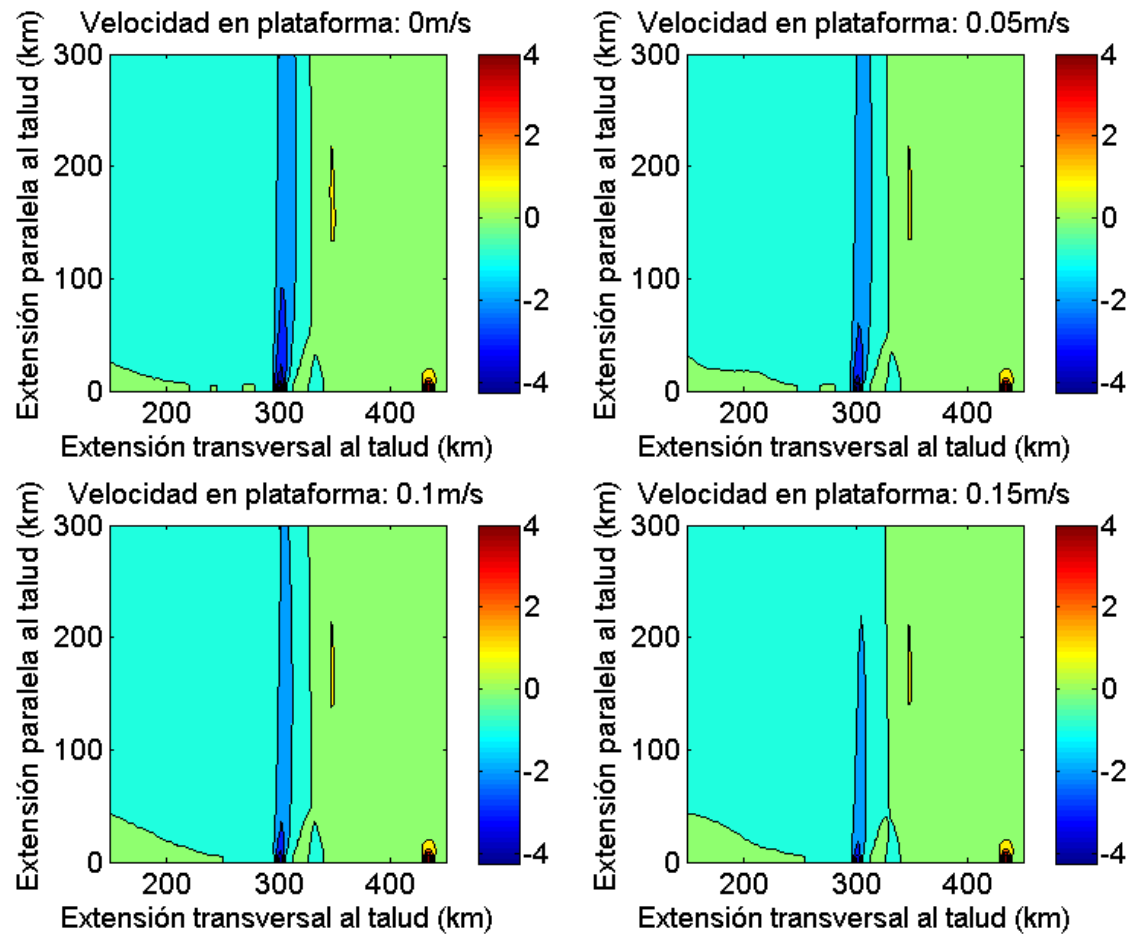


Fig. 40 Corte o vorticidad relativa ($10^{-10} 1/s$) de la corriente meridional en los experimentos con velocidad de plataforma y el caso de control.

3.2.b.III. Efecto del alejamiento del eje de la corriente del borde del talud

El experimento realizado consistió en alejar el eje de la corriente entrante (borde Sur) del borde del talud con el objetivo de estudiar la repercusión de dicha perturbación sobre los intercambios plataforma-oceáno profundo (emplearemos los transportes transversales por unidad de ancho) y sobre la surgencia. Se consideraron tres casos con separaciones del borde occidental de la corriente de talud respecto al borde del mismo de 20, 40 y 60 km. Recordar que en el caso de control la separación era nula (el borde occidental de la corriente entrante coincidente con el borde del talud).

Considerando que los valores negativos del transporte corresponden al flujo hacia la plataforma, en tanto que los valores positivos indican un sentido de flujo hacia el océano profundo, se observa que a medida que las corrientes se alejan del borde la penetración de aguas del talud hacia plataforma se reduce (Fig. 41). La reducción señalada se debe a que en la extensión meridional considerada la corriente no tiene el espacio suficiente para atravesar la isobata correspondiente a los 300 km en dirección zonal de la misma forma que puede realizarlo en el experimento de control. Sin embargo en una sección a través del talud suficientemente alejada del borde sur se produce ingreso de agua a la plataforma. En la Fig. 42 se pueden observar las inflexiones de las curvas de nivel de la superficie libre que indican a primer orden el sentido y la magnitud del flujo barotrópico. Para el experimento donde el alejamiento es de 20 km se observa ingreso de aguas a plataforma a los 400 km del borde sur, en tanto que en los experimentos con una separación de 40 y 60 km no se alcanza a evidenciar la entrada de agua. En el experimento de control, en el cual la corriente de entrada se extiende desde el borde del talud hacia el océano profundo, se requiere tan sólo un recorrido meridional de 100 km para producirse penetración de aguas hacia la plataforma.

En lo que respecta a la surgencia, en los experimentos de alejamientos 40 y 60 km, la región de velocidades positivas (a 600 km del borde sur del dominio) se aleja del borde del talud avanzando hacia aguas profundas, al tiempo que aumenta su profundidad de influencia. Estos efectos se relacionan con el desplazamiento que los máximos de divergencia poseen respecto de la zona de transición topográfica por el mayor distanciamiento de la corriente.

Dicho distanciamiento asocia divergencias máximas con mayores profundidades, permitiendo el desarrollo de surgencia sobre una región más extensa por sobre la capa límite.

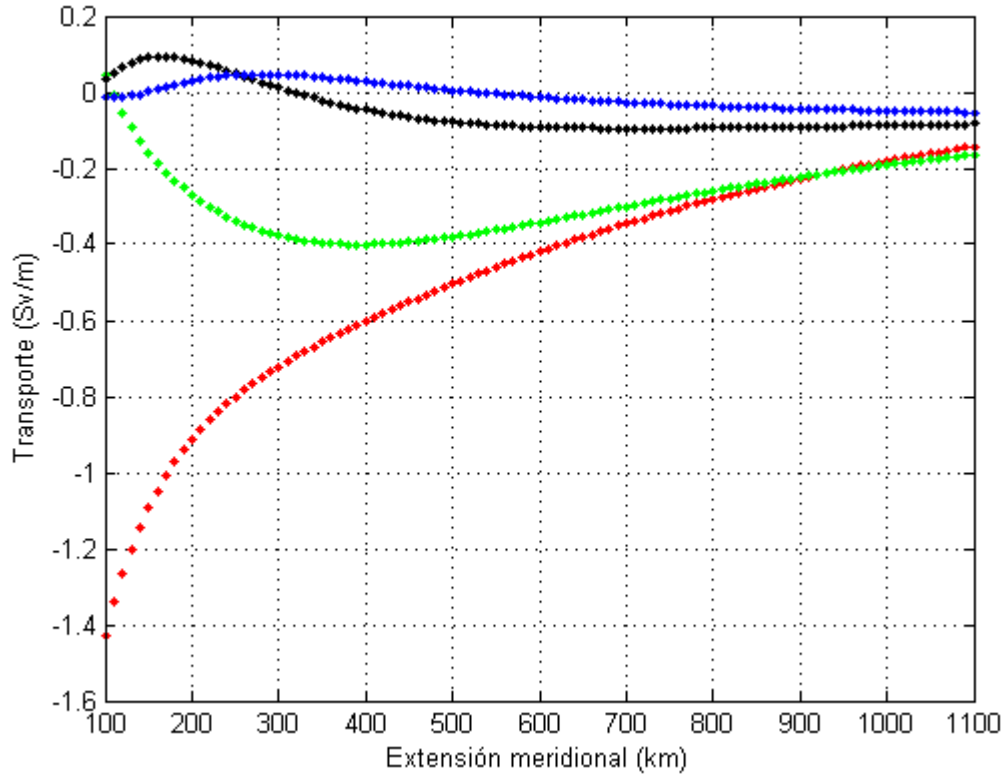


Fig. 41 Transporte total a través del talud por unidad de ancho (Sv/m). Curva roja: 0 km; curva verde: 20 km; curva negra: 40 km; curva azul: 60 km.

Dado que en la Fig. 42 se observa que las inflexiones de las curvas de nivel de la superficie libre son apreciables en los experimentos de control y de 20 km de distanciamiento (antes de los 600 km medidos respecto del borde sur), se decidió ilustrar (Fig. 43) ambos casos con secciones transversales tomadas a 600 km del borde de entrada de la corriente de talud. Se graficó la divergencia de las velocidades horizontales junto al campo de velocidades verticales asociado. Se evidencia claramente que la magnitud de los picos de divergencia difieren considerablemente, siendo menores para el caso de mayor apartamiento. Consecuentemente, la magnitud de la surgencia se ve reducida para el segundo caso.

