

royalsocietypublishing.org/journal/rsta

Investigación



Citar este artículo: Mayot N et al. 2023 Variabilidad impulsada por el clima del sumidero de CO2 del Océano Austral. *Phil. Trans. R. Soc. Un* 381: 20220055.

<https://doi.org/10.1098/rsta.2022.0055>

Recibido: 24 de octubre de 2022

Aceptado: 3 de abril de 2023

Una contribución de 13 personas a una reunión de debate sobre el tema 'Calor y absorción de carbono en el Sur Océano: estado del arte y futuro prioridades'.

Áreas temáticas:

oceanografía, biogeoquímica

Palabras clave:

Océano Austral, sumidero de carbono, clima, oxígeno, interanual, decadal

Autor de la correspondencia: C. Le Quéré

Correo

electrónico: [c.lequere@uea.ac.uk](mailto:c.lequere@uea.ac.uk)

†Dirección actual: Facultad de Ciencias Ambientales,

Universidad de East Anglia, Norwich NR4 7TJ, Reino

Unido.

El material complementario electrónico está disponible en línea en <https://doi.org/10.6084/m9.figshare.c.6597304>.

## Variabilidad impulsada por el clima del sumidero de CO2 del Océano Austral N.

Mayot<sup>1</sup>, C. Le Quéré<sup>1,†</sup>, C. Rödenbeck<sup>2</sup>, R. Bernadello<sup>3</sup>, L. Bopp<sup>4</sup>, L. M. Deutouang<sup>5,6</sup>, L. M. Gehlen<sup>7</sup>, Gregor<sup>8</sup>, N. Gruber<sup>8</sup>, J. Hauck<sup>9</sup>, Y. Iida<sup>10</sup>, T. Ilyina<sup>11</sup>, R. F. Keeling<sup>12</sup>, P. Landschützer<sup>11,13</sup>, A. C. Manning<sup>1</sup>, L. Patara<sup>14</sup>, L. Resplandy<sup>15</sup>, J. Schwinger<sup>16,17</sup>, R. Séférian<sup>18</sup>, A. J. Watson<sup>19</sup>, R. M. Wright<sup>1</sup> y J. Zeng<sup>20</sup>

<sup>1</sup> Centro de Ciencias Oceánicas y Atmosféricas, Facultad de Ciencias Ambientales, Universidad de East Anglia, Norwich NR4 7TJ,

<sup>2</sup> Instituto Max Planck de Biogeoquímica, PO Box 600164, Hans-Knöll-Str. 10, 07745 Jena, Alemania

<sup>3</sup> Departamento de Ciencias de la Tierra, Centro de Supercomputación de Barcelona, Barcelona, Cataluña, España

<sup>4</sup> Laboratoire de Météorologie Dynamique/Institut Pierre-Simon Laplace, CNRS, Escuela Normal Superior/Universidad PSL, Sorbona Universidad, Escuela Politécnica, París, Francia

<sup>5</sup> Departamento de Oceanografía, Universidad de Ciudad del Cabo, Ciudad del Cabo 7701, Sudáfrica

<sup>6</sup> SOCCO, Consejo de Investigaciones Científicas e Industriales, Ciudad del Cabo 7700, Sudáfrica

<sup>7</sup> Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement, LSCE/IPSL, CEA-CNRS-UVSQ, Universidad París-Saclay, 91191

Gif-sur-Yvette, Francia

<sup>8</sup> Física Ambiental, ETH Zürich, Instituto de Biogeoquímica y Dinámica de Contaminantes y Centro de Modelado de Sistemas Climáticos (C2SM), Zürich, Suiza

<sup>9</sup> Alfred-Wegener-Institut Helmholtz-Zentrum für Polar- und Meeresforschung, Postfach 120161, 27515 Bremerhaven, Alemania

© 2023 Los Autores. Publicado por la Royal Society bajo los términos de la Licencia de Atribución Creative Commons <http://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>, que permite el uso sin restricciones, siempre que se cite al autor original y la fuente.

10Departamento de Atmósfera y Océanos, Agencia Meteorológica de Japón, 1-3-4 Otemachi, Chiyoda-Ku, Tokio 100-8122,

Japón

11Instituto Max Planck de Meteorología, Hamburgo, Alemania

12Institución Scripps de Oceanografía, Universidad de California, San Diego, CA, EE. UU.

13 Instituto Marino de Flandes (VLIZ), Jacobsenstraat 1, 8400 Ostende, Bélgica

14GEOMAR Centro Helmholtz de Investigación Oceánica Kiel, Kiel, Alemania

15Departamento de Geociencias e Instituto Ambiental High Meadows, Universidad de Princeton, Princeton, Nueva Jersey, EE. UU.

16Centro Bjerknes para la Investigación del Clima, Bergen, Noruega

17NORCE Centro de Investigación Noruego, Jahnebakken 5, 5007 Bergen, Noruega

18CNRM, Universidad de Toulouse, Météo-France, CNRS, Toulouse, Francia

19Facultad de Ciencias de la Vida y el Medio Ambiente, Universidad de Exeter, Exeter EX4 4RJ, Reino Unido

20División del Sistema Terrestre, Instituto Nacional de Estudios Ambientales, 16-2 Onogawa, Tsukuba, Ibaraki 305-8506,

Japón

 NM,0000-0003-4255-5939; CR,0000-0001-6011-6249; LB,0000-0003-4732-4953; JH,0000-0003-4723-9652; PL,0000-0002-7398-3293; ACM, 0000-0001-6952-7773; AJW,0000-0002-9654-8147

El Océano Austral es un importante sumidero de CO<sub>2</sub> atmosférico, pero la naturaleza y magnitud de su variabilidad siguen siendo inciertas y debatidas. Las estimaciones basadas en observaciones sugieren una variabilidad sustancial que no se reproduce en los modelos oceánicos basados en procesos, con estimaciones cada vez más divergentes durante la última década. Examinamos las posibles limitaciones sobre la naturaleza y magnitud de la variabilidad impulsada por el clima del sumidero de CO<sub>2</sub> del Océano Austral a partir de observaciones basadas en los flujos de O<sub>2</sub> aire-mar. En escalas de tiempo interanuales, la variabilidad en los flujos aire-mar de CO<sub>2</sub> y O<sub>2</sub> estimados a partir de observaciones es consistente entre las dos especies y se correlaciona positivamente con la variabilidad simulada por los modelos oceánicos. Nuestro análisis sugiere que las variaciones en la ventilación del océano relacionadas con el Modo Anular Sur son responsables de esta variabilidad interanual. En escalas de tiempo decenales, la existencia de una variabilidad significativa en el flujo de CO<sub>2</sub> aire-mar estimado a partir de observaciones también tiende a estar respaldada por estimaciones de la variabilidad del flujo de O<sub>2</sub> basadas en observaciones. Sin embargo, la gran variabilidad decenal en el flujo de CO<sub>2</sub> entre el aire y el mar está ausente en los modelos oceánicos. Nuestro análisis sugiere que los problemas en la representación del equilibrio entre los componentes térmicos y no térmicos del sumidero de CO<sub>2</sub> y/o la variabilidad insuficiente en el modo de formación del agua podrían contribuir a la falta de variabilidad decenal en la generación actual de modelos oceánicos.

Este artículo es parte de una reunión de debate sobre el tema 'Absorción de calor y carbono en el Océano Austral: estado del arte y prioridades futuras'.

## 1. Introducción

El sumidero de CO<sub>2</sub> del Océano Austral representa aproximadamente el 40% del sumidero de CO<sub>2</sub> oceánico mundial. Se han evidenciado grandes variaciones decenales a partir de observaciones [1–6], que no están directamente relacionadas con cambios en las emisiones de CO<sub>2</sub> provenientes de actividades humanas sino más bien con condiciones climáticas variables y/o forzamientos externos variables y su influencia en la tasa de crecimiento del CO<sub>2</sub> atmosférico. [7–9]. Es esencial caracterizar mejor y simular correctamente la variabilidad del sumidero de CO<sub>2</sub> del Océano Austral en modelos oceánicos basados en procesos para mejorar nuestra comprensión del ciclo global del carbono y su evolución futura [9-13].

Dos tipos de enfoques ampliamente utilizados para estimar el sumidero de CO<sub>2</sub> oceánico y su variabilidad espacio-temporal incluyen los 'productos de pCO<sub>2</sub>', que se basan en observaciones compiladas en el Atlas de CO<sub>2</sub> de la Superficie del Océano (SOCAT) [14], y los Modelos Globales de Biogeoquímica Oceánica (GOBM). ), cual

se basan en la simulación del ciclo del carbono y su respuesta a la variabilidad climática observada y los cambios en el CO<sub>2</sub> atmosférico [15]. Los resultados de ambos métodos sugieren un relativo estancamiento del sumidero de CO<sub>2</sub> del Océano Austral en la década de 1990 [2] y su revitalización en la década de 2000 [3]. Sin embargo, no están de acuerdo sobre la magnitud de estas variaciones temporales, que están por debajo de 0,04 PgC año<sup>-1</sup> en GOBM y alrededor de 0,08-0,18 PgC año<sup>-1</sup> en productos de pCO<sub>2</sub> [11,15]. Si bien los productos de pCO<sub>2</sub> podrían sobreestimar la variabilidad decenal debido a datos escasos y distribuidos de manera desigual [16,17], las limitaciones independientes de las inversiones de CO<sub>2</sub> atmosférico tienden a respaldar una mayor variabilidad en comparación con los GOBM [15].

Aquí utilizamos una metodología de descomposición temporal y flujos de O<sub>2</sub> aire-mar basados en observaciones para obtener más información sobre la variabilidad del sumidero de CO<sub>2</sub> del Océano Austral. Primero, aislamos la variabilidad impulsada por el clima del sumidero de CO<sub>2</sub> del Océano Austral, es decir, la parte del sumidero de CO<sub>2</sub> causada únicamente por fluctuaciones en el clima, y la descomponemos en su componente interanual de corto plazo (es decir, año tras año) y su componente decenal/subdecenal a más largo plazo. Esta descomposición temporal tiene como objetivo identificar mejor los problemas y los procesos subyacentes [16,18,19]. En segundo lugar, comparamos la variabilidad impulsada por el clima de los flujos aire-mar de CO<sub>2</sub> y O<sub>2</sub>, tanto de productos de observación como de GOBM, reconociendo que el CO<sub>2</sub> y el O<sub>2</sub> se ven afectados por los mismos procesos, pero en diferentes proporciones. De hecho, tanto el O<sub>2</sub> como el CO<sub>2</sub> en el océano están influenciados por procesos térmicos (por ejemplo, el calentamiento de la superficie del océano) de manera similar, mientras que ambos también están influenciados por procesos no térmicos (por ejemplo, la fotosíntesis biológica y la respiración, y la circulación oceánica) en gran medida en sentido opuesto. maneras [20,21].

Por lo tanto, el objetivo general de este estudio es proporcionar limitaciones potenciales sobre la naturaleza y magnitud de la variabilidad impulsada por el clima del sumidero de CO<sub>2</sub> del Océano Austral mediante el examen de la coherencia entre la variabilidad del flujo de CO<sub>2</sub> y O<sub>2</sub> estimada por productos de datos y modelos oceánicos. Para esto, evaluamos la capacidad de 10 GOBM para simular la variabilidad interanual y decenal en los flujos aire-mar de CO<sub>2</sub> y O<sub>2</sub> inferidos a partir de observaciones, y examinamos la coherencia general entre la variabilidad de CO<sub>2</sub> y O<sub>2</sub>. Nuestra hipótesis es que si los flujos de CO<sub>2</sub> y O<sub>2</sub> aire-mar basados en observaciones de métodos completamente independientes sugieren variabilidades interanuales y/o decenales similares, entonces estas son señales verdaderas de la variabilidad impulsada por el clima del sumidero de CO<sub>2</sub> del Océano Austral que los GOBM deberían simular.

