

UN MODELO METEOROLOGICO PARA EL ESTUDIO DE LA CAPA LIMITE MARINA.

José Vergara Ahumada*

ABSTRACT. A meteorological model for the study of the marine boundary layer.

The present paper is development a mesoscale model for the study of the sea breeze and coastal circulation in the marine boundary layer. The model is two-dimensional, hydrostatic and include variable topography.

When the model forced with the radiation at 29.5° S it reproduces several features commonly observed in the marine boundary layer, the model show good agreement whit the observation.

Key Words: Numerical model, sea breeze, coastal wind.

RESUMEN. Un modelo meteorológico para el estudio de la capa límite marina.

Se presenta un modelo meteorológico desarrollado para el estudio de brisa de mar y circulaciones de la Capa Límite Marina. El modelo es bidimensional, hidrostático e incluye la topografía.

Cuando el modelo es forzado con la radiación a 29.5°S, éste reproduce las características comúnmente observadas en las circulaciones dentro de la Capa Límite Marina, mostrando un buen acuerdo con las observaciones.

Palabras Claves: Modelo, Brisa de Mar, Vientos Costeros

Nota: Este trabajo corresponde a un resumen de la conferencia dictada por el autor en el Instituto de Oceanología de la Universidad de Valparaíso, en el mes de Julio de 1990.

* Departamento de Geología y Geofísica Facultad de Ciencias físicas y Matemáticas Universidad de Chile, Casilla 2777, Santiago-CHILE

INTRODUCCION

La falta de información confiable sobre vientos y la poca representatividad de las observaciones debido al control local que ejerce la topografía sobre estos, hace muy difícil estimar los vientos en un lugar determinado. La simulación numérica se presenta como una alternativa frente a la falta de observaciones, pudiendo ser utilizada en diseños preliminares, planificación de campañas de medición, la estimación de efectos locales sobre mediciones previamente realizadas, etc.

El conocimiento de los vientos dentro de la capa límite atmosférica resulta necesario en estudios de contaminación atmosférica (vientos moderados y débiles), evaluación de potenciales eólicos (vientos moderados e intensos), investigación en interacción océano-atmósfera, entre otros.

En este trabajo se presenta un modelo meteorológico de meso-escala, en coordenadas verticales que sigue la topografía, el que permite determinar

la evolución diaria de los vientos y la estructura térmica vertical de la atmósfera. El modelo es forzado por el calentamiento diferencial suelo/océano y variables meteorológicas de gran escala (sinóptica), representando en forma adecuada la dinámica de las circulaciones dentro de la capa límite atmosférica tales como circulaciones de valle/montaña y mar/terresta.

El modelo resuelve las ecuaciones diferenciales de conservación de la cantidad de movimiento, continuidad y determina la temperatura del terreno por medio de un balance de energía, utilizando diferencias finitas para su solución numérica.

El modelo es utilizado para simular la atmósfera en un corte zonal Isla Choros-Cruz Grande-El Tofo, ubicado a la latitud de 29,50° S (al norte de la ciudad de la Serena), figura 6. Lugar donde se cuenta con mediciones meteorológicas de alta resolución espacial y temporal, Fuenzalida, et al (1989).

EL MODELO

En este trabajo se utiliza un modelo de circulaciones atmosféricas de meso-escala, Vergara (1990a). Este está orientado al estudio de fenómenos de interacción océano-atmósfera en el litoral semiárido chileno, donde alguno de los elementos considerados en el modelo pueden observarse en la figura 1, en ésta se muestran los tres submo-

delos principales del sistema costero (atmósfera, océano y suelo) y sus interacciones. En este estudio solo nos preocuparemos de la atmósfera y el suelo, el modelo oceánico ha sido expuesto en trabajos anteriores, Vergara (1991).

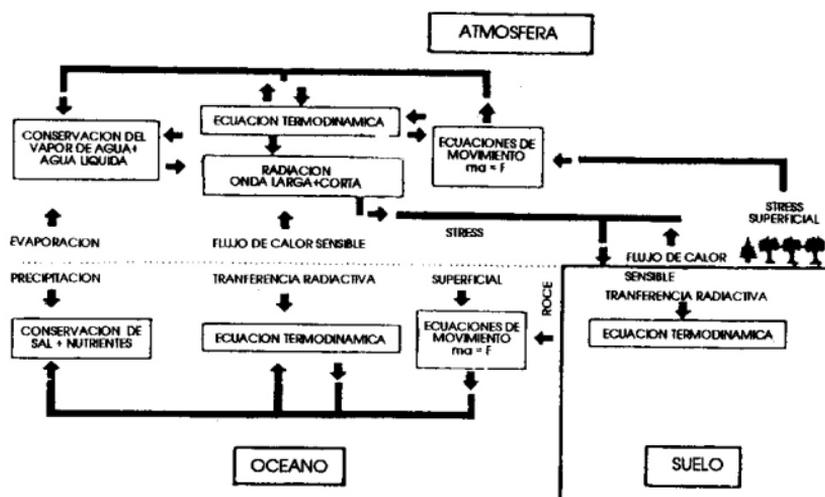


Figura 1. Modelo acoplado de interacción océano-atmósfera-suelo, para el estudio de la dinámica costera en el litoral semiárido chileno

