

## MODELO DE ALTA RESOLUCIÓN DE LOS GOLFOS PATAGÓNICOS

Mariano Tonini<sup>a</sup>, Elbio Palma<sup>b</sup> y Andres Rivas<sup>c</sup>

<sup>a</sup>Instituto Argentino de Oceanografía, CONICET

(8000) Bahía Blanca, Argentina (e-mail: [mtonini@criba.edu.ar](mailto:mtonini@criba.edu.ar))

<sup>b</sup>Departamento de Física, Universidad Nacional de Sur y CONICET

(8000) Bahía Blanca, Argentina (e-mail: [uspalma@criba.edu.ar](mailto:uspalma@criba.edu.ar))

<sup>c</sup>Centro Regional Patagónico, CONICET

(U9120ACV) Puerto Madryn, Argentina (e-mail: [andres@cenpat.edu.ar](mailto:andres@cenpat.edu.ar))

**Palabras claves:** Simulación numérica, circulación oceánica, Golfos Patagónicos.

**Resumen:** En este trabajo presentamos resultados de un modelo de alta resolución no-lineal tridimensional de los Golfos Patagónicos que se propone examinar la importancia relativa y la interacción entre la circulación residual generada por la marea y la generada por vientos con énfasis en los procesos físicos de formación de estructuras frontales en la región de los Golfos Patagónicos San Jorge (GSJ), Nuevo (GN), San José (GSJ) y San Matías (GSM). El modelo tiene una resolución media de 3 km y es forzado con la componente M2 a lo largo de su borde lateral abierto y campos de vientos superficiales homogéneos e invariantes en el tiempo. En las simulaciones con forzante de viento, la respuesta del océano se presenta en la forma de giros de recirculación evidentes en el GSJ, GN y GSM. En todos los casos la circulación es totalmente tridimensional, con flujos opuestos en las capas límites de superficie y fondo. Estos flujos generan cerca de la costa regiones de intenso afloramiento y hundimiento dependiendo su intensidad de la dirección del viento, la orientación de la costa y la topografía submarina.

## 1 INTRODUCCIÓN

La región de los Golfos Patagónicos comprende los Golfos San Jorge (SJ), Nuevo (GN), San José (GSJ) y San Matías (GSM) y constituye una de las regiones oceanográficas más importantes de la Plataforma Continental Argentina (Acha et al., 2004) (Figura 1a). La circulación oceánica en la región está caracterizada por amplitudes de marea excepcionales, fuertes vientos y un intenso intercambio de calor y masa con la atmósfera. La mezcla inducida por las intensas corrientes de marea genera altos niveles de disipación y en zonas de baja profundidad esto puede llegar a inhibir la formación de la termoclina estacional, dando origen en primavera y verano a frentes térmicos que definen la frontera entre aguas estratificadas y verticalmente mezcladas. Asociado a estos sistemas frontales existe una alta tasa de productividad primaria y secundaria constituyéndose asimismo en estructuras oceánicas claves para entender la alimentación, reproducción y patrones migratorios de las poblaciones locales de peces, aves y mamíferos (Acha et al., 2004). En la zona de estudio se han identificado mediante imágenes satelitales al menos tres intensos frentes de marea (Figura 1b), uno de ellos normal a la costa sur del Golfo Nuevo, otro ubicado al sudeste de la península de Valdés y el tercero en el sector norte de la boca del GSM (Glorioso and Simpson, 1994; Rivas y Dell'Arciprete, 2000). Por otro lado, el flujo de energía de las mareas sobre la Plataforma Continental Argentina es uno de los más grandes del mundo, particularmente frente a península Valdés y en la entrada del GSM (Palma et al., 2004a) y ha despertado interés para la generación de energía eléctrica (Palma, 2002).

A excepción de los trabajos de Piola y Scasso (1988) y Rivas and Beier (1990) que infieren la circulación del GN y GSM mediante el análisis de mediciones de temperatura y salinidad, prácticamente todo el conocimiento actual sobre la circulación en los Golfos Patagónicos surge de modelos numéricos, siendo muy limitada la contribución efectuada por las mediciones directas de corrientes. Barros y Krepper (1977), Rivas (1989) y Mazio et al. (2004) simularon numéricamente el GN mediante modelos bidimensionales integrados en la vertical. Beier et al. (1989) y Beier y Akaprahamyan (1991) estudiaron la circulación de los Golfos Norpatagónicos (GN, GSJ y GSM) mediante un modelo tridimensional de baja resolución y Palma (2002) empleó un modelo de elementos finitos bidimensional en la misma zona para estudiar la generación de energía mareomotriz. Forbes and Garraffo (1988), Glorioso and Simpson (1994), Glorioso and Flather (1995), Rivas and Frank Langer (1996) y, más recientemente Palma et al. (2004) han estudiado la circulación del mar argentino en dominios más extensos a partir de simulaciones numéricas de baja resolución y de diferente complejidad.

El rápido incremento en la capacidad de cómputo nos permite trabajar sobre los modelos previos y extender estos estudios para incluir efectos inexplorados previamente mediante un modelo tridimensional de alta resolución horizontal. En este trabajo se describen y analizan resultados de experimentos numéricos barotrópicos (sin variaciones de densidad) forzados por vientos y mareas. Esta situación sería representativa del invierno, donde la columna de agua se encuentra bien mezclada en la vertical. En artículos posteriores discutiremos simulaciones de situaciones dinámicas más complejas que incluirán variaciones de densidad y flujos de calor y masa en la superficie.

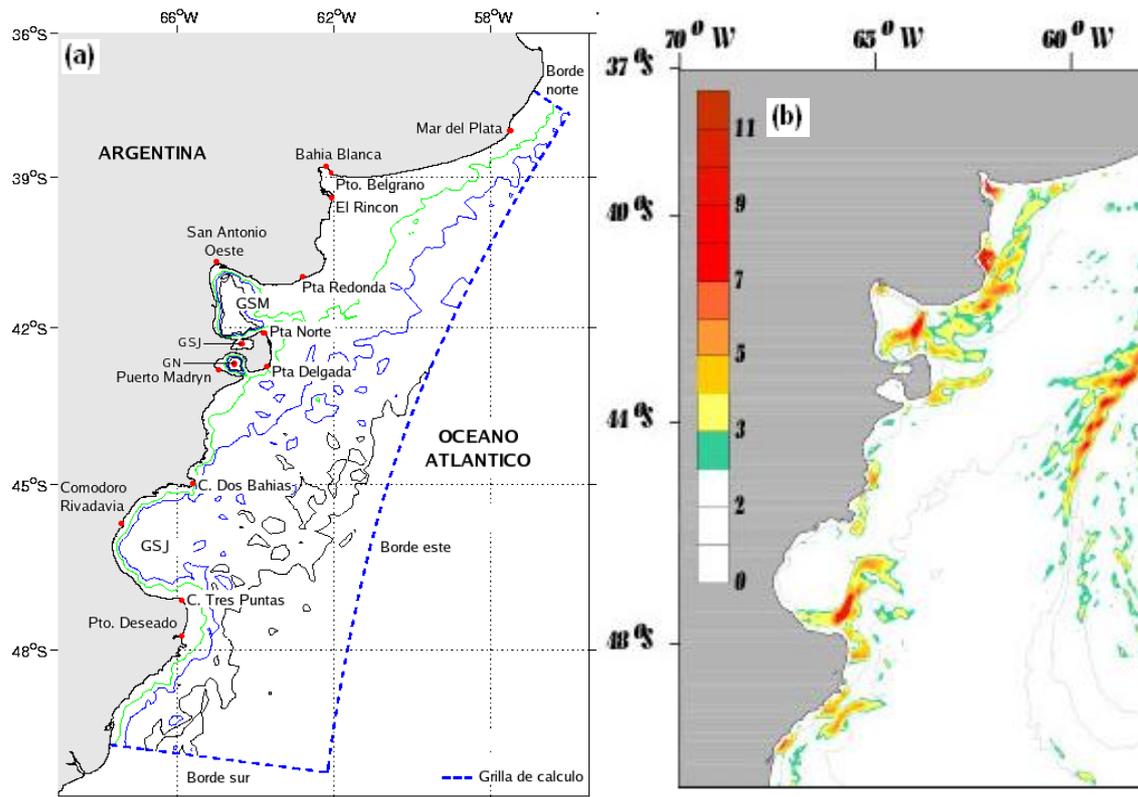


Fig. 1 a) Dominio Computacional (línea punteada) y topografía de fondo. Se muestran los contornos de 25m, 50m y 100m b) gradientes de temperatura superficial (frentes térmicos en  $^{\circ}\text{C}/100\text{ Km}$ ) en la zona de estudio (Rivas y Dell'Arciprete, 2001)

## 2 MODELO NUMERICO

### 2.1 Descripción del modelo

El modelo numérico seleccionado para las simulaciones es el Princeton Ocean Model (POM, [Blumberg and Mellor, 1987](#)). La selección descansa en los siguientes atributos de POM: (a) es un modelo tridimensional no-lineal en ecuaciones primitivas que tiene embebido un submodelo de clausura turbulenta de segundo orden para parametrizar los coeficientes de mezcla vertical ([Galperin et al., 1988](#)). Este esquema ha sido empleado satisfactoriamente para simular capas límites de superficie y fondo en diversas situaciones dinámicas que involucran forzante de mareas ([Han, 2000](#)) y vientos ([Gan and Allen, 2005](#)); (b) el modelo emplea en la vertical coordenadas sigma (que siguen los contornos batimétricos), particularmente efectivas para estudiar dinámica no-lineal sobre regiones costeras de topografía variable y poco profunda; (c) el código del modelo está diseñado para emplear coordenadas curvilíneas ortogonales en la horizontal, lo que permite resolver con cierta flexibilidad la curvatura de la línea de costa; (d) se ha estudiado ampliamente el comportamiento de las condiciones de borde abierta apropiadas para el modelo, imprescindibles para simulaciones regionales ([Palma and Matano, 1998](#)) (e) el modelo ha sido extensivamente probado y validado en aplicaciones costeras a lo largo del planeta ([Oey, 1996](#), [Xue et al., 2000](#), [Leth and Shaffer, 2001](#), [Young et al., 2004](#), [Palma et al., 2004](#)). Aunque el Método de Elementos Finitos parecería mas adecuado para el tratamiento de geometrías irregulares, las aplicaciones en simulaciones costeras tridimensionales son todavía reducidas y se circunscriben mayormente a la costa NE de EEUU ([Lynch et al., 1996](#)). Los principales problemas del MEF en aplicaciones oceánicas son el costo computacional por nodo y paso de

tiempo, cierta falta de conservación local de masa y errores en las propiedades de propagación de ondas superficiales (Khanta and Clayson, 2000). Dos alternativas promisorias que emplean grillas no-estructuradas y que combinan buenas propiedades de conservación y flexibilidad espacial en el grillado están basadas en una combinación de elementos finitos y volúmenes finitos (Chen et al., 2003) o emplean elementos finitos y métodos espectrales (Iskandarani et al., 2003). Sin embargo todavía presentan un costo computacional excesivo (comparado con POM) y necesitan más tiempo de experimentación y validación.

