

Prix Prud'homme 1999

Quand le sel de l'océan pimente le climat

Éric Guilyardi⁽¹⁾

Center for Global Atmospheric Modelling

Université de Reading

Reading RG6 6BB

ROYAUME-UNI

Courrier électronique : ericg@met.reading.ac.uk

Résumé

Par son impact sur la densité de l'eau de mer, la salinité modifie le fonctionnement dynamique et thermodynamique de l'océan. Si ces effets sont connus depuis longtemps, leur impact sur le climat suscite un regain d'intérêt. En particulier, l'impact de la salinité sur les échanges de chaleur dans l'océan modifie la capacité des océans à stocker de la chaleur, d'une part, et les modalités d'accès à la chaleur stockée en profondeur, d'autre part. Les modèles couplés océan-atmosphère ont atteint une maturité suffisante pour aborder l'étude du rôle de la salinité dans l'équilibre et la variabilité du climat. Des tests de sensibilité réalisés avec de tels modèles de climat montrent un impact de la salinité du fond des océans jusqu'au sommet de l'atmosphère (El Niño, changement planétaire...). Ces résultats soulignent la nécessité de modéliser de façon cohérente l'ensemble du cycle hydrologique et rappellent le besoin accru de données de qualité pour la validation.

Abstract

When ocean salt spices up climate

Because of its impact on sea-water density, salinity modifies both the dynamics and thermodynamics of the ocean. While these effects have been known for several decades, their climatic impact is giving rise to a renewed interest. In particular, the salinity has an impact on heat exchanges within the ocean; it modifies both the ability of the ocean to store heat and the access paths to the heat stored at depth. Today's ocean-atmosphere coupled models are mature enough to study the role of salinity in climate variability and equilibrium. Sensitivity tests done with such models show salinity has impacts from the bottom of the ocean to the top of the atmosphere (El Niño, global change...). These results highlight the need for a more coherent modelling of the global water cycle and for an increase in the quality observations required to validate it.

L'océan contient 97 % des réserves d'eau de la planète. Cela explique son énorme capacité thermique. De plus, son opacité lui permet de stocker cette chaleur en profondeur, éloignée d'un contact direct avec l'atmosphère. L'océan est donc la mémoire thermique du système climatique. Il est garant de la stabilité du climat, mais est aussi un élément de sa variabilité à de multiples échelles de temps et d'espace. Les processus contrôlant l'accès à cette mémoire lente jouent un rôle clé dans le fonctionnement de la machine climatique. Cet article illustre certains d'entre eux qui font intervenir la salinité.

(1) La thèse récompensée par le prix Prud'homme et dont provient cet article a été effectuée au Centre européen de recherche et de formation avancée en calcul scientifique (Cerfacs) en collaboration avec le Laboratoire d'océanographie dynamique et de climatologie (Lodyc).

Le sel dans l'océan

La salinité se définit comme la concentration de sel dans l'eau de mer. Elle se mesure en PSU (Practical Salinity Unit), unité reposant sur la conductivité de l'eau de mer, équivalente au pour mille (‰) ou encore au g/kg. La valeur moyenne de la salinité de l'océan mondial est de 35,5 PSU, variant de moins de 15 PSU à la sortie des fleuves à plus de 40 dans la mer Morte. La distribution de la salinité dans l'océan a peu de points communs avec celle de la température (figure 1) car les sources respectives en surface sont différentes. L'océan est chauffé en surface dans les tropiques et perd de la chaleur aux plus hautes latitudes. Ses eaux froides sont très denses et tapissent le fond des océans, consignant en surface la sphère chaude tropicale (figure 1a). La salinité est modifiée en surface par le phénomène de dilution-concentration lié au flux d'eau douce qui résulte du bilan entre les précipitations et l'évaporation. S'il pleut plus qu'il n'est évaporé, par exemple dans les zones de convection équatoriale ou aux moyennes latitudes, la salinité diminue en surface (figure 1b). Dans les zones subtropicales, l'évaporation l'emporte et la salinité augmente. Ces modifications en surface sont ensuite entraînées en profondeur par la circulation océanique.



De la même façon que la température et l'humidité permettent de définir des masses d'air dans l'atmosphère, la température et la salinité de l'eau de mer permettent de définir des **masses d'eau**. Une section nord-sud à travers l'Atlantique permet de distinguer plusieurs masses d'eau (figure 2). Par exemple, l'**Eau nord-atlantique profonde** (ou NADW pour North Atlantic Deep Water) est relativement chaude et salée comparée aux autres masses d'eau de ce bassin : **Eau antarctique intermédiaire** (ou AAIW pour Antarctic Intermediate Water) et **Eau antarctique de fond** (ou AABW pour Antarctic Bottom Water). Elle est formée en surface dans le nord du bassin, s'écoule vers le sud et se mélange lentement aux autres masses d'eau, perdant ainsi ses caractéristiques en température et salinité. Si l'on réalise une station hydrologique (sondage vertical) en un point de cette section (par exemple ici à 9° S), les profils de température et de salinité obtenus peuvent être reportés dans un diagramme T,S, outil classique d'étude des masses d'eau (figure 3). Le profil se rapproche des caractéristiques moyennes des différentes masses d'eau présentes dans le bassin.

Rejets de l'usine de dessalement d'eau de mer d'Al-Doha, région de Jahra, Koweït. Après traitement, l'eau impropre à la consommation est rejetée en mer où, dessinant l'image d'un monstre tentaculaire, elle se mêle à celle du golfe Persique. (© Yann Arthus-Bertrand, Earth from above; voir Vient de paraître p. 73).

