



La circulation océanique et le climat : une vue d'ensemble

Bertrand Delorme
et Yassir Eddebbar

La circulation océanique joue un rôle central dans la régulation du climat et la préservation de la vie marine, en transportant chaleur, carbone, oxygène, et nutriments à travers les différents bassins du globe. Elle limite considérablement l'accumulation de gaz à effet de serre dans l'atmosphère en séquestrant le carbone et la chaleur dans l'océan profond, modulant ainsi la trajectoire du changement climatique. Mais le réchauffement anthropique agit aussi directement sur la circulation océanique en modifiant les caractéristiques physiques qui la gouvernent. Cependant, ces interactions sont encore mal comprises et il est aujourd'hui essentiel d'améliorer les systèmes d'observations de l'océan, ainsi que notre compréhension des processus actifs, afin d'obtenir des modèles numériques fiables pour prédire le climat du *xxi*^e siècle.

L'océan est en mouvement perpétuel. En transportant la chaleur, le carbone, le plancton, les nutriments et l'oxygène, la circulation océanique régule le climat global, tout en maintenant la production primaire des écosystèmes marins. Ses retombées sur les sociétés humaines, en particulier sur les pêcheries, le tourisme et l'industrie du transport maritime, sont donc considérables. Les courants de surface et les courants sous-marins, les phénomènes d'upwelling (remontée des eaux profondes vers la surface) et de downwelling (chute des eaux de surface vers les profondeurs), les ondes internes et celles de surface, mais aussi le mélange, les tourbillons, la convection, et plusieurs autres formes de mouvement : toutes agissent de concert pour façonner une circulation complexe. Plusieurs mécanismes extérieurs contribuent simultanément à cette circulation, notamment le réchauffement solaire, les marées, les vents, mais aussi la rotation de la Terre, ou encore les changements de densité dus aux variations de température et de salinité. Dans cet article, nous décrivons quelques-uns des principaux mécanismes moteurs de la circulation océanique globale, avec une attention particulière pour la circulation méridienne de retournement (CMR). Nous traiterons de son importance

dans le système climatique, du réseau d'observation, ainsi que des projections futures sous la pression d'un réchauffement climatique sans précédent.

LES MÉCANISMES CLÉS

La circulation océanique peut être divisée en deux entités conceptuelles différentes : (i) une circulation rapide, poussée par les vents et dominant la couche supérieure de l'océan, (ii) une circulation lente et dominant les profondeurs océaniques. Ces deux composantes agissent simultanément pour former la CMR, c'est-à-dire l'itinéraire suivi par les particules d'eau, sorte de boucle géante passant par tous les bassins du globe.

La circulation rapide est entraînée par les vents dominants, principalement des vents d'est dans les tropiques et des vents d'ouest dans les moyennes latitudes. La friction sur l'eau due à la force du vent, couplée à la force de Coriolis (effet de la rotation de la Terre), entraîne un mouvement des couches supérieures de l'océan connu sous le nom de transport d'Ekman. Ce mécanisme engendre un mouvement d'eau perpendiculaire à la direction du vent

(vers la droite dans l'hémisphère nord et vers la gauche dans l'hémisphère sud). Il produit des zones de divergence et de convergence d'eaux qui mènent respectivement à des phénomènes d'upwelling et de downwelling. Dans le Pacifique équatorial par exemple, les vents d'est créent une divergence des eaux de surface vers les pôles. Ces dernières sont alimentées par la remontée d'eaux profondes plus fraîches, formant ainsi la « langue d'eau froide » équatoriale. Dans l'hémisphère sud, les vents d'ouest entraînent un transport d'Ekman vers l'équateur, et font donc apparaître des zones d'upwelling dans les basses latitudes, où des eaux vieilles de plusieurs siècles remontent vers la surface (Morrison *et al.*, 2015).

Le schéma général de la circulation superficielle créée par les vents est représenté dans la figure 1. Il consiste en une série de courants zonaux (e.g. courants nord-équatoriaux et sud-équatoriaux), de courants de bord est (e.g. au large de la Californie, du Chili/Pérou), et de courants de bord ouest (e.g. courant de Kuroshio et Gulf Stream) qui entraînent la formation de gyres sous l'effet de la rotation de la Terre. Les gyres subtropicaux, par

exemple, transportent de la chaleur depuis l'équateur vers les pôles à travers les courants de bord ouest, et ventilent ainsi les eaux intérieures des basses latitudes grâce à un flux de retournement sous-marin des eaux de surface (*i.e.* les eaux de surfaces coulent et remplacent ainsi les eaux intérieures épuisées en O_2) (Duteil *et al.*, 2014). Ces eaux remontent ensuite au niveau de l'équateur, fermant ainsi la boucle de retournement des eaux superficielles de la CMR. Dépendant étroitement d'une circulation atmosphérique rapide et intense, cette circulation domine la variabilité de petite échelle des couches supérieures de l'océan et constitue la composante la plus énergétique de la CMR.

