



# L'océan, réservoir de chaleur

Sabrina Speich

La capacité de l'océan à stocker la chaleur est bien plus efficace (absorption de 94 % de l'excédent d'énergie résultant de l'augmentation de la concentration atmosphérique des gaz à effet de serre due aux activités humaines) que les continents (2 %), la glace (2 %) et l'atmosphère (2 %) (Figure 1 ; Bindoff *et al.*, 2007 ; Rhein *et al.*, 2013 ; Cheng *et al.*, 2019). Il a ainsi un effet modérateur sur le climat et ses changements. Toutefois, l'absorption par l'océan de l'excès de chaleur induit par l'augmentation du contenu atmosphérique des gaz à effet de serre provoque un réchauffement des eaux marines, ce qui a des conséquences sur les propriétés et la dynamique de l'océan, sur son volume, sur ses échanges avec l'atmosphère (notamment le cycle des précipitations et les événements extrêmes) et sur les habitats des écosystèmes marins. Pendant longtemps, les discussions sur le changement climatique n'ont pas pris les océans en compte. Ceci tout simplement parce que l'on en savait très peu à leur sujet. Cependant, notre capacité de comprendre et d'anticiper l'évolution du climat terrestre, dépend de notre connaissance fine des océans et de leurs liens avec le climat.

## OCÉAN : RÉSERVOIR DE CHALEUR ET SOURCE D'EAU

La Terre est la seule planète connue où l'eau est présente sous ses trois formes (liquide, gazeuse, solide) et notamment sous forme liquide dans l'océan. Du fait de la forte capacité calorifique de l'eau, de ses propriétés radiatives, et des changements de phase, cette présence est en bonne part responsable de la douceur du climat de notre planète ainsi que des apports d'eau sur les continents nécessaires au développement et au maintien de la vie terrestre.

L'océan, très mince couche d'eau salée, intègre plus de 96 % de l'eau de la Terre, couvre 7 % de sa surface et il agit comme son thermostat : il réchauffe l'atmosphère et lui cède de l'eau pour former des nuages et distribuer les précipitations (pluie, neige) dans le monde. C'est l'élément essentiel du système clima-

tique puisqu'il digère et atténue les changements en cours dus aux émissions anthropiques de gaz à effet de serre : il absorbe presque tout l'excès de chaleur (94 % : Cheng *et al.*, 2019) et un quart du CO<sub>2</sub> (Le Quéré *et al.*, 2018) produit par l'homme. Sans lui, le réchauffement de l'atmosphère observé depuis le début du XIX<sup>e</sup> siècle serait beaucoup plus intense.

Le climat de notre planète est régi de manière importante par l'océan qui en est le principal régulateur grâce à sa capacité à absorber intégralement tout type de rayonnement incident à sa surface et à ses échanges radiatifs, mécaniques et gazeux continuels avec l'atmosphère. Ces échanges et leurs conséquences sont au cœur du système climatique. L'océan reçoit de la chaleur du rayonnement électromagnétique solaire, donc principalement dans les régions tropicales, mais échange aussi fortement en surface avec l'atmosphère, à toutes les latitudes



où il n'est pas englacé. L'océan n'est pas statique et les courants océaniques redistribuent l'excès de chaleur reçu aux tropiques vers les plus hautes latitudes, mais aussi vers l'océan profond, en particulier par l'intermédiaire de transferts aux hautes latitudes dans des régions où les eaux de surface deviennent plus denses et plongent, principalement sous l'effet de fortes pertes de chaleur. Il réagit aussi dynamiquement à des changements des conditions climatiques (vents, ensoleillement...). Le temps de ces transferts et de ces redistributions est très variable, et va de la saison à l'année dans les régions tropicales, à la décennie dans les couches de surface, et même jusqu'à plusieurs centaines d'années, voire des milliers d'années dans les couches profondes.

Atmosphère et océan n'échangent pas uniquement de la chaleur, mais aussi de l'eau, sous forme d'évaporation et de précipitations (pluie, neige). Les océans stockent 97 %, (1 338 000 000 km<sup>3</sup>) de la quantité totale d'eau mondiale (1 386 000 000 km<sup>3</sup>) les continents en contiennent 2,4 % et l'atmosphère moins de 0,001 % (Gleick, 1996). L'eau sur Terre circule en permanence dans un cycle, appelé cycle hydrologique. D'une manière simplifiée, on peut dire que dans ce cycle l'eau pénètre dans l'atmosphère par évaporation depuis l'océan (qui fournit 90 % de cette eau) et les continents. La vapeur d'eau monte, forme des nuages et l'eau retombe sur la Terre sous forme de pluie, de grêle ou de neige. Une partie des précipitations qui tombent sur la terre reste sur la végétation et retourne dans l'atmosphère par évaporation. Une partie des précipitations qui atteignent le sol s'évapore aussi. Le reste s'infiltre dans le sol où il pénètre jusqu'à la nappe phréatique ou s'écoule en aval. Cela alimente les lacs et les rivières qui, finalement, transportent l'eau vers les océans.

L'eau s'évapore de manière continue de l'océan. La pluie et le déversement des fleuves compensent l'évaporation, mais pas forcément dans les mêmes régions. L'océan est aussi salé, ce qui transforme les propriétés physiques de l'eau de mer, en particulier sa densité. Les échanges d'eau avec l'atmosphère, les apports des rivières, de la fonte de la glace de mer ou des calottes de glace contribuent donc aux

variations de densité de l'eau de mer, et donc à la circulation océanique et aux transferts verticaux dans l'océan. Le renouvellement des eaux de surface par la circulation océanique et en particulier les échanges avec l'océan profond jouent aussi un rôle très important dans le cycle du CO<sub>2</sub>, en entraînant les eaux enrichies en dioxyde de carbone des hautes latitudes vers l'océan profond.

## L'OCÉAN SE RÉCHAUFFE

Le réchauffement récent causé par l'émission de gaz à effet de serre par les activités humaines n'affecte pas que les basses couches de l'atmosphère et la surface des continents. Les quatrième et cinquième rapports d'évaluation du Groupe de travail du GIEC (ci-après "le AR4 et AR5 du GIEC") ont souligné le rôle critique joué par l'océan à la fois dans la réponse à long terme du système terrestre au réchauffement planétaire et dans les prévisions à court terme (GIEC, 2013). Les variations de la teneur en chaleur et de la teneur en eau douce peuvent donner lieu à la prévisibilité d'informations pertinentes au niveau sociétal sur les échelles de temps de l'ordre de la décennie. 94 % du réchauffement planétaire associé au changement climatique anthropique se manifeste par le réchauffement des océans de la planète (1 ; Bindoff *et al.*, 2007 ; Rhein *et al.*, 2013 ; Cheng *et al.*, 2019). Les simulations des modèles climatiques montrent que le changement global de la teneur en chaleur de l'océan devient le facteur dominant dans le bilan thermique planétaire sur une période de plusieurs mois et fournit une indication plus fiable du forçage radiatif net de la Terre que les changements de la température de surface globale (Palmer *et al.*, 2011 ; Palmer et McNeall, 2014 ; von Schuckmann *et al.*, 2016).

La dilatation thermique associée au réchauffement de l'océan représente environ 30 à 40 % de l'élévation observée du niveau de la mer (WCRP Global Sea Level Budget group, 2018 ; Church *et al.*, 2011) et devrait apporter une contribution substantielle aux projections futures pour le XXI<sup>e</sup> siècle (Church *et al.*, 2013). La configuration spatiale du changement de la teneur en chaleur océanique exerce une forte influence sur



le changement local du niveau de la mer et demeure une incertitude clé dans les projections régionales de l'élévation du niveau de la mer (par exemple, Slangen *et al.*, 2014; Cannaby *et al.*, 2016; Carson *et al.*, 2016). De plus, nous commençons à comprendre l'importance de la configuration spatiale du réchauffement des océans en fonction des rétroactions climatiques et de la sensibilité du climat (Rose *et al.*, 2014; Rose et Rayborn, 2016), qui détermine la quantité de réchauffement en surface qui aura lieu pour une quantité d'émissions de gaz à effet de serre donnée.

Les altérations du cycle mondial de l'eau, telles que les variations de la disponibilité en eau, les sécheresses et les inondations, sont une préoccupation majeure liée au changement climatique. L'océan représente 97 % de l'eau stockée dans tous les réservoirs d'eau, et 80 % des flux d'eau douce de surface de la Terre se produisent à l'interface océan-atmosphère (Durack, 2015). Les eaux océaniques contiennent des sels simples (p. ex. Pawlowicz *et al.*, 2016), et lors du processus d'évaporation, ces sels demeurent dans l'océan : ainsi, au fur et à mesure que l'eau passe de l'océan à l'atmosphère et *vice versa*, des anomalies de salinité persistent et s'accumulent, fournissant un indicateur de la variabilité ou du changement du cycle hydrologique.