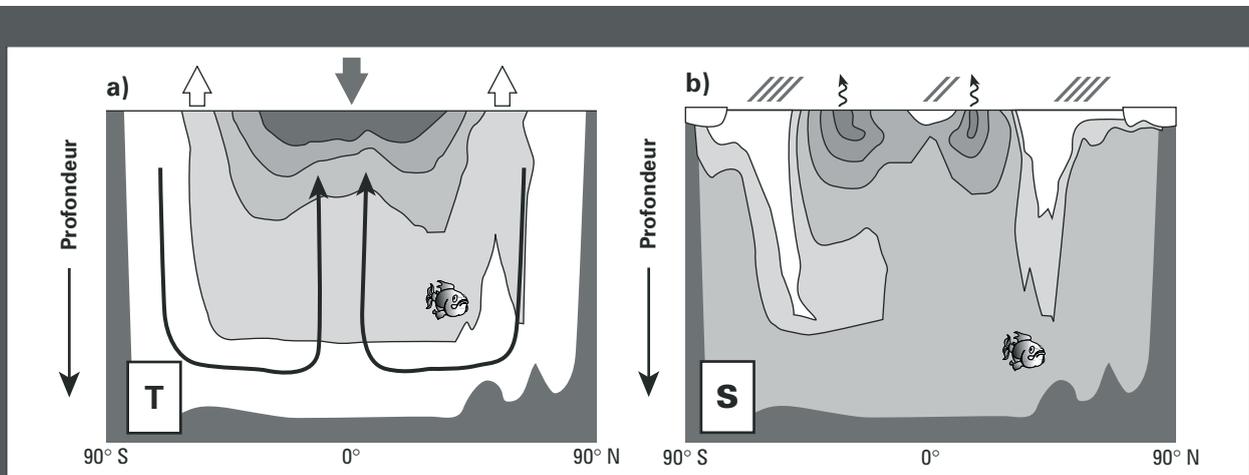


Figure 1 - Cartographie schématique de la température et de la salinité dans l'océan mondial, d'après l'atlas de Levitus (1994). Les valeurs les plus élevées sont en gris foncé. (a) : distribution zonale moyenne de la température et échanges de chaleur à la surface de l'océan ; (b) : distribution zonale moyenne de la salinité et bilan entre les précipitations et l'évaporation à la surface.

D'où vient le sel de l'océan ?

D'après la mythologie nordique, le sel des océans serait issu d'un moulin à sel, situé aux fond des mers. Les Anciens, eux, pensaient que le sel des océans venait du naufrage d'un navire marchand transportant de vastes quantités d'amphores de sel gemme. Si la masse de sel fournie chaque année à l'océan dépasse largement les capacités d'un navire (3,6 gigatonnes), le sel de l'océan vient effectivement de vastes quantités de continents. En effet, et paradoxalement, le ruissellement continental, qui diminue la salinité aux embouchures des fleuves, représente le principal apport de sel à l'océan. La quantité totale de sel de l'océan semble être constante depuis des millions d'années, suggérant que les puits de sel (sédimentation, éjection vers l'atmosphère, etc.) sont en équilibre avec les sources (ruissellement continental, mais aussi volcanisme sous-marin). L'excès de chlore, un des constituants du sel de mer (NaCl), dans l'eau de mer par rapport à son apport par les fleuves serait dû au volcanisme du début de l'histoire de la Terre. Les éruptions volcaniques auraient émis de grandes quantités d'HCl, un gaz rapidement dissous sous forme d'acide hydrochlorique faible. Le sodium, second composant du sel de mer, fait quant à lui partie d'un cycle à l'échelle planétaire. À la différence d'autres composants apportés par les fleuves, le temps de résidence du sodium dans l'eau de mer (70 millions d'années) est suffisamment long pour permettre la stabilité de la quantité totale de sel, alors que, par exemple, le calcium, principal élément transporté par les fleuves vers l'océan, est rapidement utilisé pour le développement des micro-organismes marins.

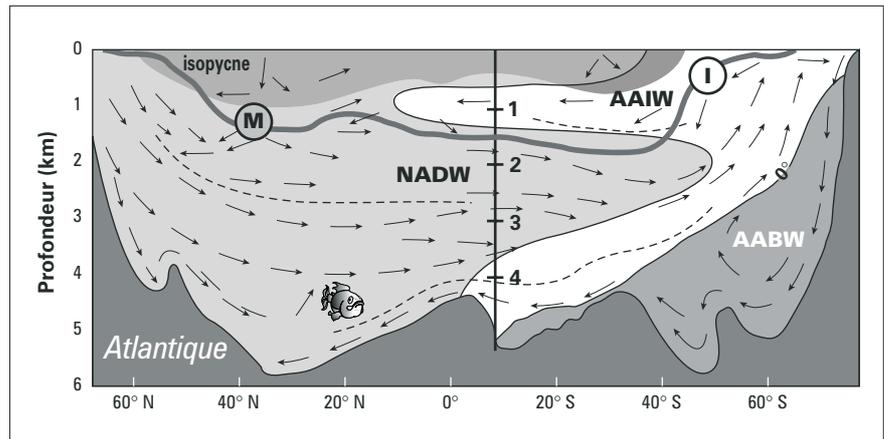


Figure 2 - Les masses d'eau de l'océan Atlantique, suivant une section nord-sud, et leur mouvement moyen. NADW, Eau nord-atlantique profonde ; AAIW, Eau antarctique intermédiaire ; AABW, Eau antarctique de fond ; M, Eau méditerranéenne ; I, Eau intermédiaire. Le trait épais est une surface d'égale densité (isopycne). Le trait vertical correspond à la coupe représentée dans la figure 3.