De son côté, la circulation profonde repose sur des constantes de temps plus longues. Cette circulation est parfois appelée « thermohaline », du fait de sa dépendance aux changements de température (« thermo ») et de salinité (« haline ») qui régulent la densité de l'eau de mer. Plus l'eau de mer est froide et salée, plus sa densité s'accroît; elle s'enfonce alors dans les profondeurs. Cet écoulement advient principalement au niveau des hautes latitudes, où la perte de chaleur vers l'atmosphère et la formation

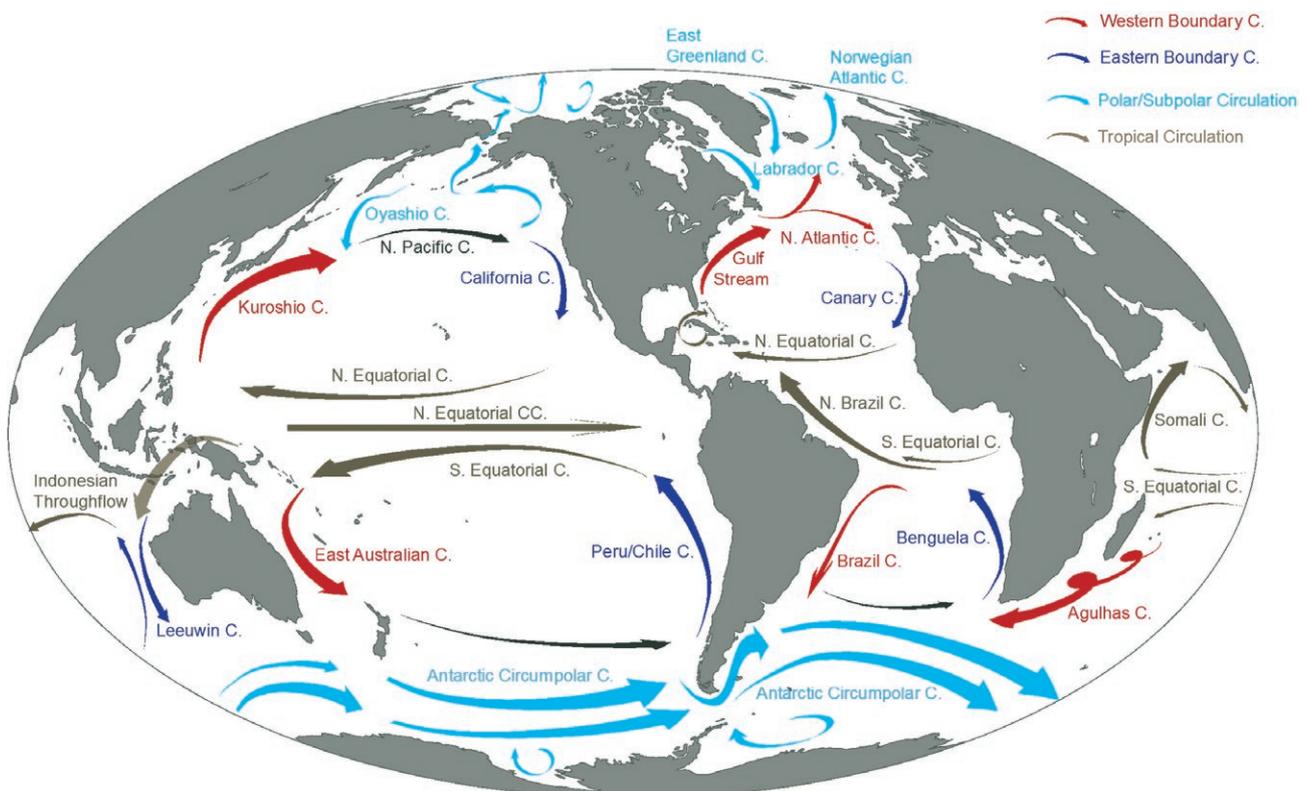


Fig.1 – La circulation de surface poussée par les vents. Entraînés par les vents et la force de Coriolis, les courants de surface forment les gyres subtropicaux et subpolaires principaux et la circulation tropicale/équatoriale [C. = Current]. © B. Delorme et Y. Eddebar.

de glace changent significativement la température et la salinité de l'eau. Ces régions, en liant surface et profondeur de l'océan, influent largement sur les propriétés des eaux intérieures.