El POM resuelve numéricamente las ecuaciones de continuidad, movimiento, energía cinética y longitud de mezcla turbulenta mediante el empleo de diferencias finitas utilizando una grilla C de Arakawa (Durrán, 1999). Para lograr mayor eficiencia computacional en casos donde la propagación de ondas superficiales sea importante el modelo emplea una separación en dos modos, uno externo con paso de tiempo más pequeño y otro interno con paso de tiempo menos restrictivo. El modo externo se construye integrando las ecuaciones del modelo en la vertical y suministra la elevación de la superficie libre y las velocidades integradas al modo interno, mientras éste alimenta al modo externo con los gradientes de densidad y cantidad de movimiento y fricción de fondo. Para la resolución de la difusión vertical se emplea un esquema temporal implícito que permite utilizar una grilla más fina en las capas límites de superficie y fondo. Un detalle completo de las ecuaciones y los algoritmos numéricos utilizados por el POM puede consultarse en Khanta and Clayson (2000).

## 2.2 Configuración del modelo

La circulación oceánica sobre la Plataforma Continental Argentina varía en un amplio rango de escalas temporales y espaciales y se halla forzada por una combinación de amplitudes de marea excepcionales, intensos vientos del Oeste, variaciones estacionales de flujo de calor atmosférico, descargas de agua dulce e interacciones con corrientes de borde (i.e. Corriente de Malvinas). La respuesta ante este forzante es turbulenta, no lineal e intrínsecamente compleja. Para estudiar esta respuesta adoptamos un diseño experimental que analiza los distintos forzantes y su respuesta de forma gradual, facilitando la interpretación de los resultados. En ese sentido, el contexto mas simple lo constituye un modelo tridimensional barotrópico (es decir donde no se consideran variaciones de densidad en la vertical) forzado por mareas y vientos. Esta situación es representativa de la hidrografía de invierno en la Plataforma Continental Argentina (Guerrero y Piola, 1997). Luego de analizar esta respuesta se progresa naturalmente a modelos de complejidad creciente, esto es modelos con estratificación (baroclínicos) con incorporación de flujos de calor superficiales y descargas de agua dulce. El dominio computacional comprende desde los 38°S hasta los 53°S y desde los 58° W hasta los 68° W y es cubierto con una grilla curvilínea que tiene 300 nodos a lo largo de la línea de costa y 200 en dirección transversal (Figura 1a), dando así una resolución espacial media de 3 km. En la vertical el modelo es discretizado en 14 capas sigma con menor espaciamiento en las capas de fondo y en la superficie para lograr una mejor representación de las capas límites.

## 3 RESULTADOS

En la discusión de los resultados, y por razones de espacio, nos concentraremos principalmente en la respuesta de los Golfos San Jorge (GSJ) y San Matías (GSM) ante los diferentes forzantes.

### 3.1 Forzante de Mareas

En la región de los Golfos Patagónicos, las mareas semidiurnas constituyen uno de los forzantes principales del océano y en particular la componente  $M_2$  explica más del 80% de la varianza de energía cinética de las corrientes en la plataforma interna (Rivas, 1997). Para imponer la onda de marea en los bordes laterales del dominio computacional empleamos la siguiente condición de borde (Palma and Matano, 1998):

$$v^n(t) = v_e^n(t) + \sqrt{g/H} [\eta(t) - \eta_e(t)]$$

Donde  $H$  es la profundidad,  $v^n$  indica la velocidad normal al contorno,  $\eta$  es la elevación de la superficie libre y  $\eta_e$  y  $v_e^n$  son las elevaciones y velocidades prescritas en el borde abierto.

Para este trabajo se seleccionaron las amplitudes y fases de  $\eta_e$  y  $v_e^n$  correspondientes a la componente lunar principal semidiurna ( $M_2$ ) de un modelo numérico regional de la Plataforma y océano adyacente (Palma et al., 2004).

### 3.1.1 Cotidales y elevaciones.

Las amplitudes y fases de la constituyente  $M_2$  fueron derivadas de un análisis armónico de datos horarios de elevaciones de la superficie libre y de componentes de la velocidad tomadas del modelo numérico construyéndose luego las cartas de cotidales e isoamplitudes y gráficos de elipses de marea (Figuras 2 y 3). La onda de marea ingresa al dominio desde el Sur y se propaga hacia el noreste sobre la plataforma patagónica como una onda costera de Kelvin con la amplitud creciendo hacia la costa. La onda es parte de un sistema anfídromico localizado aproximadamente en 47°S, 62°W. La amplitud de la onda presenta considerable variación espacial, con rangos que van de los 2 m en el Golfo San Jorge a más de tres metros en el norte del GSM. La onda de Kelvin pierde gran parte de su energía luego de ingresar al GSM y por lo tanto más hacia el norte las amplitudes costeras se reducen considerablemente (menos de 30 cm. cerca de Mar del Plata). El estuario de Bahía Blanca constituye una excepción, donde la geometría amplifica la onda incidente hasta cerca de 1.6 m. La distribución espacial de cotidales e isoamplitudes es similar a la obtenida con modelos de menor resolución (Glorioso and Flather, 1995; Simionato et al. 2004). Cuando se comparan los valores de la simulación numérica con datos observados en estaciones costeras, el resultado es muy bueno en elevaciones (menor a 5cm) y fases (menor a 20°) con la excepción del área norte del Golfo San Matías, donde la desviación en fases es mayor. Esta diferencia puede atribuirse a la presencia en esa región de un punto anfídromico virtual (costa adentro) cuya correcta representación depende de detalles de la batimetría y de la parametrización de la fricción de fondo. Estos errores de fase podrían minimizarse empleando técnicas de optimización (Chen and Mellor, 1996) y/o de asimilación (Khanta, 1995) que se hallan más allá del objetivo de este trabajo.

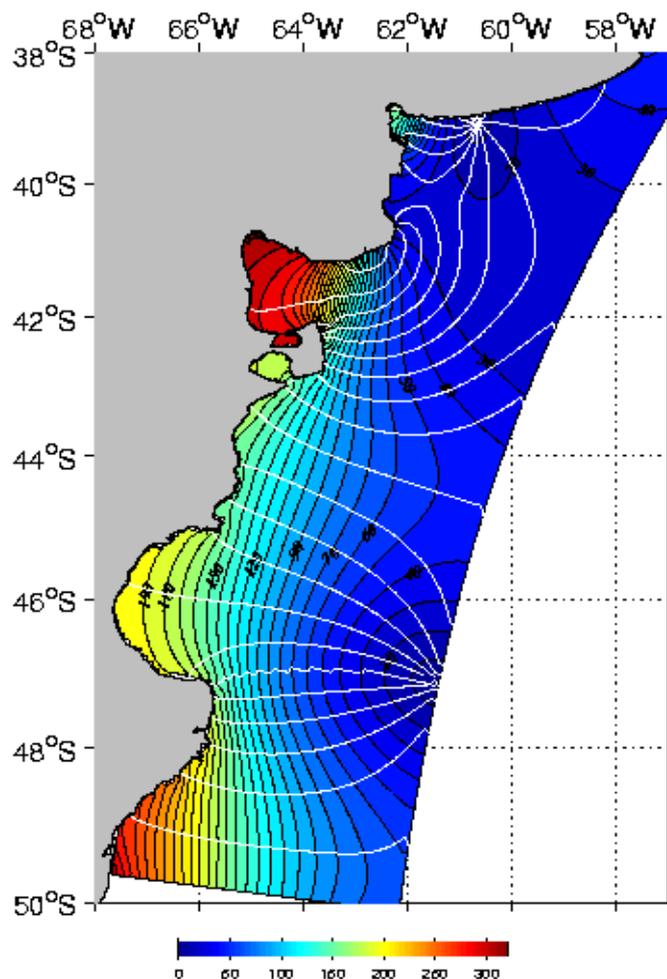


Fig. 2 Líneas Cotidales y de isoamplitud para la componente M2 obtenidas del modelo numérico. Las isolíneas de amplitud tienen un espaciamento de 10 cm, mientras que las líneas cotidales tienen un espaciamento de 20°

### 3.1.2 Corrientes de marea

Las elipses de marea, calculadas mediante análisis armónico de las componentes de velocidad superficial provistas por el modelo se muestran en la Figura 3. Un flujo cuasi rectilíneo puede apreciarse al sur del GSJ (Figura 3a) y cerca de la entrada del GSM (Figura 3b) donde se encuentran las corrientes más intensas ( $\sim 3.5$  m/s). En el interior de los Golfos, en las zonas profundas, el patrón de las elipses es más circular. Los vectores velocidad rotan en forma antihoraria en casi toda la región, con la excepción del NE de Península de Valdés y el sur del GSJ donde las corrientes son más intensas. [Glorioso and Flather \(1997\)](#) especulan que este cambio puede estar relacionado con una resonancia a la frecuencia semidiurna. Las elipses del flujo de fondo (que no se muestran) tienen patrones similares a los mostrados en la Fig. 3 solo que la magnitud se muestra reducida por fricción de fondo.

