



*Serguei A. Lonin
Slonin@costa.net.co

*Juan C. Anduckia
janducki@yahoo.com

*CIOH

CIOH
www.cioh.org.co

Asimilación de anomalías del nivel del mar en el sistema de predicción oceánica de DIMAR

Resumen

Se presentan algunos ensayos de asimilación de anomalías del nivel del mar con base en datos de altimetría del satélite TOPEX/POSEIDON en el modelo hidrodinámico de pronóstico de las condiciones oceanográficas del mar Caribe que conforma el Sistema de Predicción Oceánica de DIMAR (SPOD). Se describen los datos utilizados, los filtros empleados y los resultados de las simulaciones llevadas a cabo mediante el procedimiento de “asimilación estática”. Este último algoritmo se aplica en el procedimiento de amarre de los campos climatológicos, tanto dentro del dominio como en los contornos líquidos, solucionando el problema de las condiciones de frontera en el modelo.

Palabras claves: Asimilación de datos, nivel del mar

Abstract

We present some trials in sea - height anomaly assimilation in the hydrodynamic forecast model for the Caribbean Sea in operation at CIOH, namely the Oceanic Prediction System of DIMAR (SPOD), using TOPEX/POSEIDON altimetry. Altimeter data and filters applied to these data are described, together with the results of numerical simulations performed with the aid of the “static approach”. This last approach is applied in the nudging procedure at the climate patterns of the domain as well as the liquid boundaries, solving the problem of boundary conditions in the model.

Key words: Data assimilation, sea-level

Introducción

En el año 2003 se diseñó en el CIOH un bloque de asimilación de datos de temperatura superficial del mar procedentes de radiómetros de alta resolución a bordo de satélites polares de la NOAA. En la asimilación se emplearon dos métodos de interpolación diferentes: correcciones sucesivas basadas en el método de Cressman e interpolación óptima, con fines de pronóstico oceanográfico (Anduckia *et al.*, 2003). El sistema dentro de cual se maneja actualmente el modelo de pronóstico de manera operacional se llama Sistema de Predicción Oceánica de DIMAR-SPOD (Lonin *et al.*, 2003). Deseando ampliar el esquema de asimilación en el SPOD se ha acometido ahora la asimilación de otra variable disponible a partir de sensores remotos, la anomalía del nivel del mar.

Los datos de anomalías del nivel promedio del mar proceden de altímetros instalados en satélites de las misiones JASON-1, TOPEX, ERS-2 y GFO. Con estos datos se pueden visualizar mapas que se generan interpolando los valores de las anomalías de nivel medio del mar de 2 a 15 días previos a la fecha seleccionada. La información está disponible en la dirección: www.aoml.noaa.gov/phod/dataphod/work/trinanes/INTERFACE/index.html.

Tres modelos se utilizan para producir el nivel promedio del mar y las corrientes:

- **OCCAM_MODEL.** En él, el campo de nivel promedio del mar se deriva de una corrida de 3 años del modelo OCCAM con vientos reales del ECMWF. Los errores en el nivel promedio del mar en las regiones de contorno de separación de corrientes se corrigen usando alturas dinámicas

procedentes de las climatologías de Levitus y Dossier. Resolución espacial: 0.25°.

- **OCCAM_XBT.** Este campo se deriva de una corrida de 4 años (1992-1996) del modelo OCCAM con vientos del ECMWF y con asimilación de temperaturas sub-superficiales de XBT. Esta asimilación de datos hidrográficos ayuda a controlar los sesgos en los niveles promedio del mar del modelo OCCAM. Resolución espacial: 0.25°.

- **LEVITUS-1000m.** Topografía dinámica promedio relativa a 1000 m de profundidad. Resolución espacial: 1°.

Con base en estos modelos, se ofrecen en el sitio mencionado anomalías del nivel del mar en tiempo cuasi-real. Se trata de campos asincrónicos que resultan de la composición de los 12 o 15 días previos, teniendo en cuenta que los satélites, para completar el cubrimiento de toda la región, deben realizar uno o dos pasos diarios durante varios días.