L'Atlantique nord subpolaire est un exemple de région clé pour la CMR. Au niveau de cette région, une perte de chaleur importante vers l'atmosphère, les eaux de surface coulent dans les eaux profondes de l'Atlantique nord (North Atlantic Deep Water, NADW) (Send and Marshall, 1995). Dans les mers de Weddell et de Ross (autour de l'Antarctique), la formation de glace et le rejet de saumure, rendent les eaux sous-jacentes plus salées. Ce processus forme une masse d'eau dense connue sous le nom d'eaux abyssales d'Antarctique (Antarctic Bottom Water, AABW), qui coulent et se propagent ensuite dans l'ensemble des fonds marins de l'océan mondial (Talley et al., 2011). En revanche, les eaux profondes de l'Océan Indien et de l'Océan Pacifique (Indian Deep Water, IDW; Pacific Deep Water, PDW) se forment beaucoup plus lentement, par des brassages d'eau dans les basses latitudes, et sont ainsi

plus anciennes, plus riches en carbone et nutriments, mais davantage pauvres en O_2 (Talley, 2013).

Les chemins et mécanismes par lesquels ce large volume d'eaux profondes retourne à la surface ont longtemps constitué une énigme pour les océanographes. Il était admis initialement que les eaux profondes denses remontaient dans les couches supérieures à l'aide des phénomènes de mélange océanique de grande échelle. Cependant, afin d'exister, ce phénomène aurait demandé des valeurs de diffusivité qui ne coïncident pas avec les observations prélevées au niveau de larges régions, plus faibles (Munk, 1966; Lumpkin and Speer, 2007; Ledwell et al., 2011). Des études plus récentes ont montré que les phénomènes d'upwelling dans l'océan austral, qui apparaissent suite à l'effet des vents d'ouest sur la surface océanique, seraient la principale dynamique de retour des eaux profondes à la surface (Toggweiler and Samuels, 1995; Marshall and Speer, 2012). Ces dernières vont ensuite sombrer à nouveau vers les abysses ou se diriger vers l'équateur par transport d'Ekman. Elles rejoignent plus

