

Cálculo del bombeo de Ekman a partir de datos del dispersómetro de viento *SeaWindS* a bordo del satélite QuikSCAT

J. Coca, A. G. Ramos y A. Redondo
jcoca@pesca.gi.ulpgc.es

Universidad de las Palmas de Gran Canaria (ULPGC). Dpto de Biología
Edificio de Ciencias Básicas. Campus Universitariod e Tarifa. 35017 Las Palmas de Gran Canaria

RESUMEN

El estrés de viento sobre la superficie del mar produce movimientos de ascenso y descenso en la columna de agua (bombeo de Ekman). Los datos del dispersómetro *SeaWindS* a bordo del satélite QuikSCAT tienen la suficiente cobertura espacio-temporal para poder calcular el bombeo de Ekman a mesoescala. A partir de los vectores de viento derivados de este sensor se construyeron mapas de bombeo sobre el Atlántico Nororiental. Estos mapas permiten visualizar los efectos del viento en la componente vertical del movimiento a diferentes escalas temporales sobre el área de estudio. Los resultados muestran intensas estructuras de bombeo de Ekman al sur de los archipiélagos Macaronésicos producidas por la perturbación sobre el viento que éstos producen.

PALABRAS CLAVE: bombeo de Ekman, dispersómetro de viento, teledetección, *SeaWindS*.

ABSTRACT

The wind stress acting on the sea surface is a fundamental forcing agent that produces ascending and descending movements (Ekman pumping). QuikSCAT on board *SeaWindS* wind scatterometer data have enough spatio-temporal resolution to allow mesoscale Ekman pumping evaluation. Starting from *SeaWindS* data Ekman pumping charts over Northeast Atlantic were built. This charts allow for wind effect over vertical movement component visualization at several time scales. The disturbances on the wind flux produce southward Macaronesian archipelagos strong Ekman pumping structures.

KEY WORDS: Ekman pumping, wind scatterometer, remote sensing, *SeaWindS*.

INTRODUCCIÓN

El conocimiento del vector de viento tiene una importancia crítica en la comprensión y predicción de muchos fenómenos oceanográficos y meteorológicos. La tensión del viento, que constituye la mayor fuente de momento sobre la superficie del océano, contribuye a la dinámica oceánica desde las ondas superficiales hasta los sistemas de corrientes a nivel de cuenca. El viento sobre el océano regula el crucial acoplamiento entre la atmósfera y el océano, por lo que afecta al clima a nivel global y regional y modula los flujos de calor aire-mar, humedad y sustancias químicas.

La tensión que produce un campo de viento sobre la superficie del mar y su irregular forma de actuar sobre un área, produce desplazamientos horizontales de las masas de agua, que se ven compensados por descensos (convergencia) o ascensos (divergencia) de las mismas. Estos movimientos verticales

debidos al estrés de viento se conocen como bombeo de Ekman (*Ekman pumping*).

El bombeo de Ekman tiene implicaciones físicas, químicas y biológicas sobre los ecosistemas oceánicos (Peláez y McGowan, 1986; Abbot y Zion, 1987).

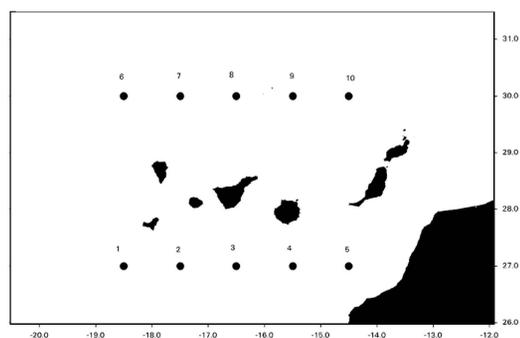


Figura 1. Puntos geográficos de extracción de los promedios mensuales de bombeo de Ekman.

Cálculo de bombeo de Ekman a partir de datos del dispersómetro de viento *Seawinds* a bordo del QuikSCAT

El sensor *SeaWindS* (SWS) a bordo del QuikSCAT, lanzado en junio de 1999, es un radar en banda Ku, diseñado para obtener mediciones globales de la sección eficaz de retrodispersión, a partir de las cuales se estima el vector de viento, en cualquier situación climática, sobre la superficie del océano libre de hielo.

Las características del viento se obtienen mediante el uso de un modelo empírico que relaciona la intensidad y la dirección del viento, que corresponde a la reflectividad de la zona iluminada por el radar. En realidad, la relación directa se produce entre la sección eficaz de retrodispersión y el estrés de viento (Geennaert, 1988; Phillips, 1988; Blanc *et al.*, 1989), que depende de la velocidad del viento, de la estabilidad y características de la capa atmosférica que causa el estrés sobre la superficie del mar (Ross y Louis, 1990).

