

## Resultados Preliminares del Estudio de la Capa Límite Mesometeorológica de la Atmósfera en la Costa Norte Colombiana aplicando un Modelo Numérico

A.L. KAZAKOV\* Ph.D., Ing. Meteorólogo, A.A. LEZHENIN\*\*, Ing. Meteorólogo,  
L.S. SPERANSKIY\*\* Ph.D., Matemático

*División de Estudios Ambientales, Centro de Investigaciones Oceanográficas  
e Hidrográficas, Cartagena de Indias D.T. y C., Colombia*

### RESUMEN

En el trabajo se propone una formulación del problema sobre la capa límite mesometeorológica de la atmósfera, que evoluciona sobre una superficie con irregularidades térmicas y orográficas. Se describe la etapa inicial de adaptación de un modelo numérico a la costa norte de Colombia en general y a algunos sectores en particular. Se efectuaron experimentos numéricos para estimar la influencia de contraste térmico permanente mar - continente y del relieve sobre la circulación atmosférica, en caso de ausencia del gradiente externo del viento. Se observó que con la inclusión del relieve, la configuración del campo de viento varía en sectores locales, demostrándose así la interacción de los flujos de ladera y la brisa.

### ABSTRACT

*A formulation of the problem on the mesometeorological boundary layer, which is developing over a surface with thermic and orographic irregularities, is given. The initial stage of the adaptation of the numerical model to the north coast of Colombia is discussed. Some numerical experiments for the estimation of the influence of the permanent thermic land-sea contrast and of the relief on the atmospheric circulation without the external wind gradient are described. It was shown that, with the relief, the wind field configuration varies in some local zones, that demonstrates the interaction between the slope and breeze effects.*

### 1. INTRODUCCION

Con el objeto de describir en forma detallada los mecanismos físicos que determinan los procesos en la atmósfera tropical, en los últimos tiempos se han desarrollado modelos regionales de la atmósfera tropical, incluyendo en este grupo los de capa límite de media escala (WMO, 1995).

Tales modelos están siendo aplicados en el estudio de la dinámica de la capa límite en regiones concretas, y sirven de base para la obtención de información sobre el viento en territorios con mallas de observación de poca resolución o donde los datos son de baja confiabilidad, así como para explicar fenómenos en regímenes climáticos con campos de presión atmosférica de poca varianza.

El conocimiento de las particularidades de la circulación y la posibilidad de su entendimiento son necesarios también, para el cálculo del transporte de sustancias contaminantes en el aire. Este es uno de los aspectos prácticos más importantes del uso de la

modelación numérica de la capa límite de la atmósfera, especialmente en regiones con una fuerte influencia de las irregularidades térmicas y orográficas de la superficie terrestre. Los modelos pueden ser usados también con el objeto de pronosticar, habiendo sido debidamente verificados y disponiendo de la información necesaria en la parte exterior de la zona de interés (en las fronteras superior y laterales).

Por último, teniendo en cuenta la necesidad de aumentar la calidad de la modelación numérica de los campos hidrológicos para zonas profundas y someras del mar y de la transformación de los modelos en herramientas de pronóstico, los resultados de un modelo numérico atmosférico (regional y de escala media) pueden ser usados como parte de otros de interacción en las capas límite, tanto de la atmósfera como del mar, donde las superficies dinámicas y los flujos de calor determinan relaciones directas e inversas en cada uno de los medios.

\* Orientador Científico CIOH 1996-1997

\*\* Instituto Hidrometeorológico Científico de Investigaciones de Siberia Occidental.

Con un alto grado de detalle, los modelos atmosféricos de diferentes escalas medias, los métodos de su realización y el análisis de sus resultados, pueden ser consultados en *WMO*, (1995), *Anthes y Warner*, 1978, *Pielke*, 1981, *Penenko y Aloyan*, (1985), y *Pechenger*, (1985). De estos se extrae que un mayor desarrollo lo han recibido los modelos de media escala de algunos centros científicos, como el Centro de Cálculo de la División Siberiana de la Academia de Ciencias de Rusia (CCDSAC), Universidad de Virginia, Universidad de Pensylvania y otros. Para el caso de la costa norte de Colombia se utilizó una versión del modelo de capa límite de la atmósfera, propuesta en *Lezhenin y Speranskiy* (1984), cuyas bases fueron trabajadas en el CCDSAC. En este documento se formula el problema sobre la capa límite mesometeorológica y se discuten algunos resultados preliminares de la modelación de la circulación del viento sobre la costa Atlántica colombiana. Así, en el trabajo se efectuará el cálculo de la circulación de la capa límite bajo una temperatura de la superficie continental constante (incluyendo solo las irregularidades térmicas y el efecto acoplado de las irregularidades térmicas y orográficas de la superficie de la Tierra).

## 2. DESCRIPCION DEL MODELO

En la formulación del problema se han hecho algunas simplificaciones. Las dimensiones horizontales de la región estudiada son de algunos cientos de kilómetros, por lo cual, con una gran exactitud, se puede utilizar la aproximación cuasiestática. Para deducir las ecuaciones se recurre también a la teoría de la convección libre. No se tiene en cuenta la influencia inversa de la capa límite en los procesos de la atmósfera libre. Los procesos de intercambio de calor radiactivo y los cambios de fase de la humedad no se consideran.

Como sistema de coordenadas se emplea el sistema curvilíneo izquierdo, en el cual los ejes  $x$  y  $y$  coinciden con la superficie de la tierra y se orientan hacia el este y el norte, respectivamente, mientras que el eje  $z$  está dirigido hacia arriba. Así, la relación entre las coordenadas verticales en un sistema curvilíneo cartesiano ( $c$ ) se expresa a través de la relación  $z = z_c - \alpha(x_c, y_c)$ , donde  $\alpha(x_c, y_c)$  - función que describe el relieve de la tierra, suavizado de tal forma que las dimensiones horizontales de las irregularidades características sean no menores que dos veces el paso de la malla y las inclinaciones  $\alpha_x = \partial\alpha/\partial x_c \ll 1$  y  $\alpha_y = \partial\alpha/\partial y_c \ll 1$ . En razón de esta norma,  $x \approx x_c$ ,  $y \approx y_c$ , y por lo tanto las componentes de velocidad  $u$  y  $v$  prácticamente coinciden en ambos sistemas de coordenadas, mientras que la componente vertical se determina por la relación  $w = w_c - \alpha_x u - \alpha_y v$ .

