

## Bottom boundary layer properties in the Upper Gulf of California derived from velocity profiles

### Características de la capa límite del fondo en el Alto Golfo de California a partir de perfiles de velocidad

LG Alvarez

Departamento de Oceanografía Física, Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada (CICESE), Carretera Tijuana-Ensenada No. 3918, Zona Playitas, Ensenada, CP 22860, BC, México.  
E-mail: lalvarez@cicese.mx

**ABSTRACT.** The vertical structure of currents in the Upper Gulf of California was studied using velocity profiles observed at a site in 25 m water depth during one fortnightly cycle, in order to determine the development of a logarithmic bottom layer and to estimate parameters derived from the law of the wall. The velocity data included two neap-tide periods in which gravity currents have been shown to develop. The currents were dominated by tidal forcing, and were oriented along-gulf, with the main axis towards 323.8°. Spring tide velocity amplitude was 0.5–0.9 m s<sup>-1</sup>, decreasing to less than 0.30 m s<sup>-1</sup> during neap tides. A logarithmic layer structure was observed within the lower half of the water column during spring tides. This layer was less than 5 m thick during neap tides, and was not observed under low velocity conditions, around the times of current reversals. The seabed shear stress values were typical of macrotidal environments, reaching ±2.5 Pa under spring tide conditions and decreasing by a factor of 2–3 during neap tides. Mean values of the bottom drag coefficient and seabed roughness parameter were 10<sup>-2</sup> and 0.05 m, respectively. These relatively high values were attributed to the influence of near-bed stratification. During the two neap-tide periods, two gravity current events were observed within 4–5 m from the seabed, reaching 0.30 m s<sup>-1</sup>, intensified by the ebb tidal flow. The near-bed velocity profiles were markedly modified during these events that persisted for about three days.

*Key words:* Gulf of California, bottom boundary layer, tidal currents.

**RESUMEN.** Se analizó la estructura vertical de la corriente en el Alto Golfo de California mediante observaciones de perfiles de velocidad en un sitio con profundidad de 25 m durante un ciclo quincenal, con objeto de investigar la formación de una capa logarítmica de fondo y de calcular los parámetros derivados de la Ley de la Pared. Los datos de velocidad incluyen dos periodos de mareas muertas que presentan condiciones propicias para el desarrollo de corrientes de gravedad. Predominó la corriente de marea, con eje principal a lo largo del golfo (323.8°). En mareas vivas la amplitud de la corriente fue entre 0.5 y 0.9 m s<sup>-1</sup> y menor de 0.30 m s<sup>-1</sup> en mareas muertas. Se obtuvo una estructura logarítmica en la mitad inferior de la columna de agua, durante mareas vivas. La capa logarítmica tuvo menor espesor (<5 m) alrededor de las mareas muertas y no se observó en condiciones de velocidad baja, durante las inversiones de la corriente. El esfuerzo de corte del fondo tuvo rango típico de ambientes macromareales alcanzando ±2.5 Pa en mareas vivas, y dos a tres veces menor hacia las mareas muertas. El coeficiente de fricción y la escala de rugosidad del fondo tuvieron valores relativamente grandes, de 10<sup>-2</sup> y 0.05 m en promedio, respectivamente, atribuibles a estratificación cerca del fondo. En los dos eventos de mareas muertas se observaron corrientes de gravedad cerca del fondo, con el núcleo a una altura de 4 a 5 m y velocidad máxima de 0.30 m s<sup>-1</sup> intensificada por el reflujó de la marea. El perfil de la corriente se modificó notablemente cerca del fondo durante estos eventos que persistieron durante alrededor de tres días.

*Palabras clave:* Golfo de California, capa límite de fondo, corrientes de marea.

## INTRODUCTION

The hydrodynamic properties of the bottom boundary layer are important to evaluate physical processes such as vertical mixing and sediment transport. The effects of friction between the currents and seabed are perceivable in this part of the water column, resulting in marked vertical velocity gradients and creating important environmental factors for the distribution of organisms across the sediment-water interface. The ocean boundary layer generated by tidal currents can extend several meters above the bottom or across the entire water column in shallow seas. A logarithmic layer of several meters in height can occur in the bottom boundary

## INTRODUCCIÓN

Las propiedades hidrodinámicas de la capa límite del fondo son importantes para evaluar procesos físicos tales como la mezcla vertical y el transporte de sedimentos. En esta región de la columna de agua se manifiestan los efectos de la fricción entre la corriente y el lecho, dando lugar a marcados gradientes verticales de velocidad y creando factores ambientales importantes para la distribución de organismos de la interfase agua-sedimento. La capa límite generada por corrientes de marea en el océano puede abarcar varios metros sobre el fondo o bien ocupar toda la columna de agua en mares someros. Como parte de la capa límite de fondo puede

layer; according to Bowden (1978), the typical height is 10 m for currents of  $0.40 \text{ m s}^{-1}$ . In a tidal boundary layer, the logarithmic layer can extend 40 m above the bottom, occupying 50–60% of the water column (Elliott 2002). Above this layer is the outer layer and the free flow region where the current is vertically uniform. In steady, turbulent, unstratified flows, the near-bed current profile can be expressed by the logarithmic-layer model based on the law of the wall:

$$U(z) = (u_*/\kappa) \ln(z/z_0) \quad (1)$$

where  $U$  is the mean velocity,  $z$  is the height above the seabed,  $u_*$  is the friction velocity,  $\kappa$  is the von Karman constant ( $= 0.4$ ), and  $z_0$  is the bottom roughness length scale. The slope ( $\kappa/u_*$ ) and intersection ( $z_0$ ) are obtained by linear regression:  $U(z)$  vs  $\ln(z)$ . This procedure (profile method) has been used to obtain the drag coefficient ( $C_D$ ), bed shear stress ( $\tau_0$ ), bottom roughness ( $z_0$ ), and turbulent diffusivity ( $K_z$ ) for several types of ocean, estuary, and river flows. Shear stress is the main control of the erosion, resuspension, and settlement of fine sediments. Seabed characteristics such as sediment distribution and bed roughness depend on the distribution of shear stress. The parameters of the boundary layer are specific for each site, since the profile method is based on current observations at one point. When this model is applied to quasi-steady currents, such as tidal currents, the stratification conditions, bottom topography, and flow uniformity must be carefully assessed in order to reduce the deviations relative to the theoretical profile. For tidal currents, the mean velocity has been defined as the average over a period of 10 to 30 min to minimize the problems of unsteadiness associated with tidal forcing, assuming that there are no energetic movements with a similar period as the averaging time (Gross and Nowell 1983, Soulsby 1983, Trowbridge *et al.* 1998).

Scant knowledge of the hydrodynamics of the boundary layer is still an important drawback in the study of near-bed sediment transport and mixing processes. Acoustic Doppler current profilers (ADCP, ADP), in use since the early 1980s, have yielded better information of the bottom boundary layer in shallow seas because they have enabled long-term observations of the vertical structure of currents and better evaluations of fundamental hydrodynamic parameters near the seabed. Some applications and advantages of acoustic profiling can be found in Lueck and Lu (1997) and Cheng *et al.* (1998, 1999). The logarithmic profile method continues to be a useful tool to analyze the vertical structure of mean near-bed current velocity and to obtain hydrodynamic parameters such as bed shear stress and the drag coefficient. Other methods based on Reynolds stresses or turbulent kinetic energy require instruments with high sampling rates ( $>1 \text{ Hz}$ ) and that the observations be made within the turbulent logarithmic layer.

existir una capa logarítmica con altura de varios metros, típicamente 10 m para corrientes de  $0.40 \text{ m s}^{-1}$  de acuerdo con Bowden (1978). En capas límite de mareas se han observado capas logarítmicas con altura de 40 m sobre el fondo, ocupando 50–60% de la columna de agua (Elliott 2002). Sobre ésta continúan la capa exterior y la zona de flujo libre en donde la corriente es uniforme en la vertical. En flujos estacionarios, turbulentos rugosos, sin estratificación, el perfil vertical de la corriente cerca del fondo puede expresarse mediante el modelo de capa logarítmica basado en la Ley de la Pared:

$$U(z) = (u_*/\kappa) \ln(z/z_0) \quad (1)$$

donde  $U$  es la velocidad media,  $z$  es la altura sobre el fondo,  $u_*$  es la velocidad friccional,  $\kappa$  es la constante de von Karman ( $= 0.4$ ) y  $z_0$  es la escala de rugosidad del fondo. Mediante el ajuste lineal de  $U(z)$  vs  $\ln(z)$  se obtienen la pendiente ( $\kappa/u_*$ ) y la intersección ( $z_0$ ). Este procedimiento (método del perfil) se ha empleado para obtener el coeficiente de fricción ( $C_D$ ), el esfuerzo de corte en el fondo ( $\tau_0$ ), la rugosidad del fondo ( $z_0$ ) y la difusividad turbulenta ( $K_z$ ) para varios tipos de corrientes oceánicas, estuarinas y fluviales. El esfuerzo de corte es el principal control de la erosión, resuspensión y asentamiento de los sedimentos finos. Características del lecho tales como la distribución de sedimento, formas y rugosidad del fondo dependen de la distribución del esfuerzo de corte. Los parámetros de la capa límite son específicos para cada sitio, en virtud de que el método del perfil se basa en observaciones de corriente en un punto. Cuando este modelo se aplica a corrientes casi estacionarias como las de marea, deben evaluarse cuidadosamente las condiciones de estratificación, topografía del fondo y uniformidad del flujo a fin de reducir las desviaciones con respecto al perfil teórico. Para la corriente de marea se ha definido la velocidad media como el promedio sobre 10 a 30 minutos para minimizar los problemas de no estacionaridad asociados con el forzamiento de la marea, suponiendo que no existen movimientos energéticos con periodo similar al tiempo sobre el cual se promedia (Gross y Nowell 1983, Soulsby 1983, Trowbridge *et al.* 1998).