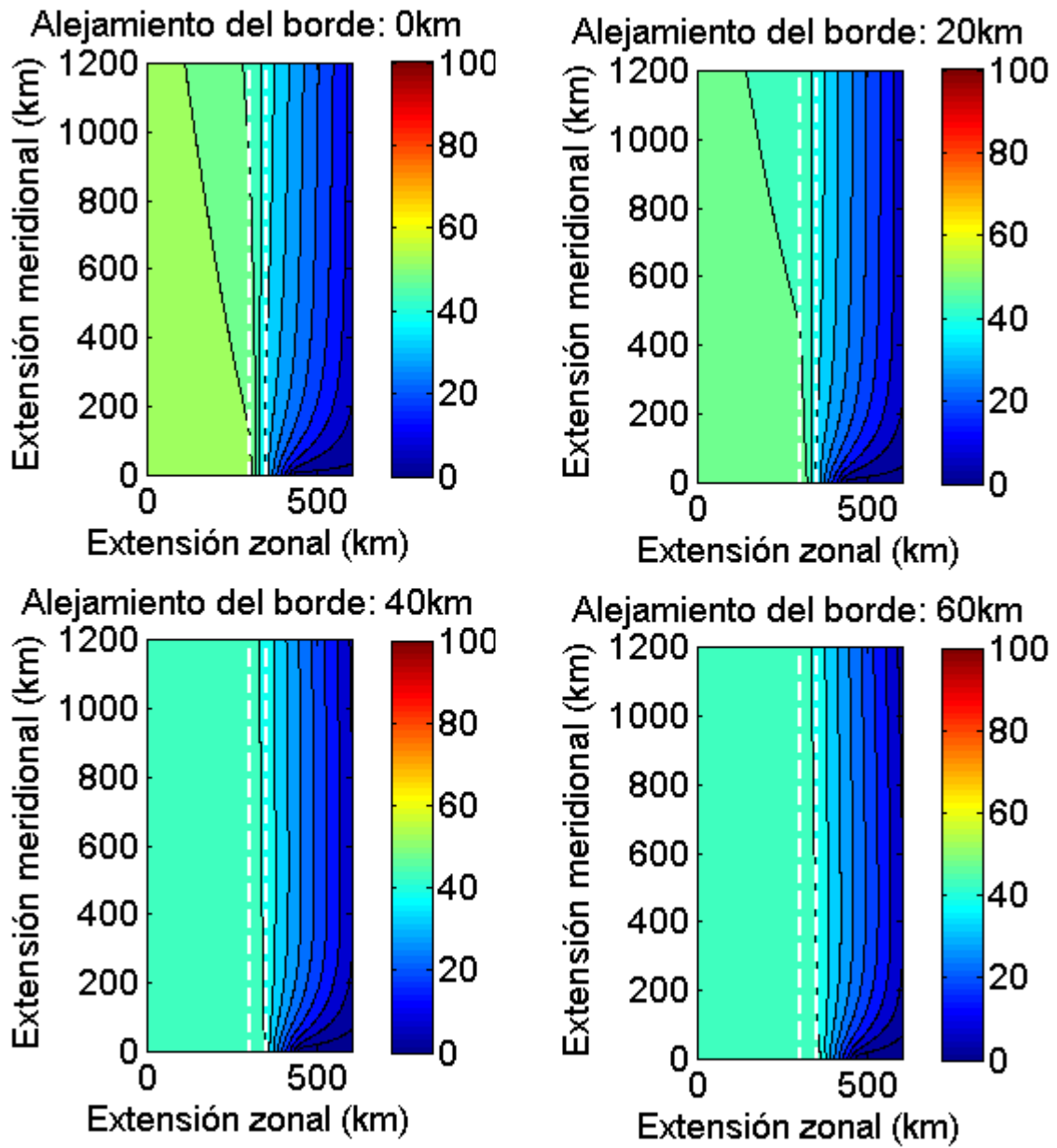


Fig. 42 Elevación de la superficie libre (cm) para los experimentos donde la corriente de entrada se encuentra alejada del borde de talud: 0, 20, 40 y 60 km.

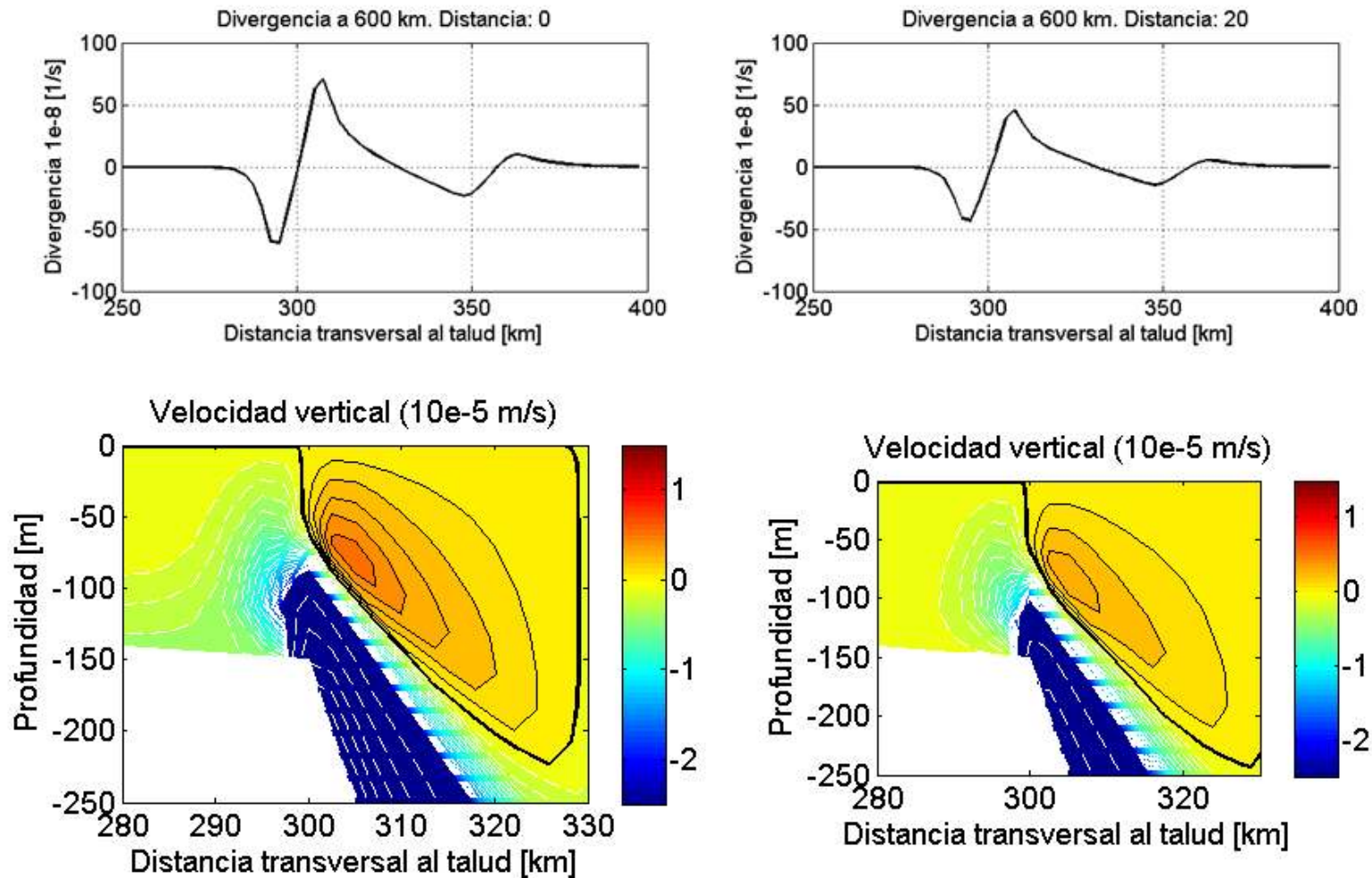


Fig43. Secciones de divergencia de la velocidad horizontal tomadas a 600 km y 60 m. de profundidad (arriba); secciones de velocidad vertical tomadas a 600 km (abajo). La separación de los contornos es de 5×10^{-5} m/s entre -40×10^{-5} y -2×10^{-5} m/s (zona azul saturada) y de 0.1×10^{-5} m/s entre -2×10^{-5} y 1.5×10^{-5} m/s. Dicha elección se realizó con el fin de destacar la región de surgencia.

3.2.b.IV. Efectos de la variación temporal de la corriente del talud

Los sistemas clásicos de surgencia dominados por el viento se producen generalmente sobre el borde Este de los cuencos oceánicos (p.e. Sistema Chileno-Peruano). En dichos sistemas se han registrado importantes modificaciones en la intensidad de la surgencia asociados al pasaje de ondas internas (Kelvin o topográficas atrapadas; Leth&Middleton, 2006). En el sistema del frente de talud se ha sugerido la posibilidad de que ondas topográficas atrapadas (en la región del talud) podrían también estar asociadas a la intensa productividad observada (Achaet *al.*, 2004). En un modelo barotrópico no existe la posibilidad de inducir ondas internas, pero a modo de investigar la relación entre la variabilidad temporal del transporte y la surgencia se diseñó un experimento que consiste en superponer a la corriente meridional que ingresa en el borde sur del dominio una señal con variaciones temporales de una periodicidad de 30 días. De esta manera, la periodicidad del transporte simularía el pasaje de ondas de largo período.