### 3.1.3 Corrientes residuales de marea

Incluido en el flujo periódico de la marea se halla el movimiento neto del agua conocido como circulación residual, cuya magnitud es generalmente menor al de las corrientes de marea. Aquí definimos la corriente residual como el promedio euleriano de las corrientes instantáneas ([Robinson, 1983](#)). El principal agente responsable de este flujo residual es la interacción no-lineal del flujo oscilatorio con la topografía irregular del fondo, la geometría

costera y la fricción de fondo. La Figura 4 muestra las corrientes eulerianas residuales y la función corriente asociada calculadas por el modelo forzado con la componente  $M_2$  luego de un promedio de 15 días. En el GSJ (Figura 4 a) la circulación residual muestra un giro

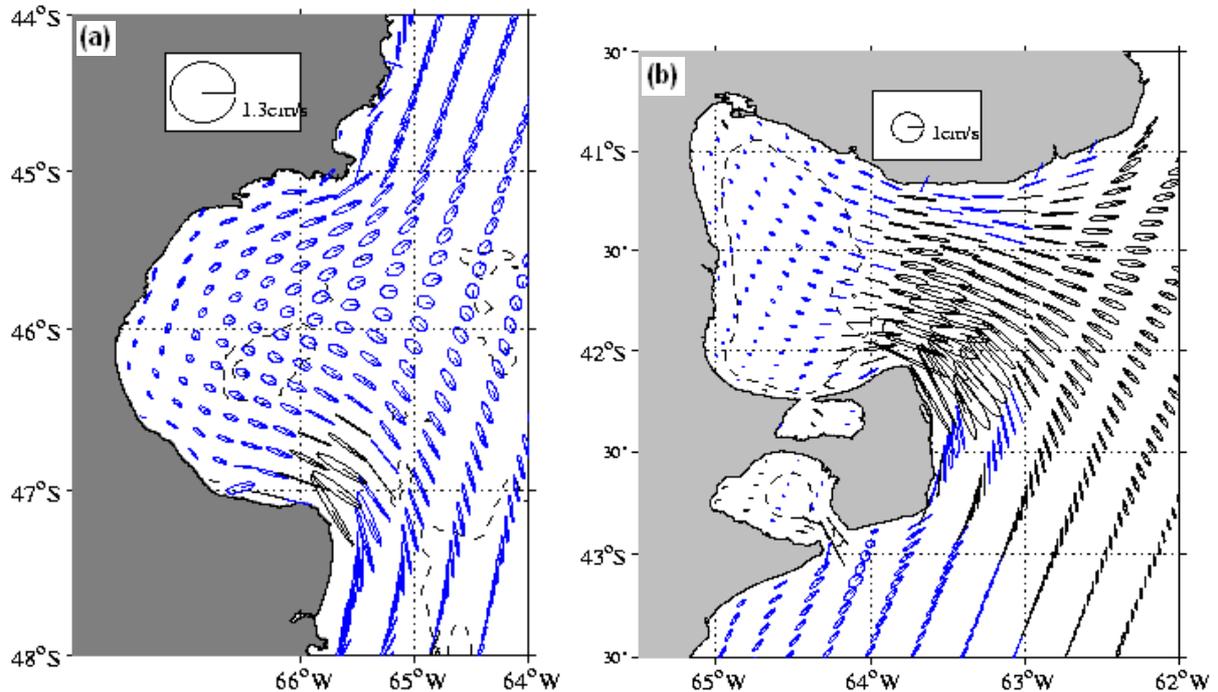


Fig. 3. Elipses de marea en la zona de los Golfos (a) GSJ, (b) GSM. El color azul indica rotación antihoraria del vector velocidad de la corriente, el color negro rotación horaria.

antihorario que domina todo el Golfo y con corrientes cercanas a 2 cm/s en la región costera. Adicionalmente aparecen dos giros intensos en el sur cerca de Cabo Tres Puntas ( $\sim 5$  cm/s) y al norte cerca de Cabo Dos Bahías (dos giros de sentido opuesto) generados por fuertes corrientes de marea que fluyen alrededor de protuberancias costeras. No existen datos observacionales directos de corrientes que confirmen estos patrones de circulación. Al norte de Península Valdés (Figura 4b) se observan intensas corrientes residuales ( $\sim 30$  cm/seg) que forman giros de recirculación horarios y antihorarios. Este resultado es consistente con resultados de simulaciones previas en la región (Glorioso and Simpson, 1994). Los giros son producidos por rectificación topográfica de la onda de marea (Park and Wang, 1994) y el sentido de giro es tal que dejan las regiones menos profundas a la izquierda, lo cual es consistente con resultados teóricos y numéricos previos de circulación en bancos de regiones macromareales (Lynch and Naimie, 1993).

Con la excepción de datos de corrientes de corta duración existe poca evidencia observacional directa que confirme las magnitudes o los patrones de corrientes residuales. Una evidencia observacional indirecta sobre la naturaleza del flujo mareal en la región puede inferirse de la presencia de varios frentes térmicos detectados con imágenes de satélites (Figura 1b). Estos frentes separan aguas bien mezcladas de aquellas estratificadas y se forman cuando la mezcla y disipación generada por la marea se equilibra con el aporte de flotabilidad. La localización de estos frentes se halla condicionada por lo tanto a la magnitud de la disipación de energía mareal, la cual a su vez es proporcional a  $V_b^3$  siendo  $V_b$  la amplitud de la corriente de fondo. La localización de los máximos de disipación en el GSJ y en PV se halla en muy buena concordancia con las observaciones remotas y patrones derivados de simulaciones numéricas previas (Figuras 5a y b).

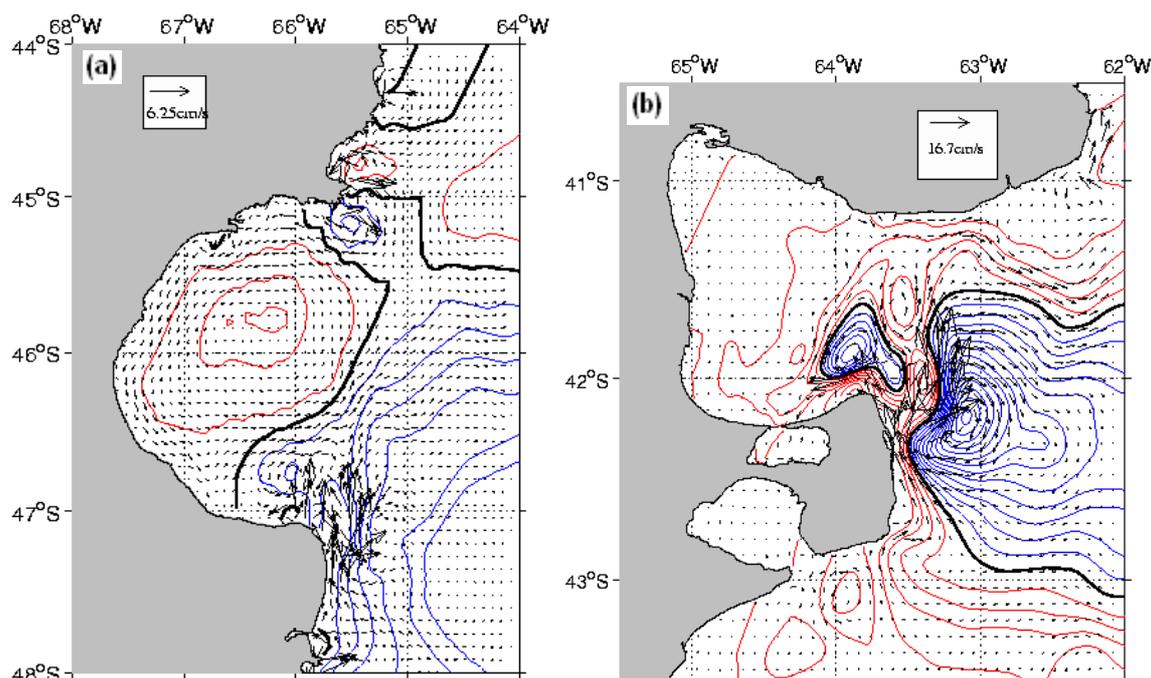


Fig. 4. Corrientes residuales de marea y líneas de corriente asociadas (Intervalo de contornos  $IC=1 \times 10^{-4}$  Sv). Colores rojos de contornos indican rotación antihoraria, azules horaria. (a) GSJ, (b) GSM.

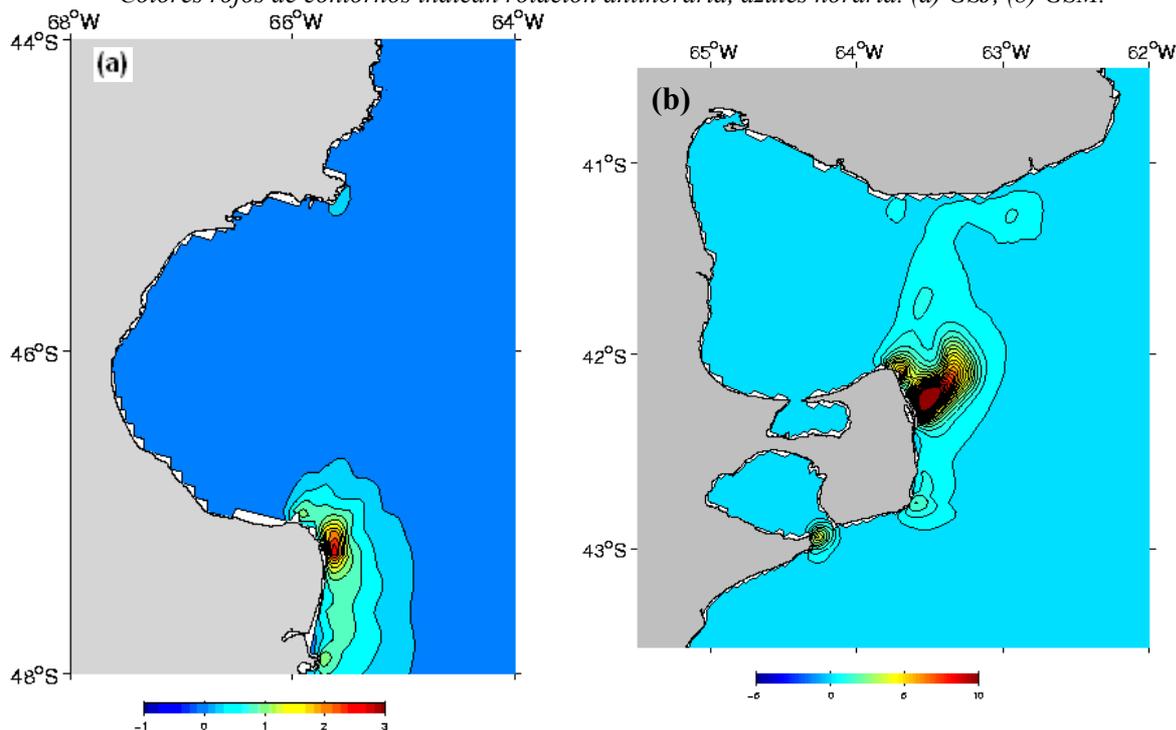


Fig. 5. Tasa de disipación de energía de las mareas. (a) GSJ (b) GSM. La disipación fue calculada con las velocidades de fondo. Notar que en el GSM la disipación es 10 veces mayor (del orden de  $15 \text{ W/m}^2$ )

### 3.2 Forzante de vientos

En los experimentos diseñados para investigar la respuesta de los Golfos frente a efectos del viento se asume una distribución espacialmente uniforme y temporalmente constante del esfuerzo del viento en superficie y de magnitud  $0.1 \text{ Pa}$  ( $1 \text{ dyn/cm}^2$ ). Se estudian dos

direcciones ortogonales del esfuerzo aplicado: dirección perpendicular a la costa (vientos del Oeste, que son los predominantes en la región) y dirección a lo largo de la costa (vientos del Sur). Para cada dirección seleccionada, el modelo parte del reposo y se integra forzado con la componente de marea  $M_2$  en los bordes laterales y con el viento en superficie hasta alcanzar un estado cuasi-estacionario. Los resultados son promediados durante los últimos 5 días de simulación y a continuación se sustraen las corrientes residuales de marea calculadas anteriormente, es decir se obtiene el flujo generado solo por el viento. El transitorio generado por la brusca imposición del viento en el instante inicial da lugar en el curso de unos 10 días a un estado cuasi-estacionario. Esto se aprecia en la Fig. 6, que muestra un gráfico de evolución temporal de las componentes de velocidad y energía cinética del flujo cerca de la superficie y fondo en un nodo central del dominio. El flujo superficial es más energético que el de fondo como se esperaba.

