

INFLUENCIA DEL VIENTO Y LA CIRCULACIÓN EN LA ESTRUCTURA VERTICAL DE DISCONTINUIDADES MARINAS COSTERAS

EFFECTS OF WIND AND MARINE CIRCULATION ON THE
VERTICAL STRUCTURE OF COASTAL OCEANIC FRONTS

LUIS SOTO M. (*)

DANTE FIGUEROA M. (*) (**)

(*) Departamento de Física de la Atmósfera y del Océano
Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas
Universidad de Concepción
Casilla 4009, Concepción, Chile

(**) Centro EULA, Universidad de Concepción
Casilla 156 - C, Concepción, Chile

RESUMEN

Se muestra la influencia que tienen el viento y las corrientes marinas en la formación de discontinuidades marinas costeras (frentes), obteniéndose expresiones analíticas para la forma de la interfase frontal y para la distribución vertical de velocidades horizontales del agua.

Los resultados muestran que la intensidad del viento es determinante para establecer la forma de la interfase frontal. Si el viento es más intenso que cierto valor crítico puede cambiar la posición del frente y el signo de la pendiente de la interfase frontal.

SUMMARY

The effects of wind and marine circulation on the vertical structure of coastal oceanic fronts are shown. Analytical expressions are determined for frontal interface shape and for vertical distributions of horizontal water velocity.

Results indicate that frontal interface shape is determined by wind intensity. Front position and frontal interface slope sign may change for wind intensity exceeding a given threshold.

Key words: coastal fronts; river plume.

Recibido para publicación: 22 de julio de 1992.

INTRODUCCIÓN

Las zonas en que las propiedades del agua de mar cambian en forma abrupta son denominadas frentes marinos. Ellas se originan al interactuar diferentes tipos de aguas, estando sujetas a la acción de diferentes fuerzas, entre ellas la gravedad, la viscosidad, el roce del viento y del fondo marino, los gradientes de presión y la fuerza de empuje.

En este trabajo se usa un modelo sencillo para estudiar el efecto de variaciones de los vientos y la circulación costera sobre la estructura vertical de estos frentes y sobre la velocidad del fluido. Se analiza en particular el caso de una pluma de río, y su interacción con las aguas del ambiente costero.

BOWMAN e IVERSON (1978) consideraron frentes formados cuando aguas de la pluma de un río fluyen sobre las aguas del ambiente costero. Ellos supusieron que, en estado estacionario, las únicas fuerzas en juego para determinar el perfil del frente son las producidas por gradientes horizontales de presión, perpendiculares al frente, y el roce viscoso entre las capas de aguas. En particular esto implica asumir que los gradientes horizontales de la velocidad del fluido son suficientemente pequeños como para ignorar los efectos inerciales no-lineales de la velocidad, comparados con los términos internos de fricción.

En un sistema de coordenadas que se mueve con el frente, con ejes (x,y,z) paralelos al frente, perpendiculares al frente, y verticales, respectivamente, y correspondientes velocidades (u,v,w) , lo anterior equivale a escribir tanto para el agua de la pluma como para el agua del ambiente costero una ecuación simple de movimiento en la forma,

$$\frac{\partial p}{\partial y} = \rho A_v \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} \quad (1)$$

utilizando la aproximación de aguas poco profundas, además de la ecuación hidrostática en cada capa. En esta ecuación, ρ es la densidad del fluido, p es la presión, mientras que A_v representa el coeficiente de viscosidad turbulenta vertical, el que se supone independiente de la profundidad.

La figura 1 muestra las variables espaciales usadas en este trabajo. La distancia "y" se mide desde

el frente, en una dirección perpendicular a él. La profundidad "z" se mide desde la superficie, positiva hacia abajo. La profundidad a la que se encuentra la zona de separación entre las aguas de la pluma y las del ambiente costero es denominada h_1 , y es una función de la distancia "y", tal como se aprecia en la figura indicada; h_0 es la profundidad total del agua, y es supuesta constante en este trabajo.

Además de la ecuación (1) y una ecuación hidrostática se necesita, para cerrar el sistema, una ecuación de continuidad para cada región, la que BOWMAN e IVERSON eligen simplemente como $\partial v / \partial z = 0$ para la región de la pluma, y $\partial \bar{v} / \partial z = q = c_{te}$ para la región de las aguas del ambiente. "q" es el caudal, por unidad de distancia transversal, de las aguas del ambiente costero, debajo de la pluma.