La densité de l'eau de mer (isolignes de la figure 3) est une fonction non linéaire de la température, de la salinité et de la pression. Elle s'exprime en anomalie par rapport à la densité de l'eau douce :

$s = r - 1000 \text{ (kg/m}^3\text{)}$, où $r(T,S,p)$ est la densité classique.

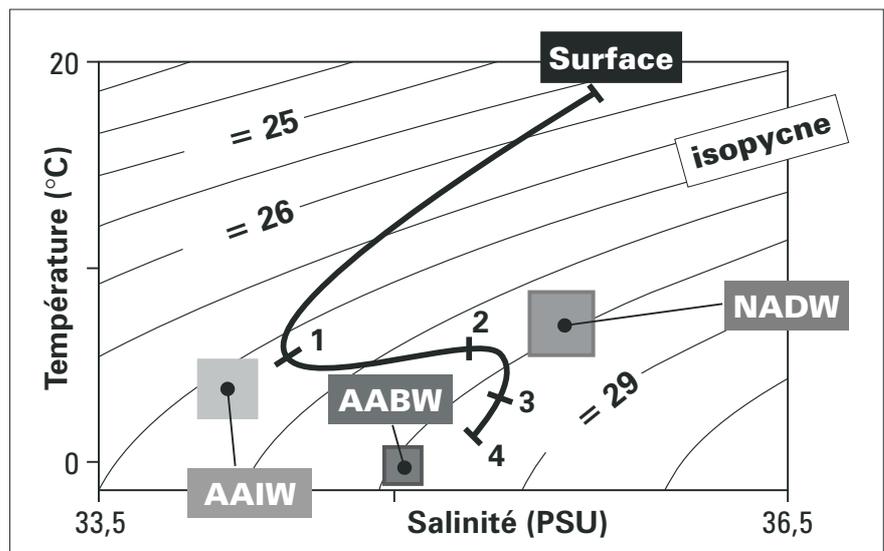
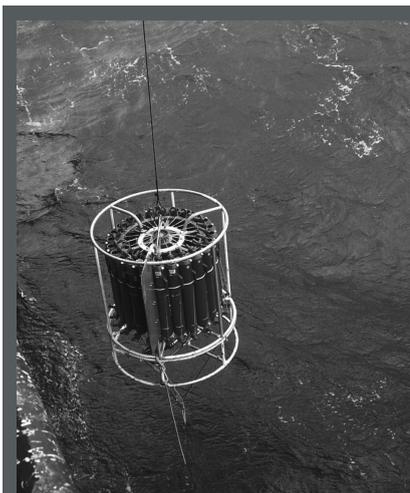


Figure 3 - Profil vertical de la figure 2 (à 9° S dans l'Atlantique) représenté dans un diagramme T,S (température, salinité). Les isolignes correspondent à la densité potentielle. Les carrés gris indiquent les valeurs moyennes de température et de salinité de trois masses d'eau.

La densité s (il s'agit en fait ici d'une densité de référence s_0 calculée en surface à une pression de 1 bar) est en général comprise entre 22 et 28. Les courbes (et surfaces) d'égale densité sont appelées **isopycnes**. Les isopycnes sont des surfaces d'écoulement et de mélange privilégiées dans l'océan. Elles sont l'équivalent des surfaces isentropes dans l'atmosphère. Si l'on trace maintenant une surface isopycnale dans la section de l'Atlantique (trait épais sur la figure 2), son report dans le diagramme T,S est immédiat, car elle suit, par définition, une courbe de densité constante (figure 4). On voit ainsi que l'on peut avoir à une même densité (donc en contact potentiellement rapide) des eaux chaudes et salées (Eau méditerranéenne par exemple ici) avec des eaux froides et peu salées (Eau antarctique intermédiaire). Un océanographe américain, Walter Munk, a proposé d'appeler ces eaux chaudes et salées sur une isopycne *spicy waters*, de *hot and salty waters*, expression traduite librement par l'auteur en **eaux épicées**. Une propriété fondamentale du sel est donc de pouvoir modifier la température de l'eau de mer, en adaptant son **degré d'épice** (*spicyness*, en anglais), sans changer sa densité.



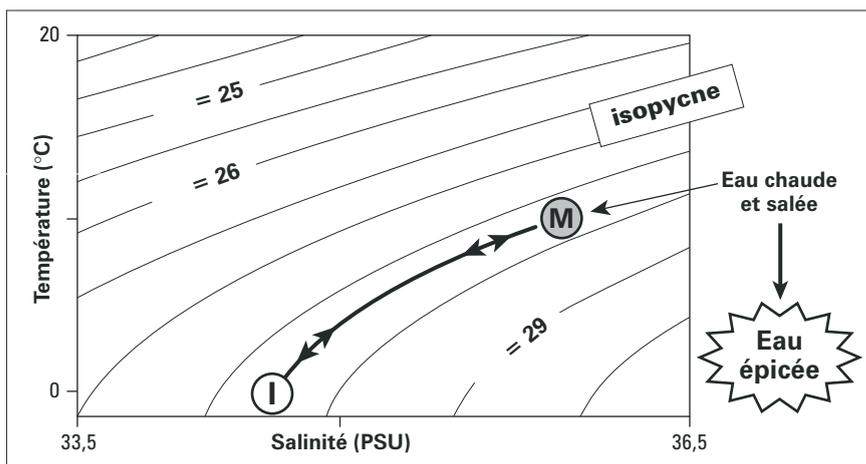
Mise à l'eau d'une sonde CTD. (Coll. N. Metzel)

Comment mesurer la salinité ?

