



UNIVERSIDAD AUTONOMA DE BAJA CALIFORNIA

FACULTAD DE CIENCIAS MARINAS

**Experimentos Numéricos y Predicción
de características de la Capa de Mezcla.**



TESIS
QUE PARA OBTENER EL TITULO DE
OCEANOLOGO
PRESENTA:
SORAYDA AIME TANAHAIRA ROMERO

ENSENADA, BAJA CALIFORNIA

AGOSTO DE 1994.

**EXPERIMENTOS NUMÉRICOS Y PREDICCIÓN
DE CARACTERÍSTICAS DE LA CAPA DE MEZCLA**

TESIS QUE PRESENTA:

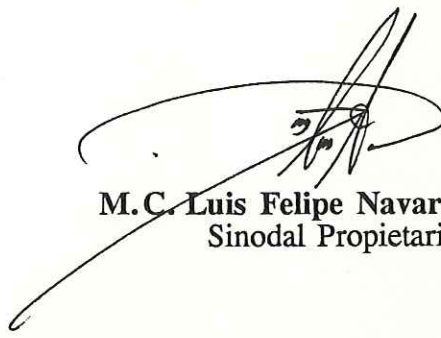
Sorayda Aime Tanahara Romero

APROBADA POR:



Dr. Affonso da Silveira Mascarenhas Jr.
Presidente del Jurado


Dr. Reginaldo Durazo Arvizu
Sinodal Propietario



M.C. Luis Felipe Navarro Olache
Sinodal Propietario

**Gracias a Dios, por haberme dado
la oportunidad de continuar viviendo
y llegar a éste momento
tan importante de mi vida.**

**La razón es la facultad humana
de aprehender el mundo con el pensamiento,
a diferencia de la inteligencia,
que es la capacidad de manipular
el mundo con éxito... (Erich Fromm)**

Con cariño, agradecimiento y respeto:

A mi padre Luis Alfonso Tanahara García, quien me ha enseñado a caminar por la vida con responsabilidad y seguridad plena.

A mi madre Maria Esthela Romero de Tanahara, quien con su ejemplo, dedicación y cariño ha hecho de mi una mujer y ahora profesionalista satisfecha de mi misma.

A cada uno de mis hermanos y amigos: Luis, Xiomara, Nicté-há, Irais, América, Mahendra, Mahatma, Tirzza y Sidahart, quienes han sido para mi aliento, apoyo y confianza durante toda mi vida, a ellos les dedico este fruto de esfuerzo compartido.

A esos amigos míos que con su ejemplo me han enseñado a luchar en la vida para alcanzar y realizar mis sueños: A ti Oscar, Alfonso, Rodolfo, Lucio, Lili, Charo y Luz.

A mis familiares y amigos, por tantas vivencias compartidas....

AGRADECIMIENTOS:

A mi director de tesis Dr. Affonso da Silveira Marcarenhas Jr., quien me ha brindado todo su apoyo y dedicación en la realización de ésta tesis. A él, mi mas profundo agradecimiento, simple y sencillamente por haberme estado siempre cercano cuando lo necesité.

A mis sinodales M.C. Luis Felipe Navarro Olache y Dr. Reginaldo Durazo Arvizu por su incondicional disposición y por sus consejos, enseñanzas y apoyo brindado. A ellos agradezco sus correcciones y sugerencias, así como la comprensión y seguridad que me brindaron para la presentación de mi exámen profesional.

A todos y cada uno de los miembros del grupo de Oceanografía Física del Instituto de Investigaciones Oceanológicas: Carlos, Rafael, Eduardo, Sergio, Adán, Oscar, Luis Felipe, Reginaldo y Affonso; quienes me facilitaron el uso del equipo de cómputo para la realización de mi tesis y por brindarme siempre una cara amiga y un consejo oportuno.

Al Instituto Oceanográfico de la Universidad de Sao Paolo, Brasil, por haberme facilitado una pequeña serie de datos meteorológicos horarios que requerí.

A la Facultad de Ciencias Marinas, por haberme formado y proporcionado los elementos necesarios para triunfar en la vida. A todos mis maestros de la Facultad mi agradecimiento de por vida.

RESUMEN

Se utilizó un modelo unidimensional de capa de mezcla del tipo "slab model", efectuándose seis tipos de experimentos en los cuales las combinaciones dependieron de los valores dados al viento, de la existencia de intercambio de calor y de los valores que toman las constantes ópticas para agua de mar.

Se encontró que para condiciones con viento constante, sin permitir intercambio de calor en la superficie, la evolución de la profundidad responde siguiendo una función definida ya anteriormente por Phillips (en Niiler and Kraus, 1977). Para un caso en el que el viento esté dado según el período inercial de la localidad, pudo verificarse que la capa de mezcla se hunde siguiendo dicho período inercial. En toda situación, el hundimiento de una capa mezclada trae consigo un enfriamiento de la misma.

En condiciones contrarias, es decir, sin viento y con intercambio de calor, la profundidad tiende a crecer lenta y gradualmente, con tendencia a llegar a una profundidad límite en la que la capa de mezcla no se hundirá más. Finalmente, permitiendo tanto intercambio de calor en la superficie con un viento medido, pero cambiando los parámetros ópticos, la capa de mezcla se hunde siguiendo un mismo patrón de comportamiento, pero la temperatura decrece aproximadamente $1/4^{\circ}\text{C}$ más para el agua costera.

INDICE

INTRODUCCIÓN	1
I. JUSTIFICACIÓN DEL PROBLEMA.	3
1.1. Definición de la capa de mezcla.	3
1.2. Importancia de la capa de mezcla.	5
II. OBJETIVO.	7
III. METODOLOGÍA.	8
3.1. Ecuaciones básicas de la capa de mezcla.	8
3.2. Manera de modelar la capa de mezcla.	10
3.3. Modelos integrados de capa de mezcla.	12
3.4. El modelo de R. O. R. Y. Thompson (1976).	15
3.5. Entradas del modelo.	19
IV. RESULTADOS.	22
V. DISCUSIONES.	37
VI. CONCLUSIONES.	42
VII. BIBLIOGRAFÍA.	44

LISTA DE FIGURAS

- | | |
|--|----|
| Figura 1. Representación esquemática de la Capa de Mezcla incluyendo las capas de ondas en la superficie y la de entrainment. | 4 |
| Figura 2. Valores medidos de Temperatura del aire (a); Presión atmosférica (b) y; Humedad relativa (c). Localidad: Cananeia, Brasil ($25^{\circ}00'09''$ <i>latitud S</i> , $47^{\circ}55'06''$ <i>W</i>). | 21 |
| Figura 3. Hundimiento de la capa de mezcla para un viento constante $\tau = 15.0 \text{ m s}^{-1}$, sin intercambio de calor con la atmósfera y estratificación lineal de temperatura: (a) Débil; (b) Fuerte. Profundidad de la capa a lo largo del tiempo para ambos casos (c). | 26 |
| Figura 4. Hundimiento de la capa de mezcla sin viento, con una pérdida de calor diaria de 200 cal/cm^2 y estratificación lineal de temperatura: (a) Débil; (b) Fuerte. Profundidad de la capa a lo largo del tiempo para ambos casos (c). | 27 |
| Figura 5. Hundimiento de una capa de mezcla inicial somera (10m), con viento constante $\tau = 15.0 \text{ m s}^{-1}$, sin intercambio de calor con la atmósfera y estratificación lineal de temperatura: (a) Débil; (b) Fuerte. Profundidad de la capa a lo largo del tiempo para ambos casos (c). | 28 |
| Figura 6. Hundimiento una capa de mezcla profunda (40m), con viento constante $\tau = 15.0 \text{ m s}^{-1}$, sin intercambio de calor con la atmósfera y estratificación lineal de temperatura: (a) Débil; (b) Fuerte. Profundidad de la capa a lo largo del tiempo para ambos casos (c). | 29 |
| Figura 7. Evolución de una capa de mezcla somera (10m), sin viento, con una pérdida de calor de 200 cal/cm^2 día y estratificación lineal de temperatura: (a) Débil; (b) Fuerte. Profundidad de la capa a lo largo del tiempo para ambos casos (c). | 30 |
| Figura 8. Evolución una capa de mezcla profunda (40m), sin viento, con una pérdida de calor de 200 cal/cm^2 día y estratificación lineal de temperatura: (a) Débil; (b) Fuerte. Profundidad de la capa a lo largo del tiempo para ambos casos (c). | 31 |

- Figura 9. Evolución de una capa de mezcla somera (10m), con viento inercial $\tau_{[0,96]} = 15.0 * \sin\left(\frac{2\pi t}{f}\right)$ a $25^{\circ}00'09'' S$, con intercambio de calor con la atmósfera y estratificación lineal de temperatura: (a) Débil; (b) Fuerte. Profundidad de la capa a lo largo del tiempo para ambos casos (c). 32
- Figura 10. Evolución de una capa de mezcla inicial profunda (40m), con viento inercial $\tau_{[0,96]} = 15.0 * \sin\left(\frac{2\pi t}{f}\right)$ a $25^{\circ}00'09'' S$, con intercambio de calor con la atmósfera y estratificación lineal de temperatura: (a) Débil; (b) Fuerte. Profundidad de la capa a lo largo del tiempo para ambos casos (c). 33
- Figura 11. Patrón de velocidades verticales para un viento constante $\tau = 15.0 m s^{-1}$ (a); y para un viento inercial $\tau_{[0,96]} = 15.0 * \sin\left(\frac{2\pi t}{f}\right)$ a $25^{\circ}00'09'' S$ (b). 34
- Figura 12a. Hundimiento de una capa de mezcla somera con viento medido, para una estratificación lineal de temperatura débil: (a) Agua Costera -Tipo III-; (b) Agua Oceánica Clara; y (c) profundidad de la capa a lo largo del tiempo para ambos casos. 35
- Figura 12b. Temperatura de superficie (d); y Calor ganado durante 4 días con viento medido para los dos tipos de agua: Agua Costera y Agua Oceánica Clara. 36

INTRODUCCION.

El estudio de la interacción Oceano-Atmósfera, se ha convertido en las últimas tres décadas en tópicos centrales para la geofísica. Su importancia radica no sólo en la comprensión de los fenómenos meteorológicos presentes, sino también en la previsión del tiempo y estado del mar, previsión de la estructura termohalina de la capa superior del oceano, su aplicación en navegación y acústica submarina, y mas recientemente en los modelos acoplados oceano-atmósfera.

Es común encontrar cercano a la superficie del océano cantidades escalares como temperatura y salinidad verticalmente mezcladas. Esta región de propiedades mezcladas es llamada capa de mezcla de la superficie (CMS) o capa de mezcla superior del oceano la cual se ha observado es turbulenta (Grant, Moilliet and Vogel, 1968). Su profundidad varía típicamente de pocos metros a los 100 o 200m y no se tiene un conocimiento preciso sobre la mezcla de las propiedades vectoriales, ni de la distribución de las velocidades horizontales dentro de ella debido a que existen muy pocas mediciones de ésta variable, situación que no sucede con la temperatura y salinidad.

Las variaciones temporales y espaciales de la profundidad de la CMS están principalmente asociadas a los cambios de energía con la atmósfera y transferencia de cantidad de movimiento a través de la superficie del mar. La respuesta de la CMS a la atmósfera varía en relación a tres escalas temporales: (1) escala de tiempo diurna, (2) escala de tiempo sinóptica y (3) la escala de tiempo estacional.

En la escala de tiempo diurna, las condiciones superficiales de la CMS en ocasiones desaparecen completamente debido a un fuerte calentamiento y

condiciones de viento ligero, así mismo decrece durante el día cuando el calor ganado por radiación solar incidente es mayor que la suma de pérdida de radiación por onda larga y los flujos de calor latente y calor sensible. Durante la noche la pérdida de radiación por onda larga y los flujos de calor latente y sensible enfrían esta capa, ocasionando que se hunda.

Las variaciones en la CMS en escala temporal no son independientes, sino que están relacionadas entre si de una manera aún desconocida. Así, las variaciones diurnas tienden a ser mayores en primavera y verano, cuando el calentamiento por radiación solar es mayor, y cuando las tormentas son débiles y poco frecuentes (Tully and Giovando, 1963; y Fiessel, Pond and Miyake, 1976).

La capa de mezcla varía espacialmente, pero dicha variación sin embargo, no es tan observable como en la escala de tiempo. Una escala horizontal de interés sería la mesoescala (Bernstein and White, 1974)¹, cuyo estudio no estará contemplado en el presente trabajo.

¹ Encontraron una correlación entre la temperatura de la superficie del mar y eddies en la mesoescala en primavera y en otoño en el Pacífico Norte.

I. JUSTIFICACION DEL PROBLEMA.

1.1. Definición de la capa de mezcla.

La definición de la capa de mezcla (CM) es algunas veces subjetiva y dependiente de medidas realizadas. Podemos definir el espesor h de la CMS como la profundidad encima de la cual la densidad es homogénea hasta 0.02 unidades de sigma-t (σ_t)². Otros criterios para la determinación de la profundidad de la CM pueden ser usados. Ostapoff y Worthem (1974), la definieron como la profundidad en la cual la temperatura está dada por

$$T(10m) - 1.0^\circ C; \quad (1.1.1)$$

como consecuencia de la definición de la profundidad de la CM su temperatura queda definida como:

$$T_{CM} = \int_{-h}^0 T(z) dz; \quad (1.1.2)$$

y su contenido de calor de la forma:

$$H_{CM} = \rho c_p \int_{-h}^0 [T(z) - T_{CM}] dz; \quad (1.1.3)$$

de tal modo que h es la profundidad de la CM, ρ la densidad media de la misma, c_p el calor específico a presión constante y $T(z)$ el perfil vertical de la temperatura.