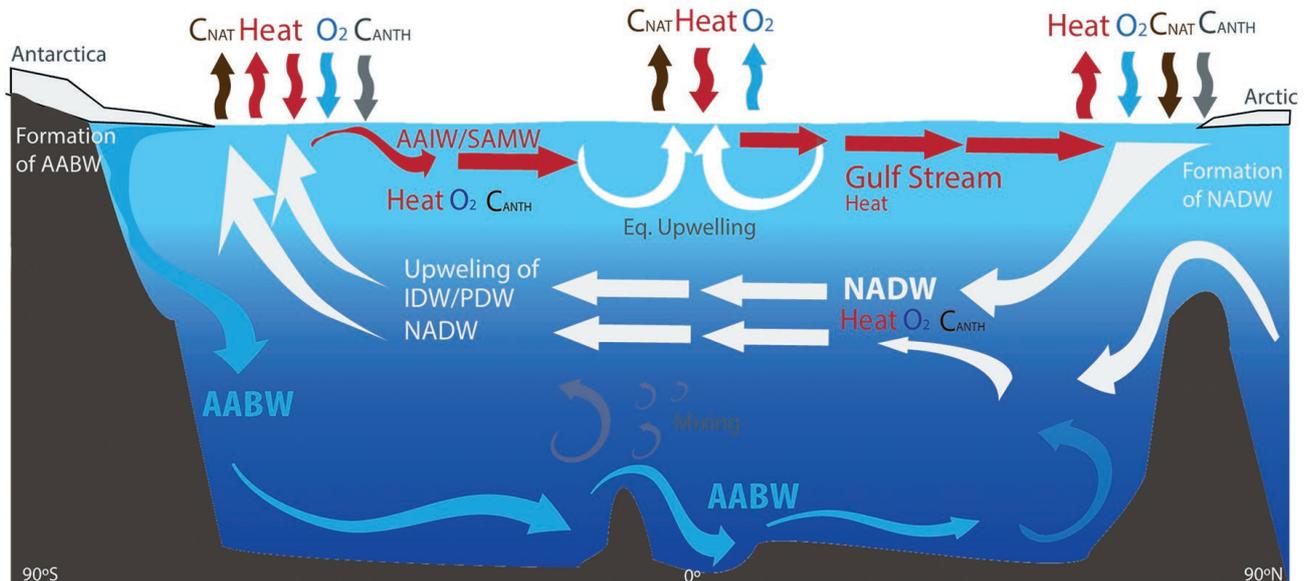


Fig.2 – Ce schéma en deux dimensions illustre de manière simplifiée la CMR et ses impacts sur les grands flux air-mer et le transport de chaleur, d'oxygène (O_2), de carbone anthropique (C_{ANTH}) et naturel (C_{NAT}). Les bassins de haute latitude, tels que l'Atlantique nord, sont des régions de fortes pertes de chaleur, et de fort stockage de C_{ANTH} , de C_{NAT} et d' O_2 . Les remontées d'eaux dans l'océan austral mènent simultanément à des émissions de C_{NAT} , des captures de C_{ANTH} , et des ventilations d' O_2 , car les eaux profondes remontées sont pauvres en O_2 et riches en carbone inorganique dissous (DIC). La zone équatoriale est une région d'intenses remontées d'eaux froides et riches en DIC et nutriments, menant à un stockage de chaleur, une production biologique et un dégazage thermique d' O_2 intensifiés, ainsi qu'à de grosses émissions de C_{NAT} [AABW = eaux profondes de l'Antarctique; NADW = eaux profondes de l'Atlantique nord; IDW = eaux profondes de l'Océan Indien; PDW = eaux profondes du Pacifique; AAIW = eaux antarctiques Intermédiaires; SAMW = eaux modales subantarctiques]. © B. Delorme et Y. Eddebbbar.



tard le nord de l'Atlantique et ferment ainsi la boucle de la CMR (Marshall and Speer, 2012).

Il est important de garder à l'esprit que les processus gouvernant cette circulation sont très complexes, et impliquent des phénomènes d'upwelling liés à la fois aux vents et au mélange océanique (Talley, 2013). Le mélange turbulent de l'océan profond est ainsi au cœur de ces interactions. Il est actionné par des vagues internes déferlantes, générées par les flux des marées sur la topographie rugueuse, ainsi que par les vents à la surface (Munk and Wunsch, 1998). Ce mélange diffuse la chaleur des eaux de surface vers le bas et fait remonter les eaux profondes, froides et denses. Ces processus complexes permettent d'illustrer la nature entremêlée des circulations entraînées par les différentes composantes de la CMR (simplifiée dans fig 2).

LA CIRCULATION OCÉANIQUE : UN RÉGULATEUR DU CLIMAT

La circulation océanique a des conséquences sur l'état moyen et la variabilité du système climatique. Les phénomènes d'upwelling au niveau de l'équateur, ainsi que la divergence d'eaux froides, riches en carbone et nutriments en direction des pôles, maintiennent à la fois des températures basses le long de l'équateur, mais aussi un large dégazage de carbone naturel et d'oxygène, mêlé à une productivité biologique intense et à une forte absorption de chaleur. Le transport méridien de chaleur vers les pôles qui en découle, et la perte de chaleur vers l'atmosphère associée, modèrent le climat dans les régions de moyennes et hautes latitudes (e.g. Europe du nord-ouest). De plus, les variations dans l'intensité des phénomènes d'upwelling équatoriaux et des courants jouent un rôle central dans les phénomènes El Niño et La Niña. Par ce biais, la circulation océanique influence le climat global sur des échelles interannuelles à décennales, et module ainsi l'intensité du changement climatique (Kosaka and Xie, 2016).

En particulier, la CMR limite les impacts du changement climatique en transportant la plupart de la chaleur d'origine anthropique vers les profondeurs (Kostov *et al.*, 2014). Récemment, les variations de la CMR (et ses impacts sur la rétention de chaleur par l'océan), ont été considérées

comme une explication possible au « hiatus » dans l'augmentation des températures moyennes de surface. Cela s'expliquerait par l'intensification du phénomène de retournement de la circulation superficielle dans le Pacifique (Meehl *et al.*, 2011 ; Balmaseda *et al.*, 2013 ; England *et al.*, 2014), ainsi que par des changements dans les vitesses de formation des eaux de l'Atlantique nord, ou encore des phénomènes d'upwelling accrus dans l'océan Austral (Chen and Tung, 2014 ; Drijfhout *et al.*, 2014). De plus, la remontée d'eaux profondes préindustrielles, qui étaient jusqu'alors isolées des forçages thermiques anthropiques, a été évoquée comme étant un mécanisme clé des tendances de refroidissement de la surface au niveau de l'océan Austral qui ont été observées dans les dernières décennies (Armour *et al.*, 2016).

LA CIRCULATION OCÉANIQUE ET LES DYNAMIQUES BIOGÉOCHIMIQUES

L'océan absorbe plus d'un quart du CO₂ anthropique émis chaque année grâce à des interactions qui impliquent son cycle du carbone biologique et sa circulation (LeQuéré *et al.*, 2013 ; Stocker *et al.*, 2013). Comme pour la séquestration de chaleur, le stockage océanique de carbone s'effectue en majorité dans les hautes latitudes. Dans l'Atlantique nord, la formation des eaux profondes nord-atlantiques est une véritable porte d'entrée du carbone anthropique vers les profondeurs. L'océan Austral est également un réservoir majeur de carbone anthropique, comptant pour presque la moitié du stockage océanique global (Morrison *et al.*, 2015). Dans cette zone, les phénomènes d'upwelling exposent les eaux profondes préindustrielles à des fortes concentrations en CO₂ atmosphérique au niveau de la surface. L'accaparement de carbone dans ces régions reflète alors un équilibre subtil entre un stockage de grande ampleur du carbone anthropique, et un dégazage plus limité de carbone naturel. L'avenir de cet équilibre est cependant obscur ; le prédire nécessite une plus grande compréhension des dynamiques physiques et biogéochimiques qui gouvernent l'océan Austral.

