

Estimación de flujos de CO₂ superficial en el Golfo de Vizcaya usando relaciones empíricas y la teledetección

X. A. Padín* y G. Navarro**

* *Instituto de Investigaciones Mariñas (CSIC). Vigo*
padin@imm.csic.es

** *Instituto de Ciencias Marinas de Andalucía (CSIC). Cádiz*
gabriel.navarro@icman.csic.es

RESUMEN

Se ha desarrollado para el Golfo de Vizcaya un algoritmo empírico entre la fugacidad de CO₂ (fCO₂) en el océano y diferentes variables obtenidas por sensores remotos como son la temperatura superficial del mar (SST) y la concentración de clorofila. Los mapas mensuales del gradiente océano-atmósfera de fCO₂ (ΔfCO_2) reprodujeron los patrones espaciales y estacionales conocidos de la zona. Los flujos de CO₂ calculados mostraron una disminución interanual de la captación oceánica de CO₂. La reducción de ΔfCO_2 y de la velocidad de viento durante la última década explicaron en un porcentaje similar, el descenso de la capacidad de sumidero de CO₂ del golfo de Vizcaya.

PALABRAS CLAVE: Golfo de Vizcaya, CO₂, SeaWiFS, AVHRR.

ABSTRACT

An empirical algorithm between the oceanic CO₂ fugacity (fCO₂) and remote sensing observations of both sea surface temperature and chlorophyll has been developed for the Bay of Biscay. Monthly maps of sea-air fCO₂ gradient (ΔfCO_2) reproduced the spatial pattern and the seasonal variability of the region. The estimated CO₂ fluxes indicated an interannual decrease of the uptake CO₂ capacity by the ocean. The diminution of both ΔfCO_2 and wind speed contributed equally to the significant decrease of the CO₂ sink rate in the Bay of Biscay during the last decade.

KEY WORDS: Bay of Biscay, CO₂, SeaWiFS, AVHRR.

INTRODUCCIÓN

El océano desempeña un importante papel en el "calentamiento global" mitigando el efecto de las emisiones de gases de efecto invernadero. La capacidad de absorción de CO₂ se convierte así en una variable fundamental para la predicción de los futuros escenarios climáticos. Sin embargo, el número de medidas de fugacidad de CO₂ (fCO₂^{sw}) requeridas para caracterizar un sistema tan heterogéneo como son los océanos están todavía lejos de ser alcanzadas. Para paliar esta carencia, durante los últimos años se ha desarrollado a escala global un creciente esfuerzo de monitorización de fCO₂^{sw}. La integración de estas nuevas medidas ha mejorado sensiblemente las estimaciones previas de la captación oceánica de CO₂ atmosférico (Takahashi *et al.*, 2002). Este esfuerzo comenzó con el establecimiento de correlaciones entre la SST y el fCO₂^{sw} a partir de relaciones empíricas. La aplicación de esta aproximación en atlas climatológicos y medidas *in*

situ de SST permitió calcular la variabilidad estacional e interanual de fCO₂^{sw} (Lee *et al.*, 1998). Además, la utilización de datos de teledetección como temperatura (SST_{RS, remote sensing}) (Olsen *et al.*, 2004) y clorofila (Cl_{RS}) (Ono *et al.*, 2004) aumentó el potencial de esta aproximación reduciendo la frecuencia necesaria de muestreos y alcanzando una mayor resolución espacial y temporal en la distribución del fCO₂^{sw} en todo el océano.

El objetivo del presente trabajo es generar un algoritmo empírico que relacione variables estimadas mediante satélite con la fCO₂^{sw} para el Golfo de Vizcaya en el que ya se ha estudiado la variabilidad espacio-temporal de los productores primarios (García-Soto *et al.*, 2002). Los valores de fCO₂^{sw} han sido extrapolados a una región oceánica (Figura 1) para estudiar la distribución espacial en la zona. Además, se ha analizado la variabilidad estacional e interanual aplicando el algoritmo a lo largo de observaciones históricas de SST_{RS} y Cl_{RS}.