Los datos se descargan directamente en formato ASCII, de manera que no se requieren procedimientos de conversión, como sí era el caso con los datos de temperatura superficial (Holleman, 1999). El número de datos que se descargan depende de la trayectoria de los satélites, y por lo tanto no es siempre el mismo. En este caso quiere decir que el problema de la asimilación será siempre un problema sub-determinado, debido a que el número de observaciones disponibles es menor que el número de nodos de cálculo del modelo oceanográfico (20.000 en total), aunque a lo largo de una sola órbita la cantidad de datos sobre-determina el problema de asimilación.

Es materia de discusión si la asimilación en el sistema de pronóstico oceanográfico se debe realizar por órbitas independientes, o si debe emplearse directamente en el modelo la información descrita arriba en forma de campos asincrónicos. En ambos casos, el problema se divide en dos: a) la asimilación de la anomalía propiamente dicha, y b) la concordancia de este procedimiento con los modos baroclínicos del modelo. El primer aspecto sirve para asimilar el modo externo, pero no garantiza una respuesta adecuada de los campos termohalinos.

El presente artículo discute la asimilación de las anomalías del nivel del mar mediante alteraciones de los campos baroclínicos del modelo, aplicando el procedimiento de “asimilación estática” descrito en Cooper *et al.* (1996). Este procedimiento ha sido modificado en el presente caso para ser aplicado no directamente a los campos de la temperatura y salinidad, sino a los patrones climatológicos, como mecanismo de amarre de aquellos. Dicho procedimiento de asimilación también resulta ventajoso para solucionar el problema de las condiciones de contorno en las fronteras laterales abiertas.

El siguiente apartado describe los filtros aplicados en el proceso de preparación de los datos antes de su asimilación. El método de “asimilación estática” se describe en la metodología, ilustrando primero el método original de Cooper *et al.* (*Op. Cit.*), y luego las modificaciones realizadas. El apartado de resultados muestra un ejemplo de asimilación de datos de las anomalías del nivel durante la fase de validación del modelo oceanográfico con miras a su inclusión en el sistema de pronóstico.

Filtros empleados

La Figura 1 muestra un mapa compuesto de los datos de altimetría para un período que corresponde a la fase preparatoria de las simulaciones y experimentos numéricos del modelo oceanográfico con base en los datos del crucero “Caribe-2003” (marzo-abril del 2003). Es una composición de datos del nivel del mar a lo largo de varias órbitas, cuyos pasos se aprecian en la figura. En ésta se muestra también cómo las órbitas del satélite cruzan los bordes líquidos del dominio de cálculo del modelo, razón de más para involucrar los datos del nivel del mar, interpolados en los bordes del dominio, en el proceso de cálculo en calidad de condiciones de frontera.

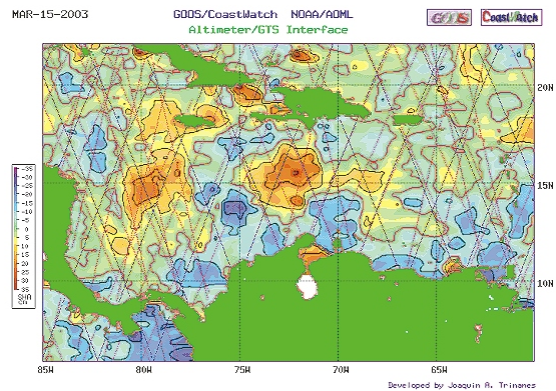


Figura 1. Altimetría de la NOAA para el período del 6 al 15 de marzo de 2003.

Como se aprecia en la Figura 1, los datos contienen ruido y las estructuras sinópticas se ven distorsionadas debido a que las órbitas son asincrónicas; todo el globo es cubierto en 10 días (caso de TOPEX/POSEIDON), o en 35 días (caso de ERS-1/2). Los mapas son campos promedios de 10 días, y por lo tanto son asinópticos. Se suavizan con un filtro gaussiano de alta frecuencia determinado por el análisis espectral de las frecuencias

involucradas con el fin de remover picos en la señal.

De manera semejante al trabajo citado de Anduckia *et al.* (2003), se investigaron mediante análisis de Fourier las frecuencias dominantes en la señal satelital de los altímetros. El periodograma asociado se puede apreciar en la Figura 2. Si se convierten los números de onda de esta figura a longitudes de onda, resulta que en la zona de interés hay oscilaciones dominantes que corresponden a longitudes de onda larga (del orden de 200 Km.), junto con algunas oscilaciones de menores longitudes de onda. Esta información permite ajustar el proceso de filtrado de los datos para resolver, además de los “remolinos” o efectos de pequeña escala, también las ondas de mayor escala.