La salinité se mesure classiquement par la conductivité de l'eau de mer. Celle-ci dépend de la température et de la quantité de particules chargées, dont les composants du sel : Na⁺ et Cl⁻. Les salinomètres de laboratoire permettent de mesurer la salinité d'échantillons d'eau de mer à une précision de 0,001 PSU. La conductivité mesurée est étalonnée par une eau de mer standard (Iapso Standard Sea Water) de salinité connue à 35 PSU. Ces appareils précis demandent néanmoins une température stable pour conserver leur étalonnage. Cette limitation, associée à un appareillage encore volumineux, explique que les données de salinité de bonne qualité sont moins nombreuses que les données de température. Le programme mondial Woce (World Ocean Circulation Experiment, 1985-1997) a permis de mesurer les paramètres d'un certain nombre de sections de l'océan avec une précision fortement accrue pour la salinité. L'utilisation d'appareils automatiques sur les sondes océanographiques CTD (Conductivity, Temperature, Density) nécessite encore un étalonnage à partir d'échantillons d'eau prélevés in situ. Par exemple, la recherche du centre de la gyre de la mer du Groenland lors des campagnes Esop2 (Watson et al., 1999) a été compliquée par la dérive du capteur de conductivité, associée aux très faibles variations de salinité de ce bassin.

D'autres techniques de mesure de la salinité sont en cours de développement. Outre l'amélioration de la technologie existante (capteurs plus stables pour le programme mondial de flotteurs-profileurs dérivants Argo, par exemple), le développement de la mesure par satellite de la salinité de surface est envisagé dans les années qui viennent (programme Smos). Enfin, par des méthodes inverses, on tente de recalculer la structure de la salinité à partir de la température mesurée par les réseaux d'observation et de la hauteur de la mer mesurée par le satellite *Topex-Poseidon*. Comme la salinité intègre le flux d'eau douce, ces programmes devraient en outre augmenter la quantité et la qualité des estimations de précipitations et d'évaporation au-dessus des océans.

Figure 4 - Surface isopycne de la figure 2 représentée dans un diagramme T,S. De l'eau épicée (M), chaude et salée, et de l'eau froide et peu salée (I) se trouvent sur une même surface isopycne, donc en contact potentiellement rapide.

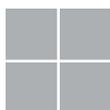


Impacts thermiques du sel

La régulation de l'énergie par l'océan fait intervenir, d'une part, les mécanismes qui gouvernent les échanges entre atmosphère et océan puis entre couche de mélange océanique (voir encadré) et océan intérieur et, d'autre part, les mécanismes qui gouvernent la transformation des flux échangés, à la fois au sein de la couche de mélange et dans l'océan intérieur. La description de cette régulation peut se faire en termes de masses d'eau. Formées dans la couche de mélange par échanges air-mer, les masses d'eau sont injectées dans l'océan intérieur, se répandent de façon adiabatique et, finalement, sont consommées par la turbulence et le mélange ou bien réinjectées dans la couche de mélange.

La salinité intervient à chacune des étapes de ce cycle : formation, advection et consommation. Lors de la formation, la salinité modifie la densité de l'eau de surface, donc sa flottabilité et la profondeur d'injection des masses d'eau. Lors de l'advection, par son impact sur la densité, la salinité modifie les gradients de pression et donc la dynamique océanique. La circulation thermohaline est générée par les différences de densité des masses d'eau et transporte celles-ci à très grande échelle. Quant à la consommation, la salinité a un impact sur la turbulence océanique : d'abord sur la turbulence verticale car l'impact du sel sur la densité modifie la stabilité verticale de la colonne d'eau ; ensuite, la salinité permet l'existence de gradients isopycnaux de température (degré d'épice différent) et donc une diffusion isopycnale de chaleur⁽¹⁾.

(1) D'autres effets plus subtils et plus localisés sont liés à la salinité : double diffusion (la diffusion moléculaire du sel est différente de celle de la chaleur) et contraction sous mélange (due à la non-linéarité de l'équation d'état).

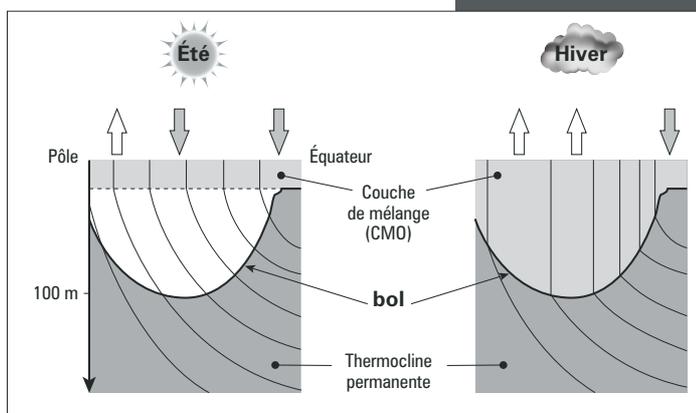


La propriété fondamentale de la salinité est en fait de permettre l'existence de réservoirs d'eau chaude, car salée, en profondeur.