Con el fin de analizar la variabilidad temporal de la respuesta se obtuvieron datos del modelo en un punto (“estación oceanográfica”) ubicado sobre el borde del talud, localizado a 200 km del sur del dominio. El análisis de la velocidad vertical en el nivel sigma 6 (nivel de mayor surgencia) de dicha estación y su comparación con la velocidad barotrópica muestra que existe un desfase entre ambas curvas: la máxima velocidad meridional no coincide con la máxima velocidad vertical (Fig. 44). Sin embargo, es interesante destacar que se observa una correlación muy buena entre la curva de velocidad vertical y la de aceleración barotrópica. Se aprecia en el cuadro inferior de la Fig. 44 que el pico de surgencia coincide aproximadamente con la máxima aceleración de la corriente. Es interesante notar, que así como el flujo neto de la corriente meridional es positivo, el promedio temporal de la velocidad vertical en todo el registro también es positiva (surgencia). Estos resultados muestran aspectos de la dinámica de la corriente que fueron reproducidos en modelos con variabilidad realista de la corriente: la gran correlación que existe entre la variación de la intensidad temporal de la corriente y de la surgencia/subsidencia sobre el talud (Fig. 17 de Combes & Matano (2014)).

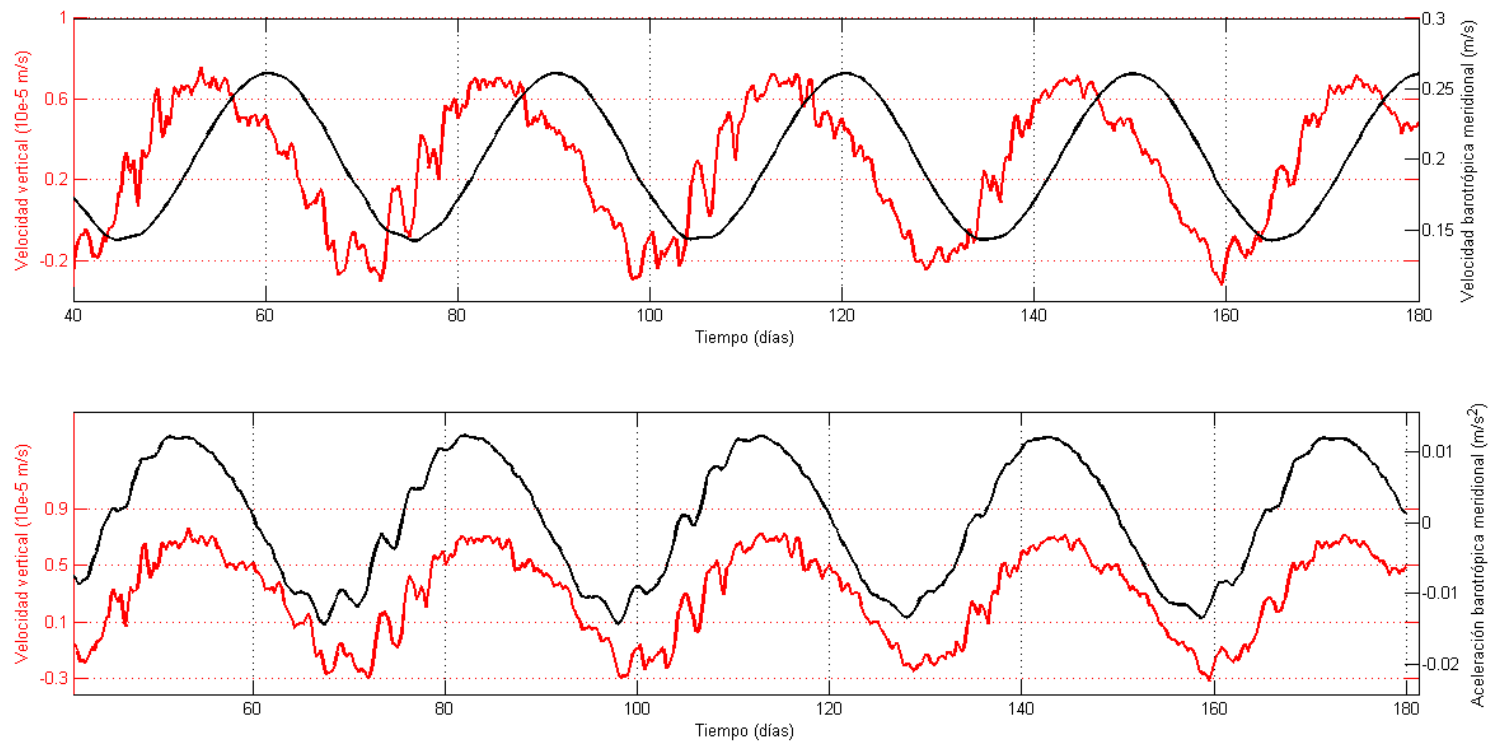


Fig.44.Variación en el tiempo de la velocidad vertical en el nivel sigma 6 (curva roja) y de la velocidad barotrópica meridional (curva negra) de la estación de muestreo; Variación en el tiempo de la velocidad vertical en el nivel sigma 6 (curva roja) y de la aceleración barotrópica meridional (curva negra) de la estación de muestreo.

3.2.b.V.Experimentos con forzante mareal

La componente mareal M2 constituye, por su amplitud, el principal armónico en la mayor parte de la Plataforma Continental Patagónica Argentina. Su señal se propaga bajo la forma de una onda de Kelvin (Fig. 45) asociada a un anfídromo ubicados a 47°S 62°O , desde el sudoeste hacia nordeste al tiempo que su amplitud decrece por efectos disipativos hacia el norte (Palma *et al.*, 2004).

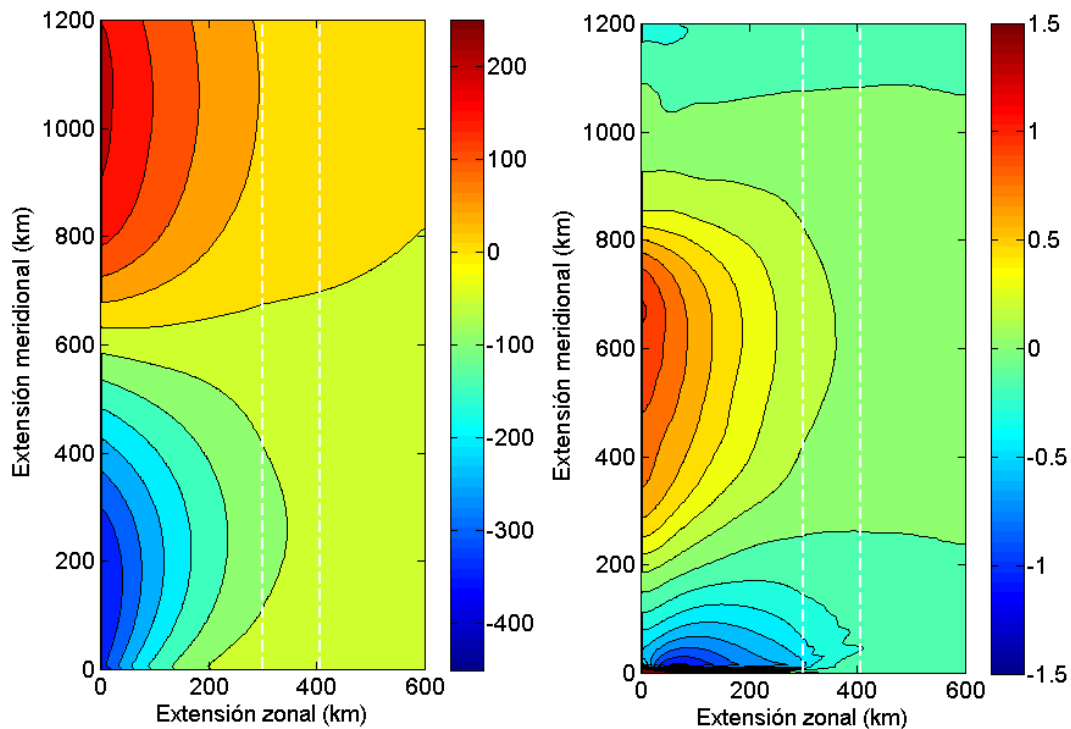


Fig. 45 Elevación de la superficie libre (cm.) para la onda de marea M2 (izq). Velocidades zonales (m/s) para la onda de marea M2 (der.). Imágenes instantáneas. Las líneas blancas punteadas indican el límite exterior de la plataforma y el talud.

A fin de evaluar el impacto que el forzante mareal puede tener sobre la dinámica del talud se reconstruyó el experimento de control sumando la corriente de marea como una onda de Kelvin (armónico M2) a la corriente de talud a través de las condiciones de borde (sur del dominio). La amplitud considerada para la onda de marea fue de 4 m. En la Fig.46 se observa una imagen instantánea del campo de velocidades zonales asociado al experimento. Se

aprecia que a comparación de la Fig.14 el campo de velocidad muestra un comportamiento muy diferente, debido a la aparición de una inversión de signo en la dirección meridional asociada a las fluctuaciones de la componente M2. Se destaca que dicha onda de marea posee una longitud de onda de ~ 1200 km. Como puede observarse, la señal de la velocidad zonal instantánea asociada a la corriente de marea en este experimento es un grado de magnitud mayor a la generada por los efectos de fricción del jet meridional. Evidentemente, los flujos zonales asociados al trazador difieren de los observados en la Fig.15 y son un grado de magnitud mayores que los mismos, lo que permite un mayor intercambio entre las aguas del océano y las de plataforma. Dichos flujos se encuentran sujetos a las variaciones temporales de la onda de marea.