Les changements observés dans les contenus de chaleur et d'eau douce de l'océan sont calculés sur la base des mesures *in situ* disponibles de température et de salinité subsurface. Bien que le premier relevé mondial de la température de subsurface de l'océan remonte à l'expédition H.M.S Challenger à la fin du XIX<sup>e</sup> siècle (Roemmich *et al.*, 2012), ce n'est qu'à la fin des années 1960 que l'on a pu obtenir des mesures généralisées de la température des océans dans les premiers 300–700 m (Abraham *et al.*, 2013). Les observations historiques de l'océan au cours de la seconde moitié du XX<sup>e</sup> siècle sont fortement concentrées dans l'hémisphère Nord, car ces mesures sont principalement associées aux navires de recherche et aux activités maritimes qui étaient particulièrement importantes dans ces régions. Cependant, ce n'est que depuis le milieu des années 2000, avec l'avènement du réseau de flotteurs profileurs autonomes du programme international Argo ([www.argo.net](http://www.argo.net)), que nous disposons d'échantillonnages réguliers et quasi globaux des océans sur les premiers 2000 m (Roemmich *et al.*, 2012; Riser *et al.*, 2016). Argo fournit également des observations colocalisées de la salinité, à partir desquelles on peut déduire non seulement le changement en contenu de chaleur mais aussi celui en eau douce dans l'océan. Ces observations de température et de salinité colocalisées nous permettent de calculer le champ de masse volumique et son influence sur les changements régionaux du niveau de la mer (Willis *et al.*, 2008), les changements connexes dans l'écoulement océanique (Gray et Riser, 2014) et fournissent des aperçus mécanistes concernant les changements observés grâce à l'analyse des masses d'eau (Desbruyères *et al.*, 2016).

## Where is global warming going?

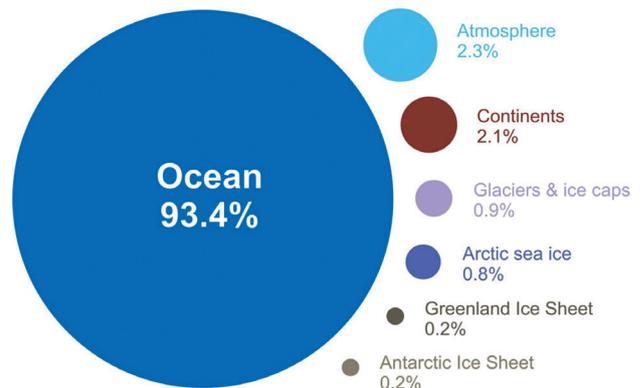


Fig.1 — Représentation visuelle de la quantité de chaleur due au réchauffement de la planète d'origine anthropique qui entre dans les différentes composantes du système climatique pour la période de 1993 à 2003, calculée à partir du AR4 du GIEC (Bindoff *et al.*, 2007, section 5.2.2.2.3). Cette estimation avait été confirmée par le AR5 du GIEC (Rhein *et al.*, 2013). Aujourd'hui cette estimation est revue avec une valeur à la hausse pour l'océan : (94 % : Cheng *et al.*, 2019), valeur qui sera probablement reprise par l'AR6 du GIEC ainsi que celle des autres composantes du système climatique. Il est à noter que le fait de se concentrer sur la température de l'air à la surface de la Terre ne tient pas compte d'au moins 90 % du réchauffement global de la planète. Ainsi, indexer le réchauffement global du climat de la Terre par sa température de surface revient à sous-estimer de 90 % celui-ci. Adapted from <https://skepticalscience.com/Infographic-on-where-global-warming-is-going.html>

net), que nous disposons d'échantillonnages réguliers et quasi globaux des océans sur les premiers 2000 m (Roemmich *et al.*, 2012; Riser *et al.*, 2016). Argo fournit également des observations colocalisées de la salinité, à partir desquelles on peut déduire non seulement le changement en contenu de chaleur mais aussi celui en eau douce dans l'océan. Ces observations de température et de salinité colocalisées nous permettent de calculer le champ de masse volumique et son influence sur les changements régionaux du niveau de la mer (Willis *et al.*, 2008), les changements connexes dans l'écoulement océanique (Gray et Riser, 2014) et fournissent des aperçus mécanistes concernant les changements observés grâce à l'analyse des masses d'eau (Desbruyères *et al.*, 2016).



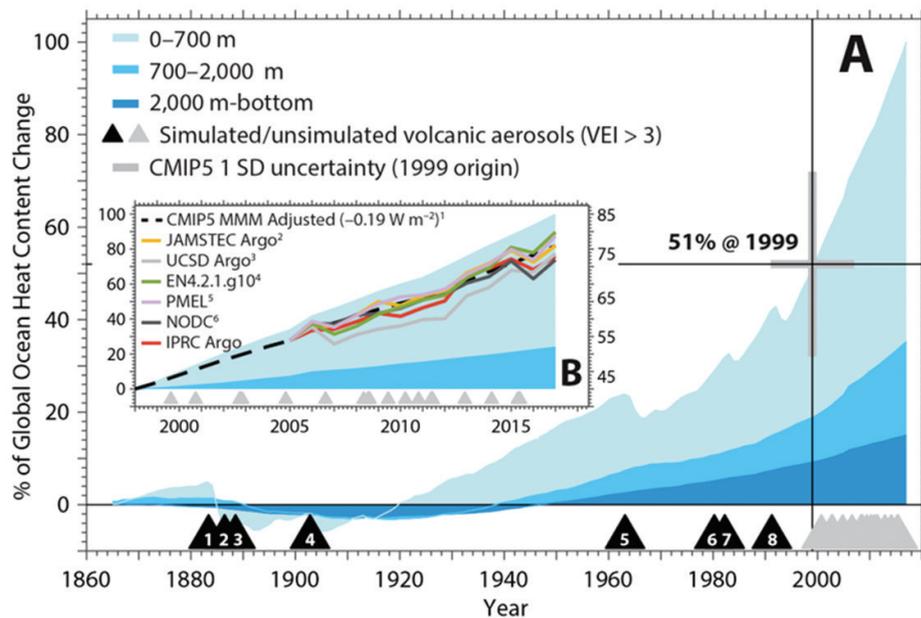
L'avènement de la télédétection en 1978 avec le satellite en orbite autour de la Terre Seasat a marqué le début d'une nouvelle ère dans les études océaniques mondiales, avec la première de ces plateformes à distance comprenant un altimètre radar pour mesurer la hauteur du satellite au-dessus de la surface de l'océan, un diffractiomètre à micro-ondes pour mesurer la vitesse et la direction des vents, un radiomètre à micro-ondes pour mesurer la température de surface et des radiomètres visibles et à infrarouge pour identifier les nuages, la terre et les éléments aquatiques. L'utilité de ces plateformes spatiales éloignées a été démontrée pour la mesure de la température de surface de la mer au début des années 1980 (p. ex. McConaghy, 1980); au début des années 1990, la quantité intégrée de la hauteur de la mer a été établie (p. ex. Le Traon *et al.*, 1998; Ducet *et al.*, 2000), et le premier satellite observant la salinité de surface de la mer a été lancé en novembre 2009 (le satellite SMOS de l'ESA sur l'humidité des sols et la salinité des océans). Plusieurs autres missions ont été lancées peu après (p. ex. Berger *et al.*, 2002; Lagerloef *et al.*, 2008; Fore *et al.*, 2016). Les observations par satellite fournissent ainsi une vision exceptionnelle à haute résolution sur la manifestation de la dynamique de l'océan de surface en température, niveau de la mer et salinité de surface.

Les données satellitaires complètent de manière idéale les observations *in situ* de l'océan car elles fournissent un contexte spatio-temporel aux mesures effectuées de manière éparse par les navires océanographiques et les flotteurs Argo. Ainsi, les mesures satellitaires aident à résoudre les problèmes d'échelle ou à surveiller les régions qui ne sont pas suffisamment échantillonnées ou couvertes par les observations *in situ*, comme c'est le cas, par exemple, des variations des océans côtiers et des mers marginales associés aux panaches fluviaux qui influencent le contenu en eau douce au niveau régional (p. ex. Fournier *et al.*, 2016). Les mesures *in situ* sont généralement beaucoup plus précises, ce qui permet d'obtenir la fiabilité au sol pour l'étalonnage et la validation des données satellitaires. L'utilisation combinée de ces données permet d'obtenir des estimations en contenu de chaleur et d'eau douce de l'océan à la fois sur l'échelle globale et sur l'échelle régionale (Reynolds *et al.*, 2007; Guinehut *et al.*, 2012; Xie *et al.*; 2014).

## LES CHANGEMENTS OBSERVÉS EN CONTENU DE CHALEUR (I.E. ÉNERGIE)

Avant le programme Argo, une grande partie de l'évaluation de la variabilité océanique mondiale se limitait aux cycles climatologiques annuels et saisonniers (Levitus, 1984, 1986, 1989; Boyer et Levitus, 2002; Kara *et al.*, 2003; de Boyer Montegut *et al.*, 2004), ou aux époques temporelles quinquennales pour les grands fonds marins (Levitus, 1989). Grâce au programme international Argo, des études beaucoup plus complètes sur la variabilité des océans de l'ère moderne ont été rendues possibles.