X. A. Padín y G. Navarro

MATERIAL Y METODOS

Datos *in-situ*

Durante el año 2003, un equipo analítico autónomo instalado a bordo de buques de oportunidad muestreo repetidamente un transecto a largo del Golfo de Vizcaya (Fig. 1) en el seno del proyecto ECO. La fracción molar de CO_2 fue medida con un analizador de gases Licor 6262 y convertida en $f\text{CO}_2^{\text{sw}}$ según los criterios DOE (1994). La diferencia de temperatura entre la toma de agua superficial y el equipo fue corregida según la ecuación descrita por Takahashi *et al.*, (1993). Simultáneamente, la SST y la fluorescencia de la Cla fueron determinadas con un termosalinómetro (SBE45) y un fluorómetro (WETLabs), respectivamente.

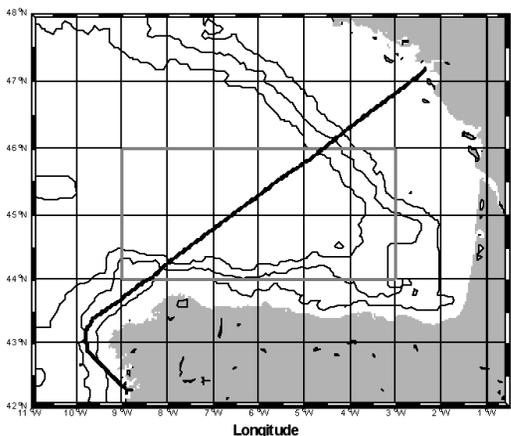


Figura 1. Golfo de Vizcaya, transecto ECO (línea negra) y zona de área de extrapolación (marco gris). Las líneas negras delgadas representan la isóbatas de 200, 2000 y 4000 metros.

Datos de satélite

Las imágenes de SST_{RS} proceden del programa NOAA-AVHRR Pathfinder, con una cobertura global y una resolución espacial de 4 km. Las imágenes utilizadas son tanto la pasada ascendente (diaria) como la descendente (nocturna) y se generan por la composición de las imágenes recibidas por los diferentes NOAA. Las imágenes de Cla_{RS} han sido estimadas a partir de las imágenes capturadas por el sensor SeaWiFS y obtenidas directamente de la base de datos del DAAC-NASA. Estas imágenes se corresponden con el nivel L3-SMI (resolución espacial de 9 km).

Algoritmo empírico

La correspondencia entre las medidas de $f\text{CO}_2^{\text{sw}}$ y las observaciones de SST_{RS} y Cla_{RS} se realizaron dentro del margen espacial de ± 5.7 km y ± 12.7 km y una diferencia temporal de ± 6 h y ± 12 horas, respectivamente. El algoritmo propuesto por Ono *et al.*, (2004) fue estimado a partir de un desarrollo teórico de relaciones empíricas:

$$f\text{CO}_2^{\text{sw}} = A \cdot \text{SST} + B \cdot \text{SST}^2 + C \cdot \text{Cla} + D \cdot \text{Cla}^2 + E$$

donde la SST y la Cla son expresadas en $^{\circ}\text{C}$ y $\text{mgCla} \cdot \text{m}^{-3}$, respectivamente. La correlación unidimensional fue extrapolada a un área de $10 \cdot 10^6$ km^2 comprendida entre las latitudes de $44\text{--}46$ $^{\circ}\text{N}$ y longitudes de $9\text{--}3$ $^{\circ}\text{W}$ (Fig. 1) y una cobertura temporal desde septiembre de 1997 hasta diciembre de 2004, coincidiendo con el sensor SeaWiFS. Durante este período, se consideró un incremento interanual de $f\text{CO}_2^{\text{sw}}$ similar al registrado por la fugacidad atmosférica ($f\text{CO}_2^{\text{atm}}$) a pesar de que numerosas referencias sugiriesen una tasa oceánica superior en la zona del Atlántico Norte (Olsen *et al.*, 2003).