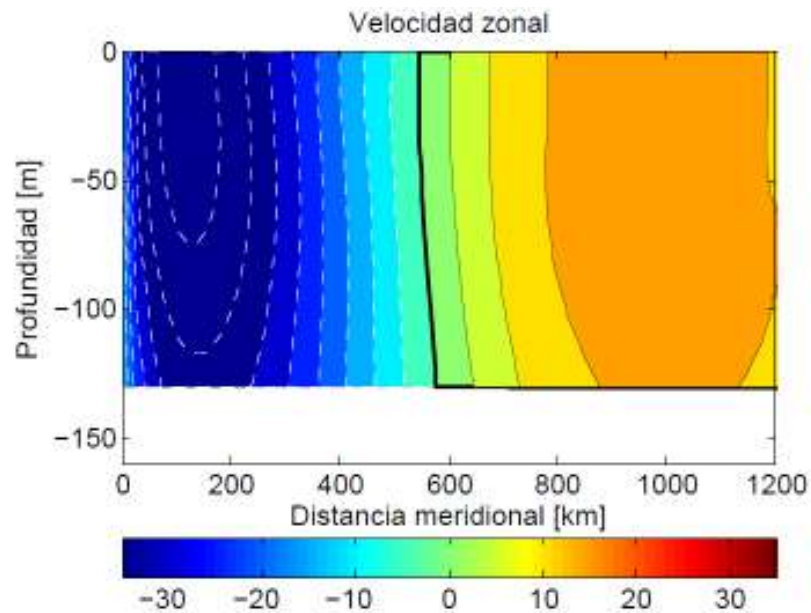


Fig. 46 Velocidad zonal (cm/s). La señal principal observada corresponde a la corriente de marea (toma instantánea).

En la Fig.47 se observa la distribución del trazador asociado con la dinámica de la marea en el tiempo correspondiente a la Fig. 46. Es importante destacar que a 400 km se produce un ascenso del trazador a la superficie, lo que sugiere la posibilidad de aparición de aguas de fondo en la superficie. Si bien los mecanismos asociados sólo al jet meridional no

permiten el ascenso de aguas profundas a la superficie (Fig.13), la presencia de la corriente de mareas contribuiría a dicho ascenso.

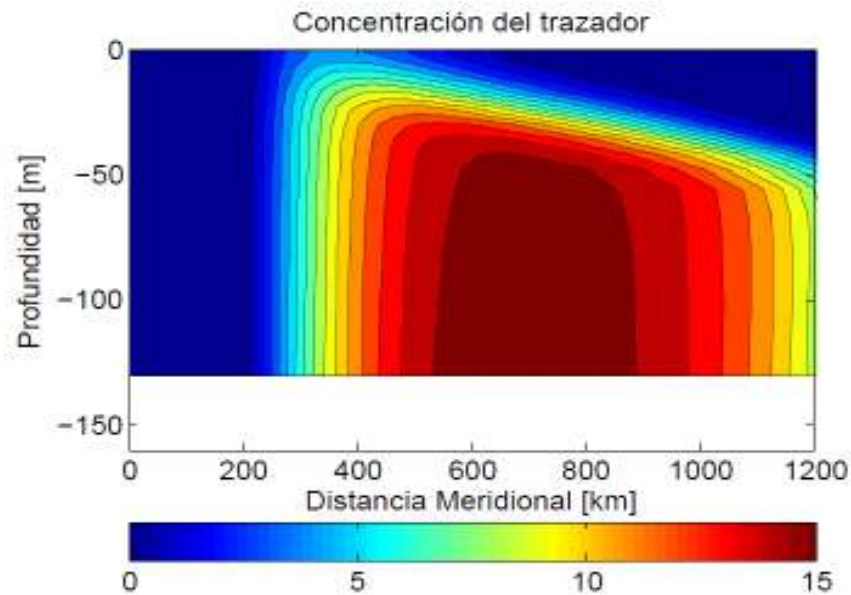


Fig. 47 Distribución del trazador a lo largo del borde del talud en el experimento con corrientes de marea (toma instantánea).

En la Fig.48 se puede observar una sección horizontal del trazador correspondiente al nivel vertical (10m.) para el experimento con señal de marea. Se aprecia que la surgencia se produce a lo largo del talud en una banda de ancho menor a los 50 km de extensión. El gráfico análogo para el caso particular donde se elimina el jet meridional manteniendo únicamente las corrientes de marea no muestra ascenso del trazador a dicho nivel. Esto sugiere que si bien los flujos zonales asociados a la corriente de Malvinas presentan un orden de magnitud menor a los de las corrientes de marea, el mecanismo de ascenso de agua se encuentra dominado por la interacción de la corriente de talud con la topografía. La marea proveería un mecanismo de conexión entre profundidades intermedias y la superficie.

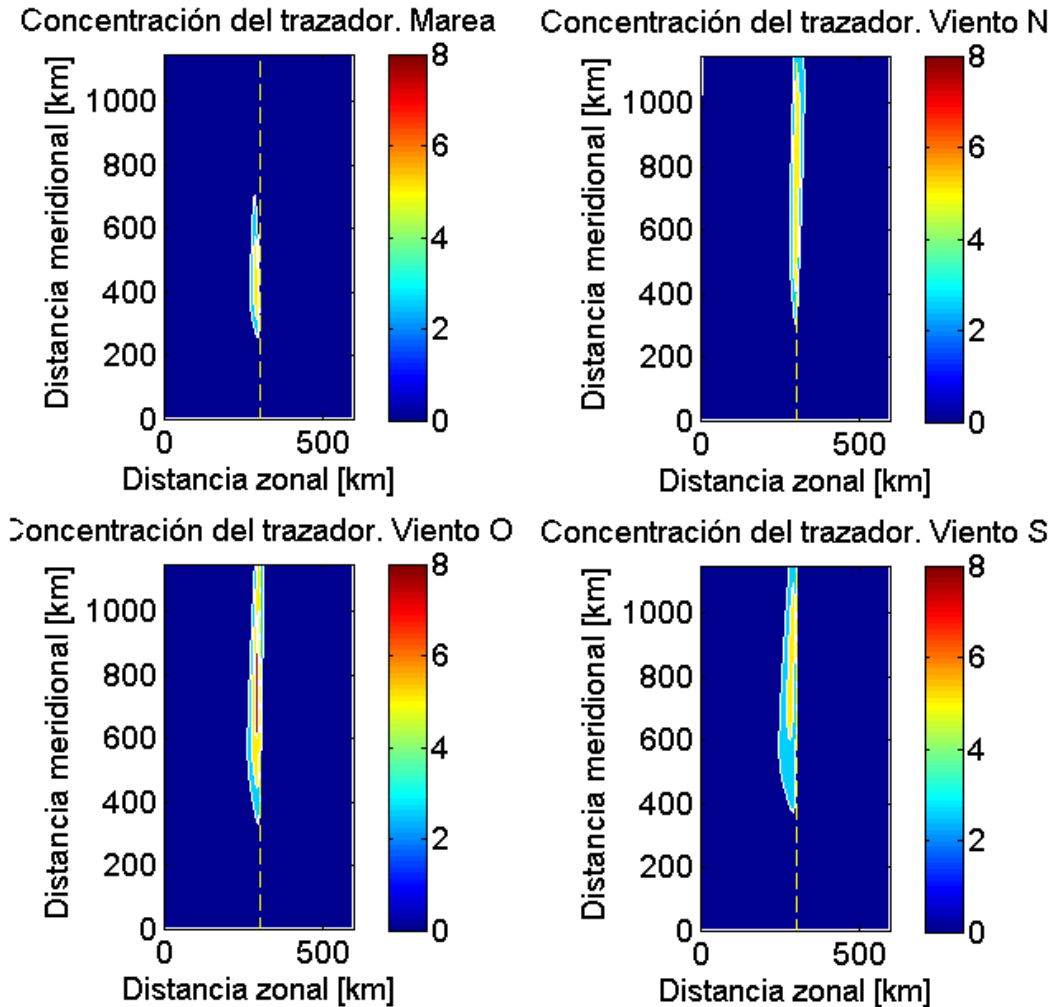


Fig. 48 Experimento con corriente de marea (arriba izq.); viento oeste (arriba der.); viento norte (abajo izq.); viento sur (abajo der.). Cortes horizontales a 10m. de profundidad.