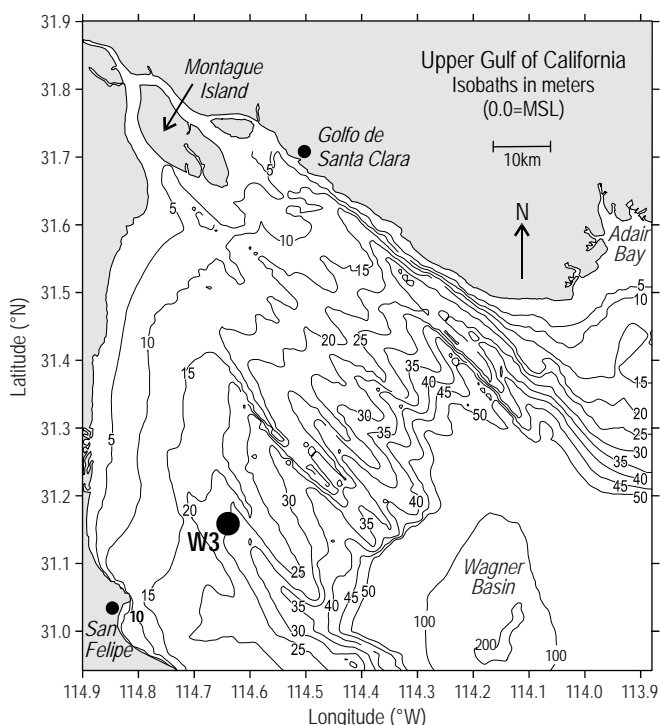
El escaso conocimiento sobre la hidrodinámica de la capa límite es aún una deficiencia importante para el estudio de los procesos de mezcla y transporte de sedimentos cerca del fondo. Los perfiladores de corriente acústicos Doppler (ADCP, ADP), en uso desde principios de los años ochenta, han mejorado el conocimiento de la capa límite de fondo en los mares someros porque ha permitido observar por tiempos largos la estructura vertical de la corriente y hacer una mejor evaluación de parámetros hidrodinámicos fundamentales cerca del fondo. Algunas aplicaciones y ventajas del método de perfilado acústico pueden encontrarse en Lueck y Lu (1997) y Cheng *et al.* (1998, 1999). El método del perfil logarítmico sigue siendo una herramienta útil para analizar la

The Upper Gulf of California (UGC) is characterized by strong tidal currents and intense sedimentary and mixing processes; however, information on the properties of the bottom boundary layer based on velocity profiles is lacking. In this study the profile method is applied to determine the existence of a logarithmic layer and to calculate its basic parameters in a shallow area at the northernmost end of the Gulf of California.

## MATERIAL AND METHODS

### Study area

The UGC is located northward of 31°N (fig. 1). Its southern limit is roughly defined by the 40-m isobath, where the gulf is ~70 km wide, near the edge of the 200-m-deep Wagner Basin. Since the damming of the Colorado River, the UGC has become an inverse estuary and its source of terrigenous sediments has been drastically reduced. It is a macrotidal estuary with a semidiurnal tidal regime; mean spring tidal range is 5.4 m and mean neap tidal range is 1.4 m, based on data from San Felipe, Baja California (Mexico). Spring tides have a maximum range of 7–8 m and generate maximum surface currents of 0.7–0.8 m s<sup>-1</sup> (Lavín *et al.* 1998, Carriquiry and Sánchez 1999, Alvarez and Jones 2002).



**Figure 1.** Bathymetry of the Upper Gulf of California, and location of the acoustic Doppler profiler and tidal stations at site W3 (MSL = mean sea level).

**Figura 1.** Batimetría del Alto Golfo de California y la ubicación del perfilador acústico Doppler y variaciones diurnas en el sitio W3 (MSL = nivel medio del mar).

estructura vertical de la velocidad media de la corriente cerca del fondo y para obtener parámetros hidrodinámicos como el esfuerzo de corte en el fondo y el coeficiente de fricción. Otros métodos, basados en los esfuerzos de Reynolds o en la energía cinética turbulenta, requieren instrumentos con alta frecuencia de muestreo de la velocidad (>1 Hz) y que las observaciones se hagan dentro de la capa logarítmica turbulenta.

El Alto Golfo de California se distingue por sus fuertes corrientes de marea e intensos procesos sedimentarios y de mezcla; sin embargo, no se han publicado propiedades de la capa límite de fondo basadas en perfiles de velocidad. En este trabajo se aplica el método del perfil para investigar la existencia de una capa logarítmica y calcular sus parámetros básicos en un sitio somero del Alto Golfo.

## MATERIALES Y MÉTODOS

### Área de estudio

El Alto Golfo de California (o Alto Golfo) se localiza al norte de la latitud 31°N (fig. 1). Su límite sur se define aproximadamente por la isobata de 40 m, donde el golfo tiene ~70 km de ancho, en el borde de la Cuenca Wagner que alcanza 200 m de profundidad. Desde el represamiento del Río Colorado, el Alto Golfo se ha convertido en un estuario inverso y su fuente de sedimentos terrígenos se ha reducido drásticamente. Es un estuario macromareal de mareas semidiurnas con rango medio de 5.4 m en mareas vivas y 1.4 m en mareas muertas, según datos de San Felipe, Baja California, México. Las mareas vivas tienen un rango máximo de 7 a 8 m y generan corrientes superficiales máximas de 0.7 a 0.8 m s<sup>-1</sup> (Lavín *et al.* 1998, Carriquiry y Sánchez 1999, Alvarez y Jones 2002). La intensa mezcla por marea crea un ambiente verticalmente mezclado, excepto durante eventos cortos de estratificación cerca del fondo y en la superficie debidos a corrientes de gravedad y calentamiento solar, respectivamente (Lavín *et al.* 1998). El relieve del fondo del Alto Golfo está dominado por varios bajos alargados separados entre sí de 6 a 10 km, formando depresiones de hasta 50 km de largo que cruzan la plataforma somera desde los 10 m hasta los 50 m de profundidad en el borde de la Cuenca Wagner (Thompson 1968, Alvarez 2003, Alvarez *et al.* 2009). Los sedimentos del fondo son mezclas de arena, limo y arcilla. Los sedimentos más gruesos se encuentran en las áreas someras frente a la antigua desembocadura del Río Colorado y en la costa este. Los limos y arcillas predominan en el resto del Alto Golfo, especialmente en el lado oeste donde los depósitos lodosos forman extensas planicies inter- y submareales. Los bajos alargados están cubiertos de mezclas más gruesas de arena, limo y arcilla, mientras las mezclas más finas se encuentran en las depresiones (Thompson 1968, Carriquiry y Sánchez 1999). La resuspensión por marea crea un ambiente de alta turbidez con concentraciones

Intense tidal mixing creates a vertically mixed environment, except during short stratification events near the bottom and at the surface due to gravity currents and solar heating, respectively (Lavin *et al.* 1998). The UGC bottom relief is dominated by several elongated ridges spaced 6–10 km apart, forming troughs of up to 50 km in length that cross the shallow shelf between 10 and 50 m depth at the edge of the Wagner Basin (Thompson 1968, Alvarez 2003, Alvarez *et al.* 2009). Bottom sediments are a mixture of sand, silt, and clay. Sediments are coarser in the shallow areas off the original Colorado River mouth and on the eastern coast. Silts and clays predominate in the rest of the UGC, especially on the western side where muddy deposits form extensive inter- and subtidal flats. The ridges are covered by coarser sand, silt, and clay mixtures, whereas finer mixtures are found in the troughs (Thompson 1968, Carriquiry and Sánchez 1999). Tidal resuspension produces a highly turbid environment with suspended-sediment concentrations of up to 60–80 mg L<sup>-1</sup> at 1 m above the seabed during the most intense tidal currents. Concentrations are highest close to the head of the UGC and decrease southeastwards, towards deeper waters (Alvarez and Jones 2002, 2004). The gravity currents observed within 5 m from the bottom during neap tides generate significant residual suspended-sediment fluxes towards the deep waters of the Wagner Basin. These downward fluxes and the longitudinal gradients of suspended-particle concentrations are typical traits of inverse estuaries.

### Observations

Velocity profiles were measured during 15 days at a site on the western side of the UGC using an acoustic Doppler current profiler (Sontek ADP) mounted on a 0.8-m<sup>2</sup> slab fixed to the seabed. The site (W3, fig. 1) was located 15 nautical miles to the northeast of San Felipe, at a depth of 25 m relative to mean sea level. The instrument was installed between two almost parallel ridges, in a 10-km-wide longitudinal trough with surface sediment consisting of very fine silt ( $\Phi > 7$ ), poorly sorted (Carriquiry and Sánchez 1999). The slab on which the ADP was mounted remained horizontal and static, according to the angles of the orientation sensors. The instrument recorded consecutive averages of the velocity measured at 1 Hz, during 5-min intervals, in bins every 0.5 m, between 1.2 and 16 m from the bottom (table 1). Additional hydrographic data were obtained by CTD casts every 0.5 h during one and four semidiurnal periods of neap and spring tides, respectively. The concentration of suspended sediment was measured using two OBS nephelometers calibrated with UGC water samples; one was installed in the CTD and the other fixed 1 m from the bottom.

### Data analysis

The east ( $u$ ) and north ( $v$ ) velocity components at each level were projected over the main axes: the axis of

de sedimento en suspensión de hasta 60 a 80 mg L<sup>-1</sup> a 1 m sobre el fondo, durante las corrientes de marea más intensas. Las concentraciones mayores se encuentran cerca de la cabeza del Alto Golfo y decrecen hacia el sureste, hacia aguas más profundas (Alvarez y Jones 2002, 2004). Las corrientes de gravedad observadas dentro de los 5 m adyacentes al fondo en mareas muertas generan flujos residuales significativos de sedimento en suspensión hacia las aguas profundas de la Cuenca Wagner. Estos flujos pendiente abajo y los gradientes longitudinales de concentración de partículas en suspensión son rasgos típicos de los estuarios inversos.

### Observaciones

Se midieron perfiles de velocidad durante 15 días en un sitio de la parte oeste del Alto Golfo mediante un correntímetro perfilador Doppler (Sontek ADP) instalado en una placa de 0.8 m<sup>2</sup> fija en el fondo. El sitio (W3, fig. 1) se ubicó 15 millas náuticas al NE de San Felipe, en profundidad de 25 m con respecto al nivel medio del mar. El instrumento se ubicó entre dos bajos casi paralelos, en una depresión longitudinal de 10 km de ancho con sedimento superficial consistente de limos muy finos ( $\Phi > 7$ ), mal clasificados (Carriquiry y Sánchez 1999). La placa de montaje del ADP permaneció horizontal y estática, de acuerdo con los ángulos de los sensores de orientación. El instrumento grabó promedios consecutivos de la velocidad medida a 1 Hz, durante intervalos de 5 min, en celdas cada 0.5 m, entre 1.2 y 16 m del fondo (tabla 1). Adicionalmente se obtuvieron datos hidrográficos mediante lances de CTD cada 0.5 h durante uno y cuatro periodos semidiurnos en mareas muertas y mareas vivas, respectivamente. Se midió la concentración de sedimento en suspensión con dos nefelómetros OBS calibrados con muestras de agua del Alto Golfo; uno instalado en el CTD y otro anclado a 1 m del fondo.

**Table 1.** Deployment parameters of the acoustic Doppler profiler (ADP) installed at site W3 at a depth of 25 m below mean sea level.