Sin embargo, el guiarnos por perfiles de temperatura para definir la capa de mezcla resulta en ocasiones problemático por las variaciones temporales que pueden estar presentes en el momento de la medición.

² equivalente a $0.07^\circ C$ en temperatura y 0.03 p.p.m. en salinidad para valores típicos de regiones tropicales

Dinámicamente se define la profundidad de la CM como la capa sobre la cual el flujo vertical turbulento de la boyancia (flotabilidad) tiene una dependencia lineal con la profundidad. Sobre la capa de mezcla se tiene una región dominada por ondas, donde los fenómenos de quiebre y deriva por el viento son importantes. Bajo la CM existe otra capa, la de "entrainment" (abordamiento), a través de la cual la CM de la superficie recibe una contribución de masa de agua más fría del interior del oceano a través de la termoclina estacional durante el proceso de hundimiento (Mascarenhas Jr., 1984). Posterior a la capa de "entrainment", se tiene el interior del oceano con una estratificación estable y no turbulento.

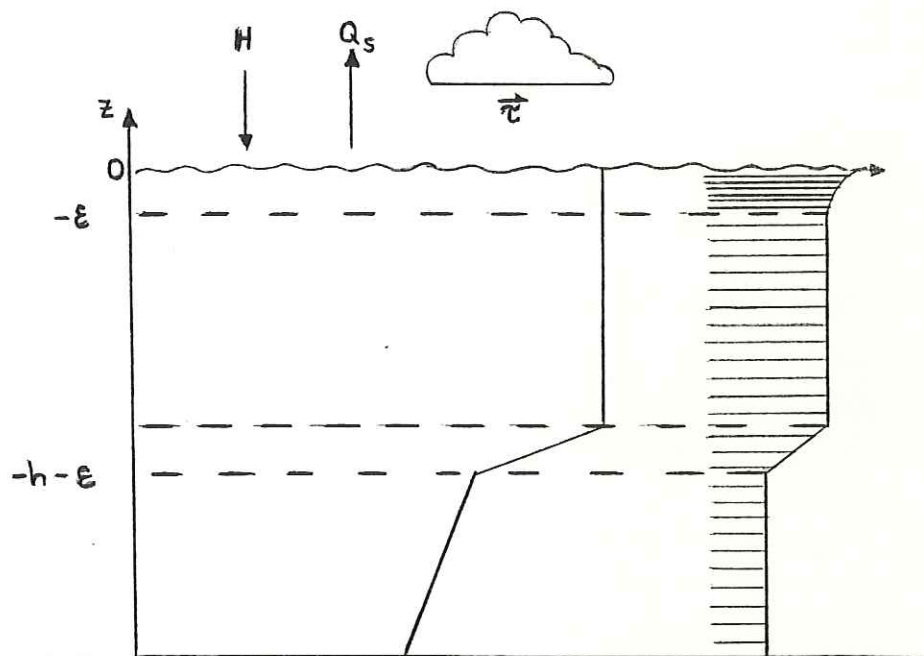


Fig. 1. Representación esquemática de la Capa de Mezcla incluyendo las capas de ondas en la superficie y la de entrainment.

1.2. Importancia de la capa de mezcla.

La capa de mezcla así como la región de la superficie del mar dominada por ondas y la termoclina estacional, son importantes para comprender los procesos físicos que involucran la interacción entre oceano y atmósfera. El conocer como el momentum es transferido de la atmósfera al oceano es importante para entender como la atmósfera fuerza las diferentes escalas de movimiento del oceano. El conocimiento de como el calor es transferido de la atmósfera al oceano y viceversa es importante para entender como la atmósfera y el oceano interactúan mutuamente.

Los procesos físicos generalmente se estudian por su causa y por su efecto, la relación entre causa y efecto generan problemas de intereses variados. Existen tres problemas por los cuales la capa de mezcla es importante:

- el de acoplamiento entre los movimientos del oceano y la capa de mezcla, i.e. el de reflexión y sobre-reflexión de las ondas inerciales de gravedad en la CMS (Stern, 1977), así como de las ondas internas, D'Asaro (1978);

- el forzamiento atmosférico en el oceano, ya que por un lado es importante para la generación de ondas internas (Bell, 1978; Kantha, 1979 a,b) y ondas inerciales (Pollard, 1970); y por otro, es también interesante para la generación de ondas de Rossby por el flujo de superficie (Frankignoul and Müller, 1979)³, sin embargo su generación por el esfuerzo del viento ("wind stress") es mucho más importante (Frankignoul and Müller, 1979 a,b); y

- para estudios de anomalías de temperatura de superficie del oceano (Frankignoul and Hasselmann, 1977; Elsberry and Garwood, 1978; y Haney, Shiver

³ Aunque si bien es cierto que estas ondas resulten ser muy pequeñas y despreciables

and Hunt, 1978). Además la capa de mezcla es también importante en la determinación de la respuesta de la superficie a movimientos quasi-geostróficos, (Stevenson, 1979).

Así, la determinación de la respuesta de la superficie es importante por dos razones: (1) la primera es que en vista de que existe un interés cada vez mayor de observar los océanos desde satélites artificiales, resulta útil detectar los movimientos oceánicos interiores a través de la variación de los patrones y de los rasgos de la temperatura superficial del océano (SST); (2) la segunda razón es que uno de los mecanismos propuestos para el transporte de calor en dirección hacia los polos es el flujo turbulento de calor en mesoescala dentro de la CMS (Voorhis, Schroeder and Leetmaa, 1976).

Finalmente se debe considerar que la prueba de modelos de CMS exige un período de observaciones en un lugar fijo del océano, dependiendo de la escala de tiempo en que se esté interesado estudiar.

II. OBJETIVO.

Realizar experimentos numéricos utilizando un modelo unidimensional de capa de mezcla de tipo "slab model", simulando situaciones que acontecen en el oceano y observar la respuesta de la profundidad de la capa de mezcla y del calor almacenado a las diferentes situaciones asi como la distribución vertical de temperatura.

III. METODOLOGIA.

3.1. Ecuaciones básicas de la capa de mezcla.

Para la deducción de las ecuaciones usadas en los modelos unidimensionales de CM fueron hechas las siguientes suposiciones por Kraus (1977) y Svensson (1978):

i) El efecto de la convección y la difusión horizontal son despreciados. Dentro de la formulación unidimensional también se tienen que excluir algunos procesos de mezcla, tales como circulación de Langmuir, ondas internas y surgencias. También las condiciones de contorno deben ser tratadas de manera unidimensional en espacio. El efecto de una distribución horizontal de un flujo de calor y de cantidad de movimiento en la superficie no pueden ser incluidos.

ii) La capa superior del oceano se supone turbulenta la mayor parte de tiempo, la advección horizontal turbulenta es despreciada y los terminos de Reynolds son parametrizados.

iii) Por simplicidad, solamente las variaciones de densidad debido a la temperatura son considerados.

La validez de estas suposiciones depende de la situación estudiada. Se debe estimar la importancia de los diferentes procesos de mezcla, y jugar con las suposiciones que sean razonables.

La ecuación básica es la ecuación de conservación de calor, en la que si se desprecia la difusión molecular y se considera sólo la turbulenta queda:

$$\frac{\partial T}{\partial t} - \frac{\partial}{\partial z} (\overline{w'T'}) = - \frac{1}{\rho c_p} \frac{\partial I}{\partial z}; \quad (3.1.1)$$

donde T es el valor medio de la temperatura en la capa de mezcla y T' la fluctuación, w' la fluctuación de la velocidad en la vertical e I la componente de la radiación solar que penetra al oceano. La componente de la radiación (Paulson and Simpson, 1977) tiene la forma:

$$I = I_0 R e^{(z/\xi_1)} + (1 - R) e^{(z/\xi_2)}; \quad (3.1.2)$$

donde los parámetros R, ξ_1 , y ξ_2 , especifican los diferentes tipos de agua.

La ecuación de la cantidad de movimiento para el caso se reduce a:

$$\frac{\partial \vec{u}}{\partial t} + f \vec{k} \times \vec{u} + \frac{\partial}{\partial z} (\overline{w' \vec{u}'}) = 0; \quad (3.1.3)$$

donde $\vec{u}$ es la velocidad media horizontal, f es el parámetro de Coriolis, $\vec{k}$ es el vector unitario en la dirección vertical z , y $\vec{u}'$ es la fluctuación de la velocidad.

Las variaciones horizontales de presión serán despreciadas. Debido a la suposición de homogeneidad horizontal, la ecuación de continuidad se reduce a:

$$\frac{\partial w}{\partial z} = \nabla_H \cdot \vec{u} = 0 \quad (3.1.4)$$

Una alternativa conveniente es usar la ecuación de boyancia, definida como:

$$\frac{\partial b}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial z} (\overline{w' b'}) = - \frac{g \alpha}{\rho c_p} \frac{\partial I}{\partial z}; \quad (3.1.5)$$

donde

$$b = -g \frac{(\rho - \rho_0)}{\rho_0} = g \alpha (T - T_0); \quad (3.1.6)$$

b representa la boyancia, α el coeficiente de dilatación térmica, los índices 0 indican valores característicos de densidad y temperatura y b' la fluctuación de la boyancia.

3.2. Manera de modelar la capa de mezcla.

La capa de mezcla ha sido modelada experimentalmente en laboratorio con la finalidad de comprender los mecanismos por los cuales ésta se hunde y la relación que dicho efecto tiene con parámetros adimensionales.

Tres tipos de experimentos han sido hechos al respecto. En un tipo llamado de agitación (Turner, 1968, 1973), se involucra la agitación mecánica en la parte superior de un contenedor con un líquido inicialmente estratificado continuamente o con dos fluidos miscibles. Una interfase bien definida se desarrollaba entre la capa superior turbulenta y el fluido abajo en reposo, que se movía gradualmente hacia abajo debido al "entrainment". En el segundo caso, se aplica un esfuerzo horizontal en la superficie de un fluido estratificado y se observaba la tasa de "entrainment" (Kantha, Phillips and Azad, 1977). Finalmente, en el tercer tipo, el forzamiento es dado por convección causado por diferencias de densidad debido al calentamiento y enfriamiento (Willies and Deardoff, 1974). Modelos teóricos han usado los resultados de estos experimentos para calibrar la parametrización de sus modelos.

Para la resolución del sistema de ecuaciones de energía mecánica, cantidad de movimiento y energía turbulenta, se tienen que encontrar expresiones explícitas para los flujos turbulentos. Para ello existen cuatro tipos de modelos diversos (Niiler and Kraus, en Kraus Ed., 1977): Modelos de turbulencia cerrados, Modelos con soluciones determinísticas, Modelos con coeficientes turbulentos (eddy), y Modelos integrados de CM o Modelos de capa ("slab").

i) Modelos de turbulencia cerrados (Mellor and Durbin, 1975; Mellor and Yamada, 1974-1982; Žeman and Lumely, 1976; y Kundu, 1980): Dan solución a los términos de Reynolds a través de términos turbulentos de orden superior. Las

ecuaciones de Reynolds expresan la evolución de los productos medios de las fluctuaciones en las ecuaciones energía mecánica, cantidad de movimiento y energía turbulenta como función de términos de orden superior, i.e. de la triple correlación de los productos medios de las fluctuaciones. Los términos de orden superior deben ser parametrizados en términos de coeficientes empíricos y cantidades computables.

ii) Modelos determinísticos: Este procedimiento toma el problema determinando directamente las fluctuaciones de velocidad a partir de las ecuaciones primitivas. Esto requiere una resolución en espacio y tiempo fina de las variables dependientes, así como de las condiciones iniciales (Deardoff, 1970).

iii) Modelos con coeficientes turbulentos: Están basados en la ecuación de energía térmica y en el supuesto de que los términos de Reynolds pueden ser expresados de acuerdo con las leyes de Fick. Es un método clásico basado en la analogía existente con transporte molecular, supone que los flujos turbulentos pueden ser expresados por el gradiente de la cantidad transportada multiplicada por un coeficiente de difusión turbulenta apropiado (McCormick and Meadows, 1988).

iv) Modelos integrados de capa de mezcla (Kraus and Turner, 1967)⁴: Se considera que la distribución vertical de temperatura, salinidad y velocidad horizontal dentro de la CM presenta sólo pequeñas fluctuaciones, por lo que las ecuaciones energía mecánica, cantidad de movimiento y energía turbulenta pueden ser integradas verticalmente. De ésta manera se obtiene el transporte turbulento, aunque para ello es necesario utilizar una ecuación para la evolución de la profundidad de la CM que cierre el sistema. Este tipo de modelos puede ser subdividido en dos clases basándose

⁴ Ellos fueron los primeros en usar éste tipo de modelo.

en la importancia física que cada uno atribuye al transporte turbulento de energía cinética (Cushman-Roisin, 1981). Hay modelos de erosión turbulenta (TEM) y modelos de inestabilidad dinámica (DIM).

3.3. Modelos integrados de Capa de Mezcla.

Una diferencia esencial entre los modelos de turbulencia cerrados simplificados y los modelos de capa de mezcla es la importancia que cada uno de ellos atribuye al transporte de energía cinética turbulenta. Los modelos cerrados utilizan una forma reducida de la ecuación de energía turbulenta donde los términos de disipación viscosa turbulenta, los de boyancia y los de tensión del flujo medio por cizallamiento son compensados teniendo como resultado que el flujo de energía mecánica es igual a cero. Por otro lado en los modelos de CM la energía turbulenta generada indirectamente por el viento -por ejemplo-, es usada para efectuar trabajo en contra de la gravedad en el fondo de la capa, en donde el agua es más densa en el interior. La existencia de un flujo de energía turbulenta es por tanto esencial para los modelos de capa de mezcla.