Los perfiles de los frentes que se obtiene dependen de las condiciones de contorno utilizadas. Suponiendo, por ejemplo, que no hay deslizamiento relativo en el fondo ni en la interfase frontal entre las dos capas, se encuentra que el frente tiene un perfil del tipo cuadrático.

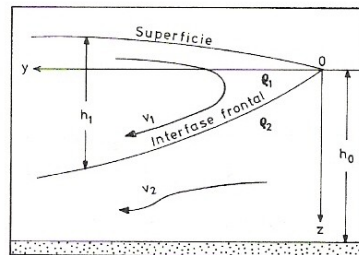


Figura 1.- Corte vertical mostrando la forma del frente y las coordenadas usadas.

Figure 1.- Vertical section showing frontal shape and coordinates in use.

El modelo de BOWMAN e IVERSON (1978) no considera el efecto que el viento y las mareas pueden tener sobre la dinámica de frentes costeros o de plumas de ríos. Sin embargo, mediciones experimentales muestran casos en que el viento y la marea parecen jugar un papel apreciable en el equilibrio de fuerzas (URRUTIA y FIGUEROA, 1992). En el presente trabajo se extiende el modelo de BOWMAN e IVERSON (1978) para considerar analíticamente el efecto que el viento y la circulación costera pueden tener sobre la forma del frente, donde tanto el viento como la circulación costera pueden depender del tiempo.

Consideración de viento y circulación costera.

Para tomar en cuenta el efecto del viento y la circulación costera sobre el frente, se puede establecer una nueva ecuación de movimiento en la forma

$$\frac{\partial v}{\partial t} = \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} + A_v \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} \quad (2)$$

El efecto del viento sobre el frente se considera a través de un esfuerzo dependiente del tiempo, actuando sobre la región superior del agua de la pluma en la forma

$$\tau(t) = \rho_a c_d [W(t)] |W(t)| W(t), \quad (3a)$$

donde ρ_a es la densidad del aire, c_d es el coeficiente de arrastre (una cantidad adimensional), y W es la velocidad del viento encima de la superficie del agua. En este trabajo se usó la representación de c_d dada por WU (1982).

$$c_d = (0,8 + 0,065 |W|) \times 10^{-3} \quad (3b)$$

en cuyo caso W debe ser considerado como el viento, en m/s, a 10 metros sobre la superficie del mar. WU (1982) asegura la validez de esta relación para vientos de hasta 15 m/s.

Para considerar el efecto de las mareas sobre el frente, puede suponerse que la forma de la interfase frontal depende del caudal de las aguas del ambiente costero, el cual varía con el tiempo (mareas), produciendo un flujo que en general podría ser representado por

$$q(t) = q_0 \cos(\omega t + \delta). \quad (4)$$

Las condiciones de contorno utilizadas aquí para resolver la ecuación (2), son las siguientes:

$$\rho_1 A_v \frac{\delta v}{\delta z} = \tau, \text{ en } z = 0, \quad (5a)$$

$$v_1 = 0, \text{ en } z = h_0, \quad (5b)$$

$$v_1 = v_2, \text{ en } z = h_1, \quad (5c)$$

$$\frac{\delta v_1}{\delta z} = \frac{\delta v_2}{\delta z}, \text{ en } z = h_1 \quad (5d)$$

donde los índices 1 y 2 se refieren a aguas *sobre* y *bajo* la interfase frontal, respectivamente (véase la Fig. 1).

Estas condiciones de contorno representan la existencia de esfuerzo del viento en la superficie, la anulación de la velocidad en el fondo, el no deslizamiento en la interfase frontal y la continuidad del esfuerzo en la interfase frontal, respectivamente.

RESULTADOS

Se resolvió la ecuación (2) junto con las ecuaciones de continuidad escritas arriba, utilizando las condiciones de contorno (5) para encontrar la distribución vertical de velocidades horizontales del agua en función de la profundidad y de la distancia al frente.