La partie supérieure de l'océan (0-700 m) est celle où se trouvent la plupart des mesures historiques et, par conséquent, celle où notre connaissance du changement à long terme est la plus robuste (Figure 2; Abraham *et al.*, 2013). Sur des échelles de temps de plusieurs décennies, une image cohérente des changements de l'océan provoqués par les activités humaines a été mise en évidence dans les observations océaniques depuis que les premières évaluations du réchauffement des océans sont devenues disponibles (p. ex., Levitus *et al.*, 2000). Par la suite, une image claire du changement en cours s'est dégagée, avec un réchauffement sans ambiguïtés de la couche supérieure de l'océan de 1971 à 2010 à un taux moyen de 107 TW (ces estimations varient de 74 à 137 TW selon 5 études indépendantes), et un signal de réchauffement plus faible entre 1870 et 1971 (Rhein *et al.*, 2013), globalement compatible avec notre compréhension des changements du forçage radiatif terrestre (p. ex. Myhre *et al.*, 2013). Alors que la zone de couverture des mesures diminue dans les profondeurs intermédiaires (700 - 2000m) avant Argo, il a été possible de calculer des estimations quinquennales (5 ans) qui remontent à 1957 (Levitus *et al.*, 2012). Celles-ci aussi montrent un réchauffement marqué au cours de la période observée, mais à un rythme plus lent que dans la partie supérieure de l'océan. Ainsi l'océan accumule de l'énergie à un rythme de  $4 \times 10^{21}$  Joules par an, ce qui équivaut à 127 000 centrales nucléaires (dont la production moyenne est de 1 gigawatt) qui déversent leur énergie directement dans les océans du monde.



<sup>1</sup>Ridley et al., 2014; <sup>2</sup>Hosoda et al., 2008; <sup>3</sup>Roemmich & Gilson, 2009; <sup>4</sup>Good et al., 2013; <sup>5</sup>Johnson et al., 2018; <sup>6</sup>Levitus et al., 2012

**Fig.2** — Les modèles océaniques donnent un aperçu de la façon dont l'océan en profondeur réagit aux forçages simulés imposés. Lorsqu'on le compare à la couverture de données du programme international de flotteurs profilants Argo moderne ([www.argo.net](http://www.argo.net)) et qu'on le corrige en fonction des écarts de forçage par rapport au présent proche des années 2000, le taux de variation du contenu calorifique de l'océan se rapproche des estimations observées. Absorption de la chaleur océanique (pourcentage de la variation totale de 1865-2017) pour les couches moyennes multimodèles (MMM) du CMIP5. Les trois cases ombrées sont combinées de la même manière que la variation de l'inventaire énergétique mondial du AR5 (Rhein et al., 2013; Encadré 3.1 Fig. 1). La barre grise verticale épaisse représente un écart de 1 Déviation Standard (SD) par rapport aux simulations CMIP5 pour l'année (1999) à laquelle l'absorption de chaleur MMM atteint 51 % de l'augmentation nette (1865-2017) de l'ère industrielle, et la barre grise horizontale épaisse indique l'écart CMIP5 1 SD pour l'année à laquelle la chaleur accumulée totale est de 50 %. Les triangles noirs (forçage inclus) et gris (forçage non inclus) représentent les principales éruptions volcaniques des xx<sup>e</sup> et xxi<sup>e</sup> siècles dont l'ampleur est représentée par la taille des symboles. Figure reproduite de Durack et al. 2018 et adaptée de Gleckler et al. 2016.

Bien que toutes les analyses disponibles montrent un réchauffement historique marqué, les tendances et les taux de ces réchauffements divergent en raison des limites de la zone de couverture des mesures et de la divergence des méthodes utilisées pour tenter de reconstruire les changements globaux à partir d'observations éparses (p. ex., Boyer et al., 2016; Palmer et al., 2017). Cette question disparaît pratiquement pour la partie supérieure et intermédiaire de l'océan depuis l'ère Argo (Figure 2; Roemmich et al., 2015).

S'il est vrai que les mesures en eaux profondes (>2000 m) sont encore plus rares par rapport à

celles à 700 – 2000 m, elles sont récoltées lors de campagnes de recherche océanographique à l'aide de plateformes de mesure calibrées et hautement précises (programme GO-SHIP, Sloyan et al., 2019). Les régions des grands fonds marins ont également connu un réchauffement statistiquement significatif depuis les années 1990, avec une grande variabilité régionale. La surveillance des grands fonds océaniques se limite actuellement à des sections hydrographiques en profondeur, basées sur un réseau épars de trajectoires de navires qui sont généralement répétées tous les deux ou trois ans, et sur des réseaux de mouillages dans le bassin Atlantique (Figure 2; Frajka-Williams et al., 2019).



Le réchauffement de l'océan en profondeur est lié à la plongée des eaux de surface aux latitudes subtropicales à polaires. Cette plongée plus au moins profonde selon la latitude (de 200 – 400 m aux latitudes subtropicales, à 400 – 1 000 m aux latitudes subpolaires et jusqu'aux abysses aux latitudes polaires) est liée aux échanges de chaleur et d'eau douce avec l'atmosphère qui mettent en mouvement la circulation globale de l'océan.

D'après les observations disponibles, on estime que l'océan profond (moins de 2 000 m) et abyssal (moins de 4 000 m) ont accumulé de la chaleur à un taux de 22,3 +/- 23,7 TW et 10,7 +/- 3,4 TW, respectivement; principalement en raison des eaux profondes de l'océan Austral qui se sont réchauffées 10 fois plus vite que les bassins profonds de l'Atlantique Nord (Purkey et Johnson 2010; Desbruyères et al., 2016).

## LE CHANGEMENT CLIMATIQUE, LE RÉCHAUFFEMENT DE L'OCÉAN ET LE DÉSÉQUILIBRE ÉNERGÉTIQUE PLANÉTAIRE

Le climat de la Terre est un système alimenté par l'énergie solaire. Au cours de l'année, environ 30 % du rayonnement solaire entrant est réfléchi et diffusé par les nuages et la surface de la Terre vers l'espace. Le reste du rayonnement solaire (environ 240 W/m<sup>2</sup>) absorbé dans le système climatique est transformé en diverses formes (chaleur interne, énergie potentielle, énergie latente, énergie cinétique et chimique), déplacé, stocké et séquestré principalement dans l'océan, mais aussi dans les composantes atmosphérique, terrestre et glaciaire du système climatique. Ensuite, il est renvoyé dans l'espace sous forme de rayonnement à ondes longues (OLR: Trenberth et Stepaniak 2003a, b; 2004). Dans un climat à l'équilibre, il existe un équilibre global entre le rayonnement absorbé par la planète et celui irradié vers l'espace. Cet équilibre détermine le bilan radiatif de la Terre (Trenberth et Stepaniak, 2003a, b). Les perturbations de ce bilan dues à des variations climatiques internes ou externes créent un déséquilibre énergétique terrestre, qui se

manifeste sous la forme d'un déséquilibre de flux radiatif au sommet de l'atmosphère et qui est façonné par plusieurs forçages climatiques.

Tout changement du système climatique de la Terre qui influe sur la quantité d'énergie entrant ou sortant du système modifie l'équilibre radiatif de la Terre et peut forcer les températures à augmenter ou à baisser. Ces influences déstabilisatrices sont appelées forçages climatiques. Les forçages climatiques naturels comprennent les changements de la luminosité du Soleil, les cycles de Milankovitch (petites variations de la forme de l'orbite de la Terre et de son axe de rotation qui se produisent sur des milliers d'années) et les grandes éruptions volcaniques qui injectent des particules réfléchissant la lumière à des altitudes aussi hautes que la stratosphère. Les forçages anthropiques comprennent la pollution par les particules (aérosols), qui absorbent et réfléchissent la lumière solaire entrante; la déforestation, qui modifie la façon dont la surface réfléchit et absorbe la lumière solaire; et la concentration croissante de dioxyde de carbone atmosphérique et autres gaz à effet de serre, qui diminue la quantité de chaleur émise de la Terre vers l'espace. Un forçage peut déclencher des rétroactions qui intensifient (rétroactions positives) ou affaiblissent (rétroactions négatives) le forçage initial. La perte de glace aux pôles, qui les rend moins réfléchissants, est un exemple de rétroaction positive. Or, les études récentes montrent que la planète est en déséquilibre énergétique – il y a plus d'énergie à l'intérieur du système climatique de celle qui est émise dans l'espace et que ce déséquilibre est de plus en plus dominé par l'influence du CO<sub>2</sub> et d'autres gaz à effet de serre, ce qui favorise l'accumulation de chaleur excédentaire et entraîne le réchauffement planétaire (Loeb et al., 2009; Hansen et al., 2011; Myhre et al., 2013; Abraham et al., 2013; Trenberth et al., 2014; Allan et al., 2014) (Figure 3).

