



Un modelo de gravedad reducida de la hidrodinámica y termodinámica en zona costera. Caso de estudio: Bahías de Pisco y Paracas

C. A. A. Carbonel*¹

¹*Facultad de Ciencias Físicas, Universidad Nacional Mayor de San Marcos, Lima, Perú*

Recibido 30 abril 2013 – Aceptado 07 junio 2013

Un modelo no lineal de gravedad reducida es propuesto para describir el comportamiento hidrodinámico y termodinámico de sistemas costeros incluyendo zonas con bajas profundidades. El modelo es aproximado usando una formulación de diferencias finitas en un dominio con fronteras abiertas no reflectantes el cual describe el comportamiento de un estrato superficial sobre un sustrato en no movimiento conservándose de esta forma solo la dinámica de baja frecuencia. Las aguas costeras de la bahías de Pisco y Paracas es la zona de estudio del presente artículo la cual se caracteriza por la presencia de convergencias y divergencias hidrodinámicas, con las consecuentes variaciones del campo de temperaturas de la región. Experimentos numéricos son desarrollados para casos permanentes con distribuciones de vientos representativos de la región. Posteriormente es simulado un caso no permanente de la evolución temporal de las variables del modelo. Son comparadas las variaciones temporales y espaciales calculadas con las observaciones.

Palabras claves: Hidrodinámica, termodinámica, modelaje numérico, diferencias finitas, bahías, Perú.

A hydrodynamic and thermodynamic gravity reduced coastal model. A study case: Pisco and Paracas bays

A reduced gravity non-linear model is proposed to describe the hydrodynamic behaviour and thermodynamic of a coastal systems including areas with shallow depths. The model is approached using a finite difference formulation in a domain with open boundary conditions describing the behaviour of a surface layer on an inert substrate layer conserving in this way the low frequency dynamic. The Pisco and Paracas bays is the study area which is characterized by the presence of hydrodynamic convergences and divergences producing changes in the temperature field of the region. First, numerical experiments are developed for permanent cases considering representative winds distributions. Later, a non-permanent case is simulated and the time dependent model solutions are compared with spatial observations.

Keywords: Hydrodynamic, thermodynamic, numerical modelling, finite differences, bays, Perú.

La dinámica de las regiones costeras depende de diversos factores entre los cuales se cuentan principalmente, la configuración irregular de la línea de la costa, la variabilidad del fondo marino, los vientos actuantes y su distribución espacial, las características de las aguas superficiales y subsuperficiales entre otros factores. Dadas las complejidades existentes, la problemática hidrodinámica y termodinámica de las aguas en regiones costeras necesita de herramientas matemáticas que permitan su abordaje em forma confiable.

En este contexto, los modelos numéricos son de gran ayuda en los estudios conceptuales y evaluaciones cua-

litativas y cuantitativas permanentes y no permanentes de la circulación y los procesos de transporte en las áreas costeras. Por otro lado, el comportamiento de baja frecuencia a sido indicado como factor principal en el transporte de concentraciones en las regiones costeras, dando sustento de esta forma a estudios de circulación hidrodinámica basados en la circulación de baja frecuencia.

En este artículo, la región de estudio está encuadrada entre los $13^{\circ}37'S-13^{\circ}54'S$ y $76^{\circ}10'W-76^{\circ}26'W$ y los conocimientos sobre los aspectos oceanográficos en esta área de aguas someras, es incipiente.