El modelo resuelve numéricamente las ecuaciones de conservación de la cantidad de movimiento, masa y calor, las que son planteadas en un sistema de

coordenadas vertical (σ) que sigue la topografía, el cual permite introducir las condiciones de borde inferiores y superiores del problema.

$$\sigma = \frac{p - p_t}{p_s - p_t} = \frac{p - p_t}{p^*} \quad (1)$$

donde p_s es la presión superficial, p_t la presión en el tope del modelo y p la presión puntual en el nivel σ . Las ecuaciones de conservación del modelo

atmosférico, en el sistema de coordenadas σ , se pueden escribir como sigue:

Ecuaciones de movimiento horizontal

$$\frac{\partial p^* u}{\partial t} = - \left[\frac{\partial}{\partial x} [p^* u u] + \frac{\partial}{\partial y} [p^* v u] \right] - \frac{\partial}{\partial \sigma} [p^* u \sigma] + f [p^* v - p^* v_g] - p^* \left[\frac{RT}{[p^* + p_t / \sigma]} \frac{\partial p^*}{\partial x} + \frac{\partial \Phi}{\partial x} \right] + F_u \quad (2)$$

$$\frac{\partial p^*v}{\partial t} = - \left[\frac{\partial}{\partial x} [p^*uv] + \frac{\partial}{\partial y} [p^*vv] \right] - \frac{\partial}{\partial \sigma} [p^*v\dot{\sigma}] - f [p^*u - p^*u_g] - p^* \left[\frac{RT}{[p^* + p_t/\sigma]} \frac{\partial p^*}{\partial y} + \frac{\partial \Phi}{\partial y} \right] + Fv \quad (3)$$

Aproximación hidrostática.

$$\frac{\partial \Phi}{\partial \ln(\sigma + p_t/p^*)} = -RT \quad (4)$$

Ecuación termodinámica.

$$\frac{\partial T}{\partial t} = - \left[u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y} \right] - \dot{\sigma} \frac{\partial T}{\partial \sigma} + \frac{RT \omega}{C_p(\sigma p^* + p_t)} + \frac{\dot{Q}}{C_p} + FT \quad (5)$$

Ecuación de continuidad.

$$\frac{\partial p^*}{\partial t} = - \left[\frac{\partial p^*u}{\partial x} + \frac{\partial p^*v}{\partial y} \right] - \frac{\partial p^*\dot{\sigma}}{\partial \sigma} \quad (6)$$

La presión superficial se determina a partir de la siguiente expresión.

$$\frac{\partial p^*}{\partial t} = - \int_0^1 \left[\frac{\partial p^*u}{\partial x} + \frac{\partial p^*v}{\partial y} \right] d\sigma \quad (7)$$

La velocidad vertical en el sistema- σ ($\dot{\sigma} = d\sigma/dt$) se puede determinar por medio de la siguiente expresión.

$$\dot{\sigma} = - \frac{\sigma}{p^*} \frac{\partial p^*}{\partial t} - \frac{1}{p^*} \int_0^{\sigma} \left[\frac{\partial p^*u}{\partial x} + \frac{\partial p^*v}{\partial y} \right] d\sigma \quad (8)$$

$$\omega = \frac{dp}{dt} = p^*\dot{\sigma} + \dot{\sigma} \left[\frac{\partial p^*}{\partial t} + u \frac{\partial p^*}{\partial x} + v \frac{\partial p^*}{\partial y} \right] \quad (9)$$

TURBULENCIA (FT, Fu, Fv).

Dadas las diferencias entre las escalas verticales y horizontales de los movimientos en la atmósfera, los componentes horizontales y verticales de los términos turbulentos o de roce, son parametrizados en forma diferente.

$$F\alpha = F_H \alpha + F_V \alpha \quad (10)$$

Los términos turbulentos horizontales (F_H) son parametrizados de acuerdo a lo propuesto por Smagorinsky et al, (1965).

$$F_H \alpha = p^* \nabla_{\sigma} K_H \nabla_{\sigma} \alpha \quad (11)$$

$$K_H = K_{H0} + \frac{1}{2} k_0 \Delta S^2 |D| \quad (12)$$

$$D = \left[\left[\frac{\partial u}{\partial x} - \frac{\partial v}{\partial y} \right]^2 + \left[\frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y} \right]^2 \right]^{\frac{1}{2}} \quad (13)$$

donde k y K_{H0} son constantes que se determinan experimentalmente.

