

■ **EN DEUX MOTS** ■ Deux « pompes », l'une physico-chimique, l'autre biologique, régissent l'absorption du carbone atmosphérique par l'océan. La multiplicité des processus mis en œuvre ne facilite pas la modélisation de ce phénomène, important pour le

climat. D'autant que si les processus agissant à l'échelle de régions océaniques entières sont bien pris en compte, il n'en est pas de même à des échelles spatiales plus petites. Il y existe en particulier des tourbillons dont l'impact est aujourd'hui mal connu.

© D. LUQUET/LAB. D'OCÉANOGRAPHIE DE VILLEFRANCHE



2 Turbulences dans l'oc

Depuis quinze ans qu'on le mesure, l'océan séquestre chaque année un peu plus du quart des émissions anthropiques de carbone. Celles-ci ne cessant d'augmenter, la pompe à CO₂ océanique va-t-elle pouvoir suivre ?

Marina Lévy
est chercheur CNRS
au laboratoire
d'océanographie et du
climat : expérimentations
et analyses numériques
de l'Institut
Pierre-Simon-Laplace.
Marina.Levy@ocean-
ipsl.upmc.fr

Laurent Bopp
est chercheur CNRS
au laboratoire des
sciences du climat
et de l'environnement
de l'Institut
Pierre-Simon-Laplace.

Un gigantesque réservoir de carbone: ce qualificatif convient à merveille à l'océan. On estime en effet qu'il renferme 40 000 gigatonnes (Gt) de carbone, soit cinquante fois plus que l'atmosphère, riche de « seulement » 780 Gt. Océan et atmosphère participent du « cycle du carbone » planétaire, en échangeant chaque année près de 90 Gt. Mais chaque année également ces deux réservoirs s'accroissent d'une partie des émissions de CO₂ d'origine anthropique, c'est-à-dire du carbone relâché dans l'atmosphère du fait de l'activité humaine, principalement lors de la combustion du pétrole, du charbon et du gaz. Au printemps 2007, le dernier rapport du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat (le GIEC) confirmait le rôle de l'océan en tant que puits de carbone. Il séquestre en moyenne chaque année environ 2,2 Gt de carbone, soit plus d'un quart des émissions anthropiques. La biosphère continentale stocke, elle, un peu moins d'un quart, la moitié restante s'accumulant dans l'atmosphère.

Deux gigatonnes par an: sans ce puits de carbone océanique, le changement climatique induit par l'homme pourrait être largement plus important que les prévisions actuelles – et cela vaut aussi pour le puits continental (lire l'article p. 31). Comment l'amplitude de ce puits océanique va-t-elle évoluer au XXI^e siècle, alors que les émissions continuent d'augmenter? L'océan va-t-il absorber de plus en plus de CO₂, et contribuer ainsi à réguler l'un des principaux responsables du changement climatique? Ou bien, au contraire, la pompe océanique va-t-elle saturer? Pour le savoir, encore faut-

il bien connaître son fonctionnement.

Deux systèmes différents, mais néanmoins liés, régissent l'absorption du carbone par l'océan. Les spécialistes parlent de « pompes ». La première est physico-chimique: lorsque les eaux tropicales superficielles chaudes sont entraînées vers les hautes latitudes, elles se refroidissent. Ce refroidissement augmente leur capacité à dissoudre du CO₂ atmosphérique tout en augmentant leur densité. Une fois arrivées aux latitudes polaires, elles plongent en profondeur, emportant avec elles le CO₂ qui est ainsi soustrait à tout contact avec l'atmosphère, et ce pour des centaines d'années.