Le taux de formation des eaux intermédiaires et profondes dans les hautes latitudes, et, de même, celui des phénomènes d'upwelling dans l'océan Austral, exercent aussi un contrôle majeur sur la concentration de CO₂



océanique. Ainsi, un stockage substantiel de CO_2 se produit grâce au transport vers les pôles (et donc au transfert de chaleur, de l'océan vers l'atmosphère, qui en découle) et au mélange vertical aux hautes latitudes (Gruber *et al.*, 2001). La descente de ces eaux ventile l'océan intérieur, dans lequel la respiration microbienne consomme en continu l' O_2 issu de la reminéralisation de la matière organique des eaux plongeantes. Le réchauffement de la surface de l'océan entraîne une plus faible solubilité des gaz dans l'eau et en affaiblit ainsi sa ventilation en diminuant sa teneur en oxygène. Une telle diminution dans la disponibilité en oxygène de l'océan a été observée dans plusieurs régions du globe, posant de sérieux problèmes pour les écosystèmes marins, les cycles biogéochimiques, et les pêcheries mondiales (Keeling *et al.*, 2010). Comprendre l'origine de ce déclin en oxygène océanique et tenter de le prédire restent cependant un défi. La teneur en oxygène est en effet étroitement liée à la circulation océanique et à la variabilité naturelle, qui ne sont encore ni bien observées, ni bien comprises.

Des variations dans la circulation océanique auront également une influence sur le taux d'approvisionnement en nutriments, des profondeurs jusqu'à la surface. Une fois de plus, l'océan austral joue un rôle majeur dans cet équilibre, car ses zones d'upwelling fournissent 75 % des nutriments utilisés par la production primaire globale (Morrison *et al.*, 2015). Les dynamiques de la circulation océanique globale ont ainsi des implications décisives pour la productivité primaire marine, origine de la vie dans l'océan.

OBSERVER LA CIRCULATION OCÉANIQUE: UN DÉFI MAJEUR

Observer la circulation océanique est un défi en soi, notamment à cause de ses lentes réponses temporelles et ses larges empreintes spatiales (Abraham *et al.*, 2013). Cependant, de récents efforts en faveur des systèmes d'observation ont fortement amélioré notre compréhension de la circulation océanique. Les observations satellitaires altimétriques de la surface de l'océan, par exemple, ont apporté des informations primordiales sur la vitesse des champs de surface, ainsi que sur la variabilité spatiotemporelle de la circulation poussée par les vents (Rhein *et al.*, 2013). Le World Ocean Circulation Experiment (WOCE), par exemple, a permis de mieux

cerner les composantes et la structure de la CMR, grâce à des mesures hydrographiques de la température, de la salinité, de l' O_2 , des nutriments, etc. Ces données, bien qu'essentielles pour comprendre la CMR, n'en donnent qu'un aperçu dans une région donnée et pour une période particulière. L'observation de la CMR reste donc toujours largement incomplète, et les zones d'ombres concernant sa variabilité spatiotemporelle persistent.

Récemment, le programme de surveillance continue par capteurs RAPID/MOCHA, utilisant 19 amarres situées le long du 26.5°N de latitude de l'Atlantique (Smeed *et al.*, 2016), a apporté des informations nouvelles sur la CMR atlantique (CMRA). La figure 3 montre la variabilité de la CMRA et de ses composantes, sur des échelles de temps mensuelles et annuelles. Par exemple, une réduction de l'amplitude de la CMR de presque 50 % a été observée entre 2006 et 2010, suivie par un recouvrement rapide mais partiel en 2011. Une grande partie de cette variabilité est due à des variations dans le transport vers le sud de la NADW.

Aucune tendance de long terme dans l'intensité de la CMR n'a été détectée jusqu'à présent (Rhein *et al.*, 2013). Cependant, les données d'observation restent encore trop restreintes pour traiter les conséquences à long-terme. Les séries temporelles continues de données, comme celles fournies par les capteurs RAPID/MOCHA, sont fondamentales pour évaluer des tendances séculaires, qu'elles soient liées au changement climatique anthropique ou à la variabilité naturelle du climat. Par ailleurs, les progrès récents et l'expansion des programmes de la flotte Argo commencent à peindre une image tridimensionnelle globale de la circulation océanique (Roemmich and Gilson, 2009). Ensemble, ces observations n'offrent pas seulement une richesse d'informations sur la CMR, mais permettent aussi de tester efficacement la validité des modèles du climat global (Danabasoglu *et al.*, 2014).