La determinación de los transportes verticales de momentum (F_V) y calor se realizan mediante un modelo de capa límite atmosférico de alta resolución, Blackadar (1978).

$$F_V \alpha = \frac{g^2}{p^*} \frac{\partial}{\partial \sigma} \left[\rho^2 K_z \frac{\partial \alpha}{\partial \sigma} \right] \quad (14)$$

$$K_z = l^2 S f(R_l) \quad (15)$$

l es la longitud de mezcla y se puede determinar como sigue, Blackadar (1962)

$$l = \frac{Kz}{1 + K \frac{z}{\lambda}} \quad (16)$$

$K = 0.4$ constante de von Kármán

$\lambda = 40 \text{ m}$ |

S corresponde al cizalle vertical y $f(R_i)$ es una función del número de Richardson, MacNider y Pielke (1981).

$$S = \left[\left[\frac{\partial u}{\partial z} \right]^2 + \left[\frac{\partial v}{\partial z} \right]^2 \right]^{\frac{1}{2}} \quad (17)$$

$$R_i = \frac{g}{\theta} \frac{\frac{\partial \theta}{\partial z}}{S^2} \quad (18)$$

$$f(R_i) = \left[\frac{R_{ic} - R_i}{R_{ic}} \right] \quad \text{si } R_i < R_{ic} \quad (19a)$$

$$f(R_i) = 0 \quad \text{si } R_i \geq R_{ic} \quad (19b)$$

$$R_{ic} = 0.257 \Delta z^{0.175} \quad (20)$$

BALANCE DE CALOR SUPERFICIAL.

La temperatura superficial del suelo (T_g) se determina por medio de un balance de calor:

$$C_g \frac{\partial T_g}{\partial t} = (1-A) I_s + I_A - \sigma T_g^4 - H_0 \quad (21)$$

donde C_g y A son respectivamente la capacidad calorífica y albedo del suelo, I_A es la radiación proveniente de la atmósfera y puede ser estimada a partir

de la temperatura (T_0) en el nivel del modelo más cercano al suelo, mediante las relaciones de Swinbank (1963) para cielos despejados.

$$I_A = -170,9 + 6,845 \cdot 10^{-8} T_0^4 \quad (\text{Watt/m}^2) \quad (22)$$

H_0 constituye el flujo de calor sensible desde el suelo a la atmósfera, el cual se obtiene a partir del modelo de capa límite atmosférico.

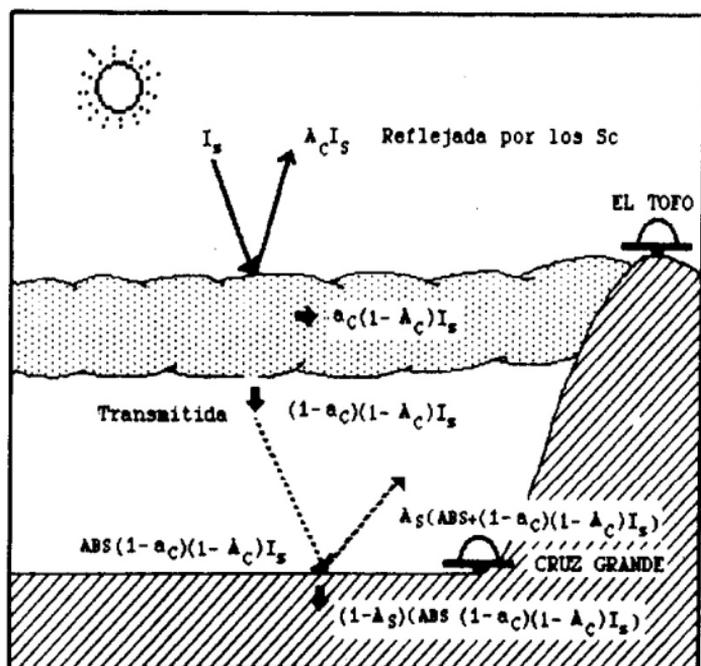


Figura 2. Modelo de nubosidad costera estratocúmuliforme utilizado en este estudio.

I_s es la radiación solar (onda corta) al nivel del suelo, la que se determina a partir de la siguiente relación:

$$I_s = S_0 \cos i (G - a_w) N_b \quad (23)$$

donde S_0 es la constante solar (1376 Watt/m^2), " $\cos i$ " incorpora el efecto de la pendiente del terreno y las variaciones astronómicas en la posición del Sol, G es la atenuación de la ra-

diación solar debida a los gases CO_2 , O_3 y O_2 , a_w es la atenuación por efectos del vapor de agua, para mayores detalles consultar en Pielke (1984).