Para la gran mayoría de los modelos de capa de mezcla se hacen las siguientes suposiciones:

i) La temperatura media, salinidad y velocidades horizontales se suponen quasi-uniformes dentro de la capa.

ii) En la escala de tiempo y de profundidad del modelo, una distribución quasi-discontinua de las variables puede ser imaginada a través de la superficie del mar y a través de la frontera inferior de la capa de mezcla.

iii) La tasa de variación local de la velocidad cuadrática media turbulenta se supone pequeña comparada con los efectos generadores y disipadores de turbulencia.

La primera suposición permite la integración vertical de las ecuaciones hasta la profundidad de la capa de mezcla, $h = h(t)$. Con esta integración obtenemos una incógnita mas, por lo cual necesitamos de una ecuación más para cerrar el sistema. Así pues, introducimos la ecuación de energía mecánica turbulenta dada por Kraus (1972),

$$\frac{\partial e'}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial z} \left[\overline{w' \left(\frac{P'}{\rho_0} + e' \right)} \right] = -\overline{u'w'} \frac{\partial u}{\partial z} - \overline{v'w'} \frac{\partial v}{\partial z} + \overline{w'T'} - \epsilon; \quad (3.3.1)$$

donde $e' = \frac{1}{2} \overline{u'_i u'_i}$, P' son las desviaciones turbulentas de presión, y ϵ la disipación.

La suposición de que los procesos de difusión son despreciables en el fondo de la capa de mezcla, obliga a suponer que todos los procesos de mezcla en aquella región se deben, en la ausencia de una velocidad vertical al "entrainment" w_e .

El entrainment es un término que describe los procesos involucrados cuando se lleva a cabo una expansión turbulenta adyacente a un fluido no-turbulento. Es una característica de todo flujo turbulento que ocurre en el oceano cuando una capa superficial de mezcla se hunde bajo la influencia del viento o procesos convectivos (Phillips, en Kraus Ed., 1977).

Si integramos las ecuaciones desde la superficie del mar $z = 0$, hasta la profundidad de la capa de mezcla $z = -h$ las condiciones de frontera serán:

i) Para la ecuación de temperatura,

$$\rho c_p \overline{w' T'} = \Sigma Q \quad \text{para } z = 0$$

(3.3.2)

$$\rho c_p \overline{w' T'} = -W_e \Delta T \quad \text{para } z = -h$$

donde ΣQ es la sumatoria de los flujos de calor en la superficie, aproximado por ejemplo, mediante las fórmulas del tipo "Bulk Aerodynamic" en función de observaciones meteorológicas de la superficie del océano (Roll, 1965; y Busch, 1977). Los flujos que se consideran a través de la interfase aire-mar, son: flujo de radiación solar, flujo de calor sensible, flujo de calor latente y flujo neto de radiación de onda larga.

ii) Para la ecuación de cantidad de movimiento,

$$(\overline{w' u'}) = \frac{\tau_0}{\rho} = \frac{\rho_a}{\rho} C_D |\vec{u}_a| \vec{u}_a \quad \text{para } z = 0$$

(3.3.3)

$$(\overline{w' u'}) = -W_e \Delta \vec{u} \quad \text{para } z = -h$$

donde τ_0 es la tensión de cizalle del viento sobre la superficie del mar, $\vec{u}_a$ es la velocidad del viento en $z = \alpha$ (altura del anemómetro), ρ_a es la densidad del aire, ρ la densidad del agua de mar y C_D un coeficiente de arrastre que depende de la velocidad del viento y de la estabilidad de la columna de aire (Mascarenhas Jr., 1985).

iii) Para la ecuación de boyancia,

$$\overline{w' b'} = g \alpha \overline{w' T'} = B_0 \quad \text{para } z = 0$$

(3.3.4)

$$\overline{w' b'} = -W_e \Delta b \quad \text{para } z = -h$$

donde B_0 es el flujo de boyancia a través de la superficie. Los valores ΔT , Δu , y Δb representan los saltos quasi-discontínuos de estos valores en el fondo de la capa de mezcla.

iv) Para la ecuación de energía turbulenta,

$$\overline{w' \left(\frac{p'}{\rho_0} + e' \right)} = -m u_*^3 \quad \text{cuando } z = 0$$

$$\overline{w' \left(\frac{p'}{\rho_0} + e' \right)} = -W_e \overline{(u', u')} \quad \text{cuando } z = -h$$
(3.3.5)

donde u_* es la velocidad de fricción (Niiler and Kraus, 1977) expresada como $u_*^2 = \frac{\tau_0}{\rho}$.

La integración de la ecuación de continuidad para el caso unidimensional suponiendo la velocidad vertical en la superficie nula, i.e. $W(-h) = 0$, se reduce a:

$$W_e = \frac{\partial h}{\partial t} \quad \text{para } \frac{\partial h}{\partial t} > 0 \quad (3.3.6)$$

$$W_e = 0 \quad \text{para } \frac{\partial h}{\partial t} \leq 0 \quad (3.3.7)$$

Al integrar las otras ecuaciones se obtiene,

$$h \frac{\partial T}{\partial t} + (T - T_{-h}) W_e = \Sigma Q \quad (3.3.8)$$

$$h \frac{\partial u}{\partial t} + (u - u_{-h}) W_e = \tau_0 \quad (3.3.9)$$

$$h \frac{\partial b}{\partial t} + (b - b_{-h}) W_e = B_0 \quad (3.3.10)$$

3.4. El modelo de R.O.R.Y. Thompson (1976).

En 1976 Thompson publicó una comparación entre los diversos modelos unidimensionales de capa mezclada, ofreciendo una implementación simple y rápida para el uso de computador personal. El modelo está basado en Thompson (1973), las suposiciones son las mismas que las expuestas en la sección anterior, a las cuales se les añade que la velocidad por debajo de la capa de mezcla es despreciable. Las ecuaciones son:

$$\frac{d(hu)}{dt} = fhv + \frac{\tau_1}{\rho_0} \quad (3.4.1)$$

$$\frac{d(hv)}{dt} = -fhv + \frac{\tau_2}{\rho_0} \quad (3.4.2)$$

$$\frac{d(hT)}{dt} = \frac{\Sigma Q_0}{\rho c_p} \quad (3.4.3)$$

La característica del modelo es el empleo del criterio de mezcla a través de un número no-dimensional que relaciona flujo de energía cinética y potencial, es decir el uso del número de Froude⁵ de la capa, dado por:

$$F = \frac{\rho_0(u^2 + v^2)}{g \Delta \rho h}; \quad (3.4.4)$$

donde $\Delta \rho$ es el salto en el valor de la densidad a través del fondo de la capa⁶, tal que el número de Froude no debe exceder la unidad.

Las condiciones iniciales para el funcionamiento del modelo son las velocidades u, v a la profundidad (h) de la capa mezclada, y por supuesto el perfil inicial de temperatura dado por T_n para una malla uniformemente espaciada. Al inicio de cada

⁵ El Número de Froude es el inverso del Número de Richardson

⁶ $\Delta \rho = \rho_0 \alpha [T - T(-h)]$ para $\alpha = 0.0025^\circ \text{C}^{-1}$ para temperaturas cercanas a los 25°C .

intervalo de tiempo Δt los flujos de intercambio de calor son calculados para la capa de la superficie, posteriormente una nueva temperatura es calculada, de tal manera que numéricamente se tendrá:

$$T_1(t + \Delta t) = T_1(t) + \frac{\Delta t \Sigma Q_0}{\rho c_p \Delta z} \quad (3.4.5)$$

Para el caso en que la ganancia de calor por radiación solar sea también considerado en las capas anteriores, se tiene la siguiente expresión general:

$$T_n(t + \Delta t) = T_n(t) + \frac{\Delta t \Delta I_z}{\rho c_p \Delta z}; \quad (3.4.6)$$

donde ΔI_z es la radiación solar neta que llega a la n -ésima capa. Así, la capa de mezcla responde a los efectos de intercambio de calor y al flujo de cantidad de movimiento. Este último también actúa sobre la velocidad de la capa de mezcla modificándola. Aplicándose la rotación, debido a Coriolis, se tiene:

$$u^* = u \cos(f \Delta t) + v \sin(f \Delta t); \quad (3.4.7)$$

$$v^* = v \cos(f \Delta t) - u \sin(f \Delta t); \quad (3.4.8)$$

y los incrementos de cantidad de movimiento estarán dados por,

$$\Delta M_1 = \tau_1 \Delta t \quad (3.4.9)$$

$$\Delta M_2 = \tau_2 \Delta t \quad (3.4.10)$$

Aplicando el criterio del Número de Froude y considerando que la mezcla se lleva a cabo hacia abajo de la superficie, se tiene que para cada profundidad $n \Delta z < h$ el cizalle es debido únicamente a ΔM . Por tanto el Número de Froude queda expresado como:

$$F = \frac{(\Delta M_1)^2 + (\Delta M_2)^2}{\rho^2 g \alpha (T_n - T_{n+1}) (n \Delta z)^3}; \quad (3.4.11)$$

este número verifica la estabilidad gravitacional y dinámica. Sí, $F > 1$, entonces: $T_1 = T_2 = \dots = T_n$ y se incrementa n . Sí $F < 1$, para $n \Delta z < h$, se debe calcular la nueva h como,

$$h = n \Delta z; \quad (3.4.12)$$

y adicionando el incremento de momentum se tiene:

$$u(t + \Delta t) = u^* + \frac{\Delta M_1}{\rho n \Delta z}; \quad (3.4.13)$$

$$v(t + \Delta t) = v^* + \frac{\Delta M_2}{\rho n \Delta z}; \quad (3.4.14)$$

y se va al siguiente intervalo de tiempo. En el caso de que $n \Delta z > h$, el cizalle es mayor debido a la existencia de una velocidad previa. En este caso la cantidad de movimiento total está ahora mezclado sobre una profundidad mas grande, entonces el número de Froude es:

$$F = \frac{\left(h u^* + \frac{\Delta M_1}{\rho}\right)^2 + \left(h v^* + \frac{\Delta M_2}{\rho}\right)^2}{g \alpha (T_n - T_{n+1}) (n \Delta z)^3} \quad (3.4.15)$$

Ahora, si $F > 1$, hay que mezclar e incrementar n . Si $F < 1$ se conserva el momentum total dado por:

$$u(t + \Delta t) = \frac{\left(u^* h + \frac{\Delta M_1}{\rho}\right)}{(n \Delta z)}; \quad (3.4.16)$$

$$v(t + \Delta t) = \frac{\left(v^* h + \frac{\Delta M_2}{\rho}\right)}{(n \Delta z)}; \quad (3.4.17)$$

se hace $h = n \Delta z$ y se va al siguiente intervalo de tiempo.

3.5. Entradas del modelo.

El modelo trabaja con datos meteorológicos de temperatura de aire, presión, humedad relativa, viento y nubosidad, así como con un perfil inicial de temperatura -lineal- para el oceano. La temperatura del aire es dada en grados Celcius (Centígrados); la velocidad del viento a nivel del anemómetro entra en el modelo como metros por segundo; la nubosidad se cuantifica en décimos de cobertura; y, el perfil inicial de temperatura es también dado en grados Centígrados con su correspondiente profundidad en metros. Es conveniente señalar que fueron usados dos diferentes tipos de estratificación de temperatura: uno débil en cuyo caso $\frac{\Delta T}{\Delta z} = 0.06^\circ C m^{-1}$ y otro fuerte con $\frac{\Delta T}{\Delta z} = 0.2^\circ C m^{-1}$, la temperatura de superficie fue de $22^\circ C$ en ambos casos.

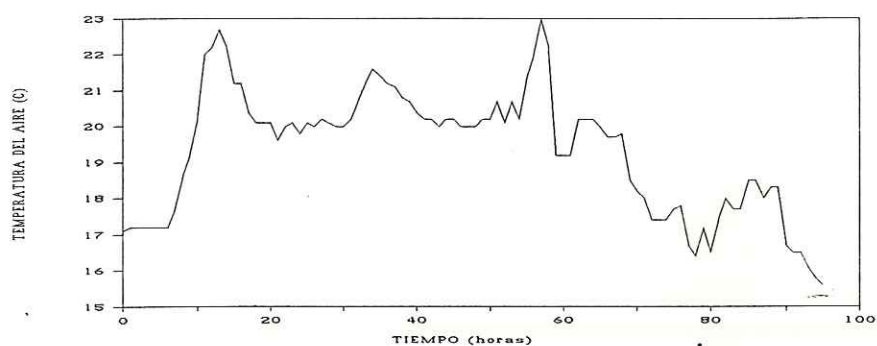
Los parámetros ópticos con los que trabaja el modelo, pueden ser variados. En el presente trabajo, se utilizaron 2 tipos de parámetros en uno de los experimentos: (1) Para Agua Océanica Clara (Kraus, 1972) y, (2) Para Agua Costera -Tipo III- (Jerlov, 1968). En tales casos, los valores que tomaron dichas constantes fueron: $\xi_1 = 5.0$, $\xi_2 = 40.0$ y, $R = 0.40$ para el caso (1); y, para el segundo (2), dichos parámetros tomaron los valores de $\xi_1 = 1.40$, $\xi_2 = 7.90$ y, $R = 0.78$.