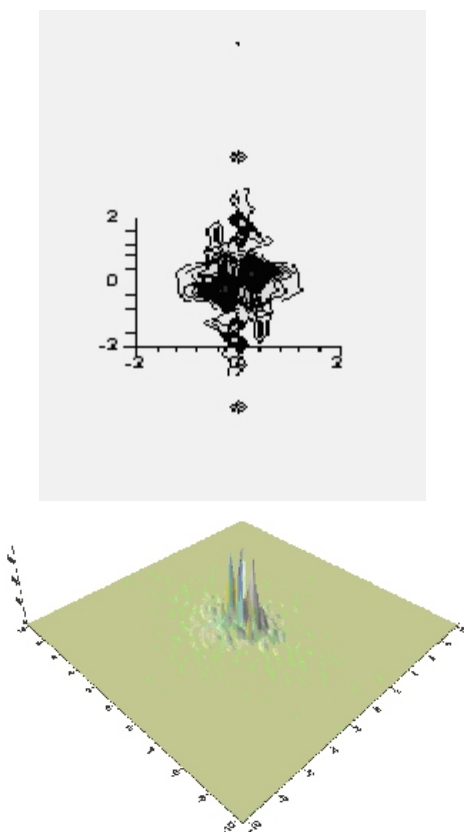


Figura 2. Periodograma para los datos de anomalías del nivel del mar (escala en número de onda)

Como en el caso de la temperatura superficial, es bueno escoger una frecuencia de corte que represente aquellos procesos de energía E_{ge} que se pueden representar en la escala del modelo. Considerando que la precisión del modelo de pronóstico no es inferior al 10%, longitudes mayores a 200 Km. arrojarían una precisión en la energía espectral inferior a $E_{ge}/100$ (norma cuadrática del error esperado del modelo), límite por encima de la tolerancia. El análisis de la precisión en la energía de las oscilaciones junto con el análisis de Fourier implica valores en el rango de 150 a 200 Km., que equivalen a un gran número de vecinos en cualquier filtro de suavización. Un filtro de alta frecuencia (*lowpass*) para el campo mostrado en la Figura 1 se presenta en la Figura 3. Cabe anotar, sin embargo, que ningún filtro espacial, de acuerdo con la discusión anterior, puede corregir las diferencias en la fase del proceso.

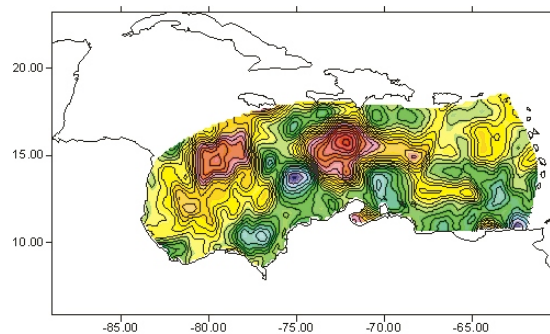


Figura 3. Campo de anomalías del nivel restituídas con un filtro de alta frecuencia aplicado 10 veces.

Asimilación “estática” del nivel

Debido al carácter asinóptico de las mediciones remotas del nivel del mar, el muestreo del satélite que determina el nivel del mar (o su anomalía) no arroja información sobre todo el campo, sino sólo sobre una o

varias órbitas a su paso por la región. Este es uno de los motivos por los cuales la asimilación en este caso es diferente al caso de la temperatura, y se ve la necesidad de emplear un método diferente a la asimilación directa por interpolación de las observaciones.

Una posibilidad es considerar una vecindad alrededor de los puntos de observación con mayor densidad en la “perpendicular” a la trayectoria para asimilar una o unas pocas órbitas (Fukumori *et al.*, 1999). Sin embargo, por el análisis espectral de los pasos de satélite, comparados con la variación de nivel del mar en las trayectorias perpendiculares a la órbita, se sabe que las oscilaciones de baja frecuencia son dominantes. Por este motivo la segunda alternativa, la asimilación de un campo promedio de anomalías de nivel del mar, parece por ahora preferible a la asimilación de una sola órbita.