**Tabla 1.** Datos de operación del perfilador acústico Doppler (ADP) instalado en el sitio W3, en profundidad de 25 m bajo el nivel medio del mar.

SonTek 1500-kHz ADP, installed at the bottom	
Acoustic frequency	1500 kHz
Sampling interval	300 s
Averaging time	300 s
Blanking distance	0.4 m
Center of the first bin	1.2 m above the seabed
Vertical bin size	0.5 m
Start date and hour (105°W)	11/08/1997, 18:35
Duration of the series	15.7 days

maximum variance and its perpendicular axis. The new component  $U$ , parallel to the current's main flow, was used to calculate the logarithmic layer. The perpendicular component represented less than 20% of the component parallel to the main axis 70% of the time, and was not considered in the analysis. Six consecutive velocity profiles ( $U$ ) were averaged and the standard deviation was calculated for each level. Averaging more than six profiles notably increased the standard deviation, attributable to the nonstationarity of the current. The least-squares method was used for the logarithmic fit of the new series of velocity profiles every 30 min, following the method described by Lueck and Lu (1997), based on the orthogonal form of equation (1):

$$U_i = \frac{u_*}{\kappa} [(\overline{\ln z_i} - \overline{\ln z_i}) + (\overline{\ln z_i} - \ln z_0)] \quad (2)$$

using the fit  $Y = \theta_1 + \theta_2 X$ , in which

$$\theta_1 = \frac{u_*}{\kappa} (\overline{\ln z_i} - \ln z_0), \quad \theta_2 = \frac{u_*}{\kappa}$$

where  $U$  is the along-gulf velocity component,  $i$  indicates the velocity bins included in the fit, and the upper bar indicates the average of these bins. The confidence intervals for  $u_*$  and  $z_0$  were obtained as a function of the correlation coefficient  $R$ , following Wilkinson (1984) and Lueck and Lu (1997).

Regression analysis is an iterative process, beginning with the velocity of the first three bins closest to the bottom. The number of bins increases while the regression residuals remain below or equal to  $0.012 \text{ m s}^{-1}$ . If this condition is not met, the previous bin is taken as the maximum upper level fit of the logarithmic profile. The limit value set for the residuals corresponds to the mean standard deviation of the velocity data recorded every 30 min, in the first bin, where the deviation is minimal. The existence of the logarithmic profile was accepted if (a) the regression residuals were less than  $0.012 \text{ m s}^{-1}$  and (b)  $R \geq 0.95$  (Lesht 1979). The friction velocity ( $u_*$ ) was obtained directly from the intersection and slope of the fitted curves, and the roughness parameter  $z_0 = \exp(\overline{\ln z_i} - \theta_1/\theta_2)$ . Bed shear stress, in the direction of the main along-gulf axis, was calculated as  $\tau_0 = \rho u_*^2$ , where  $\tau_0$  maintains the sign of the friction velocity. The drag coefficient ( $C_D$ ) was obtained from  $u_*^2 = C_{Dh} U_h^2$  by linear regression, where  $U_h$  is the velocity at reference height  $h$  above the seabed.

## RESULTS

The currents in the UGC were mainly tidal and almost unidirectional throughout the water column, as shown by the diagrams of dispersion and progressive vectors at 5 and 15 m above the seabed (fig. 2). The azimuth of the main axis of the

## Análisis de datos

Las componentes este ( $u$ ) y norte ( $v$ ) de la velocidad a cada nivel se proyectaron sobre los ejes principales: el eje de máxima varianza y su perpendicular. La nueva componente  $U$ , paralela al flujo principal de la corriente, se usó para el cálculo de la capa logarítmica. La componente perpendicular representó menos del 20% de la componente paralela al eje principal 70% del tiempo, y no se tomó en cuenta en el análisis. Se promediaron seis perfiles consecutivos de velocidad ( $U$ ) y se calculó la desviación estándar en cada nivel. Al promediar más de seis perfiles se incrementó notablemente la desviación estándar, atribuible al carácter no estacionario de la corriente. Mediante cuadrados mínimos se hizo el ajuste logarítmico a la nueva serie de perfiles de velocidad cada 30 min, siguiendo el método de Lueck y Lu (1997), con base en la forma ortogonal de la ecuación (1):

$$U_i = \frac{u_*}{\kappa} [(\overline{\ln z_i} - \overline{\ln z_i}) + (\overline{\ln z_i} - \ln z_0)] \quad (2)$$

mediante un ajuste  $Y = \theta_1 + \theta_2 X$ , en el cual

$$\theta_1 = \frac{u_*}{\kappa} (\overline{\ln z_i} - \ln z_0), \quad \theta_2 = \frac{u_*}{\kappa}$$

donde  $U$  es la componente de velocidad a lo largo del golfo,  $i$  indica las celdas de velocidad que se incluyen en el ajuste, y la barra superior indica el promedio sobre dichas celdas. Los intervalos de confianza para  $u_*$  y  $z_0$  se obtuvieron en función del coeficiente de correlación  $R$ , siguiendo el método descrito por Wilkinson (1984) y Lueck y Lu (1997).

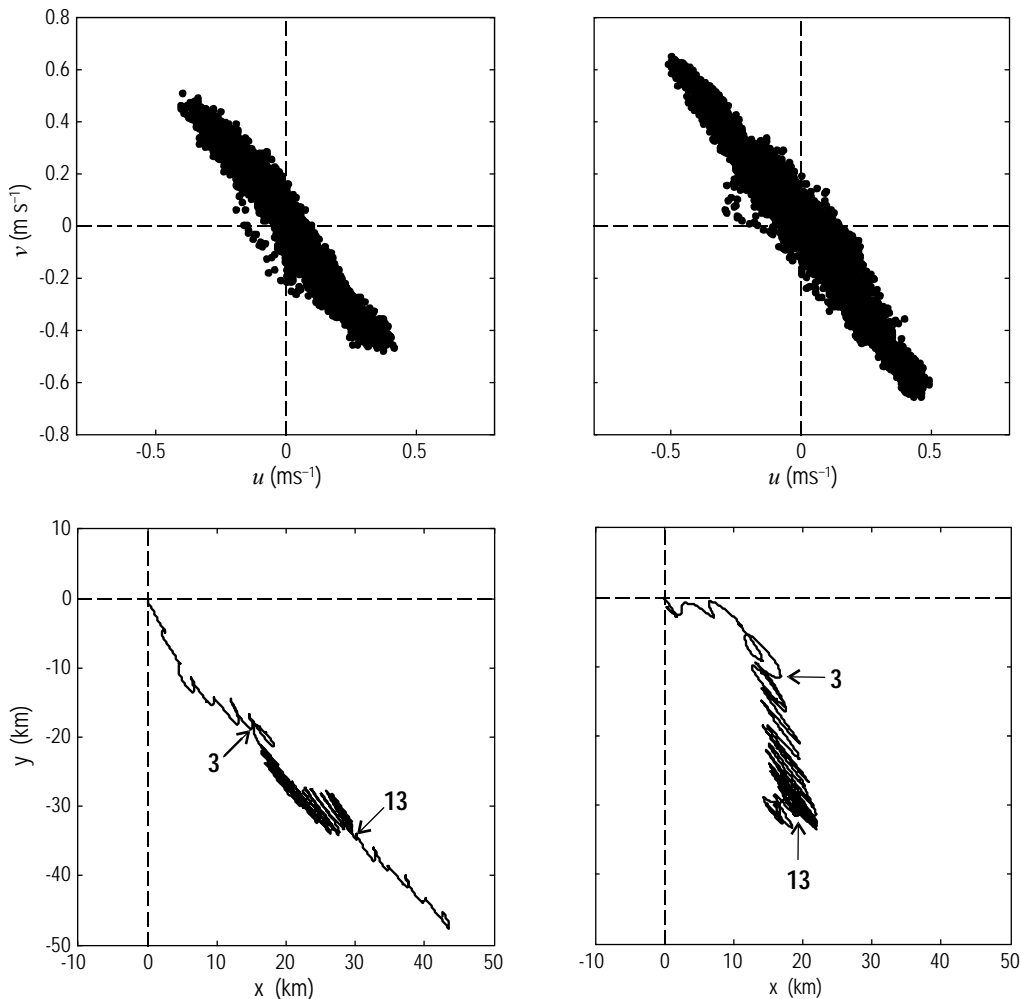
El análisis de regresión es un proceso iterativo, iniciando con la velocidad de las primeras tres celdas más cercanas al fondo. El número de celdas se incrementa mientras que los residuales de la regresión se mantienen menores o iguales a  $0.012 \text{ m s}^{-1}$ . Si no se cumple esta condición, la celda anterior se toma como el nivel superior máximo de ajuste del perfil logarítmico. El valor límite fijado para los residuales corresponde a la media de la desviación estándar de los datos de velocidad registrados cada 30 min, en la primera celda, donde esta desviación es mínima. Se aceptó la existencia del perfil logarítmico al cumplirse (a) los residuales de la regresión fueron menores que  $0.012 \text{ m s}^{-1}$  y (b) la correlación  $R \geq 0.95$  (Lesht 1979). La velocidad friccional ( $u_*$ ) se obtuvo directamente de la intersección y la pendiente de las curvas ajustadas, y el parámetro de rugosidad  $z_0 = \exp(\overline{\ln z_i} - \theta_1/\theta_2)$ . El esfuerzo de corte en el fondo, en dirección del eje principal a lo largo del golfo, se calculó como  $\tau_0 = \rho u_*^2$ , en donde  $\tau_0$  conserva el signo de la velocidad friccional. El coeficiente de fricción ( $C_D$ ) se obtuvo de  $u_*^2 = C_{Dh} U_h^2$  mediante regresión lineal, donde  $U_h$  es la velocidad a la altura de referencia  $h$  sobre el fondo.

current was  $323^\circ$ , varying only  $2^\circ$  between 1.2 and 16.2 m from the bottom. The direction was parallel to the orientation of the linear ridges and troughs, and represents the direction along the axis of the UGC. The hydrography showed that the water column was well mixed during spring tides. During neap tides, a slight stable two-layer stratification formed, with a maximum density gradient equivalent to  $0.15 \sigma_t$  units per meter, 5–8 m from the bottom (fig. 3). The concentration of suspended sediment at the surface was  $\sim 5 \text{ mg L}^{-1}$ , and at 1 m above the seabed increased to  $\sim 15 \text{ mg L}^{-1}$  during neap tides and to  $\sim 85 \text{ mg L}^{-1}$  during spring tides. During stratification events at neap tides, the effect of the suspended sediment on the density gradient was one order of magnitude lower than that of temperature and salinity.