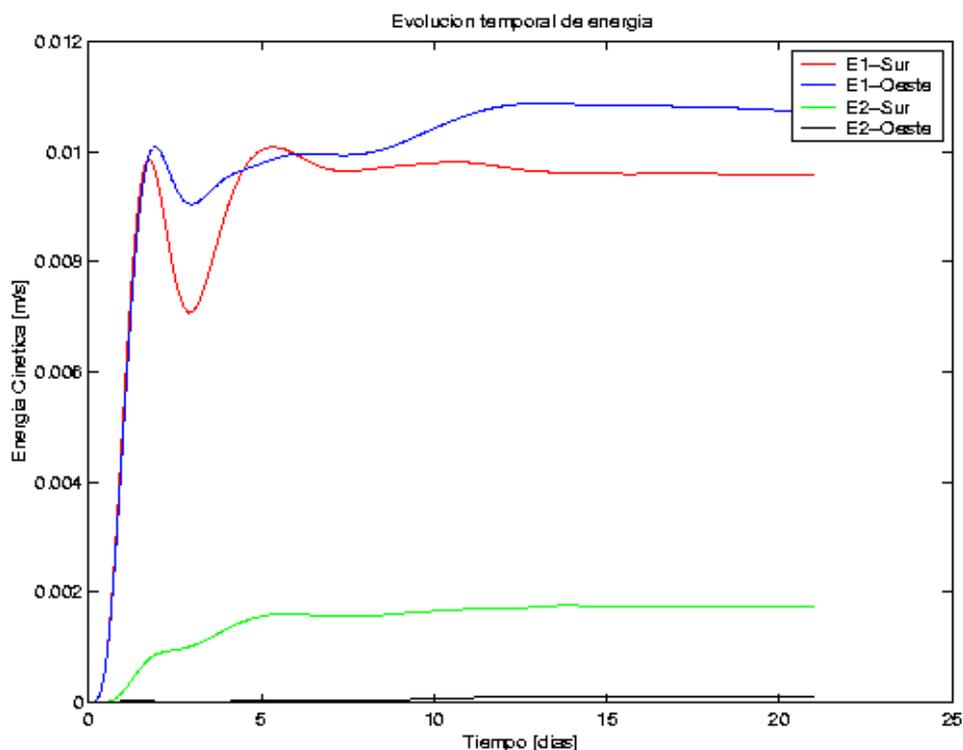
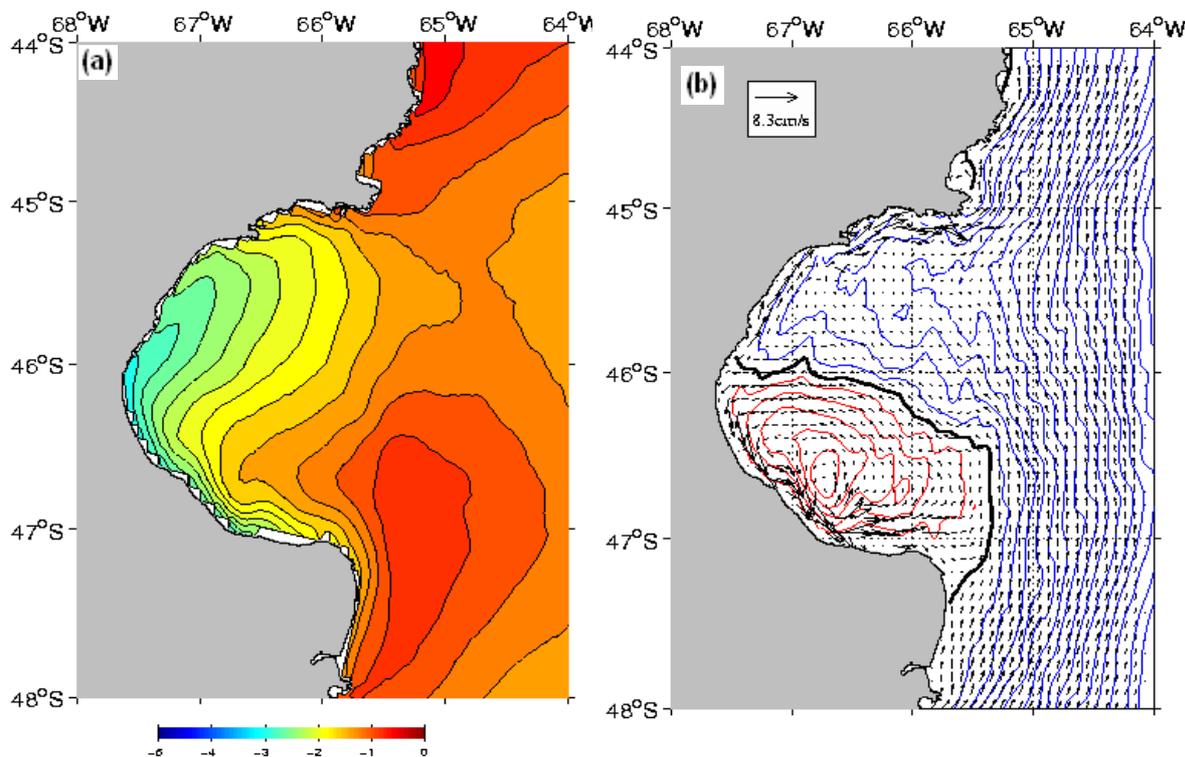


Fig.6 Evolución temporal de la energía cinética de las corrientes superficiales (E1) y de fondo (E2) para las dos direcciones de viento consideradas y para un nodo central del dominio computacional.

### 3.2.1 Vientos del Oeste (cross shore)

La acción del viento sobre los Golfos afecta localmente una delgada capa límite superficial a través de la difusión (turbulenta) vertical. Para el resto del dominio los efectos de viento se comunican de manera indirecta a través de gradientes de presiones (elevación de la superficie libre) y flujos verticales que se generan por la presencia de la costa, que bloquea el movimiento horizontal del agua. La estructura horizontal de la respuesta luego de 20 días de simulación se muestra en la Figura 7. En el GSJ se produce una depresión del nivel del mar cerca de la costa con un mínimo de 3 cm en el extremo occidental del golfo. Los contornos de elevación muestran que el gradiente de elevaciones es mayor cerca de la costa y en la región sudoeste (Figura 7a). En la región norte el cambio en la orientación de la costa produce gradientes de elevación más suaves. Los vectores velocidad media y función corriente muestran que el golfo se divide meridionalmente en dos giros de recirculación, uno horario al

norte y otro antihorario, más intenso y mejor definido al sur que conduce aproximadamente  $0.05\text{ Sv}$  ( $1\text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$ ) (Figura 7b). El mecanismo responsable de la formación del giro ha sido descrito por Palma et al. (2004). El viento offshore mantiene un gradiente de elevaciones en la costa sudoeste que por equilibrio geostrófico genera un flujo hacia el sur. Este flujo subsuperficial, combinado con el flujo de Ekman hacia el norte en regiones externas del golfo construye el giro antihorario. Un sentido similar de giro para el flujo medio en el sur del GSJ ha sido reportado en modelos de menor resolución forzado por vientos medios climatológicos (Glorioso and Flather, 1995; Palma et al., 2004). En el GSM, la geometría de la boca presenta una restricción topográfica más importante que en el GSJ. Las isolíneas de elevación de la superficie libre muestran gradientes más intensos en la costa occidental y en la boca del Golfo, y pocas variaciones en el interior (Figura 7c). Estos gradientes producen geostróficamente flujos medios hacia el sur en la costa y en la boca los cuales retornan luego por la zona más profunda del golfo (Figura 7d). Se genera de esta manera un sistema de doble giro separado zonalmente, uno antihorario (anticiclónico), más estrecho e intenso ( $0.06 \text{ Sv}$ ) en el sur ocupando la mitad occidental y otro horario (cyclónico), más amplio y débil ( $0.04 \text{ Sv}$ ) ocupando la mitad oriental. Un giro ciclónico similar ha sido inferido en el GSM mediante mediciones hidrográficas por Piola y Scasso (1988), aunque el centro del mismo aparece en este caso desplazado hacia el interior del Golfo. Modelos numéricos previos forzados con vientos de estaciones costeras y flujos de calor y sal superficiales también muestran que la circulación del GSM está compuesta de dos giros, uno horario en el norte y otro antihorario en el sur (Beier y Akaprahamyan, 1991). En la costa norte del GSM, cuya orientación coincide mayormente con la dirección del viento, se producen las corrientes medias más intensas ( $\sim 15 \text{ cm/s}$ ).



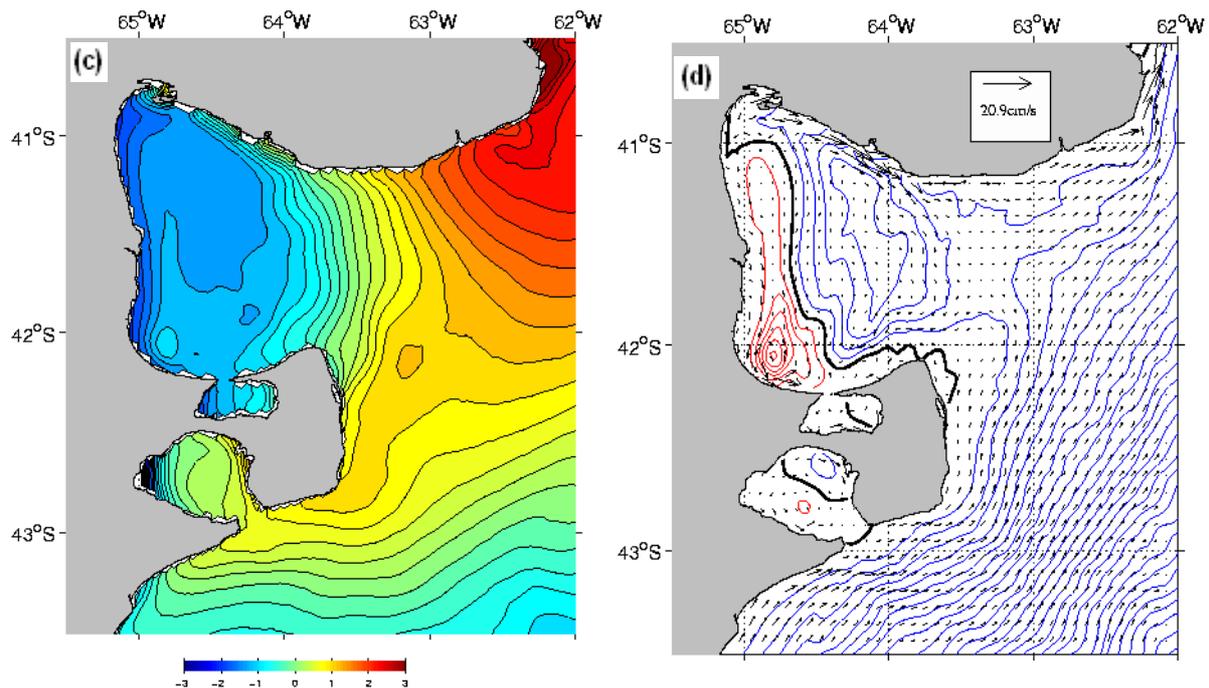


Fig. 7. (a) Elevación de la superficie libre (ESL) generada por vientos del sector Oeste en el GSJ (b) Velocidad media y líneas de corriente en el GSJ, (c) ESL en el GSM, (d) Velocidad media y líneas de corriente en el GSM