## 2. Datos y métodos

Este estudio se centra en el período 1985 a 2018 y se basa en datos cuadrículados mensuales de los flujos aire-mar de CO<sub>2</sub> y O<sub>2</sub> en el Océano Austral procedentes de GOBM y productos basados en observaciones. El Océano Austral se define aquí como el área oceánica al sur de 30° S. El sumidero total de CO<sub>2</sub> oceánico (flujo total) se puede describir como:

$$\text{Flujo total} = \text{Flujos}_{\text{ant}} + \text{Flujos}_{\text{hormiga}} + \text{Flujos}_{\text{nat}} + \text{Flujos}_{\text{nat}} \quad (2.1)$$

donde Fluxant y Fluxnat son los flujos aire-mar de CO<sub>2</sub> antropogénico y natural, respectivamente.

El superíndice ss (estado estacionario) denota flujos en condiciones climáticas invariables (en escalas de tiempo superiores a un año), mientras que ns (estado no estacionario) denota flujos que se ven afectados únicamente por condiciones climáticas cambiantes. Por lo tanto, Fluxss ant captura el efecto del aumento de CO<sub>2</sub> atmosférico solo en el sumidero de CO<sub>2</sub> del océano, Fluxss nat captura el flujo de CO<sub>2</sub> natural en un clima constante y Fluxns nat

+ La hormiga Fluxns captura la variabilidad impulsada por el clima del sumidero de CO<sub>2</sub> del océano.

### (a) Flujos de CO<sub>2</sub> aire-mar

Cada uno de los 10 GOBM utilizados aquí comprende un modelo físico del océano junto con un módulo de bioquímica marina (tabla 1). Los modelos se fuerzan con la fracción molar de CO<sub>2</sub> atmosférico observada y los vientos y otras condiciones climáticas a partir de conjuntos de datos de reanálisis atmosférico (llamado "forzamiento atmosférico"). Los 10 GOBM se diferencian por el uso de diferentes modelos físicos oceánicos, la representación de la biogeoquímica, los productos de forzamiento, las estrategias de aceleración y las resoluciones espaciales [15], todo lo cual influye en la representación del modelo de los flujos de CO<sub>2</sub> y O<sub>2</sub>.

Tabla 1. Relación de los GOBM y productos de pCO<sub>2</sub> utilizados en este estudio con algunas de sus características.

GOBM			
nombre	modelo físico del océano	modelo de biogeoquímica	forzamiento atmosférico
CESM-ETHZ	CESMv1.3	BEC	JRA55
CNRM	NEMOv3.6	PISCISv2	JRA55
EC-Tierra3-CC	NEMOv3.6	PISCISv2	JRA55
FESOM-REcom	FESOM-1.4	REcom-2	JRA55
MPIOM-HAMOCC	MPIOM	HAMOCC6	NCEP
IPSL	NEMOv3.6	PISCISv2	JRA55
NorESM1-OCv1.2	MICOM	HAMOCC	NCEP
MOM6-Princeton	MOM6-SIS2	COBALTOv2	JRA55
NEMO-PlankTOM12	NEMOv3.6	TablónTOM12	NCEP
ORCA025-GEOMAR	NEMO-ORCA025	fregonas	JRA55
productos pCO <sub>2</sub>			
nombre	parametrización del intercambio de gases	producto edílico	campos de CO <sub>2</sub> atmosférico
CMEMS-LSCE-FFNN	formulación de intercambio cuadrático [22]	ÉPOCA 5	[23]
CSIR-ML6	formulación de intercambio cuadrático [22]	ÉPOCA 5	NOAA
Jena-MLS	formulación de intercambio cuadrático [22]	JMA55-hacer reanálisis	Jena Carboscopio
JMA-MLR	formulación de intercambio cuadrático [22]	JRA55	JMA-GSAM
MPI-SOMFFN	formulación de intercambio cuadrático [22]	ÉPOCA 5	NOAA
NIES-NN	formulación de intercambio cuadrático [22]	ÉPOCA 5	NOAA
OS-ETHZ-GRaCER	formulación de intercambio cuadrático [24]	JRA55, ERA5, NCEP1	NOAA
watson2020	Formulación de ruiseñor [25]	CCMP	NOAA

Los 10 GOBM realizaron simulaciones estandarizadas como parte del proyecto RECCAP2 (<https://reccap2-ocean.github.io/>), siguiendo un protocolo común (material complementario electrónico). Los modelos realizaron una simulación 'A' diseñada para capturar el término de Flujo Total (ecuación (2.1)). Para esto, todos los modelos fueron forzados con una fracción molar de CO<sub>2</sub> atmosférico similar observada, y con condiciones climáticas variables (material complementario electrónico, tabla S1). Modelos realizados otra simulación 'C' para capturar los  $\text{Flujos}_{\text{nat}} + \text{Flujos}_{\text{horriga}}$  términos, donde los modelos se vieron nuevamente obligados con la fracción molar de CO<sub>2</sub> atmosférico observada, pero esta vez con las condiciones climáticas reflejando un año climatológico (por ejemplo, recorriendo el mismo año). La variabilidad impulsada por el clima  $\text{Flujos}_{\text{nat}} + \text{Flujos}_{\text{horriga}}$  se obtuvo restando la simulación C de la simulación A.

Los ocho productos de pCO<sub>2</sub> utilizados aquí formaron parte del proyecto RECCAP2. Cada producto estima El sumidero oceánico de CO<sub>2</sub> y su variabilidad basado en las observaciones de la fugacidad del CO<sub>2</sub> en la superficie del mar. (fCO<sub>2</sub>) de la base de datos SOCAT [14]. Primero, las observaciones de fCO<sub>2</sub> se interpolan y extrapolan. en el tiempo y el espacio utilizando métodos estadísticos o de aprendizaje automático. En segundo lugar, los flujos de CO<sub>2</sub> aire-mar. se calculan restando la correspondiente fracción molar de CO<sub>2</sub> atmosférico de la tasa mensual (o diarias) estimaciones cuadrículas de fCO<sub>2</sub> del océano y multiplicando la diferencia por un intercambio de gases coeficiente, que es función de la velocidad del viento. Los ocho productos pCO<sub>2</sub> se diferencian por su uso de diferentes métodos para producir mapas cuadrículas de fCO<sub>2</sub>, y en la variedad de procesos de intercambio de gases. parametrizaciones y conjuntos de datos auxiliares necesarios en el cálculo de los flujos de CO<sub>2</sub> aire-mar (tabla 1). Los productos de pCO<sub>2</sub> estiman el componente 'Flujo total' de la ecuación (2.1). Para aislar el componente de variabilidad impulsado por el clima  $\text{Flujos}_{\text{nat}} + \text{Flujos}_{\text{horriga}}$ , la estimación del modelo de CO<sub>2</sub> aire-mar

Los flujos impulsados únicamente por el CO<sub>2</sub> atmosférico, tal como se capturan en el promedio multimodelo de la simulación C, se restaron de las estimaciones de los productos de pCO<sub>2</sub>.

Para el resto del manuscrito, los flujos de CO<sub>2</sub> aire-mar se refieren a la variabilidad impulsada por el clima. de los flujos de CO<sub>2</sub> por simplicidad, a menos que se especifique lo contrario.

### (b) Flujos de O<sub>2</sub> aire-mar

Todos los GOBM proporcionaron flujos mensuales de O<sub>2</sub> aire-mar en cuadrícula desde su simulación 'A', excepto ORCA025-GEOMAR. Las estimaciones basadas en observaciones se toman a partir de un método de inversión atmosférica que optimizó los flujos aire-mar de oxígeno potencial atmosférico (APO) para rastrear los cambios observados en la concentración de APO [26]. APO combina observaciones atmosféricas de O<sub>2</sub> y CO<sub>2</sub> ( $APO = O_2 + 1,1 CO_2$ ) de una manera conservadora con respecto a los intercambios de la biosfera terrestre ( $-O_2 : CO_2 = 1,1 \text{ mol mol}^{-1}$ ) [27]. La combustión de combustibles fósiles también influye en el APO.

Esta contribución se eliminó como parte del método de inversión utilizando relaciones O<sub>2</sub> : CO<sub>2</sub> específicas del combustible (promedio ponderado global  $-O_2 : CO_2 \approx 1,4 \text{ mol mol}^{-1}$ ). Por lo tanto, los datos APO ajustados para la relativamente conocida combustión de combustibles fósiles son registros de los flujos aire-mar de O<sub>2</sub> y CO<sub>2</sub>. Se ha demostrado que la variabilidad en el flujo aire-mar de APO es aproximadamente igual a la variabilidad en los flujos de O<sub>2</sub> aire-mar [26,28]. Aquí, asumimos que la variabilidad en el flujo aire-mar de APO estimada mediante una inversión atmosférica proporciona una estimación basada en observaciones de la variabilidad en los flujos aire-mar de O<sub>2</sub>.

Los flujos de O<sub>2</sub> aire-mar no están influenciados por una fuerte señal antropogénica (es decir, Fluxant) como es el caso del CO<sub>2</sub> [26]. Siguiendo los principios de la ecuación (2.1), la variabilidad impulsada por el clima en los flujos de O<sub>2</sub> aire-mar se captura mediante el término Fluxns. Por lo tanto, esta estimación basada en observaciones se puede utilizar como una restricción independiente para evaluar la capacidad de los GOBM para simular correctamente la Procesos oceánicos que influyen en los intercambios de O<sub>2</sub> aire-mar, que también impactan la variabilidad del sumidero de CO<sub>2</sub> impulsada por el clima.

Aquí utilizamos la inversión atmosférica CarboScope APO (<https://www.bgc-jena.mpg.de/CarboScope>), que se basa en el modelo de transporte de trazadores atmosféricos TM3. La inversión optimiza las observaciones APO en cinco estaciones (período 1994-2018) o nueve estaciones (período 1999-2018). Las observaciones provienen del programa Scripps O<sub>2</sub> (<https://scripps2.ucsd.edu/>). Las variaciones temporales en el flujo de O<sub>2</sub> aire-mar estimado con el método de inversión APO dependen principalmente de la configuración de la inversión, la calidad de los datos APO y el número y ubicación de las estaciones [26]. Como la inversión se basa en observaciones atmosféricas, es totalmente independiente de los productos de pCO<sub>2</sub>, que se basan en observaciones oceánicas. Tenga en cuenta que los patrones espaciales de los flujos aire-mar de O<sub>2</sub> no se pueden estudiar con la inversión atmosférica debido a un número insuficiente de estaciones de muestreo en el hemisferio sur para obtener estimaciones sólidas de características espaciales a escala más fina [26].

### (c) Descomposición de series temporales

Los componentes interanuales y decenales/subdecenales (en adelante denominados decenales) de las series temporales de flujos aire-mar de CO<sub>2</sub> y O<sub>2</sub> impulsados por el clima se aislaron utilizando la siguiente metodología de descomposición de señales:

(i) se eliminó la media a largo plazo para centrarse en la variabilidad temporal, (ii) el ciclo estacional se eliminó aplicando un promedio móvil de 12 meses, (iii) el componente decenal de esta serie temporal desestacionalizada se obtuvo filtrando esta serie temporal con una ventana de Hanning de 48 meses, (iv) el componente interanual se extrajo eliminando el componente decenal de la serie temporal desestacionalizada original, y (v) el componente interanual se suavizó con una ventana de Hanning de 5 meses para eliminar la pequeña variabilidad de un mes a otro. La ventana de Hanning es una función de filtrado con una curva en forma de campana que se utiliza para suavizar la señal enfatizando la característica cerca del centro de la ventana. Una ventana de 48 meses elimina la mayor parte de la variabilidad de un año a otro y, por lo tanto, aísla el componente decenal.