The thickness of the logarithmic layer ranged from 4.2 to 15 m, based on 526 profiles with  $R \geq 0.95$ , which represent

## RESULTADOS

Las corrientes en el Alto Golfo fueron principalmente de marea, casi unidireccionales en toda la columna de agua observada, según se muestra en los diagramas de dispersión y de vectores progresivos a 5 y 15 m sobre el fondo (fig. 2). El azimut del eje principal de la corriente fue  $323^\circ$ , con variación de sólo  $2^\circ$  entre 1.2 y 16.2 m sobre el fondo. La dirección fue paralela a la orientación de los bajos lineales y depresiones, y representa la dirección a lo largo del eje del Alto Golfo. La hidrografía mostró que la columna de agua estuvo bien mezclada durante mareas vivas. En mareas muertas se formó una ligera estratificación estable en dos capas, con un gradiente de densidad máximo equivalente a  $0.15$  unidades  $\sigma_t$  por metro, entre 5 y 8 m sobre el fondo (fig. 3). La concentración de sedimento en suspensión en la



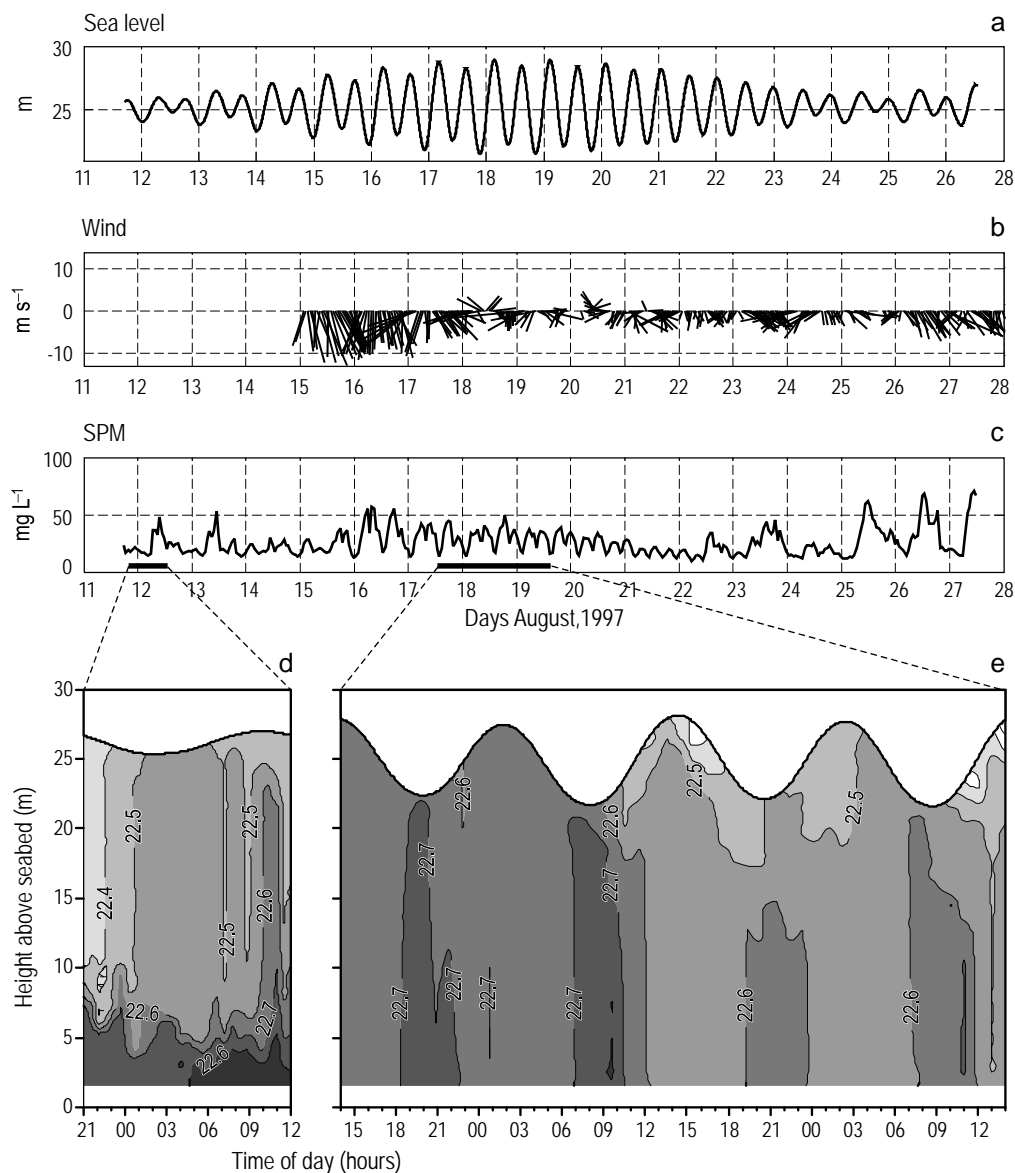
**Figure 2.** Velocity components ( $u, v$ ) measured at site W3 at 5 and 15 m above the seabed during a fortnightly cycle (upper diagrams), and progressive vectors at the same levels (lower diagrams). Neap tides occur at the beginning and end of the plots. The numbers indicate the days as of 11 August 1997.

**Figura 2.** Componentes ( $u, v$ ) de velocidad medida en W3 a 5 y 15 m sobre el fondo durante un ciclo quincenal (cuadros superiores), y vectores progresivos a los mismos niveles (cuadros inferiores). Las mareas muertas son al inicio y final de los trazos; los números indican días a partir del 11 de agosto de 1997.

70% of the 15-day series. The logarithmic layer was thinner during neap tides, its thickness increasing two-fold during spring tides, when the current velocity was 0.7–0.8 m s<sup>-1</sup> and  $R$  was higher and less variable. Nearing the time of current reversal, the logarithmic layer was very thin or absent, and  $R$  values were less than 0.95. The velocity profiles and their fits for two semidiurnal cycles during spring and neap tides (fig. 4) showed that tidal current reversal was cancelled close to the bottom, both at the beginning and end of the fortnightly cycle, resulting in a net outward flux from the UGC (negative velocity) in a 7–8-m-thick layer near the bottom. The net flux was also observed in the progressive vector diagram of the

superficie fue de ~5 mg L<sup>-1</sup> y a 1 m sobre el fondo aumentó a ~15 mg L<sup>-1</sup> en mareas muertas y a ~85 mg L<sup>-1</sup> en mareas vivas. Durante los eventos de estratificación en mareas muertas, el efecto del sedimento en suspensión sobre el gradiente de densidad fue un orden de magnitud menor que el de la temperatura y la salinidad.

El espesor de la capa logarítmica varió entre 4.2 y 15 m, con base en 526 perfiles cuyo ajuste tuvo  $R \geq 0.95$ . Éstos representan el 70% de la serie de 15 días. La capa logarítmica fue más delgada en mareas muertas y aumentó su espesor al doble en mareas vivas, cuando la velocidad de la corriente alcanzó 0.7 a 0.8 m s<sup>-1</sup> y  $R$  fue mayor y menos variable.



**Figure 3.** Conditions observed at site W3 on 11–27 August 1997: (a) tide, (b) wind, (c) concentration of suspended sediment (SPM) at 1 m above the seabed, and distribution of density ( $\sigma_t$ ) in the daily variations of (d) neap tides and (e) spring tides.

**Figura 3.** Condiciones observadas en el sitio W3 del 11 al 27 de agosto de 1997: (a) marea, (b) viento, (c) concentración de sedimento en suspensión (SPM) a 1 m sobre el fondo, y distribución de densidad ( $\sigma_t$ ) en las variaciones diurnas de (d) mareas muertas y (e) mareas vivas.

current at 5.2 m above the seabed (fig. 2). This contrasting condition, attributed to a gravity current, was observed during 4–6 semidiurnal cycles, with velocities of  $-0.3 \text{ m s}^{-1}$  in the core centered 4–6 m above the seabed. Some valid logarithmic profile fits were obtained in a thin layer below the core of the gravity current.

### Bed shear stress

Bed shear stress showed semidiurnal variation during spring tides, with maximum values of  $\pm 2.5 \text{ Pa}$  (fig. 5), corresponding to maximum  $u_*$  values of  $\pm 0.05 \text{ m s}^{-1}$ . Maximum  $\tau_0$  values during neap tides were two- to three-fold lower than during spring tides and negative values predominated. Moreover, at spring tides they showed diurnal variation, in contrast to the semidiurnal frequency that predominated during the fortnightly cycle. Mean bed shear stress in 14.7 days was  $-0.14 \text{ Pa}$ , representing a southeastward residual stress, along and outward of the UGC. The gaps in the series correspond to logarithmic fits with  $R < 0.95$ , under weak current conditions.

### Roughness length scale and drag coefficient

The bed roughness parameter was  $< 0.05 \text{ m}$  during most of the fortnightly series (fig. 6). Mean  $z_0$  was  $0.06 \text{ m}$  ( $SD = 0.11 \text{ m}$ ) during spring tides and  $0.16 \text{ m}$  ( $SD = 0.14 \text{ m}$ ) during neap tides. The mode ( $0.02\text{--}0.03 \text{ m}$ ) is a better statistical value because of the marked asymmetry in the distribution. Figure 6 shows that the highest  $z_0$  values and the widest confidence intervals were obtained during spring tides.

The drag coefficient obtained from  $u_*^2 = C_{D1.2} U_{1.2}^2$ , based on the velocity at 1.2 m from the bottom, was  $11.4 \times 10^{-3}$ . The results of the separate calculations for flood and ebb tides were  $9.9 \times 10^{-3}$  and  $10.3 \times 10^{-3}$ , respectively (fig. 7). With data obtained during spring tides (7.3 days),  $C_{D1.2} = 13.2 \times 10^{-3}$ , while with those from neap tides (7.3 days), a higher coefficient was obtained,  $C_{D1.2} = 21.3 \times 10^{-3}$ . With the reference velocity at 4.2 m,  $C_{D4.2} = 6.2 \times 10^{-3}$ , and with the reference velocity at 12.2 m above the bottom (midwater depth),  $C_{D12.2} = 4.3 \times 10^{-3}$ . The results are summarized in table 2. The drag coefficient was not obtained for the depth-averaged velocity since the profiles did not cover the entire water column.