La disponibilidad de los datos de nivel del mar (entre 2 y 15 días antes del momento presente) obliga a realizar la asimilación de los datos a partir de las 72 horas anteriores al momento real, lo que equivale a considerar el paso del satélite a lo largo de una o más trayectorias pasadas. Estas trayectorias no contienen información completa sobre el campo, pero pueden servir para forzar la respuesta barotrópica del modelo. Una posibilidad para la asimilación consiste en asimilar un promedio de estos datos a lo largo de varios días, tal como se realiza en algunos experimentos a nivel mundial (Fox *et al.*, 2000a,b).

De acuerdo con el esquema de Cooper y Haines ya mencionado, es posible realizar una “asimilación estática” del nivel del mar,

entendida como una proyección vertical del nivel del mar hacia valores positivos o negativos según la anomalía, previa a la asimilación dinámica (que consiste en el ajuste de los perfiles T-S a las nuevas proyecciones verticales producidas por la asimilación estática) y que conserva las propiedades de la columna de agua. Así, si el nivel promedio del mar es:

$$\bar{\eta} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \eta_i \quad (1)$$

(el subíndice “0” indica las observaciones; la barra indica el nivel promedio; el apóstrofe, su respectiva anomalía) y se establece la diferencia

$$\eta = \eta_b + \eta' \quad (2)$$

donde η_b es el nivel instantáneo del *background* interpolado en los puntos de observación, entonces con $\Delta\eta$ se puede considerar el siguiente balance barotrópico y baroclínico para los cambios de presión P inducidos por la asimilación:

$$p(z) - p_0 = -\int_H^0 (\rho(z) - \rho_0) g dz, \quad (3)$$

donde $\rho(z)$ y ρ_0 son densidad en la vertical z y su valor de referencia, respectivamente; g es gravedad; H indica la profundidad.

Esta ecuación captura las diferencias producidas en el momento de la asimilación y, suponiendo que la diferencia de presión en el fondo es cero ($\Delta p(z)=0$), se puede determinar la variación en altura del nivel del mar necesaria para conservar las propiedades de la columna de agua. La variación de la presión en la superficie del mar se refiere a las anomalías entre las observaciones y el modelo, es decir, entre la presión observada por la anomalía del nivel del mar y un *background*:

$$p_s - p_{obs} = p_{modelo} \quad (4)$$

Cuando no hay diferencias entre las observaciones y el modelo, las perturbaciones de la presión son iguales a cero. En caso contrario, se tiene una variación del campo de densidad en la vertical acorde con la variación ΔP_s .

Si se asume que las variaciones de la densidad se efectúan solamente en la vertical, siguiendo al principio de la conservación del vórtice potencial (componente vertical), la asimilación de la anomalía del nivel del mar será equivalente a un desplazamiento de los perfiles de la densidad del agua en la vertical. El desplazamiento Δh será:

$$h = \frac{p}{g} \left(0 \right) - \left(H \right) \quad (5)$$

y se realiza tanto para los perfiles de temperatura como de la salinidad. Para una mayor precisión, en el proceso de interpolación de los perfiles en cada punto del espacio en los nuevos nodos determinados por $\Delta h(x, y, t)$, se aplica un algoritmo de interpolación con un *spline* cúbico.

Puesto que los satélites están produciendo anomalías, para la asimilación del nivel del mar, de acuerdo con (1), se debe construir primero un “nivel total observacional”. Por lo general esto tiene como efecto que el *background* del modelo y el campo de anomalías del nivel no tengan ninguna correlación, lo que resulta en estructuras no reales en el campo analizado, como vórtices de baja energía.

En oceanografía es usual tomar $H = -1000$ m o $H = -2000$ m como nivel de movimiento cero, nivel adecuado de inicio para los cálculos geostróficos. Según (5), una mayor profundidad para la “superficie cero” implica una mayor diferencia entre la densidad

superficial del mar y la densidad a esta profundidad, lo que disminuye el valor de la corrección. Cuando la densidad superficial en (5) es fijada en el valor de la densidad promedio en la superficie de todo el dominio, y la densidad del nivel H es tomada en la profundidad máxima (más de 5000 m), las correcciones por asimilación estática son del orden de 10 a 20 m.