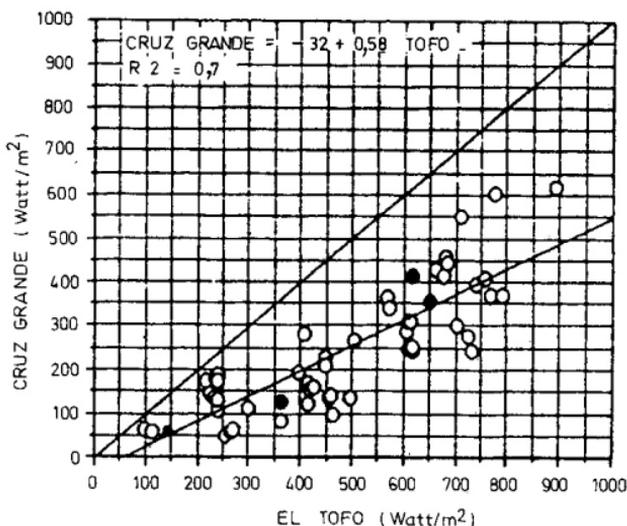


Figura 3.- Comparación entre la radiación global recibida en Cruz Grande vs El Tofo, para períodos cubiertos con nubosidad costera estratocúmuliforme.

"N_b" representa la atenuación de la radiación producto de la nubosidad, que en el caso particular del litoral semiárido chileno, proviene de los estra-

tocúmulos costeros. "N_b" puede ser determinada por medio de un modelo simple de nube, figura 2:

$$N_b = \frac{ABS(1-a_c)(1-A_c) I_s}{I_s} = ABS(1-a_c)(1-A_c) \quad (24)$$

donde a_c y A_c son la absorcitbilidad y el albedo de la nube respectivamente, mientras ABS es la absorción, causada principalmente por el vapor de agua dentro de la capa límite marina. Esta forma de determinar "N_b" resulta compleja, dado que requiere el conocimiento de tres parámetros que dependen de las características de la nube y el vapor de agua dentro de la capa límite

marina. Una forma alternativa de estimar este coeficiente es a partir de mediciones simultaneas de radiación global, en dos estaciones ubicadas sobre la nube (El Tofo) y bajo la nube (Cruz Grande), los resultados se muestran en la figura 3, en ella "N_b" alcanza un valor entre 0,3 y 0,8, con una media de 0,58.

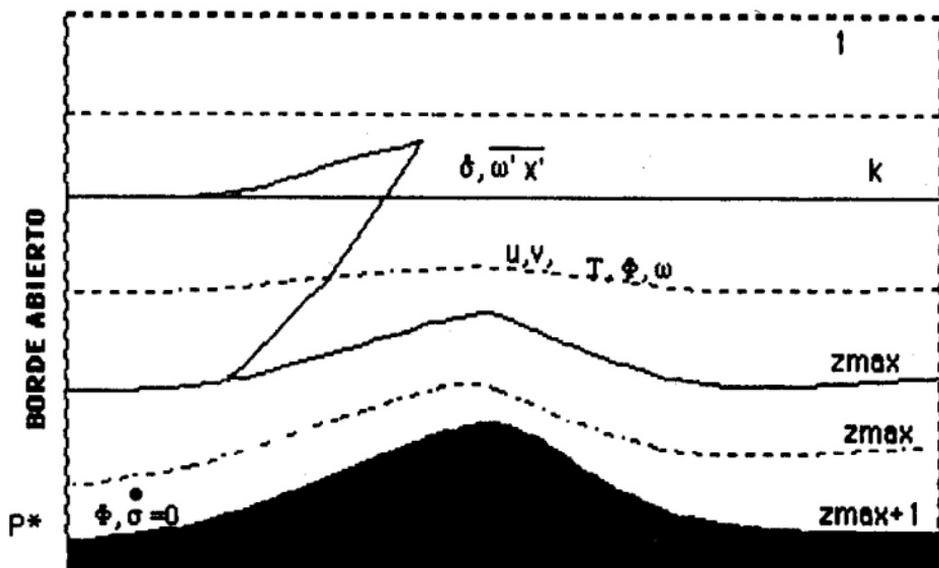


Figura 4.- Grilla vertical utilizada en el modelo, donde se muestran los nodos en que se evalúan las distintas variables de este.

MODELO NUMÉRICO

En la solución numérica del modelo antes descrito, se recurre a diferencias finitas centradas en el espacio, donde las distintas variables del modelo son evaluadas en el plano vertical y horizontal, como se muestran en las

figuras 4 y 5 respectivamente. En la integración temporal se utiliza la malla de Brown y Campana (1978), que permite pasos temporales cercanos al doble de los permitidos por las mallas centradas usuales.

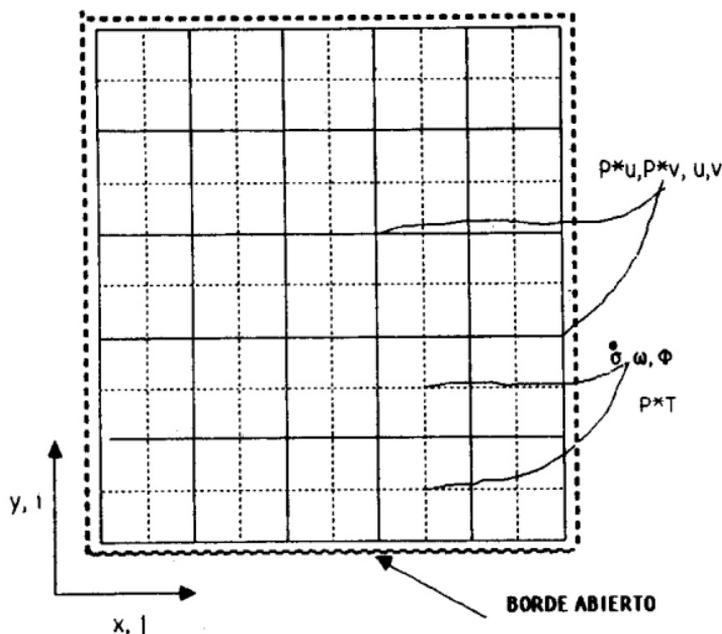


Figura 5.- Grilla horizontal utilizada en el modelo.