La importancia de los coeficientes de correlación entre dos series de tiempo filtradas tiene en cuenta el grado de libertad correspondiente al considerar el tiempo de autocorrelación de decadencia del plegamiento electrónico.

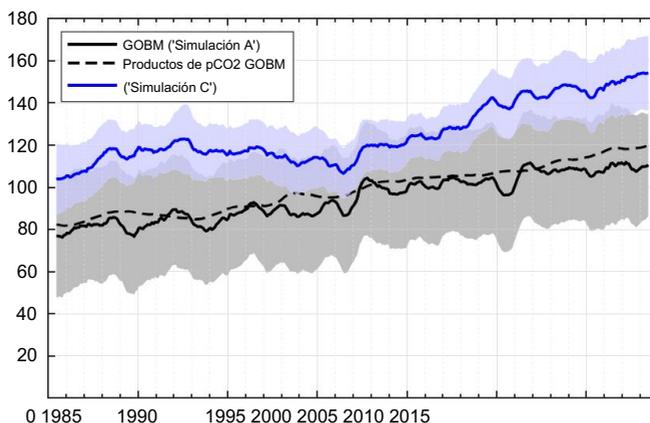


Figura 1. Sumidero de CO<sub>2</sub> en el Océano Austral de 1985 a 2019. Los valores positivos denotan un sumidero de CO<sub>2</sub>. La estimación media de GOBM (línea negra continua) es el promedio de 10 GOBM con  $\pm 1$  desviación estándar del conjunto del modelo (sombreado gris). La línea discontinua representa el efecto del aumento del CO<sub>2</sub> atmosférico estimado únicamente a partir de la media del GOBM. La estimación media del producto de pCO<sub>2</sub> (línea azul) es el promedio de ocho productos de pCO<sub>2</sub> con  $\pm 1$  desviación estándar del conjunto de productos (sombreado en azul). Para las estimaciones del producto de pCO<sub>2</sub>, se agregó un término de ajuste del flujo del río de 31,6 Tmol año<sup>-1</sup> para que fuera comparable con las estimaciones del GOBM (consulte la referencia [15] para obtener más detalles). El ciclo estacional se eliminó de todas las estimaciones con un promedio móvil de 12 meses (ver Métodos). (Versión online en color.)

[29]. La desviación estándar de cada serie temporal se utiliza como medida de la magnitud de la variabilidad.

Aplicamos de manera similar los pasos (i-v) anteriores a las series de tiempo del índice del Modo Anular del Sur (SAM) [30] y a las series de tiempo de forzamiento atmosférico de la velocidad del viento y la temperatura de la superficie del mar (SST) de los Centros Nacionales de Predicción Ambiental (NCEP), después de eliminar sus tendencias a largo plazo mediante un ajuste lineal. Sin embargo, para el índice SAM, el paso (ii) no se aplicó porque no existe un ciclo estacional claro y el paso (v) utilizó una ventana de Hanning más larga de 18 meses porque la señal del índice SAM es más ruidosa que el CO<sub>2</sub> y el O<sub>2</sub> del aire impulsados por el clima. –series temporales de flujos marinos.

### 3. Resultados

#### (a) Panorama general de los cambios recientes en el sumidero de CO<sub>2</sub> del Océano Austral

En promedio, durante el año, el Océano Austral es un sumidero de CO<sub>2</sub>. La absorción de CO<sub>2</sub> ocurre principalmente en la Zona Subtropical (entre los 30° S y el Frente Subtropical) y la Zona Subantártica (entre el Frente Subtropical y el Frente Subantártico). Esto se debe principalmente a la absorción natural de CO<sub>2</sub> debido al enfriamiento de las aguas subtropicales, que son transportadas hacia el sur, y a la absorción antropogénica de CO<sub>2</sub> por aguas recientemente afloradas con bajas concentraciones de CO<sub>2</sub> antropogénico, que son transportadas hacia el norte [1,31]. En la Zona Subpolar (al norte de la zona estacionalmente cubierta de hielo), hay una desgasificación neta de CO<sub>2</sub> debido al afloramiento de aguas profundas con una alta concentración de carbono inorgánico disuelto [1,31].

En promedio, el sumidero de CO<sub>2</sub> del Océano Austral aumentó en 30,6 Tmol año<sup>-1</sup> entre la primera y la última década (1985-1994 y 2009-2018, respectivamente) según los productos de pCO<sub>2</sub> (figura 1). Los GOBM estimaron un aumento ligeramente menor de 24,5 Tmol año<sup>-1</sup>, causado casi en su totalidad por la respuesta al aumento de la fracción molar de CO<sub>2</sub> atmosférico (26,5 Tmol año<sup>-1</sup>, línea discontinua en la figura 1). La variabilidad climática indujo fluctuaciones en el sumidero de CO<sub>2</sub> del Océano Austral de aproximadamente 6,9 Tmol año<sup>-1</sup> según los productos de pCO<sub>2</sub> y 3,3 Tmol año<sup>-1</sup> según los GOBM, significativamente mayores que las fluctuaciones de alrededor de 1,9 Tmol año<sup>-1</sup> también estimadas por

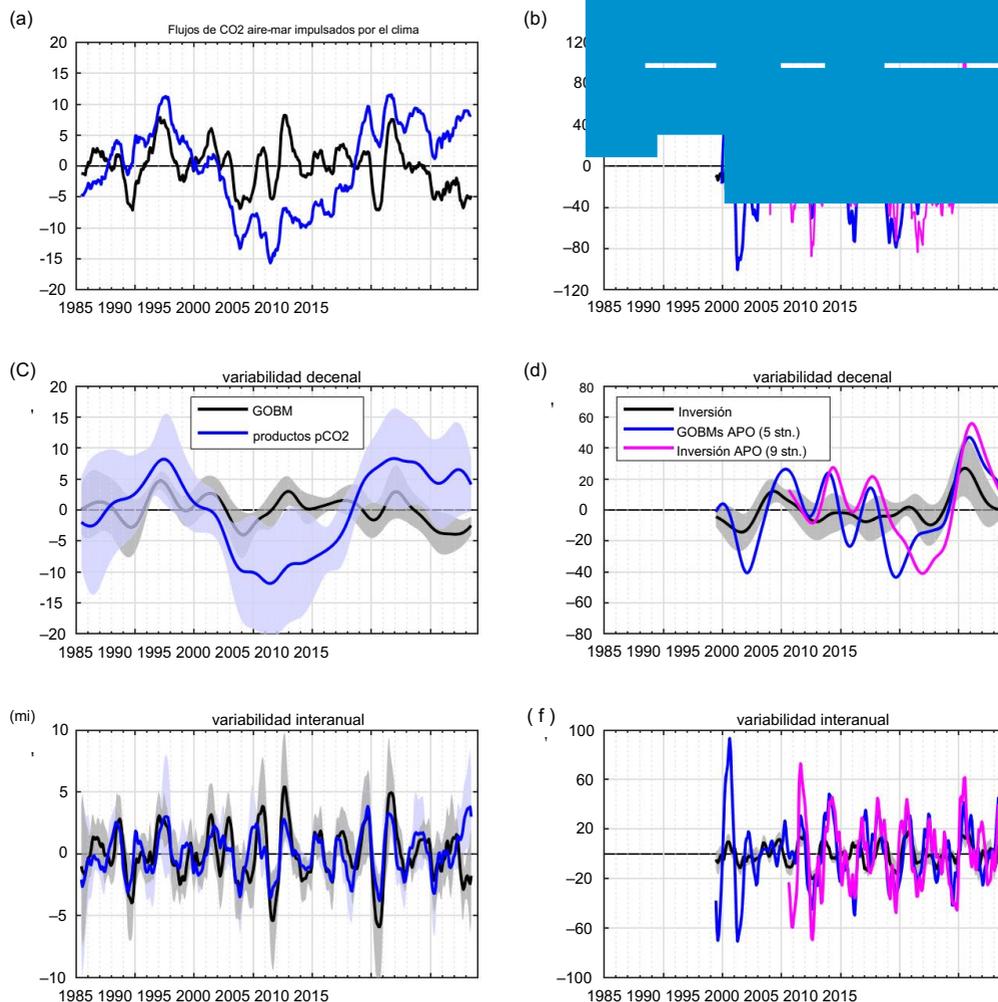


Figura 2. Comparación de los flujos de CO<sub>2</sub> aire-mar (izquierda) y O<sub>2</sub> (derecha) impulsados por el clima estimados por GOBM y productos basados en observaciones. (a,b) Flujos de CO<sub>2</sub> y O<sub>2</sub> aire-mar impulsados por el clima provenientes de GOBM (negro) y productos basados en observaciones (azul y magenta, ver leyenda), descompuestos en (c,d) decenal y (e,f) interanual componentes, que muestran la media entre las estimaciones y la desviación estándar de  $\pm 1$  entre los conjuntos (sombreado). Los flujos se definen como positivos desde la atmósfera hacia el océano. (Versión online en color.)

GOBM y causados únicamente por la variabilidad en la fracción molar de CO<sub>2</sub> atmosférico (estimada como las desviaciones estándar de las series temporales sin tendencia).

### (b) Variabilidad temporal simulada versus observada de los flujos aire-mar de CO<sub>2</sub> y O<sub>2</sub>

Las variaciones temporales en el sumidero de CO<sub>2</sub> a través de los GOBM y los productos de pCO<sub>2</sub> son claramente diferentes, tanto en fase como en magnitud (figura 2a). La mayoría de las discrepancias están relacionadas con la amplitud de la variabilidad decenal (figura 2c), que no está correlacionada y es tres veces menor en los GOBM (2,0 Tmol año<sup>-1</sup>) que en los productos de pCO<sub>2</sub> (6,3 Tmol año<sup>-1</sup>). Ninguno de los 10 GOBM simula una variabilidad decenal que se correlacione significativamente con la media del producto pCO<sub>2</sub>, y todos los GOBM subestiman la magnitud de la media del producto pCO<sub>2</sub> entre un 24% y un 77%. Además, todos los productos de pCO<sub>2</sub> excepto uno tienen una amplitud decenal mayor que cualquier otro GOBM (tabla 2).

Sin embargo, sólo la mitad de los productos individuales de pCO<sub>2</sub> están significativa y positivamente correlacionados.

con la señal media del producto pCO<sub>2</sub>, aunque el grado de libertad para probar la significancia de la correlación es pequeño y algunos valores de correlación positiva moderados o altos ( $r \geq 0,66$ ) se consideran no significativos. Se necesitan series temporales más largas para aumentar el grado de libertad.

La variabilidad decenal en los flujos de O<sub>2</sub> también es menor en la media GOBM (8,5 Tmol año<sup>-1</sup>) que en la inversión atmosférica (22,2 Tmol año<sup>-1</sup>), pero están significativamente correlacionados ( $r = 0,63$ , figura 2d). Sin embargo, la correlación entre la media GOBM y la inversión no mejora cuando se utiliza la versión de la inversión atmosférica con nueve estaciones. Sólo tres de los nueve GOBM tienen una correlación significativa con la inversión atmosférica usando cinco estaciones ( $0,62 \geq r \geq 0,74$ ), y dos con la inversión usando nueve estaciones ( $0,74 \geq r \geq 0,77$ ). Todos los GOBM subestiman la magnitud en comparación con la estimación de inversión entre un 25% y un 74%.