Amarre de los perfiles T-S y condiciones de frontera

Se sabe que las anomalías del nivel del mar (o simplemente el nivel del mar) se forman tanto por ondas barotrópicas como por procesos termohalinos controlados por los modos baroclínicos. La asimilación directa del nivel del mar de los satélites no logra forzar o alterar los modos internos, debido a que la propagación de las ondas largas es mucho más rápida que el desarrollo de las estructuras baroclínicas, mientras que la energía de estas ondas es menor que la de los vórtices baroclínicos. Si además los campos de la temperatura y salinidad se encuentran “amarrados” (procedimiento conocido como *nudging* en la literatura), la energía del modo externo no podrá superar la energía potencial disponible que se encuentra en los campos termohalinos (la cual se regenera artificialmente con ayuda del procedimiento de “amarre”). Por lo tanto, la asimilación del nivel tendrá sentido cuando los campos barotrópicos y baroclínicos concuerden entre sí.

Teniendo en cuenta que para cualquier método de interpolación, el error de interpolación va a crecer en el tiempo, los perfiles de temperatura y salinidad no se pueden utilizar de manera indefinida. Por este motivo es necesaria una modificación del algoritmo de asimilación estática con

proyección vertical, tal como se describe enseguida.

La fórmula (5) para Δh se aplica a los campos climatológicos mensuales y luego los perfiles modificados de temperatura potencial $\Theta^* = \Theta(z+\Delta h)$ y salinidad $S^* = S(z+\Delta h)$ se utilizan en el procedimiento de “amarre”, es decir,

$$\begin{aligned} \partial\Theta/\partial t + L_T(H\Theta) &= \partial R/\partial z + \beta H(\Theta^* - \Theta), \\ \partial SH/\partial t + L_S(HS) &= \beta H(S^* - S), \end{aligned} \quad (6)$$

donde L_T y L_S son operadores diferenciales espaciales en las ecuaciones termodinámicas para Θ y S ; t es el tiempo; R es la radiación solar en la vertical z ; β es igual a cero en el modelo original (POM) y actúa aquí en calidad de parámetro de “amarre”. β puede variar entre $\beta = (3 \text{ día})^{-1} = 4 \times 10^{-6} \text{ [s}^{-1}\text{]}$ para un amarre “lento” o $\beta = (6 \text{ horas})^{-1} = 5 \times 10^{-4} \text{ [s}^{-1}\text{]}$ para un amarre “rápido” de los perfiles.

Si el nivel en el modelo, aplicando (5) y (6), se acerca al nivel observado mediante una respuesta en los campos Θ y S , las diferencias entre Θ y Θ^* , S y S^* en (6) y los valores ΔP_s en (4) disminuyen y los movimientos en los modos internos y externos se ajustan entre sí.

La especificación de las condiciones de contorno en las fronteras abiertas es un problema importante. Las fronteras líquidas del modelo fueron ubicadas relativamente lejos de las zonas de interés directo en el pronóstico con el fin de evitar al máximo posible la influencia de las mismas, cuyas condiciones son desconocidas, como regla general, para un cálculo sinóptico. Además, el sistema de coordenadas curvilíneas empleado en el modelo tiene orientados sus bordes líquidos (donde es posible) normalmente a la dirección del flujo (entrante), aspecto debidamente detallado en Lonin (2002).

Los remolinos que se forman en el mar Caribe tienen su origen en las perturbaciones del flujo y en la pérdida de estabilidad después de que el agua entra a través de los pasos de las Antillas Menores. El flujo, en promedio, es zonal, pero en escala sinóptica es perturbado por estructuras coherentes. La asimilación de datos permite esperar que el “tiempo marino” se pueda superponer al patrón climatológico y forme los remolinos antes de que ellos lleguen a la zona de interés. Sin embargo, es necesario hacer un esfuerzo para involucrar en el cálculo datos reales de la frontera.

Actualmente está especificado en el modelo un flujo en las entradas, distribuido uniformemente entre todos los pasos. La frontera oriental recibe 20 Sv de agua y la frontera norte 5 Sv (Roemmich, 1981). De esta forma, las condiciones del flujo son primarias en el modelo y el nivel del mar en las fronteras es un parámetro secundario.