*ccarbonelh@unmsm.edu.pe

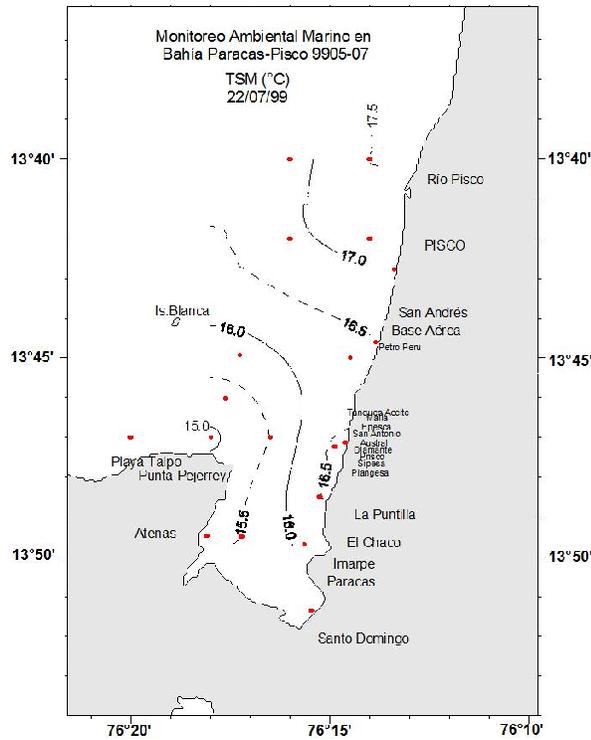


Figura 2: Distribución de la temperatura superficial observada en las bahías de Paracas y Pisco, el 20/05/99 (superior) y 22/07/99 (inferior). (Imarpe, 1999).

Tal producción genera una gran cantidad de materia orgánica en suspensión, grasas, aceites y otros residuos que son arrojados al ecosistema marino [3]. En este sector es común la aparición periódica de varazones de organismos marinos, reportadas desde la década de los ochenta, eventos que no han sido explicados completamente y que pueden estar en parte asociados con la dificultad o insuficiencia hidrodinámica de la dispersión y la dilución de los contaminantes. En la literatura se reporta que existe una coincidencia entre la ocurrencia de mareas rojas o *aguajes* con la intensa actividad pesquera industrial [4]. Observaciones de viento en Pisco y las reportadas por Stuart [5] indican componentes importantes de viento en dirección a la costa.

En este artículo, se conceptúa y se elabora un modelo que permite entender y simular cualitativa y cuantitativamente, los procesos dinámicos y físicos observados en las Bahías de Pisco y Paracas. La variabilidad temporal de la TSM en regiones costeras es estudiada en base a un modelo matemático formulado para la descripción baroclínica del comportamiento en aguas profundas e aguas costeras de baja profundidad. Se proponen hipótesis dinámicas basadas en las observaciones históricas y principalmente las observaciones realizadas durante el periodo de Mayo a Agosto de 1999.

Modelo hidro-termodinámico del océano costero

El modelo está basado principalmente en un modelo de gravedad reducida para regiones costeras [6], consistente en una capa dinámica activa superficial y una capa inerte subsuperficial. Entre las capas son permitidos los intercambios de flujos de calor y masa por *entrainment*. En forma complementaria, en el presente artículo se adiciona un mecanismo para la extensión del modelo de gravedad reducida a zonas de baja profundidad, es decir para casos en donde el espesor de la capa subsuperficial d es muy pequeña (sector b, Figura 3) o cuando solo existe la capa superficial de espesor h variable (sector c, Figura 3).

Ecuaciones dinámicas

Consideremos un océano limitado y abierto en el área marina, representado por el dominio Ω , en donde son válidas las ecuaciones de movimiento y continuidad en un estrato superficial dinámico sobre un estrato sin movimiento, estableciéndose así un modelo de gravedad reducida, de esta forma el modelo solo responderá a las perturbaciones internas. Las variables y espesores característicos se presentan en la Figura 3.

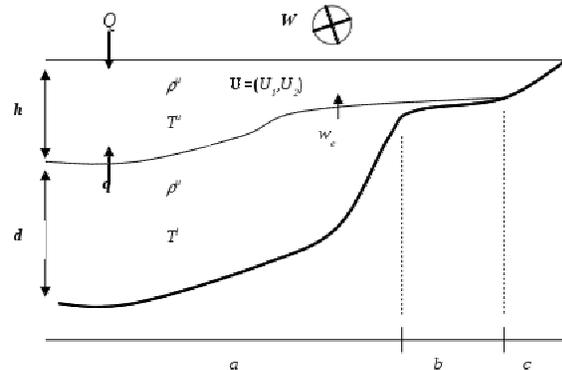


Figura 3: Estructura vertical del modelo de 1 y 1/2 estratos.