La solución de las ecuaciones mencionadas, considerando el efecto del viento y de la circulación costera, está dada por

$$v(z,t) = \frac{3(3z^2 - h_1^2)}{h_1(h_0 - h_1)(3h_0 + h_1)} q(t) \quad (6a)$$

$$+ \frac{1}{2} \left[\frac{h_1(3h_0 + h_1)(2z - h_1) - (h_0 + h_1)(3z^2 - h_1^2)}{h_1(3h_0 + h_1)} \right] \zeta(t)$$

para el agua que fluye *sobre* la interfase frontal que separa el agua de la pluma del ambiente costero, y por

$$v(z,t) = \frac{6}{(h_0 - h_1)^2 (h_0 + h_1)} [h_1(h_0 - z)(h_0 - h_1) - (3h_0 - 2h_1)(z - h_0)(z - h_1)] q(t)$$

$$- \frac{(h_0 + h_1)}{(3h_0 + h_1)(h_0 - h_1)} [h_1(h_0 - z)(h_0 - h_1) - (3h_0 - 2h_1)(z - h_0)(z - h_1)] \zeta(t)$$

$$+ \frac{1}{2(h_0 - h_1)^2} [h_1(h_0 - z)(h_0 - h_1) - (2h_0 - h_1)(z - h_0)(z - h_1)] \zeta(t) \quad (6b)$$

para el agua que fluye *bajo* la interfase que separa ambos tipos de aguas. Estas ecuaciones describen la variación con la profundidad de la velocidad horizontal perpendicular al frente, tal como se muestra en la figura 1, en aquel punto en que la profundidad de la interfase frontal es h_1 . La variable V está dada por:

$$(\tau / \rho_1 A_v)$$

Las ecuaciones anteriores muestran varios resultados interesantes. En primer lugar, se observa que la acción del viento no sólo incrementa la velocidad

superficial del agua de la pluma (y, por lo tanto, también la de la contracorriente en la pluma, para garantizar continuidad), sino que incluso puede invertir la pendiente de la interfase frontal, lo que equivale a "cambiar" de posición al frente, desde un costado de la pluma del río, que corresponde a la zona en que aguas del río difundiéndose se encuentran con las aguas de la corriente costera, al costado en que las aguas del río difundiéndose se encuentran con el viento, esto es, a barlovento de la pluma.

La forma de la interfase frontal, es decir, la relación entre la distancia horizontal "y", y la profundidad de la interfase h_1 a esa distancia "y", puede ser encontrada introduciendo las velocidades anteriores z_n (2) para el caso $z = h_1$. Ella está dada por

$$y = \frac{g \gamma h_0^3 n^2}{2A_v (6q - h_0^2 \zeta)} \left[1 - \frac{4}{9} \frac{(24q + h_0^2 \zeta)}{(6q - h_0^2 \zeta)} n \right] \quad (7)$$

$$+ \frac{1}{2} \left\{ 2 + \frac{(108q_0 + 18h_0^2(13q-1)\zeta + 3h_0^2(h_0^2+3)\zeta)}{9(6q-h_0^2\zeta)^2} n^2 + \dots \right\}$$

donde "n" es la profundidad normalizada

$$h_1 / h_0, \quad \text{y} \quad \gamma = (\rho_2 - \rho_1) / \rho_2$$

Cabe hacer notar que los valores de W y q que aparecen en las relaciones (6) y (7) corresponden a los valores instantáneos, $W(t)$ y $q(t)$.

Los resultados de BOWMAN e IVERSON (1978) son un caso particular de (6) y (7), los que pueden ser obtenidos haciendo $W=0$ (sin viento) y suponiendo $q = q_0 = \text{cte}$ (circulación costera constante).

De la figura 2 a la 5 se muestra la forma que asume el frente y la distribución vertical de las velocidades horizontales para algunos valores típicos de los parámetros ambientales (viento horizontal, situación de marea, etc.). Es importante señalar aquí que los valores de viento usados están referidos al sistema de coordenadas que se mueve con el frente, si bien la velocidad de este último normalmente es despreciable con respecto a la del viento.

En todas las figuras se muestra en el diagrama de la izquierda la forma que asume el frente, teniéndose el eje de las abscisas en kilómetros (distancia horizontal al frente) y el eje de las ordenadas en

metros (profundidad). En la figura del lado derecho se muestran las velocidades horizontales del agua, teniéndose el eje de las abscisas en cm/s y el eje de las ordenadas en metros (profundidad). Las velocidades mostradas corresponden a las que tiene el agua de la pluma y la costera a alguna distancia particular del frente. Esta distancia es indicada en el diagrama de la izquierda mediante una línea vertical. En todos los casos mostrados la circulación costera va de derecha a izquierda.