Les études les plus récentes montrent que 94 % de ce déséquilibre radiatif positif se manifeste par l'augmentation (observée) du contenu en chaleur de l'océan (Abraham et al., 2013; Rhein et al., 2014; Figures 1 et 3a). Une petite proportion (quelques pour cent) de cette énergie contribue à la fonte de la glace de mer et de la glace terrestre de l'Arctique (glaciers,



Groenland) et Antarctique. Le reste contribue au réchauffement du sol et de l'atmosphère (Figure 3a); les changements dans les formes cinétiques et chimiques de l'énergie y contribuent de façon négligeable (Trenberth et Stepaniak, 2003; Trenberth et al., 2002).

Ainsi, la valeur absolue du déséquilibre radiatif terrestre représente la mesure la plus fondamentale définissant l'état du changement climatique global et elle est bien plus robuste scientifiquement en tant que telle que l'utilisation de la température de surface globale. En fait, elle est une mesure de l'énergie globale impliquée dans le changement climatique en cours, tandis que la température à la surface du globe ne mesure qu'une petite fraction de cette énergie, car c'est l'océan qui absorbe ce surplus d'énergie climatique et la retient pour la plupart en son intérieur. Par conséquent, la meilleure estimation du déséquilibre radiatif terrestre est la mesure du contenu de chaleur de l'océan, complétée par des mesures de rayonnement au sommet de l'atmosphère à partir de l'espace (Von Schuckmann et al., 2016).

## LES IMPACTS D'UN OCÉAN QUI SE RÉCHAUFFE : SALINITÉ, CONTENU EN EAU DOUCE ET INTENSIFICATION DU CYCLE HYDROLOGIQUE

Parallèlement au réchauffement de l'océan, des changements cohérents de salinité ont également été observés tant pour l'océan en surface que dans les couches d'eau inférieures (Boyer et al., 2005; Hosoda et al., 2009; Durack et Wijffels, 2010; Helm et al., 2010, Mulet et al., 2018). La structure de salinité à la surface de l'océan reflète les régimes d'évaporation et de précipitation, de sorte que les régions à forte évaporation (telles que les régions de convergence atmosphérique subtropicales, où la mer Méditerranée et la mer Rouge) sont caractérisées par des valeurs de salinité plus élevées que celles des régions à forte précipitation (comme les régions tropicales et subpolaires). Les observations montrent que les différences en salinité de ces régions se creusent dues à l'intensification du cycle hydrologique terrestre

(Durack et al., 2012; Huntington et al., 2006). En fait, un climat plus chaud augmente la capacité de l'air à stocker la vapeur d'eau car celle-ci augmente avec la température selon la loi Clausius Clayperon.

La théorie admise est que lorsque la température de l'atmosphère augmente, plus d'eau s'évapore principalement au-dessus de l'océan. Il en résulte davantage de pluie qui devrait essentiellement tomber sur la terre ferme. De plus, les processus selon lesquels les nuages et les précipitations se forment dans l'atmosphère peuvent changer. Ce changement dépend largement de la quantité, de la distribution et du type d'aérosols (qui sont de petites particules dans l'atmosphère), car ceux-ci influencent directement la formation des nuages, mais ils peuvent aussi modifier les propriétés de rayonnement de l'atmosphère quand elle est libre de nuages. Les changements dans le cycle de l'eau peuvent également être causés par des changements dans les propriétés d'évaporation de la surface du sol et des plantes qui entraînent une interaction avec la capacité de stockage d'eau du sol. Si le cycle de l'eau s'intensifie, cela signifie que toutes les composantes du cycle s'amplifient, c'est-à-dire plus d'évaporation, plus de précipitations et plus de ruissellement (p. ex. Williams et al., 2007; Durack et al., 2012; Lago et al., 2016).

Malgré cette complexité, des études récentes suggèrent que le changement du cycle hydrologique est intimement lié à l'augmentation du contenu de chaleur de l'océan. Un océan plus chaud restitue à l'atmosphère plus de chaleur et de vapeur d'eau, influençant les régimes pluviométriques dans le monde entier (Held and Soden, 2006; Allan et al., 2010; Smith et al. 2010; Cubash et al., 2013; Rhein et al., 2013).

L'analyse des salinités en fonction de la profondeur révèle aussi des changements (Durack et Wijffels, 2010; Rhein et al., 2013). L'observation la plus remarquable est une augmentation systématique du contraste de salinité entre les gyres subtropicaux, plus salés, et les régions des plus hautes latitudes, en particulier de l'hémisphère sud. À l'échelle de l'océan mondial, les contrastes indiquent un transfert net d'eau douce des tropiques vers les hautes latitudes, constituant la signature d'une intensification du cycle hydrologique. Pour

l'Atlantique nord, le bilan quantitatif du stockage de la chaleur et du flux d'eau douce au cours des 50 dernières années est cohérent avec un réchauffement qui augmente la teneur en eau de l'atmosphère, conduisant à une intensification du cycle hydrologique (Durack et al. 2012).

Comme pour l'augmentation du contenu de chaleur dans l'océan profond, les anomalies de salinité se propagent au sein de l'océan avec la circulation océanique globale. Le signal le plus important observé est une augmentation du contenu d'eau douce océanique dans les secteurs abyssaux et intermédiaires de l'Océan Austral (ils se sont désalés à un rythme équivalent à un flux d'eau douce de 73 +/- 26 Gtonne/an: Purkey et Johnson, 2012; Yao et al., 2017; Silvano et al., 2018), tandis que le contenu en eau douce des eaux subtropicales et méditerranéennes diminue (Palmer et al., 2019).

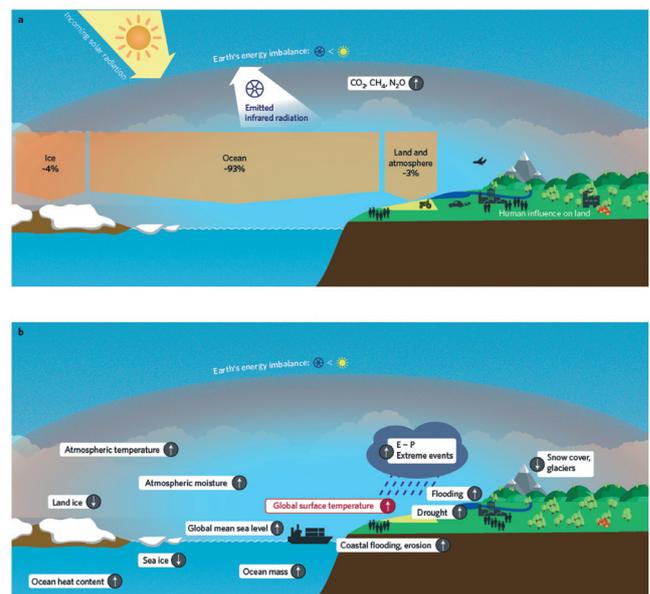
L'impact du réchauffement océanique sur le cycle hydrologique induit une rétroaction au changement climatique lui-même. La vapeur d'eau étant un gaz à effet de serre, elle contribue à accélérer le réchauffement du climat, et donc l'évaporation de d'eau.

## LES IMPACTS D'UN OCÉAN QUI SE RÉCHAUFFE : NIVEAU DE LA MER

Les changements actuels du niveau de la mer résultent de différents facteurs contributifs qui découlent eux-mêmes des changements dans l'océan, l'hydrosphère terrestre, la cryosphère et la Terre solide. En effet, les changements du niveau moyen de la mer à l'échelle mondiale résultent de l'expansion thermique de l'océan (un océan plus chaud occupe plus de volume) et des changements de masse océanique dus à la perte de masse de glace des calottes glaciaires du Groenland et de l'Antarctique, à la fonte des glaciers et aux changements du stockage des eaux terrestres (WCRP Global Sea Level Budget group, 2018). À l'échelle régionale, les tendances spatiales du niveau de la mer résultent de la superposition des "empreintes digitales" causées par différents phénomènes: changements de la densité de l'eau de mer dus aux changements de température et de salinité (effets dits "stériques"), de la charge at-

mosphérique, des déformations de la Terre solide et des changements gravitationnels dus à la redistribution des masses liées à la fonte des glaces terrestres et aux changements dans le stockage de l'eau terrestre (appelés effets "statiques"; Stammer et al., 2013).

La partie du niveau de la mer liée à l'augmentation de la quantité de chaleur océanique a été estimée à 35 – 40 % de l'élévation totale du niveau de la mer qui est estimée depuis que l'on dispose de mesures par satellite à 3 mm/an (Cazenave et al., 2014; 2018).



**Fig.3** — Représentations schématiques du flux et du stockage de l'énergie dans le système climatique de la Terre et de ses conséquences. a) Le déséquilibre énergétique planétaire (EEI de l'Anglais Earth Energy Imbalance) comme résultat des activités humaines. L'océan mondial est le principal réservoir de chaleur, avec environ 90 % de l'EEI qui y est stocké. Le reste sert à réchauffer la terre et l'atmosphère, ainsi qu'à faire fondre la glace (comme indiqué). b) "Symptômes" reliés à un EEI positif. Ceux-ci comprennent: l'élévation de la température à la surface de la Terre, l'augmentation de la teneur en chaleur des océans, de la masse océanique, du niveau moyen global de la mer, de la température atmosphérique et de l'humidité, de la sécheresse, des inondations et de l'érosion, des phénomènes extrêmes, ainsi que de l'Évaporation - Précipitation (E - P), et une diminution des glaciers, de la banquise et de la couche de neigeuse. Adapté de von Schuckmann et al., 2016.