L'impact de la salinité sur l'état moyen et la variabilité de l'océan et du climat dépend de la latitude. Aux hautes latitudes, l'impact, fort, est étudié depuis longtemps. Les premiers travaux avançant un rôle clé du sel sur le climat ont porté sur la stabilité de la circulation thermohaline dans l'Atlantique Nord (Stommel, 1958 ; Broecker et al., 1985 ; Rahmstorf, 1995). La salinité élevée de l'Atlantique Nord favorise la formation d'eaux profondes et denses qui participent à la circulation thermohaline. Les observations paléoclimatiques ont montré une variabilité importante de cette circulation et plusieurs mécanismes ont été proposés pour l'expliquer. Que ce soit l'apport d'eau douce due à la fonte des calottes polaires (Broecker et al., 1990), l'advection en surface d'eau salée (*Great Salinity Anomaly* observée durant les années 1960-1970) ou l'apport en profondeur d'eaux salées méditerranéennes (Roulet, 2000), ces mécanismes font systématiquement intervenir le bilan en sel dans les régions de formation⁽¹⁾. Certains travaux de modélisation ont simulé des variations de circulation thermohaline (Bryan, 1986 ; Manabe et Stouffer, 1988 ; Mikolajewicz et Maier-Reimer, 1994) et d'autres ont proposé des mécanismes de rétroaction (le *salt oscillator* de Broecker et al., 1990). Cependant, si ces résultats montrent un impact clair de la salinité, d'autres études ont souligné la forte sensibilité des mécanismes aux simplifications faites dans ces modèles (Rahmstorf, 1996), en particulier celles liées à la modélisation du bilan d'eau douce en surface. Ce bilan reste très mal connu car les observations de précipitations, d'évaporation et de salinité à la surface de l'océan sont encore peu nombreuses.

La diffusion latérale aux moyennes latitudes

Aux latitudes tempérées, la structure de la salinité participe au transport de chaleur des régions tropicales vers les plus hautes latitudes. Les gradients isopycnaux de salinité contribuent de façon significative à une extraction de chaleur depuis l'océan intérieur vers l'océan de surface (Osborn, 1998 ; Guilyardi et al., 2001). Au premier abord, l'existence de ce flux de chaleur est surprenante, car on s'attend à ce que l'océan intérieur soit plus froid que l'océan de surface (figure 1).



La couche de mélange océanique et le bol

La **couche de mélange océanique** (CMO) est la couche dans laquelle sont mélangées les caractéristiques de surface (densité constante selon la verticale). L'intensité du mélange et donc la profondeur de la CMO dépendent, d'une part, de l'intensité des forçages de surface (flux) et, d'autre part, de la stratification de l'océan à cet endroit. Par exemple, aux moyennes latitudes, le fort refroidissement hivernal augmente la densité de l'eau de surface qui plonge, entraînant les eaux sous-jacentes et approfondissant ainsi la CMO. En été, par contre, le flux solaire réchauffe l'eau en surface et forme ainsi un « bouchon » d'eaux légères qui limite la profondeur de la CMO. Le vent, en brassant les eaux de surface, modifie aussi la profondeur de la CMO.

La couche de mélange est l'intermédiaire entre l'atmosphère, composante rapide, et l'**océan intérieur** (encore appelé **thermocline permanente**), composante lente du système climatique. Elle intègre les flux air-mer (flux de chaleur et d'eau douce et tension de vent) au cours de l'année et les transmet à l'océan intérieur en les transformant. La couche de mélange océanique a donc un rôle majeur dans la détermination de l'état moyen et de la variabilité du système couplé océan-atmosphère.

Au cours de l'année, la profondeur de la couche de mélange varie, balayant ainsi la zone diabatique de l'océan. Les masses d'eau de cette région sont, au moins une fois par an, en contact direct avec l'atmosphère par le biais du mélange vertical. Cette zone, délimitée en profondeur par une surface fixe dans le temps, est appelée **bol**. Le bol représente une couche de mélange intégrée sur l'année qui permet de s'affranchir du cycle saisonnier dans l'analyse des échanges entre atmosphère et océan intérieur.

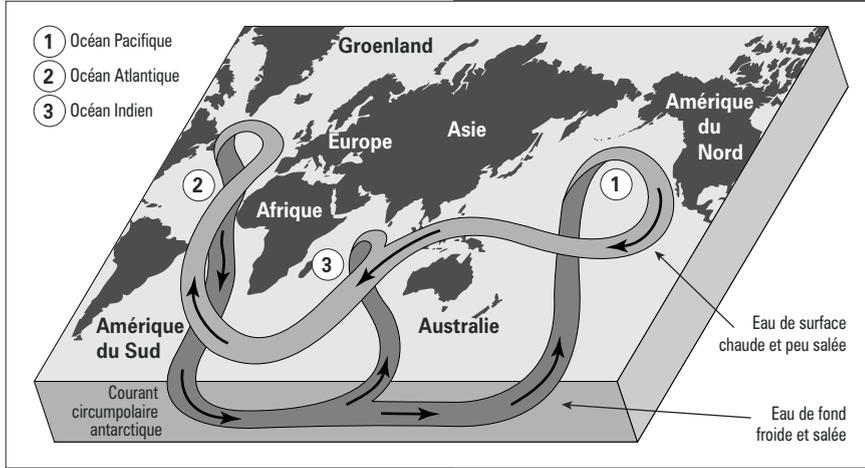
(1) La température de l'eau de mer varie peu dans ces régions : elle est limitée d'un côté par l'air froid des régions polaires et de l'autre par les températures de congélation.