La zona de cálculo se puede dividir en dos subcapas: Una capa de flujos constantes, de espesor  $h$  del orden de unas cuantas decenas de metros y la capa ubicada encima, limitada por la altura

$H$ , del orden de dos o tres kilómetros, la cual, en adelante se denominará "capa  $z \geq h$ ".

### 2.1. PRINCIPALES ECUACIONES

Teniendo en cuenta las simplificaciones anteriores y sin describir las transformaciones matemáticas, se tiene el siguiente sistema (*Lezhenin y Speranskiy*, 1984):

Para la capa  $z \geq h$

$$\frac{du}{dt} = -\frac{\partial\pi}{\partial x} + fv + \alpha_x \lambda \vartheta + \mu \Delta u + \frac{\partial}{\partial z} K_u \frac{\partial u}{\partial z} \quad (1)$$

$$\frac{dv}{dt} = -\frac{\partial\pi}{\partial y} - fu + \alpha_y \lambda \vartheta + \mu \Delta v + \frac{\partial}{\partial z} K_u \frac{\partial v}{\partial z} \quad (2)$$

$$\frac{d\pi}{dz} = \lambda \vartheta \quad (3)$$

$$\frac{du}{dx} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (4)$$

$$\frac{d\vartheta}{dt} = -S(w + \alpha_x u + \alpha_y v) + \mu \Delta \vartheta + \frac{\partial}{\partial z} K_T \frac{\partial \vartheta}{\partial z} \quad (5)$$

$$\text{donde } \Delta = \frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2}, \frac{d\varphi}{dt} = \frac{\partial\varphi}{\partial t} + \frac{\partial u\varphi}{\partial x} + \frac{\partial v\varphi}{\partial y} + \frac{\partial w\varphi}{\partial z}, \varphi = (u, v, \vartheta);$$

$t$  - tiempo,  $u, v, w$  - componentes de la velocidad del viento en los ejes  $x, y$  y  $z$  respectivamente;  $\vartheta$  - desviación de la temperatura potencial virtual con respecto de su valor en la atmósfera standard  $\theta_{ST}$ ;  $\pi = RT_{ST} \frac{P}{P_{ST}}$  - análogo de la desviación de la presión con

respecto de su valor en la atmósfera estándar  $P_{ST}$ ;  $R$  - constante de los gases;  $S$  - gradiente vertical de temperatura potencial en la atmósfera standard;  $K_u, K_T$  - coeficientes verticales de turbulencia para la cantidad de movimiento y el calor;  $\mu$  - coeficiente horizontal de turbulencia, dado con valor igual para todas las sustancias;  $\lambda = \frac{g}{\theta_{ST}}$  - parámetro de boyancia;  $g$  - gravedad;  $f$  - parámetro de Coriolis.

En la capa  $0 < z < h$  tenemos:

$$\frac{\partial}{\partial z} K_\varphi \frac{\partial \varphi}{\partial z} = 0, \quad (\varphi = \{u, v, \vartheta\}). \quad (6)$$

En esta versión del modelo se emplean condiciones iniciales "cero"

$$t = 0: \quad u = v = \vartheta = 0. \quad (7)$$

En los bordes laterales  $x = 0, X, y = 0, Y$ :

70

$$\frac{\partial u}{\partial n} = \frac{\partial v}{\partial n} = \frac{\partial \theta}{\partial n} = 0 \quad (8)$$

En la frontera superior  $z = H$ :

$$\pi = 0 \quad (9)$$

$$K_\varphi \frac{\partial \varphi}{\partial z} = 0 \quad (\varphi = \{u, v, \theta\}) \quad (10)$$

En la frontera inferior, es decir, en el nivel de rugosidad

$$u = v = w = 0 \quad (11)$$

$$\vartheta = f(x, y) \quad (12)$$

En el nivel  $z = h$  es necesario dar condiciones de continuidad de los flujos verticales de turbulencia y de las variables correspondientes.

## 2.2. PARAMETRIZACION DE LOS PROCESOS EN LA CAPA DE FLUJOS CONSTANTES

El problema de los flujos próximos a la superficie en el marco del método "Bulk" ha sido formulado por Kazakov y Lazriev, (1978) y Kazakov y Lykosov, (1982), donde las nuevas condiciones de borde en el nivel  $z = h$  tienen la forma

$$K_u \frac{\partial u}{\partial z} = C_u^2 U_h u_h, \quad K_v \frac{\partial v}{\partial z} = C_v^2 U_h v_h \quad (13)$$

$$K_T \left( \frac{\partial \theta}{\partial z} + S \right) = C_u C_T U_h (\theta_0 - \theta_h) \quad (14)$$

donde  $U = (u^2 + v^2)^{1/2}$ ;  $\theta = \theta_{ST} + \theta$ ;  $C_u, C_T$  - coeficientes integrales de transmisión de impulso y calor;

$$C_i = \left( \alpha_0 \frac{\kappa}{f_i} \right), \quad \alpha_0 = \frac{\kappa_i}{\kappa_u}, \quad i = u, T \quad (15)$$

donde  $\alpha_0$  - relación de los coeficientes de intercambio vertical turbulento para una estratificación neutral;  $\kappa$  - constante de von Karman;  $f_u, f_T$  - funciones universales que describen los perfiles verticales de velocidad del viento y temperatura en la capa comprendida entre los niveles  $\theta$  y  $h$ . En calidad de tales funciones en Kazakov y Lazriev (1978) se propuso emplear las funciones de Businger y Dyer, "conjuntamente" con la ley "-1/3" para inestabilidades fuertes. Para el estudio indirecto de los procesos de transporte molecular en proximidades de la superficie terrestre, se introdujeron los parámetros de rugosidad para la velocidad del