Las variabilidades interanuales en los flujos aire-mar de CO<sub>2</sub> y O<sub>2</sub> son más similares entre la media del GOBM y las estimaciones basadas en observaciones (figura 2e,f). Para el CO<sub>2</sub>, la variabilidad interanual está significativamente correlacionada ( $r = 0,64$ ) y es similar en magnitud (2,1 Tmol año<sup>-1</sup> para los GOBM y 1,7 Tmol año<sup>-1</sup> para los productos de pCO<sub>2</sub>). Los valores medianos de la amplitud interanual de todos los GOBM individuales y de todos los productos de pCO<sub>2</sub> individuales son similares (valor de  $p = 0,0634$ ; prueba de suma de rangos de Wilcoxon). Ocho GOBM tienen una correlación positiva con la media del producto pCO<sub>2</sub> ( $0,44 \geq r \geq 0,63$ ). Todos los productos de pCO<sub>2</sub> individuales se correlacionan positivamente con la media del producto de pCO<sub>2</sub> ( $0,55 \geq r \geq 0,91$ ; tabla 2). Para O<sub>2</sub>, la variabilidad interanual también está correlacionada significativamente ( $r = 0,46$  y  $r = 0,55$  para las inversiones con las cinco y nueve estaciones, respectivamente). Seis de los nueve GOBM están significativamente correlacionados con la inversión atmosférica ( $0,36 \geq r \geq 0,56$ ). Sin embargo, la magnitud de la variabilidad interanual media del GOBM (8,3 Tmol año<sup>-1</sup>) es tres veces menor que la estimada por la inversión atmosférica (26,1 Tmol año<sup>-1</sup>). Dentro de las estimaciones basadas en observaciones, la temporada de invierno está más correlacionada con las variaciones interanuales ( $r = 0,97$  para CO<sub>2</sub> y  $r = 0,96$  para O<sub>2</sub>) que la temporada de verano ( $r = 0,87$  para CO<sub>2</sub> y  $r = 0,71$  para O<sub>2</sub>).

### (c) Variabilidad espacial simulada versus observada de los flujos aire-mar de CO<sub>2</sub> y O<sub>2</sub>

Para el componente decenal de los flujos de CO<sub>2</sub>, existen claras diferencias entre los GOBM y los productos de pCO<sub>2</sub> (figura 3a,b). En primer lugar, los valores son en general dos veces más bajos en los GOBM que en los productos de pCO<sub>2</sub>. En segundo lugar, en los GOBM, la mayoría de las magnitudes más altas se encuentran al sur o a lo largo del Frente Subantártico, aparte de las regiones costeras al sur de Australia. En los productos de pCO<sub>2</sub>, las zonas al sur del Frente Subantártico también son importantes, pero se extienden bastante al norte de este frente y en todas las cuencas. Para el componente decenal de los flujos aire-mar de O<sub>2</sub> en los GOBM, las áreas al sur del Frente Subantártico son importantes según los GOBM (figura 3c).

Para el componente interanual de los flujos de CO<sub>2</sub>, las áreas de mayor variabilidad ocurren al sur del Frente Subantártico tanto en los GOBM como en los productos de pCO<sub>2</sub> (figura 3d,e). Los GOBM destacan la importancia de los sectores de la India y el Pacífico, una distinción menos clara en los productos de pCO<sub>2</sub>. Para el componente interanual de los flujos de O<sub>2</sub> (figura 3f), el área al sur del Frente Subantártico también es importante según los GOBM, con también una mayor influencia de los océanos Índico y Pacífico, en cuanto a la variabilidad decenal (figuras 3c,f) . .

### (d) Relación entre la variabilidad observada de los flujos aire-mar de CO<sub>2</sub> y O<sub>2</sub>

La variabilidad decenal observada en el flujo de CO<sub>2</sub> aire-mar a partir de la media del producto pCO<sub>2</sub> se correlaciona significativamente con la variabilidad decenal en los flujos de O<sub>2</sub> aire-mar inferida con la inversión atmosférica APO basada en nueve estaciones únicamente ( $r = -0,81$ , figura 4a y tabla 3), pero no con la inversión de cinco estaciones. Esta correlación significativa es inducida principalmente por tres productos de pCO<sub>2</sub> individuales que tienen valores de correlación  $r \leq -0,72$  (tabla 2).

La variabilidad interanual observada en el flujo de CO<sub>2</sub> aire-mar a partir de la media del producto pCO<sub>2</sub> se correlaciona significativamente con la variabilidad interanual en el flujo de O<sub>2</sub> aire-mar estimado con la inversión atmosférica APO con cinco estaciones ( $r = -0,40$ ) y nueve estaciones ( $r = -0,64$ ) (figura 4b y tabla 3). La correlación significativa con la inversión de cinco estaciones está respaldada por tres de





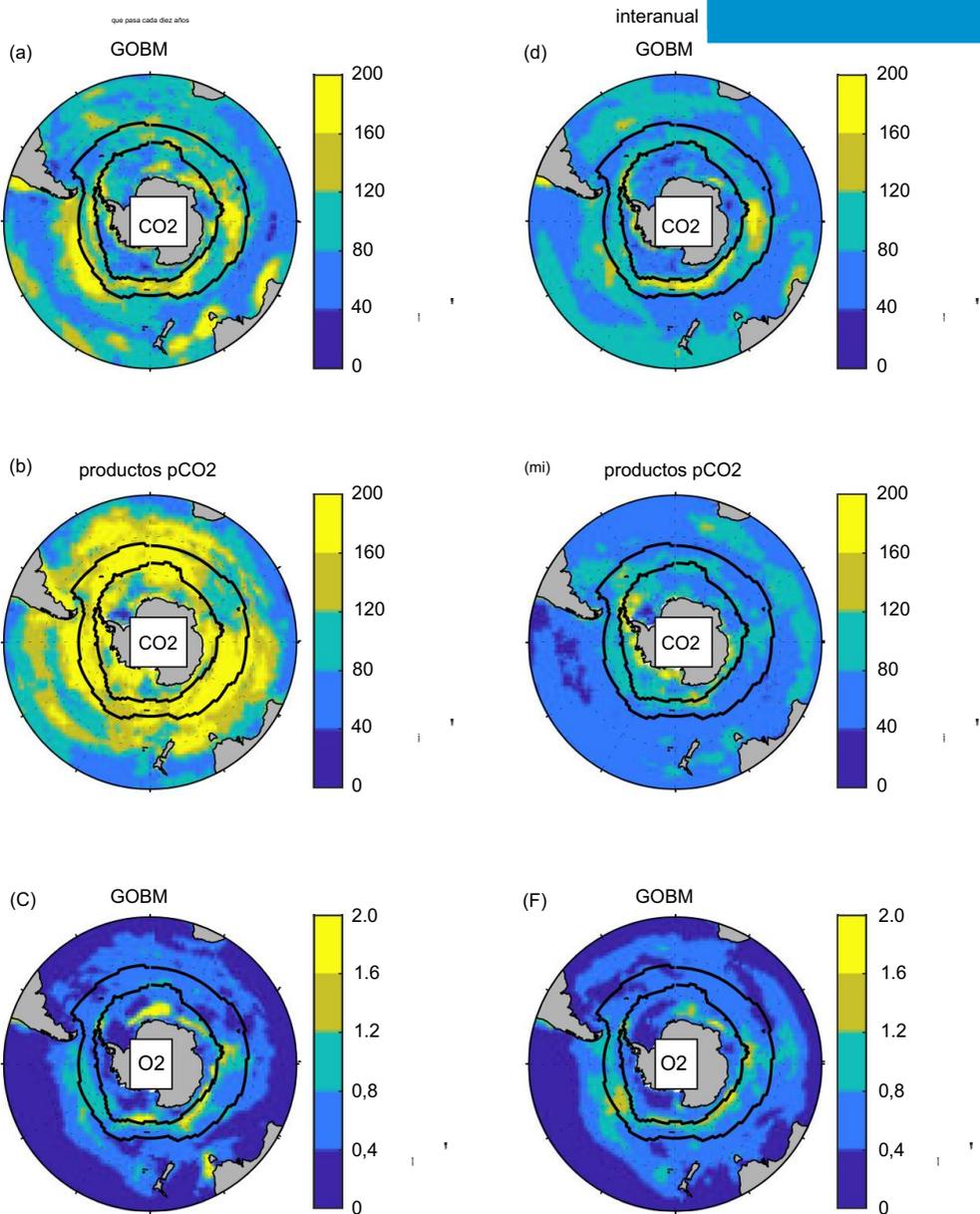


Figura 3. Desviación estándar de la variabilidad decenal (izquierda) e interanual (derecha) de los flujos aire-mar de CO<sub>2</sub> y O<sub>2</sub>. Para CO<sub>2</sub> (a,b y d,e), se muestran los mapas promediados de GOBM y de productos de pCO<sub>2</sub>, mientras que para O<sub>2</sub> (c y f) solo se podrían usar GOBM para estudiar los patrones espaciales. Tenga en cuenta las diferencias en unidades y escalas de colores entre los mapas de O<sub>2</sub> y CO<sub>2</sub>. Las líneas negras representan la ubicación promedio del Frente Subantártico (línea norte) y de la extensión del hielo marino en septiembre (línea sur). Los mapas de cada producto GOBM y pCO<sub>2</sub> están disponibles en el material complementario electrónico (figuras S1 a S6). (Versión online en color.)

de los ocho productos de pCO<sub>2</sub>, mientras que todos los productos de pCO<sub>2</sub> excepto uno apoyan la correlación significativa con la inversión de nueve estaciones (tabla 3).

Las correlaciones significativas entre los flujos de CO<sub>2</sub> y O<sub>2</sub> son todas negativas, lo que sugiere que los procesos no térmicos, que influyen en el CO<sub>2</sub> y el O<sub>2</sub> en dirección opuesta, son la fuente dominante de variabilidad en promedio en el Océano Austral.

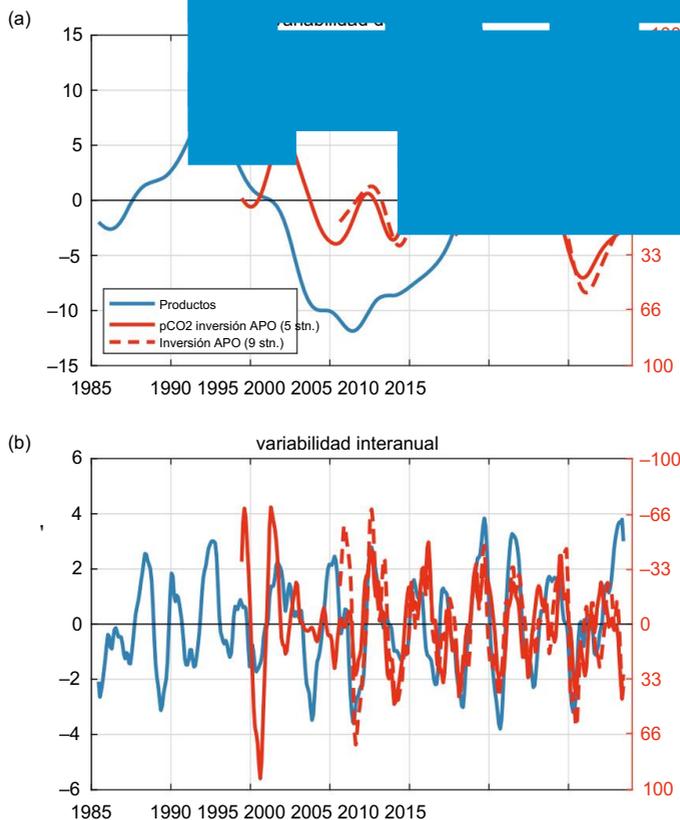


Figura 4. Comparación de la variabilidad de los flujos aire-mar de CO<sub>2</sub> y O<sub>2</sub>. Los componentes (a) decenal y (b) interanual de los flujos aire-mar de CO<sub>2</sub> y O<sub>2</sub> provienen de productos basados en observaciones (es decir, productos de pCO<sub>2</sub> e inversión atmosférica con cinco o nueve estaciones). Los ejes y de la derecha para los flujos de O<sub>2</sub> aire-mar están invertidos. Los flujos se definen como positivos desde la atmósfera hacia el océano. (Versión online en color.)