Estimación del intercambio de CO_2 océano-atmósfera

El flujo de CO_2 ($\text{mmol m}^{-2} \text{d}^{-1}$) entre el océano y la atmósfera se calculó de acuerdo a la siguiente expresión:

$$\text{Flujo } \text{CO}_2 = 0.24 \cdot k \cdot S \cdot \Delta f\text{CO}_2$$

donde k ($\text{cm} \cdot \text{h}^{-1}$) representa la velocidad de transferencia gaseosa calculada con los coeficientes propuestos por Wanninkhof (1992) y usando velocidades de viento mensuales (WS) procedentes del reanálisis de NCEP/NCAR; S ($\text{mol} \cdot \text{L}^{-1} \cdot \text{atm}^{-1}$) representa la solubilidad de CO_2 estimada a partir de SST_{RS} y valores mensuales de salinidad obtenidos de la base de datos World Ocean Atlas 2001 (NOA01) y $\Delta f\text{CO}_2$ (μatm) es la diferencia entre $f\text{CO}_2^{\text{sw}}$ y $f\text{CO}_2^{\text{atm}}$. La $f\text{CO}_2^{\text{atm}}$ fue estimada de acuerdo con Olsen *et al.*, (2004) a partir de la fracción molar atmosférica latitudinalmente interpolada a 45°N de registros en estaciones meteorológicas de la red NOAA situadas en Azores e Irlanda. La presión atmosférica fue obtenida del modelo de reanálisis NCEP/NCAR.

RESULTADOS Y DISCUSION

Algoritmo empírico

Los coeficientes del algoritmo empírico calculados como un ajuste no lineal por mínimos cuadrados empleando el algoritmo Marquard-Levenberg fueron los siguientes:

$$A=-23, B=0.8, C=-46, D=12, E=508,$$

utilizando 874 valores y obteniendo un coeficiente de regresión ($r^2=0.85$). El error estándar obtenido en el ajuste fue de 7.5 μatm , siendo este sensiblemente mejor que el obtenido por *Ono et al.*, (2004) en el Pacífico N en un área de mayor extensión. La diferencia entre el $f\text{CO}_2^{\text{sw}}$ calculado y observado mostró una reseñable variabilidad estacional (Fig. 2). De junio a septiembre, el $f\text{CO}_2^{\text{sw}}$ estimado reprodujo adecuadamente el perfil de $f\text{CO}_2^{\text{sw}}$ registrado en el golfo de Vizcaya. Por el contrario, los niveles de $f\text{CO}_2^{\text{sw}}$ fueron subestimados en el invierno y sobreestimados en primavera alcanzando los máximos residuos anuales (*Ono et al.*, 2004).

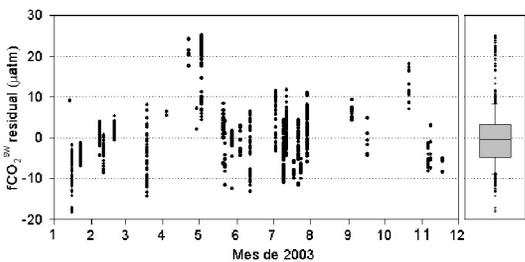


Figura 2. Residuos entre la $f\text{CO}_2^{\text{sw}}$ estimada y medida in situ.

Mapas mensuales de $\Delta f\text{CO}_2$

La figura 3 presenta la distribución espacial de $\Delta f\text{CO}_2$ en el Golfo de Vizcaya durante diferentes meses en las cuatro estaciones. Durante el invierno (febrero 1998; Fig. 3a), la combinación de SST_{RS} y Cl_{RS} produce un campo homogéneo de $\Delta f\text{CO}_2$ ($-40 \pm 4 \mu\text{atm}$) que responde a intensos procesos de mezcla. Todo el golfo está completamente insaturado en relación a los valores de CO₂ atmosférico. El nivel de insaturación de la zona aumenta durante la primavera al igual que la heterogeneidad de la distribución de $\Delta f\text{CO}_2$ (mayo del 2000; Fig. 3b). La estratificación de la capa superficial debido al calentamiento de las aguas marca el inicio del bloom primaveral. La entrada de nutrientes desde la cercana plataforma continental favorece un mayor crecimiento fitoplanctónico en la zona sur del Golfo

de Vizcaya. La actividad fotosintética asociada produce un fuerte gradiente de la potencial capacidad de absorción de CO₂ atmosférico sur – norte. En este período y en menor medida durante el resto del año, la $\Delta f\text{CO}_2$ calculada mostró notables diferencias ($\sim 30 \mu\text{atm}$) en reducidas distancias. *Watson et al.*, (1991) encontró en el Atlántico Norte el mismo patrón de $f\text{CO}_2^{\text{sw}}$ “moteado” asociándolo a fuertes variaciones locales en la actividad biológica y distintos procesos de mezcla.