Los aspectos tridimensionales de la respuesta forzada por vientos del Oeste se ilustran mediante mapas horizontales de los vectores velocidad en la capa superficial y de fondo (Figura 8) y mapas de velocidad vertical de fondo (Figura 9). El flujo superficial en ambos Golfos consiste en campos asociados a la capa de Ekman y al campo de presiones generado por el gradiente de elevaciones. En regiones profundas el flujo superficial gira hacia la izquierda respecto a la dirección del viento siguiendo la teoría de Ekman. En regiones donde la topografía es baja (región costera) o donde la mezcla por mareas es importante (entrada del GSM) la dinámica está controlada por el gradiente de presiones (elevación) y el flujo es en la dirección del viento. Existen excepciones a esta regla que tienen que ver con la geometría de la costa. En el GSM, por ejemplo, las mayores velocidades superficiales se producen en la costa Norte, donde la dirección del viento es efectivamente a lo largo de la costa (Figura 8c). El flujo en la capa de fondo en el GSJ muestra en general una dirección hacia la costa con velocidades máximas 2.5 cm/s compensando el flujo superficial hacia la plataforma (Figura 8b). En la costa norte, sin embargo las velocidades de fondo cercanas a la costa son hacia el océano. Esta distribución de velocidades horizontales resulta (por continuidad) en velocidades verticales que producen afloramiento sobre toda la costa sur del GSJ y un débil hundimiento en la costa norte (Figura 9a). El flujo de fondo en el GSM presenta una estructura más compleja. Se observa que el agua que es expulsada del golfo en la capa superficial retorna en mayor medida por un flujo de fondo intenso de aguas de la plataforma que ingresa por el norte de la Península Valdés (Figura 8d). En la costa norte del Golfo, contrariamente, una parte del flujo de fondo se dirige hacia la plataforma exterior mientras que otra gira hacia el sur y se une al flujo ingresante produciendo una surgencia generalizada en la costa oeste del Golfo (Figura 9b). Este giro de recirculación de fondo confirma la hipótesis de que a excepción de las zonas sur y norte de la boca, las aguas del Golfo se hallan en buena medida aisladas de la Plataforma exterior (Piola y Rivas, 1997).

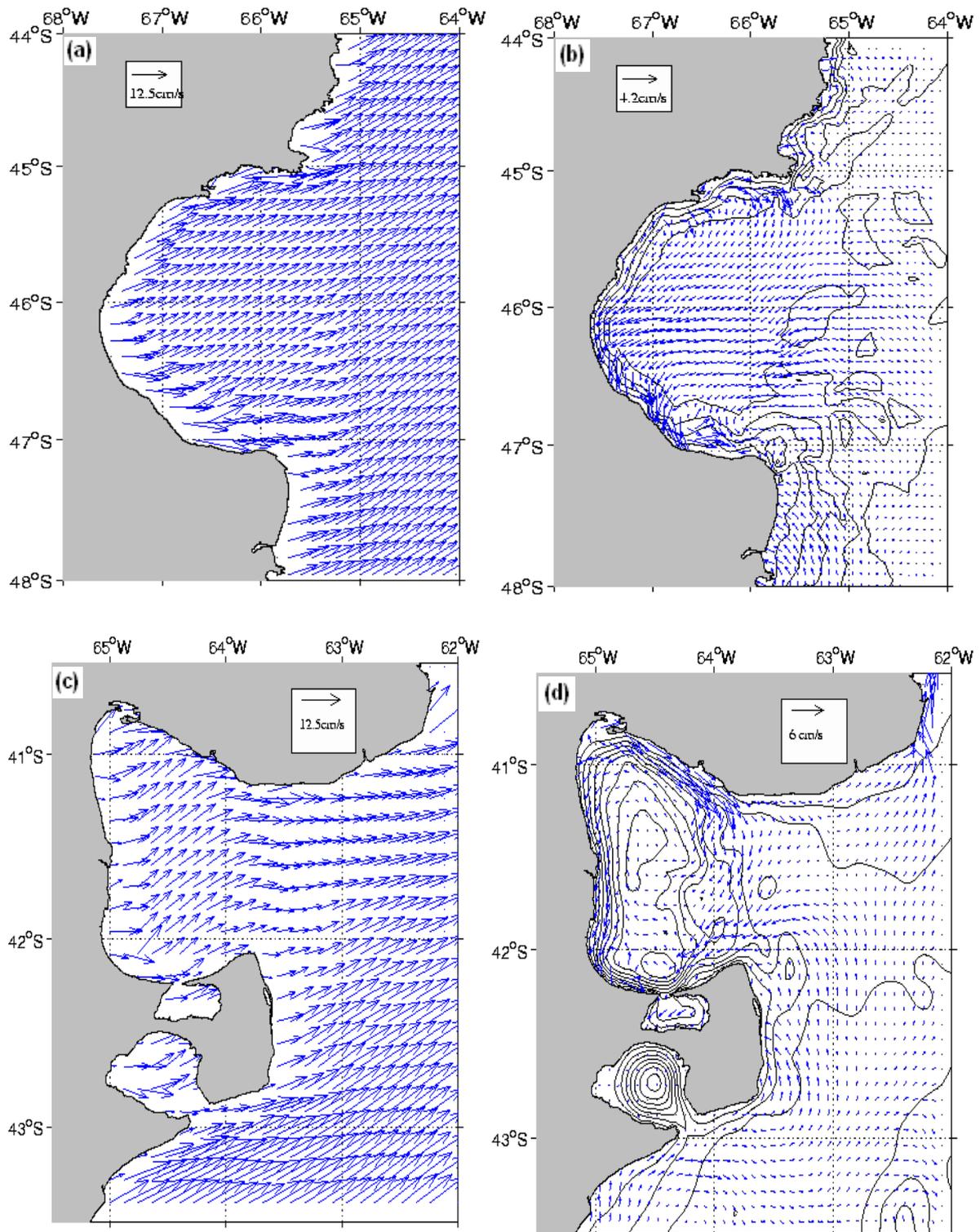


Fig. 8. (a) Velocidad de la corriente en superficie generada por vientos del sector Oeste en el GSJ (b) Velocidad de la corriente en la capa de fondo e isóneas de profundidad en el GSJ, (c) Velocidad superficial en el GSM, (d) Velocidad de fondo e isóneas de profundidad en el GSM.

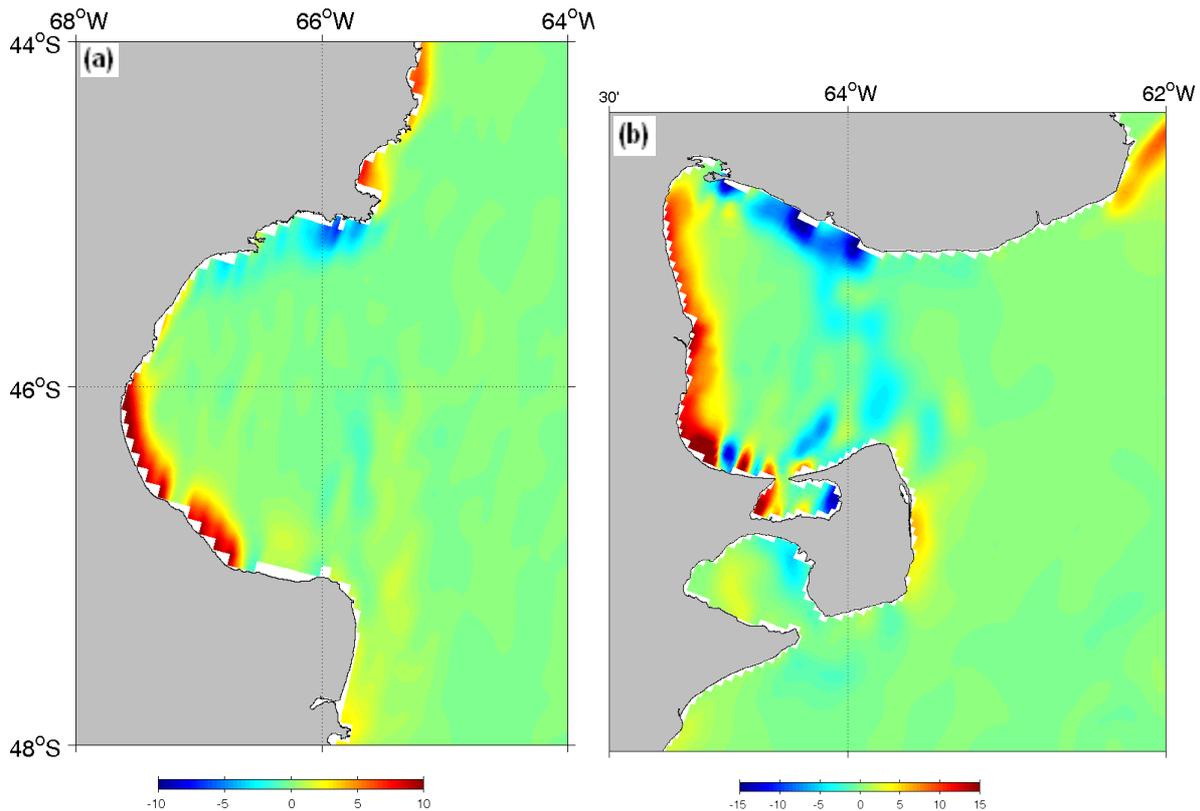


Fig. 9. (a) Velocidad vertical en la capa de fondo generada por vientos del sector Oeste en el GSJ Tonalidades rojas indican afloramiento, tonalidades azules hundimiento. (b) Velocidad vertical en la capa de fondo en el GSM

### 3.2.2 Vientos del Sur (alongshore)

En este experimento nos proponemos estudiar la respuesta del océano cuando es forzado con vientos desde el sur. Esta situación no es la predominante en la región pero caracteriza el pasaje de centros de baja presión (tormentas). La estructura horizontal de la respuesta luego de 20 días de simulación se muestra en la Fig. 10. En el GSJ se produce un aumento del nivel del mar en la costa norte cercano a los 5 cm. (Figura 10a). Los vectores velocidad media y función de corriente muestran un débil giro horario que ocupa la totalidad del Golfo. El flujo medio es mas intenso y predominantemente hacia el norte en las regiones costeras ( $\sim 10$  cm/s) donde el gradiente de elevaciones es mayor y mucho más débil y hacia el sur en profundidad (Figura 10b). En el GSM las elevaciones máximas y los gradientes de elevación más intensos se dan en la costa norte (Figura 10c). El flujo medio en el GSM presenta otra vez dos giros separados meridionalmente, pero el sentido de giro y las intensidades son diferentes a la situación forzada con vientos del Oeste. El giro occidental es ahora horario y de mayor intensidad en el norte (0.06 Sv) y el oriental antihorario y de similar intensidad (0.05 Sv) (Figura 10d).