viento  $z_u$  y temperatura  $z_T$  y se determinaron sus dependencias con respecto del régimen de contorno. Para la superficie acuática, el primer parámetro se estima con ayuda de la fórmula de interpolación de Zilitinkevich

$$z_u = 0.111 \frac{U}{u_*} + 0.0144 \frac{u_*^2}{g} \quad (16)$$

donde  $U$  - coeficiente de viscosidad molecular cinemática del aire. El parámetro  $z_T$  se calcula con ayuda de las expresiones (Kazakov y Lykosov, 1982)

$$B = \ln \frac{z_u}{z_T} \begin{cases} -2.43 & \text{para } Re_r \leq 0.111 \\ 0.83 \ln Re_r - 0.6 & \text{para } 0.111 < Re_r < 16.3 \\ 0.49 Re_r^{0.45} & \text{para } Re_r \geq 16.3 \end{cases} \quad (17)$$

donde  $Re_r = \frac{u_* z_u}{\nu}$  - número de Reynolds para las superficies

rugosas. Debe señalarse, que para el suelo es necesario dar la distribución del parámetro  $z_u$ , mientras que  $z_T$  se calcula durante el proceso de solución mediante el uso de las condiciones

$$B \leq \begin{cases} 2 & \text{sobre el mar} \\ 10 & \text{sobre el continente} \end{cases}$$

Los coeficientes de turbulencia en la altura  $h$  también se calculan con ayuda de la relación de similitud

$$K_i = \frac{\kappa u_* z}{\varphi_i}, \quad \varphi_i = \zeta \frac{\partial f_i}{\partial \zeta}, \quad i = u, T \quad (18)$$

donde  $\alpha_T = K_T / K_u = \varphi_u / \varphi_T$ ;

$\zeta = z/L, L = u_*^2 (\kappa^2 \lambda \theta_*)^{-1}$  - escala de longitud de Monin y

Obujov;  $\theta_*$  - escala de temperatura. El algoritmo de determinación de los coeficientes  $C_i$  está descrito en forma detallada en Kazakov y Lykosov, (1982).

Para la solución del sistema de ecuaciones (1) - (5) para la capa  $z \geq h$  con las condiciones (7) - (14) se ha empleado el método de disgregación por procesos físicos de dos ciclos con simetrización (Iezhenin y Speranskiy, 1984).

## 3. CONDICIONES DE EJECUCION DE LOS EXPERIMENTOS

Para la adaptación del modelo numérico de la capa mesometeorológica de la atmósfera a las condiciones de la costa norte de Colombia, se ha aprovechado la posibilidad de incluir en

forma secuencial diferentes mecanismos físicos, que influyen sobre la variación y la estructura de los campos meteorológicos.

En la primera etapa lo más recomendable ha sido tratar de simplificar al máximo el problema para estimar la influencia de las particularidades térmicas y orográficas. La temperatura de la superficie del suelo se ha fijado constante con un valor algo más alto que la temperatura de la superficie del mar. El perfil del coeficiente de intercambio turbulento vertical ha dado de acuerdo con una de las recomendaciones de *Pielke y Mahrer*, (1975).

En todos los experimentos, el área de cálculo fue de 20X20X8 nodos, el paso en la horizontal para toda la costa norte de Colombia se tomó constante e igual a 20 kilómetros, y para los sectores locales fue de 5 kilómetros. Los pasos en la vertical fueron iguales en todos lados: 50, 200, 200, 300, 300, 700, 700 metros, de tal manera que  $h = 50$  metros y  $H = 2500$ . La línea de costa y los cuerpos de agua internos fueron tenidos en cuenta para la determinación de la temperatura de la superficie del suelo, lo cual se llevó a cabo por la fórmula

$$g_0 = A_T(1 - f_S)$$

donde  $A_T$  - amplitud de las desviaciones de la temperatura,  $f_S$  - porcentaje de superficie cubierta por agua en el interior de la celda de cálculo, en cuyo centro se encuentra el nodo de la malla. La rugosidad de la superficie de agua fue calculada por la fórmula (16) cuando

$$f_S \geq 0.5.$$

En relación con el relieve, fue necesario seguir varios pasos para su inclusión en los cálculos. Inicialmente, se leyeron las alturas del relieve de las cartas topográficas de la zona, con una discreción de 2' por meridiano y 1' por paralelo. Además, se tuvieron en cuenta los puntos particulares del relieve, tales como picos, posición de serranías y valles. Se leyeron aproximadamente 8000 valores de altura. Luego de aplicar diferentes procedimientos de control, se determinaron los valores del relieve en los nodos de una malla regular con paso de 2.5 kilómetros, por medio del método de interpolación anisotrópica por pesos (*Kostiukov*, 1982). Los valores interpolados fueron suavizados por "media corrida" con una amplitud de ventana de dos veces el paso en la horizontal de la malla (40 y 10 kilómetros, respectivamente). A partir de estos valores se determinaron  $\alpha_x$  y  $\alpha_y$ . Los mapas de gradientes de altura en  $x$  y  $y$  fueron corregidos finalmente, teniendo en cuenta la posición de la línea de costa, cuerpos de agua de dimensiones significativas y la necesidad de establecer cierta homogeneidad del relieve en los bordes del área de cálculo.

Otros parámetros del modelo se dieron con los siguientes valores:  $\mu = 15000 \text{ m}^2/\text{s}$  para la costa norte de Colombia,  $\mu = 5000 \text{ m}^2/\text{s}$  para las áreas locales,  $A_T = 5^\circ$ ,  $z_u = 0.1$  metro para el continente,  $\lambda = 3.3 \times 10^{-2} \text{ m/s}^2\text{K}$ ,  $S = 3 \times 10^{-3} \text{ K/m}$ . El parámetro de Coriolis se dio igual al promedio de dos de sus valores en los

límites norte y sur del área. El paso en el tiempo en todos los experimentos fue igual a 30 minutos. El tiempo de cálculo se limitó a nueve horas. En esta formulación simplificada no existe una solución estacionaria, debido a la acción continua de las fuentes de calor. Todos los resultados de los cálculos se refieren a un estado temprano de desarrollo de la circulación.