La circulation thermohaline

La **circulation thermohaline** est une circulation océanique à l'échelle planétaire. Encore appelée **tapis roulant** (*conveyor belt*, en anglais), elle est due aux différences de densité de l'eau de mer, qui elles-mêmes dépendent de la température (thermo) et de la salinité (haline). Dans l'océan Atlantique Nord, cette circulation transporte

en surface de l'eau chaude et salée vers le nord : c'est le Gulf Stream puis la dérive nord-atlantique qui réchauffent les côtes de l'Europe et dont le débit atteint l'équivalent de 100 fois celui de l'Amazone. Lorsqu'elle atteint les hautes latitudes, cette eau se refroidit et se sale (par rejet de sel lié à la formation de glace de mer), sa densité augmente et elle plonge vers l'océan profond. Cette eau profondément nouvellement formée est ensuite transportée vers le sud à une vitesse de quelques cm/s et rejoint le courant circumpolaire antarctique (ACC). Toujours en profondeur, cette eau, dont les caractéristiques évoluent par mélange, remonte dans le fond des océans Indien et Pacifique. Par des processus de mélange, dont la localisation

fait encore l'objet d'un débat, elle remonte ensuite vers la surface afin de rejoindre la branche chaude et salée de la circulation thermohaline et, in fine, l'océan Atlantique Nord. Cette circulation a des constantes de temps de l'ordre de mille ans et représente un volant d'inertie pour la machine climatique.

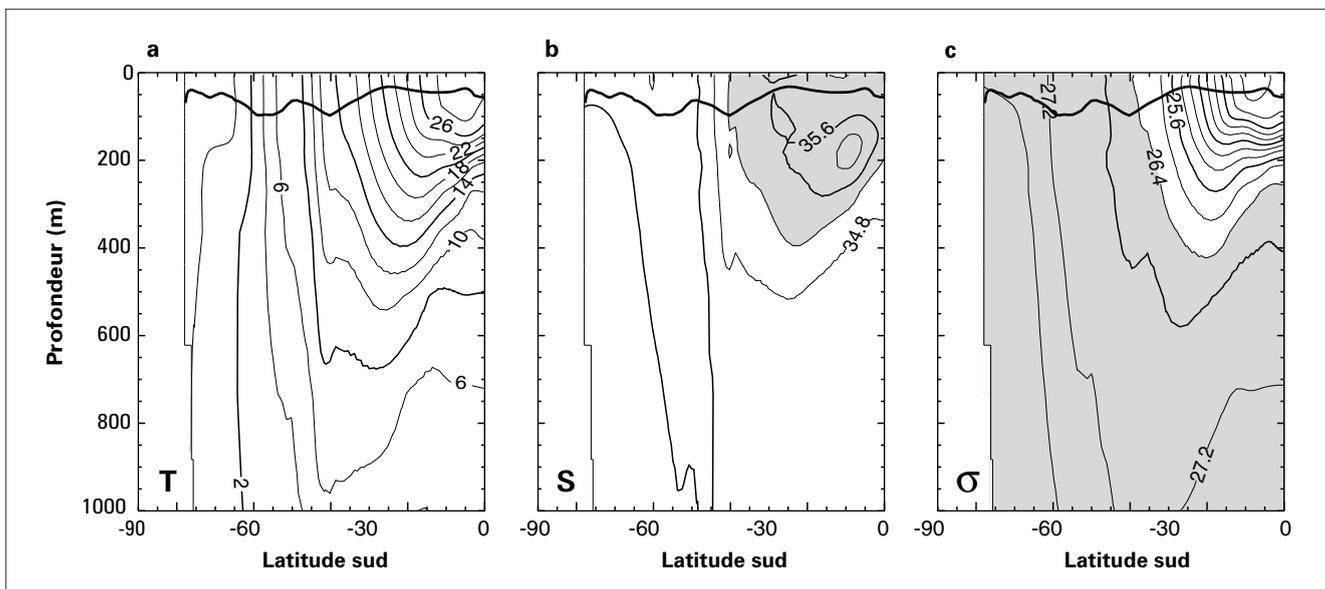


Guilyardi et al. (2001) ont montré comment ce flux de chaleur, dont l'existence est contraire à l'intuition, était extrait par diffusion isopycnale – elle-même due à la salinité – et quels étaient les impacts sur le « climat » d'un modèle couplé océan-atmosphère.

Théorie

La figure 5 montre une section nord-sud typique de l'océan austral. Le front de température entre 40° S et 60° S (figure 5a) correspond au courant circumpolaire antarctique (ACC). La structure en sel (figure 5b) est dominée par un maximum près de la surface à 30° S (zone d'évaporation subtropicale) et un minimum vers 60° S (zone de précipitations dominantes) qui s'étend en profondeur pour former les eaux intermédiaires antarctiques (AAIW). Il est difficile de visualiser l'impact de la diffusion selon les surfaces iso-densité (figure 5c) dans ce type de représentation.

Figure 5 - Section verticale dans l'océan austral à 180° E. (a) : température (°C) ; (b) : salinité ; (c) : densité.