La resolución del problema de las condiciones de frontera contempla entonces: a) la opción de especificar otras condiciones en las fronteras abiertas, incluso cuando el nivel del mar es una variable primaria, y b) la opción de establecer un procedimiento de asimilación de datos de altimetría en la frontera directamente para el modo barotrópico del modelo (nivel del mar asimilado) e indirectamente para los campos termohalinos, de acuerdo con la metodología descrita anteriormente.

Suponiendo que en los mapas como el de la Figura 2 se conoce la distribución a lo largo de las fronteras del modelo, se ensayó especificar las condiciones del nivel del mar en las mismas. En forma rígida esto quiere decir poner el nivel medido (η^*) a lo largo de las fronteras $\partial\Omega$:

$$\eta(\partial\Omega) = \eta^* \quad (7)$$

con la condición de concordancia $\eta(x, y, t=0) = \eta(x, y)$.

La sola aplicación de la condición (7) resulta poco factible debido a la aparición de ondas cortas parásitas dentro del dominio de cálculo. Estas ondas fueron atrapadas por la plataforma continental, sobre todo donde la configuración de la costa es caprichosa (como la entrada al Golfo de Maracaibo). Debido a que el modo barotrópico es rápido (para una profundidad de 5 km, la velocidad de fase es mayor que 200 m s^{-1}), pero poco energético (para 20 Sv de entrada, la velocidad del flujo es de $2\text{-}3 \text{ cm s}^{-1}$), el cálculo no se destruye, pero es poco físico. (Este fenómeno no depende del paso de tiempo, es decir, el criterio de Courant-Friedrichs-Levy (CFL) se cumple).

Debido a que el objetivo del presente apartado es la evaluación de alternativas para las condiciones de frontera, el procedimiento (6) se aplicó también en los bordes oceánicos del modelo, es decir,

$$\begin{aligned} \partial T^C / \partial t &= \beta(T^* - T^C), \\ \partial S^C / \partial t &= \beta(S^* - S^C) \end{aligned} \quad (8)$$

para los nodos de la frontera líquida con el fin de obtener los nuevos patrones de T^C y S^C en el contorno, modificados de acuerdo con las observaciones satelitales.

Resultados

Ilustrando el proceso de asimilación de las anomalías del nivel del mar, la Figura 4 representa el campo de $\Delta h(x, y)$ obtenido con base en (5) que se utilizó en el procedimiento de amarre (6) y (8). El campo de *background*, tomado del cálculo anterior del modelo sin asimilación de datos previa, se muestra en la Figura 5 (arriba); corresponde a la salida climatológica del modelo después de un

arranque “frío” de 30 días para el mes de marzo. Se observa que para un rango de variación espacial del nivel, que en la Figura 2 está entre -18 y $+26 \text{ cm}$., el valor de Δh varía entre -20 y $+8 \text{ m}$.

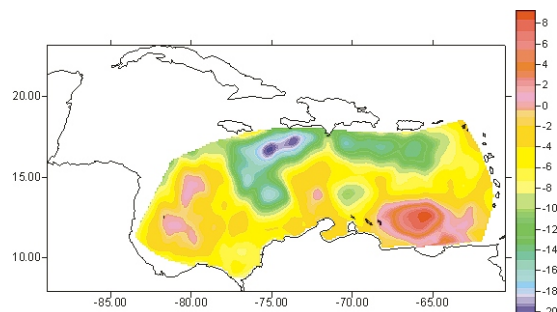


Figura 4. Desplazamiento vertical (en m) calculado de los campos termohalinos para una densidad promedio en la superficie y la profundidad máxima de 5000 metros.

La Figura 6 muestra la evolución del nivel del mar durante 450 horas de cálculo con el procedimiento de “amarre” de los campos termohalinos, procesados de acuerdo con la altimetría indicada en la Figura 3. Se observa un cambio en el nivel a pesar de que éste no fue asimilado explícitamente en el modelo. La Figura 5 muestra un detalle del área para demostrar la circulación generada por los remolinos asimilados.