A partir de los datos del dispersómetro SWS se pueden efectuar cálculos de bombeo de Ekman a submesoescala.

METODOLOGÍA

Para desarrollar un modelo para el cálculo del bombeo de Ekman a partir de los datos de dispersómetro se usa una idealización de un océano bicapa. La capa superior abarca desde la superficie (0) hasta una profundidad $-h$ y se mueve con velocidad V_1 (de componentes horizontales V_{1x}, V_{1y}). La capa inferior se extiende desde una profundidad $-h$ hasta $-\infty$, y se mueve con una velocidad V_2 (de componentes horizontales V_{2x}, V_{2y}). Se suponen velocidades uniformes para cada capa. Cada capa posee una densidad propia constante ρ_1 y ρ_2 respectivamente. Se considera $-h$ como la profundidad de la capa de mezcla, cuya dinámica viene determinada por la influencia atmosférica.

En la capa inferior se asume comportamiento geostrofico puro y en la superior casi geostrofico. En la superior, la perturbación del flujo geostrofico será debida únicamente a una fricción (F) debida al efecto del estrés de viento (τ) sobre la capa.

Para la capa superior, las ecuaciones de partida son:

Eje x:

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} - fv = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + \frac{1}{\rho} \frac{\partial F_x}{\partial z} \quad (1)$$

Eje y:

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + fu = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} + \frac{1}{\rho} \frac{\partial F_y}{\partial z} \quad (2)$$

donde f es el término de coriolis y p es la presión.

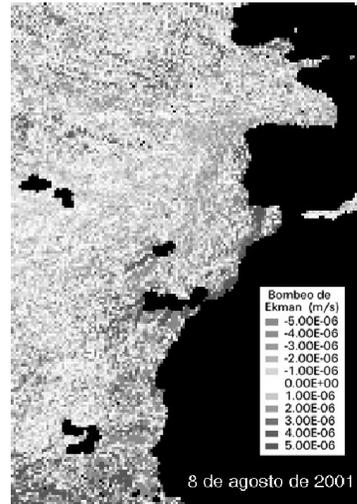


Figura 2. Imagen diaria de bombeo de Ekman.

Estas ecuaciones en derivadas parciales representan una dinámica geostrofica, que se ve afectada por una fricción capa con capa, considerando un espesor diferencial ∂z .

Posteriormente, se hacen derivadas cruzadas de (1) y (2), restando la capa inferior a la superior y simplificando se obtiene:

$$(\nabla V_1 - \nabla V_2) = \frac{1}{\rho f h} \left(\frac{\partial \tau_y}{\partial x} - \frac{\partial \tau_x}{\partial y} \right) \quad (3)$$

Si en la ecuación (3) se pasa h (profundidad de Ekman) al primer miembro, la ecuación resultante se expresa en términos de velocidad, es decir bombeo de Ekman.

Para la evaluación de t_x y t_y se usa la relación empírica a partir del viento (v):

$$\tau = C_d \rho_a v \bar{v},$$

donde C_d es el coeficiente de arrastre y ρ_a es la densidad del aire.

Finalmente, aplicando el modelo a los datos de QuikSCAT, nivel L2B, con una resolución espacial de 25 km, disponibles en el JPL (*Jet Propulsion Laboratory*) de la NASA se obtuvieron los datos de bombeo de Ekman. Promediando los datos de cinco días se generaron las imágenes diarias sobre el Atlántico

J. Coca, A. G. Ramos y A. Redondo

Nororiental y Mediterráneo. En el promedio se utilizaron los datos del día y los de los cuatro días anteriores. La cobertura diaria del sensor es del 90 % de la superficie terrestre y del 100 % cada dos días.

Utilizando las imágenes diarias generadas de los años 2000 a 2005 se realizó un promedio de los datos por meses y también por años. Se procedió a la extracción de los valores promedios mensuales en diez puntos (5 al norte y 5 al sur de las islas Canarias, Figura 1). La ventana de trabajo estaba comprendida entre los 10° y 55° Norte en latitud y los 30° y 0° Oeste en longitud.

RESULTADOS

Mapas diarios

La generación de mapas diarios con promedio de cinco días permite una cobertura completa para toda el área de estudio. Se observa el efecto del bombeo de Ekman sobre cada punto, visualizándose en océano abierto zonas de hundimiento (convergencia; en color rojo en las imágenes en color) y zonas de ascenso (divergencia; en colores azules). También se observa en los mapas, la perturbación que las islas generan sobre el flujo de viento y el consecuente efecto sobre el bombeo. En los mapas diarios también se visualizan las áreas de afloramiento con valores de bombeo positivo (Figura 2).