## DISCUSSION

This analysis of UGC current profiles is a first evaluation of bottom friction effects using logarithmic profiles. Near the bottom, periodic tidal forcing predominated over that of wind and wave forcing, which propagates inwards from the surface. Except for the gravity current events observed during neap tides, the fortnightly cycle is assumed to have

Al aproximarse el cambio de sentido de la corriente la capa logarítmica fue muy delgada o inexistente y los valores de  $R$  fueron menores a 0.95. La figura 4 muestra perfiles de velocidad y sus ajustes durante dos ciclos semidiurnos en mareas vivas y en mareas muertas. En estas últimas se observa que el cambio de sentido de la corriente de marea se anula cerca del fondo, tanto al inicio como al final del ciclo quincenal, generándose un flujo neto hacia fuera del Alto Golfo (velocidad negativa) en una capa de 7 a 8 m de espesor próxima al fondo. El flujo neto se observa también en el diagrama progresivo de vectores de la corriente a 5.2 m sobre el fondo (fig. 2). Esta condición contrastante, atribuida a una corriente de gravedad, se observó durante 4–6 ciclos semidiurnos, con velocidad de hasta  $-0.3 \text{ m s}^{-1}$  en el núcleo centrado a 4–6 m sobre el fondo. Se obtuvieron algunos ajustes válidos de perfil logarítmico en una capa delgada bajo el núcleo de la corriente de gravedad.

### Esfuerzo de corte en el fondo

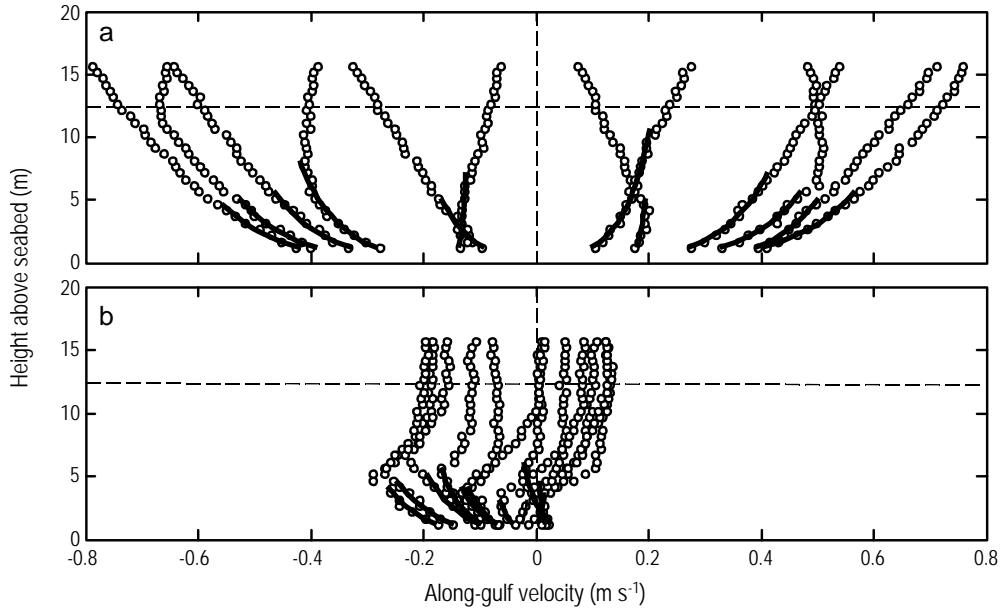
El esfuerzo de corte en el fondo muestra variación semidiurna durante mareas vivas, con valores máximos de  $\pm 2.5 \text{ Pa}$  (fig. 5), correspondientes a valores máximos de  $u_*$  de  $\pm 0.05 \text{ m s}^{-1}$ . Los máximos de  $\tau_0$  en mareas muertas fueron dos a tres veces más pequeños que en mareas vivas y predominaron valores negativos. Asimismo, durante mareas muertas mostraron variación diurna, en contraste con la frecuencia semidiurna que predominó en el ciclo quincenal. La media del esfuerzo de fondo en 14.7 días fue  $-0.14 \text{ Pa}$ , y representa un esfuerzo residual hacia el sureste, a lo largo y hacia fuera del Alto Golfo. Los vacíos en la serie corresponden a ajustes logarítmicos con  $R < 0.95$ , en condiciones de corriente débil.

### Escala de rugosidad y coeficiente de fricción

El parámetro de rugosidad del fondo fue menor que  $0.05 \text{ m}$  durante la mayor parte de la serie quincenal (fig. 6). La media de  $z_0$  en mareas vivas fue  $0.06 \text{ m}$  ( $DE = 0.11 \text{ m}$ ) mientras que la media de mareas muertas fue  $0.16 \text{ m}$  ( $DE = 0.14 \text{ m}$ ). La moda ( $0.02\text{--}0.03 \text{ m}$ ) es mejor valor estadístico en virtud de la marcada asimetría de la distribución. La figura 6 muestra que los mayores valores de  $z_0$  y los más amplios intervalos de confianza se obtuvieron durante mareas muertas.

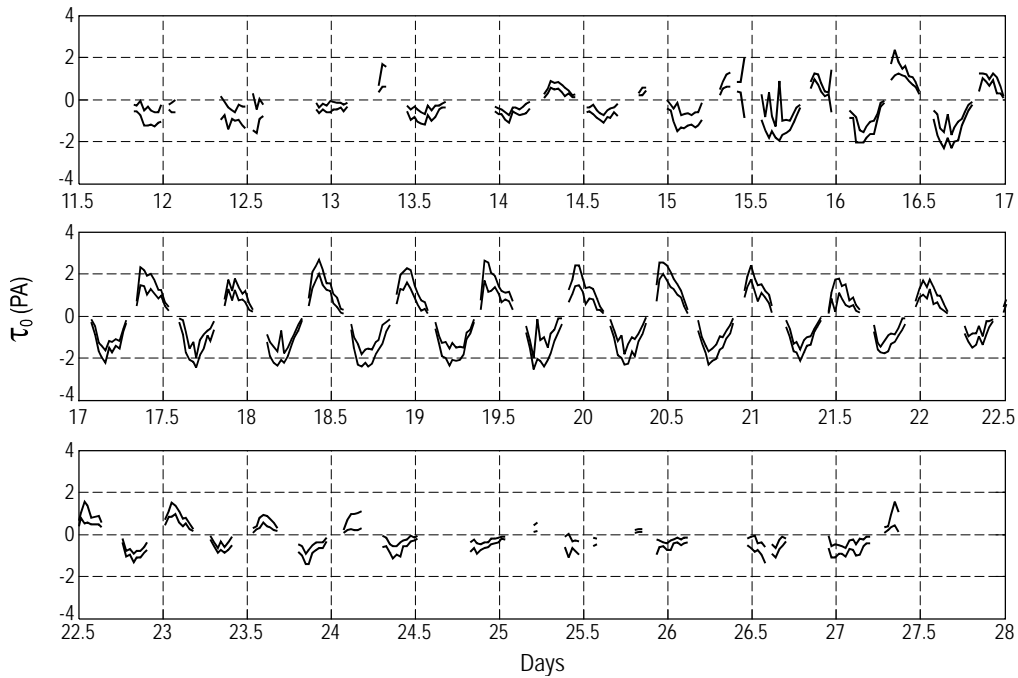
El coeficiente de fricción obtenido de  $u_*^2 = C_{D1.2} U_{1.2}^2$ , con base en la velocidad a 1.2 m sobre el fondo, fue  $11.4 \times 10^{-3}$ . Los resultados del cálculo por separado para flujo y refluo fueron  $9.9 \times 10^{-3}$  y  $10.3 \times 10^{-3}$ , respectivamente (fig. 7). Con los datos registrados durante mareas vivas (7.3 días) se obtuvo  $C_{D1.2} = 13.2 \times 10^{-3}$ , y con los datos alrededor de mareas muertas (7.3 días) se obtuvo un coeficiente más grande  $C_{D1.2} = 21.3 \times 10^{-3}$ . Con la velocidad de referencia a 4.2 m se obtuvo  $C_{D4.2} = 6.2 \times 10^{-3}$ , y con la velocidad de





**Figure 4.** Along-gulf velocity profiles measured at site W3 during a semidiurnal cycle of (a) spring tides and (b) neap tides. The fitted profiles are indicated with solid lines. The horizontal dashed line represents mean water depth.

**Figura 4.** Muestra de perfiles de velocidad a lo largo del golfo medidos en el sitio W3 durante un ciclo semidiurno de (a) mareas vivas y (b) mareas muertas. Los perfiles ajustados se indican con líneas continuas. La línea discontinua horizontal indica la profundidad media.



**Figure 5.** Bed shear stress ( $\tau_0$ ) during a fortnightly cycle. Only 95% confidence intervals are plotted. Days correspond to August 1997.

**Figura 5.** Esfuerzo de corte en el fondo ( $\tau_0$ ) durante un ciclo quincenal. Se grafica únicamente el intervalo de confianza de 95%. Los días corresponden al mes de agosto de 1997.

recorded the dominant variability caused by the astronomical tide.

### Shear stress

The magnitude of  $\tau_0$  is consistent with the macrotidal conditions that prevail in the UGC and is similar to the magnitudes obtained in regions with comparable tidal ranges and maximum currents of around  $1 \text{ m s}^{-1}$  (Lueck and Lu 1997, Elliott 2002). The marked quarterdiurnal peaks of  $\tau_0$  are almost symmetrical during spring tides and indicate the notable influence of the tide. In contrast, during neap tides the peaks show a semidiurnal frequency and are, in general, negative. This change is attributed to the formation of near-bottom gravity currents that flowed out of the UGC. These events have been described by Lavín *et al.* (1998), based on currents and hydrography, and by Alvarez and Jones (2002), who analyzed suspended-sediment flux. The events occurred during the two neap tide samplings and produced a mean outward bottom stress, consistent with the direction of the net flux in the UGC. More details of neap tide conditions are given below.

### Bottom roughness and drag coefficient

The roughness scale obtained exceeds the typical values of muddy bottoms. During the intense spring-tide currents the mode ranged from 0.02 to 0.03 m, and during the slow neap-tide currents and close to the current reversal it was one to two orders of magnitude higher than the cited mode (off the scale in fig. 6). The roughness scale is expected to be small where bottom sediments consist primarily of silt and clay, such as at the sampling site. Typical roughness of muddy-sandy bottoms ranges from 0.0002 to 0.0007 m (Soulsby 1983). According to Cheng *et al.* (1999), it can be assumed that  $z_0$  remains constant over a certain time (typically for several hours) during which the bottom surface adjusts to the current conditions. Following this criterion, the semidiurnal mean values of the fortnightly series of  $z_0$

referencia a 12.2 m sobre el fondo (media agua) se obtuvo  $C_{D12.2} = 4.3 \times 10^{-3}$ . Los resultados se resumen en la tabla 2. No se obtuvo el coeficiente de fricción para la velocidad promediada en la vertical en virtud de que los perfiles no cubrieron toda la columna de agua.

### DISCUSIÓN

El análisis de perfiles de corriente en el Alto Golfo es una primera evaluación de los efectos friccionales del fondo con base en el método del perfil logarítmico. Cerca del fondo, el forzamiento periódico de la marea predominó sobre otros que se propagan desde la superficie hacia el interior, como el del viento y las olas. Con excepción de los eventos de corrientes de gravedad observados durante mareas muertas, se supone que el ciclo quincenal ha registrado la variabilidad dominante causada por la marea astronómica.