Las condiciones de borde son abiertas tanto en los bordes laterales como en el superior, incorporándose adicionalmente capas absorbentes en todos ellos.

En cuanto a las condiciones de borde en el suelo ($\sigma=1$), corresponden a condiciones de no-deslizamiento:

$$u = v = \sigma = 0, \quad \phi(\sigma=1) = g Z_g(x, y) \text{ en } \sigma=1, \text{ donde } Z_g(x, y) \text{ es la topografía del terreno.}$$

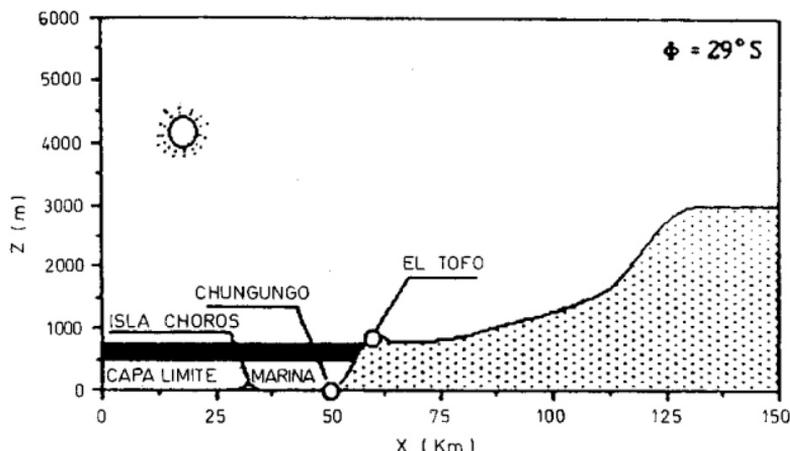


Figura 6.- Topografía de la zona de estudio utilizada en el modelo, corte zonal.

El estado inicial está definido por un campo de velocidades horizontales (u_g, v_g) y una subsidencia (w_0) de gran escala, mientras que la presión superficial (p_s), la temperatura superficial

del suelo (T_g) y el campo de temperaturas (T) se determinan a partir de un perfil de temperatura vertical (radiosonda) entregado al modelo, figura 7, considerando una atmósfera barotrópica.

RESULTADOS

En este trabajo se presentan los resultados de dos experimentos realizados con la versión bi-dimensional del modelo (corte zonal): el primero está destinado a simular los vientos observados dentro de los primeros 200 metros sobre el suelo, en la zona de El Tofo, mientras que el segundo se dedica a cuantificar el efecto de la inversión térmica, asociada a la subsidencia anticiclónica, sobre la circulaciones atmosférica dentro de la capa límite marina. Los parámetros utilizados en el modelo se resumen en la tabla I.

En todos los resultados que siguen, el tiempo está dado en tiempo solar verdadero (el sol pasa por el meridiano del lugar a las 12:00 hr).

La topografía del terreno, corte Este-Oeste a la latitud del Tofo, fue digitalizada a partir de un mapa 1:50.000 cada 2,5 km, suavizada y limitada a los 3.000 m sobre el nivel del mar, figura 6.

FIGURA 7

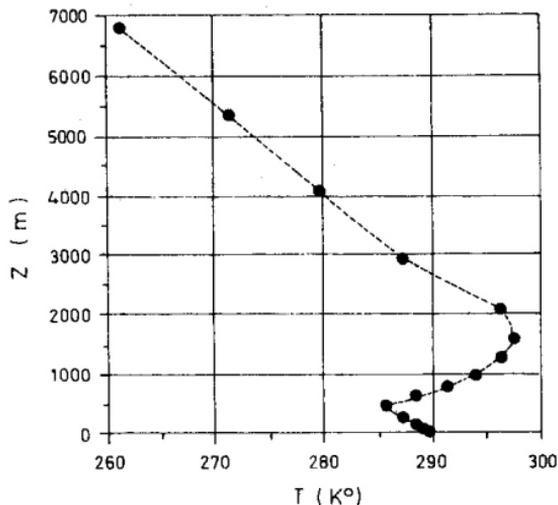


Figura.- 7 Perfil típico de temperaturas sobre Cruz Grande, utilizado en la iniciación del modelo.

z	= 4cm (océano), 100 cm (tierra)
A	= 20 %
ϕ	= 29,5 °S
δ	= -0,244 rad (1 de Noviembre 1988)
σ	= 5,7 10 Wm K
S	= 1376 watt/m
C_g	= 100000- 20000 $Z_g(\text{km})$ Jm K
(u_g, v_g)	= (0,5, 2,0) m/s
ω_0	= 1m/día
p_{top}	= 40000 Pa

Tabla I: Parámetros utilizados en el modelo.