El máximo anual de SST_{RS} alcanzado durante el verano invierte el intercambio gaseoso convirtiendo el Golfo de Vizcaya en una fuente de CO₂ a la atmósfera (septiembre de 1999; Fig. 3c). Durante este periodo de mínima actividad fotosintética, el efecto de la temperatura determina el valor de $\Delta f\text{CO}_2$. En el interior del golfo de Vizcaya donde se observaron los máximos de SST_{RS} se obtuvieron valores superiores a 40 μatm . Solamente, una pequeña zona asociada al mínimo de SST_{RS} continuó mostrando una potencial captación de CO₂.

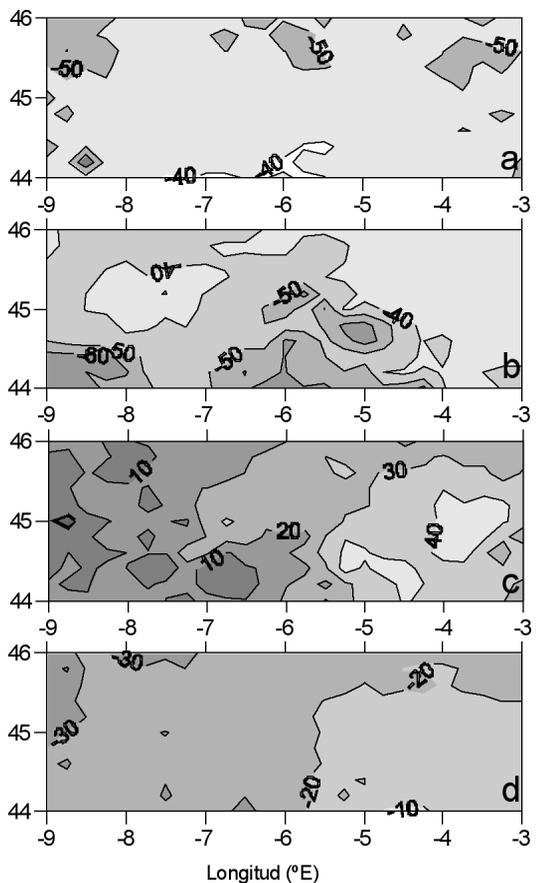


Figura 3. Mapas mensuales de $\Delta f\text{CO}_2$ (μatm) extrapolados en el Golfo de Vizcaya para febrero de 1998 (a), mayo de 2000 (b), septiembre de 1999 (c) y octubre de 2001 (d).

X. A. Padín y G. Navarro

Episodios tormentosos otoñales y la inversión del balance térmico entre la atmósfera y el océano (octubre de 2001; Fig. 3d) rompen la fuerte estratificación estival incrementando la homogeneidad espacial y convirtiendo nuevamente el golfo de Vizcaya en un sumidero de CO_2 atmosférico.

Variabilidad interanual de los flujos de CO_2 océano-atmósfera

La evolución a lo largo de varios ciclos anuales de los promedios mensuales de $f\text{CO}_2^{\text{sw}}$ y $f\text{CO}_2^{\text{atm}}$, velocidad del viento y de los flujos de CO_2 entre el océano y la atmósfera se representan en la Fig. 4.

La amplitud estacional de $f\text{CO}_2^{\text{sw}}$ en el golfo de Vizcaya (Fig. 4a) entre los años 1998 y 2004 fue de $52 \pm 11 \mu\text{atm}$ con máximos anuales a finales de verano y mínimos a principios de primavera. Los sucesivos inviernos (diciembre-febrero) indican un evidente crecimiento interanual de $2.3 \mu\text{atm}$. Por lo tanto, la combinación de SST_{RS} y Cl_{aRS} con una variación interanual para el período invernal de -0.1°C y $-0.01 \text{ mgCl}\cdot\text{m}^{-3}$ incrementaron en 0.7