Se considera un plano cartesiano con los ejes x_1 y x_2 orientados hacia el Este y el Norte, respectivamente. El subíndice i indica el eje coordenado, $i = 1, 2$. Se considera la convención de que los índices repetidos indican la sumatoria y lo usamos en la escritura de las ecuaciones. Las ecuaciones hidrodinámicas son la ecuación de movimiento dada por

$$\frac{\partial U_i}{\partial t} + \frac{\partial (u_j U_i)}{\partial x_j} + gh \left[\sigma \frac{\partial h}{\partial x_i} + \frac{h\theta}{2\bar{\mu}} \frac{\partial T}{\partial x_i} \right] + \varepsilon_{ij} U_j + \nu U_i - A \frac{\partial^2 U_i}{\partial x_j \partial x_j} - \frac{\tau_i}{\rho^u} = 0, \quad (1)$$

y la ecuación de continuidad dada por

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial U_i}{\partial x_i} - w_e = 0, \quad (2)$$

donde $\varepsilon_{ij} = \begin{pmatrix} 0 & -f \\ f & 0 \end{pmatrix}$, $\mu = \frac{\rho^u}{\rho^l}$, $\sigma = \frac{\rho^l - \rho^u}{\rho^l}$, $\bar{u} = \mu / (\mu - \sigma)$, u_i, U_i representan a las componentes de velocidad y flujo en el estrato superficial i ; w_e es la velocidad de *entrainment* y h representa el espesor del estrato superficial. El esfuerzo del viento esta representado por $\tau_i = \rho_{\text{aire}} c_s W_i |W|$ donde W_i son las componentes de velocidad del viento y $|W|$ el modelo de la velocidad del viento. ν es el coeficiente de fricción lineal en la interfase. f es el parámetro de Coriolis; ρ^u , ρ^l son las densidades en las capas superficial y subsuperficial respectivamente. T es la TSM. La constante A es el coeficientes de difusión turbulenta horizontal. La velocidad de intrusión *entrainment* w_e solo proviene de que la interfase entre los estratos llegue a la superficie [7] y está definida mediante la función

$$w_e = \frac{(H_e - h)^2}{t_e} H_e, \quad \text{para } h < H_e \quad (3)$$

$$w_e = 0, \quad \text{para } h \geq H_e, \quad (4)$$

aquí H_e es el espesor a partir del cual el entrainment comienza a actuar y t_e es la escala de tiempo del entrainment.

La componente termodinámica está descrita por la ecuación de la conservación del calor en el océano costero representada por la ecuación de transporte advectivo difusivo de la temperatura

$$\frac{\partial T}{\partial t} + \frac{\partial u_j T}{\partial x_j} - D_T \frac{\partial^2 T}{\partial x_j \partial x_j} - \frac{q - Q}{h} = 0, \quad (5)$$

donde la constante D_T es el coeficiente de difusión de la temperatura.

En el último término, q es la fuente de enfriamiento y calentamiento de la TSM como consecuencia de las variaciones hidrodinámicas en la vertical, en este caso entre el estrato superficial y el subsuperficial, y es aproximada por la siguiente forma,

$$q = \frac{\omega T^*}{h}, \quad \text{para } T > T^l \quad (6)$$

$$q = 0, \quad \text{para } T \leq T^l, \quad (7)$$

aquí ω es la velocidad vertical definido como $\frac{\partial U_i}{\partial x_i}$ y T^* es la temperatura en la interfase, de esta forma la función q depende directamente de la divergencia y convergencia de los flujos marinos.

Así también, para el caso de zonas costeras tipo b y c (ver Figura 3) donde los espesores de los estratos subsuperficiales son menores,

$$q = 0, \quad \text{para } d \leq d_{\text{mín}} \quad (8)$$

en donde $d_{\text{mín}}$ es el espesor mínimo del estrato subsuperficial para existir transferencia de calor y masa entre los estratos.

El factor Q , representa la influencia del flujo de calor en la superficie definido como

$$Q = \frac{(T^u - T)H}{t_s} \quad (9)$$

en donde T^u es el valor inicial de la TSM. Este término tiende a calentar el sistema hasta un valor de temperatura T^u en un intervalo de tiempo, representando de esta forma la influencia atmosférica de calor. El parámetro t_s representa la escala de tiempo de Q .

Condiciones de frontera

En las fronteras que definen la interacción entre la tierra y el mar, las condiciones no deslizantes para h y T , fueron usadas considerando las velocidades homogéneas.

En las fronteras abiertas de lado del mar, las condiciones de fronteras débilmente reflectantes son aplicadas. Estas condiciones de frontera están basadas en las ecuaciones características normales a la frontera abierta para el estrato superficial, las cuales se escriben en la siguiente forma,

$$\frac{\partial (U_n \pm ch)}{\partial t} + c \frac{\partial (U_n \pm ch)}{\partial x_n} + G = 0 \quad (10)$$

donde, $c = \sqrt{\sigma gh}$ es la velocidad de onda en el estrato superficial y $G = F \pm cb$, de modo que

$$F = \frac{gh^2 \theta}{2\mu} \frac{\partial T}{\partial x_n} - \frac{\tau_n}{\rho^u} + \nu U_n + \frac{\partial (u_n U_n)}{\partial x_n} + \varepsilon^* \quad (11)$$

y donde $b = -w_e$ y ε^* es el término de Coriolis correspondiente a la dirección normal.