#### 4. DISCUSION DE LOS RESULTADOS

Dadas las limitaciones de espacio, el artículo relaciona sólo los campos del vector viento. En primer lugar se analizan los resultados de los experimentos sin relieve.

En la Figura 1a se presenta el campo de velocidad para la costa norte de Colombia. El campo de temperatura fue homogéneo y repitió la configuración de la línea de costa. En la Figura se observa que, a pesar del paso amplio en la horizontal y del contraste poco significativo entre las temperaturas del mar y el continente, los campos de velocidad calculados reflejan una brisa marina bien definida que invade la costa en una franja de amplitud cercana a 40 - 60 kilómetros. La velocidad máxima alcanza los 2 m/s. Otra particularidad que se observa es la existencia, en una distancia de 60 - 80 kilómetros adentro del continente, de una zona de convergencia de vientos débiles. Esta zona coincide con los sectores de ubicación de aire más cálido, presión baja y movimientos de elevación del aire.

En las Figuras 2a - 4a se presentan las velocidades corregidas para tres sectores de la costa (Golfo de Morrosquillo, Región de Cartagena y Región de Santa Marta), calculadas con una resolución mayor en la malla. En el Golfo de Morrosquillo (Figura 2a) se desarrolla un sistema de vientos de brisa marina que penetra en el continente hasta una distancia de 20 - 30 kilómetros. Las velocidades máximas se presentaron algo menores que en el experimento anterior (1.5 m/s). Llama la atención el debilitamiento de la brisa a medida que se aleja de la costa, lo que está relacionado con el aumento del rozamiento con la superficie. Este efecto es el más evidente en la distribución de la componente zonal del viento, presentando máximos al norte y sur de la punta de San Bernardo que penetra profundamente en el mar. Lejos de la costa sobre el continente, se forma una zona de convergencia de vientos débiles. Esta coincide con sectores de temperatura alta y valores bajos de  $\pi$ .

A lo largo de toda la costa de la Región de Cartagena se desarrolla también un sistema de vientos de brisa marina. La zona de velocidades máximas se ubica sobre el mar en una franja de 20 - 25 kilómetros y llega hasta la costa entre las puntas Coralito y La Garita. Los máximos valores no superan 1.5 m/s. La componente de brisa (zonal) sufre cambios importantes desde la punta de Barbacoas hasta punta Canoas. En este mismo sector de la costa se ubican nodos de la malla que "pertenecen" a la bahía de Cartagena.

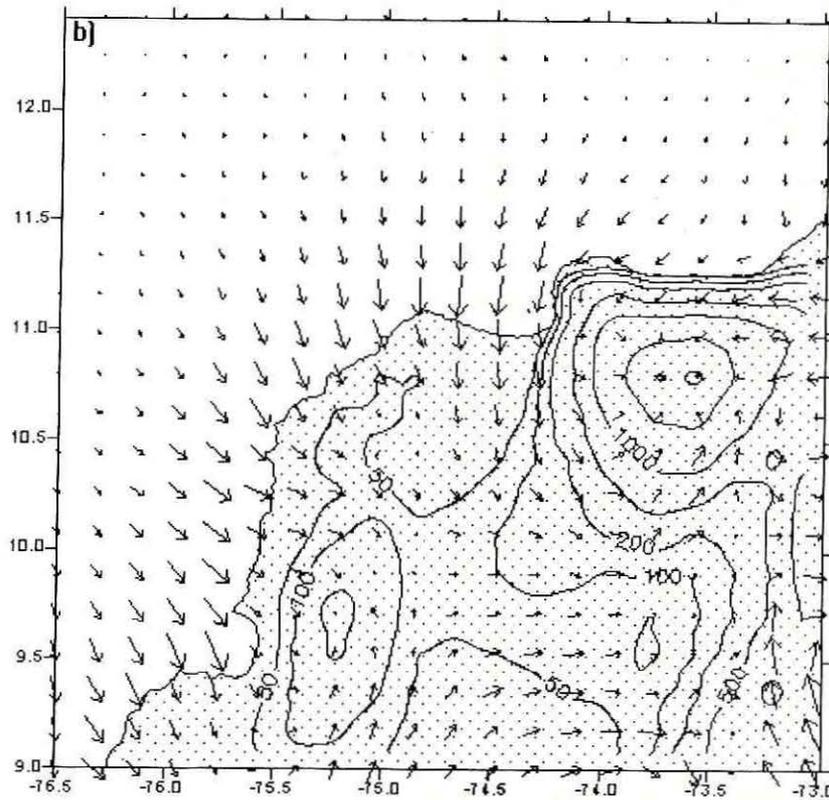
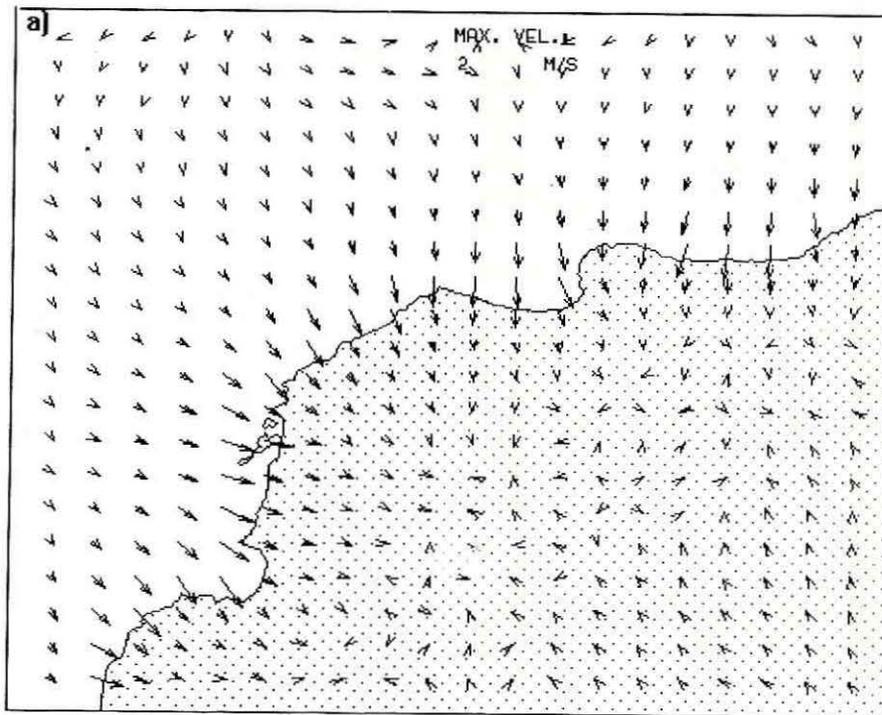