μatm -el considerado incremento atmosférico de $1.6 \mu\text{atm}\cdot\text{año}^{-1}$. La menor Cl_{aRS} está relacionada con un descenso de la captación biológica de CO_2 mientras que el paulatino enfriamiento provoca una mayor mezcla con las aguas subsuperficiales enriquecidas en CO_2 . El incremento interanual medio fue de $2 \mu\text{atm}\cdot\text{año}^{-1}$, conservando la SST_{RS} y Cl_{aRS} un ligero descenso aunque estadísticamente no significativo. En este sentido, los resultados coinciden con lo propuesto por Gregg *et al.*, (2003) quien ya había señalado un descenso en la concentración de clorofila y Lefevre *et al.*, (2004) quien entre 1982 y 1998 no había encontrado una tendencia térmica clara.

El valor promedio de intercambio de CO_2 a lo largo de la serie fue de $-5.6 \pm 0.8 \text{ mmol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{día}^{-1}$ (Fig. 4c). En el mismo sentido que la variación interanual de $\Delta f\text{CO}_2$, el flujo de CO_2 mostró una reducción de la captación de $0.26 \text{ mmol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{día}^{-1}\cdot\text{año}^{-1}$ que representa 0.1 TgC para la superficie de estudio. Sin embargo, esta tasa interanual es muy superior a lo esperado en función únicamente de los cambios de $\Delta f\text{CO}_2$. El estudio de la variabilidad del viento (Fig. 4b) también identificó un descenso interanual en el Golfo de Vizcaya de $12 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$. El análisis estadístico del cambio interanual del flujo en relación a la disminución de la velocidad del viento y $\Delta f\text{CO}_2$ asoció un 56% de la variabilidad a la influencia del viento mientras que el 44% restante asociado a $\Delta f\text{CO}_2$ y por tanto principalmente al mayor incremento de los niveles de $f\text{CO}_2^{\text{sw}}$ en comparación con $f\text{CO}_2^{\text{atm}}$.

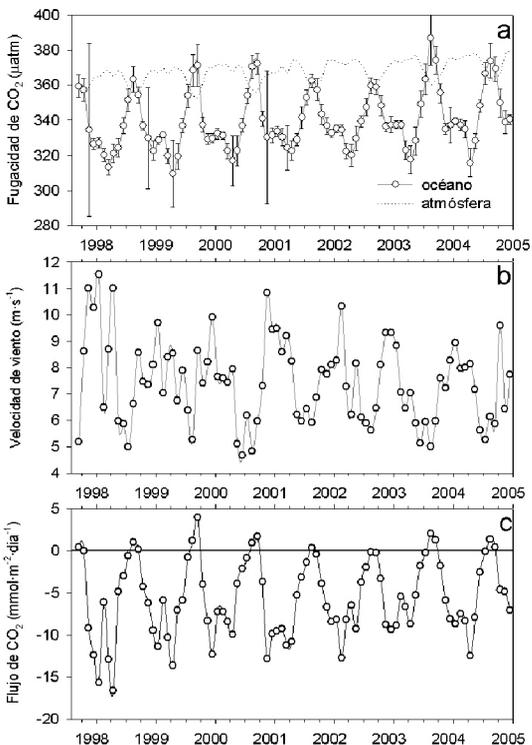


Figura 4. Promedios mensuales entre septiembre de 1997 y diciembre de 2004 de: a) fugacidad de CO_2 en la atmósfera (línea punteada) y agua de mar (círculos blancos; barras de error representan la desviación standard); b) velocidad de viento y c) flujo de CO_2 océano-atmósfera.

CONCLUSIONES

El algoritmo descrito por Ono *et al.*, (2004) con los coeficientes propuestos en este estudio puede ser aplicado en el Golfo de Vizcaya con un error de $7.5 \mu\text{atm}$. El error es mayor durante el final del bloom primaveral debido a la incapacidad del algoritmo para reproducir la lenta respuesta de $f\text{CO}_2^{\text{sw}}$ a la desaparición de la señal de clorofila. Los mapas mensuales de $f\text{CO}_2^{\text{sw}}$ reprodujeron patrones estacionales conocidos, identificando el golfo de Vizcaya como un fuerte sumidero de CO_2 atmosférico. Sin embargo, el intercambio de CO_2 calculado a partir de SST_{RS} y Cl_{aRS} reflejó claramente una reducción de la capacidad de captación de CO_2 oceánica en la misma línea de otros trabajos realizados en el Atlántico Norte (Olsen *et al.*, 2003).