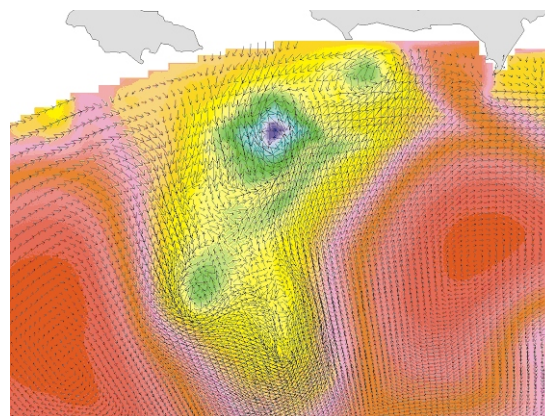


Figura 5. Circulación generada en la parte noroccidental del dominio de acuerdo con los datos asimilados de nivel del mar.

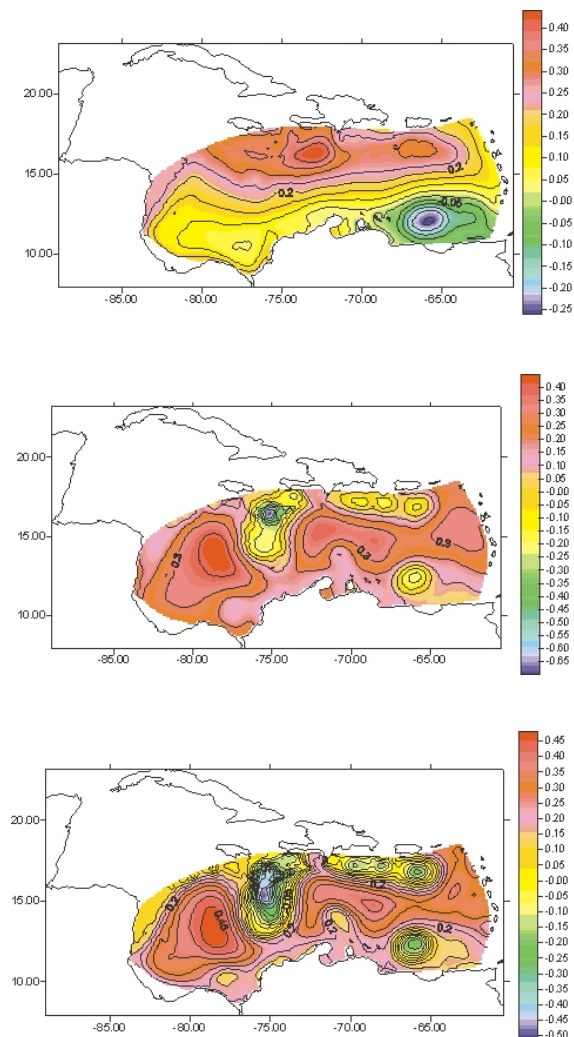


Figura 6. Campo del nivel de mar (en m) inicial (*background*, arriba), después de 210 horas (centro) y de 450 horas (abajo) de asimilación de altimetría satelital (condiciones del contorno incluidas) para el mes de marzo de 2003.

Debido a que el parámetro β es el mismo en (6) y (8), no se observa ningún gradiente de la solución en la vecindad de la frontera, es decir, el patrón termohalino en la frontera se modifica a la misma tasa temporal que dentro del dominio.

Discusión y conclusiones

La asimilación del nivel del mar en el modelo de pronóstico oceanográfico del mar Caribe aún debe perfeccionarse y monitorearse en el tiempo, para que pueda ser un procedimiento validado y que produce resultados confiables y acordes con el estado real del océano. A pesar de las dificultades que representa la asimilación de la altimetría, razón que justifica que a nivel mundial aún no exista consenso sobre la mejor manera de assimilarla, se han dado los primeros pasos en el sentido de hacer de ella un procedimiento permanente, con la posibilidad de realizarla en tiempo real una vez que se cuente con una estadística suficiente de salidas del modelo.