## LES IMPACTS D'UN OCÉAN QUI SE RÉCHAUFFE : DYNAMIQUE OCÉANIQUE ET TRANSPORT

Le réchauffement de l'océan modifie aussi sa dynamique et les transports de chaleur et de sel en son sein perturbant ainsi localement les échanges énergétiques avec l'atmosphère à sa surface. La circulation globale peut être aussi perturbée et affecter le climat à une échelle planétaire en diminuant significativement les transports de chaleur vers les hautes latitudes et vers l'océan profond. Le GIEC estime très probable un ralentissement de cette circulation au cours du XXI<sup>e</sup> siècle, insuffisant néanmoins pour induire un refroidissement dans les régions de l'Atlantique nord. Cependant les observations acquises lors de la dernière décennie ne montrent pas une tendance nette mais de fortes variations à des échelles temporelles

très variées (de la semaine à la décennie: Meinen *et al.*, 2018; Frajka-Williams *et al.*, 2019). Il faudra des séries temporelles bien plus longues pour étayer tout changement de la circulation océanique. Ces changements sont importants car ils affectent aussi les variations de transport de propriétés chimiques (CO<sub>2</sub>, oxygène, nutriments) et biologiques (espèces planctoniques, larves de poissons).

## LES IMPACTS D'UN OCÉAN QUI SE RÉCHAUFFE : IMPACT SUR LA FONTE DES CALOTTES GLACIÈRES

Le réchauffement des eaux océaniques a aussi un impact direct sur la fonte de la base des plateformes des glaciers continentaux entourant le Groenland et l'Antarctique, les deux principaux réservoirs d'eau stockée sur les continents (Jackson *et al.*, 2014; Schmidko *et al.*, 2014; Rignot *et al.*, 2014; Silvano *et al.*, 2018). Ainsi, si on savait déjà que le réchauffement climatique augmentait la fonte des glaciers, il est aujourd'hui prouvé que c'est le réchauffement des océans qui contribue de manière importante à la fonte des plateformes glaciaires qui prolongent la calotte antarctique sur l'océan. Par exemple, si on considère que l'Antarctique représente environ 60 % des réserves d'eau douce de la planète, les études révèlent que la fonte de la base de ses calottes glaciaires a représenté 55 % de la perte totale de leur masse de 2003 à 2008, soit un volume très important (Rignot *et al.*, 2014).

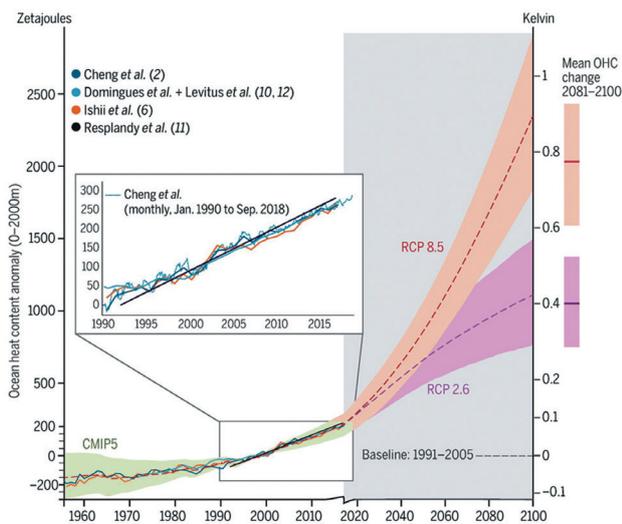


Fig.4 — Changements passés et futurs du contenu de chaleur de l'océan. Les changements annuels observés de ce contenu sont compatibles entre les différentes estimations (Cheng *et al.*, 2019; Domingues *et al.*, 2008; Levitus *et al.*, 2012; Ishii *et al.*, 2017; Resplandy *et al.*, 2018) et avec les moyennes d'ensemble des modèles simulant le système climatique terrestre utilisées dans le AR5 du GIEC (définis en tant que modèles CMIP5: GIEC, 2013). Cela pour les simulations historiques antérieures à 2005 ainsi que pour les projections de 2005 à 2017 (et qui sont désormais étayées par les observations récentes), ce qui donne confiance dans les projections futures jusqu'à 2100 (RCP2.6 et RCP8.5: GIEC, AR5, 2013).

## AUTRES IMPACTS D'UN OCÉAN QUI SE RÉCHAUFFE

Le réchauffement des océans affecte également les bilans biogéochimiques de l'océan et de sa biosphère. Si la majeure partie de ces points est rappelée dans les fiches scientifiques qui accompagnent celle-ci, on peut mentionner que le réchauffement aurait également une incidence sur l'oxygénation des océans: la solubilité de l'oxygène diminue avec l'augmentation de la température de l'eau: plus l'eau est

chaude, moins il y a d'oxygène. Les conséquences sont l'asphyxie de la biodiversité marine et la limitation de son habitat (Keeling *et al.* 2010).

## CONCLUSIONS

Comparé à l'atmosphère, l'océan présente deux caractéristiques qui lui confèrent un rôle essentiel dans le climat:

1. Sa capacité thermique qui est plus de 1 000 fois celle de l'atmosphère et qui lui permet de stocker l'essentiel du flux radiatif solaire et du surplus d'énergie générée par les activités humaines.
2. Il est affecté d'une dynamique beaucoup plus lente que l'atmosphère et d'une inertie thermique très grande; il est donc susceptible de mémoriser plus longtemps, à des échelles de temps compatibles avec la variabilité climatique, les perturbations (ou anomalies) qui l'affectent.
3. Malgré sa dynamique lente, son réchauffement affecte d'ores et déjà le cycle hydrologique terrestre, le niveau de la mer, la fonte des glaciers polaires, les propriétés chimiques et les écosystèmes marins (Figure 3b).
4. Des résultats récents semblent suggérer que le réchauffement océanique a un impact non négligeable sur certains événements extrêmes tels que les cyclones tropicaux (Trenberth *et al.*, 2018, Emmanuel, 2017; 2018) et peut être sur l'intensité des tempêtes à plus hautes latitudes.
5. Les estimations les plus récentes à partir des observations de la quantité de chaleur accumulée dans l'océan pendant ces dernières décennies (*i.e.*, 94 % du surplus d'énergie généré par les activités humaines) sont en étroite accord avec les résultats des simulations numériques des modèles du système Terre (celles utilisées dans le rapport du GIEC AR5) pendant la même période de temps (Cheng *et al.*, 2019). Ceci nous donne confiance dans les résultats des simulations numériques du climat. Or, ces modèles nous prédisent que si nous ne quittons pas la trajectoire actuelle

des émissions anthropogéniques de gaz à effet de serre (scénario 8.5 du AR5 du GIEC, le plus "pessimiste"), la quantité de chaleur capturée par l'océan croîtra de façon exponentielle (Cheng *et al.*, 2019; Figure 4) en induisant des conséquences en terme de réchauffement de la planète, événements extrêmes, fonte de la glace continentale et de mer, augmentation du niveau de la mer et un impact sur les écosystèmes marins et la disponibilité en nourriture dramatiques.

Appréhender de manière plus précise les changements de l'océan permettra d'améliorer non seulement nos connaissances, mais aussi les prévisions météorologiques, des événements extrêmes, les prévisions saisonnières et les scénarios climatiques et d'accompagner de manière efficace la société dans l'adaptation au changement climatique, accompagnement qui devient urgent et qui est désormais inévitable.

Mais cet océan est encore mal connu du fait de sa vaste étendue et de la difficulté technique intrinsèque à l'observation océanique (mesures de très grande précision à des pressions dépassant les 500 atmosphères, nécessité de se rendre *in situ* avec des navires dont le coût d'opération est très important, durées des mesures qui exigent un certain temps de réalisation avec un océan si vaste...). De plus, les mouvements de l'eau océanique sont loin d'être des fleuves tranquilles: la dynamique de l'océan est très turbulente et ses interactions avec l'atmosphère et le climat sont très complexes. Réduire ces inconnues et ces incertitudes est indispensable pour prévoir avec plus fiabilité cette évolution future du climat. Observations et mesures sont les sources irremplaçables de nos connaissances. Il faut donc améliorer la nature et la quantité des observations océaniques et mettre en place un système pérenne d'observation de grande ampleur, coordonné internationalement. Ceci est l'un des principaux objectifs que s'est donnée la communauté scientifique internationale pour la prochaine décennie en préparant la conférence décennale sur les observations océaniques OceanObs'19 (<http://www.oceanobs19.net>; Speich *et al.*, 2019).