La radiación solar es calculada mediante una subrutina que considera la posición geográfica, la variación de la distancia Tierra-Sol, declinación solar, distancia zenital del sol, variación de ángulo horario, espaciamento de Rayleigh, absorción de vapor de agua en la atmósfera, y atenuación por nubosidad. Las fórmulas para la obtención

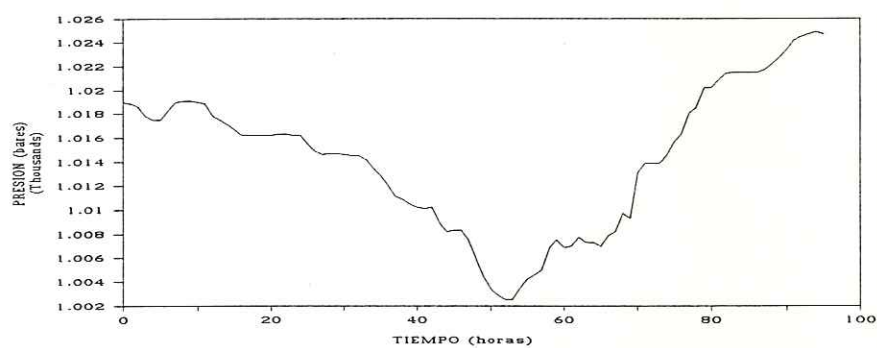
de los flujos de radiación de onda larga incluyen los efectos del albedo, absorción atmosférica, pérdidas por calor sensible, calor latente y radiación de onda larga emitida por el mar.

Los datos meteorológicos de entrada utilizados en todos los experimentos realizados y que corresponden al mismo periodo fueron tomados en la Estación Meteorologica del Instituto Oceanografico de la Universidad de Sao Paulo en Cananea (Sao Paulo, Brasil) localizada a $25^{\circ}00'09''$ *latitud S* y $47^{\circ}55'06''$ *longitud W* los días 4-7 de octubre de 1991; sus valores se presentan en la Fig. 2.

(a)



(b)



(c)

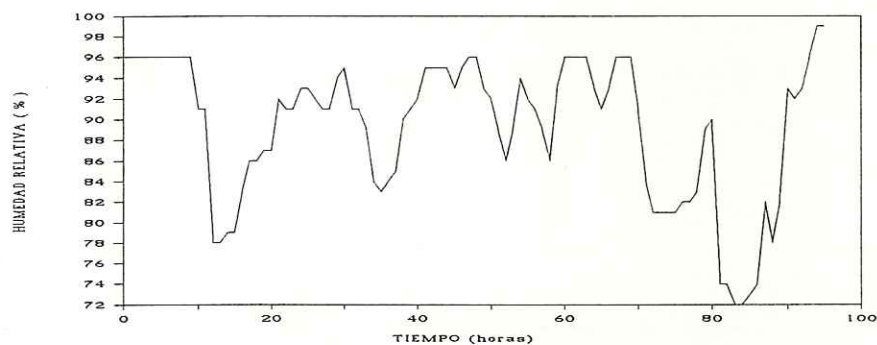


Fig. 2. Valores medidos de Temperatura del aire (a); Presión atmosférica (b) y; Humedad relativa (c). Localidad: Cananeia, Brasil ($25^{\circ}00'09''$ *latitud* S, $47^{\circ}55'06''$ *W*).

IV. RESULTADOS.

Los resultados del presente trabajo serán presentados de acuerdo a la situación que fue simulada, incluyendo en cada uno de ellos el tipo de forzamiento que se le dió al modelo. Las variables ópticas usadas para la mayoría de los casos fueron las de Agua Costera -Tipo III-. En el caso (IV) fueron usados los dos distintos tipos parámetros ya mencionados con anterioridad de acuerdo al tipo de Agua que se deseaba experimentar. En el resto de los casos, los parámetros ópticos fueron los reportados por Jerlov (1968) para Agua Costera -Tipo III-.

La evolución de los perfiles en los casos en que no existe intercambio de calor fueron graficados con los siguientes intervalos de tiempo: 0, 1, 3, 6, 24 y 96 horas. En todos los demás casos los gráficos se realizaron a las 0, 12, 24, 48, 72 y 96 horas.

CASO I. Se usaron dos diferentes tipos de estratificación con un viento constante de $\tau = 15.0 m s^{-1}$ y nubosidad variando dentro de un rango de 0.5 y 1.0; considerándose además, una situación sin intercambio de calor con la atmósfera $\Sigma Q = 0$.

El perfil con estratificación débil se hundió hasta 56 metros a las 11 horas, permaneciendo con éste valor hasta las 37 horas, posterior a lo cual aumentó su profundidad 3 metros más para permanecer constante hasta el término de 96 horas y reduciendo su temperatura hasta 20.04 °C. En el caso de la estratificación fuerte, la profundidad alcanzada fue de 42 metros, manteniendo su constancia a partir de las 11 horas; su temperatura se redujo a 17.38 °C (Fig. 3).

CASO II. Se usó la misma estratificación y variantes atmosféricas que en el caso I, permitiendo intercambio de calor para condiciones sin viento. Se añadió además una pérdida diaria de calor correspondiente a 200 cal/cm².

El perfil con estratificación débil se fue hundiendo gradualmente hasta alcanzar un máximo de 41 metros, reduciendo su temperatura hasta 19.54°C . En el caso de la estratificación fuerte, la profundidad alcanzada fue de tan solo 22 metros y su temperatura se redujo a 17.50°C (Fig. 4).

CASO III. Los perfiles de temperatura usados fueron los mismos que en los casos anteriores; pero se partió con una capa de mezcla inicial probando dos casos: uno para una capa de mezcla somera (10m) y otro con una capa de mezcla profunda (40m). El modelo fue forzado con un viento constante de 15ms^{-1} (al igual que en el caso I), de igual forma, presión, nubosidad y humedad relativa se variaron conforme a los rangos ya descritos en el caso I.

Los valores de temperatura y profundidad alcanzados en el caso de una capa de mezcla inicial somera fueron respectivamente 20.62°C y 58m en la estratificación débil, presentando esta profundidad máxima a las 68 horas. En el caso de estratificación fuerte, la profundidad a la que se llegó fue de 42m en 39 horas, con una temperatura en la capa de 19.26°C después de 96 horas (Fig. 5).

Al experimentarse con una capa de mezcla inicial profunda (40m), se obtuvo para la estratificación débil un máximo hundimiento de 59m con una temperatura de 21.64°C , situación que se alcanzó a las 40 horas. Para las mismas condiciones, el perfil con estratificación fuerte se hundió hasta 48m reduciendo su temperatura a 20.65°C en el mismo lapso de tiempo que la estratificación débil (Fig. 6).

CASO IV. Los perfiles de temperatura usados fueron los mismos que en el experimento anterior, usándose una pérdida diaria de calor de $200\text{cal}/\text{cm}^2$. Se consideró una situación sin viento y de la misma manera, presión, nubosidad y humedad relativa variaron conforme a la descripción señalada en el caso I.

En estas condiciones se obtuvo que la temperatura para la estratificación débil y capa inicial somera disminuyó a 20.07°C y la profundidad alcanzada fue de tan solo 40m. En el caso de estratificación fuerte, la profundidad a la que se llegó fue de 24m, con una temperatura en la capa de 19.08°C; en ambos casos la capa fue hundiéndose gradualmente (Fig. 7).

Para una capa de mezcla inicial profunda (40m), se obtuvo una profundidad máxima de 57m después de 96 horas en la estratificación débil, y la temperatura a la que llegó fue de 20.96°C. Bajo las mismas circunstancias, el perfil con estratificación fuerte se hundió hasta 45m reduciendo su temperatura a 20.82°C; en ambos casos el hundimiento de la capa fue de manera gradual (Fig. 8).

CASO V. El modelo se forzó con un viento inercial dado por $\tau = 15.0 * \sin\left(\frac{2\pi t}{f}\right) \text{ms}^{-1}$ para un período de 96 horas y permitiendo intercambio de calor con la atmósfera, al igual que en todos los casos, nubosidad, presión y humedad relativa fueron como en el caso I.

La temperatura para la estratificación débil y capa inicial somera decreció hasta un valor de 19.01°C y la profundidad a la que se llegó fue de 102m. Para la estratificación fuerte, la profundidad alcanzada fue de 73m, y su temperatura fue 15.82°C; en ambos casos la capa se hundió en 3 episodios disminuyendo gradualmente su pendiente (Fig. 9).

En la estratificación débil para una capa inicial profunda, la temperatura disminuyó a 20.52°C con una profundidad de 95m. Con una estratificación fuerte, la profundidad alcanzada fue de 69m, y su temperatura fue 20.03°C; en ambos experimentos la capa se hundió en 3 episodios (Fig. 10) con el periodo inercial local de aproximadamente 28 horas.

La Fig.11 muestra un patrón de velocidades para cuando se forzó con viento constante y en el caso en que se hizo con viento inercial. Las velocidades alcanzadas con viento constante, oscilaron entre 3.17cms^{-1} y -4.96cms^{-1} en la componente U, y en la componente V tomaron un valor de 18.61cms^{-1} para el límite superior y de -16.45cms^{-1} en el límite inferior. En el caso de las velocidades desarrolladas cuando se dió forzamiento inercial, la componente U tuvo 4 máximos: 17.37, 31.30, 43.92 y 53.95cms^{-1} , y 3 mínimos: -20.05, -33.35 y -45.67cms^{-1} ; a su vez, la componente V tuvo también 4 valores máximos: 3.40, 20.40, 33.83 y 45.82cms^{-1} , y 3 mínimos que tomaron los siguientes valores: -18.86, -32.23 y -44.91cms^{-1} .

CASO VI. Finalmente, se hizo un último experimento en el que se utilizaron series de datos meteorológicos en todas las variables que entran en el modelo. Se experimentó con un perfil débil de temperatura y con una capa de mezcla inicial somera (10m). La variante en éste caso fue el utilizar dos diferentes parámetros ópticos: uno para Agua Costera -Tipo III- (Jerlov, 1968) y el otro para Agua Oceánica Clara (Kraus, 1972).

Para el agua costera la temperatura disminuyó hasta 20.18°C y la profundidad alcanzada fue de 38m. Para el agua oceánica la temperatura disminuyó hasta un valor de 20.42°C y la capa se hundió 36m (Fig.12a). En la Fig. 12b, se muestra el comportamiento de la temperatura de superficie para ambos casos, durante las primeras 8 horas ambas tienen el mismo valor, pero posterior a este tiempo inician a diverger hasta llegar a los valores anteriormente señalados. En la misma figura esta el calor ganado durante 4 días para el mismo experimento.

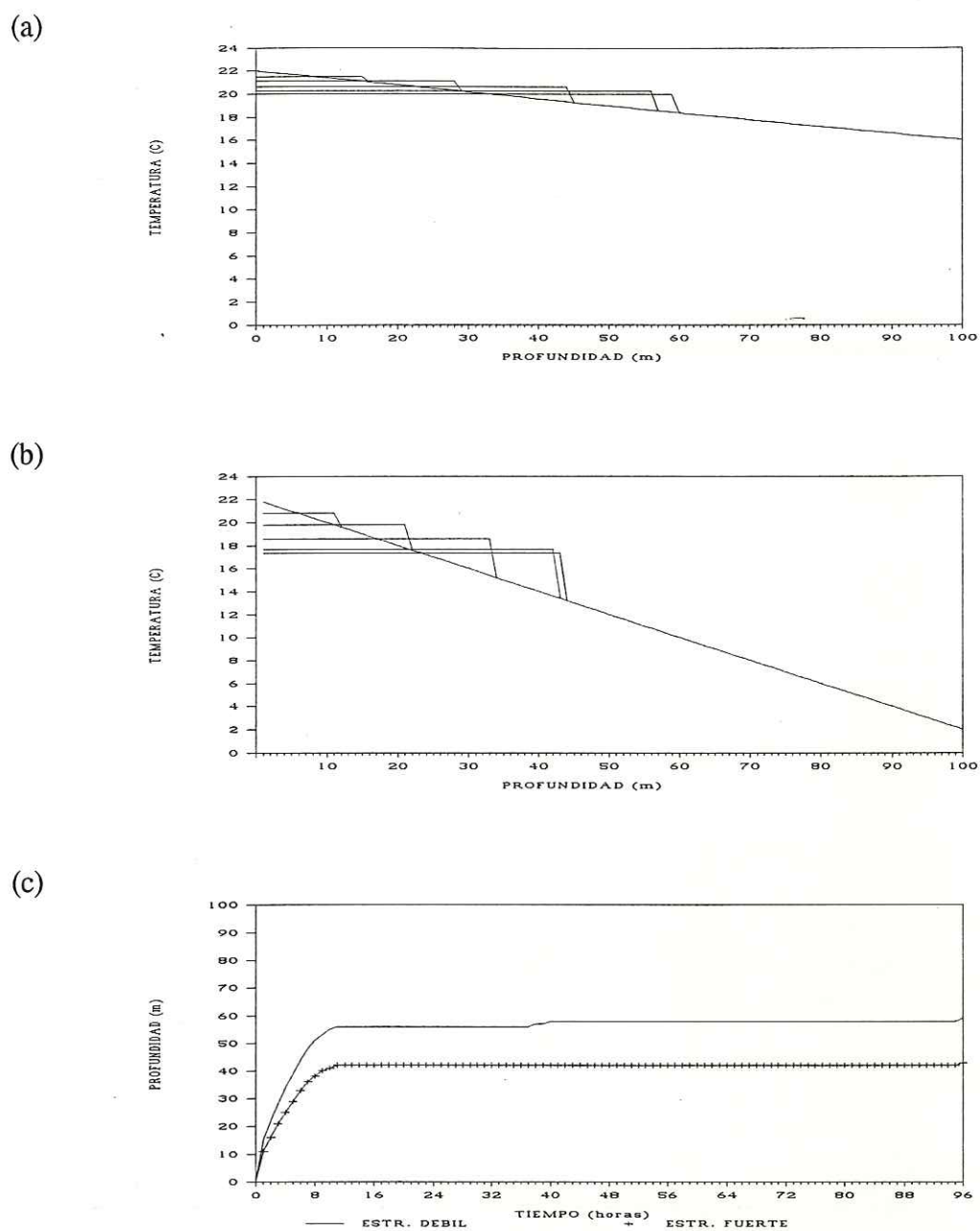
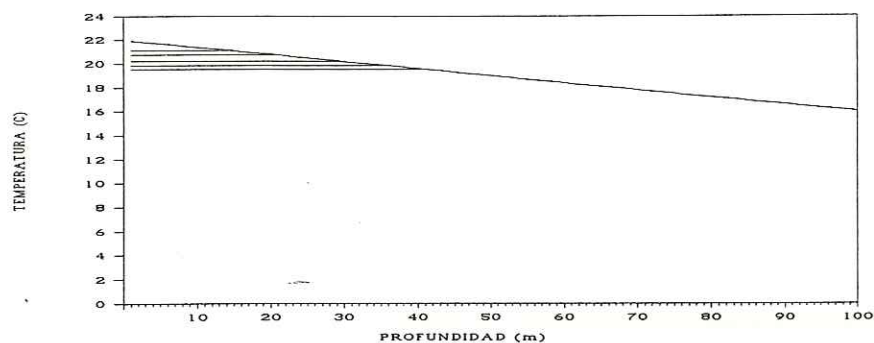
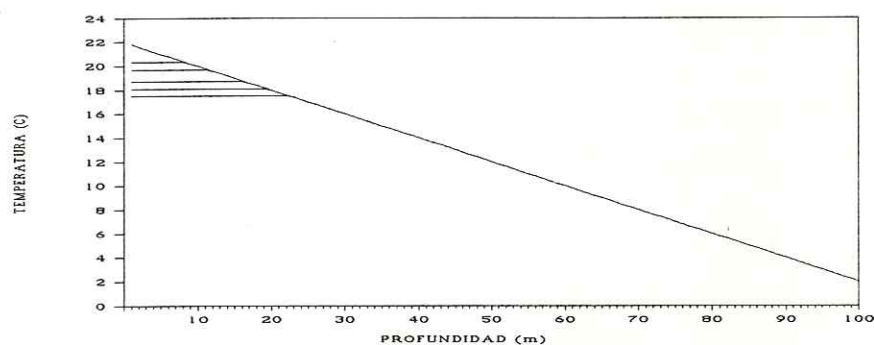