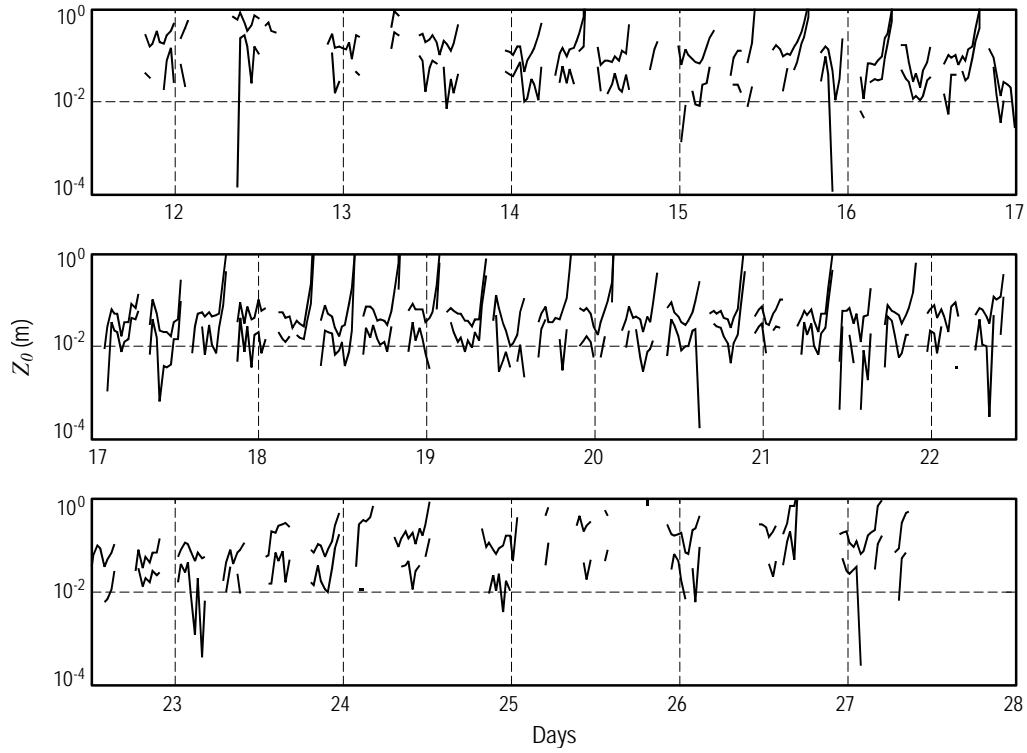
### Esfuerzo de corte

La magnitud de  $\tau_0$  es consistente con las condiciones macromareales que prevalecen en el Alto Golfo y es similar a las magnitudes obtenidas en regiones con rangos de marea similares y corrientes máximas cercanas a  $1 \text{ m s}^{-1}$  (Lueck y Lu 1997, Elliott 2002). Los marcados picos cuartidiurnos de  $\tau_0$  son casi simétricos durante las mareas vivas y muestran la notable influencia de la marea. En contraste, durante mareas muertas los picos cambiaron a semidiurnos y generalmente negativos. Este cambio se atribuye a la formación de corrientes de gravedad que fluyeron hacia fuera del Alto Golfo, cerca del fondo. Dichos eventos se han descrito por Lavín *et al.* (1998), con base en corrientes e hidrografía, y por Alvarez y Jones (2002) al analizar flujo de sedimento en suspensión. Los eventos ocurrieron durante los dos muestreos de mareas muertas y produjeron un esfuerzo promedio en el fondo dirigido hacia fuera del Alto Golfo, consistente con el sentido del flujo neto. Más detalles sobre las condiciones de mareas muertas se analizan al final de esta sección.

**Table 2.** Drag coefficient ( $C_D$ ) and 95% confidence interval obtained from the least squares fit.

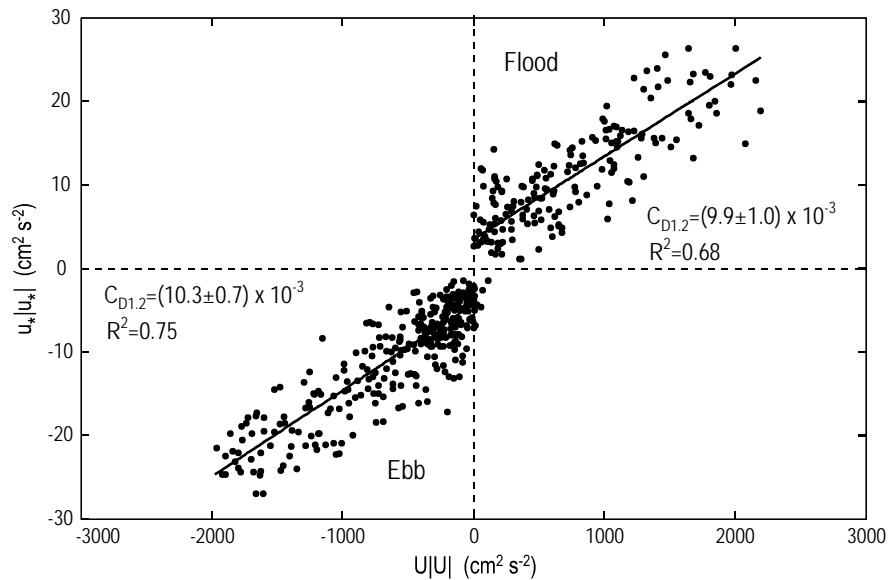
**Tabla 2.** Coeficiente de fricción ( $C_D$ ) y el intervalo de confianza de 95% obtenidos con el ajuste de cuadrados mínimos.

Data used for the regression	Reference velocity height (m)	$C_D \pm 95\% \text{ CI} \times 10^3$	Intercept $\pm 95\% \text{ CI}$	Correlation coefficient $R$
All	1.2	$13.6 \pm 0.5$	$2.2 \pm 0.3$	0.87
Flood tide	1.2	$9.9 \pm 1.0$	$3.5 \pm 1.0$	0.83
Ebb tide	1.2	$10.3 \pm 0.7$	$-4.3 \pm 0.5$	0.87
Spring tides, 7.3 days	1.2	$13.2 \pm 0.5$	$-1.1 \pm 1.1$	0.96
Neap tides, 7.3 days	1.2	$21.3 \pm 1.0$	$-0.23 \pm 0.7$	0.76
All	4.2	$6.2 \pm 0.3$	$3.6 \pm 0.4$	0.78
All	12.2	$4.3 \pm 0.2$	$2.0 \pm 0.2$	0.92



**Figure 6.** Bed roughness scale ( $z_0$ ) during a fortnightly cycle. Only 95% confidence intervals are plotted. Days correspond to August 1997.

**Figura 6.** Escala de rugosidad del fondo ( $z_0$ ) durante un ciclo quincenal. Se grafica únicamente el intervalo de confianza de 95%. Los días corresponden al mes de agosto de 1997.



**Figure 7.** Calculation of the drag coefficient ( $C_D$ ) with reference velocity ( $U_{1.2}$ ) measured at 1.2 m above the seabed, with flood and ebb tide data. The 95% confidence interval is shown.

**Figura 7.** Cálculo del coeficiente de fricción ( $C_D$ ) con velocidad de referencia ( $U_{1.2}$ ) medida a 1.2 m sobre el fondo, con datos de flujo y refluo. Se indica el intervalo de confianza de 95%.

indicate a decrease at  $\sim 0.04$  m during spring tides, but the values are high during neap tides at both ends of the series. Given the relationship between  $z_0$  and  $C_D$ , the high  $z_0$  values correspond to the high  $C_D$  values, resulting in  $C_{D1.2} \approx 10^{-2}$  under the homogeneous thermohaline conditions of spring tides. As it is based on the current at 1.2 m above the seabed,  $C_D$  should include the effect of form friction, as well as that of skin friction (Smith and McLean 1977, Dyer 1986). Other studies have reported wide variability and dispersion of  $C_D$  based on velocity at 1 m from the bottom, because of an increase in roughness due to the development of ripples as seabeds respond to changes in  $\tau_0$ . These bottom forms do not develop in predominantly silty and clay bottoms like those of the sampling site in the UGC. The calculations with reference velocity at 12.2 m above the bottom show a reduction in  $C_D$  to  $4.3 \times 10^{-3}$ , which exceeds the typical value of  $2.5 \times 10^{-3}$  that is based on the depth-averaged velocity. This value also differs from the low value ( $C_D = 0.6 \times 10^{-3}$ ) calculated for the same site in the UGC by Howarth and Souza (2005) based on Reynolds stresses and depth-averaged velocity. It is interesting to note that the tendency reported in other studies of coastal waters is towards high and variable values of  $C_D$  ( $\sim 10^{-2}$ ) and  $z_0$ , when based on near-bottom velocities (e.g., Gross and Nowell 1983, Green and McCave 1995, Whitehouse 1995, Lueck and Lu 1997, Collins *et al.* 1998, Cheng *et al.* 1999). The notable dispersion of the  $z_0$  and  $C_D$  values has been attributed to the fact that the conditions for fluid homogeneity and current stationarity were not met. According to Wilkinson (1984), the most important cause of variation in the roughness scale is the lack of stationarity of the current, since the bottom stress is not necessarily in phase with the current velocity (Sousby 1983). In the UGC, the correlation between  $\tau_0$  and  $U$  at 16 m above the seabed shows a 1-h lag; Souza *et al.* (2004) reported a similar delay ( $\sim 1$  h) between the production of turbulent kinetic energy at 12 m and that near the bottom, at the same site in the UGC.