Fig. 1. Comportamiento del viento en la capa superficial terrestre ( $z = h$ ) en la costa norte de Colombia. a) Efecto de brisa. b) acción conjunta de los efectos de la brisa y las laderas de las montañas.

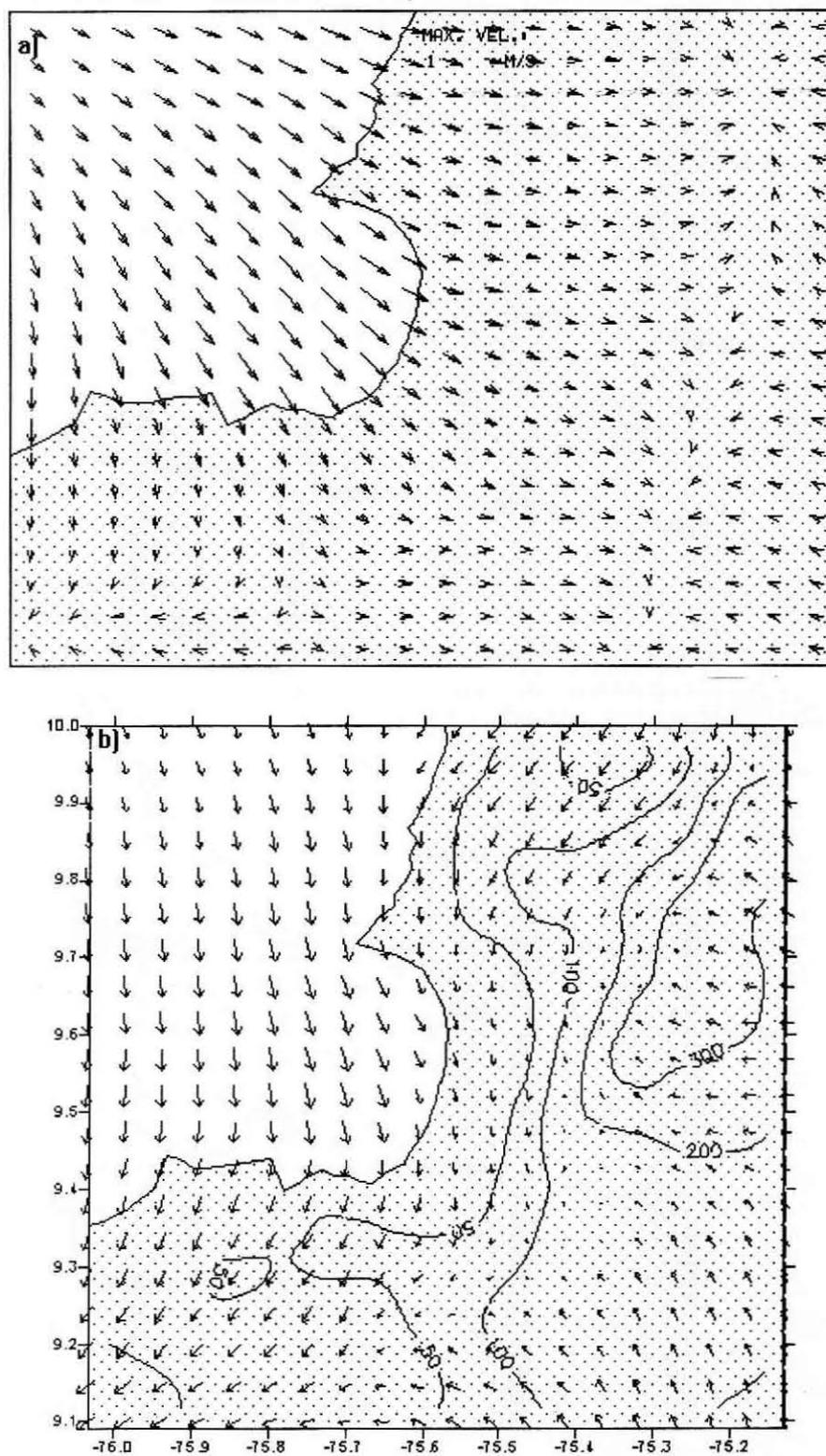


Fig. 2. Comportamiento del viento en la capa superficial terrestre ( $z \approx h$ ) en el golfo de Morrosquillo. a) Efecto de brisa, b) acción conjunta de los efectos de la brisa y las laderas de las montañas.