La condición de frontera débilmente reflectante, para el estrato dinámico superficial, es definida mediante la ecuación característica entrante al dominio.

Formulación de las diferencias finitas

El dominio de estudio es discretizado, superponiéndose una malla de pasos Δx , Δy y pasos de tiempo Δt . A los valores de las variables las llamaremos en forma general Z , de esta forma Z está definida en cada uno de los nodos de la malla $Z(k, l, m)$, en donde los sub-índices k, l, m crecen en las direcciones positivas de los ejes x, y, t respectivamente e indican la posición en cada uno de los ejes correspondiendo a $Z(k\Delta x, l\Delta y, m\Delta t)$.

Las ecuaciones diferenciales que describen los principios de conservación, son aproximados mediante diferencias finitas usando los siguientes operadores diferenciales y constantes. Las derivadas en el espacio se

aproximan mediante diferencias centrales en el espacio, por ejemplo, en la dirección x (índice k),

$$\delta_k (Z_{k,l}^m) = \frac{(Z_{k+1,l}^m - Z_{k-1,l}^m)}{2\Delta x}, \quad (12)$$

los términos de la aceleración convectiva $\frac{\partial(u_j U_i)}{\partial x_j}$ se aproxima a la diferencia central del producto $u_j U_i$. Mientras que las derivadas en el tiempo son aproximadas mediante diferencias adelantadas en el tiempo

$$\lambda^m (Z_{k,l}^m) = \frac{(Z_{k,l}^{m+1} - Z_{k,l}^*)}{\Delta t}, \quad (13)$$

donde $Z_{k,l}^*$ es la interface disipativa, definida de la siguiente manera,

$$Z_{k,l}^* = \alpha Z_{k+1,l}^* + \alpha Z_{k-1,l}^* + (1 - 4\alpha) Z_{k,l}^* + \alpha Z_{k,l+1}^* + \alpha Z_{k,l-1}^*. \quad (14)$$

Las segundas derivadas fueron aproximadas mediante el operador espacial cuadrático, por ejemplo, en la dirección x_k ,

$$\kappa_k (Z_{k,l}^m) = \frac{(Z_{k+1,l}^m - 2Z_{k,l}^m + Z_{k-1,l}^m)}{\Delta x^2}. \quad (15)$$

Los términos de Coriolis ($\varepsilon_{ij} U_j$) en las ecuaciones de movimiento utilizan el valor medio de la variable U_j en el nivel $m\Delta t$ de tiempo, mientras que en el término de fricción νU_i , la variable U_j es definido como implícito, es decir en el nivel $(m+1)\Delta t$.

La condición de frontera abierta es aproximada usando los operadores indicados, excepto la derivada espacial en donde se usa una derivada lateral. Mayores detalles del esquema numérico puede ser leído en [8] y [6].

Simulaciones numéricas

En esta sección se presenta los diversos experimentos numéricos desarrollados para simular los procesos hidrodinámicos y termodinámicos de la región en estudio.

Los parámetros básicos usados en el modelo numérico son los valores referenciales para ρ^u , ρ^l , T^u , T^l , H son representativos de las observaciones realizadas de mayo a Agosto de 1999. Considerando la estructura vertical de temperatura, tenemos 2 estratos superpuestos con temperaturas iniciales de $T^u = 21^\circ\text{C}$ y $T^l = 15^\circ\text{C}$. Tales valores iniciales estarían en concordancia con los valores comúnmente observadas en ella del exterior de la bahía de Paracas (5.4°C), tomando como referencia la estación 7a.

Usando los valores de temperatura indicados para cada estrato (superior e inferior), las densidades son

determinadas de acuerdo a G. Mellor [9] resultando ser del orden $\rho^u = 1024.5 \text{ kg/m}^3$ y $\rho^l = 1025.87 \text{ kg/m}^3$. El coeficiente de expansión termal θ es determinado de acuerdo con las temperaturas y densidades definidas como representativas de los estratos marinos en la región, a partir de la relación $\rho^u = \rho^l [1 - \theta(T^u - T^l)]$, de donde tenemos que $\theta = 2.86558 \times 10^{-4} \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$.