LA CMR DANS UN MONDE EN RÉCHAUFFEMENT: DES PROJECTIONS POUR LE FUTUR

Avec l'accumulation des gaz à effet de serre dans l'atmosphère, un affaiblissement de la CMR est attendu dans le futur. En effet, le réchauffement et la fonte des

glaces dans les hautes latitudes réduisent la densité des eaux de surface, et intensifient la stratification de la colonne d'eau. Si un effondrement complet de la CMRA est improbable, les modèles climatiques en prédisent tout de même un affaiblissement de l'ordre de 34 % d'ici à 2100, pour un scénario d'émissions fortes (RCP 8.5) (Collins *et al.*, 2013). L'amplitude de cet affaiblissement n'est pas connue avec précision mais le futur de la CMR (et de son rôle dans le stockage de la chaleur et du carbone anthropique) reste très incertain (Stocker, 2013).

Dans l'océan Austral, les vents d'ouest autour du continent de l'Antarctique s'intensifient et se contractent vers le pôle. En réponse, le courant circumpolaire antarctique devrait lui aussi se rapprocher du pôle. Ce déplacement devrait alors intensifier le transport d'Ekman en direction de l'équateur et accentuer la remontée de masses d'eaux profondes et chaudes, produisant un réchauffement plus marqué

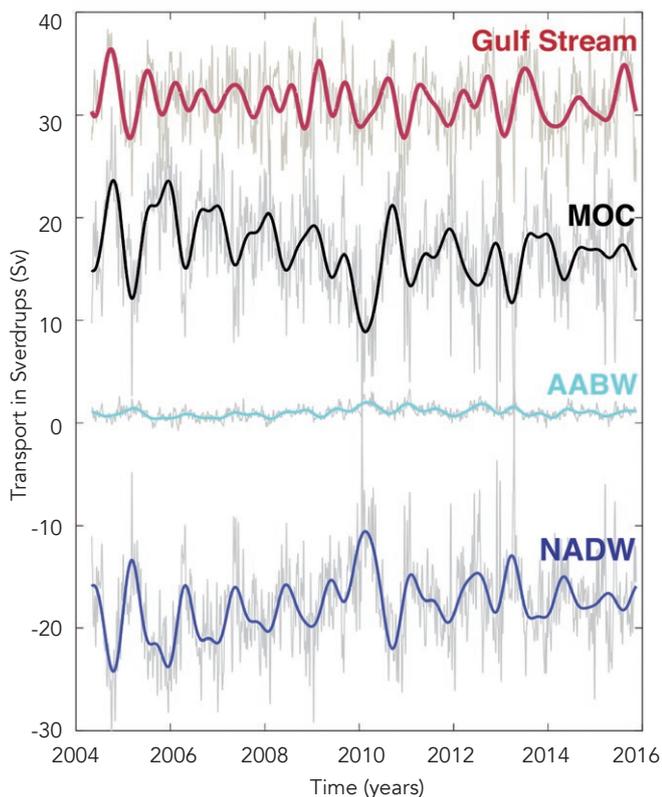


Fig.3 – Cette figure présente les séries temporelles de l'AMOC et de ses composants à 26.5°N, se dirigeant vers le nord, en Sverdrups (1 Sverdrup = 10^6 m³/s). Les lignes en gras indiquent les données lissées sur 6 mois. Les données proviennent des capteurs RAPID/MOCHA (www.rapid.ac.uk). [AABW = eaux profondes de l'Arctique (cyan); MOC = circulation méridienne de retournement (noir); NADW = eaux profondes de l'Atlantique nord (bleu); et Gulf Stream (rouge)]. © B. Delorme et Y. Eddebar.

entre les latitudes 40°S et 60°S (Collins *et al.*, 2013). Enfin, l'augmentation de la température diminuant la densité de l'eau, la formation de l'AABW et sa descente dans les abysses (en direction du nord) pourrait également s'affaiblir.