## RÉFÉRENCES

- ABLAIN M. *et al.*, 2015 – *Improved Sea Level Record over the Satellite Altimetry Era (1993–2010). From the Climate Change Initiative Project.* Ocean Sci. 11, 67–82.
- 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. <https://doi.org/10.1002/rog.20022>.
- ALLAN R. P. *et al.*, 2014 – *Changes in Global Net Radiative Imbalance 1985–2012.* Geophys. Res. Lett. 41, 5588–5597.
- ALLAN R.P., SODEN B.J., JOHN V.O., INGRAM W. and GOOD, P., 2010 – *Current Changes in Tropical Precipitation.* Environ. Res. Lett. 5. 025205.
- BERGER M., CAMPS A., FONT J., KERR Y., MILLER J., JOHANNESSEN J. A., BOUTIN J., DRINKWATER M. R., SKOU N., FLOURY N., RAST M., REBHAN H. and ATTEMA E., 2002 – *Measuring Ocean Salinity with Esa’s Smos Mission - Advancing the Science.* ESA Bulletin, 111, 113-121. <https://hdl.handle.net/1956/867>.
- BINDOFF N.L., WILLEBRAND J., ARTALE V., CAZENAVE A., GREGORY J., GULEV S., HANAWA K., LE QUÉRE C., LEVITUS S., NOJIRI Y., SHUM C.K., TALLEY L.D. and UNNIKRISHNAN A., 2007 – *Observations: Oceanic Climate Change and Sea Level.* In: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis.* Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [SOLOMON S., QIN D., MANNING M., CHEN Z., MARQUIS M., AVERYT K.B., TIGNOR M. and MILLER H.L. (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- BOYER T. P. and LEVITUS S. 2002 – *Harmonic Analysis of Climatological Sea Surface Salinity.* Journal of Geophysical Research, 107 (C2), 14pp. <https://doi.org/10.1029/2001JC000829>.
- BOYER T. P., DOMINGUES C. M., GOOD S. A., JOHNSON G. C., LYMAN J. M., ISHII M., GOURETSKI V., WILLIS J. K., ANTONOV J., WIJFFELS S., CHURCH J. A., COWLEY R. and BINDOFF N. L., 2016 – *Sensitivity of Global Upper-Ocean Heat Content Estimates to Mapping Methods, Xbt Bias Corrections, and Baseline Climatologies.* Journal of Climate, 29 (13), 4817-4842. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-15-0801.1>.
- CANNABY H., PALMER M. D., HOWARD T., BRICHENO L., CALVERT D., KRIJNEN J., WOOD R., TINKER J., BUNNEY C., HARLE J., SAULTER A., O’NEILL C., BELLINGHAM C. and LOWE J., 2016 – *Projected Sea Level Rise and Changes in Extreme Storm Surge and Wave Events during the 21<sup>st</sup> Century in the Region of Singapore.* Ocean Sci., 12, 613-632, <https://doi.org/10.5194/os-12-613-2016>.
- CARSON M., KÖHL A., STAMMER D. *et al.*, 2016 – *Coastal Sea Level Changes, Observed and Projected during the 20<sup>th</sup> and 21<sup>st</sup> Century.* Climatic Change 134: 269–281.
- CAZENAVE A., DIENG H., MEYSSIGNAC B., VON SCHUCKMANN K., DECHARME B. and BERTHIER E., 2014 – *The Rate of Sea Level Rise.* Nature Climate Change, vol 4, doi:10.1038/NCLIMATE2159.
- CAZENAVE A., PALANISAMY H. and ABLAIN M., 2018 – *Contemporary Sea Level Changes from Satellite Altimetry: what Have we Learned? What Are the New Challenges?.* Advances in Space Research, 62:1639–1653, doi:10.1016/j.asr.2018.07.017.
- CHENG L., ABRAHAM J., HAUSFATHER Z. and TRENBERTH K. E., 2019 – *How Fast Are the Oceans Warming? Science,* 363, 128-129. <https://doi.org/10.1126/science.aav7619>.
- CHENG L., TRENBERTH K. E., PALMER M. D., ZHU J. and ABRAHAM J. P., 2016 – *Observed and Simulated Full-Depth Ocean Heat-Content Changes for 1970-2005.* Ocean Science, 12(4), 925–935. <https://doi.org/10.5194/os-12-925-2016>.
- CHENG L., TRENBERTH K. E., FASULLO J., BOYER T., ABRAHAM J. and ZHU J., 2017 – *Improved Estimates of Ocean Heat Content from 1960 To 2015.* Science Advances, 3 (3), 10 pp. <https://doi.org/10.1126/sciadv.e1601545>.
- CHURCH J.A. and WHITE N.J., 2011. Surv Geophys, 32: 585. <https://doi.org/10.1007/s10712-011-9119-1>.
- CHURCH, J. A., CLARK P. U., CAZENAVE A., GREGORY J. M., JEVREJEVA S., LEVERMANN A., MERRIFIELD M. A., MILNE G. A., NEREM R. S., NUNN P. D., PAYNE, A. J., PFEFFER W. T., STAMMER D. and UNNIKRISHNAN A. S., 2013 – *Sea Level Change.* In: STOCKER T. F., QIN D. and PLATTNER G.-K. *et al.* (eds), *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; New York, pp. 1137–1216.



- CUBASH U. et al., 2013 – *Observations : Atmosphere and Surface*. 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., QIN D., PLATTNER G.-K., TIGNOR M., ALLEN S. K., BOSCHUNG J., NAUELS A., XIA Y., BEX V. and MIDGLEY P. M. (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- DE BOYER MONTEGUT C., MADEC G., FISCHER A. S., LAZAR A. and LUDICONE D., 2004 – *Mixed Layer Depth over the Global Ocean: an Examination of Profile Data and a Profile-Based Climatology*. Journal of Geophysical Research, 109 (C12), 20pp. <https://doi.org/10.1029/2004JC002378>.
- DESBRUYÈRES D. G., PURKEY S. G., MCDONAGH E. L., JOHNSON G. C. and KING B. A., 2016 – *Deep and Abyssal Ocean Warming from 35 Years of Repeat Hydrography*. Geophysical Research Letters, 43 (19), 10356-10365. <https://doi.org/10.1002/2016GL070413>.
- DOMINGUES C. M., CHURCH J. A., WHITE N. J., GLECKLER P. J., WIJFFELS S. E., BARKER P. M. and DUNN J. R., 2008 – *Improved Estimates of Upper-Ocean Warming and Multidecadal Sea-Level Rise*. Nature, 453, 1090–1093.
- DUCET N., LE TRAON P. Y. and REVERDIN G., 2000 – *Global High-Resolution Mapping of Ocean Circulation from Topex/Poseidon and Ers-1 and -2*. Journal of Geophysical Research, 105 (C8), 19477-19498. <https://doi.org/10.1029/2000JC900063>.
- DURACK P. J., 2015 – *Ocean Salinity and the Global Water Cycle*. Oceanography, 28 (1), pp 20-31. <https://doi.org/10.5670/oceanog.2015.03>.
- DURACK P. J. and WIJFFELS S. E., 2010 – *Fifty-Year Trends in Global Ocean Salinities and their Relationship to Broad-Scale Warming*. J. Clim., 23, 4342–4362.
- DURACK P. J., WIJFFELS S. E. and MATEARR. J., 2012 – *Ocean Salinities Reveal Strong Global Water Cycle Intensification during 1950 to 2000*. Science, 336, 455–458.
- DURACK P. J., GLECKLER P. J., LANDERER F. W. and TAYLOR. K. E., 2014 – *Quantifying Underestimates of Long-Term Upper-Ocean Warming*. Nature Climate Change; DOI: 10.1038/nclimate2389.
- DURACK P. J., GLECKLER P. J., PURKEY S. G., JOHNSON G. C., LYMAN J. M. and BOYER T. P., 2018 – *Ocean Warming: from the Surface to the Deep in Observations and Models*. Oceanography 31 (2), pp 41–51. doi: <https://doi.org/10.5670/oceanog.2018.227>.
- EMANUEL K., 2018 – *100 Years of Progress in Tropical Cyclone Research*. Meteorological Monographs, 59, 15.11-15.68, doi:10.1175/amsmonographs-d-18-0016.1.
- EMANUEL K., 2017 – *Will Global Warming Make Hurricane Forecasting More Difficult?* Bull. Amer. Meteor. Soc., 98, 495-501.
- FORE A. G., YUEH S. H., TANG W., STILES B. W. and HAYASHI A. K.; 2016 – *Combined Active/Passive Retrievals of Ocean Vector Wind and Sea Surface Salinity with Smap*. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 54 (12), 7396-7404. <https://doi.org/10.1109/TGRS.2016.2601486>.
- FOURNIER S., LEE T. and GIERACH M. M., 2016 – *Seasonal and Interannual Variations of Sea Surface Salinity Associated with the Mississippi River Plume Observed by Smos and Aquarius*. Remote Sensing of Environment, 180, 431-439. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2016.02.050>.
- FRAJKA-WILLIAMS et al., 2019 – *Atlantic Meridional Overturning Circulation: Observed Transport and Variability*. *Frontiers in Marine Sciences*. Frontiers of Marine Sciences, in press.
- GIEC/IPCC 5<sup>th</sup> Assessment Report (AR5), 2013 – *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., QIN D., PLATTNER G.-K., TIGNOR M., ALLEN S.K., BOSCHUNG J., NAUELS A., XIA Y., BEX V. and MIDGLEY P.M. (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 1535 pp, doi:10.1017/CBO9781107415324.
- GIEC/IPCC, 4<sup>th</sup> Assessment Report (AR4), 2007 – *Climate Change 2007: The Physical Science Basis*. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [SOLOMON S., QIN D., MANNING M., CHEN Z., MARQUIS M., AVERYT K.B., TIGNOR M. and MILLER H.L. (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 996 pp.
- GLECKLER P. J., DURACK P. J., STOUFFER R. J., JOHNSON G. C. and FOREST C. E., 2016 – *Industrial-Era Global Ocean Heat Uptake Doubles in Recent Decades*. Nature Climate Change, 6 (4), 394-398. <https://doi.org/10.1038/nclimate2915>