EXPERIMENTO 1: Simulación de los vientos observados en el Tofo.

El perfil de temperaturas vertical utilizado en la inicialización del modelo, corresponde a un radiosonda típico medido sobre la zona de Cruz Grande (29,5°S); este se caracteriza por tener una inversión térmica entre 500 m y 1200 m, figura 7, producto de la subsidencia de gran escala, forzada por el

anticiclón subtropical semi-permanente del Pacífico Sur. La temperatura superficial del mar se considera estacionaria, determinándose mediante la expresión, (25) la que alcanza una anomalía máxima negativa de -6°C en la costa.

$$T(x) = 288 \text{ } ^\circ\text{C} - 6^\circ\text{C} e^{(x-50 \text{ km})/25} \quad (25)$$

La ecuación (25) incorpora los procesos de surgencias costeras (aguas frías cerca de la costa), característicos de las costas este de los océanos.

La figura 8, muestra la marcha diaria de la magnitud del viento medido en la estación de El Tofo, para el mes de Noviembre de 1988, comparada con los resultados del modelo, se puede observar como ambos presentan una evolución análoga, con un máximo a las 13:00 hrs

(1 hora después del paso del Sol por el meridiano). Lo anterior nos muestra el marcado control radiativo que presentan los vientos en la zona, lo que se traduce en un intenso ciclo diario asociado a las brisas de valle/montaña y mar/terresta, incrementada esta última por la presencia de aguas frías cerca de la costa (surgencia costera), como consecuencia del aumento de la baroclinicidad costera.

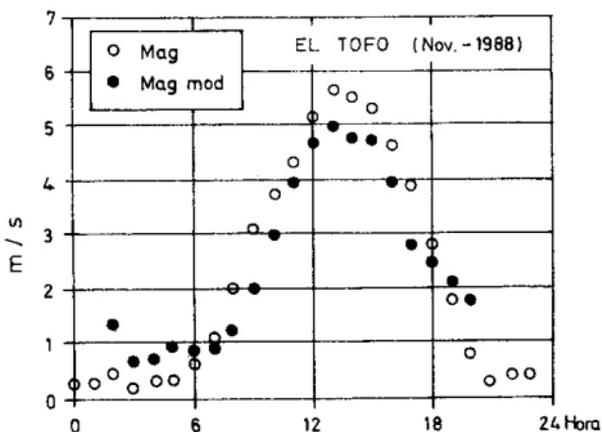


Figura 8. Comparación entre el ciclo de magnitud del viento (m/s) medido en El Tofo (círculos vacíos) y el determinado con el modelo (círculos rellenos), Noviembre 1988, adaptado desde Vergara 1990b.

La figura 9a, muestra los vientos zonales (u m/s) determinados sobre El Tofo el día 6 de Noviembre de 1988, con globos pilotos lanzados cada 3 horas. Podemos observar como la rama tierra adentro de las circulaciones de brisa se desarrollan en los primeros 200 m sobre el terreno, alcanzando un máximo de aproximadamente 9 m/s a las 13 horas, estos resultados son consistentes

con los encontrados por medio de estudios numéricos, como se puede observar en la figura 9b, donde se comparan las observaciones de viento alto a las 13:00 hr, obtenidas por medio del seguimiento de globos pilotos, con los resultados del modelo numérico, las diferencias más importantes son atribuibles a la falta de resolución vertical del modelo.

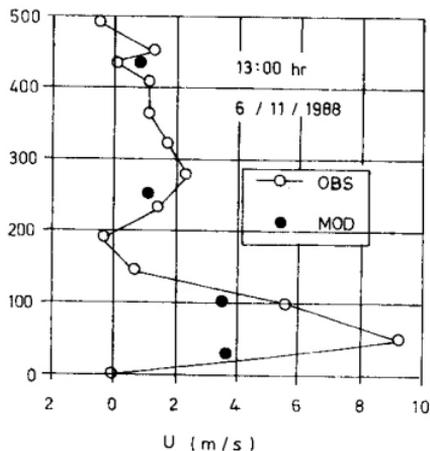
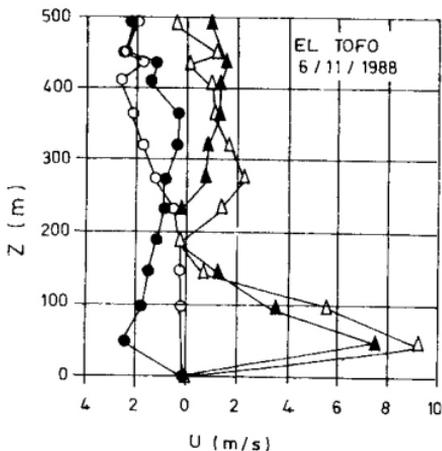


Figura 9.- a) Perfiles verticales de vientos zonales (u m/s) tri-horarios sobre El Tofo para el día 6 de Noviembre de 1988, b) comparación de los resultados del modelo con las mediciones a las 13:00 hr, adaptado desde Vergara 1990b.