Fig. 3. Hundimiento de la capa de mezcla para un viento constante $\tau = 15.0 m s^{-1}$, sin intercambio de calor con la atmósfera y estratificación lineal de temperatura: (a) Débil; (b) Fuerte. Profundidad de la capa a lo largo del tiempo para ambos casos (c).

(a)



(b)



(c)

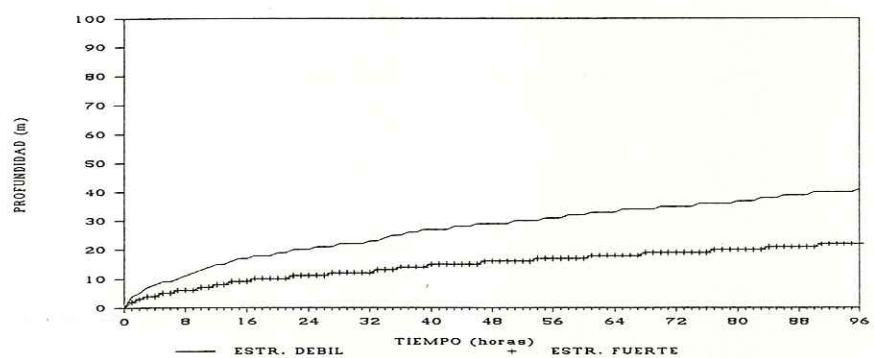


Fig. 4. Hundimiento de la capa de mezcla sin viento, con una pérdida de calor diaria de 200 cal/cm^2 y estratificación lineal de temperatura: (a) Débil; (b) Fuerte. Profundidad de la capa a lo largo del tiempo para ambos casos (c).

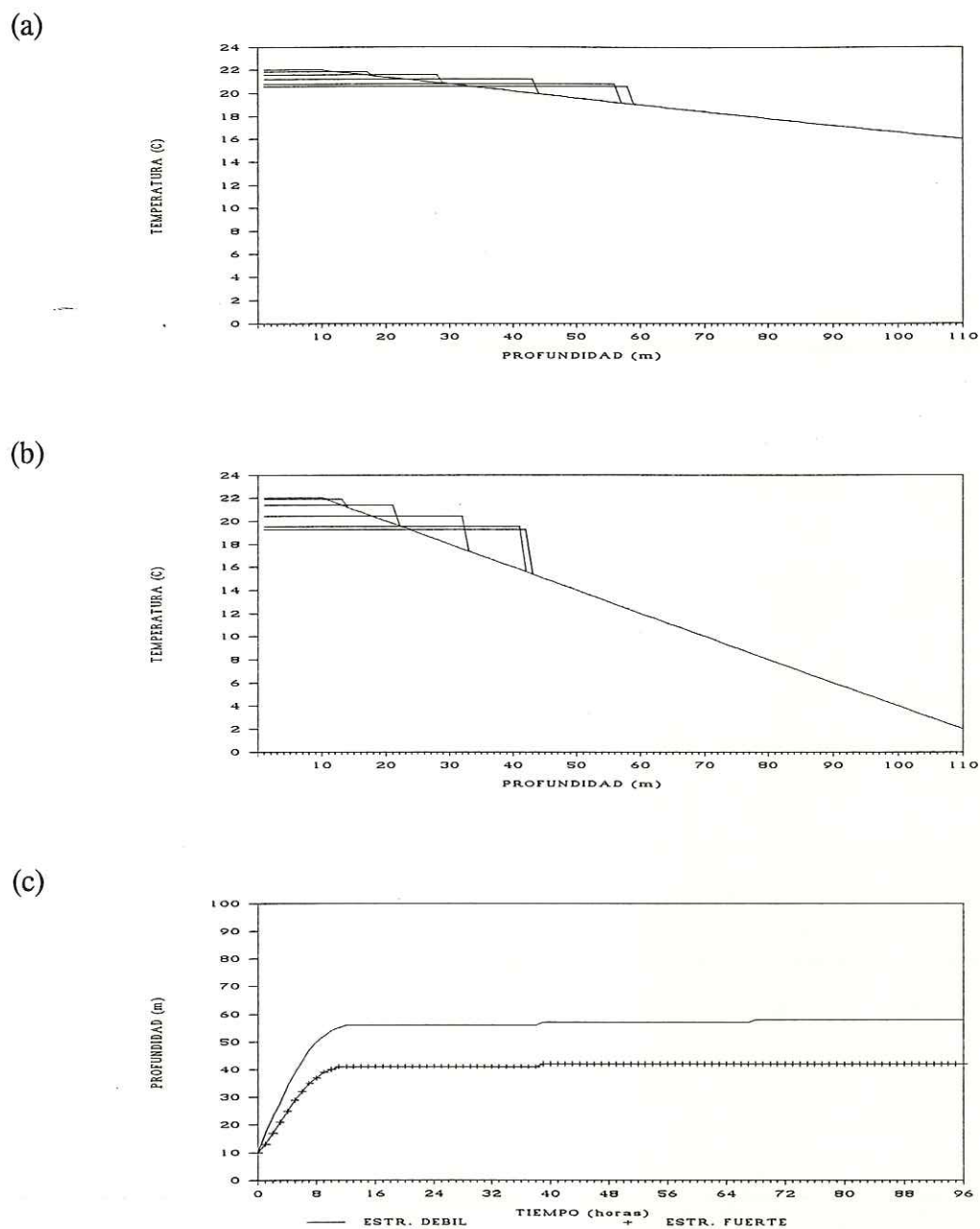


Fig.5. Hundimiento de una capa de mezcla inicial somera (10m), con viento constante $\tau = 15.0 \text{ m s}^{-1}$, sin intercambio de calor con la atmósfera y estratificación lineal de temperatura: (a) Débil; (b) Fuerte. Profundidad de la capa a lo largo del tiempo para ambos casos (c).

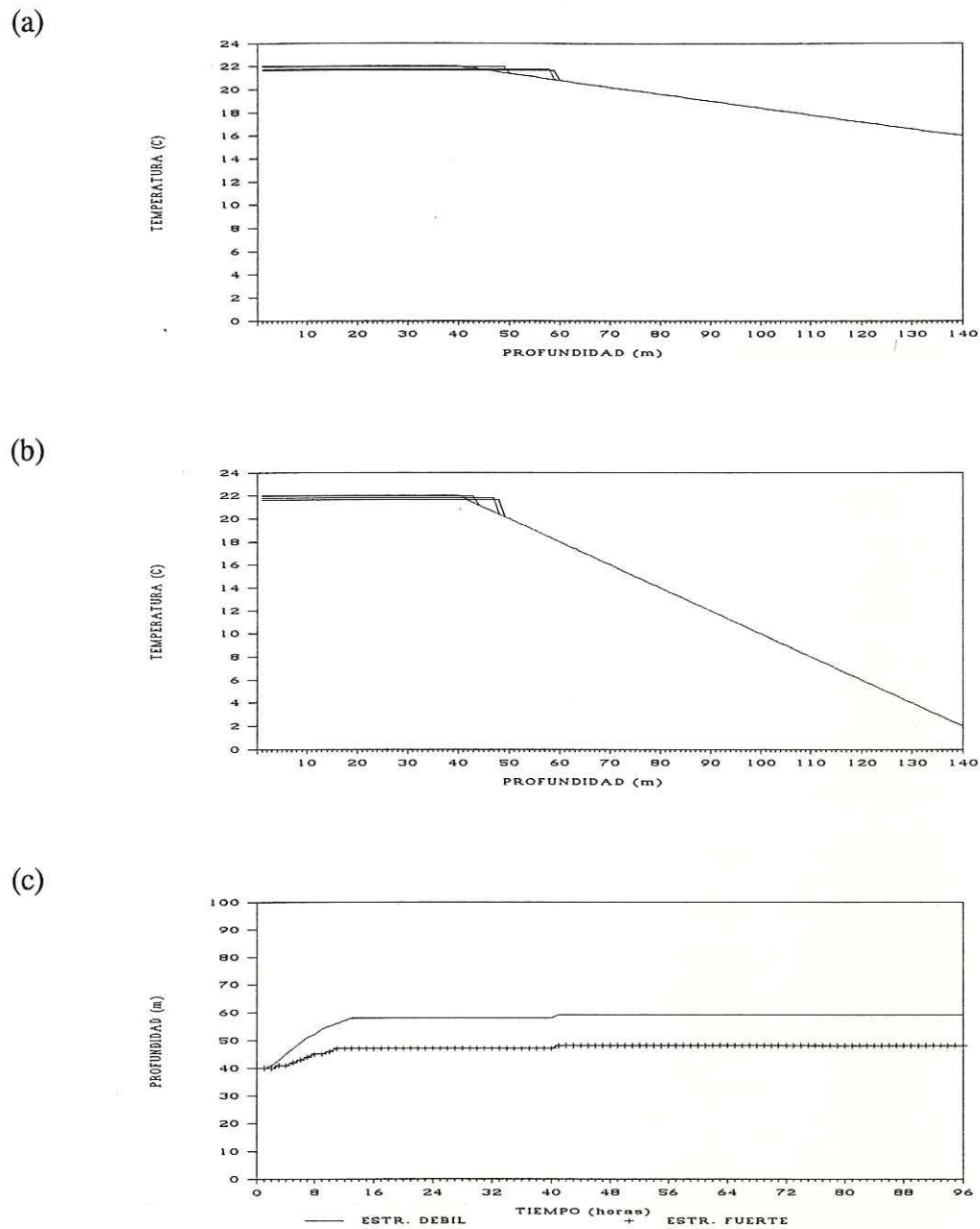
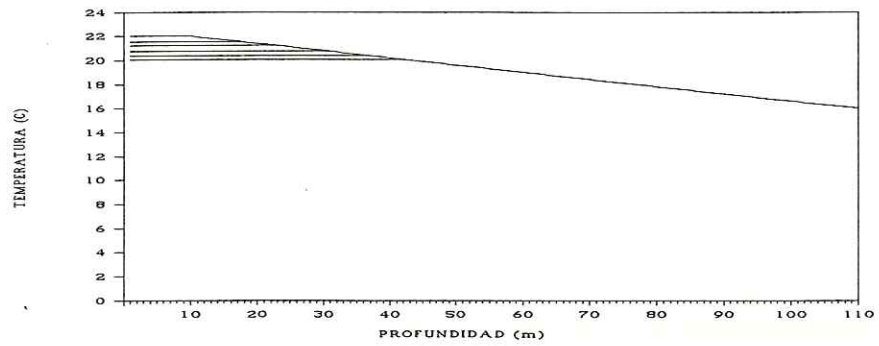
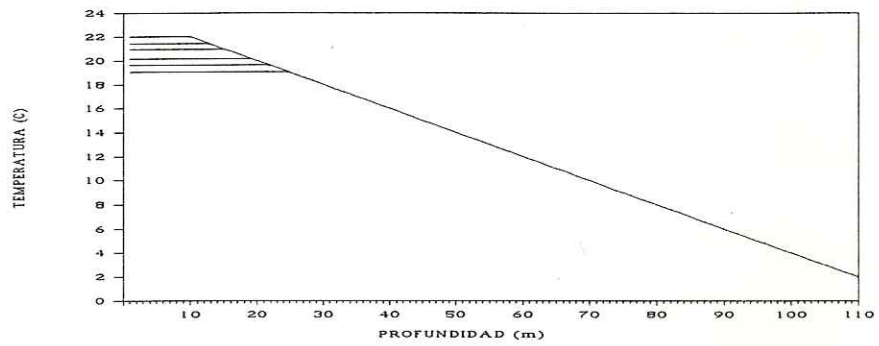


Fig. 6. Hundimiento una capa de mezcla profunda (40m), con viento constante $\tau = 15.0 m s^{-1}$, sin intercambio de calor con la atmósfera y estratificación lineal de temperatura: (a) Débil; (b) Fuerte. Profundidad de la capa a lo largo del tiempo para ambos casos (c).