- GLEICK P. H., 1996 – *Water Resources*. In: Encyclopedia of Climate and Weather. Ed. by S. H. Schneider, Oxford University Press, New York, vol. 2, pp.817-823.
- GRAY A. R. and RISER S. C., 2014 – *A Global Analysis of Sverdrup Balance Using Absolute Geostrophic Velocities from Argo*. Journal of Physical Oceanography, 44(4), 1213–1229. <https://doi.org/10.1175/JPO-D-12-0206.1>.
- GUINEHUT S., DHOMPS A.-L., LARNICOL G. and LE TRAON P.-Y., 2012 – *High Resolution 3D Temperature and Salinity Fields Derived from in situ and Satellite Observations*. Ocean Sci. 8, 845–857. <http://dx.doi.org/10.5194/os-8-845-2012>.
- HANSEN J., SATO M., KHARECHA P. and VON SCHUCKMANN K., 2011 – *Earth's Energy Imbalance and Implications*. Atmos. Chem. Phys. 11, 13421–13449.
- HELD I.M. and SODEN B.J., 2000 – *Water Vapor Feedback and Global Warming*. Annu. Rev. Energy Environ. 25, 441–475.
- HUNTINGTON T.G., 2006 – *Evidence for Intensification of the Global Water Cycle: Review and Synthesis*. Journal of Hydrology, 319, 83-95. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2005.07.003>.
- ISHII M. and KIMOTO M., 2009 – *Reevaluation of Historical Ocean Heat Content Variations with Time-Varying Xbt and Mbt Depth Bias Corrections*. Journal of Oceanography, 65 (3), 287–299. <https://doi.org/10.1007/s10872-009-0027-7>.
- JACKSON R., STRANEO F. and SUTHERLAND D., 2014 – *Externally Forced Fluctuations in Ocean Temperature at Greenland Glaciers in Non-Summer Months*. Nature Geoscience, 7, 503-508.
- KEELING R. F., KORTZINGER A. and GRUBER N., 2010 – *Ocean Deoxygenation in a Warming World*. Annu. Rev. Mar. Sci., 2, 199–229.
- LAGERLOEF G., COLOMB F. R., LE VINE D., WENTZ F., YUEH S., RUF C., LILLY J., GUNN J., CHAO Y., DECHARON A., FELDMAN G. and SWIFT C., 2008 – *The Aquarius/SAC-D Mission: Designed to Meet the Salinity Remote-Sensing Challenge*. Oceanography, 21 (1), 68-81. <https://doi.org/10.5670/oceanog.2008.68>.
- LE QUÉREÉ *et al.*, 2018 – *Global Carbon Budget 2018*. Earth Syst. Sci. Data, 10, 2141-2194, doi:10.5194/essd-10-2141-2018.
- LE TRAON P. Y., NADAL F. and DUCET N., 1998 – *An Improved Mapping Method of Multisatellite Altimeter Data*. Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, 15 (2), 522-534. [https://doi.org/10.1175/1520-0426\(1998\)015<0522:AIMMOM>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0426(1998)015<0522:AIMMOM>2.0.CO;2).
- LAGO V., WIJFFELS S. E., DURACK P. J., CHURCH J. A., BINDOFF N. L. and MARSLAND S. J., 2016 – *Simulating the Role of Surface Forcing on Observed Multidecadal Upper-Ocean Salinity Changes*. Journal of Climate, 29 (15), 5575-5588. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-15-0519.1>
- LEVITUS S., 1986 – *Annual Cycle of Salinity and Salt Storage in the World Ocean*. Journal of Physical Oceanography, 16 (2), 322-343. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1986\)016<0322:ACOSAS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1986)016<0322:ACOSAS>2.0.CO;2)
- LEVITUS S., 1989 – *Interpentadal Variability of Temperature and Salinity at Intermediate Depths of the North Atlantic Ocean, 1970-74 Versus 1955-1959*. Journal of Geophysical Research, 94 (C5), 6091-6131. <https://doi.org/10.1029/JC094iC05p06091>.
- LEVITUS S., ANTONOV J. I., BOYER T. P. and STEPHENS C., 2000 – *Warming of the World Ocean*. Science, 287 (5461), 2225-2229. <https://doi.org/10.1126/science.287.5461.2225>.
- LEVITUS S., ANTONOV J. I., WANG J., DELWORTH T. L., DIXON K. W. and BROCCOLI A. J., 2001 – *Anthropogenic Warming of the Earth's Climate System*. Science, 292 (5515), 267-270. <https://doi.org/10.1126/science.1058154>.
- LEVITUS S., ANTONOV J. I., BOYER T. P., LOCARNINI R. A., GARCIA H. E. and MISHONOV A. V., 2009 – *Global Ocean Heat Content 1955–2008 in Light of Recently Revealed Instrumentation Problems*. Geophys. Res. Lett., 36, 5.
- LEVITUS S., *et al.*, 2012 – *World Ocean Heat Content and Thermosteric Sea Level Change (0–2000 M), 1955–2010*. Geophys. Res. Lett., 39, L10603, doi:10.1029/2012GL051106.
- LOEB N. G. *et al.*, 2009 – *Towards Optimal Closure of the Earth's Top-Of-Atmosphere Radiation Budget*. J. Clim. 22, 748–766.
- MCCONAGHY D. C., 1980 – *Measuring Sea Surface Temperature from Satellites: a Ground Truth Approach*. Remote Sensing of Environment, 10 (4), 307-310. [https://doi.org/10.1016/0034-4257\(80\)90090-5](https://doi.org/10.1016/0034-4257(80)90090-5).
- MEINEN C. S., SPEICH S., PIOLA A. R., ANSORGE I., CAMPOS E., KERSALÉ M., TERRE T., CHIDICHIMO M. P., LAMONT T., SATO O., PEREZ R., VALLA D., VAN DEN BERG M., LE HÉNAFF M., DONG S. and GARZOLI S., 2018 – *Baroclinic and Barotropic Flows and the Dueling Influence of the Boundaries*. Geophys. Res. Lett., DOI: 10.1029/2018GL077408.
- MYHRE G. *et al.*, 2013 – *Radiative Forcing of the Direct Aerosol Effect from AeroCom Phase II Simulations*. Atmos. Chem.



Phys.13, 1853–1877.