EXPERIMENTOS 2: Efecto de la Inversión térmica sobre las circulaciones costeras.

Para determinar la importancia de la Inversión térmica sobre las circulaciones costeras, fueron realizadas dos simulaciones numéricas: en la primera, se considera un perfil vertical de temperaturas sin Inversión térmica, mientras en la segunda, se incorpora un perfil de temperaturas vertical similar al mostrado en la figura 7.

La figura 10a, muestra la evolución diaria del campo de viento zonal (u m/s), 20 km de la costa para los primeros 1600 m sobre el nivel del mar, en el caso en el cual el perfil vertical de temperaturas no cuenta con una Inversión térmica. Podemos observar la evolución temporal de la rama tierra adentro de las circulaciones de brisa de mar/tierra y valle/montaña entre las 8:00 y 18:00 hrs, caracterizándose por un desarrollo asimétrico, con un incremento gradual durante la mañana y parte de la tarde hasta las 16:00 hr, en contraste con una rápida relajación de esta, entre las 16:00 y 18:00 hrs, consistente con la disminución en el calentamiento solar. El máximo de velocidad presenta una reducción en magnitud y un retraso en el tiempo al alejarse del suelo, el máximo absoluto se ubica cerca de la superficie a las 12:00 hrs. con un valor de 5,5 m/s, llegando a un valor de 2,5 m/s a los 1000 m, dos horas después de ocurrido el máximo absoluto cerca de la superficie.

La figura 10b, muestra la evolución diaria del campo de viento zonal (u m/s) a 20 km de la costa, para los primeros 1600 m sobre el nivel del mar,

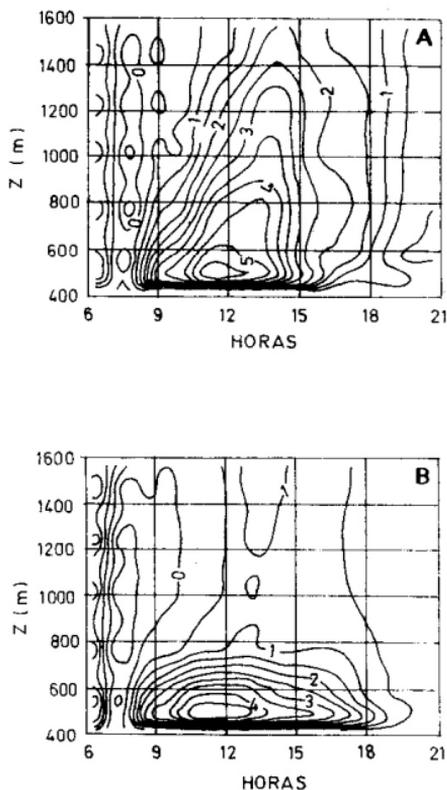


Figura 10.- Evolución diaria de los vientos zonales (u m/s) a 20 kilómetros de la costa, determinados por el modelo numérico, isolíneas cada 0,5 (m/s), sin inversión térmica en el perfil vertical de temperaturas y b) con un perfil de temperaturas vertical similar al mostrado en la figura 7.

en este experimento el perfil vertical de temperaturas en la atmósfera incluye una inversión térmica a los 500 m, como se muestra la figura 7. Se puede observar como la rama tierra adentro de las circulaciones de brisas de mar/tierra y valle/montaña, se encuentra confinada en su desarrollo vertical a los primeros 400 m sobre el suelo, en oposición a los 1000 m encontrados en el caso sin inversión térmica, mostrados en la figura 10a. En cuanto a los vientos máximos en superficie estos no muestran una sensibilidad a las variaciones en la altura de la inversión térmica, siendo en ambos casos cercano

a los 5 m/s, este resultado puede ser causado por la falta de resolución vertical en el modelo.

De las figuras 10a y 10b se desprende la importancia de la inversión térmica sobre las circulaciones costeras, controlando el desarrollo vertical de estas y por consiguiente en el factor de ventilación dentro de la capa límite marina, este resultado es significativamente importante para la capacidad potencial de dispersión de contaminantes dentro de la capa límite marina.

RESUMEN

En este trabajo se incorporan los elementos más importantes que controlan las circulaciones atmosféricas dentro de la capa límite marina, como son la orografía y la estructura térmica vertical de la atmósfera, los balances de calor en el suelo, la presencia de aguas anormalmente frías cerca de la costa como producto de la surgencia costera. Pudiendo demostrar la importancia de la presencia de una inversión térmica en el perfil vertical de temperaturas en las capas bajas de la atmósfera, sobre el desarrollo vertical de las circulaciones atmosféricas costeras.