El espesor del estrato superficial inicial H es considerado igual a 15 m. El espesor de actividad del *entrainment* H_e es definido igual al espesor inicial del estrato superficial de 15 m, o sea para profundidades $h < H_e$, el *entrainment* está activo. El coeficiente de fricción ν es definido como 1.5×10^{-5} y el coeficiente de fricción del viento es definido como $c_w = 1.5 \times 10^{-3}$. La escala de tiempo t_e es igual a 1/4 día y t_s igual a 1/2 día. El espesor mínimo de la capa inferior en aguas de baja profundidad fue definido como $d_{\text{mín}} = 1.5 \text{ m}$, es decir, para espesores menores del estrato subsuperficial no existirá transferencia de calor y de masa entre las capas. La malla de las diferencias finitas de la región marina de Pisco, Paracas fue construida con $\Delta x = \Delta y = 1/4'$. Las condiciones iniciales corresponden al “no movimiento” con velocidades igual a cero y las temperaturas y los espesores con valores referenciales arriba descritos.

Influencia de la dirección del viento

En los siguientes experimentos, se tiene el objetivo de obtener soluciones mostrando como el sistema responde ante la acción de vientos permanentes y no uniformes y con direcciones diferentes y de esta forma poder conocer algunas características de respuesta de la zona en estudio. Básicamente, estos experimentos servirán de base para realizar posteriormente simulaciones con la intención de aproximar observaciones realizadas en determinadas fechas en el periodo de estudio.

En este experimento, el viento tiene un ángulo de aproximación de 225° , con un campo de velocidades de viento hipotético que varía en el plano (Figura 4), con una banda de mayor intensidad que disminuye hacia el noroeste y sudeste.

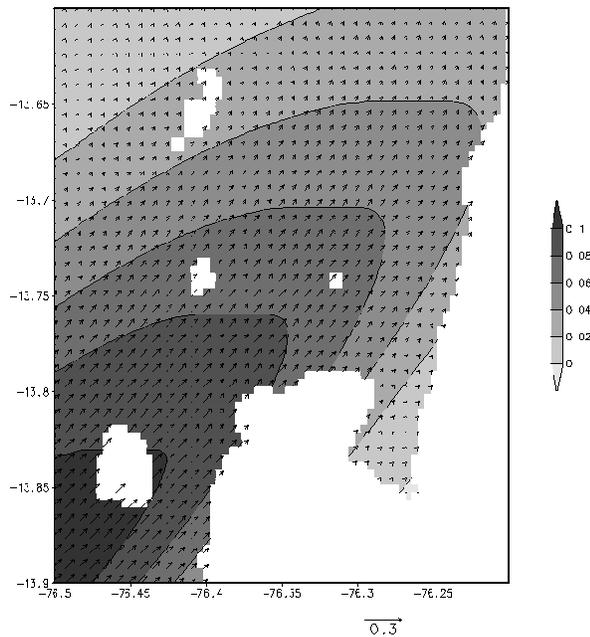


Figura 4: Campo de esfuerzo de viento del SO (N/m^2).

El campo de temperatura resultante 7 días después (Figura 5) muestra sectores fríos e calientes en el área de estudio. Sectores fríos son observables en el lado zonal (exterior) de la Península y dentro de la Bahía de Paracas en el lado Oeste y Sur. Sectores calientes aparecen en el lado meridional este de la región de estudio, tanto dentro como fuera de la bahía de Paracas. Cabe resaltar que el sector de aguas calientes es de mayor largura en el lado norte, en donde la influencia dispersiva de las aguas frías alrededor de la península es menor. La influencia de las aguas frías en dirección Noroeste es en parte limitada por el accidente marítimo de la Isla Blanca, que como una singularidad geográfica tiene una influencia de pequeña escala. Es interesante recalcar que la configuración de la línea costera tiene la tendencia, de acumular aguas calientes frente a la desembocadura del Río Pisco, como una característica natural de los procesos de transporte ante una inflexión de la línea costera. La respuesta dinámica de un enfriamiento alrededor de la península esta influenciado directamente por la divergencia hidrodinámica en el lado Sudoeste y Sur del interior de la Bahía de Paracas.