Los aspectos tridimensionales de la respuesta forzada por vientos del Sur se ilustran nuevamente mediante mapas horizontales de los vectores velocidad en la capa superficial y de fondo y mapas de velocidad vertical en el fondo (Figuras 11 y 12). En general la respuesta en ambos golfos es opuesta a la generada por vientos del Oeste. En el GSJ el ingreso de aguas de plataforma se produce en la capa superficial y en toda la columna de agua en la costa sur, mientras que en el resto del golfo el flujo de retorno es hacia el océano (Figuras 11 a y b). El flujo superficial está poco afectado por la topografía submarina los vectores muestran la

clásica rotación de Ekman (hacia la izquierda del viento en el hemisferio Sur). El flujo de fondo está

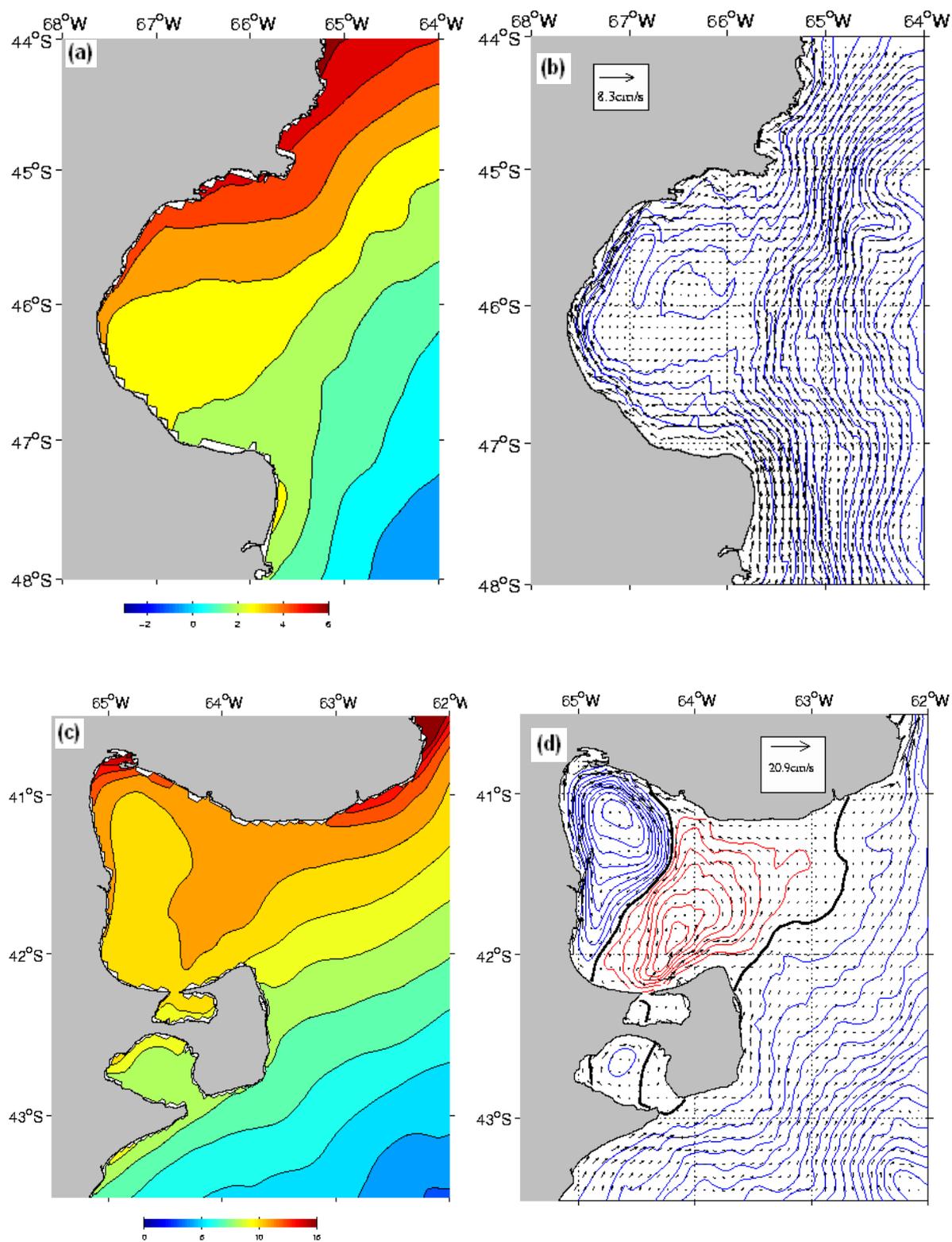


Fig.10. (a) Elevación de la superficie libre (ESL) generada por vientos del sector Sur en el GSJ (b) Velocidad media y líneas de corriente en el GSJ, (c) ESL en el GSM, (d) Velocidad media y líneas de corriente en el GSM

alimentado por un hundimiento generalizado en la región costera (Figura 12a). En el GSM el flujo superficial ingresa por toda la boca mientras que el flujo de retorno egresa por el fondo mayormente en la costa sur. Con la excepción de la zona más profunda del Golfo, el flujo superficial es modificado por la topografía submarina y conserva cerca de la costa y en la boca del golfo una dirección paralela al viento (Figura 11c). El flujo de fondo recircula en gran medida ciclónicamente en el interior del golfo (Figura 11d). La costa occidental y norte del GSM presenta hundimiento mientras que las regiones de surgencia se concentran en la costa sur (Figura 12b).

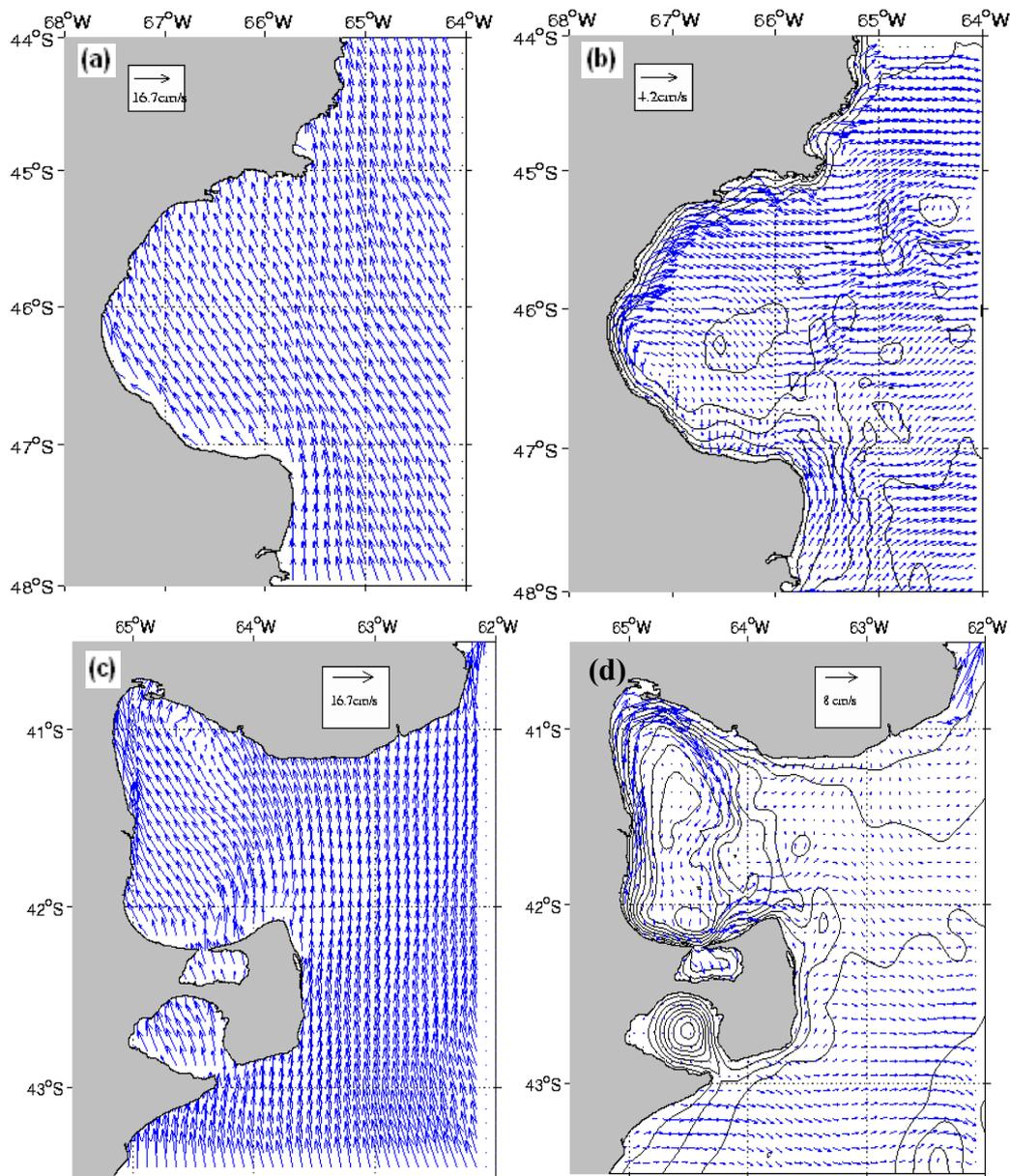


Fig.11. (a) Velocidad de la corriente en superficie generada por vientos del sector Sur en el GSJ (b) Velocidad de la corriente en la capa de fondo e isólinas de profundidad en el GSJ, (c) Velocidad superficial en el GSM, (d) Velocidad de fondo e isólinas de profundidad en el GSM