En los párrafos anteriores se describió el flujo del trazador y el patrón de la corriente zonal para una toma instantánea del estado dinámico del sistema. Dado que la onda de marea es un fenómeno periódico, es necesario describir además los flujos y las velocidades zonales residuales (promedio). A continuación se describe el efecto medio (promediado en un ciclo de marea) que genera el forzante mareal. En la Fig. 49 se observa que el campo de velocidades es diferente del mostrado en la Fig. 14 correspondiente al experimento no forzado. Este aspecto es interesante resaltarlo dado que el promedio del fenómeno periódico da origen a corrientes residuales que modifican el patrón de flujo de la corriente zonal y

consecuentemente del trazador. El transporte se produce eminentemente desde el océano hacia la plataforma en la mayor parte del dominio, a excepción de la capa límite de fondo, donde el transporte invierte su sentido y las velocidades son más intensas que en el experimento no forzado. La comparación de las Fig. 15 y 50 sugiere que la zona de transportes de agua de plataforma hacia el talud se produce en una región más acotada en la extensión meridional en el experimento con forzante mareal.

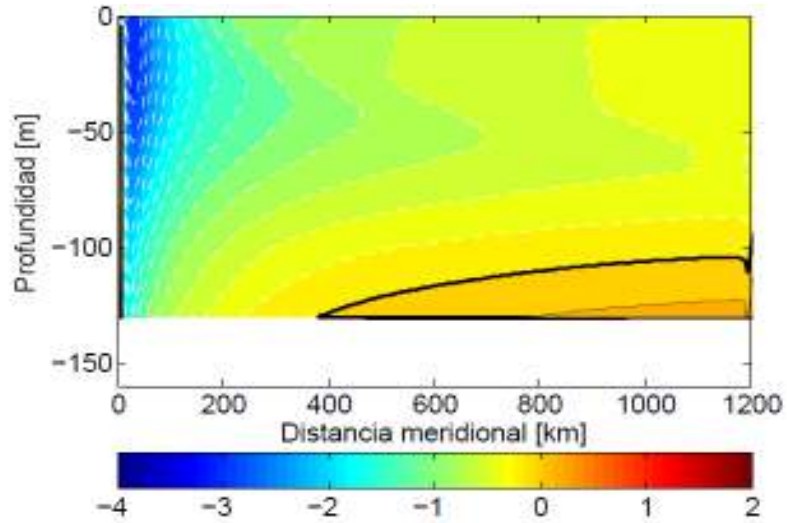


Fig. 49 Velocidad zonal (cm/s) en el experimento con forzante mareal (promedio temporal tomado en una sección longitudinal en el borde del talud)

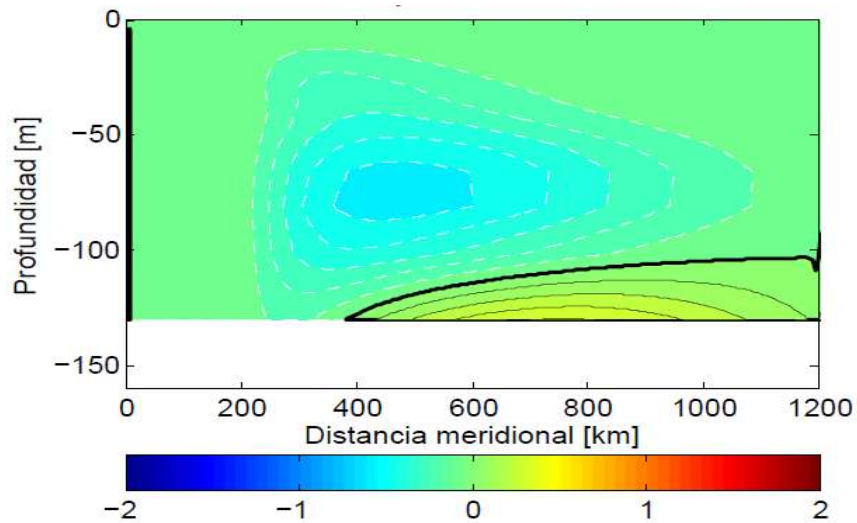


Fig. 50 Flujo del trazador ($10^{-2}m^3/s$) en el experimento con forzante mareal (promedio temporal en una sección longitudinal tomada en el borde del talud)

3.2.c. Efectos locales

3.2.c.I. Experimentos con forzante eólico

El efecto del esfuerzo del viento sobre la superficie podría permitir también la conexión entre la superficie y la capa de aguas intermedias por efectos de mezcla vertical (capa de Ekman). Para estudiar dicha posibilidad se consideraron vientos con esfuerzos de corte de intensidad 0.5Pa de tres direcciones predominantes (norte, sur y oeste) aplicados al dominio de estudio a modo de forzantes. El viento predominante en la región patagónica es del Oeste, cubriendo las otras direcciones la posibilidad del pasaje de ondas de tormenta. En la Fig.48 se observan secciones de concentración del trazador ubicadas a 10 m. de profundidad para los experimentos análogos al del caso de control que consideran además de la corriente de talud, el efecto de la marea y el viento. Se observa que en la totalidad de los experimentos con forzante eólico el viento permite el desarrollo de surgencia a lo largo del talud, siendo la extensión meridional de la surgencia mayor que en el caso mareal. En la Fig.50 se muestran cortes transversales al talud tomados a 600 km del borde sur que muestran la estructura vertical de la concentración del trazador. Se observa nuevamente que cuando el forzante es la marea se produce el mayor ascenso hacia la superficie. Por otro lado también se destaca que el mayor flujo zonal del trazador hacia la plataforma es debido a la marea.

Como se observa en las Fig. 51, las mayores concentraciones del trazador a 10 metros de profundidad corresponden a los experimentos de marea y vientos del oeste, forzantes dominantes en la región patagónica. Es fundamental destacar que en la totalidad de los casos analizados el ascenso de agua se produce sólo a lo largo del borde del talud, debido a que los mecanismos asociados a la interacción de la topografía con la corriente del talud generan una zona de surgencia a profundidades intermedias, como fue explicado en el desarrollo del trabajo.

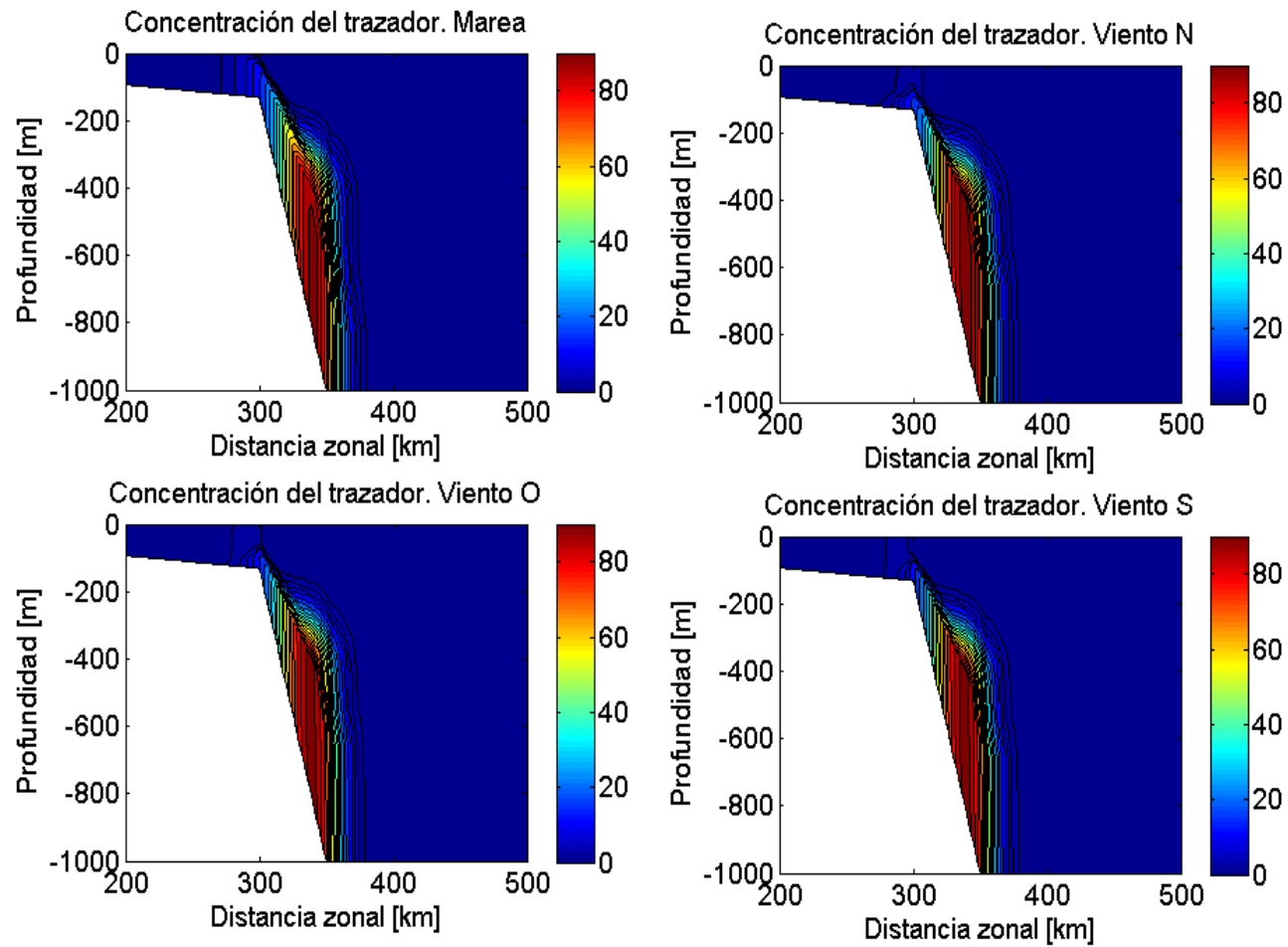


Fig.50 Concentración del trazador en secciones tomadas a 600 km del borde sur.