### (e) Relaciones con el índice SAM, la velocidad del viento y la TSM

En una escala de tiempo decenal, se encuentran correlaciones significativas entre el SAM y los flujos aire-mar de CO<sub>2</sub> y O<sub>2</sub> de los GOBM ( $r = -0,52$  para CO<sub>2</sub> y  $r = 0,73$  para O<sub>2</sub>), pero no entre SAM y el flujo aire-mar basado en observaciones. flujos (es decir, productos de pCO<sub>2</sub> e inversión atmosférica, figura 5d,f).

Por lo tanto, la influencia simulada del SAM en la variabilidad decenal podría ser espuria o deberse a procesos faltantes o mal representados en la mayoría de los GOBM.

En una escala de tiempo interanual, se encuentran correlaciones significativas entre el SAM y los flujos aire-mar de CO<sub>2</sub> y O<sub>2</sub> (figura 5e,g) tanto en modelos como en flujos basados en observaciones (para flujos GOBM,  $r = -0,71$  para CO<sub>2</sub> y  $r = 0,70$  para O<sub>2</sub>; para flujos basados en observaciones,  $r = -0,56$  para CO<sub>2</sub> y  $r = 0,44$  para O<sub>2</sub>). Estos resultados tienden a respaldar que la correlación negativa observada entre el componente interanual de CO<sub>2</sub> y los flujos de O<sub>2</sub> aire-mar (ver sección anterior) también está relacionada con el índice SAM.

Las correlaciones negativas entre los flujos de CO<sub>2</sub> y O<sub>2</sub> en una escala de tiempo interanual están asociadas con la velocidad del viento y ocurren en la Zona Subpolar (que se extiende desde el Frente Subantártico hasta la extensión de hielo marino de septiembre; 15% de la concentración de hielo marino, figura 6). En detalle, en esta región, las correlaciones son en su mayoría negativas entre los flujos de CO<sub>2</sub> y la velocidad del viento, y en su mayoría positivas entre los flujos de O<sub>2</sub> y la velocidad del viento. Finalmente, y aún en la Zona Subpolar, las correlaciones son generalmente positivas entre los flujos de CO<sub>2</sub> y la TSM, y negativas entre los flujos de O<sub>2</sub> y la TSM. Esto sugiere que las variaciones interanuales en el sumidero de CO<sub>2</sub> del Océano Austral son inducidas por procesos

Tabla 3. Correlación entre la variabilidad basada en observaciones de los flujos aire-mar de CO<sub>2</sub> y O<sub>2</sub> inferida a partir de la media del producto pCO<sub>2</sub> y la inversión APO, respectivamente (con cinco o nueve estaciones). El análisis se realizó con los datos decenales e interanuales. componentes (ver también figura 4). Los coeficientes de correlación se calculan con una correlación de Pearson y tienen en cuenta el grado de libertad para cada escala de tiempo. Los valores en negrita son estadísticamente significativos.

productos pCO <sub>2</sub>	interanual		interanual	
	Inversión APO (5 stn.)	Inversión APO (9 stn.)	Inversión APO (5 stn.)	Inversión APO (9 stn.)
CMEMS-LSCEFFNN	-0,03	-0,07	-0,1	-0,37
CSIR-ML6	-0,45	-0,69	-0,41	-0,64
Jena-MLS	-0,41	-0,62	-0,38	-0,46
JMA-MLR	-0,26	-0,08	-0,17	-0,34
MPI-SOMFFN	-0,58	-0,72	-0,25	-0,55
NIES-NN	-0,23	-0,37	-0,26	-0,43
OS-ETHZ-GRaCER	-0,31	-0,76	-0,5	-0,62
watson2020	-0,41	-0,75	-0,25	-0,43
pCO <sub>2</sub> media del producto	-0,47	-0,81	-0,4	-0,64

ocurriendo en la Zona Subpolar, con eventos de desgasificación de CO<sub>2</sub> más fuertes relacionados con vientos más fuertes, TSM más fría y eventos de entrada de O<sub>2</sub> más fuertes (y viceversa).

## 4. Discusión

La variabilidad temporal del sumidero de CO<sub>2</sub> del Océano Austral impulsada por las variaciones climáticas puede descomponerse en dos componentes: un componente interanual de corto plazo y un componente decenal componente (figura 2).

### (a) Variabilidad interanual del sumidero de CO<sub>2</sub> del Océano Austral

Nuestro análisis sugiere que los productos de pCO<sub>2</sub> representan con precisión la tasa interanual impulsada por el clima. variaciones del sumidero de CO<sub>2</sub> del Océano Austral. Esto está respaldado por las fuertes similitudes entre la variabilidad interanual de los flujos de CO<sub>2</sub> y O<sub>2</sub> proporcionados por dos completamente independientes productos basados en observaciones (figura 4b y tabla 3). Nuestro análisis sugiere además que esto La variabilidad interanual está regulada predominantemente por la ventilación de aguas profundas durante el invierno hacia el sur. del Frente Subantártico. Esto está respaldado (i) por el signo negativo de la correlación entre flujos aire-mar de CO<sub>2</sub> y O<sub>2</sub>, lo que indica el predominio de procesos no térmicos [18], (ii) por las tasas de variabilidad más altas al sur del Frente Subantártico, que corresponde a la ubicación de ventilación del océano y desgasificación de CO<sub>2</sub> (ingresación de O<sub>2</sub>) [31,32], y (iii) por la mayor correlación durante la temporada de invierno que apunta a un proceso físico más que biológico. Por tanto, los procesos climáticos que regulan la ventilación invernal del Océano Austral También podría controlar las variaciones interanuales del sumidero de CO<sub>2</sub> del Océano Austral [33].

Nuestros resultados indican que la SAM podría ejercer un fuerte control sobre las variaciones interanuales de Sumidero de CO<sub>2</sub> en el Océano Austral (figura 5e,g). Un SAM positivo (negativo) está relacionado con una intensificación (debilitamiento) de los vientos, que impulsan la intensidad de las surgencias y el almacenamiento de carbono a través del Transporte de Ekman y otros procesos que regulan la profundidad de la capa mixta [2,34–36]. Años con Los eventos de desgasificación de CO<sub>2</sub> más fuertes en la zona subpolar están relacionados con años que experimentaron viento, TSM más fría (debido al afloramiento de aguas frías y profundas) y eventos de ingasificación de O<sub>2</sub> más fuertes (figura 6). Una TSM más fría refuerza la entrada de O<sub>2</sub> en la zona subpolar (es decir, la temperatura térmica y Los componentes no térmicos se refuerzan entre sí), pero amortiguan la desgasificación de CO<sub>2</sub>.

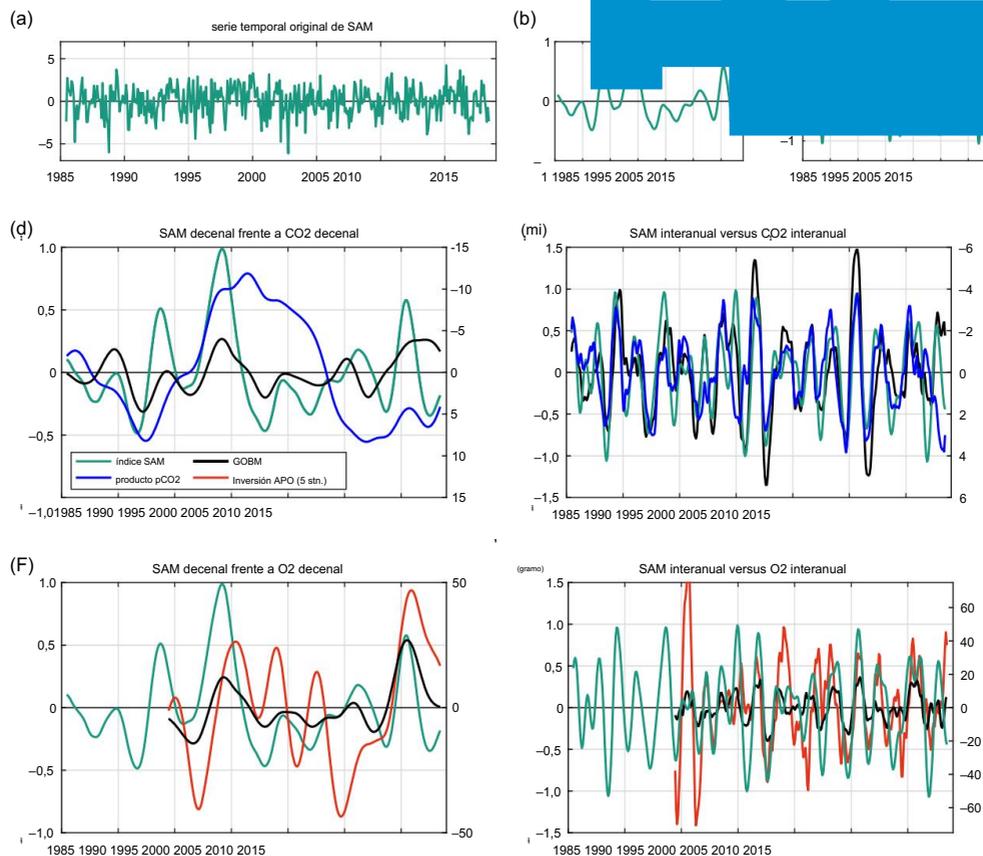


Figura 5. Comparación del índice SAM y la variabilidad impulsada por el clima de los flujos aire-mar de CO<sub>2</sub> y O<sub>2</sub> a partir de la media de GOBM, la media del producto de pCO<sub>2</sub> y la inversión de APO. (a) La serie temporal sin tendencia del índice SAM, que se ha descompuesto en (b) un componente decenal y (c) un componente interanual, y se ha comparado con los componentes decenales e interanuales del CO<sub>2</sub> (d) ande, los ejes de la derecha están invertidos) y O<sub>2</sub> (f y g) flujos aire-mar. Los flujos se definen como positivos desde la atmósfera hacia el océano. (Versión online en color.)

Nuestros resultados muestran que los GOBM simulan bien la variabilidad interanual de CO<sub>2</sub>, tanto en fase como en magnitud (figura 5e), incluido el control SAM de esta variabilidad. La correlación entre el índice SAM y el sumidero de CO<sub>2</sub> simulado y observado es similar para los componentes interanuales ( $r = -0,64$  y  $r = -0,51$ , respectivamente). Esto puede deberse a que el SAM es un modo de variabilidad atmosférica y los GOBM están obligados a utilizar un conjunto de datos de reanálisis atmosférico para el forzamiento del viento y el calentamiento de la superficie, cuyas variaciones son en parte inducidas por el SAM.