(a)



(b)



(c)

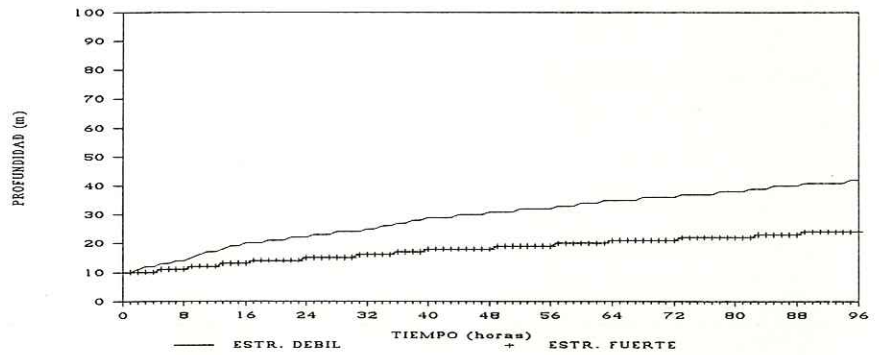
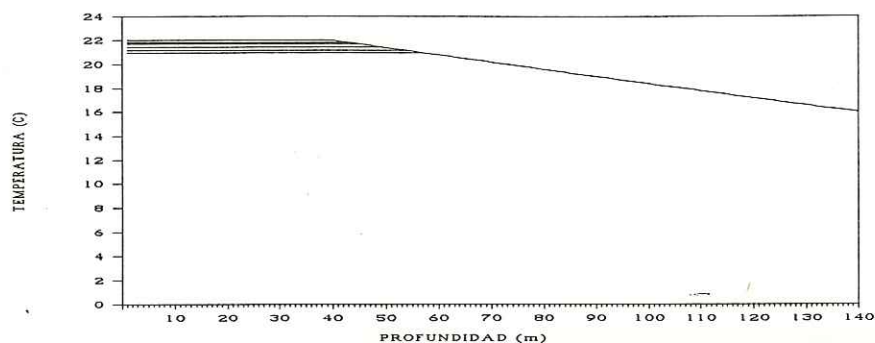
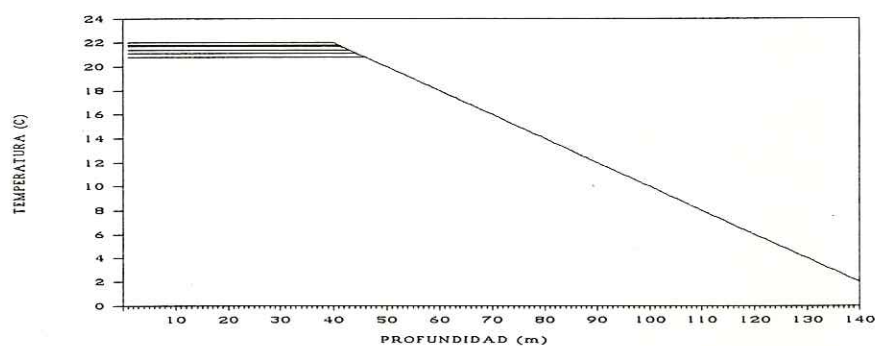


Fig. 7. Evolución de una capa de mezcla somera (10m), sin viento, con una pérdida de calor de $200 \text{ cal/cm}^2\text{día}$ y estratificación lineal de temperatura: (a) Débil; (b) Fuerte. Profundidad de la capa a lo largo del tiempo para ambos casos (c).

(a)



(b)



(c)

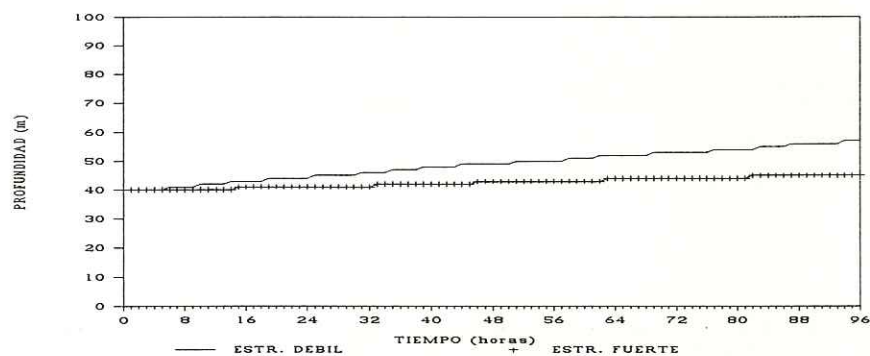
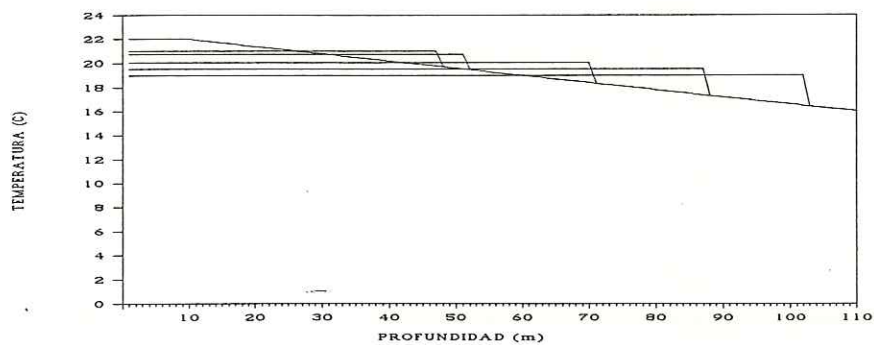
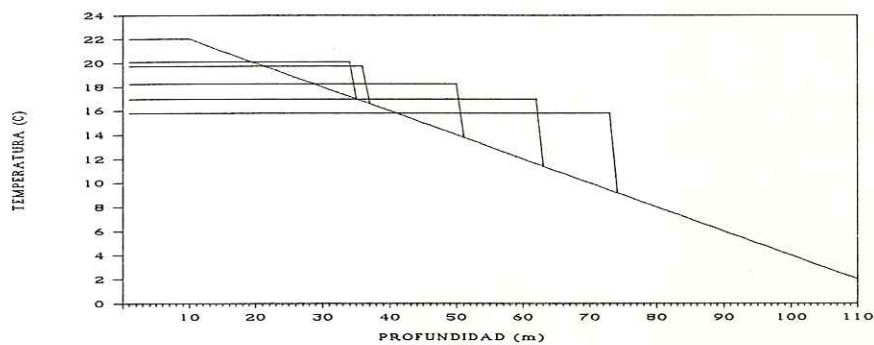


Fig. 8. Evolución una capa de mezcla profunda (40m), sin viento, con una pérdida de calor de $200 \text{ cal/cm}^2\text{día}$ y estratificación lineal de temperatura: (a) Débil; (b) Fuerte. Profundidad de la capa a lo largo del tiempo para ambos casos (c).

(a)



(b)



(c)

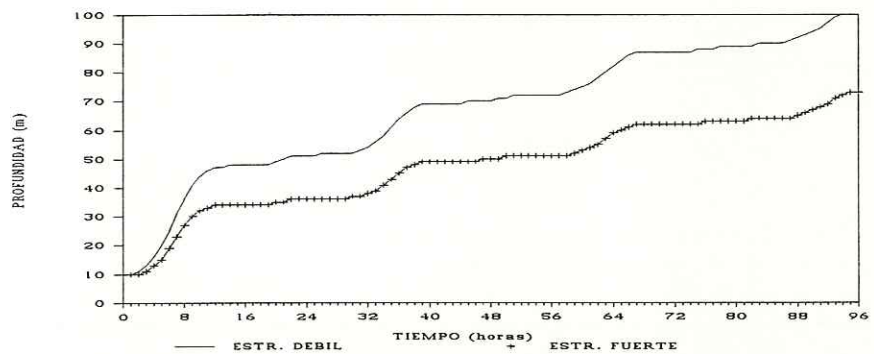


Fig. 9. Evolución de una capa de mezcla somera (10m), con viento inercial $\tau_{[0,96]} = 15.0 * \sin\left(\frac{2\pi t}{f}\right)$ a $25^{\circ}00'09''S$, con intercambio de calor con la atmósfera y estratificación lineal de temperatura: (a) Débil; (b) Fuerte. Profundidad de la capa a lo largo del tiempo para ambos casos (c).

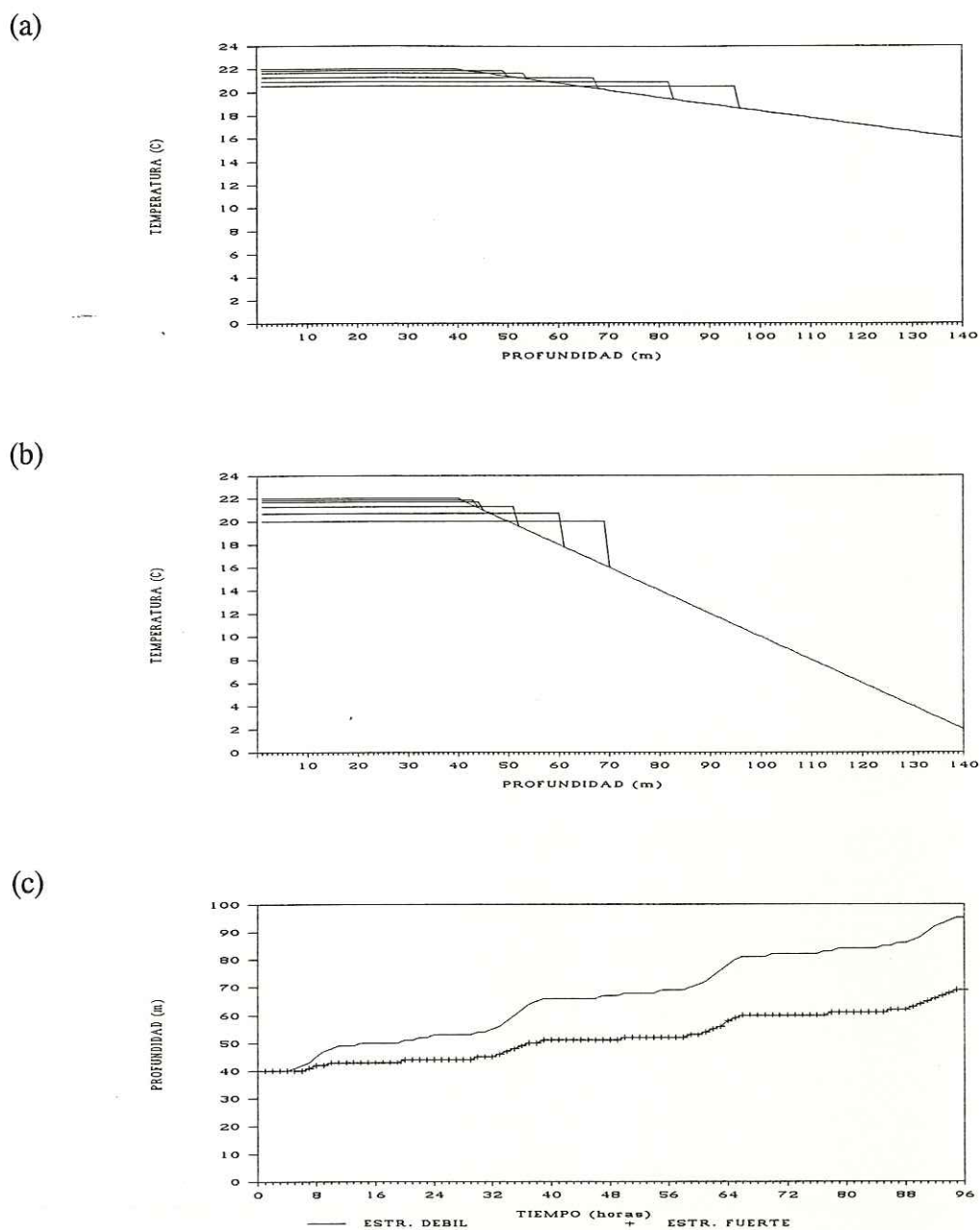
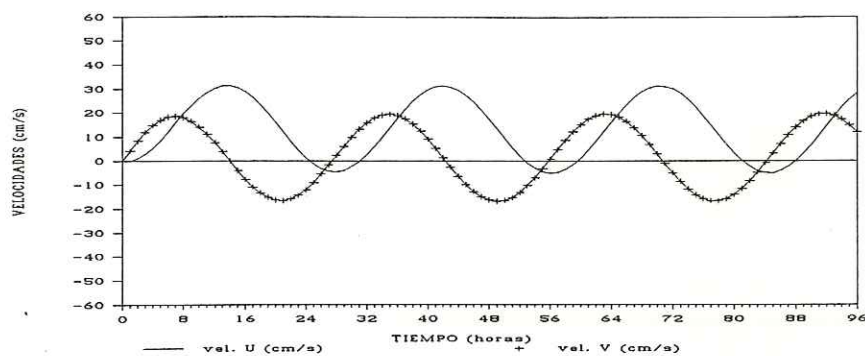


Fig. 10. Evolución de una capa de mezcla inicial profunda (40m), con viento inercial $\tau_{[0,96]} = 15.0 * \sin\left(\frac{2\pi t}{f}\right)$ a $25^{\circ}00'09''S$, con intercambio de calor con la atmósfera y estratificación lineal de temperatura: (a) Débil; (b) Fuerte. Profundidad de la capa a lo largo del tiempo para ambos casos (c).