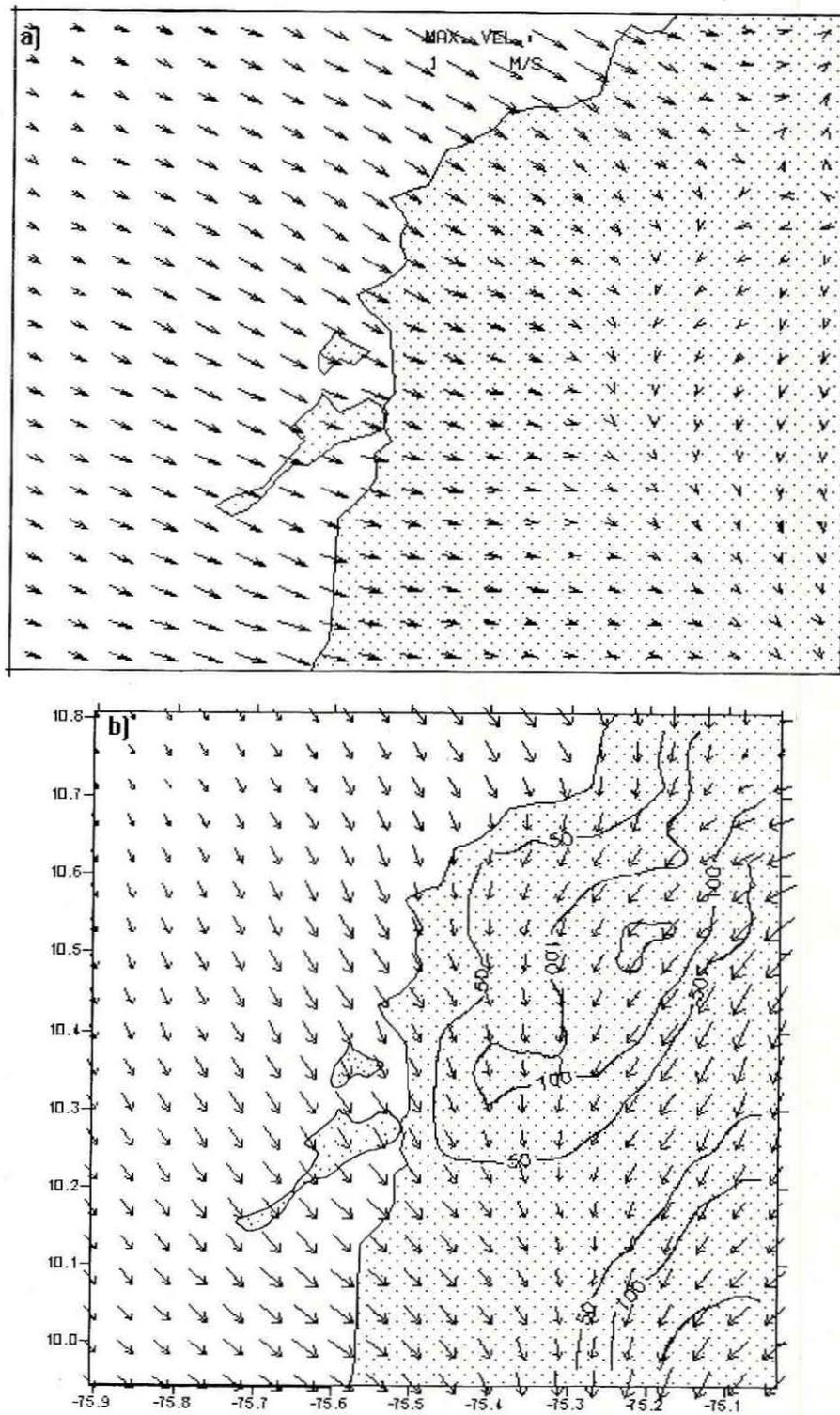


Fig. 3. Comportamiento del viento en la capa superficial terrestre ( $z = h$ ) en la Región de Cartagena. a) Efecto de brisa, b) acción conjunta de los efectos de la brisa y las laderas de las montañas.