Se sabe que el SAM desarrolla forzamiento atmosférico no zonal en el Océano Austral [37,38], induciendo variaciones regionales de la profundidad de la capa mixta que influyen en los flujos aire-mar de CO<sub>2</sub> y O<sub>2</sub> [18,19,32,39], pero Actualmente, estas características regionales faltan en los productos de pCO<sub>2</sub> (figura 3b), posiblemente debido a una cobertura de observación insuficiente (material complementario electrónico, figura S7). Los GOBM simularon algunas variabilidades regionales, con una fuerte influencia de los sectores del Indo-Pacífico en el componente interanual del sumidero de CO<sub>2</sub> (figura 3a). Recientemente, los sectores del Indo Pacífico fueron señalados como las principales regiones de desgasificación de CO<sub>2</sub> al considerar nuevas estimaciones indirectas de los flujos de CO<sub>2</sub> aire-mar derivados de observaciones de flotadores biogeoquímicos-Argo [33,40]. Se necesitarán nuevas observaciones mantenidas durante varios años para confirmar estas influencias regionales [33].

Nuestros hallazgos entran ligeramente en conflicto con resultados anteriores que defendían la influencia de la temporada de verano en la variabilidad interanual a corto plazo del sumidero de CO<sub>2</sub> [19]. Sin embargo, este estudio posterior [19] sólo compara la variabilidad de un año a otro de la pCO<sub>2</sub> mensual durante el

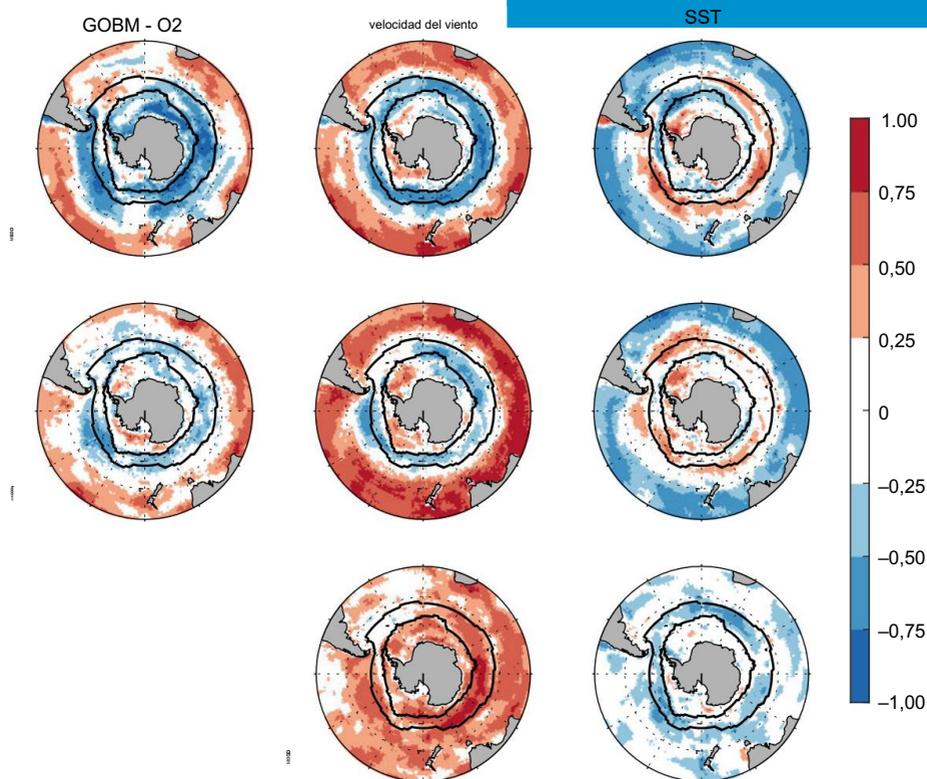


Figura 6. Mapas de correlación entre los componentes interanuales de los flujos aire-mar de  $\text{CO}_2$  y  $\text{O}_2$ , y con los componentes interanuales de la velocidad del viento y la TSM. Las líneas negras representan la ubicación promedio del Frente Subantártico y de la extensión del hielo marino en septiembre. Los flujos se definen como positivos desde la atmósfera hacia el océano. (Versión online en color.)

meses asociados al máximo y mínimo anual de  $\text{pCO}_2$  y no al flujo en sí. En invierno, los fuertes vientos invernales pueden amplificar pequeños cambios en la  $\text{pCO}_2$ . Nuestra sugerencia de que los eventos de ventilación en aguas profundas durante el invierno tienen un papel clave también implica que la variabilidad en la velocidad de transferencia de gas tiene un efecto de segundo orden en las variaciones interanuales de los flujos de  $\text{O}_2$  entre el aire y el mar, al contrario de [41], quien estimó que era el proceso más importante. controlar la variabilidad de los flujos de  $\text{O}_2$  aire-mar. Sin embargo, su análisis de sensibilidad se realizó con resultados del modelo en lugar de realizar simulaciones de modelos separados con velocidad del pistón no variable o ventilación en aguas profundas. No obstante, destacaron que los cambios en la ventilación de aguas profundas agotadas en  $\text{O}_2$  influyeron fuertemente en las variaciones temporales de los flujos de  $\text{O}_2$  entre el aire y el mar al sur del Frente Subantártico. Además, también encontraron una relación entre los flujos de  $\text{O}_2$  aire-mar y el índice SAM y argumentaron que está impulsado por la influencia del índice SAM en la tasa de afloramiento de aguas profundas agotadas en  $\text{O}_2$ .

Aunque de nuestro análisis están surgiendo los procesos que controlan la variabilidad interanual de los flujos aire-mar de  $\text{CO}_2$  y  $\text{O}_2$ , persisten incertidumbres sobre su magnitud. Mientras que la variabilidad en el sumidero de  $\text{CO}_2$  es comparable entre los GOBM y los productos de  $\text{pCO}_2$ , los GOBM subestiman la variabilidad interanual en los flujos de  $\text{O}_2$  aire-mar en un factor de dos a tres, como se señaló en otro lugar [26,41–43]. Es necesario seguir trabajando para examinar las posibles causas de esta discrepancia.

#### (b) Variabilidad decenal del sumidero de $\text{CO}_2$ del Océano Austral

El componente decenal de los flujos de  $\text{O}_2$  aire-mar (figura 4a) tiende a respaldar la existencia de una variabilidad decenal impulsada por el clima del sumidero de  $\text{CO}_2$  del Océano Austral. Se necesitarán series temporales más largas de APO atmosférico antes de que esto pueda confirmarse firmemente, pero la existencia

La existencia de una gran variabilidad decenal significativa es consistente con varios estudios basados en diferentes métodos (por ejemplo, [5], ver revisión en [1,9]). Las variaciones decenales en el sumidero de CO<sub>2</sub> del Océano Austral están marcadas principalmente por un período de saturación en la década de 1990 [2] y un período de revitalización en la década de 2000 [3]. Según los productos de pCO<sub>2</sub>, las variaciones decenales impulsadas por el clima son tres veces mayores que las variaciones interanuales (figura 2).

Aunque nuestro análisis no resuelve completamente la magnitud de la variabilidad decenal, sí sugiere que es real y mayor de lo que simulan los GOBM, aunque puede no ser tan grande como lo estiman los productos de pCO<sub>2</sub> debido a un muestreo desigual [16,17]. El rendimiento relativo de los GOBM en la reproducción de la variabilidad decenal del O<sub>2</sub> es mejor que el de la variabilidad decenal del CO<sub>2</sub>, lo que sugiere que la representación del equilibrio entre los procesos térmicos y no térmicos podría ser parcialmente errónea en los modelos. Se ha demostrado que el equilibrio entre los componentes térmicos y no térmicos del sumidero de CO<sub>2</sub> desempeña un papel importante a la hora de impulsar la variabilidad estacional [1,44] e interanual [6].

A diferencia de los flujos de CO<sub>2</sub>, en los que los componentes térmicos y no térmicos se oponen entre sí, los componentes térmicos y no térmicos implicados en los flujos de O<sub>2</sub> aire-mar se refuerzan entre sí [26,45], lo que podría explicar por qué algunos GOBM fueron capaces de reproducir la variabilidad decenal observada en los flujos de O<sub>2</sub> aire-mar y menos los cambios decenales en el sumidero de CO<sub>2</sub>.

La extensión espacial de la variabilidad decenal en el flujo de CO<sub>2</sub> aire-mar al norte del Frente Subantártico sugiere que la formación de agua en modo subantártico también podría influir en la variabilidad decenal en el sumidero de CO<sub>2</sub> del Océano Austral. Las áreas justo al norte del Frente Subantártico son donde la célula superior del Océano Austral que invierte la circulación contribuye a la subducción de las aguas modales, lo que podría tener una influencia sustancial en la variabilidad decenal del sumidero de CO<sub>2</sub>.

La subducción del agua superficial en capas intermedias ya se mencionó para explicar parte del sumidero de CO<sub>2</sub> aumentado regionalmente en el Pacífico oriental entre 2012 y 2016 [6]. Estos fenómenos de subducción ocurren en lugares específicos del Océano Austral [46,47], lo que podría explicar el patrón espacial asimétrico observado en los productos de pCO<sub>2</sub>. El agua en modo subantártico es particularmente importante para el transporte y la recirculación del CO<sub>2</sub> antropogénico absorbido [48], pero menos en su variabilidad temporal, que es menor que la variabilidad asociada con el CO<sub>2</sub> natural [49]. Sin embargo, las variaciones en el flujo de absorción de CO<sub>2</sub> antropogénico podrían aumentar la variabilidad del flujo natural de CO<sub>2</sub> impulsada por el clima [1]. Por ejemplo, una mayor tasa de afloramiento al sur del Frente Subantártico podría aumentar ligeramente el sumidero de CO<sub>2</sub> al norte de este frente al aumentar la subducción posterior del agua superficial que absorbió CO<sub>2</sub> antropogénico, o disminuir ligeramente este sumidero de CO<sub>2</sub> al acortar el tiempo de residencia de la superficie. agua [46,49,50].

La generación actual de GOBM tiene resoluciones gruesas y muy probablemente no simula correctamente la formación de agua en modo subantártico [51], que es sensible a las corrientes oceánicas, la velocidad del viento, la profundidad de la capa mixta, el hielo marino y los remolinos [46,48,52]. Otros estudios destacan la importancia de los remolinos después de un evento SAM positivo que compensan la intensificación del afloramiento [53,54]. Por lo tanto, podrían ser necesarias mejoras en los modelos físicos y del océano de hielo para simular correctamente la variabilidad decenal del sumidero de CO<sub>2</sub>, así como la evolución futura en el Océano Austral [55,56].

Otras posibles fuentes de variabilidad que faltan en los GOBM incluyen el acoplamiento con la dinámica atmosférica, las anomalías internas de los trazadores (memoria) y la variabilidad de los ecosistemas. Es poco probable que el acoplamiento atmosférico impulse una gran variabilidad decenal del sumidero de CO<sub>2</sub> del Océano Austral, ya que los modelos del sistema terrestre tampoco generan una relación entre la variabilidad decenal e interanual similar a la sugerida por la media del conjunto de productos de pCO<sub>2</sub> [18]. En teoría, las anomalías internas en el carbono inorgánico disuelto y/o la concentración de O<sub>2</sub> podrían desencadenar variabilidad en los flujos aire-mar cuando esas anomalías entran en contacto con la atmósfera, pero se necesitaría más trabajo para verificar si tales anomalías en el interior del océano existen y cómo se producen. se relacionan con los patrones de variabilidad identificados aquí. Finalmente, los cambios en los ecosistemas marinos en respuesta a la variabilidad en las propiedades del océano podrían actuar para mejorar o amortiguar los componentes térmicos y/o no térmicos y, por lo tanto, amplificar las señales totales [5,34]. Los GOBM de la generación actual representan ecosistemas que son impulsados en gran medida por nutrientes aflorados y aún no incluyen las respuestas más complejas de los ecosistemas, como las migraciones verticales y las salpas/dipolo de krill que caracterizan al Océano Austral.