En todos estos casos se usó los valores $g = 0.01$, $g = 980 \text{ cm/s}^2$, $A_v = 8.5 \text{ cm}^2/\text{s}$, $h_0 = 10 \text{ m}$, $\rho_a = 1.22 \times 10^{-3} \text{ g/cm}^3$, $r = 1 \text{ g/cm}^3$, $c_d = 1.6 \times 10^{-3}$ y $q = q_0 = 1 \times 10^4 \text{ cm}^2/\text{s}$.

La figura 2 muestra el caso sin viento horizontal ($W = 0$), o sea el caso resuelto por BOWMAN e IVERSON (1978). En el diagrama de la izquierda, la interfase que separa las aguas de la pluma de las del ambiente costero alcanza la profundidad de 8 m a 20 km del frente (línea continua). Con el fin de comparar el efecto del caudal sobre la forma de la interfase frontal, en esta figura se muestra también la interfase para el caso de un caudal $q = q_0/2$ (línea de puntos). En este caso la interfase frontal alcanza una profundidad de 5 m a los 20 km de distancia del frente. Se observa que mientras menor es el caudal de la corriente costera, menor es el espesor de la pluma que él puede sostener en condiciones de equilibrio.

En el diagrama de la derecha de la figura 3, se muestra la velocidad horizontal del agua en el lugar, indicado mediante una línea vertical en el diagrama de la izquierda (a 10 km del frente), para los dos caudales considerados en esa figura. La profundidad a la cual está la interfase frontal, a 10 km del frente, se indica mediante una corta línea horizontal. Se observa que cerca de su superficie el agua de la pluma se desplaza hacia el frente (hacia la derecha), en tanto desde alrededor de 3 m hacia abajo (caudal q_0) y 1 m hacia abajo (caudal $q_0/2$), el agua se desplaza en la misma dirección de la circulación costera, incluso en la región inferior de la pluma. La velocidad máxima alcanzada por el agua es de alrededor de 25 cm/s a unos 7 m de profundidad,