Mapas mensuales

En océano abierto, los valores de bombeo son más intensos en otoño e invierno y más suaves en primavera y verano sobre todo en la parte norte de la ventana de trabajo (Figura 3). La intensidad de las estructuras que se visualizan en invierno al norte de la ventana, con predominancia de estructuras positivas al final del invierno-principio de primavera, da idea de la agitación producida en la columna de agua que se traduce en una entrada de nutrientes en aguas superficiales. Cuando las borrascas se calman durante la primavera, la disponibilidad de nutrientes unido a la insolación propia de la época del año, producen los blooms primaverales de estas aguas.

La intensidad de las estructuras ascendentes / descendentes al sur de los diferentes archipiélagos no sigue el mismo patrón temporal, comportándose de forma similar Madeira y Canarias pero diferente en el caso de Cabo Verde. Son intensas para Cabo Verde y débiles para Madeira-Canarias al principio del año.

Posteriormente se mantienen en Cabo Verde y van intensificándose en Madeira-Canarias.

En verano son intensas en Canarias-Madeira y débiles en Cabo Verde. Posteriormente se van debilitando en Canarias-Madeira e intensificando en Cabo Verde. En el caso de Azores, estas estructuras tampoco se presentan en los mapas mensuales, al igual que sucede en los mapas anuales.

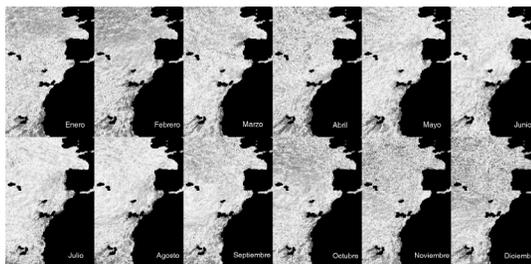


Figura 3. Medias mensuales de bombeo de Ekman correspondientes al año 2000.

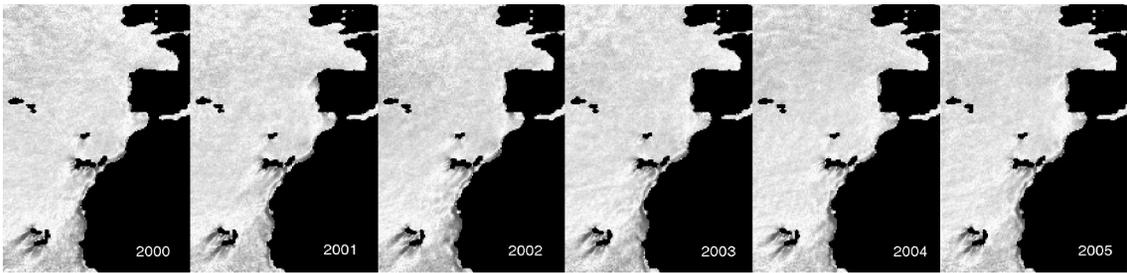
Mapas anuales

En los promedios anuales de los 6 años de estudio, se aprecia el bombeo positivo en los afloramientos Ibérico, Canario-Sahariano y Mauritano, siendo este último mucho más intenso y extenso (Figura 4). Hay que destacar que la metodología aquí descrita calcula la componente vertical en el movimiento debida a la tensión del viento y que no tiene en cuenta el efecto combinado con la presencia de la costa en la generación de los afloramientos.

En la parte norte de la ventana de trabajo, el comportamiento promedio anual en océano abierto es fundamentalmente negativo exceptuando ciertas áreas al noreste de dicha ventana. En cambio, en la parte inferior, en aguas de Mauritania y Cabo Verde es fundamentalmente positivo, debido al distinto comportamiento de los vientos alisios a esa latitud.

Los efectos de isla sobre el flujo de viento predominante del noreste y el consecuente bombeo de Ekman, con zonas positivas y negativas, se presenta en los promedios anuales al sur de Madeira, Canarias y Cabo Verde. En cambio, alrededor de Azores es negativo y no se visualizan las estructuras contiguas de convergencia / divergencia del resto de archipiélagos de la Macaronésia. Esto se debe al régimen predominante de los vientos alisios que distingue a las Azores del resto de archipiélagos Macaronésicos.

Cálculo de bombeo de Ekman a partir de datos del dispersómetro de viento *Seawinds* a bordo del QuikSCAT



*Figura 4. Medias anuales de bombeo de Ekman de los años 2000 a 2005.