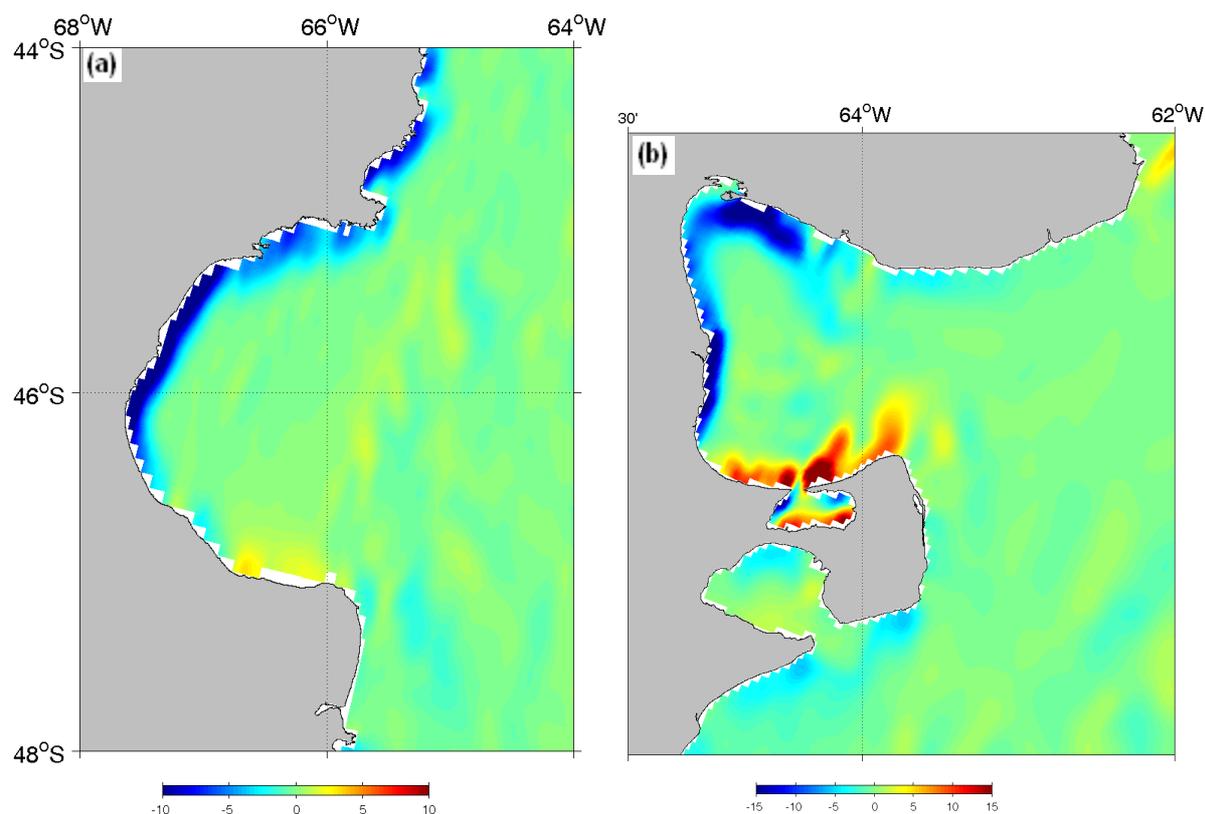


Fig. 12. (a) Velocidad vertical en la capa de fondo generada por vientos del sector Sur en el GSJ Tonalidades rojas indican afloramiento, tonalidades azules hundimiento. (b) Velocidad vertical en la capa de fondo en el GSM

#### 4 RESUMEN Y CONCLUSIONES.

En este trabajo se ha empleado un modelo numérico hidrodinámico tridimensional en su modo barotrópico para estudiar la circulación oceánica en los Golfos Patagónicos. El modelo ha sido forzado simultáneamente por la imposición de la onda de marea  $M_2$  en los bordes laterales abiertos y por un viento uniforme en la superficie libre del mar. Los resultados más importantes de la simulación pueden resumirse de la siguiente manera:

El modelo reproduce con bastante precisión la elevación y fase de la onda de marea en el interior del dominio computacional. Las cartas de cotidales e isoamplitudes son similares a las obtenidas con modelos previos de la región (aunque de menor resolución) tal como los de [Glorioso and Simpson \(1994\)](#), [Glorioso and Flather \(1995\)](#), [Palma et al. \(2004\)](#) y [Simonato et al. \(2004\)](#). Los errores de amplitud en localidades costeras son del orden de 5 cm. Los errores de fase son mayores dentro del GSM y sensibles a la posición de un nodo anfídromico que se hallaría cerca de Bahía Anegada, sobre la costa sur de la Provincia de Buenos Aires. Las elipses de corrientes medias generadas por la marea comparan bien con resultados previos. Los valores máximos de velocidad son cercanos a los 3 m/s al norte de península Valdés. En esa región se produce una intensa circulación residual por rectificación topográfica de la onda de marea que produce elevaciones residuales cercanas a 3 m. y velocidades medias cercanas a los 25 cm/s. Al norte de Península Valdés se produce el máximo de disipación en la región, que llega a  $15 \text{ W/m}^2$ .

En la Plataforma Argentina solo se cuenta con un registro de larga duración ([Rivas, 1997](#)) el cual fue observado lejos de la zona de interés, mientras que en el interior de los golfos las observaciones realizadas son de muy corta duración como para validar las estructuras de

circulación generadas por el viento en las simulaciones. Sin embargo es posible explicar los cambios observados a través de consideraciones físicas, comparaciones con modelos previos y comparaciones con análisis de datos hidrográficos. Cuando el modelo es forzado por vientos en la superficie los Golfos Patagónicos responden generando una circulación media horizontal compuesta de giros cerrados y un esquema de circulación tridimensional de dos capas con variaciones locales de acuerdo a su geometría y topografía de fondo. El GSJ es una cuenca semicerrada con una conexión bastante profunda con la plataforma externa. Con forzante de vientos del Oeste la circulación media en el GSJ muestra dos giros opuestos que ocupan cada uno la mitad del Golfo: al norte la circulación es horaria, mientras que en el sur es más intensa y antihoraria. El mecanismo físico que genera los giros es el siguiente. El viento en superficie produce una depresión en la superficie libre del mar cerca de la costa, esta depresión es más intensa en el sector sur y genera por efecto de rotación terrestre una corriente costera (subs superficial) hacia el Sur. En las zonas más profundas del GSJ el flujo está controlado por la dinámica de Ekman y se dirige mayormente hacia el NE. La conjunción de la corriente costera y el flujo en regiones profundas genera el giro antihorario en el sector sur del GSJ. Este giro generado por los vientos del Oeste ha sido descrito en modelos numéricos previos de menor resolución ([Glorioso and Flather, 1995](#), [Palma et al, 2004](#)). La distribución de velocidades en la vertical muestra una circulación en dos capas, con flujo hacia el NE en la capa superficial y hacia la costa en la capa más profunda (Figura 13a). Este flujo de fondo produce afloramiento a lo largo de toda la costa SO. Si el viento proviene del Sur, la estructura de doble giro desaparece y el GSJ muestra un solo giro de circulación horario con flujo medio más intenso en la costa. En este caso la dirección del viento genera un flujo hacia la costa que produce sobreelevación del nivel del mar y hundimiento. La corriente costera invierte su sentido y el GSJ presenta un único giro horario producto de la confluencia de la corriente costera hacia el norte y un débil flujo de retorno hacia el sur en las regiones más profundas. El flujo superficial es hacia el golfo y el profundo hacia el océano (Figura 13c), con hundimiento en toda la región costera. La circulación media muestra en este caso un solo giro horario con velocidades más intensas en la región costera. La celda de movimiento vertical responde en general al siguiente patrón: el agua ingresa al golfo por la capa superficial, se hunde en la costa y egresa del Golfo mayormente por la costa norte. No existen evidencias numéricas o estudios de campo anteriores que verifiquen los patrones de circulación generados por el viento Sur.

El GSM constituye un cuenco más aislado. Si el forzante superficial es de vientos del Oeste, la circulación media muestra dos giros meridionales, uno antihorario en la mitad oriental con mayor intensidad en el Sur y otro horario (ciclónico), más extenso y de menor intensidad en la mitad occidental. Este esquema de circulación horario en las zonas más profundas del Golfo ha sido descrita en modelos previos de menor resolución ([Beier y Akaprahamyan, 1989](#)), en trabajos que infieren la circulación geostrofica a través de mediciones hidrográficas ([Piola y Scasso, 1988](#)) o analizan el intercambio de propiedades a través de la boca ([Rivas and Beier, 1990](#)). El giro antihorario tiene un origen similar al descrito para el GSJ, es decir, la depresión en la superficie libre del mar que produce el viento en la costa occidental y su corriente geostrofica asociada (hacia el Sur). La circulación tridimensional en el GSM es también de dos capas, con flujo superficial hacia el NE y flujo de retorno hacia la costa en la capa de fondo. El aporte de aguas de plataforma ingresa mayormente por el sector sur y egresa en una zona más estrecha del sector norte (Figura 13b). Si el forzante es de vientos del Sur, la estructura de la circulación media es similar al caso de vientos del Oeste, pero el sentido de los giros de recirculación se invierte. En este caso, el viento superficial apila agua sobre la costa occidental y genera una intensa corriente geostrofica hacia el norte con flujo de retorno en la zona más profunda del Golfo. El agua ingresa al GSM mayormente por el norte y egresa por la región sur (Figura 13d). En las dos situaciones dinámicas la mayor parte del agua del Golfo recircula en su interior. Se han

realizado estudios de sensibilidad (no mostrados en el artículo) que estudian la respuesta de los Golfos ante modificaciones en la intensidad del viento. Las estructuras de circulación (giros, recirculaciones) no se modifican sustancialmente aunque las magnitudes de las velocidades si varían, existiendo una relación aproximadamente lineal entre la intensidad de las corrientes y la magnitud del viento aplicado fuera de las capas límites costeras.