(por ejemplo, [57]). Aún no se ha examinado la importancia de estos procesos para la variabilidad de los flujos de CO<sub>2</sub> y O<sub>2</sub>.

## 5. Conclusión

El grado de concordancia entre la variabilidad observada y simulada en los flujos aire-mar de CO<sub>2</sub> y O<sub>2</sub>, en diferentes escalas de tiempo, se utilizó para obtener información sobre los cambios impulsados por el clima en el sumidero de CO<sub>2</sub> del Océano Austral. Las variaciones interanuales del sumidero de CO<sub>2</sub> del Océano Austral derivadas de los productos y modelos de pCO<sub>2</sub> son consistentes con las variaciones interanuales en el flujo de O<sub>2</sub> aire-mar derivadas de las observaciones. La generación actual de GOBM puede simular la influencia de vientos más fuertes (más débiles) durante años de SAM positiva (negativa) que inducen, en la Zona Subpolar, surgencias más fuertes (más débiles) de aguas profundas e impulsan las variaciones interanuales a corto plazo del Sur. Sumidero de CO<sub>2</sub> en el océano. Las variaciones decenales del sumidero de CO<sub>2</sub> del Océano Austral, sugeridas por varios productos de pCO<sub>2</sub>, tienden a estar respaldadas por las variaciones decenales observadas en el flujo de O<sub>2</sub> aire-mar. Sin embargo, los GOBM no reproducen estas variaciones decenales de CO<sub>2</sub>. Aunque los procesos impulsados por el clima asociados con estas variaciones decenales siguen sin estar claros, los productos de pCO<sub>2</sub> sugieren una influencia de las regiones asociadas con la formación de agua en modo subantártico, un proceso físico que podría estar pobremente representado en los GOBM, mientras que el desempeño relativo de los modelos en la reproducción de las variaciones decenales sigue sin estar claro. La variabilidad decenal del O<sub>2</sub> en comparación con el CO<sub>2</sub> sugiere problemas a la hora de representar el equilibrio entre los procesos térmicos y no térmicos.

Se necesitan más datos de pCO<sub>2</sub> in situ para confirmar la influencia de las diferentes regiones del Océano Austral, mientras que más datos de APO atmosféricos podrían ayudar a limitar el tamaño de la variabilidad decenal.

**Accesibilidad de datos.** Todos los scripts de MATLAB y los datos analizados en los resultados están disponibles públicamente. Este repositorio de GitHub contiene instrucciones sobre cómo acceder a ellos: [https://github.com/nmayot/PTA\\_SouthernOcean](https://github.com/nmayot/PTA_SouthernOcean).

Los datos se proporcionan en el material complementario electrónico [58].

**Contribuciones de los autores.** NM: conceptualización, análisis formal, investigación, metodología, visualización, redacción—borrador original; CLQ: conceptualización, adquisición de fondos, investigación, metodología, administración de proyectos, supervisión, redacción: revisión y edición; CR: curación de datos, redacción: revisión y edición; RB: curación de datos, redacción: revisión y edición; LB: curación de datos, redacción: revisión y edición; LMD: curación de datos, redacción: revisión y edición; MG: curación de datos, redacción: revisión y edición; LG: curación de datos, redacción: revisión y edición; NG: curación de datos, redacción: revisión y edición; JH: curación de datos, redacción: revisión y edición; YI: curación de datos, redacción: revisión y edición; TI: curación de datos, redacción: revisión y edición; RFK: curación de datos, redacción: revisión y edición; PL: curación de datos, redacción: revisión y edición; ACM: curación de datos, redacción: revisión y edición; LP: curación de datos, redacción: revisión y edición; LR: curación de datos, redacción: revisión y edición; JS: curación de datos, redacción: revisión y edición; RS: curación de datos, redacción: revisión y edición; AW: curación de datos, redacción: revisión y edición; RMW: curación de datos, redacción: revisión y edición; JZ: curación de datos, redacción: revisión y edición.

Todos los autores dieron su aprobación final para la publicación y aceptaron ser responsables del trabajo realizado en la misma.

**Declaración de conflicto de intereses.** Declaramos que no tenemos intereses en competencia.

**Fondos.** NM, CLQ, RB, NG, LG y ACM reconocen la financiación de la Comisión Europea a través del proyecto H2020 4C (subvención n.º 821003). JH, LG, MG y NG agradecen la financiación de la Comisión Europea a través del proyecto COMFORT del proyecto H2020 (subvención n.º 820989). CLQ fue financiado por la Royal Society del Reino Unido (subvención n.º RP\R1\191063). NM y RMW fueron financiados por el Consejo de Investigación del Medio Ambiente Natural del Reino Unido (SONATA: subvención n.º NE/P021417/1). JS recibió financiación del Consejo de Investigación de Noruega a través del proyecto INES (subvención n.º 270061) y recursos de HPC proporcionados por la Infraestructura Nacional para HPC y almacenamiento de datos en Noruega, UNINETT Sigma2 (subvención n.º nn/ns2980k). LR reconoce la Iniciativa de Catálisis de la Universidad de Princeton. NG y LG agradecen la financiación de ETH Zürich. MG y RS reconocen el proyecto ESM2025 bajo el acuerdo de subvención número 101003536. MG también reconoce la financiación del programa de investigación e innovación Horizonte 2020 Blue Growth de la Unión Europea bajo el acuerdo de subvención número 862923 (proyecto AtlantECO). JH agradece el apoyo del Fondo de Iniciativa y Redes de la Asociación Helmholtz (Helmholtz Young Investigator Group Marine Carbon and Ecosystem Feedbacks in the Earth System [MarESys], subvención número VH-NG-1301). La integración del experimento ORCA025-GEOMAR se llevó a cabo en la Alianza de Supercomputación del Norte de Alemania (HLRN) y contó con el apoyo financiero de la Fundación Alemana de Investigación (proyecto PA 3075/2-1).

Las mediciones de APO fueron respaldadas por una serie de subvenciones al Instituto Scripps de Oceanografía de la NSF y la NOAA de EE. UU., las más recientes OPP-1922922 y NA20OAR4320278.

**Agradecimientos.** Gracias a Erik Buitenhuis y David Willis por su trabajo en el desarrollo del modelo NEMO-PlankTOM12. La investigación presentada en este artículo se llevó a cabo en el Clúster de Computación de Alto Rendimiento respaldado por el servicio de Investigación y Soporte de Computación Especializada de la Universidad de East Anglia.

## Referencias

1. Gruber N, Landschützer P, Lovenduski NS. 2019 El sumidero de carbono variable del Océano Austral. Año. *Rev. Mar. Ciencia*. 11, 159–186. (doi:10.1146/annurev-marine-121916-063407)
2. Le Quéré C et al. 2007 Saturación del sumidero de CO<sub>2</sub> del Océano Austral debido al reciente cambio climático. *Ciencia* 316, 1735–1738. (doi:10.1126/ciencia.1136188)
3. Landschützer P, Gruber N, Bakker DCE. 2016 Variaciones decenales y tendencias del sumidero global de carbono oceánico. *Globo. Biogeoquímica. Ciclos* 30, 1396–1417. (doi:10.1002/2015GB005359)
4. Rödenbeck C et al. 2015 Estimaciones basadas en datos de la variabilidad de los sumideros de carbono en los océanos: primeros resultados de la intercomparación del mapeo de pCO<sub>2</sub> de la superficie del océano (SOCOM). *Biogeociencias* 12, 7251–7278. (doi:10.5194/bg-12-7251-2015)
5. DeVries T et al. 2019 Tendencias decenales en el sumidero de carbono del océano. *Proc. Acad. Nacional. Ciencia. Estados Unidos* 116, 11 646–11 651. (doi:10.1073/pnas.1900371116)
6. Keppler L, Landschützer P. 2019 La variabilidad del viento regional modula el sumidero de carbono del Océano Austral. *Ciencia. Rep.* 9, 7384. (doi:10.1038/s41598-019-43826-y)
7. Canadell JG et al. 2021 Ciclos y retroalimentación globales del carbono y otros biogeoquímicos. En *Cambio climático 2021: la contribución de las bases científicas físicas del grupo de trabajo I al sexto informe de evaluación del panel intergubernamental sobre el cambio climático* (eds V Masson-Delmotte et al.), págs. 673–816. Cambridge, Reino Unido y Nueva York, Nueva York: Cambridge University Press.
8. McKinley GA, Fay AR, Eddebbar YA, Gloege L, Lovenduski NS. 2020 El forzamiento externo explica la reciente variabilidad decenal del sumidero de carbono del océano. *AGU Adv.* 1, e2019AV000149. (doi:10.1029/2019AV000149)
9. Gruber N, Bakker DCE, DeVries T, Gregor L, Hauck J, Landschützer P, McKinley GA, Müller JD. 2023 Tendencias y variabilidad en el sumidero de carbono del océano. *Nat. Rev. Medio Ambiente Tierra*. 4, 119–134. (doi:10.1038/s43017-022-00381-x)
10. DeVries T. 2022 El ciclo del carbono oceánico. Año. *Rev. Medio Ambiente. Recurso*. 47, 317–341. (doi:10.1146/annurev-environ-120920-111307)
11. Hauck J y cols. 2020 Coherencia y desafíos en la estimación de los sumideros de carbono oceánicos a nivel mundial presupuesto de carbono. *Frente. Marzo ciencia*. 7, 571720. (doi:10.3389/fmars.2020.571720)
12. Li H, Ilyina T. 2018 Las tendencias decenales actuales y futuras en la absorción de carbono oceánico están dominadas por la variabilidad interna. *Geofís. Res. Letón*. 45, 916–925. (doi:10.1002/2017GL075370)
13. McKinley GA, Fay AR, Lovenduski NS, Pilcher DJ. 2017 Variabilidad natural y tendencias antropogénicas en el sumidero de carbono del océano. Año. *Rev. Mar. Ciencia*. 9, 125–150. (doi:10.1146/annurev-marine-010816-060529)
14. Bakker DCE et al. 2022 Base de datos del Atlas de CO<sub>2</sub> de los océanos superficiales, versión 2022 (SOCATv2022) (NCEI Adhesión 0253659) [consultado el 22 de agosto de 2022]. (doi:10.25921/1h9f-nb73)
15. Friedlingstein P et al. 2022 Presupuesto global de carbono 2022. *Earth Syst. Ciencia. Datos* 14, 4811–4900. (doi:10.5194/essd-14-4811-2022)
16. Gloege L et al. 2021 Cuantificación de errores en estimaciones basadas en observaciones de la variabilidad de los sumideros de carbono en los océanos. *Globo. Biogeoquímica. Ciclos* 35, e2020G.B006788. (doi:10.1029/2020GB006788)
17. Hauck J, Nissen C, Landschützer P, Rödenbeck C, Bushinsky SM, Olsen A. 2023 Las observaciones escasas y distribuidas de manera desigual en latitudes altas dominan los sesgos en las estimaciones del flujo de CO<sub>2</sub> aire-mar. *Fil. Trans. R. Soc. A* 381, 20220068. (doi:10.1098/rsta.2022.0068)
18. Resplandy L, Séférian R, Bopp L. 2015 Variabilidad natural de los flujos de CO<sub>2</sub> y O<sub>2</sub>: ¿qué podemos aprender de las simulaciones de modelos climáticos de siglos de duración? *J. Geophys. Res. Océanos* 120, 384–404. (doi:10.1002/2014JC010463)
19. Gregor L, Kok S, Monteiro PMS. 2018 Impulsores interanuales del ciclo estacional del CO<sub>2</sub> en el Océano Austral. *Biogeociencias* 15, 2361–2378. (doi:10.5194/bg-15-2361-2018)
20. Resplandy L, Keeling RF, Stephens BB, Bent JD, Jacobson A, Rödenbeck C, Khatiwala S. 2016 Restricciones en el transporte de calor meridional oceánico a partir de mediciones combinadas de oxígeno y carbono. *Subir. Din.* 47, 3335–3357. (doi:10.1007/s00382-016-3029-3)