Pese a las simplificaciones del modelo y a la falta de resolución vertical y horizontal, este logra capturar los rasgos más importantes de la dinámica de meso-escala del litoral semiárido chileno, entregando resultados comparables con las observaciones

disponibles.

Este tipo de modelos se presenta como una herramienta poderosa que puede ser utilizadas en estudios preliminares, en la estimación de viento en el litoral semiárido chileno, donde la mayor fuente de variabilidad de este es por efecto del forzamiento radiativo, el cual desarrolla intensos ciclos diarios y anuales.

La mayor limitante de este tipo de modelo se encuentra en el alto consumo computacional requerido, lo que se traduce en la dificultad de utilizar grillas espaciales más finas o desarrollos tri-dimensionales y la incorporación de mayor física al modelo. Sin embargo el rápido avance de los microcomputadores en lo referente a memoria, velocidad de cálculo y reducción de costos y los resultados prometedores de los modelos como el presentado en este

trabajo, hacen prever su amplia utilización en el futuro próximo.

APENDICE : NOMENCLATURA

Cp	Calor específico a presión constante.
Cg	Capacidad calórica del suelo por unidad de superficie.
f	Parámetro de Coriolis.
g	Aceleración de gravedad.
k	Constante de von Kármán.
K_H	Coefficiente de difusión turbulenta horizontal.
K_Z	Coefficiente de difusión turbulenta vertical.
l	Longitud de mezcla.
p	presión.
p^*	$p_s - p_t$
Ps,Pt	presión superficial y en el tope del modelo respectivamente.
R	Número de Richardson.
R	Número de Richardson crítico.
S	Cizalle del viento
T	Temperatura del aire
u,v	Velocidades del viento hacia el Este y el Norte respectivamente.
x,y	Coordenadas horizontales Este-Oeste y Norte respectivamente.
z	Coordenada vertical.
σ	$= (p - p_t) / p^*$
z	parámetro característico de la rugosidad del suelo.
Zg	Elevación del terreno.
Δt	= 5 seg incremento temporal.
Δx	= 2.5 Km incremento espacial.
$\dot{\sigma}$	velocidad vertical del sistema σ ($d\sigma/dt$)
Φ	Altura geopotencial.
θ	Temperatura potencial.
A_*	Albedo del suelo
σ_*	Constante de Stefan-Boltzman
H_0	Flujo de calor superficial.
I_s	Radiación solar al nivel del suelo.
I_A	Radiación de onda larga desde la atmósfera a la superficie.

AGRADECIMIENTOS Deseo agradecer al Dr. Humberto Fuenzalida por su apoyo constante. Este estudio fue parcialmente financiado por los Proyecto 1145-89 y 90-0946 de FONDECYT.

BIBLIOGRAFIA

- Brown, J., y K. Campana, 1978: An economical time-differencing system for numerical weather prediction, *Mon. Wea. Rev.*, 106, 1125-1136.
- Blackadar, A.K., The vertical distribution of wind and turbulent exchange in a neutral atmosphere, *J. Geophys. Res.*, 67, 3095-3102, 1962.
- Blackadar, A.K., High resolution models of the planetary boundary layer, *Advances in Environmental and Scientific Engineering*, Vol. 1, Gordon and Beach, 1978.
- Fuenzalida, H., J. Rutllant, J. Vergara, 1989, Meteorological aspects of water collection from stratocumuli in northern Chile, Third International Conference on the Southern Hemisphere Meteorology & Oceanography, 13-17 de Noviembre 1989, Buenos Aires, Argentina.
- McNider, R.J., y R. Pielke, Diurnal boundary layer development over sloping terrain, *J. Atmos. Sci.*, 38, 2198-2212, 1981.
- Pielke, A., *Mesoscale meteorological modeling*, Academic Press, 1984, 612 Pag.
- Smagorinsky, J., S. Manabe y J.L. Holloway, Jr., Numerical results from a nine-level general circulation model of the atmosphere, *Mon. Wea. Rev.*, 93, 727-768, 1965.
- Swinbank, W.C., Long-wave radiation from clear skies, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 89, 339-348, 1963.
- Vergara, J., Desarrollo de un modelo meteorológico de meso-escala, *Actas del Segundo Congreso Franco-Chileno y Latino Americano en Matemáticas Aplicadas*, 4-8 de Diciembre Santiago-Chile, en prensa, 1990a.
- Vergara, J., Estimación de potenciales eólicos mediante un modelo numérico de circulación atmosférica, *Actas del VI Seminario Nacional de Energía Solar y Eólica*, Serena, 28-30 de Noviembre de 1990, 30-39, 1990b.
- Vergara, J., Un modelo bi-dimensional continuamente estratificado para estudio de la surgencia costera. Trabajo aceptado para publicación en *Inv. Pesquera*, 29 Pag., 1991.