Le rôle du plancton

La seconde pompe est biologique: elle découle de la fixation du CO₂ atmosphérique par le phytoplancton, autrement dit l'ensemble des micro-organismes marins photosynthétiques qui flottent dans la couche superficielle des océans. Cyanobactéries, picoflagellés, diatomées, et autres coccolithophoridés assurément, à eux seuls, 45% de la production primaire de la planète en utilisant le CO₂ pour synthétiser des molécules carbonées organiques. La chaîne alimentaire

Deux « pompes » différentes mais liées régissent l'absorption du carbone

entre ensuite en action: le phytoplancton est brouté par le zooplancton, animaux planctoniques qui sont consommés à leur tour par des organismes plus grands et ainsi de suite. Une partie de ce carbone est rejetée dans les profondeurs sous forme de déchets organiques – cadavres, particules fécales –, et est ainsi isolée de l'atmosphère. Comme la pompe physico-chimique, la pompe biologique est particulièrement active dans les zones de latitude comprises entre 40° et 60° dans les deux hémis-

éan

CE PLANEUR SOUS-MARIN navigue jusqu'à -500 mètres. Les chercheurs du laboratoire d'océanographie de Villefranche-sur-Mer l'ont équipé de capteurs optiques qui enregistrent la fluorescence de la chlorophylle du phytoplancton et des matières dissoutes. Ils obtiendront ainsi des données inaccessibles aux observations satellites.

sphères (Atlantique Nord, Pacifique Nord et une partie de l'Océan Austral). À l'inverse, dans le Pacifique équatorial, l'Atlantique équatorial et la partie ouest de

la mer d'Arabie, les eaux intermédiaires remontent vers la surface et « recrachent » vers l'atmosphère une partie du CO₂ qu'elles ont emmagasiné.

On s'en rend compte: le cycle du carbone dans l'océan mêle intimement processus chimiques, biologiques et physiques. Cela ne facilite pas l'élaboration de modèles numériques de l'océan en tant que pompe à carbone. Les processus chimiques sont certainement ceux que l'on sait le mieux représenter. En effet, plus l'océan absorbe de CO₂, plus il devient acide, inévitablement. Et plus il est acide, moins il peut pomper de CO₂. À terme, cela signifie que l'augmentation du CO₂ atmosphérique risque d'aboutir à une diminution de la capture de CO₂ par l'océan. Autre paramètre dont l'évolution laisse elle aussi présager un ralentissement de la pompe: la température des eaux de surface, qui augmente. Des eaux plus chaudes dissolvant moins facilement le CO₂, cela diminue l'absorption de ce dernier. Voilà pour la chimie.

Mais, à l'opposé, la représentation des processus biologiques est d'une extrême complexité. En effet, le phytoplancton n'a rien d'une entité homogène. On peut prévoir que toutes les espèces qui le composent ne réagiront pas de la même façon au changement climatique en cours. Mais quelle sera la réaction de chacune? Ces changements modifieront-ils, ou pas, la balance entre les différentes espèces? Autant de questions aujourd'hui sans réponse.

Faute de mieux, les modélisateurs se contentent pour le moment de décrire le phytoplancton comme un nombre restreint de compartiments génériques, sensibles d'une part à la concentration en sels nutritifs (nitrates, phosphates, etc.) et d'autre part à la lumière, indispensable à la photosynthèse. À cette aune, la plupart des modèles prédisent un ralentissement de la pompe biologique en réponse au changement climatique [1]. Pourquoi? Parce que l'augmentation de température des eaux de surface aboutit à une stratification plus prononcée des couches océaniques: les eaux intermédiaires ont plus de mal à atteindre la couche

de surface où se trouve le phytoplancton. Or, c'est la remontée de ces eaux qui, normalement, amène au phytoplancton les sels nutritifs qui lui sont nécessaires. Résultat de cette diminution du brassage des couches d'eau: la croissance du phytoplancton diminue, ce qui diminue le flux de carbone sous forme de particules vers le fond de l'océan.

Reste que ce type de modélisation repose sur des simplifications du point de vue des processus physiques qui régissent le brassage dans l'océan. Nous ne parlons pas ici des remontées des eaux riches en CO₂ à l'équateur, ni du brassage vertical de sels nutritifs que l'on observe en hiver aux hautes latitudes et qui permet la floraison du phytoplancton au printemps. Ces processus, qui agissent à l'échelle de régions océaniques entières, sont bien pris en compte par les modèles. En revanche, ceux-ci ignorent les brassages provoqués par des phénomènes se déroulant à des échelles spatiales bien plus petites. Ces phénomènes, ce sont les tourbillons océaniques.