AGRADECIMIENTOS

Agradecemos a los capitanes y dotación de los buques RO-RO L'Audace y RO-RO Surprise de la Compañía Suardiaz su hospitalidad y esencial ayuda durante las campañas ECO. A NOAA por

suministrar los datos de CO₂ atmosférico en Azores e Irlanda. A la "Diputación de Pontevedra" que ha financiado a X.A. Padín durante su período de formación predoctoral. Este trabajo ha sido subvencionado por los proyectos ECO (MCyT REN2002-00503/MAR), CARBOOCEAN (5111 76-GOCE) y VEM2004-08579.

BIBLIOGRAFÍA

- DOE. 1994. *Handbook of methods for the analysis of various parameters of carbon dioxide in sea-water; version 2*, A. G. Dickson y C. Goyet Eds. C. ORNL/CDIAC-74.
- GARCÍA-SOTO, C., PINGREE, R. D. y VALDÉS, L. 2002. Navidad development in the southern Bay of Biscay: Climate Change and swoddy structure from Remote Sensing and *in situ* measurements. *J. Geophys. Res.* 107 (C8), doi: [10.1029/2001JC001012](https://doi.org/10.1029/2001JC001012).
- GREGG, W. W., CONKRIGHT, M. E., GINOUX, P., O'REILLY, J. E. y CASEY, N. W. 2003. Ocean primary production and climate: Global decadal changes. *Geophys. Res. Lett.* 30 (15): 1809.
- LEE, K., WANNINKHOF, R., TAKAHASHI, T., DONEY, S. C. y FEELY, R. A. 1998. Low interannual variability in the recent oceanic uptake of atmospheric carbon dioxide. *Nature* 396: 155-159.
- LEFEVRE, N., WATSON, A. J., OLSEN, A., RÍOS, A. J., PÉREZ, F. F. y JOHANNESSEN, T. 2004. A decrease in the sink for atmospheric CO₂ in the North Atlantic. *Geophys. Res. Lett.* 31, L07306.
- OLSEN, A., TRINANES, J. A. y WANNINKHOF, R. 2004. Sea-air flux of CO₂ in the Caribbean Sea estimated using *in situ* and remote sensing data. *Rem. Sens. Environ.* 89 (3): 309-325.
- OLSEN, A., BELLERBY, R. G. J., JOHANNESSEN, T., OMAR, A. M. y SKJELVAN, I., 2003. Interannual variability in the wintertime air-sea flux of carbon dioxide in the northern North Atlantic, 1981-2001. *Deep-Sea Res. Part I* 50: 1323-1338.
- ONO, T., SAINO, T., KURITA, N. y SASAKI, K. 2004. Basin-scale extrapolation of shipboard pCO₂ data by using satellite SST and Chla. *Int J. Rem. Sens.* 25 (19): 3803-3815.
- TAKAHASHI, T., OLAFSSON, J., GODDARD, J., CHIPMAN, D. W. y SUTHERLAND, S. C. 1993. Seasonal variation of CO₂ and nutrients in the high latitude surface oceans: A comparative study. *Global Biogeochem. Cycles* 7: 843-878.
- TAKAHASHI, T., SUTHERLAND, S. C., SWEENEY, C. et al. 2002. Global Sea-Air CO₂ flux based on climatological surface ocean pCO₂ and seasonal biological and temperature effects. *Deep-Sea Res. Part II* 49: 1601-1622.
- WANNINKHOF, R. 1992. Relationship between wind speed and gas exchange over the ocean. *J. Geophys. Res.* 97 (C5): 7373-7382.
- WATSON, A. J., ROBINSON, C., ROBINSON, J. E., WILLIAMS, P. J. LE B. y FASHAM, M. J. R. 1991. Spatial variability in the sink for atmospheric carbon dioxide in the North Atlantic. *Nature* 350: 50-53.