Green and McCave (1995) analyzed observations using an ADCP under similar conditions as those of this study and attributed the great variation in  $z_0$  to the stratification caused by the high concentration of suspended sediment near the bottom. Given the high suspended-sediment concentrations and the stratification observed during neap tides in the UGC, the profile series obtained at site W3 during the tidal stations were used to evaluate the possible effect on the velocity profile and vertical mixing. Gradient Richardson numbers were calculated:

$$Ri = (g/\rho)[(\partial\rho/\partial z)/(\partial U/\partial z)^2] \quad (3)$$

for stratification caused by water density and

$$Ri_S = g[(\rho_S - \rho)/\rho_S \rho][(\partial C/\partial z)/(\partial U/\partial z)^2] \quad (4)$$

### Rugosidad del fondo y coeficiente de fricción

La escala de rugosidad obtenida excede los valores típicos de fondos lodosos. Durante las corrientes intensas de mareas vivas la moda fue entre 0.02 y 0.03 m y durante las corrientes lentas de mareas muertas y cerca de la inversión del flujo aumentó uno a dos órdenes de magnitud mayores que la moda citada (fuera de escala en la fig. 6). Se espera que la escala de rugosidad sea pequeña donde los sedimentos del fondo son principalmente limo y arcilla, tal como los del sitio de medición. La rugosidad típica de fondos lodoso-arenosos varía entre 0.0002 y 0.0007 m, de acuerdo con Soulsby (1983). Según Cheng *et al.* (1999), puede suponerse que  $z_0$  permanece constante durante cierto tiempo (típicamente durante unas horas) durante el cual la superficie del fondo se ajusta a las condiciones de la corriente. Siguiendo este criterio, los promedios semidiurnos de la serie quincenal de  $z_0$  muestran un decrecimiento a  $\sim 0.04$  m durante las mareas vivas pero se mantienen los valores altos hacia las mareas muertas en los dos extremos de la serie. En virtud de la relación entre  $z_0$  y  $C_D$ , los valores grandes de  $z_0$  corresponden a valores grandes del  $C_D$ , resultando  $C_{D1.2} \approx 10^{-2}$  bajo las condiciones termohalinas homogéneas de mareas vivas. Por estar basado en la corriente a 1.2 m sobre el fondo,  $C_D$  debe incluir el efecto de la fricción de forma del fondo, además de la fricción de superficie (Smith y McLean 1977, Dyer 1986). Otros estudios han obtenido gran variabilidad y dispersión de  $C_D$  basado en la velocidad a 1 m del fondo, atribuible a un aumento de rugosidad por el desarrollo de rizaduras como respuesta de lechos móviles al cambio en  $\tau_0$ . Estas formas del fondo no se desarrollan en fondos donde predominan el limo y la arcilla, como en el sitio de observación del Alto Golfo. Los cálculos con velocidad de referencia a 12.2 m sobre el fondo dan una reducción de  $C_D$  a  $4.3 \times 10^{-3}$ , el cual excede el valor típico de  $2.5 \times 10^{-3}$  que se basa en el promedio vertical de velocidad. También contrasta con el bajo valor reportado por Howarth y Souza (2005) para el mismo sitio del Alto Golfo, quienes calcularon  $C_D = 0.6 \times 10^{-3}$  con base en los esfuerzos de Reynolds y la velocidad promedio en la vertical. Es interesante que la tendencia expuesta en otros estudios de aguas costeras es hacia valores altos y variables de  $C_D$  ( $\sim 10^{-2}$ ) y de  $z_0$ , cuando se basan en velocidades cercanas al fondo (e.g., Gross y Nowell 1983, Green y McCave 1995, Whitehouse 1995, Lueck y Lu 1997, Collins *et al.* 1998, Cheng *et al.* 1999). La notable dispersión de valores de  $z_0$  y del  $C_D$  se ha atribuido a que no se cumplen estrictamente las condiciones de homogeneidad del fluido y estacionaridad de la corriente. Según Wilkinson (1984), la causa más importante de la variación en la escala de rugosidad es la falta de estacionaridad de la corriente lo cual conduce a que el esfuerzo de fondo no esté necesariamente en fase con la velocidad de la corriente (Sousby 1983). En el Alto Golfo la correlación entre  $\tau_0$  y  $U$  a 16 m sobre el fondo

for stratification caused by suspended sediments, where  $g$  is the acceleration due to gravity,  $\rho_s = 2650 \text{ kg m}^{-3}$  is the sediment density,  $\rho$  is the water density,  $C$  is the concentration of suspended sediments, and  $U$  is the speed of the current (Whitehouse 1995). The Richardson number calculated every 0.5 m was vertically averaged between 1.7 and 8.7 m above the seabed. Values of  $Ri > 0.25$  were obtained during neap tides, indicating that vertical mixing was inhibited especially near the bottom. During spring tides, the  $Ri$  values were around 0.03 (except when velocity was close to zero), which indicates that turbulence generated vertical mixing in quasi-homogeneous conditions. In turn,  $Ri_S$  was generally greater than 0.03 during spring tides, even under fast currents, because of the suspended-sediment concentration gradients during the periodic tidal resuspension events (fig. 8). Turbulence is maintained if  $Ri < 0.25$ ; however,  $Ri \leq 0.03$  is

muestra un desfase de 1 h, lo cual es consistente con los resultados de Souza *et al.* (2004), quienes reportan un retraso similar ( $\sim 1$  h) entre la producción de energía cinética turbulenta a 12 m y la producción cerca del fondo en el mismo sitio del Alto Golfo.

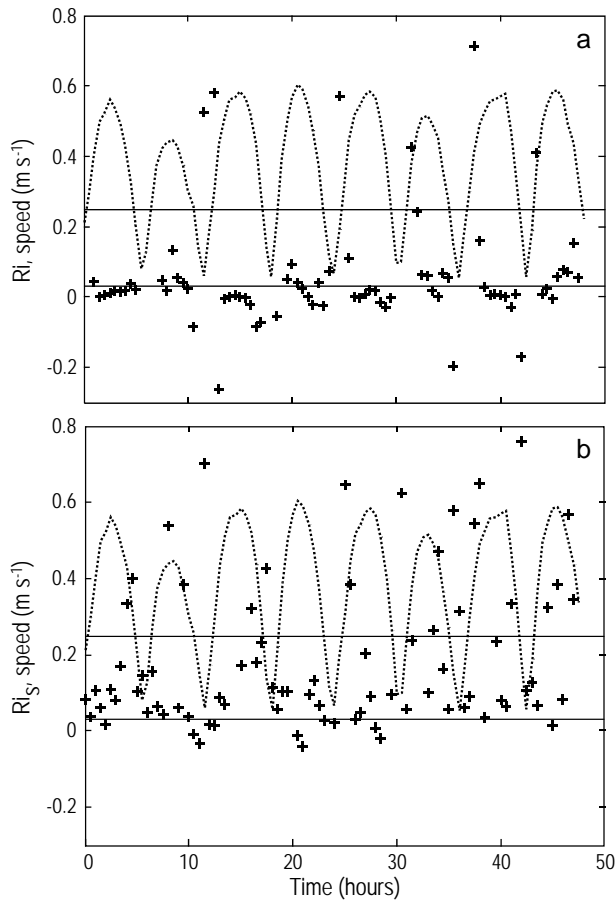
Green y McCave (1995) analizaron observaciones con ADCP en condiciones similares a las de este trabajo y atribuyeron la gran variación de  $z_0$  a la estratificación causada por la alta concentración de sedimento en suspensión cerca del fondo. Dadas las altas concentraciones de sedimento en suspensión y la estratificación en mareas muertas observadas en el Alto Golfo, se usaron las series de perfiles obtenidos en el sitio W3 durante las variaciones diurnas para evaluar el posible efecto sobre la mezcla vertical y el perfil de velocidad. Se calcularon los números de Richardson de gradiente:

$$Ri = g/\rho[(\partial\rho/\partial z)/(\partial U/\partial z)^2] \quad (3)$$

para la estratificación por densidad del agua y

$$Ri_S = g[(\rho_s - \rho)/\rho_s \rho][(\partial C/\partial z)/(\partial U/\partial z)^2] \quad (4)$$

para la estratificación por sedimento en suspensión, donde  $g$  es la aceleración de la gravedad,  $\rho_s = 2650 \text{ kg m}^{-3}$  es la densidad del sedimento,  $\rho$  es la densidad del agua,  $C$  es la concentración de sedimento en suspensión, y  $U$  es la rapidez de la corriente (Whitehouse 1995). El número de Richardson calculado cada 0.5 m se promedió en la vertical entre 1.7 y 8.7 m sobre el fondo. En mareas muertas se obtuvieron valores de  $Ri > 0.25$ , lo cual indica que la mezcla vertical se inhibió principalmente cerca del fondo. Durante las mareas vivas los valores de  $Ri$  fueron cercanos a 0.03 (excepto cuando la velocidad fue cercana a cero), lo que indica que la turbulencia generó mezcla vertical en condiciones casi homogéneas. En cambio,  $Ri_S$  fue en general mayor que 0.03 en mareas vivas, aun con corriente rápida, en virtud de los gradientes de concentración de sedimento suspendido durante los eventos periódicos de resuspensión por marea (fig. 8). La turbulencia se mantiene si  $Ri < 0.25$ ; sin embargo, se requiere  $Ri \leq 0.03$  para que no se afecten las fluctuaciones turbulentas y el perfil de velocidad (Heathershaw 1979, Whitehouse 1995). Los valores del número de Richardson obtenidos para el Alto Golfo indican que el perfil de velocidad se desarrolló bajo estratificación estable cerca del fondo aun durante la corriente máxima de mareas vivas debido al gradiente de concentración de material suspendido, mas no a causa del gradiente de densidad del agua. Este último, en cambio, afectó los perfiles en mareas muertas. La estratificación estable afecta la variación vertical de velocidad de la forma  $\log(z) = f(U)$ , produciendo un perfil cóncavo hacia el fondo (Dyer 1986). Esta desviación se observa en los perfiles de velocidad del Alto Golfo, principalmente cuando se presentaron las mayores velocidades (fig. 9). Heathershaw (1979)



**Figure 8.** Gradient Richardson number  $Ri$  for thermohaline stratification (a) and  $Ri_S$  for stratification caused by suspended sediment (b). The straight lines indicate the values 0.03 and 0.25. The dotted line indicates the speed of the current.