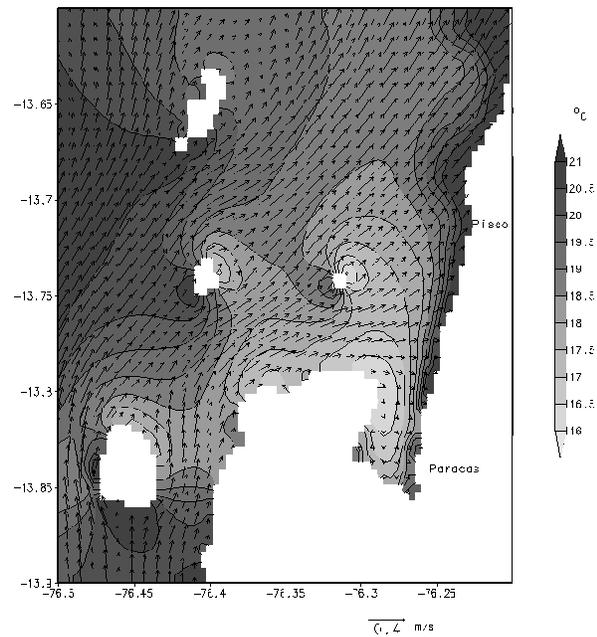


Figura 5: Dinámica generado por vientos del SO. Distribución de la TSM($^{\circ}C$) y las corrientes (m/s) después de 7 días.

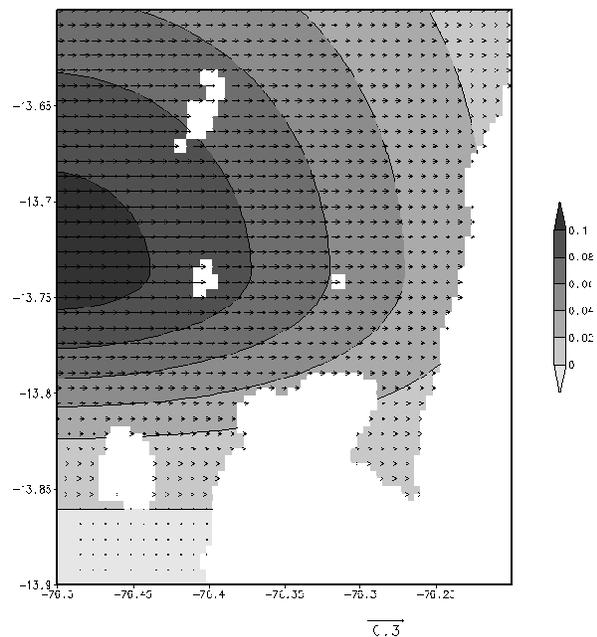


Figura 6: Campo de esfuerzo de viento del Oeste (N/m^2).

El campo de velocidades muestra un flujo en dirección Noreste como tendencia primaria en gran parte de la región. La corriente que llega a la costa se subdivide en una corriente que se dirige hacia el norte y otra corriente que ingresa en la Bahía de Paracas.

En este experimento, el viento tiene un ángulo de aproximación de 270° , es decir, son vientos del Oeste, con un campo de velocidades que varía en el plano como se muestra en la Figura 6, que posee una banda de mayor intensidad con eje en los $13^\circ 46'$ y que disminuye hacia el Norte y Sur.

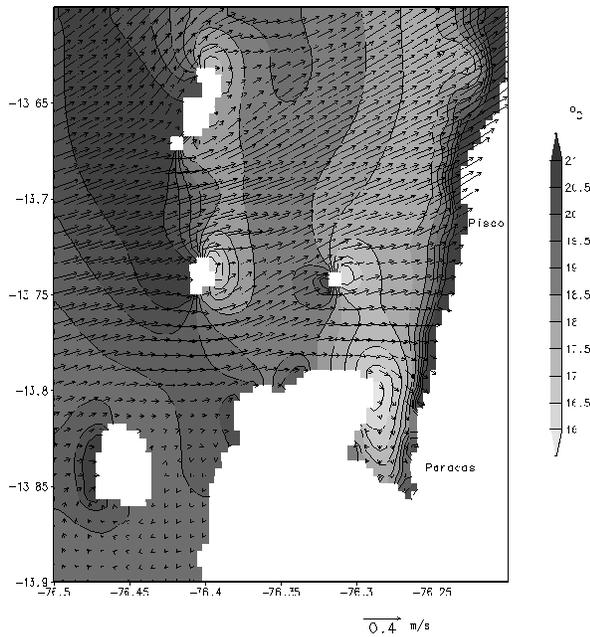


Figura 7: Dinámica generado por vientos del Oeste. Distribución de la TSM($^{\circ}\text{C}$) y las corrientes(m/s) después de 7 días.