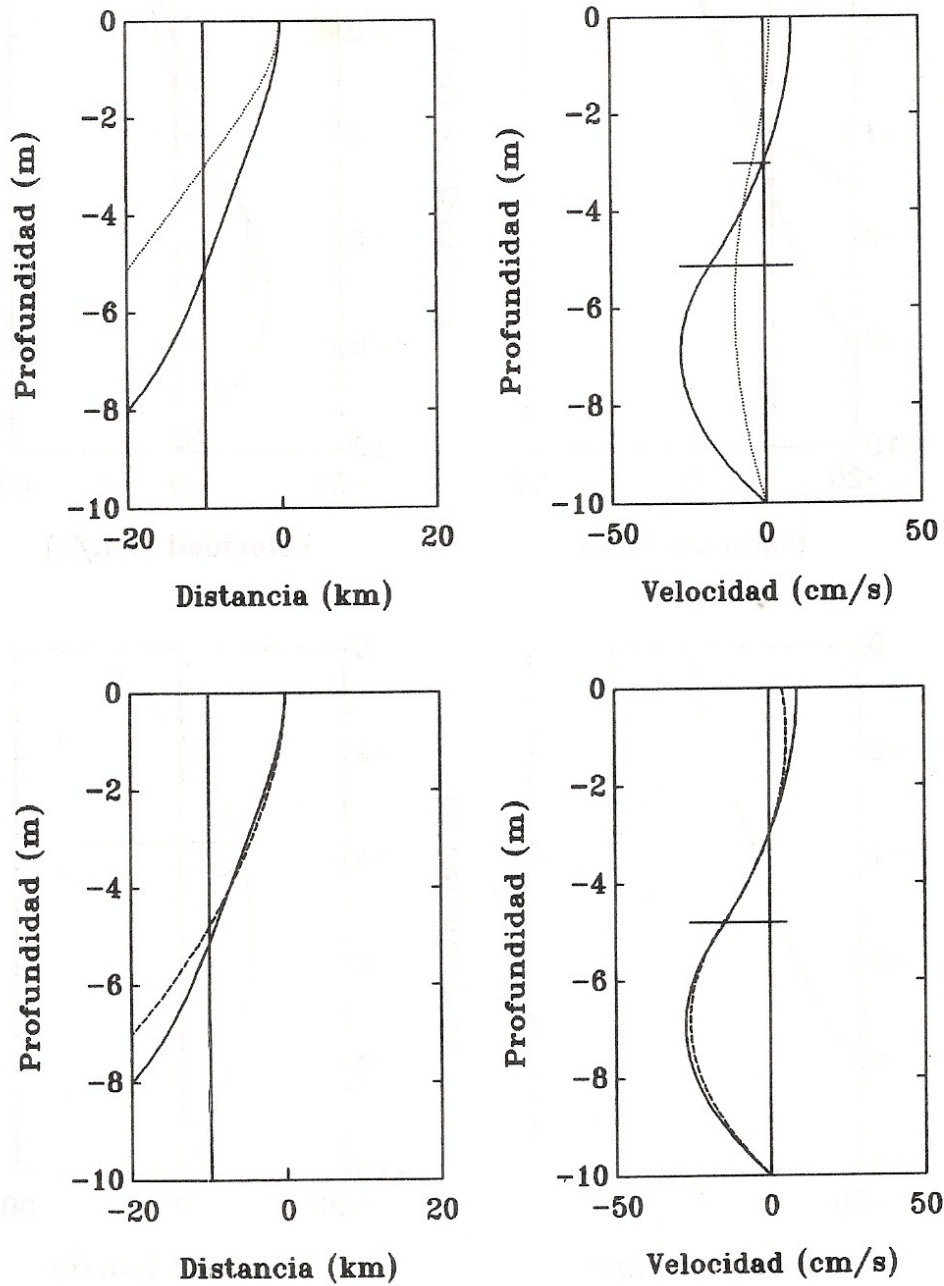


Figura 2 (arriba).- Forma del frente (izquierda) y velocidad del agua a 10 km del frente (derecha) en el caso sin viento.
 Figure 2 (top).- Frontal shape (left) and water velocity to 10 km from the front (right) in a event without wind.

Figura 3 (abajo).- Forma del frente (izquierda) y velocidad del agua a 10 km del frente (derecha) en el caso de viento de 8 m/s hacia la izquierda.
 Figure 3 (bottom).- Frontal shape (left) and water velocity to 10 km from the front (right) in a event of 8 m/s wind speed to the left.