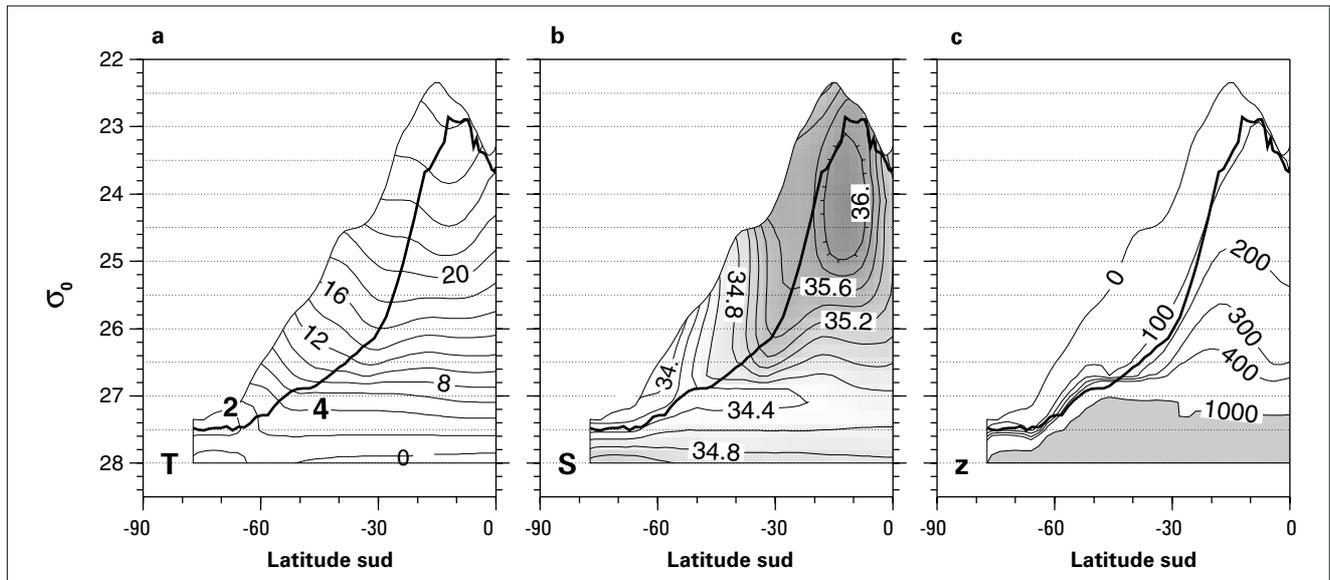
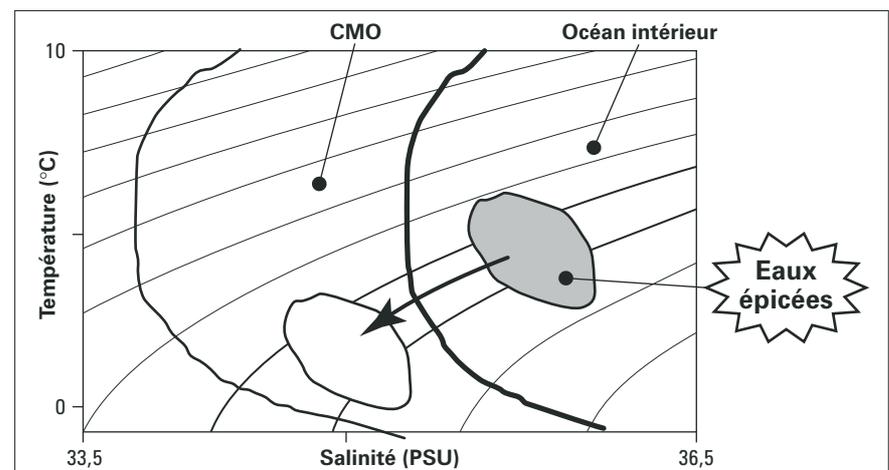


Figure 6 - Section verticale dans l'océan austral à 180° E avec la densité en ordonnée. (a) : température (°C) ; (b) : salinité ; (c) : profondeur (m). La courbe en trait plein correspond à la base du bol.

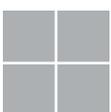
La figure 6 correspond à la même section en prenant la densité en ordonnée au lieu de la profondeur. La surface de l'océan devient la courbe qui ferme les graphes « vers le haut » (c'est l'isoligne zéro de la figure 6c : densité faible dans les tropiques et élevée aux plus hautes latitudes). La courbe en trait plein est la position de la base du « bol » et sépare l'océan de surface de l'océan intérieur. On retrouve les distributions de T et S précédentes avec, cette fois, une visualisation claire de l'effet de la diffusion isopycnale. Par exemple, à $\sigma_0 = 27,3$ la température juste sous le bol (à droite de la courbe du bol) est d'environ 4 °C alors qu'elle n'est que de 2 °C dans le bol (figure 6a). La diffusion va donc transporter de la chaleur de l'océan intérieur vers la surface. Or, une différence de température à densité constante implique une différence de salinité (c'est-à-dire de degré d'épice, voir figure 4). En effet, il existe un gradient de salinité lié, d'une part, à l'apport d'eau salée de la zone subtropicale (advection sous le bol) et, d'autre part, à l'apport en surface d'eau peu salée vers 60° S (figure 6b). Cela signifie que si la salinité était constante (ou nulle), une telle extraction isopycnale de chaleur depuis l'océan intérieur serait impossible. La figure 7 résume ce mécanisme d'extraction dans un diagramme T,S.

Figure 7 - Mécanisme isopycnal d'extraction de la chaleur depuis l'océan intérieur vers l'océan de surface. L'advection d'eau salée depuis les régions subtropicales augmente la salinité sous le bol. Les précipitations en surface diminuent la salinité dans le bol. L'augmentation correspondante du gradient de sel à travers la base du bol entraîne un apport isopycnal de chaleur vers la surface.