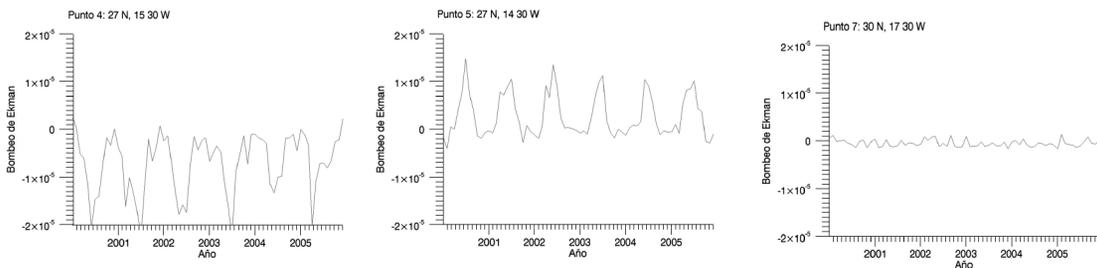


Figura 5. Series temporales de promedios mensuales de bombeo de Ekman para los puntos 7, 4 y 5 ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$).

Extracción de puntos

La extracción de cinco puntos al norte y cinco puntos al sur de las islas Canarias (Figura 1) para cada mapa de promedio mensual permitió describir comportamientos claramente diferentes entre ellos.

En los puntos al norte del archipiélago, donde el flujo de viento no se ve perturbado por las islas, el valor absoluto del bombeo de Ekman es de un orden de magnitud menor que para los puntos situados al sur (Figura 5). Esta perturbación del flujo se debe a las elevadas altitudes de las islas. Los puntos al norte no muestran patrones de comportamiento estacional claro en sus valores. En los puntos situados al sur de las islas sí se aprecia un marcado comportamiento estacional con picos anuales, en valor absoluto, entorno a los meses de junio-julio coincidiendo con la intensificación de los vientos alisios. Los puntos situados al sur de las islas, en función de su localización geográfica muestran valores negativos o positivos. Sus máximos en valor absoluto coinciden. Las estructuras negativas y positivas más intensas se producen simultáneamente.

Los valores máximos de velocidad vertical para los meses de más intensidad dan valores promedio

de 0,8 a 1,2 $\text{m}\cdot\text{d}^{-1}$ según el año. Barton *et al.* (1998) con promedios mensuales sobre datos $1^\circ \times 1^\circ$ obtuvieron valores máximos de 0,4 $\text{m}\cdot\text{d}^{-1}$. Tal y como discuten estos autores tamaños de malla grandes producen subestimaciones en el estrés de viento (Bakun y Nelson, 1991). En este trabajo el tamaño de la malla es de $25 \times 25 \text{ km}$, pudiendo explicar esto las diferencias en los valores obtenidos.

CONCLUSIONES

La buena cobertura espacial del sensor *Sea-Winds* permite generar mapas de bombeo de Ekman con cobertura completa para el área de estudio. Los mapas diarios permiten evaluar el efecto en la componente vertical que produce el estrés de viento. La importancia del efecto masa de isla en esta variable es fundamental, tal y como se aprecia en los mapas diarios, mensuales y anuales, y en la extracción de los valores en puntos geográficos concretos. La intensidad de las estructuras a sotavento de los archipiélagos de Madeira, Canarias y Cabo Verde muestra un marcado carácter estacional.

Todas las figuras precedidas de asterisco se incluyen en el cuadernillo anexo de color

J. Coca, A. G. Ramos y A. Redondo

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen al JPL (*Jet Propulsion Laboratory*) de la NASA la distribución de los datos del dispersómetro de viento *SeaWindS*.

BIBLIOGRAFÍA

- ABBOT, M. R. y ZION, P. M. 1987. Spatial and temporal variability of phytoplankton pigments of northern California during coastal ocean dynamics experiments. *J. Geophys. Res.* 92 (C2): 1745-1755.
- BAKUN, A. y NELSON, C. S. 1991. The seasonal cycle of wind-stress curl in subtropical eastern boundary current regions. *J. Geophys. Res.* 96 (C12): 1815-1834.
- BARTON, E. D. et al. (+ 21) 1998. The transition zone of the Canary Current upwelling region. *Prog. Oceanogr.* 41: 455-504.
- BLANC, T. V., PLANT, W. J. y KELLER, W. C. 1989. The Naval Research Laboratory's air-sea interaction blimp experiment. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 70 (4): 198-227.
- GEERNAERT, G. L. 1988. Measurements of the angle between the wind vector and the wind stress vector in the surface layer over the North Sea. *J. Geophys. Res.* 93 (C7): 8215-8220.
- PELÁEZ, J. y MCGOWAN, J. C. 1986. Phytoplankton pigment patterns in the California current as determined by satellite. *Limnol. Oceanogr.* 31 (3): 927-950.
- PHILLIPS, O. M. 1988. Radar returns from the sea surface – Bragg scattering and Breaking waves. *J. Phys. Oceanogr.* 18 (8): 1065-1074.
- ROSS, N. H. y LOUIS, J. F. 1990. The influence of atmospheric stratification on scatterometer winds. *J. Geophys. Res.* 95 (C6): 9723-9730.