En relación con el procedimiento de la “asimilación estática”, vale la pena señalar ciertas suposiciones que se asumen por defecto: a) no se considera la extensión vertical (desconocida con esta información) de los remolinos oceánicos, o más bien se toma la misma profundidad de referencia (H) para la modificación de los perfiles de temperatura y salinidad; b) se supone que los remolinos son estructuras estrictamente verticales (lo que satisface la conservación de la componente vertical del vórtice potencial); c) el algoritmo se aplica forzosamente a los perfiles de Θ y S , aunque estos sufren también una evolución dinámica, según el comportamiento del modelo. Quiere decir que una aplicación múltiple del procedimiento va a destruir dichos perfiles.

Para evitar estas dificultades, se propuso aplicar la metodología de asimilación estática a los patrones climatológicos de Θ^* y S^* ,

amarrados con las respectivas variables del modelo. Cada nueva asimilación en este caso se aplica una sola vez a los perfiles de Θ^* y S^* , y el procedimiento del amarre corrige los campos de *background* de acuerdo con los datos de altimetría.

Para remediar el problema que representan las condiciones de frontera, bien sea tomadas de observaciones remotas o de salidas de un modelo global, debe tenerse en cuenta que el mar Caribe se encuentra dentro del dominio de modelos que cubren todo el océano Atlántico, entre los que se cuentan HYCOM (Universidad de Miami) y OCCAM (U. Edinburgo/CoastWatch). El último sirve en el presente esquema de asimilación para producir un nivel promedio del mar, y sus productos están disponibles en la página de CoastWatch. En ambos casos se trata de modelos operativos que producen un nivel promedio del mar, y la cuestión que se planteó fue tratar de involucrar las salidas de estos modelos en los bordes oceánicos y en la inicialización de los campos hidrológicos del sistema de pronóstico oceanográfico local.

Hay que notar que el sistema de pronóstico oceanográfico SPOD puede recibir la información sobre el nivel del mar no solamente a lo largo de los bordes oceánicos, sino también dentro del dominio. Esta flexibilidad, basada en datos TOPEX/POSEIDON y ERS, abre la posibilidad de emplear el modelo para producir las corrientes en lugar del modelo OCCAM. Asimismo, una buena estadística basada en el modelo permitiría poner a prueba otros esquemas de asimilación del nivel del mar, como el de Ezer y Mellor (1994), esquemas que permiten la asimilación de una sola órbita, haciendo el problema semejante al de la asimilación de temperatura.

Referencias bibliográficas

- Anduckia J., Lonin S., Ivanov S.** (2003), "Asimilación de datos de temperatura superficial del mar en el modelo de pronóstico de las condiciones oceanográficas del mar Caribe", *Boletín Científico No. 21*, CIOH 2003.
- Cooper M., Haines K.** (1996), "Altimetric assimilation with water property conservation", *Journal of Geophysical Research* **101** (C1), enero 1996.
- Ezer T., Mellor G.** (1994), "Continuous assimilation of Geosat altimeter data into a three-dimensional primitive equation Gulf Stream model", *Journal of Physical Oceanography* **24**, pp. 832-847.
- Fox A., Haines K., de Cuevas B., Webb D.** (2000a), "Altimeter assimilation in the OCCAM global model, Part I: A twin experiment", *Journal of Marine Systems* **26**, pp. 303-322 (2000).
- Fox A., Haines K., de Cuevas B., Webb D.** (2000b), "Altimeter assimilation in the OCCAM global model, Part II: TOPEX/POSEIDON and ERS-1 assimilation", *Journal of Marine Systems* **26**, pp. 323-347 (2000).
- Fukumori I., Raghunath R., Fu L., Chao Yi** (1999) "Assimilation of TOPEX/Poseidon altimeter data into a global ocean circulation model: How good are the results?", *Journal of Geophysical Research* **104** (C11), nov. 1999, pp. 25647-25665.
- Holleman P.** (1999), "CoastWatch format software library and utilities: User's guide" (version 2), disponible en <http://cwcaribbean.aoml.noaa.gov/software.html>.
- Lonin S.** (2002), "Informe final DIMAR, año 2002". CIOH, Cartagena, 220 p.
- Lonin S., Anduckia J., Parra C., Molaes R.** (2003), "Sistema de pronóstico de las condiciones oceanográficas del mar Caribe", *Boletín Científico No. 21*, CIOH 2003.
- Roemmich, D.** (1981), "Circulation of the Caribbean Sea: A well-resolved inverse problem", *Journal of Geophysical Research* **86**, pp. 7993-8005.