21. Sarmiento JL, Gruber N. 2006 Dinámica biogeoquímica oceánica.
22. Wanninkhof R. 2014 Revisión de la relación entre la velocidad del viento y el intercambio de gases sobre el océano. *Limnol. Oceanogr. Métodos* 12, 351–362. (doi:10.4319/lom.2014.12.351)
23. Chevallier F. 2013 Sobre la paralelización de las inversiones atmosféricas de los flujos superficiales de CO<sub>2</sub> dentro de un marco variacional. *Geociencias. Desarrollo de modelos*. 6, 783–790. (doi:10.5194/gmd-6-783-2013)
24. Wanninkhof R. 1992 Relación entre la velocidad del viento y el intercambio de gases sobre el océano. *J. Geophys. Res. Océanos* 97 (C5), 7373–7382. (doi:10.1029/92JC00188)
25. Nightingale PD, Malin G, Law CS, Watson AJ, Liss PS, Liddicoat MI, Boutin J, Upstill Goddard RC. 2000 Evaluación in situ de parametrizaciones del intercambio de gases aire-mar utilizando nuevos trazadores conservadores y volátiles. *Globo. Biogeoquímica. Ciclos* 14, 373–387. (doi:10.1029/1999GB900091)
26. Rödenbeck C, Le Quéré C, Heimann M, Keeling RF. 2008 Variabilidad interanual en procesos biogeoquímicos oceánicos inferidos por inversión de datos atmosféricos de O<sub>2</sub>/N<sub>2</sub> y CO<sub>2</sub>. *Tellus B Química. Física. Meteorol.* 60, 685–705. (doi:10.1111/j.1600-0889.2008.00375.x)
27. Stephens BB, Keeling RF, Heimann M, Six KD, Murnane R, Caldeira K. 1998 Prueba de modelos del ciclo global del carbono oceánico utilizando mediciones de la concentración atmosférica de O<sub>2</sub> y CO<sub>2</sub>. *Globo. Biogeoquímica. Ciclos*. 12, 213–230. (doi:10.1029/97GB03500)
28. Manning A, Keeling RF. 2006 Sumideros de carbono bióticos terrestres y oceánicos globales de la red de muestreo de matraces de oxígeno atmosférico de Scripps. *Tellus B Química. Física. Meteorol.* 58, 95-116. (doi:10.1111/j.1600-0889.2006.00175.x)
29. Leith CE. 1973 El error estándar de las estimaciones promedio de tiempo de las medias climáticas. *J. Aplica. Meteorol. Climatol.* 12, 1066–1069. (doi:10.1175/1520-0450(1973)012<1066:TSEOTA>2.0.CO;2)
30. Marshall GJ. 2003 Tendencias en el modo anular sur a partir de observaciones y reanálisis. *J. Clim.* 16, 4134–4143. (doi:10.1175/1520-0442(2003)016<4134:TITSAM>2.0.CO;2)
31. Gray AR, Johnson KS, Bushinsky SM, Riser SC, Russell JL, Talley LD, Wanninkhof R, Williams NL, Sarmiento JL. 2018 Flotadores biogeoquímicos autónomos detectan una importante desgasificación de dióxido de carbono en el océano austral de alta latitud. *Geofis. Res. Letón.* 45, 9049–9057. (doi:10.1029/2018GL078013)
32. Bushinsky SM, Gray AR, Johnson KS, Sarmiento JL. 2017 Oxígeno en el océano austral a partir de flotadores de argo: determinación de los procesos que impulsan los flujos aire-mar. *J. Geophys. Res. Océanos* 122, 8661–8682. (doi:10.1002/2017JC012923)
33. Prend CJ et al. 2022 El sector del Indopacífico domina la desgasificación de carbono en el océano austral. *Globo. Biogeoquímica. Ciclos* 36, e2021GB007226.
34. Hauck J, Völker C, Wang T, Hoppema M, Losch M, Wolf-Gladrow DA. 2013 Cambios estacionales diferentes en el flujo de carbono en el Océano Austral en respuesta al modo anular del sur. *Globo. Biogeoquímica. Ciclos* 27, 1236-1245. (doi:10.1002/2013GB004600)
35. Lenton A, Matear RJ. 2007 Papel del Modo Anular Austral (SAM) en el CO<sub>2</sub> del Océano Austral consumo. *Globo. Biogeoquímica. Ciclos* 21, GB2016. (doi:10.1029/2006GB002714)
36. Lovenduski NS, Gruber N, Doney SC, Lima ID. 2007 Aumento de la desgasificación de CO<sub>2</sub> en el Océano Austral a partir de una fase positiva del Modo Anular Austral. *Globo. Biogeoquímica. Ciclos* 21, GB2026. (doi:10.1029/2006GB002900)
37. Fogt RL, Marshall GJ. 2020 El modo anular sur: variabilidad, tendencias e impactos climáticos en todo el hemisferio sur. *CABLES Clim. Cambio* 11, e652. (doi:10.1002/wcc.652)
38. Fogt RL, Jones JM, Renwick J. 2012 Asimetrías zonales estacionales en el modo anular sur y su impacto en las anomalías de temperatura regionales. *J. Clim.* 25, 6253–6270. (doi:10.1175/JCLI-D-11-00474.1)
39. Sallée JB, Speer KG, Rintoul SR. 2010 Respuesta zonalmente asimétrica de la profundidad de la capa mixta del Océano Austral al Modo Anular Sur. *Nat. Geociencias.* 3, 273–279. (doi:10.1038/ngeo812)
40. Chen H, Haumann FA, Talley LD, Johnson KS, Sarmiento JL. 2022 El escape de carbono de las profundidades del océano. *Globo. Biogeoquímica. Ciclos* 36, e2021GB007156. (doi:10.1029/2021GB007156)
41. Nevison CD, Munro DR, Lovenduski NS, Keeling RF, Manizza M, Morgan EJ, Rödenbeck C. 2020 Influencia del modo anular sur en la ventilación invernal del océano austral detectada en mediciones atmosféricas de O<sub>2</sub> y CO<sub>2</sub>. *Geofis. Res. Letón.* 47, e2019GL085667. (doi:10.1029/2019GL085667)
42. Andrews O, Buitenhuis E, Le Quéré C, Suntharingam P. 2017 Modelado biogeoquímico de oxígeno disuelto en un océano cambiante. *Fil. Trans. R. Soc. A* 375, 20160328. (doi:10.1098/rsta.2016.0328)

43. McKinley GA, Follows MJ, Marshall J. 2000 Variabilidad interanual del flujo de oxígeno aire-mar en el Atlántico norte. *Geofis. Res. Letón.* 27, 2933–2936. (doi:10.1029/2000GL011492)
44. Mongwe NP, Vichi M, Monteiro PMS. 2018 El ciclo estacional de pCO<sub>2</sub> y flujos de CO<sub>2</sub> en el Océano Austral: diagnóstico de anomalías en los modelos del sistema terrestre CMIP5. *Biogeociencias* 15, 2851–2872. (doi:10.5194/bg-15-2851-2018)
45. Gruber N, Gloor M, Fan SM, Sarmiento JL. 2001 Flujo de oxígeno aire-mar estimado a partir de datos masivos: implicaciones para los ciclos del oxígeno marino y atmosférico. *Globo. Biogeoquímica. Ciclos* 15, 783–803. (doi:10.1029/2000GB001302)
46. Morrison AK, Waugh DW, Hogg A, Jones DC, Abernathy RP. 2022 Ventilación de la piconclina del Océano Austral. Año. *Rev. Mar. Ciencia.* 14, 405–430. (doi:10.1146/annurev-marine-010419-011012)
47. Sallée JB, Speer K, Rintoul S, Wijffels S. 2010 Ventilación termoclina del océano austral. *J. Física. Oceanogr.* 40, 509–529. (doi:10.1175/2009JPO4291.1)
48. Sallée JB, Matear RJ, Rintoul SR, Lenton A. 2012 Subducción localizada de dióxido de carbono antropogénico en los océanos del hemisferio sur. *Nat. Geociencias.* 5, 579–584. (doi:10.1038/ngeo1523)
49. DeVries T, Holzer M, Primeau F. 2017 Aumento reciente en la absorción de carbono oceánico impulsado por un vuelco más débil de la capa superior del océano. *Naturaleza* 542, 215–218. (doi:10.1038/naturaleza21068)
50. Gruber N et al. 2019 El sumidero oceánico de CO<sub>2</sub> antropogénico de 1994 a 2007. *Science* 363, 1193–1199. (doi:10.1126/ciencia.aau5153)
51. Sallée JB, Shuckburgh E, Bruneau N, Meijers AJS, Bracegirdle TJ, Wang Z, Roy T. 2013 Evaluación de la circulación de masas de agua del Océano Austral y sus características en modelos CMIP5: Sesgo histórico y respuesta forzada. *J. Geophys. Res. Océanos* 118, 1830–1844. (doi:10.1002/jgrc.20135)
52. Cerovecki I, Meijers AJS. 2021 Las fuertes anomalías cuasi estacionarias de la presión superficial atmosférica en invierno impulsan un patrón dipolar en la formación de agua en modo subantártico. *J. Clim.* 34, 6989–7004. (doi:10.5194/egusphere-egu2020-12128)
53. Dufour CO, Sommer JL, Gehlen M, Orr JC, Molines JM, Simeon J, Barnier B. 2013 Compensación de remolinos y controles del flujo mejorado de CO<sub>2</sub> de mar a aire durante las fases positivas del modo anular sur. *Globo. Biogeoquímica. Ciclos* 27, 950–961. (doi:10.1002/gbc.20090)
54. Meredith MP, Hogg AM. 2006 Respuesta circumpolar de la actividad de los remolinos del Océano Austral a un cambio en el Modo Anular Sur. *Geofis. Res. Letón.* 33, L16608. (doi:10.1029/2006GL026499)
55. Bourgeois T, Goris N, Schwinger J, Tjiputra JF. 2022 La estratificación limita la futura absorción de calor y carbono en el Océano Austral entre 30° S y 55° S. *Nat. Comunitario.* 13, 340. (doi:10.1038/s41467-022-27979-5)
56. Terhaar J, Frölicher TL, Joos F. 2021 El sumidero de carbono antropogénico del Océano Austral está limitado por la salinidad de la superficie del mar. *Ciencia. Adv.* 7, eabd5964. (doi:10.1126/sciadv.abd5964)
57. Yang G, Atkinson A, Pakhomov EA, Hill SL, Racault MF. 2022 Biomasa circumpolar masiva del zooplancton del Océano Austral: implicaciones para la estructura de la red alimentaria, la exportación de carbono y la planificación espacial marina. *Limnol. Oceanogr.* 67, 2516–2530. (doi:10.1002/lno.12219)
58. Mayot N et al. 2023 Variabilidad impulsada por el clima del sumidero de CO<sub>2</sub> del Océano Austral. *Compartir higos.* (doi:10.6084/m9.figshare.c.6597304)