(a)



(b)

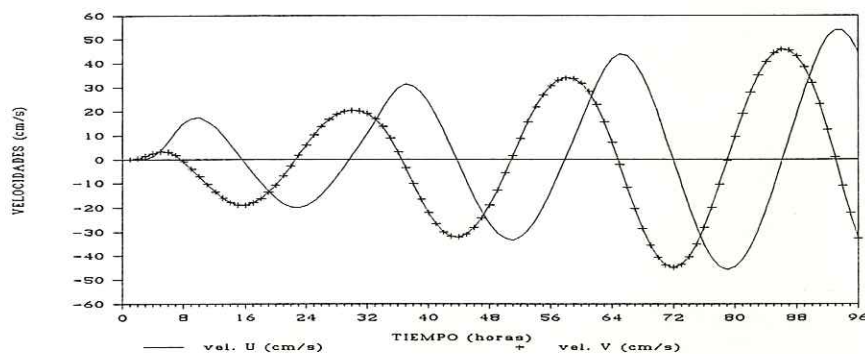


Fig. 11. Patrón de velocidades verticales para un viento constante $\tau = 15.0 \text{ m s}^{-1}$ (a);
y para un viento inercial $\tau_{[0,96]} = 15.0 * \sin\left(\frac{2\pi t}{f}\right) \text{ a } 25^{\circ}00'09'' \text{ S}$ (b).

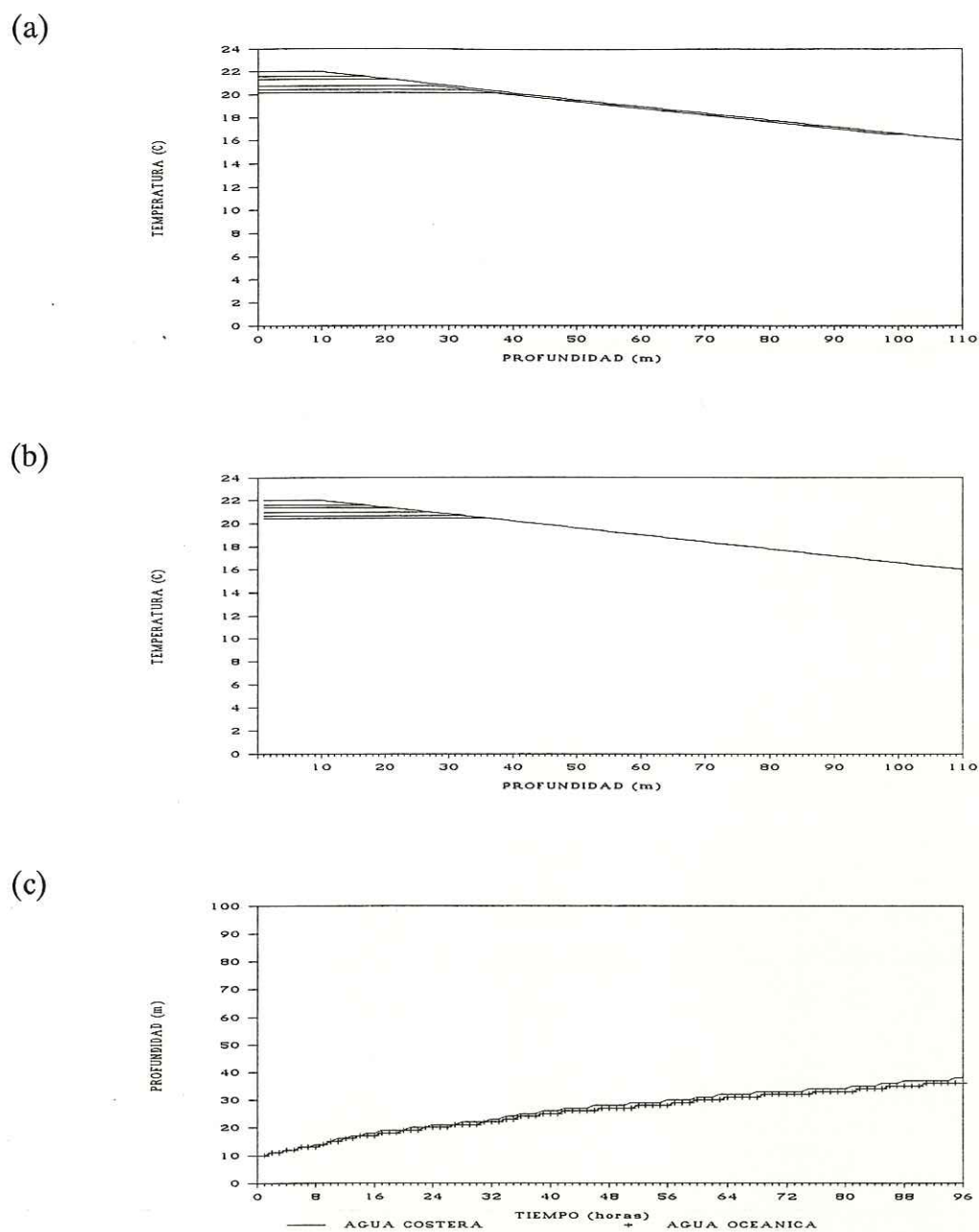
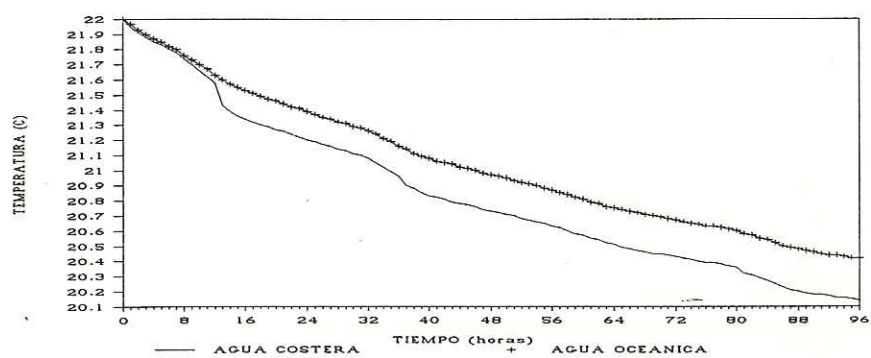


Fig. 12a. Hundimiento de una capa de mezcla somera con viento medido, para una estratificación lineal de temperatura débil: (a) Agua Costera -Tipo III-; (b) Agua Oceánica Clara; y (c) profundidad de la capa a lo largo del tiempo para ambos casos.

(d)



(e)

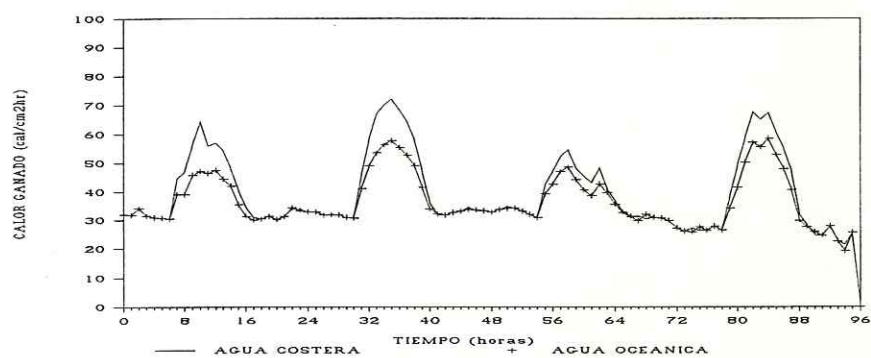


Fig. 12b. Temperatura de superficie (d); y Calor ganado durante 4 días con viento medido para los dos tipos de agua: Agua Costera y Agua Oceánica Clara.

V. DISCUSIONES.

No obstante que los resultados arrojados por el modelo coincidan en gran medida con valores y respuestas esperadas, es importante señalar que, en cualquier tipo de modelación numérica por precisa y estable que pueda ser, siempre existirá un factor de error en relación con lo que pueda estar sucediendo en la realidad de cualquier fenómeno que esté aconteciendo. Más una de las grandes ventajas de la modelación numérica es que podemos aislar diferentes condiciones que suceden en la naturaleza y estudiar el efecto de cada una de estas separadamente. En el presente trabajo fueron realizados 6 tipos de experimentos, como ya fue especificado en la sección de resultados.

En el primero de ellos, se trabajó con dos estratificaciones lineales de temperatura, llamadas a su vez estratificación débil y estratificación fuerte. El hecho de haber despreciado efectos por intercambio de calor, se justifica ya que es necesario saber si un modelo numérico realmente está funcionando, de manera que los resultados que arroje sean confiables. Con estas condiciones se desaba saber la relación entre la energía cinética recibida de la atmósfera y la energía potencial debida a la estratificación. Así se verificó que para el caso de un viento constante sin intercambio de calor, un perfil lineal decrece durante las primeras 12 horas, para posteriormente alcanzar asintóticamente una estabilidad (Fig. 3-c), tal solución analítica fue propuesta por Phillips (en Niiler and Kraus, 1977).

De igual manera se verificó que un perfil con estratificación débil se hunde mas rápidamente y además alcanza una mayor profundidad que un perfil con gradiente de temperatura fuerte (Fig. 3-a,b), esto se debe a que la energía potencial en el segundo caso es mucho mayor y por tanto ofrece mas resistencia que la que un perfil con

estratificación débil pudiese presentar. Además, cabe señalar que bajo esta condición de forzamiento, un perfil de temperatura alcanza prácticamente su máximo valor tanto en profundidad como en temperatura antes de las 24 horas, a partir de tal momento una capa de mezcla se hundirá algún metro mas cuando mucho, pero puede decirse que bajo estas condiciones después de aproximadamente 24 horas, aunque se continúe introduciendo al sistema energía, la respuesta de éste será mantener la estabilidad alcanzada.

En un segundo experimento se observó que la estabilidad de la capa de mezcla inicial, se rompe a causa de los flujos de calor en la superficie, ya que los efectos del viento fueron despreciados. Se verificó que la profundidad de la capa varía en forma de escalón, tendiendo lentamente a estabilizarse, sin embargo la corrida a 96 horas no logró mostrar esta tendencia (Fig. 4-c). Al igual que en el primer experimento, la capa de mezcla se hundió con mayor facilidad para la estratificación débil, dado el principio de conservación de energía (Fig. 4-a,b).

En el tercer experimento realizado los efectos por intercambio de calor fueron despreciados y se consideró sólo el efecto del viento. Aunque se inició con una estratificación en la que ya existía una capa de mezcla somera, la profundidad y temperatura alcanzados tanto en una como en la otra (Fig. 5-a,b,c), son en práctica los mismos que cuando se parte de una situación sin capa de mezcla inicial (Fig. 2-a,b,c). Por otro lado, al experimentarse con un perfil en el que se partió con una capa de mezcla mas profunda (40m), la profundidad alcanzada no superó los 60 m, lo cual es un indicativo de que dicha profundidad es la profundidad aproximada de estabilidad cuando los efectos de calor son despreciados y se considera sólo el efecto del viento que en éste caso fue de 15ms^{-1} .

En la experimentación con la capa somera, la diferencia de profundidad alcanzada entre la estratificación débil y la fuerte fue de 15m (Fig. 5-a,b). En cambio, al usarse una estratificación fuerte, la diferencia fue apenas de 10m (Fig. 6-a,b). Este es otro indicativo que permite verificar que cuando existe una situación en la que una capa de mezcla ha alcanzado el máximo de energía que puede soportar, el que su profundidad y temperatura se modifique no dependerá sólo de la cantidad de energía que se aplique al sistema, sino de la cantidad que el sistema por sí solo, dadas sus condiciones puede soportar, por tanto no se hundirá mas allá del límite alcanzado con un perfil lineal sin capa de mezcla inicial o con una inicial somera, ni se enfriará por tanto con tanta facilidad como lo haría en el caso 1 (Fig. 6-c).

En un cuarto experimento, se trabajó de nuevo sin viento y con una pérdida diaria de $200\text{cal}/\text{cm}^2$, utilizando el mismo gradiente de temperatura en los perfiles iniciales, sólo que se probó con la existencia de una capa de mezcla somera en uno de los casos y en otro con una capa mas profunda.