La concentración del trazador para el experimento forzado con vientos del nortese observa en la Fig. 52 (para vientos del oeste y del sur los gráficos de los resultados presentan estructuras equivalentes, si bien la magnitud del bombeo de Ekman es menor). La inflexión de las isolíneas de concentración sugiere que la zona de influencia de la capa de Ekman de superficie se limita a los primeros 50 m. de la columna de agua. Por lo que claramente el viento no podría generar ascenso de aguas del fondo oceánico sin la presencia de la corriente de talud.

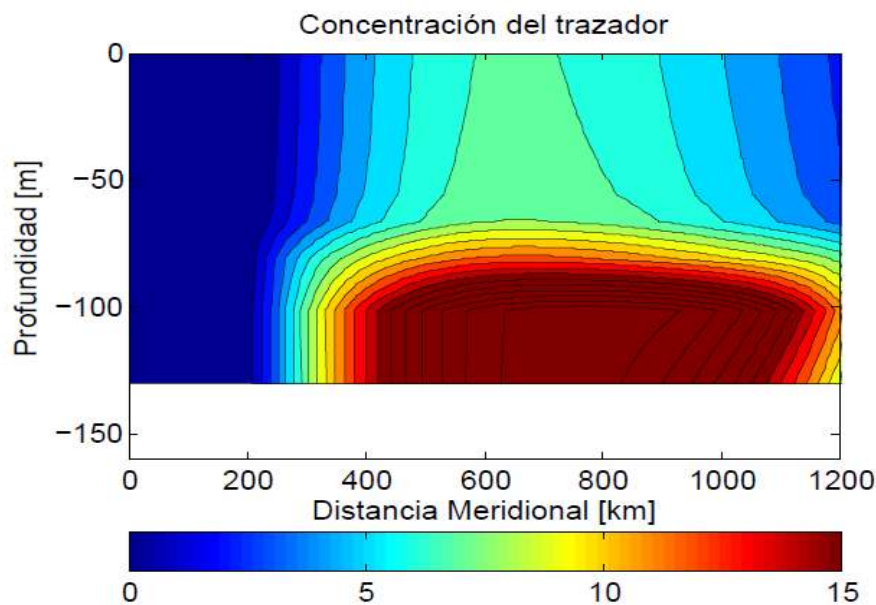


Fig.52 Concentración del trazador a lo largo del talud (viento norte)

Las velocidades zonales correspondientes al experimento realizado con el viento norte como forzante se pueden observar en la Fig.53a. Su comparación con la Fig. 14 sugiere que el patrón de velocidades zonales asociado al jet meridional es modificado en superficie por la aparición de una capa de Ekman que transmite cantidad de movimiento y energía desde la interface de contacto entre el mar y la atmósfera hacia las capas más profundas (primeros 50 m.). El transporte en la capa superficial (primeros 50 m.) es hacia el océano profundo, al igual que en la capa límite de fondo. Sin embargo el transporte neto se produce hacia la plataforma debido a que en profundidades intermedias el flujo zonal generado por los efectos disipativos es preponderante. En la Fig. 53b. se muestra una imagen equivalente que muestra el efecto del viento Sur. En este caso las velocidades zonales en la capa de Ekman superficial presentan

una inversión de signo debido al cambio de dirección del viento. Dicha inversión implica que el transporte en la capa superficial se produce hacia la plataforma, como es el caso de las profundidades intermedias. En consecuencia el flujo neto se produce desde el océano hacia la plataforma y es mayor que en el experimento con vientos del norte.

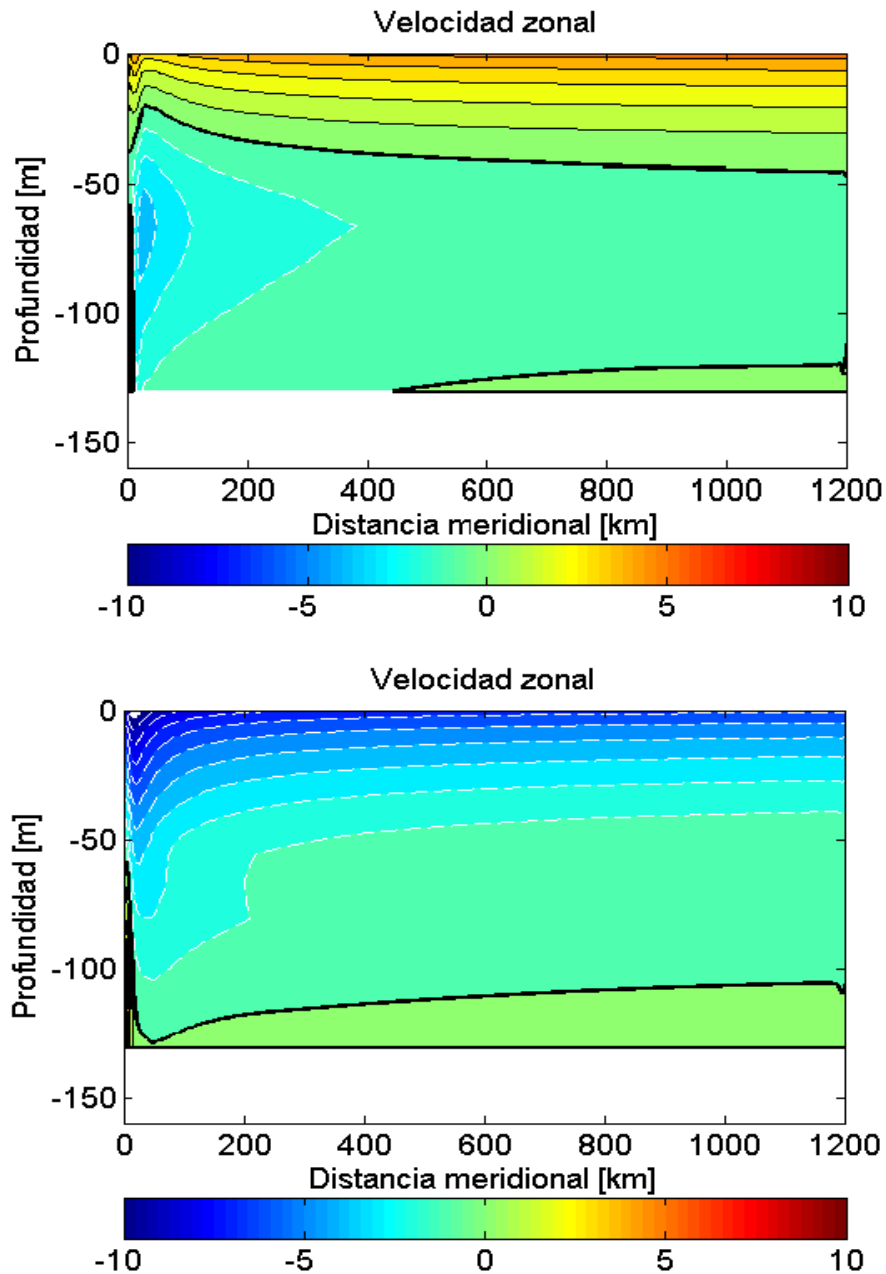


Fig. 53 Velocidad zonal (cm/s). a) viento forzante proveniente del norte (arriba). b) viento forzante proveniente del sur (abajo)

4. Conclusiones

Los diversos experimentos realizados sugieren que la dinámica del jet meridional (flujos longitudinales, intercambios transversales, surgencia y subsidencia, etc.) se encuentra fuertemente asociado a las características de la topografía que define las condiciones ambientales del sistema. Como se demostró en la sección 3, la pendiente del talud constituye uno de los factores más importantes en la definición de la estructura tridimensional del campo de velocidades verticales y el control del intercambio de aguas entre la plataforma y el océano. Tal como es sugerido por la teoría de la Onda Topográfica Atrapada, cuanto mayor es la pendiente del talud más se reduce dicho intercambio. Respecto de la surgencia, gracias a la utilización de un modelo tridimensional, pudo estudiarse el patrón de circulación en secciones verticales, lo cual representa una contribución adicional con respecto a los resultados basados en modelos bidimensionales de Hill (1995) y Ascuaga *et al.*(2011). Se observó que a medida que la pendiente aumenta, la región de flujo ascendente acota su extensión zonal concentrándose sobre el talud y aumentando su magnitud debido al aumento de la divergencia de las velocidades horizontales. Por el contrario, si bien actúa como un mayor controlador de los flujos plataforma-océano, el aumento de la pendiente de plataforma genera el efecto inverso en la surgencia.

En base a los experimentos realizados con topografía variable en dirección meridional se determinó que la surgencia se incrementa en la región de curvatura del borde del talud, particularmente cuando el gradiente topográfico zonal aumenta en la dirección meridional (dirección de flujo de las ondas topográficas atrapadas). La magnitud de dicho fenómeno y de los intercambios transversales depende fuertemente del caso considerado. En el desarrollo del trabajo se demostró en base a los casos idealizados que es posible encontrar valores de velocidades positivos de magnitud importante en la región sur y norte de la Plataforma Continental Patagónica. Claramente, las variaciones meridionales de la topografía poseen un impacto considerable en la dinámica del flujo ya que condicionan la inflexión de las isolíneas de la superficie libre por las restricciones impuestas por el balance de vorticidad.