El campo de corrientes (Figura 7) muestra un formato similar al caso anterior, básicamente las aguas son empujadas en dirección de la costa meridional. La distribución de la temperatura muestra un foco de aguas frías en el lado Oeste dentro de la Bahía de Paracas. Existiendo un retraimiento del sector frío en el sector zonal exterior de la Península, en comparación al caso de los vientos SO.

Variaciones temporales de la temperatura

La variabilidad temporal de los campos de temperatura, es investigada en base a la simulación numérica de la temperatura superficial del mar observada en algunas estaciones marinas durante los meses de mayo a agosto de 1999.

El viento es la fuente de energía del modelo, variando en el espacio y en el tiempo. El cálculo fue iniciado considerando un estado de no movimiento a las 0 horas del 1 de mayo de 1999. Los vientos fueron calculados usando los datos observados en Pisco, después de aplicar un filtro de 7 puntos, pero con un incremento de un 30 % para el valor máximo en la región que se daría

en la frontera oeste del sistema. Los datos de vientos tuvieron como inicio el día 04/05/99, es decir, en los tres primeros días el sistema procuró generar un estado inicial. Los datos medios diarios del viento fueron considerados correspondientes a las 12 horas de cada día y en cada intervalo de cálculo se interpolaba el valor del viento linealmente. En resumen, el campo de vientos uso un formato de distribución con magnitudes mas débiles en la Bahía de Paracas, esto es, sobre el formato indicado, la magnitud y dirección en cada intervalo de cálculo, se modificaba de acuerdo a las observaciones temporales de los vientos filtrados de Pisco. Series de tiempo de la temperatura en algunas estaciones de las bahías Pisco y Paracas fueron usadas para fines de comparación, que aquí llevan el nombre de estaciones 6 y 7a, La estación 6 estaba localizada frente a la costa meridional entre la ciudad de Pisco y la ciudad de Paracas cerca de la costa, y la estación 7a estaba en el lado exterior de la Península de Paracas, entre Punta Pejerrey e Isla Blanca.

En forma preliminar, diferentes experimentos con el propósito de ajustar las variaciones temporales en la región fueron realizados. Uno de ellos , el más representativo por los resultados se presenta aquí. El ajuste en el tiempo requiere en algunos casos de modificaciones de los parámetros usados anteriormente, tomando en cuenta que en los experimentos previos se obtiene distribuciones calculadas al séptimo día, cuando el sistema está en un estado ya semi-permanente. En este experimento se modificó el valor de fricción ν el cual se definió como 7.5×10^{-6} , un valor que corresponde a la mitad del valor usado en los experimentos anteriores para facilitar un mayor dinamismo de las variables en esta simulación. También el T^u fue definido igual a 22°C (1 grado mayor que en los casos previos), como un valor medio representativo para el periodo de estudio. Las series de tiempo calculadas en los puntos de control representativo de las estaciones 1, 2, 6 y 7a se presentan en la Figura 8 , en donde podemos notar que las máximas variaciones (alrededor de 2°C) de la temperatura se presentan en la estación 6 y 7a.

La característica de respuesta de las estaciones 6 y 7a fue capturada por el modelo. En esta solución podemos observar que en la etapa de junio, julio y agosto, existe una correlacionan entre los máximos y mínimos de temperatura de las series calculadas con la observadas (Figura 8), indicando que el sistema responde al dinamismo temporal en forma similar a las observaciones, en fase y magnitud parcialmente.

Los problemas en esta simulación están mayormente en el mes de mayo, época en la cual existen variaciones fuertes de temperatura que el modelo no representa adecuadamente, probablemente como consecuencia de una posible variabilidad temporal del formato de los vientos que fue fijo en este experimento, por no contar-

se con información de este tipo.

Los resultados de este experimento confirman la importancia del papel de los vientos en la respuesta dinámica durante el periodo de mayo a agosto de 1999, corroborado en este experimento mediante la comparación con las variaciones observadas de la temperatura superficial del mar.