Comme des mini-cyclones

Dans l'océan, ces tourbillons sont l'équivalent, en beaucoup plus petit, des cyclones et anticyclones atmosphériques. De diamètre compris entre 50 et 200 kilomètres, ils s'étendent jusqu'à 1 000 mètres de profondeur, peuplent l'ensemble des mers et sont particulièrement énergétiques dans les forts courants tels que le Gulf Stream, le Kuroshio (ou courant du Japon) et le courant circumpolaire Antarctique. De plus, ils se déplacent et interagissent entre eux.

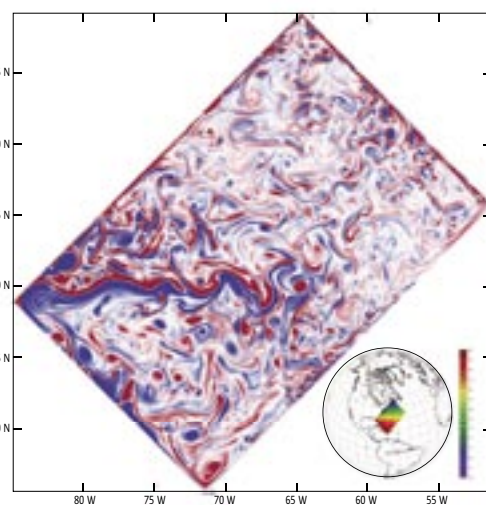
Leurs interactions ont une conséquence importante: elles provoquent une turbulence horizontale complexe et la formation de structures beaucoup plus petites ⇒

[1] L. Bopp et al., *Global Biogeochemical Cycles*, 15, 81, 2001.

Fig.1 Tourbillons modèles

LES CHAMPS DE TOURBILLONS OCÉANIQUES d'une petite partie de l'Atlantique Nord (correspondant à la vignette visible sur le Globe) sont ici simulés par modélisation numérique sur le Earth Simulator. La taille du pixel est de 2 kilomètres sur 2. Les cyclones sont représentés en bleu, et les anticyclones en rouge. Les structures filamenteuses associées à la turbulence sont très énergétiques vers 30° de latitude nord, au niveau du Gulf Stream, défini par la zone

de front entre les eaux plus chaudes au sud (orange-rouge sur la vignette) et les eaux plus froides au nord (vert-bleu). © M. LÉVY ET K. TAKAHASHI.





© JEFF SCHMALZ/MODIS LAND RAPID RESPONSE TEAM/NASA GSFC

CETTE IMAGE, PRISE le 29 avril 2005 par le capteur MODIS, montre la distribution de chlorophylle (dégradé de bleu) à la surface de l'océan dans la baie de Biscaye. Cette distribution illustre la complexité des structures de la turbulence océanique, laquelle crée de fortes inhomogénéités sur la distribution spatiale du phytoplancton. On reconnaît en brun les côtes de la France et du nord de l'Espagne. Les zones blanches sont les nuages.

⇒ que le tourbillon d'origine. Comme nous l'avons montré en 2001 avec des collègues du Laboratoire de physique des océans à Brest, ces structures ont souvent la forme de filaments allongés d'à peine quelques kilomètres de large pour plusieurs centaines de kilomètres de long, de spirales, ou de champignons [2]. Tout au long de ces filaments, ont lieu des mouvements verticaux intenses, et qui peuvent aller jusqu'à une centaine de mètres par jour dans les cas extrêmes. Une centaine de mètres par jour ! Voilà qui est bien plus rapide que les vitesses de remontée d'eau dans le Pacifique équatorial, qui sont de l'ordre du mètre par jour tout au plus.