En el caso de la capa somera, tanto el perfil sin capa de mezcla inicial (Fig. 4-a,b) como el de capa de mezcla somera (Fig. 7-a,b), llegaron prácticamente a una misma profundidad, ya que su diferencia fue de apenas un metro para la estratificación débil y de 2m para la estratificación fuerte. En cambio, al experimentar con una capa mas profunda (Fig. 8-a,b), ésta se hundió 17m más de los que ya tenía, en tanto que en la somera y en la estratificación lineal se hundió más del doble (Figs. 4,7 -a); ésta misma situación se verificó para el caso de la estratificación fuerte (Figs. 4,7 -b).

El gráfico de la profundidad en el caso de un capa somera (Fig. 7-c) siguió en práctica el mismo comportamiento que el de un perfil sin capa de mezcla inicial, sólo que con un desfazamiento de 24hrs, tiempo que requirió el perfil sin capa de mezcla

para formar una propia en su estratificación (Fig. 4-c). En cambio para el caso de una capa de mezcla inicial profunda, la profundidad máxima alcanzada fue mayor, pero la diferencia de las dos, debido a la estatificación fue menor (Fig. 8-c).

El quinto experimento usando cualquier combinación de los experimentos realizados, en cuanto estratificación y profundidad inicial de capa, tanto los valores de temperatura como profundidad se modificaron considerablemente en comparación a todos los casos anteriores (Figs. 9,10 -a,b). Para un viento constante las oscilaciones inerciales de las componentes de la velocidad no se modificaron en magnitud, debido a que estas son función a su vez función de la dirección del viento (Fig. 11a). Para el caso del viento inercial, las oscilaciones inerciales aumentaron debido al efecto de resonancia (Fig. 11b).

La evolución de la profundidad de la capa de mezcla, en relación al tiempo (Figs. 9,10 -c), fue hundiéndose conforme al período inercial, esto se puede verificar si se comparan las figuras anteriormente mencionadas con la Fig. 11-b. En el caso de una capa de mezcla somera (Fig. 9-c), durante las primeras 12 horas se tiene que la capa se hundió mucho más que en el caso de una capa inicial profunda (Fig. 10-c), pero posterior tener una diferencia de 4 veces más en el caso de una capa somera. El hundimiento tiende a ajustarse en ambos casos sólo que no se llega a éste punto dado que sólo son 4 días en la modelación.

El experimento en el que se trabajó con una serie de datos meteorológicos en todas las variables (experimento 6) se permitió además el flujo de calor. La variante en este experimento fueron los parámetros ópticos para el agua de mar. Los resultados muestran que en ambos casos la capa se hunde al mismo ritmo (Fig. 12-a,b,c).

La modulación de la temperatura de la capa de mezcla producida por la variación del balance de calor (Fig. 12b-d) observa una diferencia en la temperatura de la capa de 0.24°C al final del periodo de experimentación; aunque puede ser observado un salto en la temperatura relativa de las dos capas después de aproximadamente 12 horas, lo cual concuerda con Mascarenhas (1984) quien reporta que esta variación debe ser de alrededor de 0.25°C en 4 días; además el autor señala que la temperatura del agua costera disminuye mas que la del agua oceánica, como se observa en este trabajo (Fig. 12b-d).

Finalmente se presenta un gráfico de calor almacenado tanto en agua oceánica como en agua costera. En ambos casos se sigue un mismo comportamiento, sólo que el calor ganado en una zona costera, es mayor que el ganado en una zona oceánica para las mismas condiciones meteorológicas y con un mismo perfil inicial de temperatura. Los máximos en todos los casos coinciden en el intervalo de tiempo comprendido entre las 10 y las 13 horas, sólo que mientras el agua oceánica presenta su máximo en el cuarto día, el agua costera lo alcanza en el segundo. Siendo el balance de calor en la superficie el mismo, para ambos casos, la explicación a esto es la existencia de la componente de onda corta que penetra a diferentes profundidades en cada caso, llevando ésto a que el balance de calor local (en cada profundidad) sea diferente.

VI. CONCLUSIONES.

Utilizando un modelo de una dimensión espacial de capa de mezcla del oceano, algunos experimentos fueron realizados con la finalidad de verificar la respuesta del modelo a situaciones específicas. De los experimentos realizados puede decirse:

i) El hundimiento de la capa de mezcla solamente debido a la acción del viento concordó con la solución analítica propuesta por Phillips (en Niiler and Kraus, 1977), siendo mayor para situaciones de estratificación débil pues ésta no necesita tanta energía cinética para vencer la energía potencial debido a la estratificación.

ii) El hundimiento de la capa de mezcla solamente debido a la pérdida de calor o sea por convección, se da de manera discontinua (en saltos). Esto se explica físicamente como una acumulación de calor perdido hasta que la inestabilidad gravitacional produce la mezcla por convección.

iii) El efecto de la capa de mezcla inicial hace que la profundidad asintótica sea alcanzada en menor tiempo que en el caso de estratificación débil. En el caso de una capa inicial mas profunda, la energía cinética aplicada tiene que sobreempujar los incrementos de cantidad de movimiento ya existentes en la capa de mezcla.

iv) El forzamiento de viento con intensidad constante, produce como era de esperarse una oscilación inercial en las componentes de la velocidad, cuyas magnitudes son función de la dirección del viento.

v) En el caso del viento con frecuencia inercial las oscilaciones persisten pero con un aumento en las magnitudes de las componentes debido a la resonancia. La frecuencia observada es la inercial local, es decir aproximadamente 28 horas. El hundimiento de la capa de mezcla en este caso, se realiza con tasas de hundimiento mas altas por ocasionado por los períodos inerciales locales.

vi) La diferencia en las propiedades ópticas del agua se traduce en un mayor calentamiento de las aguas costeras debido a la existencia de una mayor absorción en las capas superiores o menor penetración de radiación de onda corta. Este calentamiento puede ser amortiguado por el enfriamiento debido al "entrainment", pero la determinación de qué viento podría causar este efecto no fue realizada. Bajo las mismas condiciones una estratificación mas fuerte produciría un menor calentamiento.

vii) El calor ganado en la capa de mezcla es consistentemente mayor para el agua costera durante el período del experimento.

viii) La mayor ganancia de calor ocurre en el segundo día para la CM de agua costera y en el cuarto día para la CM de agua oceánica.

VII. BIBLIOGRAFIA.

LIBROS.

Jerlov N.G., 1968: *Optical Oceanography*, Elsevier Oceanography Series (5), Amsterdam, 194p.

Kraus E.B., 1972: *Atmosphere-ocean interaction*, Clarendon Press, Oxford, 271p.

----- ed., 1977: *Modelling and prediction of the upper layers of the ocean*, Pergamon Press, New York, 325p.

Roll H.U., 1965: *Physics of the marine atmosphere*, Academic Press, New York, 426p.

Turner J.S., 1973: *Buoyancy effects in fluids*, The Univ. Press, Cambridge, 367p.

ARTICULOS.

Bell T.H., 1978: *Radiation damping of inertial oscillations in the upper ocean*, J. Fluid Mech. (88), 289-308.

Bernstein R.L. and W.B. White, 1974: *Time and length scales of baroclinic eddies in the Central North Pacific Ocean*, J. Phys. Oceanogr. (7), 123-126.

Busch N.E., 1977: *Fluxes in the surface boundary layer over the sea (in) Modelling and prediction of the upper layers of the ocean*, **E.B.Kraus, ed.**, Pergamon Press, New York, 72-91.

Cushman-Roisin B., 1981: *Deepening of the wind-mixed layer. A model of the vertical structure*, Tellus (33), 564-582.

D'Asaro, E. A., 1978: *Mixed layer velocities induced by internal waves*, J. Geophys. Res. (83), 2437-2438.

Deardoff J.W., 1970: *A three-dimensional numerical investigation of the idealized planetary boundary layer*, Geophys. Fluid Dyn. (1), 377-410.

Elsberry R.L., and R.W. Garwood, 1978: *Sea-surface temperature anomaly generation in relation to atmospheric storms*, Bull. Amer. Meteor. Soc. (59), 786-789.

Fiessel D., S. Pond and M. Miyake, 1976: *Spectra of surface atmospheric quantities at ocean weathership*, Atmosphere (14), 77-97.

Frankignoul C. and K. Hasselmann, 1977: *Stochastic climate models, Part II Application to sea-surface temperature anomalies and thermocline variability*, Tellus (29), 289-305.

- and P. Müller, 1979a: *Quasi-geostrophic response of an infinite β -plane ocean to stochastic forcing by the atmosphere*, J. Phys. Oceanogr. (9), 104-127.
- , 1979b: *On the generation of geostrophic eddies by surface buoyancy flux*, J. Phys. Oceanogr. (9), 1207-1213.
- Grant H.L., A. Moilliet and W.M. Vogel, 1968: *Some observations of occurrence of turbulence in and above the thermocline*, J. Fluid Mech. (34), 443-448.
- Haney R.L., W.S. Shiver and K.H. Hunt, 1978: *A dynamical-numerical study of the formation and evolution of large-scale ocean anomalies*, J. Phys. Oceanogr. (8), 952-969.
- Hopfinger E.J. and J.A. Toly, 1976: *Spatially decaying turbulence and its relation to mixing across density interfaces*, J. Fluid Mech. (78), 155-175.
- Kantha L.H., 1979a: *On generation of internal waves by turbulence in the mixed layer*, Dyn. Atmos. Oceans (3), 39-46.
- , 1979b: *On leaky modes on a buoyancy interface*, Dyn. Atmos. Oceans, (3), 47-54.
- , O.M. Phillips and R.S. Azad, 1977: *On turbulent entrainment at a stable density interface*, J. Fluid Mech. (79), 753-768.
- Kraus E.B., 1977: *Ocean surface drifts velocities*, J. Phys. Oceanogr. (7), 606-609.
- and J.S. Turner, 1967: *A one-dimensional model of the seasonal thermocline. II. The general theory and its consequences*, Tellus (19), 98-106.
- Kundu P.K., 1980: *A numerical investigation of mixed-layer dynamic*, J. Phys. Oceanogr. (10), 220-236.
- Mascarenhas A.S. Jr., 1984: *Os modelos unidimensionais de camada de mistura no oceano*, Anais do I Seminario de Modelagem Numerica do Mar, INPE, 12 a 14 de Dezembro. 1-31.
- , 1985: *Uma revisão sobre o calculo da tensao de cizalhamento do vento sobre o oceano*, Relat. Int. Inst. Oceanogr. Univ. S.Paolo (14), 1-10.
- McCormick M.J. and G.A. Meadows, 1988: *An intercomparison of four mixed layer models in a shallow inland sea*, J. Geophys. Res. (93), 6774-6788.
- Mellor G.L. and P.A. Durbin, 1975: *The structure and dynamics of the ocean surface mixed layer*, J. Phys. Oceanogr. (5), 718-728.
- and T. Yamada, 1974: *A hierachy of turbulence closure models for planetary boundary layers*, J. Atmos. Sci. (31), 1791-1806.

- , 1982: *Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems*, Rev. Geophys. (20), 851-875.
- Niiler P.P. and E.B. Kraus, 1977: One-dimensional models (in) *Modelling and prediction of the upper layers of the ocean*, E.B.Kraus, Ed., Pergamon Press, New York, 143-172.
- Ostapoff F. and S. Worthem, 1974: *The intradiurnal temperature variation in the upper ocean layer*, J. Phys. Oceanogr. (4), 601-612.
- Paulson C.A. and J.J. Simpson, 1977: *Irradiance measurements in the upper ocean*, J. Phys. Oceanogr. (7), 952-956.
- Phillips O.P., 1977: Entrainment (in) *Modelling and prediction of the upper layers of the ocean*, E.B.Kraus, Ed., Pergamon Press, New York, 92-101.
- Pollard R.T., 1970: *On the generation by winds of inertial waves in the ocean*, Deep-Sea Res. (17), 795-812.
- Stern M.E., 1977: *Interaction of inertia-gravity waves with the wind*, J. Mar. Res. (35), 478-498.
- Stevenson J.W., 1979: *On the effect of dissipation on seasonal thermocline models*, J. Phys. Oceanogr. (9), 57-64.
- Thompson R.O.R.Y., 1973: *Stratified Eckman boundary layer models*, Geophys. Fluid Dyn. (5), 201-210.
- , 1976: *Climatological numerical models of the surface mixed layer of the ocean*, J. Phys. Oceanogr. (6), 496-503.
- Turner J.S., 1968: *The influence of molecular diffusivity on turbulent entrainment across a density interface*, J. Fluid Mech. (33), 639-656.
- Voorhis A.D., E.H. Schoeder and A. Leetmaa, 1976: *The influence of deep mesoscale eddies on sea-surface temperature in the North Atlantic Subtropical Convergence*, J. Phys. Oceanogr. (6), 953-961.
- Willis G.E. and J.W. Deardoff, 1974: *A laboratory model of the unstable planetary boundary layer*, J. Atmos. Sci. (31), 1297-1307.
- Zeman Q. and J.L. Lumley, 1976: *Modeling buoyancy driven mixed layers*, J. Atmos. Sci. (33), 1974-1988.

TESIS Y ESTUDIOS.

Stevenson J.W., 1980: **Response of the surface mixed layer to quasi-geostrophic motions.** *Ph.D. Thesis.*, Harvard University, 223 p.

Svensson U., 1978: *A mathematical model of the seasonal thermocline*, Departament of water resources engineering. Lund Institute of Technology. Report No. 1002, University of Lund, Sweden, 187p.

Tully J.P. and L.E. Giovando, 1963: *Seasonal temperature structure in the Eastern Subarctic Pacific Ocean. Marine distributions*, M. J. Dunbar Ed., Roy Soc. Canadá, Spec. Publ. No.5, University of Toronto Press, 10-36.