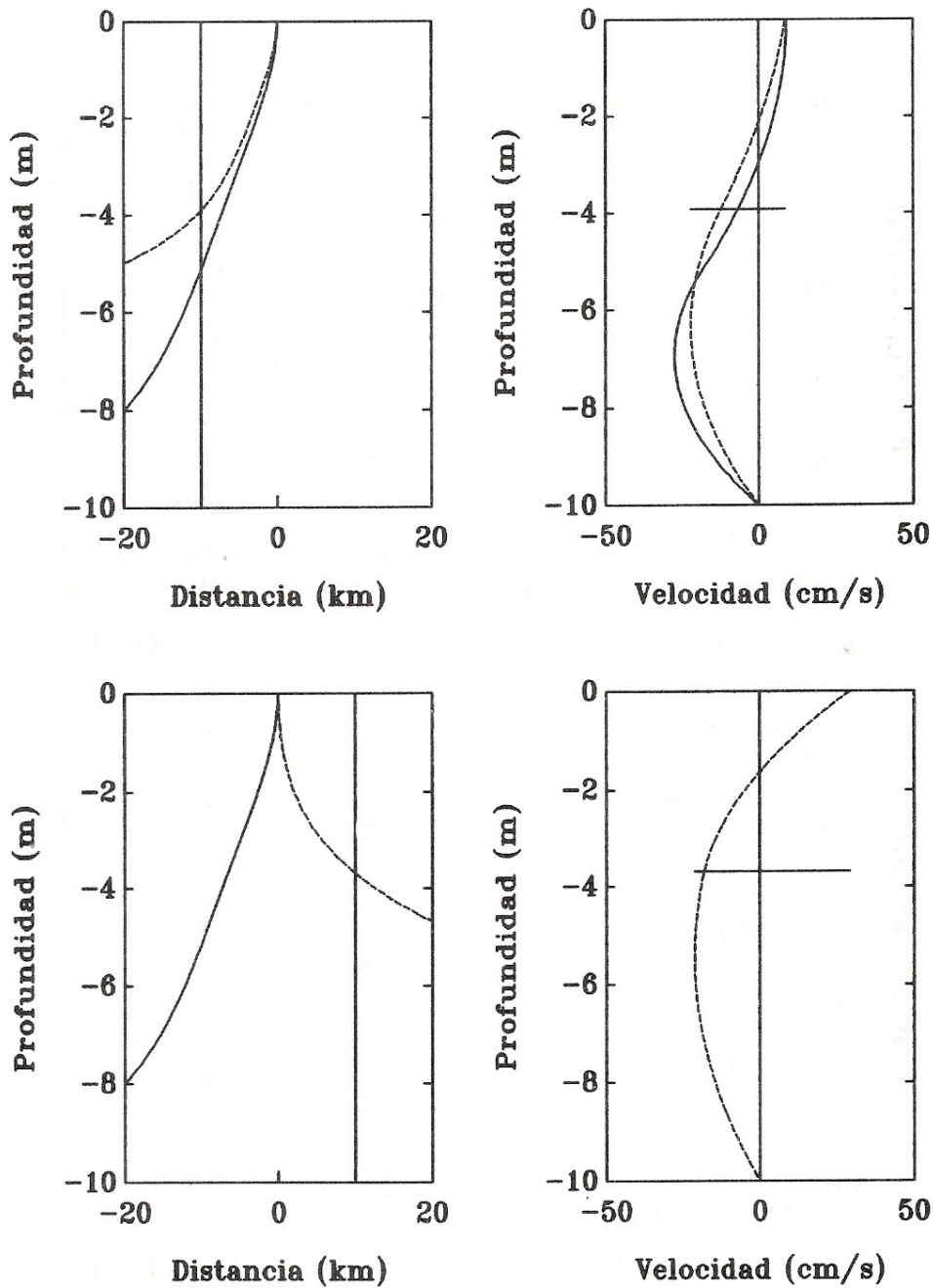


Figura 4 (arriba).- Forma del frente (izquierda) y velocidad del agua a 10 km del frente (derecha) en el caso de viento de 4 m/s hacia la derecha.
 Figure 4 (top).- Frontal shape (left) and water velocity to 10 km from the front (right) in a event of 4 m/s wind speed to the right.

Figura 5 (abajo).- Forma del frente (izquierda) y velocidad del agua a 10 km del frente (derecha) en el caso de viento de 10 m/s hacia la derecha.
 Figure 5 (bottom).- Frontal shape (left) and water velocity to 10 km from the front (right) in a event of 10 m/s wind speed to the right.

en el caso del caudal q_0 y de unos 10 cm/s a 5 m de profundidad, en el caso del caudal $q_0/2$.

Las figuras 3 a 5 permiten comparar los resultados de BOWMAN e IVERSON (línea continua) y los encontrados aquí, ecuaciones (6) y (7) (línea de trazos).

La figura 3 muestra el efecto de la inclusión de un viento moderadamente fuerte (8m/s) hacia la izquierda, o sea en la misma dirección de la circulación costera. En el diagrama de la izquierda se observa que la interfase frontal sube ligeramente, comparada al caso sin viento. En el diagrama de la derecha se observa que, en este caso, el efecto del viento sobre las velocidades es muy débil, puesto que en la práctica sólo el agua superficial es afectado por él. En general, se concluye que un viento dirigido en la misma dirección de la corriente costera no afecta sensiblemente a la formación y/o estabilidad de una pluma de río.

La figura 4 muestra el caso de un viento moderado (4 m/s) hacia la derecha, es decir, en la dirección contraria a la circulación costera. En el diagrama de la izquierda se aprecia que el frente comienza a perder su forma, levantándose apreciablemente, puesto que el efecto del viento afecta sensiblemente a la distribución vertical de velocidades horizontales. Como se aprecia en el lado derecho de esta figura, que muestra velocidades a 10 km del frente, en general más agua dentro de la pluma tiene velocidad hacia la izquierda, con lo que la fricción entre las aguas costeras y aquéllas de la pluma, que es lo que sostiene el frente, es menor.