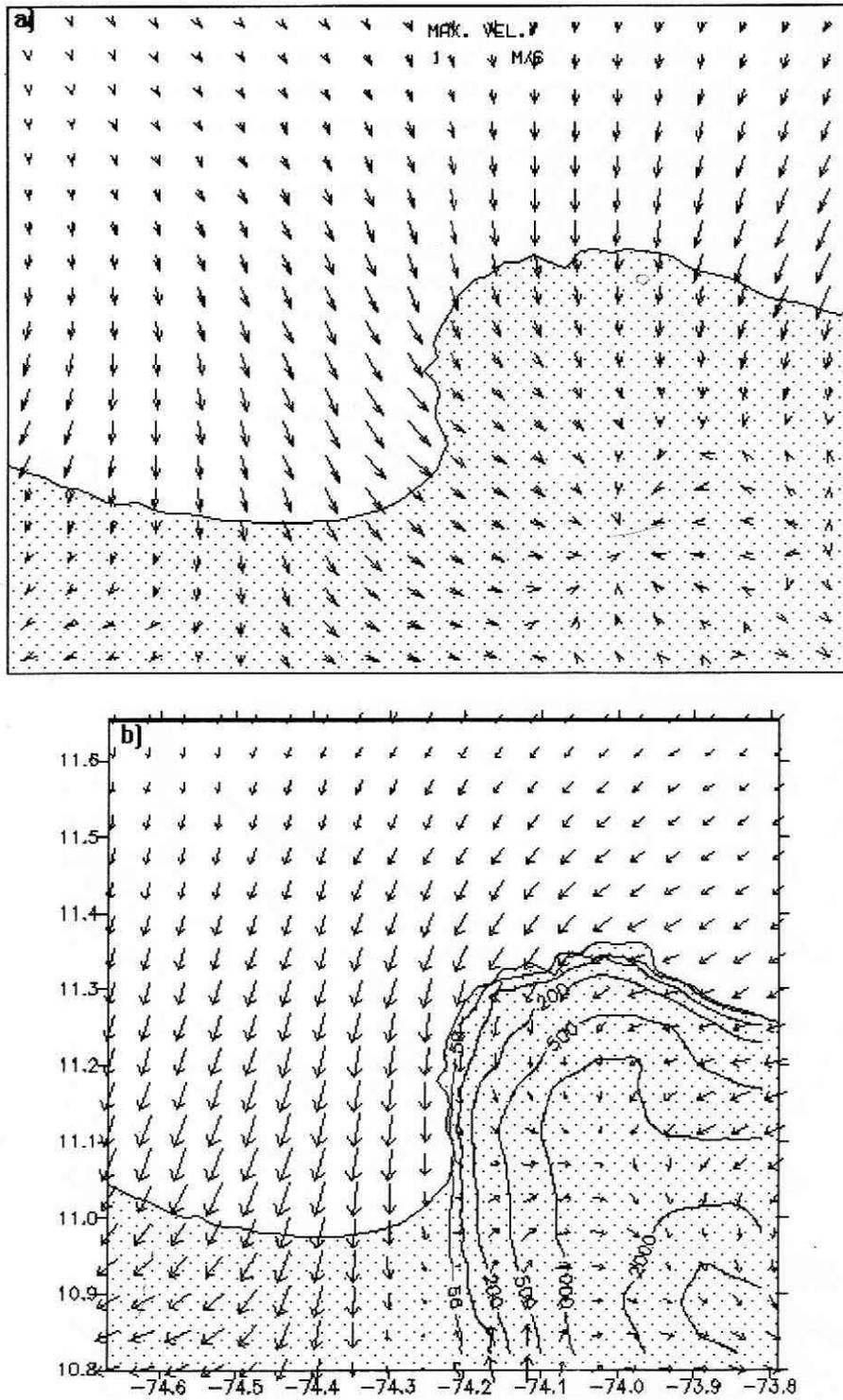


Fig. 4. Comportamiento del viento en la capa superficial terrestre ( $z = h$ ) en la Región de Santa Marta. a) Efecto de brisa, b) acción conjunta de los efectos de la brisa y las laderas de las montañas.

De los datos obtenidos se deduce que los sectores vecinos entre sí, con un mayor o menor porcentaje de continente, influyen sobre las velocidades del viento. El mayor frenamiento se obtuvo en la región de la isla de Barú y en Bocagrande. Estos datos reflejan también la posible existencia de un efecto de pantalla de Tierrabomba y Bocagrande a los vientos procedentes del mar, lo que puede conducir a una disminución de las velocidades en sectores locales de la costa este de la bahía de Cartagena. Como en los experimentos anteriores, sobre el continente se forma una zona de convergencia, relacionada con una cresta de viento cálido. Sin embargo, con el tiempo esta se deforma debido a la presencia de las lagunas Guájaro y Quintanilla. En algunos sectores ocurre una convergencia de brisa débil y otra procedente de las lagunas. Cabe señalar que, en los sectores de las fronteras comunes para las regiones Golfo de Morrosquillo y Región de Cartagena, existe una buena coincidencia de los campos de viento.

La Figura 4a demuestra una brisa bien definida a todo lo largo de la costa de Región de Santa Marta, con una intensificación desde Ciénaga hasta punta Gloria y desde punta de Agua Honda y hacia el este. La primera zona estuvo relacionada con un aceleramiento de la componente zonal de la brisa, mientras que la segunda, de la meridional. La distribución del viento refleja que la zona de Santa Marta se caracteriza por una gran influencia de los cuerpos de agua internos, tanto a través de su acción térmica, como dinámica. Esto último se observa en el hecho de que la ciénaga de Santa Marta frena la brisa mucho menos que en los sectores continentales que la rodean y sobre ella se forma una zona de divergencia de flujos. Las zonas de convergencia se ubican en el centro de los sectores continentales oriental y occidental que rodean la ciénaga, que son los lugares más cálidos de la zona.

En todos los experimentos anteriores, relacionados con la brisa, el principal factor de forzamiento ha sido el gradiente horizontal de presión, que aparece como consecuencia del calentamiento no uniforme del mar y el continente. Las fuerzas de viscosidad turbulenta y de Coriolis "regulan" la velocidad del intercambio turbulento y las direcciones de los flujos de aire.

En otro caso, se debe considerar el problema incluyendo el relieve. En las ecuaciones (1) - (5) se puede observar, que los términos que describen los efectos de ladera incluyen el gradiente de presión en la vertical, descompuesto a lo largo de los ejes de coordenadas por medio de coeficientes de peso de los ángulos de inclinación del relieve  $\alpha_x$  y  $\alpha_y$ . Estos términos en las ecuaciones de afluencia de calor y movimiento tienen signos contrarios, mostrando así la disminución de la energía potencial disponible y el aumento de la cinética. La dirección de las transformaciones de energía depende de los signos de las inclinaciones del relieve y de las direcciones de los flujos. Sin embargo, se puede afirmar que el régimen térmico de la capa límite estará determinado no sólo por el

transporte tanto advectivo como turbulento, sino también por la evolución de la circulación a lo largo de las laderas.

En la Figura 1b se da la distribución del viento para la costa norte de Colombia teniendo en cuenta el relieve. La superposición de las direcciones del movimiento de las masas de aire con la orientación de la línea de costa y las serranías, presenta una gran coincidencia de estas y un cuadro bastante complejo sobre la posible distribución de los flujos de aire. En primer lugar, a lo largo de la línea de costa se conserva, al comparar con la Figura 1a, una franja de brisa con una longitud aproximada de 100 kilómetros y una penetración variable en el continente en dependencia de la forma del relieve del lugar. En segundo lugar, se observan variaciones importantes de la dirección del viento en forma circular y de serpentina. Sobre los rasgos más prominentes de la orografía de la zona se forman zonas de convergencia de flujos. En tercer lugar, los macizos de la Sierra Nevada de Santa Marta y la serranía de San Jacinto ofrecen condiciones para la formación de un esquema complicado de interacción de los vientos de ladera y la brisa. En la Figura se observa que estos últimos pueden rodear estos macizos desde las laderas suroccidentales y norte. Como resultado, las masas de aire provenientes del mar pueden llegar hasta distancias bastante grandes de la costa, como por ejemplo hasta la región de Valledupar o el este de la serranía de San Jacinto. Pueden formarse zonas de convergencia de estas brisas, que rodean los macizos desde diferentes lados.

Para el Golfo de Morrosquillo (Figura 2b) la brisa se conserva sólo al sur de la punta de San Bernardo. A lo largo de la serranía de San Jacinto, orientada en sentido noreste - suroeste, ocurre un cambio de la dirección del viento. Al oeste del eje de la serranía, la dirección de los vientos de ladera es noreste y norte, mientras que al oriente es sureste, este y sursureste. Los vientos de las laderas occidentales desvían las direcciones de la brisa hasta adoptar la dirección de las costas.