Se realizaron simulaciones manteniendo la topografía del caso de control y modificando las características de la corriente impuesta en el borde sur del dominio. Los

escenarios contemplaron variaciones en la velocidad de la corriente de talud a caudal constante, la existencia de corrientes de plataforma, el alejamiento del eje de la corriente del talud respecto del borde del talud y la introducción de variaciones temporales en la magnitud de la velocidad de la corriente del talud a la entrada del dominio. Se determinó que a mayor velocidad de la corriente del talud mayor es el intercambio de aguas entre el océano y la plataforma y consecuentemente mayor es la surgencia debido a la relación lineal existente entre el campo de divergencias de la velocidad y el campo de velocidades. Por el contrario, la existencia de una corriente de plataforma reduce la magnitud de las velocidades verticales debido a que la inflexión de las isolíneas sobre la plataforma y consecuentemente la divergencia del campo de velocidades se reduce si existe una menor vorticidad relativa en el flujo. El alejamiento del jet respecto del talud tiene como consecuencia la reducción de los flujos de intercambio de aguas y de la surgencia en el dominio considerado en el estudio. Esto se debe a que el eje de la corriente se encuentra alejado del borde del talud que establece una división abrupta de los gradientes topográficos zonales, favoreciendo la existencia de divergencias en el campo de velocidades. Por su parte, la introducción de variaciones temporales de a corriente de talud da origen a anomalías en la magnitud de la surgencia que llegan en algunos casos a invertir el signo de las velocidades verticales (subsistencia). En el caso de una perturbación periódica, se observa que el patrón de surgencia/subsistencia sigue también un comportamiento periódico reforzando la hipótesis de acoplamiento dinámico entre la magnitud de la corriente de talud y la surgencia. Este aspecto ha sido verificado en modelos más complejos donde, aunque las anomalías distan de ser periódicas, se observa una importante correlación entre la variabilidad de la corriente de talud y los patrones temporales de surgencia en el quiebre de plataforma (Combes & Matano, 2014, Fig. 17).

El último experimento con topografía variable consistió en la inclusión de cañones submarinos aislados y en serie. Se encontró que el eje del cañón constituye una zona donde predomina la subsistencia de agua al tiempo que en los márgenes del mismo predomina la surgencia. En la totalidad de los experimentos realizados el orden de magnitud de las velocidades positivas es mayor que en el caso de control en la región de inflexión de las isobatas, como se comprobó en los casos anteriores de topografía variable. Al analizar el campo de velocidades verticales en el dominio de estudio se evidenció la generación de celdas de surgencia centradas en los cañones en serie. La aparición de celdas de

surgencia/subsidencia en la región del talud dominada por el flujo de la Corriente de Malvinas es un proceso dinámico de aparición frecuente en modelos numéricos con topografía realista (Palma et al., 2008; Combes & Matano, 2014). Respecto a los experimentos no lineales, se observó que los mismos tienden a profundizar los contrastes del campo de velocidades verticales modificando los patrones espaciales. La importancia de los términos advectivos se reduce con el aumento en la escala meridional de la perturbación topográfica.

Aunque el intercambio neto entre el océano abierto y la plataforma es en promedio hacia la plataforma (Fig. 11), la distribución espacial del intercambio en la columna de agua y el efecto de forzantes adicionales (i.e., mareas, vientos) pueden alterar este esquema. Un avance en este aspecto lo constituyó el estudio basado en la advección y difusión de trazadores pasivos ubicados sobre el talud en profundidad. En los experimentos de topografía recta los trazadores muestran que el flujo es hacia el océano en la capa límite de fondo y hacia la plataforma en profundidades intermedias. Sin embargo, los patrones o estructuras bidimensionales del flujo zonal en secciones longitudinales tomadas a lo largo del talud varían en función de la existencia de forzantes. Por ejemplo, a comparación del experimento de control, en el experimento que incluye el efecto mareal se observa un desarrollo de capa límite más acotado en la extensión meridional pero con mayor desarrollo vertical, lo que sugiere que a profundidades intermedias (100 m.) puede producirse flujo desde la plataforma hacia el océano (Fig. 50). En el caso de la inclusión de vientos es claro que en función de la dirección del mismo el transporte en la capa superior (Ekman) tendrá un sentido determinado: flujo hacia el océano para vientos del norte y hacia la plataforma para vientos del sur (Fig. 53). Si bien la capa de Ekman produce cambios en el transporte de los primeros 50 m. de la columna de agua, el flujo neto se produce hacia la plataforma debido a que el efecto de la corriente zonal generada por efectos disipativos es preponderante.

En lo que respecta a la surgencia, se concluyó que es necesaria la existencia de un forzante local o remoto (viento o marea respectivamente) para que los trazadores logren ascender a superficie. El ascenso de los mismos sólo se produce en una región de extensión zonal acotada paralela al talud y ubicada sobre el borde de dicho accidente topográfico. Esto se debe a que la interacción entre la corriente meridional y el talud constituye un requisito fundamental para que los trazadores ubicados en aguas profundas logren ascender a

profundidades intermedias, donde la marea o la capa de Ekman generada por el esfuerzo del viento pueden transportarlos a la superficie. De hecho, los experimentos realizados anteriormente demuestran que la capa de influencia del viento (intercambio de cantidad de movimiento y energía) se limita a una extensión vertical de 80 m.

En base al desarrollo de este trabajo se concluye que las hipótesis planteadas han sido verificadas. El borde del talud continental es una región de gran importancia desde un punto de vista oceanográfico debido a que los procesos físicos (interacción de la corriente de talud con la topografía, procesos mareales y eólicos) que ocurren a lo largo del mismo permiten el ascenso de aguas desde capas profundas hacia la superficie, permitiendo consecuentemente la advección de nutrientes desde las profundidades hacia la capa fótica (primeros 100 m. de la columna de agua). La conjunción de los dos factores limitantes de la vida marina: la radiación solar y la existencia de nutrientes, permite el desarrollo de una zona de productividad primaria de gran extensión meridional, la cual sustenta una pirámide trófica que abarca desde el fitoplancton hasta los grandes mamíferos y aves marinas que habitan la Patagonia Argentina.

5. Referencias

- Acha M., H. Mianzan, R. Guerrero, M. Favero y J. Bava, (2004). Marine fronts at the continental shelves of austral South America. Physical and ecological processes. *J.Mar. Systems*. Vo. 44: 83-105.
- Acha, E.M., C. G. Simionato, C. Carozza, y H. W. Mianzan, (2012). Climate-induced year-class fluctuations of whitemouth croaker *Micropogonias furnieri* (Pisces, Sciaenidae) in the Rio de la Plata estuary, Argentina-Uruguay. *Fisheries Oceanography*, 21 (1), 58-77
- Ascuaga .E, E (2011). Dinámica de Corrientes de Talud, *Tesis de Licenciatura*, Departamento de Física, Universidad Nacional del Sur, 77 pp.
- Ascuaga .E, E. D. Palma y R. P. Matano (2011). Dinámica oceánica en la región del talud Patagónico, *Mecánica Computacional*, Vol. XXX, Moller, Signorelli, y Storti (Eds.), AMCA Rosario, 3483-3500.
- Bakun, A. y J. Csirke, (1998). Environmental processes and recruitment variability. In P.G. Rodhouse, E.G. Dawe y R.K. O'Dor (eds). *Squid recruitment dynamics* , pp. 105–124. *FAO Fisheries Technical Paper*, No. 376.273 pp.
- Bianchi, A.A., D. Ruiz-Pino, H. IsbertPerlender, A.P. Osiroff, V. Segura, V. Lutz, M. Luz Clara, C.F. Balestrini, y A.R. Piola, (2009). Annual balance and seasonal variability of sea-air CO₂ fluxes in the Patagonia Sea: Their relationship with fronts and chlorophyll distribution, *J. Geophys. Res.*, **114**, C03018.
- Cheung, W. W. L., V. W. Y. Lam, J. L. Sarmiento, K. Kearney, R. Watson, D. Zeller, y D. Pauly (2009). Large-scale redistribution of maximum fisheries catch potential in the global ocean under climate change. *Global Change Biology* 16:24-35.
- Combes, V., y R. P. Matano (2014). A two-way nested simulation of the oceanic circulation in the Southwestern Atlantic, *J. Geophys. Res.*, 119, 731–756.
- Gattuso, G-P., M. Frankignoulle, y R. Wollast (1998). Carbon and carbonate metabolism in coastal aquatic ecosystems, *Annu. Rev. Ecol. Syst*, 29, 405-434.