Por último, la figura 5 muestra el caso de un viento fuerte (10 m/s) hacia la derecha. Con un viento intenso el arrastre del agua superficial hacia la derecha impide que pueda formarse una interfase frontal aguas abajo de la circulación costera, como la mostrada en las figuras 2, 3 y 4, salvo que el flujo costero sea muy intenso. Se puede formar un frente en este caso, pero la interfase entre el agua de la pluma y la del ambiente costero se ubica aguas arriba, con respecto a la circulación costera. En la práctica, si la dirección de la circulación costera define un eje, en

caso de vientos muy intensos, el frente se forma en el borde de las aguas de un río que está en la dirección opuesta a aquélla en que se forma cuando no hay viento.

En el diagrama del lado derecho de esta figura se muestra la velocidad horizontal del agua en este caso (en una posición a 10 km del frente). Esta figura muestra sólo las velocidades calculadas en este trabajo, dado que la solución de BOWMAN e IVERSON no es válida en este caso. Como se observa en el diagrama, el agua superficial de la pluma se mueve en la dirección del viento. Más abajo, en la pluma, el agua toma la misma dirección de la circulación costera.

Lo mostrado anteriormente lleva a concluir que vientos que tengan dirección antiparalela a la de la circulación costera son determinantes en la formación y en la estabilidad de una pluma de río. No pasa lo mismo con vientos que tengan la misma dirección que la corriente costera.

Según se deduce de la ecuación (6), la velocidad del viento necesaria para invertir la forma del frente, es decir, para pasar de una interfase frontal en la dirección de la circulación costera a una orientada en contra de ella, se obtiene resolviendo la ecuación trascendental

$$1.293 \times 10^{-2} (0.8 + 0.065 |W_c|) W_c^2 = \frac{6g\rho_1 A_v}{H_0^2}, \quad (8)$$

donde todas las variables deben ser usadas en unidades cgs. En el caso de los valores numéricos usados aquí se obtiene, resolviendo (8), $W_c \cong 5.8$ m/s.

DISCUSIÓN

Los diagramas muestran el importante papel que pueden asumir el viento y la circulación costera en los procesos de formación y mantenimiento de frentes marinos costeros, particularmente en el caso de vientos que tengan dirección antiparalela a la de la circulación costera. El viento no sólo determina la forma del frente, sino que también su localización en la pluma con respecto a la dirección del flujo de aguas costeras. Aun para velocidades de viento no demasiado intensos, por ejemplo intensidades del orden de 6 ó 7 m/s, la dirección que

éste asume debe ser tomada en cuenta para el estudio de frentes costeros.

Por otra parte, aunque no fue mostrado explícitamente aquí, se puede deducir, a partir sólo de argumentos de simetría en el caso sin viento (fig. 2), que la dirección de la circulación costera determina la inclinación del frente. Esto implica que los frentes marinos costeros deben necesariamente sufrir modificaciones importantes por efecto de las mareas. Esto ha sido observado en mediciones

hechas en la pluma del río Biobío (URRUTIA y FIGUEROA, 1992).

Si bien los resultados analíticos obtenidos en este trabajo pueden ser de gran utilidad para la caracterización de frentes, se debe considerar que aquí no fueron consideradas corrientes verticales, las que deben jugar un papel importante en las cercanías de los frentes (BOWMAN e IVERSON, 1978). Su consideración es el siguiente paso lógico en este desarrollo.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por el Proyecto FONDECYT 92-0253.

Los autores desean agradecer a los árbitros que revisaron este trabajo, por sus acertadas observaciones y sugerencias.

REFERENCIAS

BOWMAN, M. J. and R. L. IVERSON. 1978. Estuarine and plume fronts. In: Oceanic fronts in coastal processes, pp. 87-104, Eds. M. J. Bowman and W. E. Esaias, Springer Verlag, Berlin.

SOTO, L. y D. FIGUEROA. 1992. Estructura vertical de discontinuidades marinas costeras. En: Actas IV Simposio Chileno de Física Experimental y Aplicada, pp. 222-225, Universidad de Concepción, Concepción, Chile.

URRUTIA, A. y D. FIGUEROA. 1992. Campo de velocidad superficial de la pluma del río Biobío para condiciones de baja y alta descarga. En: Actas IV Simposio Chileno de Física Experimental y Aplicada, pp. 230-234, Universidad de Concepción, Concepción, Chile.

WU, J. 1982. Wind-stress coefficients over sea surface from breeze to hurricane, J. Geophys. Res., 87, 9704-9706.