Para la Región de Cartagena la Figura 3b presenta rasgos en la distribución del viento, coincidentes con los obtenidos para el Golfo de Morrosquillo (aunque cabe recordar que el relieve en este sector es menos alto). A lo largo de las laderas occidentales se forman flujos de direcciones norte y noreste, los cuales, aunque influyen en el carácter de la brisa, no impiden la penetración de esta en el continente a lo largo de toda la costa, variando solo un poco su dirección. En la circulación de las laderas orientales, y en general de la zona oriental, influyen los cuerpos de agua ubicados entre las dos serranías. A lo largo de los límites noroccidentales de San Jacinto se observa una convergencia de los vientos de ladera y la brisa. Una comparación de los caracteres de los vientos a lo largo de la frontera común entre el Golfo de Morrosquillo y la Región de Cartagena ha demostrado que hasta la longitud 75°18' Oeste, las direcciones del viento se diferencian sustancialmente.

Una posible explicación es que la frontera sur de la Región de Cartagena se encuentra bajo la acción conjunta de los vientos de ladera y las brisas marinas, que soplan a todo lo largo de la costa, mientras que la parte norte del Golfo de Morrosquillo se encuentra bajo la acción de las montañas de San Jacinto.

El más cercano a la distribución de los vientos presentada en la Figura 1b fue el campo obtenido para la Región de Santa Marta (Figura 4b). La brisa evoluciona a lo largo de toda la costa, aunque con diferente intensidad y dirección. El único macizo que figura en la malla de cálculo es la Sierra Nevada de Santa Marta y se orienta en sentido norte, noroeste y sureste y hacia su eje convergen todos los flujos. Parte de estos coincide en dirección con las brisas. Es posible afirmar que a lo largo de este eje ocurre la convergencia de dos flujos que tienen origen marino. Los vientos de la parte occidental del continente tienen una componente de brisa.

## 5. CONCLUSIONES

En el artículo se ha expuesto una formulación del problema sobre la capa límite mesometeorológica de la atmósfera, que evoluciona sobre una capa superficie terrestre irregular orográfica y térmicamente. Se describió el estado inicial de la adaptación del modelo a la costa norte de Colombia y algunos sectores locales. Se realizó una serie de experimentos numéricos para definir las capacidades del modelo y para determinar los posibles tipos de circulación, relacionados con la influencia de los contrastes térmicos mar - continente y el relieve. La evolución de tales circulaciones es posible bajo la ausencia del viento o en casos de un gradiente débil.

En el experimento sin relieve se obtuvo una franja de brisa que invade la costa colombiana y tiene diferente intensidad y longitud de penetración en el continente. Se obtuvieron posibles variaciones de la intensidad de la brisa en algunos sectores de la costa en la región de Cartagena, relacionados con la interrupción de la línea de costa y la presencia de islas. Se estudiaron las posibles distribuciones de los vientos, teniendo en cuenta el relieve. En general, se observó que la configuración de las corrientes de aire para sectores locales de la costa varía bastante, demostrando la interacción de los vientos de ladera y la brisa.

*Agradecimientos.* Los autores expresan su agradecimiento al Director del CIOH CF L.A. Mendoza por el apoyo prestado para la ejecución de los cálculos en su PC, al Dr. S.A. Lonin por la ayuda prestada para el trabajo y los comentarios efectuados, al Ing. Luis Giraldo por la traducción del documento y preparación final, a Colciencias por el apoyo financiero dentro del Proyecto "Modelación Numérica de la Circulación Costera y su Aplicación al Estudio de los Procesos de Transporte de Sustancias y Partículas Contaminantes en el Litoral Caribe Colombiano. (Cod. M0140-09-347-95).

## BIBLIOGRAFIA

- Anthes, R.A., y T.T Warner, Development of hydrodynamic models suitable for air pollution and other meteorological studies, *Mon. Wea. Rev.*, v. 106, No. 8, pp. 1045 - 1078, 1978.
- Kazakov, A.L. y G.L. Lazriev, Sobre la parametrización de la capa próxima de la atmósfera y de la capa activa del suelo, *Izvestiya Akademiy Nauk URSS, Serie FAO*. v. 14, No. 3, pp. 257 - 263 (en ruso), 1978.
- Kazakov, A.L. y V.N Lykosov, Sobre la parametrización de la interacción de la atmósfera con la superficie de la Tierra en la modelación numérica de los procesos atmosféricos, *Trabajos del ZapSibNII*, V. 55, pp. 3 - 20 (en ruso), 1982.
- Kostiukov, V.V., Análisis objetivo y adaptación de campos meteorológicos. Moscú. Hidrometeoizdat. 183 p. (en ruso), 1982.
- Lezhenin, A.A. y L.S. Speranskiy, Modelo espacial de pronóstico del clima en la tropósfera inferior, *Trabajos del ZapSibNII*, V. 63, pp. 53 - 62 (en ruso), 1984.
- Pechinger, U. Review of selected three-dimensional numerical sea-breeze models. In: *A Pollution Modeling and its Application*. Copenhagen, pp. 259-294, 1985.
- Penenko, V.V. y A.E. Aloyan, Modelos y métodos para la conservación del medio ambiente, *Novosibirsk. Nauka*, 256 p., (en ruso), 1985.
- Pielke, R.A. Mesoscale numerical modeling, *Adv. in Geophysics*, v. 23, pp. 185 - 344, 1981.
- Pielke, R.A., y Y. Mahrer., Representation of the heated planetary boundary layer in mesoscale models with coarse vertical resolution, *J. Atm. Sci.* V. 52, No. 12, pp. 2288 - 2308, 1975.
- Proceedings of the second WMO/ICTP, International Workshop on Tropical Limited area Modeling, Geneva, WMO, *Report Series TMRP No. 51*. 138 p., 1995.
- A. L. Kazakov, Centro de Investigaciones Oceanográficas e Hidrográficas A.A. 982 Cartagena Colombia. A.A. Lezhenin y L.S. Speranskiy, Instituto Hidrometeorológico Científico de Investigaciones de Siberia Occidental Sovietskaya Str. 30 630000, Novosibirsk, Rusia.