- Gawarkiewicz, G., y D. C. Chapman, (1992). The role of stratification in the formation and maintenance of shelfbreak fronts. *J. Phys. Oceanogr.*, **22**, 753-772.
- Heileman S., (2009). XVI-55 Patagonian Shelf LME.In, Sherman, K. and Hempel, G. (Eds.). The UNEP Large marine Ecosystem Report: A perspective on changing conditions in *LMEs of the world's Regional Seas*. UNEP Regional Seas Report and Studies N°182. United Nations Environment Programme. Nairobi, Kenya, 735-746.
- Hill A.E, (1995) Leakage of Barotropic Slope Currents onto the Continental Shelf. *J. Phys. Oceanography*. 1617-1621.
- Large, W. G., J. C. McWilliams, y S. C. Doney, (1994). Oceanic vertical mixing: a review and a model with a nonlocal boundary layer parameterization, *Rev. Geophys.*, 32, 363-403.
- Leth, O., and J. F. Middleton (2006), A numerical study of the upwelling circulation off central Chile: Effects of remote oceanic forcing, *J. Geophys. Res.*, 111, C12003.
- Marchesiello, P., McWilliams J.C., y Shchepetkin, A., (2001). Open boundary conditions for long-term integration of regional oceanic models. *Ocean Modelling*, 3, 1-20.
- Matano, R. P., y E. D. Palma, (2008). The Upwelling of Downwelling Currents, *Journal of Phys. Oceanogr.*, 38, pp. 2482-2500.
- Matano, R. P., E. D. Palma, y A. R. Piola (2010), The influence of the Brazil and Malvinas Currents on the Southwestern Atlantic Shelf circulation, *Ocean Sci.*, 6, 983–995.
- Matano R. P., y E. D. Palma, (2013). The impact of boundary conditions on the upstream spreading of bottom-trapped plumes, *J. of Phys. Oceanogr.*, 43, 1060-1069.
- Mellor, G. L., y T. Yamada, (1982): Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems. *Rev. Geophys. Space Phys.*, **20**, 851-875.
- Miller, R. N., R. P. Matano, y E. D. Palma, (2011). Shelfbreak upwelling induced by alongshore currents: analytical and numerical results. *Journal of Fluid Mechanics*, vol. 686, pp. 239–249.

- Palma, E. D., y R. P. Matano, (1998), On the implementation of open boundary conditions to a general circulation model: The barotropic mode. *J. Geophys. Res.* 103, 1319-1341.
- Palma, E. D., y R. P. Matano, (2000), On the implementation of open boundary conditions to a general circulation model: The 3-D case. *J. Geophys. Res.* 105, 8605-8627.
- Palma, E. D., R. P. Matano, y A. R. Piola, (2004), A numerical study of the Southwestern Atlantic Shelf circulation: Barotropic response to tidal and wind forcing, *J. Geophys. Res.*, 109, C08014.
- Palma, E. D., R. P. Matano, y A. R. Piola (2008), A numerical study of the Southwestern Atlantic Shelf circulation: stratified ocean response to local and offshore forcing, *J. Geophys. Res.*, 113, C11010, doi:10.1029/2007JC004720.
- Piola, A. R., N. Martinez Avellaneda, R. A. Guerrero, F. P. Jardon, E. D. Palma, y S. I. Romero, (2010). Malvinas-slope water intrusions on the northern Patagonia continental shelf, *Ocean Sci.*, 6, 345-359.
- Piola, A. R., B. C. Franco, E. D. Palma, and M. Saraceno (2013), Multiple jets in the Malvinas Current, *J. Geophys. Res. Oceans*, 118, doi:10.1002/jgrc.20170.
- Shchepetkin, A.F., y J. C. McWilliams, (2005), The regional oceanic modeling system (ROMS): a split-explicit, free-surface, topography-following-coordinate oceanic model, *Ocean Modelling*, 9, 347–404.
- Spadone, A., y C. Provost, (2009), Variations in the Malvinas Current volume transport since October 1992, *J. Geophys Res.*, 114, C02002.
- Strub, P. T., J. M. Mesias, V. Montecino, J. Rutllant, and S. Salinas (1998). Coastal Ocean Circulation off western South America, *The Sea*, Vol. 11, Robinson A. R. and K. H. Brink (eds). John Wiley and Sons, NY, 273-313.

Wilkin, J. L., H. G. Arango, D. B. Haidvogel, C. S. Lichtenwalner, S. M. Glenn, y K. S. Hedström, (2005): A regional ocean modeling system for the long-term ecosystem observatory. *J. Geophys. Res.*, **110**, C06S91.

6. Apéndice

6.1 Coordenadas sigma generalizadas

Uno de los inconvenientes relacionados con la utilización de una retícula uniforme en la vertical se relaciona con la pérdida de resolución en zonas con gradientes topográficos pronunciados. Las coordenadas sigma generalizadas (1,2) permiten resolver dicho problema ajustándose a la topografía:

$$(1) \quad z(x, y, \sigma, t) = S(x, y, \sigma) + \zeta(x, t, y) \left[1 + \frac{S(x, y, \sigma)}{h(x, y)} \right]$$

$$(2) \quad S(x, y, \sigma) = h_c \sigma + [h(x, y) - h_c] C(\sigma)$$

$\zeta(x, t, y)$ corresponde a la superficie libre, $h(x, y)$ constituye la profundidad de la columna de agua en equilibrio (no perturbada), σ es la variable sigma de rango $-1 \leq \sigma \leq 0$ y $C(\sigma)$ constituye una función de estrechamiento vertical nodimensional (3), de rango $-1 \leq C(\sigma) \leq 0$. Finalmente h_c es un parámetro de profundidad positiva que controla el estrechamiento. Es importante destacar que para que la transformación $z(x, y, \sigma, t)$ se encuentre definida, es necesario que $h_c < h_{min}$.

$$(3) \quad C(\sigma) = (1 - \theta_B) \frac{\sinh(\theta_s \sigma)}{\sinh(\theta_s)} + \theta_B \left[\frac{\tanh(\theta_s (\sigma + 0.5))}{2 \tanh\left(\frac{\theta_s}{2}\right)} - 0.5 \right]$$

θ_s y θ_B son los parámetros de control de superficie y fondo respectivamente. Sus rangos son los siguientes: $0 < \theta_s \leq 20$, $0 < \theta_B \leq 1$. En los experimentos realizados se consideraron los valores: 7 y 0.2 para θ_s y θ_B respectivamente.

6.2 Ecuaciones de Balance en coordenadas sigma

Las ecuaciones de balance se vuelven más complejas en coordenadas sigma debido a la incorporación de un nuevo término asociado al gradiente y referido a la inclinación de las superficies sigma.

$$(4) \frac{\partial u}{\partial t} + \vec{v}\nabla u - fv = -g \frac{\partial \zeta}{\partial x} - g \frac{\partial \Phi}{\partial x} - g \frac{\rho}{\rho_0} \frac{\partial z}{\partial x} - \frac{1}{H_z} \frac{\partial}{\partial \sigma} \left(\frac{K_m}{H_z} \frac{\partial u}{\partial \sigma} \right) + F_u + D_u$$

$$(5) \frac{\partial v}{\partial t} + \vec{v}\nabla v + fu = -g \frac{\partial \zeta}{\partial y} - g \frac{\partial \Phi}{\partial y} - g \frac{\rho}{\rho_0} \frac{\partial z}{\partial y} - \frac{1}{H_z} \frac{\partial}{\partial \sigma} \left(\frac{K_m}{H_z} \frac{\partial v}{\partial \sigma} \right) + F_v + D_v$$

$$(6) \frac{\partial c}{\partial t} + \vec{v}\nabla c = - \frac{1}{H_z} \frac{\partial}{\partial \sigma} \left(\frac{K_c}{H_z} \frac{\partial c}{\partial \sigma} \right) + F_c + D_c$$

$$(7) \rho = \rho(P, S, T) = \rho_0 + \rho'(P, S, T)$$

$$(8) \phi = \int_z^\zeta \frac{\rho'}{\rho_0} dz$$

$$(9) \frac{\partial H_z}{\partial t} + \text{div}(H_z \vec{v}) = 0$$

$$(24) \vec{v} = (u, v, \omega)$$

$$(10) \vec{v}\nabla = (u, v, \omega) \cdot \left(\frac{\partial}{\partial x}, \frac{\partial}{\partial y}, \frac{\partial}{\partial \sigma} \right)$$

$$(11) \omega = \frac{1}{H_z} \left[w - \frac{z+h}{\zeta+h} \frac{\partial \zeta}{\partial t} - u \frac{\partial z}{\partial x} - v \frac{\partial z}{\partial y} \right]$$

Observar que el vector de velocidad fue redefinido en base al nuevo sistema de coordenadas, dando origen a la componente ω , la cual es una medida de la velocidad en la dirección perpendicular a las superficies sigma.

Condiciones de borde verticales.

Las condiciones de borde verticales para las ecuaciones de momento y de evolución de los trazadores en superficie son las siguientes:

$$(12) \frac{K_m}{H_z} \frac{\partial u}{\partial \sigma} = \tau_{atm\ x}$$

$$(13) \frac{K_m}{H_z} \frac{\partial v}{\partial \sigma} = \tau_{atm\ y}$$

$$(14) \frac{K_c}{H_z} \frac{\partial}{\partial \sigma} = Q_c$$

$$(15) \omega = 0$$

En el fondo las condiciones a aplicar son:

$$(16) \frac{K_m}{H_z} \frac{\partial u}{\partial \sigma} = \tau_{b\ x}$$

$$(17) \frac{K_m}{H_z} \frac{\partial v}{\partial \sigma} = \tau_{b\ y}$$

$$(18) \frac{K_c}{H_z} \frac{\partial c}{\partial \sigma} = 0$$

$$(19) \omega = 0$$