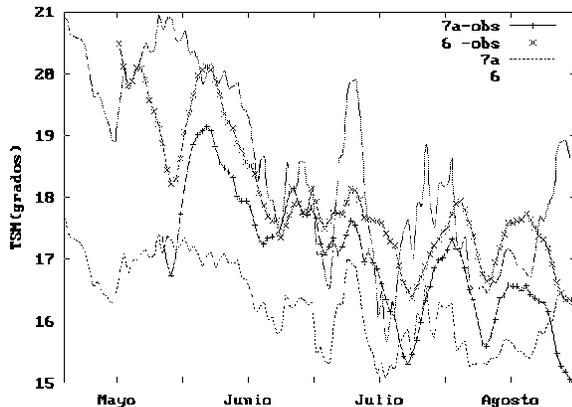


Figura 8: Temperatura superficial del mar (°C) calculada y observada para el periodo de mayo a agosto de 1999 en puntos representativos de las estaciones de observación 7a, 6.

Conclusiones

Un modelo hidrodinámico y termodinámico no lineal de gravedad reducida es propuesto para describir el comportamiento de regiones costeras incluyendo zonas con bajas profundidades. El modelo es aproximado

usando una formulación de diferencias finitas en un dominio con fronteras abiertas no reflectantes el cual describe el comportamiento de un estrato superficial sobre un sustrato en no movimiento conservándose de esta forma solo la dinámica de baja frecuencia. El caso de estudio son las bahías de Pisco y Paracas, en donde una distribución de temperaturas más altas a lo largo de la costa meridional es la característica principal.

Los resultados del modelo indican que el campo de corrientes posee una corriente principal en dirección Noroeste como tendencia primaria en gran parte de la región y con una ramificación que contorna la Península e ingresa en la Bahía de Paracas. La circulación horizontal y las divergencias hidrodinámicas generan distribuciones de temperaturas similares a los observados, con una banda de aguas de mayor temperatura a lo largo de la costa meridional y un área de aguas algo frías alrededor de la Península, confirmando de esta forma que la costa meridional (Pisco-San Andrés-Paracas) es un área de convergencias hidrodinámicas, y el área alrededor del lado oriental y lado norte de la Península de Paracas es un área de divergencias hidrodinámicas.

Agradecimientos

A los miembros del Instituto del Mar del Perú por el apoyo, en particular a Marco Espino, Guadalupe Sánchez, Luis Pizarro, O. Morón, Víctor Yzocupe, Enrique Huaranga, Georgina Flores, Sonia Sánchez, Manuel Guzman, Noel Domínguez por el apoyo y las informaciones proporcionadas así como por las motivaciones temáticas relacionadas a la problemática de Pisco y Paracas.

Referencias

- [1] M. E. Jacinto, O. Morón, P. Villanueva, R. Cabello, M. Guzman; *Evaluación de la Calidad del Medio Marino en Bahía Pisco-Paracas*; Inf. Prog. Inst. Mar del Perú, N° 26, 33 pp, Marzo (1996).
- [2] O. Morón, E. Vegas; *Primer Muestreo de la Reserva de Paracas* (Plan MOREPA) IMARPE-ONERN (2-15 Set. 1988); Informe Interno del Imarpe, manuscrito no publicado (1988).
- [3] M. E. Jacinto, C. Martinez, S. Sanchez, G. Flores, L. Pizarro; *Evaluación de la Varazón y Contaminación en la Bahía Paracas-Pisco*; Inf. Prog. Inst. Mar del Perú, N° 29, 45 pp, Abril (1996).
- [4] G. Sanchez, *Mareas Rojas. Situación del ambiente marino costero de Pisco*; Revista Pesquera Internacional Mar Peruano (5), 42-46, (1999).
- [5] D. W. Stuart y A. I. Watson; *Atlas of the JOINT II 1976 aircraft winds for the 500ft level*; Florida State University, Department of Meteorology, CUEA Technical Report No. 40, 63p (1981).
- [6] C. Carbonel, J. Valentin; *Numerical modelling of phytoplankton bloom in the upwelling ecosystem of Cabo Frio (Brazil)*; Ecological Modelling **116**, 135-148 (1999).
- [7] J. McCreary, P. K. Kundu; *A Numerical Investigation of the Somali Current during the Southwest Monsoon*, J. Mar. Res. **46**, 25-58 (1988).
- [8] C. Carbonel, *Modeling of currents and transport processes in coastal ocean regions with application to the coast of Cabo Frio (Rio de Janeiro-Brazil)*; In Offshore Engineering, edited by F. L. L. B. Carneiro et al., p. 99-112, Computational Mechanics Publications, Southampton-Boston (1997).

- [9] G. Mellor; *Introduction to Physical Oceanography*. (1996).
American Institute of Physics, 260p, New York