- NEREM R. S., CHAMBERS D. P., CHOE C. and MITCHUM G. T. – *Estimating Mean Sea Level Change Topex*.
- PALMER M. D., HAINES K., TETT S. F. B. and ANSELL T. J., 2007 – *Isolating the Signal of Ocean Global Warming*. *Geophys. Res. Lett.*, 34, 6.
- PALMER M. D., MCNEALL D. J. and DUNSTONE N. J., 2011 – *Importance of the Deep Ocean for Estimating Decadal Changes in Earth’s Radiation Balance*. *Geophysical Research Letters*, 38(13). <https://doi.org/10.1029/2011GL047835>.
- PALMER M. D. and MCNEALL D. J., 2014 – *Internal Variability of Earth’s Energy Budget Simulated by Cmp5 Climate Models*. *Environmental Research Letters*, 9(3), 34016. Retrieved from <http://stacks.iop.org/1748-9326/9/i=3/a=034016>.
- PALMER M.D., ROBERTS C.D., BALMASEDA M. et al., 2017 – *Ocean Heat Content Variability and Change in an Ensemble of Ocean Reanalyses*. *Clim Dyn*, 49: 909. <https://doi.org/10.1007/s00382-015-2801-0>.
- PALMER M.D., DURACK P. J., CHIDICHIMO M.P., CHURCH J., CRAVATTE S., HILL K., JOHANNESSEN J., KARSTENSEN J., LEE T., LEGLER D., MAZLOFF M., OKA E., PURKEY S., RABE B., SALLÉE J.-B., SLOYAN B., SPEICH S., VON SCHUCKMANN K., WILLIS J. and WIJFFELS S., 2019 – *Adequacy of the Ocean Observation System for Quantifying Regional Heat and Freshwater Storage and Change*. *Frontiers in Marine Sciences*.
- PAWLOWICZ R., FEISTEL R., MCDUGALL T. J., RIDOUT P., SEITZ S. and WOLF H., 2016 – *Metrological Challenges for Measurements of Key Climatological Observables. Part 2: Oceanic Salinity*. *Metrologia*, 53 (1), R12-R25. <https://doi.org/10.1088/0026-1394/53/1/R12>.
- PURKEY S. G. and JOHNSON G. C., 2010 – *Warming of Global Abyssal and Deep Southern Ocean Waters between the 1990S and 2000S: Contributions to Global Heat and Sea Level Rise Budgets*. *J. Clim.*, 23, 6336–6351.
- PURKEY S.G. and JOHNSON G.C., 2012 – *Global Contraction of Antarctic Bottom Water between the 1980s and 2000s*. *J. Climate*, 25, 5830–5844, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-11-00612.1>.
- RESPLANDY L., KEELING R.F., EDDEBBAR Y., BROOKS M.K., WANG R., BOPP L., LONG M.C., DUNNE J.P., KOEVE W. and OSCHLIES A., 2018 – *Quantification of Ocean Heat Uptake from Changes in Atmospheric O<sub>2</sub> and CO<sub>2</sub> Composition*. *Nature* 563, 105–108. [doi.org/10.1038/s41586-018-](https://doi.org/10.1038/s41586-018-)
- REYNOLDS R. W., SMITH T.M., LIU C., CHELTON D.B., CASEY K. and SCHLAX M.G., 2007 – *Daily High-Resolution-Blended Analyses for Sea Surface Temperature*. *J. Clim.*, 20, 5473–5496.
- 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., QIN D., PLATTNER G.-K., TIGNOR M., ALLEN S.K., BOSCHUNG J., NAUELS A., XIA Y., BEX V. and MIDGLEY P.M. (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- RIGNOT E., MOUGINOT J., MORLIGHEM M., SEROUSSI H. and SCHEUCHL B., 2014 – *Widespread, Rapid Grounding Line Retreat of Pine Island, Thwaites, Smith, and Kohler Glaciers, West Antarctica, from 1992 To 2011*. *Geophys. Res. Lett.*, 41, 3502–3509, [doi:10.1002/2014GL060140](https://doi.org/10.1002/2014GL060140).
- RISER S. C., FREELAND H. J., ROEMMICH D., WIJFFELS S., TROISI A., BELBÉOCH M. and JAYNE S. R., 2016 – *Fifteen Years of Ocean Observations with the Global Argo Array*. *Nature Climate Change*, 6(2), 145–153. <https://doi.org/10.1038/nclimate2872>.
- ROEMMICH D., GOULD J. W. and GILSON J., 2012 – *135 Years of Global Ocean Warming between the Challenger Expedition and the Argo Programme*. *Nature Climate Change*, 2, 425. Retrieved from <http://doi.org/10.1038/nclimate1461>.
- ROEMMICH D., CHURCH J., GILSON J., MONSELESAN D., SUTTON P. and WIJFFELS S., 2015 – *Unabated Planetary Warming and its Ocean Structure since 2006*. *Nat. Clim. Change*, 5(3), 240–245, [doi:10.1038/nclimate2513](https://doi.org/10.1038/nclimate2513).
- ROSE B.E.J. and RAYBORN L., 2016 – *The Effects of Ocean Heat Uptake on Transient Climate Sensitivity*. *Curr Clim Change Rep.*, 2: 190. <https://doi.org/10.1007/s40641-016-0048-4>.
- ROSE B. E., ARMOUR K. C., BATTISTI D. S., FELDL N. and KOLL D. D., 2014 – *The Dependence of Transient Climate Sensitivity and Radiative Feedbacks on the Spatial Pattern of Ocean Heat Uptake*. *Geophysical Research Letters*, 41 (3), 1071–1078.
- SCHMIDTKO S., HEYWOOD K. J., THOMPSON A. F. and AOKI S., 2017 – *Multidecadal Warming of Antarctic Waters*. *Science* 5, December 2014: 1227-1231. [DOI:10.1126/science.1256117].



- SILVANO A., RINTOUL S. R., PEÑA-MOLINO B., HOBBS W. R., VAN WIJK E., AOKI S., TAMURA T. and WILLIAMS G. D., 2018 – *Freshening by Glacial Meltwater Enhances Melting of Ice Shelves and Reduces Formation of Antarctic Bottom Water*. Science Advances, 4, 4, eaap9467, DOI: 10.1126/sciadv.aap9467.
- SLANGEN A. B. A., CHURCH J. A., ZHANG X. and MONSELESAN D., 2014 – *Detection and Attribution of Global Mean Thermosteric Sea Level Change*. Geophys. Res. Lett., 41, 5951–5959, doi:https://doi.org/10.1002/2014GL061356.
- SLOYAN *et al.*, 2019 – *The Global Ocean Ship-Based Hydrographic Investigations Program (Go-Ship): a Platform for Integrated Multidisciplinary Ocean Science*. Frontiers in Marine Sciences, in press.
- SMITH N.V., SAATCHI S.S. and RANDERSON J.T., 2004 – *Trends in High Northern Latitude Soil Freeze and Thaw Cycles from 1988 to 2002*. J. Geophys. Res. 109, D12101. doi:10.1029/2003D004472.
- SMITH T. M., ARKIN P. A., REN L. and SHEN S. S. P., 2012 – *Improved Reconstruction of Global Precipitation since 1900*. J. Atmos. Ocean. Technol., 29, 1505–1517.
- STAMMER D., CAZENAVE A., PONTE R. M. and TAMISIEA M. E., 2013 – *Causes for Contemporary Regional Sea Level Changes*. Annual Review of Marine Science 5. S. 21-46.doi: 10.1146/annurev-marine-121211-172406.
- SYED T.H., FAMIGLIETTI J.S., *et al.*, in press – *Satellite-Based Global-Ocean Mass Balance Estimates of Interannual Variability and Emerging Trends in Continental Freshwater Discharge*. Proceedings of the National Academy of Sciences. doi: 10.1073/pnas.1003292107.
- TRENBERTH K. E. and STEPANIAK D. P., 2003 – *Co-Variability of Components of Poleward Atmospheric Energy Transports on Seasonal and Interannual Timescales*. J. Clim. 16, 3691–3705 (2003a).
- TRENBERTH K. E. and STEPANIAK D. P., 2003 – *Seamless Poleward Atmospheric Energy Transport and Implications for the Hadley Circulation*. J. Clim. 16, 3706–3722 (2003b).
- TRENBERTH K. E., STEPANIAK D. P., 2004 – *The Flow of Energy Through the Earth's Climate System*. Quart. J. Roy. Meteor. Soc. 130, 2677–2701.
- TRENBERTH K. E., STEPANIAK D. P. and CARON J. M., 2002 – *Accuracy of Atmospheric Energy Budgets from Analyses*. J. Clim. 15, 3343–3360.
- TRENBERTH K. E., FASULLO J. T. and BALMASEDA M. A., 2014 – *Earth's Energy Imbalance*. J. Clim. 27, 3129–3144.
- TRENBERTH K. E., CHENG L., FASULLO J. T. and ZHANG Y., 2018 – *Hurricane Harvey links to Ocean Heat Content and Climate Change Adaptation*. Earth's Future, EFT2427, https://doi.org/10.1029/2018EF000825.
- VON SCHUCKMANN K. *et al.*, 2014 – *Monitoring Ocean Heat Content From The Current Generation Of Global Ocean Observing Systems*. Ocean Sci. 10, 547–557.
- VON SCHUCKMANN K., PALMER M. D., TRENBERTH K. E., CAZENAVE A., CHAMBERS D., CHAMPOLLION N. and WILD M., 2016 – *An Imperative to Monitor Earth's Energy Imbalance*. Nature Climate Change, 6(2), 138–144. https://doi.org/10.1038/nclimate2876.
- WCRP Global Sea Level Budget Group, 2018 – *Global Sea-Level Budget 1993–Present*. Earth Syst. Sci. Data, 10, 1551-1590, https://doi.org/10.5194/essd-10-1551-2018.
- WILLIAMS P. D., GUILYARDI E., SUTTON R., GREGORY J. and MADEC G., 2007 – *A New Feedback on Climate Change from the Hydrological Cycle*. Geophysical Research Letters, 34 (8), 5pp. https://doi.org/10.1029/2007GL029275.
- WILLIS J. K., CHAMBERS D. P. and NEREM R. S., 2008 – *Assessing the Globally Averaged Sea Level Budget on Seasonal to Interannual Timescales*. Journal of Geophysical Research: Oceans, 113(6). https://doi.org/10.1029/2007JC004517
- XIE P., BOYER T., BAYLER E., XUE Y., BYRNE D., REAGAN J., LOCARNINI R., SUN F., JOYCE R. and KUMAR A., 2014 – *An in situ-satellite Blended Analysis of Global Sea Surface Salinity*. J. Geophys. Res.-Oceans, 119 (9), 6140-6160, doi: 10.1002/2014JC010046.
- YAO W., SHI J. and ZHAO X., 2017 – *Freshening of Antarctic Intermediate Water in The South Atlantic Ocean in 2005–2014*. Ocean Sci., 13, 521-530, https://doi.org/10.5194/os-13-521-2017.