De plus, le réchauffement climatique modifie fortement les interactions physiques des hautes latitudes. Par exemple, les interactions entre calotte polaire et circulation océanique ont des répercussions importantes pour le climat et les sociétés humaines. L'intrusion de courants chauds, piégés sous les glaces, accélère significativement la fonte basale (Shepherd *et al.*, 2012). Cet apport d'eau douce fait apparaître un couvercle d'eau froide peu salée à la surface de l'océan, ce qui augmente sa stratification et empêche les eaux intérieures plus chaudes de remonter à la surface (Hansen *et al.*, 2016). Le surplus de chaleur sous la surface est alors entièrement disponible pour faire fondre la banquise. Ceci accentue alors le phénomène de stratification, créant ainsi une boucle de rétroaction positive qui s'alimente par elle-même. De plus, la formation de crevasses au niveau des glaciers, due au réchauffement de l'air à la surface accélère également la fonte des glaces, participant ainsi à l'augmentation du niveau de la mer (DeConto and Pollard, 2016). Ces dernières années, de tels processus de rétroaction font l'objet de recherches, de modélisations et d'observations intensives. Ces dernières pourraient apporter des éléments clés pour les modèles climatiques globaux, qui, à l'heure actuelle, ne prennent pas en compte l'interaction océan-calottes glaciaires, du fait de leurs larges résolutions (Winton *et al.*, 2014).

Comprendre le passé, le présent, et l'avenir de la CMR est crucial pour anticiper le changement climatique du 21^{ème} siècle. De tels développements seront uniquement rendus possibles par la surveillance continue de la CMR, par une meilleure compréhension des mécanismes de la circulation océanique et de ses interactions avec la cryosphère, ainsi que par l'intégration de ces processus dans les modèles climatiques. La température globale et la concentration en carbone de l'atmosphère étant étroitement liées à la CMR, prendre cette dernière en compte pour définir les stratégies d'atténuation et d'adaptation de long terme est aujourd'hui indispensable.

REMERCIEMENTS

Les auteurs expriment leur profonde gratitude aux professeurs Alain Colin de Verdiere et Leif N. Thomas, ainsi qu'à Clara Grillet et à Marion Grange, pour leur précieuse relecture de ce papier. Ce travail n'aurait pu être mené sans leur contribution et leurs conseils. Les auteurs souhaitent également remercier l'ensemble des étudiants de la Plateforme Océan et Climat pour leurs échanges enrichissants. Ce papier est basé sur le travail de la National Science Foundation Graduate Research Fellowship sous Grant No. DGE-1144086 for Y.E. Le RAPID-WATCH MOC monitoring project est financé par le Natural Environment Research Council et les données sont accessibles gratuitement sur www.rapid.ac.uk/rapidmoc.

RÉFÉRENCES

- ABRAHAM J. P. et al., 2013 – *A Review of Global Ocean Temperature Observations: Implications for Ocean Heat Content Estimates and Climate Change*. Rev. Geophys., 51, 450 – 483.
- ARMOUR K.C., MARSHALL J., SCOTT J., DONOHOE A. and NEWSOM E.R., 2016 – *Southern Ocean Warming Delayed by Circumpolar Upwelling and Equatorward Transport*. Nature Geoscience, 9, 549 – 554.
- BALMASEDA M. A., TRENBERTH K. E. and KALLENE., 2013 – *Distinctive Climate Signals in Reanalysis of Global Ocean Heat Content*. Geophys. Res. Lett., 40, 1754 – 1759.
- CHEN X. and TUNG K. K., 2014 – *Varying Planetary Heat Sink Led to Global-Warming Slowdown and Acceleration*. Science, 345, 897 – 903.
- COLLINS M. et al., 2013 – *Long-Term Climate Change: Projections, Commitments and Irreversibility*. In: *Climate Change 2013: the Physical Science Basis*. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- DANABASOGLU G. et al., 2014 – *North Atlantic simulations in Coordinated Ocean-ice Reference Experiments phase II (CORE-II). Part I: Mean states*. Ocean Modelling, 73, 76-107.
- DECONTO R.M. and POLLARD D., 2016 – *Contribution of Antarctica to Past and Future Sea-Level Rise*. Nature, 531 (7596), pp.591 – 597.
- DRIJFHOUT S. S., BLAKERA. T., JOSEY S. A., NURSER A. J. G., SINHA B. and BALMASEDA M. A., 2014 – *Surface Warming Hiatus Caused by Increased Heat Uptake across Multiple Ocean Basins*. Geophys. Res. Lett., 41, 7868 – 7874.
- DUTEIL O., BÖNING C. W. and OSCHLIES A., 2014 – *Variability in Subtropical-Tropical Cells Drives Oxygen Levels in the Tropical Pacific Ocean*. Geophysical Research Letters, 41 (24). pp. 8926-8934.
- ENGLAND M. H., MCGREGOR S., SPENCE P., MEEHL G. A., TIMMERMANN A., CAI W., SEN GUPTA A., MCPHADEN M. J., PURICH A. and SANTOSO A., 2014 – *Recent Intensification of Wind-Driven Circulation in the Pacific and the Ongoing Warming Hiatus*. Nature Climate Change, 4, 222-227.
- HANSEN J. et al., 2016 – *Ice Melt, Sea Level Rise and Superstorms: Evidence from Paleoclimate Data, Climate Modeling, and Modern Observations that 2 °C Global Warming Could Be Dangerous*. Atmospheric Chemistry and Physics, 16 (6), pp. 3761 – 3812.
- HUGHES G. and GRIFFITHS R., 2005 – *A Simple Convective Model of the Global Overturning Circulation, Including Effects of Entrainment into Sinking Regions*. Ocean Modelling, 12 (1-2), pp.46 – 79.
- KEELING R. F., KORTZINGER A. and GRUBER N., 2010 – *Ocean Deoxygenation in a Warming World*. Annu. Rev. Mar. Sci., 2, 199 – 229.
- KOSAKA Y. and XIE S.-P., 2016 – *The Tropical Pacific As a Key Pacemaker of the Variable Rates of Global Warming*. Nature Geosci., 9.
- KOSTOV Y., ARMOUR K. C. and MARSHALL J., 2014 – *Impact of the Atlantic Meridional Overturning Circulation on Ocean Heat Storage and Transient Climate Change*. Geophys Res. Lett., 41.