L'impact des turbulences

La découverte de ces turbulences océaniques et des brassages verticaux associés a révolutionné notre conception du fonctionnement de la pompe à CO₂. Car les mouvements ascendants sont très efficaces pour fertiliser la surface en apportant des éléments nutritifs depuis le fond, tandis que les mouvements descendants participent à l'« exportation » de matière organique vers les profondeurs. Par conséquent, la turbulence océanique est de nature à intensifier la pompe biologique telle qu'on la décrivait jusque-là, puisqu'elle accroît à la fois la photosynthèse et l'exportation. Mais elle est aussi de nature à diminuer la pompe physique ! En effet, les mouvements ascendants qui apportent des éléments nutritifs enrichissent la surface avec du CO₂ provenant du fond, ce qui diminue la capacité de l'océan à en absorber davantage.

On peut aujourd'hui affirmer que la turbulence océanique a un impact sur la distribution des flux biogéochimiques en général, et des flux de CO₂ en particulier [3]. C'est l'une des conclusions du programme français Pomme (Programme d'océan multidisciplinaire mésoéchelle), conduit en 2001 dans l'Atlantique Nord-Est, au cours duquel les océano-

graphes français ont observé et modélisé avec le plus de précision possible une petite région de l'océan située au large de l'Espagne. Une région particulièrement intéressante car les eaux de surface s'y enfouissent, emportant avec elles du carbone.

Mais l'enjeu est aujourd'hui d'arriver à quantifier l'impact de la turbulence océanique sur les flux de CO₂ à l'échelle de la planète, et à en tenir compte dans les modèles climatiques. Parmi ces modèles, certains commencent à prendre en compte les processus physiques, chimiques et biologiques du cycle du carbone dans l'océan (c'est le cas du modèle de l'IPSL en France, de celui de l'institut Max Planck en Allemagne, du Hadley Center en Angleterre et du NCAR aux États-Unis). Mais ces modèles « climat-carbone » ont une résolution horizontale de l'ordre de 100 kilomètres sur 100. Cette « maille » est beaucoup trop grande pour « voir » les turbulences et leurs filaments. Pour simuler les structures en filaments des turbulences, il faudrait descendre à une taille de maille de 1 ou 2 kilomètres de côté. Or la plupart des supercalculateurs sont loin de pouvoir intégrer ces échelles dans les simulations climatiques, qui sont des simulations longues (de l'ordre de la centaine d'années), cela sur l'ensemble du Globe. À l'heure actuelle, seuls les supercalculateurs les plus puissants, comme l'Earth Simulator au Japon, permettent de descendre suffisamment en résolution pour analyser les effets de la turbulence. Ce type de machine n'est malheureusement pas disponible en Europe pour les recherches sur le climat, mais des travaux menés en collaboration avec les Japonais sont en cours, pour que la prochaine génération des modèles climatiques prenne en compte le brassage dû aux turbulences et à leurs filaments.

En attendant, les modèles climat-carbone couplant le changement climatique au cycle du carbone, bien qu'imparfaits, ont néanmoins été utilisés pour projeter l'évolution future du puits de carbone océanique. Ils montrent tous un ralentissement de ce puits au cours

Tous les modèles actuels prédisent un ralentissement de la pompe à carbone

des prochaines décennies. Parallèlement, les observations à long terme des concentrations de carbone dans l'océan de surface et dans l'atmosphère ont récemment fourni des nouvelles

inquiétantes : une équipe de l'université Pierre-et-Marie-Curie à Paris a montré un ralentissement du puits de carbone dans l'Atlantique Nord au cours des dix dernières années [4], tandis que Corinne Le Quéré et son équipe de l'université de Norwich en Angleterre ont mis en évidence une perte d'efficacité de ce puits dans l'océan Austral, au cours des quinze dernières années [5]. Ces observations semblent montrer que le ralentissement annoncé par les modèles est déjà là, peut-être plus rapidement que ce que l'on avait prédit. ■

M. L. et L. B.

[2] M. Lévy et al., *J. Mar. Res.*, 59, 535, 2001.

[3] L. Mémerly et al., *Journal of Geophysical Research-Oceans*, 110, C07S01, 2005.

[4] A. Corbière et al., *Tellus series B - Chemical and physical meteorology*, 59, 168, 2007.

[5] C. Le Quéré et al., *Science*, 316, 1735, 2007.