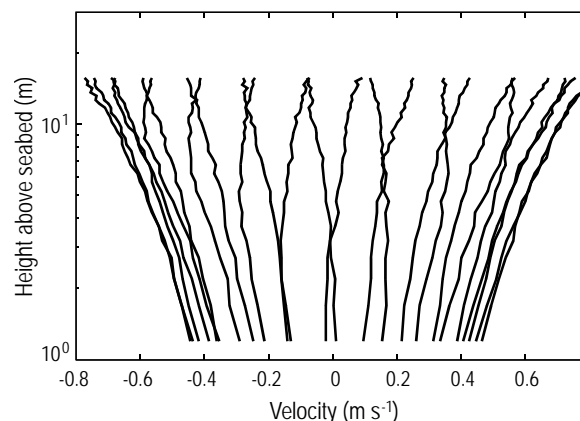
**Figura 8.** Número de Richardson de gradiente  $Ri$  para estratificación termohalina (a) y  $Ri_S$  para estratificación por sedimento en suspensión (b). Las rectas indican los valores 0.03 y 0.25. La línea punteada indica la rapidez de la corriente.

necessary for the turbulent fluctuations and velocity profile to remain unaffected (Heathershaw 1979, Whitehouse 1995). The Richardson number values obtained in the UGC indicate that the velocity profile developed under stable near-bottom stratification even during the maximum spring tide current because of the suspended-matter concentration gradient, but not because of the water density gradient. The latter, in turn, affected the profiles during neap tides. Stable stratification affects the vertical variation of velocity,  $\log(z) = f(U)$ , producing a concave profile towards the bottom (Dyer 1986). This deviation was observed in the UGC velocity profiles, mainly when the highest velocities occurred (fig. 9). Heathershaw (1979) estimated that a quasi-neutral stability ( $Ri_s \leq 0.03$ ) is maintained if the concentration of suspended fine sand is  $C \leq 52.3 \text{ mg L}^{-1}$  at 1 m from the bottom, when  $u_* = 0.03 \text{ m s}^{-1}$ . The maximum concentrations observed at 1 m above the seabed in the UGC were close to this critical concentration during spring tides, when the friction velocity ranged from 0.03 to 0.04  $\text{m s}^{-1}$ ; this indicates that stratification due to suspended sediments was able to marginally affect the velocity profiles. An important consequence of stable stratification is that the profile method produces an overestimation of  $\tau_0$  and the apparent  $z_0$  (Friedrichs *et al.* 2000) and, therefore, of  $C_D$ . The greater the height above the seabed, the greater the deviation of the profile observed relative to the logarithmic profile, producing an overestimation of  $\tau_0$ , as has been indicated by Rippeth *et al.* (2002). One way of reducing the effect of this deviation in upper levels is to carry out the fit with less bins, even though certain arbitrariness may be introduced. In the UGC, a logarithmic fit using only velocity data from between 1.2 and 4.7 m above the seabed (the first eight bins) reduced  $\tau_0$  by 10%, on average, during spring tides. This confirms that near-bottom stratification conditions cause an overestimation of the shear stress calculated with the profile method.

The available information does not explain the high  $C_D$  values. Further studies are therefore needed to understand the friction regime in the UGC, not only during neap tides, when the stratification caused by gravity currents affects the reliability of the logarithmic profile method, but also during spring tides, when sediment resuspension generates density gradients. Since this is the first analysis of this type for the UGC, the parameters calculated in this study should be considered a first approximation until the application of other methods will enable comparisons.

#### ACKNOWLEDGEMENTS

This study was financed by the Mexican Council for Science and Technology (CONACYT project 3007P-T) and by CICESE (project 5430). Thanks are due to R Ramírez-M, V Godínez-S, and S Sánchez-M for their assistance at sea, and to JF Moreno and the crew of the R/V *Francisco de Ulloa*, under the command of G Sánchez, for their support.



**Figure 9.** Velocity profiles every 0.5 h, between 1.2 and 15.7 m above the seabed, during a semidiurnal cycle of spring tides. The profiles are concave towards the seabed mainly during maximum current velocities.

**Figura 9.** Perfiles de velocidad cada 0.5 h, entre 1.2 y 15.7 m sobre el fondo, durante un ciclo semidiurno de mareas vivas. Los perfiles muestran una concavidad hacia el fondo principalmente durante las velocidades máximas de la corriente.

estima que la estabilidad casi neutra ( $Ri_s \leq 0.03$ ) se mantiene si la concentración de arena fina en suspensión es  $C \leq 52.3 \text{ mg L}^{-1}$  a 1 m del fondo, cuando  $u_* = 0.03 \text{ m s}^{-1}$ . Las máximas concentraciones observadas a 1 m sobre el fondo en el Alto Golfo fueron cercanas a esta concentración crítica durante mareas vivas, cuando la velocidad friccional varió entre 0.03 y 0.04  $\text{m s}^{-1}$ , lo cual indica que la estratificación por sedimento en suspensión pudo afectar marginalmente los perfiles de velocidad. Una consecuencia importante de la estratificación estable es que el método del perfil produce una sobreestimación de  $\tau_0$  y la aparente  $z_0$  (Friedrichs *et al.* 2000) y, por lo tanto, de  $C_D$ . A mayor altura sobre el fondo hay un mayor desvío del perfil observado con respecto al logarítmico, lo que produce una sobreestimación de  $\tau_0$ , tal como lo han hecho notar Rippeth *et al.* (2002). Una forma de disminuir el efecto de este desvío en niveles superiores es hacer el ajuste con menos celdas, aunque se introduce cierta arbitrariedad. En el Alto Golfo, un ajuste logarítmico usando datos de velocidad únicamente entre 1.2 y 4.7 m sobre el fondo (las primeras ocho celdas), redujo  $\tau_0$  en 10%, en promedio, durante las mareas vivas; esto confirma que las condiciones de estratificación cerca del fondo causan una sobreestimación del esfuerzo de corte calculado con el método del perfil.

La información disponible no explica los altos valores de  $C_D$ ; por lo tanto, se requieren estudios adicionales para entender el régimen friccional del Alto Golfo, no sólo durante las mareas muertas cuando la estratificación causada por las corrientes de gravedad afecta la confiabilidad del método del perfil logarítmico, sino también durante mareas vivas, cuando la resuspensión de sedimento genera gradientes de

The opinions and suggestions of two anonymous reviewers helped to considerably improve the final version of this paper.

English translation by Christine Harris.

## REFERENCES

- Alvarez LG. 2003. Suspended sediment dynamics in the Upper Gulf of California. Ph.D. thesis, University of Wales, Bangor, 175 pp.
- Alvarez LG, Jones SE. 2002. Factors influencing suspended sediment flux in the Upper Gulf of California. *Estuar. Coast. Shelf Sci.* 24: 747–759.
- Alvarez LG, Jones SE. 2004. Short-term observations of suspended particulate matter in a macro-tidal inverse estuary: The Upper Gulf of California. *J. Coast. Res.* 20(3): 646–654.
- Alvarez LG, Suárez-Vidal F, Mendoza-Borunda R, Escobar-González M. 2009. Bathymetry and active geological structures in the Upper Gulf of California. *Bol. Soc. Geol. Mex.* 61(1): 129–141.
- Bowden KF. 1978. Physical problems of the benthic boundary layer. *Geophys. Sur.* 3: 255–296.
- Carriquiry JD, Sánchez A. 1999. Sedimentation in the Colorado River Delta and Upper Gulf of California after nearly a century of discharge loss. *Mar. Geol.* 158: 125–145.
- Cheng RT, Gartner JW, Cacchione D, Tate GB. 1998. Flow and suspended particulate transport in a tidal bottom layer, south San Francisco Bay, California. In: Dronkers and Scheffers (eds.), *Physics of Estuaries and Coastal Seas*. Balkema, Rotterdam.
- Cheng RT, Ling C-H, Gartner JW, Wang PF. 1999. Estimates of bottom roughness length and bottom shear stress in south San Francisco Bay, California. *J. Geophys. Res.* 104(C4): 7715–7728.
- Collins MB, Ke X, Gao S. 1998. Tidally-induced flow structure over intertidal flats. *Estuar. Coast. Shelf Sci.* 46: 233–250.
- Dyer KR. 1986. *Coastal and Estuarine Sediment Dynamics*. John Wiley, New York, 342 pp.
- Elliott AJ. 2002. The boundary layer character of tidal currents in the eastern Irish Sea. *Estuar. Coast. Shelf Sci.* 55: 465–480.
- Friedrichs DT, Wright LD, Hepworth DA, Kim SC. 2000. Bottom-boundary layer processes associated with fine sediment accumulation in coastal seas and bays. *Cont. Shelf Res.* 20: 807–841.
- Green MO, McCave IN. 1995. Seabed drag coefficient under tidal currents in the eastern Irish Sea. *J. Geophys. Res.* 100(C8): 16057–16069.
- Gross FT, Nowell ARM. 1983. Mean flow and turbulence scaling in a tidal boundary layer. *Cont. Shelf Res.* 2(2/3): 09–126.
- Heathershaw AD. 1979. The turbulent structure of the bottom boundary layer in a tidal current. *Geophys. J. R. Astron. Soc.* 58: 395–430.
- densidad. Considerando que este análisis se hace por primera vez en el Alto Golfo, los parámetros calculados en este trabajo son una primera aproximación en tanto la aplicación de otros métodos permite hacer comparaciones.

## AGRADECIMIENTOS

El estudio fue financiado por el CONACYT (México) mediante el proyecto 3007P-T, y por el CICESE mediante el proyecto 5430. Se agradece la participación de R Ramírez M, V Godínez S y S Sánchez M en las operaciones en el mar. Se agradece también el apoyo de JF Moreno y la tripulación del B/O *Francisco de Ulloa* al mando del capitán G Sánchez. Las opiniones y sugerencias de dos revisores anónimos mejoraron notablemente la forma final de este artículo.

- Howarth MJ, Souza AJ. 2005. Reynolds stress observations in continental shelf seas. *Deep-Sea Res.* II 52: 1075–1086.
- Lavin MF, Godínez VM, Alvarez LG. 1998. Inverse-estuarine features of the Upper Gulf of California. *Estuar. Coast. Shelf Sci.* 47: 769–795.
- Lesht BM. 1979. Relationship between sediment resuspension and the statistical frequency distribution of bottom shear stress. *Mar. Geol.* 32: M19–M27.
- Lueck RG, Lu Y. 1997. The logarithmic layer in a tidal channel. *Cont. Shelf Res.* 17(14): 1785–1801.
- Rippeth TP, Williams E, Simpson J. 2002. Reynolds stress and turbulent energy production in a tidal channel. *J. Phys. Oceanogr.* 32: 1242–1251.
- Smith JD, McLean SR. 1977. Spatially averaged flow over a wavy surface. *J. Geophys. Res.* 82(12): 1735–1746.
- Soulsby RL. 1983. The bottom boundary layer of shelf seas. In: Johns B (ed.), *Physical Oceanography of Coastal and Shelf Seas*. Chapter 5. Elsevier, Amsterdam, pp. 189–266.
- Souza AJ, Alvarez LG, Dickey TD. 2004. Tidally induced turbulence and suspended sediment. *Geophys. Res. Lett.* 31: 20309.
- Thompson RW. 1968. Tidal flat sedimentation on the Colorado River Delta, northwestern Gulf of California. *Geol. Soc. Am. Mem.* 107, 129 pp.
- Trowbridge JH, Chapman DC, Candela J. 1998. Topographic effects, straits and the bottom boundary layer. In: Brink KH, Robinson AR (eds.), *The Sea*. Vol 10. John Wiley.
- Whitehouse R. 1995. Observations of the boundary layer characteristics and the suspension of sand at a tidal site. *Cont. Shelf Res.* 15: 1549–1567.
- Wilkinson RH. 1984. A method for evaluating statistical errors associated with logarithmic velocity profiles. *Geo-Mar. Lett.* 3: 49–52.

*Received April 2010;*

*accepted July 2010.*