- LEDWELL J. R. *et al.*, 2011 – *Diapycnal Mixing in the Antarctic Circumpolar Current*. *Journal of Physical Oceanography*, 41, pp. 241 – 246.
- LEQUÉRE C. *et al.*, 2013 – *The Global Carbon Budget 1959-2011*. *Earth System Science Data*, 5 (1), pp.165 – 185.
- LUMPKIN R. and SPEER K., 2007 – *Global Ocean Meridional Overturning*. *J. Phys. Oceanogr.*, 37, 2550 – 2562.
- MARSHALL J. and SPEER K., 2012 – *Closure of the Meridional Overturning Circulation Through Southern Ocean Upwelling*. *Nature Geoscience*, 5 (3), pp.171 – 180.
- MEEHL G. A., ARBLASTER J. M., FASULLO J. T., HU A. and TRENBERTH K. E., 2011 – *Model-Based Evidence of Deep-Ocean Heat Uptake During Surface-Temperature Hiatus Periods*. *Nature Climate Change*.
- MORRISON A. K., FRÖLICHER T. L. and SARMIENTO J. L., 2015 – *Upwelling in the Southern Ocean*. *Physics Today*, 68 (1), 27-32. Munk, W., 1966. *Abyssal Recipes*, *Deep-Sea Res.*, 13, pp. 707 – 730.
- MUNK W. and WUNSCH C., 1998 – *Abyssal Recipes II: Energetics of Tidal and Wind Mixing*. *Deep-Sea Res.*, 145, pp.1970 – 2010.
- RHEIN M. *et al.*, 2013 – *Observations: Ocean*. In: *Climate Change 2013: The Physical Science Basis*. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- ROEMMICH D. and GILSON J., 2009 – *The 2004-2008 Mean and Annual Cycle of Temperature, Salinity, and Steric Height in the Global Ocean from the Argo Program*. *Progress in Oceanography*. 82: 81-100.
- SEND U. and MARSHALL J., 1995 – *Integral Effects of Deep Convection*. *J. Phys. Oceanogr.*, 25, pp. 855 – 872.
- SHEPHERD A. *et al.*, 2012 – *A Reconciled Estimate of Ice-Sheet Mass Balance*. *Science*, 338, pp.1183 – 1189.
- SMEED D., MCCARTHY G., RAYNER D., MOAT B. I., JOHNS W. E., BARINGER M. O. and MEINEN C. S., 2016 – *Atlantic Meridional Overturning Circulation Observed by the RAPID-MOCHA-WBTS (RAPID-Meridional Overturning Circulation and Heatflux Array-Western Boundary Time Series) Array at 26N from 2004 to 2015*. British Oceanographic Data Centre - Natural Environment Research Council, UK.
- STOCKER T. F. *et al.*, 2013 – *Technical Summary*. In: *Climate Change 2013: The Physical Science Basis*. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- TALLEY L., 2013 – *Closure of the Global Overturning Circulation rough the Indian, Pacific, and Southern Oceans*. 26 (1), pp. 80 – 97.
- TALLEY L., PICKARD G., EMERY W. and SWIFT J., 2011 – *Descriptive Physical Oceanography: an Introduction*. Sixth Edition. Elsevier, Boston, MA.
- TOGGWEILER J. R. and SAMUELS B., 1995 – *Effect of Drake Passage on the Global Thermohaline Circulation*. *Deep-Sea Res.* I 42, 477 – 500.
- WINTON M. *et al.*, 2014 – *Has Coarse Ocean Resolution Biased Simulations of Transient Climate Sensitivity?* *Geophysical Research Letters*, 41 (23), pp. 8522 – 8529.