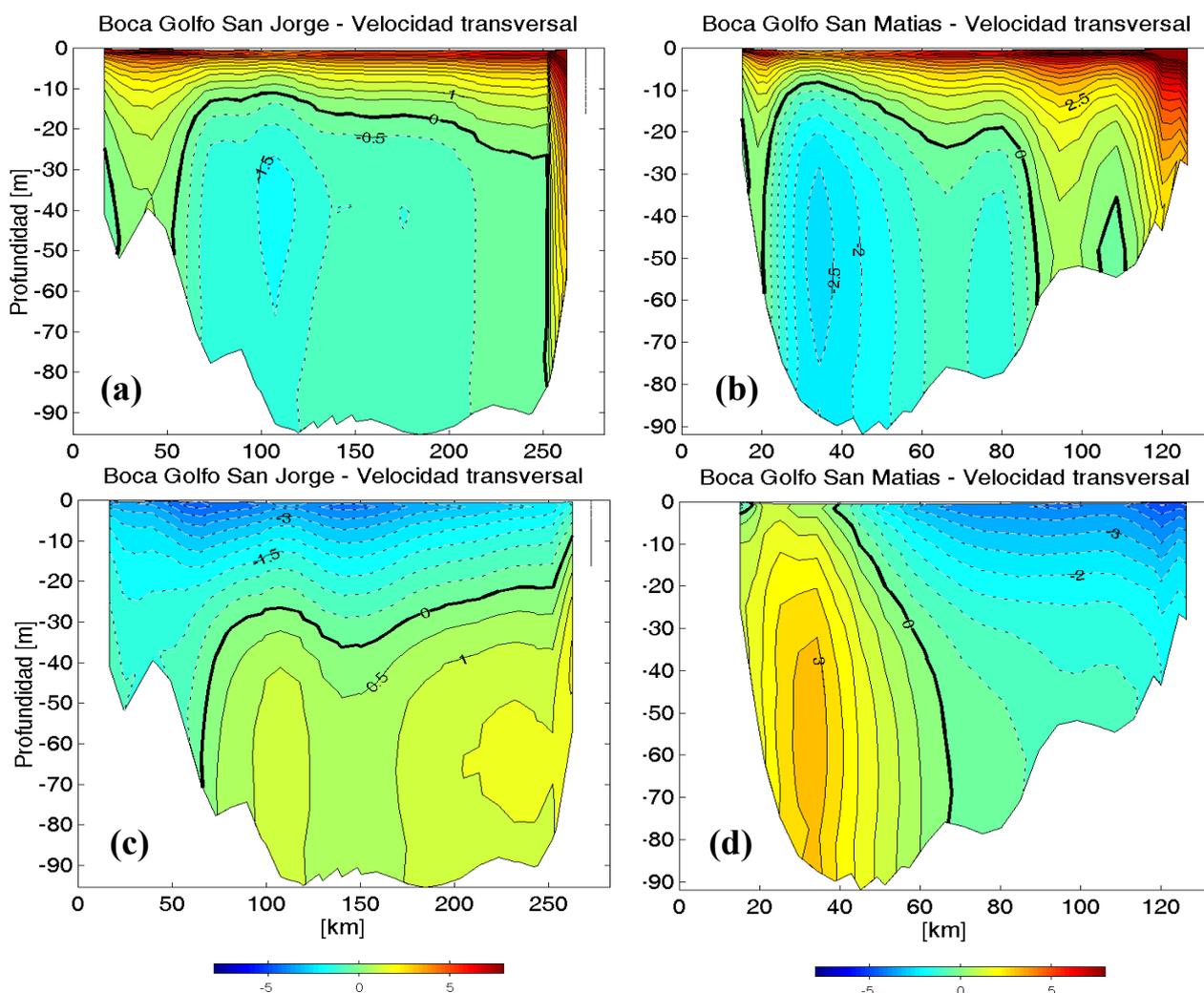


Fig. 13. Distribución de la componente de velocidad perpendicular a la boca de los Golfos para los casos forzados con viento (a) GSJ, viento del Oeste, (b) GSM, viento del Oeste, (c) GSJ, viento del Sur, (d) GSM, viento del Sur.

## REFERENCIAS

- E.M Acha, W. H. Mianzan, R. A. Guerrero, M. Favero, and J. Bava. Marine Fronts and the continental shelves of Austral South America, Physical and ecological processes. *Journal of Marine Systems*, 44: 83-105, 2004.
- V. R. Barros, y C. M. Krepper. Modelo estacionario del Golfo Nuevo. *Acta Oceanographica Argentina*, 1 (2): 11-29, 1977.
- E. J. Beier, M. Fiore, y I. Orlanski. Circulación estacional en los Golfos norpatagónicos. *Resúmenes de las jornadas Nacionales de Ciencias del Mar*, Puerto Madryn (Argentina), 86, 1989.

- E. J. Beier, y R. Akaprahamyan. Variación estacional de la circulación inducida por el viento en el Golfo San Matías aplicando el modelo Cox/CIMA. *Resúmenes de las jornadas Nacionales de Ciencias del Mar*, Puerto Madryn (Argentina), 109, 1991.
- P. Chen and G. L. Mellor. Determination of Tidal Boundary forcing Using Tide Station Data, in *Coastal Ocean Prediction, Coastal and Estuarine Studies*, 56:329-351, 1994.
- C. Chen, H. Liu, and R. C. Beardsley. An Unstructured Grid, Finite-Volume, Three-Dimensional, Primitive Equations Ocean Model: Application to Coastal Ocean and Estuaries. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 20:159-186, 2003.
- M. C. Forbes and Z. D. Garraffo. A note on the mean seasonal transport on the Argentinean shelf. *J. Geophys. Res.*, 93:2311–2319, 1988.
- B. Galperin, L. H. Khanta, S. Hassid, and A. Rosati. A quasi-equilibrium turbulent energy model for geophysical flows. *J. Atmos. Sci.*, 45:55-62, 1988.
- J. Gan and J. S. Allen. Modeling upwelling circulation off the Oregon coast. *J. Geophys. Res.*, 110: C10S07, 10.1029/2004JC002692, 2005.
- P. D. Glorioso and R. A. Simpson. Numerical modelling of the M2 tide on the northern Patagonian Shelf. *Cont. Shelf Res.*, 14:267–278, 1994.
- P. D. Glorioso and R. A. Flather. A barotropic model of the currents off SE South America. *J. Geophys. Res.*, 100:13,427–13,440, 1995.
- P. D. Glorioso and R. A. Flather. The Patagonian Shelf tides. *Prog. Oceanogr.*, 40:263–283, 1997.
- R. A. Guerrero and A. R. Piola. Masas de agua en la plataforma continental, in *El mar Argentino y sus recursos pesqueros*, edited by E. E. Boschi, 1:107-118, Inst. Nac. Inv. Des. Pesquero, Mar del Plata, Argentina, 1997.
- G. Han. Three-dimensional modeling of tidal currents and mixing quantities over Newfoundland Shelf. *J. Geophys. Res.*, 105:11407–11422, 2000.
- M. Iskandarani, D. B. Haidvogel, and J.C. Levin. A three-dimensional spectral element model for the solution of the hydrostatic primitive equations. *Journal of Computational Physics*, 397–425, 2003.
- L. H. Khanta. Barotropic tides in the global oceans from a nonlinear tidal model assimilating altimetric tides. 1. Model description and results. *J. Geophys. Res.*, 100:25283-25308.
- L.H. Khanta and C. A. Klayson. *Numerical Models of Oceans and Oceanic Processes*, Academic Press, 2000.
- O. Leth and G. Schaffer. A numerical study of the seasonal variability in the circulation off central Chile. *J. Geophys. Res.*, 106:22229-22248, 2001.
- D. R. Lynch and C. E. Naimie. The  $M_2$  tide and its residual on the outer banks of the Gulf of Maine. *J. Phys. Oceanogr.*, 23:2222–2253, 1993.
- D. R. Lynch, J. T. C. Ip, C. E. Naimie, and F. E. Werner. Comprehensive coastal circulation model with application to the Gulf of Maine. *Cont. Shelf Res.*, 16:7,875-906, 1996.
- C. A. Mazio, W. C. Dragani, F. J. Caviglia, and J. L. Pousab. Tidal Hydrodynamics in Golfo Nuevo, Argentina, and the Adjacent Continental Shelf. *Journal of Coastal Research*, 20 (4): 1000–1011, 2004.
- L.-Y. Oey. Simulation of mesoscale variability in the Gulf of Mexico: Sensitivity studies, comparison with observations, and trapped wave propagation. *J. Phys. Oceanogr.*, 26:145-175, 1996.
- E. D. Palma and R. P. Matano. On the Implementation of passive Open Boundary Conditions for a General Circulation Model: The Barotropic Mode. *J. Geophys. Res.* 103:1319-1341, 1998.
- E. D. Palma. Tidal Flow and Tidal Energy in Valdés Peninsula. *Revista Geofísica (México)*, 1: 34–50, 2002.

- E. D. Palma, R. P. Matano, and A. R. Piola. A Numerical study of the Southwestern Atlantic Shelf Circulation: Barotropic response to tidal and wind forcing. *J. Geophys. Res.*, 109: CO8014, doi:10.1029/2004JC002315, 2004.
- M. J. Park and D. P. Wang. Tidal vorticity over isolated topographic features. *Cont. Shelf Res.*, 14(13/14):1583-1599, 1994.
- A. R. Piola y L. M. Scasso. Circulación en el Golfo San Matías. *Geoacta*, 15 (1): 33-51, 1988.
- A. R. Piola y A. L. Rivas. Corrientes en la plataforma continental, in *El mar Argentino y sus recursos pesqueros*, edited by E. E. Boschi,, 1:107-118, Inst. Nac. Inv. Des. Pesquero, Mar del Plata, Argentina, 1997.
- A. L. Rivas. Corrientes originadas por la acción del viento y la marea en el Golfo Nuevo. *Geoacta*, 16: 185-205, 1989.
- A. L. Rivas and E. J. Beier. Temperatura and salinity fields in the nortpatagonic gulfs. *Oceanologica Acta*, 13: 15-20, 1990.
- A. L. Rivas. Spacial variation of the annual cycle of temperatura in the patagonian shelf between 40 and 50° of the south latitude. *Cont. Shelf Res.*, 14: 1539-1554, 1994.
- A. L. Rivas and A. Frank Langer. Mass and heat transport in the Argentine continental shelf. *Cont. Shelf Res.*, 16: 1283-1285, 1996.
- A. L. Rivas. Current meter observations in the Argentine continental shelf. *Cont. Shelf Res.*, 17:391-406, 1997.
- A. L. Rivas y P. Dell'Arciprete. Frentes térmicos en la plataforma Patagónica inferidos a partir de datos satelitales. *IV Jornadas Nacionales de Ciencias del Mar*, Pto. Madryn (Argentina), 107, 2000.
- I. S. Robinson. Tidally induced residual flows, in *Physical oceanography of coastal and shelf seas*, B. Johns, editor, Elsevier, Amsterdam, 321-356, 1983.
- C. G. Simonato, W. Dragani, M. Nuñez, and M. Engel. A Set of 3-D Nested Models for Tidal Propagation from the Argentinean Continental Shelf to the Río de la Plata Estuary – Part I. M2. *Journal of Coastal Research*, 20 (3): 641-936, 2004.
- H. Xue, F. Chai, and N. R. Pettigrew. A model study of the seasonal circulation in the Gulf of Maine. *J. Phys. Oceanogr.*, 30:1111-1135, 2000.
- E. F. Young, J. Brown, J. N. Alridge, K. J. Horsburgh, and L. Fernand. Development and application of a three-dimensional baroclinic model to the study of the seasonal circulation in the Celtic Sea. *Cont. Shelf Res.*, 24:13-36, 2004.