Impact climatique

Osborn (1998) a estimé ce flux isopycnal de chaleur orienté vers la surface entre 10 et 15 $W.m^{-2}$ aux moyennes latitudes, près de la base du bol. Pour tenter de quantifier cet impact dans un modèle de climat, Guilyardi et al. (2001) ont réalisé deux expériences avec le modèle couplé océan-atmosphère Arpège-OPA (Guilyardi et al., 1995 ; Guilyardi et Madec, 1997 ; Guilyardi, 1997). Dans la première (appelée ISO), la diffusion est isopycnale dans l'océan et la salinité peut donc modifier l'apport de chaleur isopycnal. Dans la seconde (HOR), la diffusion est horizontale, ce qui supprime de fait un tel mécanisme. La différence de



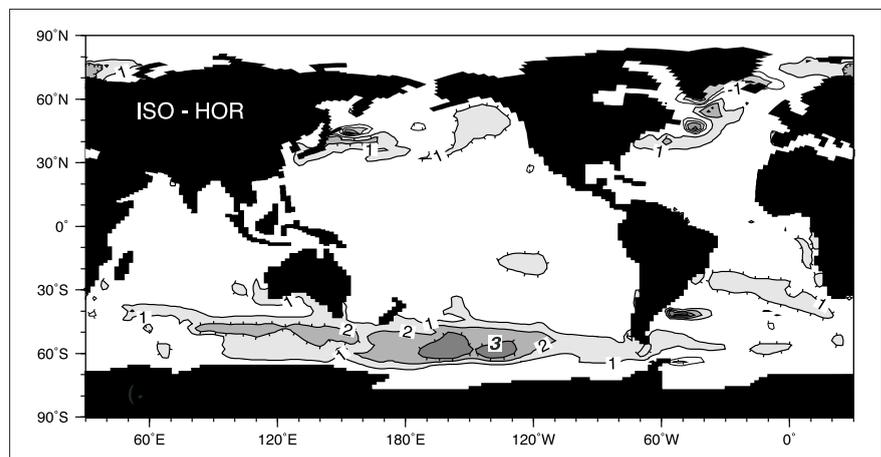
La modélisation du climat

Le niveau de performance des modèles couplés océan-atmosphère-glace de mer utilisés pour l'étude du climat a connu une évolution remarquable ces dernières années. La puissance toujours croissante des calculateurs a permis, d'une part, d'augmenter la durée des simulations et, d'autre part, de multiplier les tests de sensibilité aux processus d'échelle inférieure à la maille (paramétrisations), point faible de ces modèles. Les observations issues des campagnes satellitaires récentes ont permis des validations énergétiques au niveau planétaire. Grâce à ces avancées, même si elle reste encore parfois localement forte, la dérive thermique de l'interface air-mer de ces modèles est aujourd'hui faible, en particulier dans les tropiques qui jouent un rôle de moteur du système couplé. Si les modèles ont donc atteint une maturité dans la description du cycle énergétique, ce n'est pas encore le cas pour le cycle de l'eau et la dérive en salinité des modèles de climat est encore élevée.

Grâce à ces avancées, il est permis d'avoir une certaine confiance dans les prévisions climatiques pour le siècle prochain. Néanmoins, ces modèles restent avant tout des outils d'expertise. Leur utilisation pour la prévision saisonnière et pluriannuelle, régionale puis locale, demandera encore plusieurs années de recherche avant d'être opérationnelle. En particulier, l'intégration constante de nouvelles composantes dans les modèles de climat (surfaces continentales, modèles biologiques, cycle du carbone...) demande une pluridisciplinarité accrue des équipes de recherche et entraîne une réorganisation de leurs moyens au niveau européen.

température de surface de la mer (SST) simulée montre clairement l'apport de chaleur lié à la diffusion isopycnale aux moyennes latitudes, et plus particulièrement dans l'océan austral (figure 8) où elle atteint 2 à 3 °C. Cet impact de la salinité sur la SST simulée a aussi des conséquences sur l'atmosphère avec, en particulier, une modification du bilan au sommet de l'atmosphère de quelques $W.m^{-2}$ au-dessus de l'océan austral, valeur du même ordre de grandeur que l'impact attendu du réchauffement planétaire (Wiebe et Weaver, 1999). Guilyardi et al. (2001) ont en outre montré que la diffusion latérale de chaleur, entièrement liée à la répartition de la salinité, participait au bilan de chaleur de l'océan de surface avec la même importance que le mélange turbulent vertical.

Figure 8 - Différence de température de surface de la mer (°C) entre une simulation couplée océan-atmosphère où la diffusion turbulente est isopycnale dans l'océan et une simulation où la diffusion turbulente est horizontale. L'impact de la diffusion isopycnale – qui mesure l'impact de la salinité sur l'équilibre thermique de l'océan – est clairement visible aux moyennes latitudes.

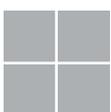


La barrière de sel tropicale

Aux basses latitudes, l'existence d'une barrière de sel dans le Pacifique Ouest modifie la variabilité thermique et dynamique de l'océan (Lukas et Lindstrom, 1991 ; Vialard et Delecluse, 1998a et 1998b). En piégeant la réponse dynamique de l'océan de surface à un coup de vent d'ouest et en favorisant l'existence d'un réservoir d'eau chaude (car salée) en subsurface, la structure en sel aide le développement des instabilités couplées océan-atmosphère présentes lors du déclenchement des événements El Niño.

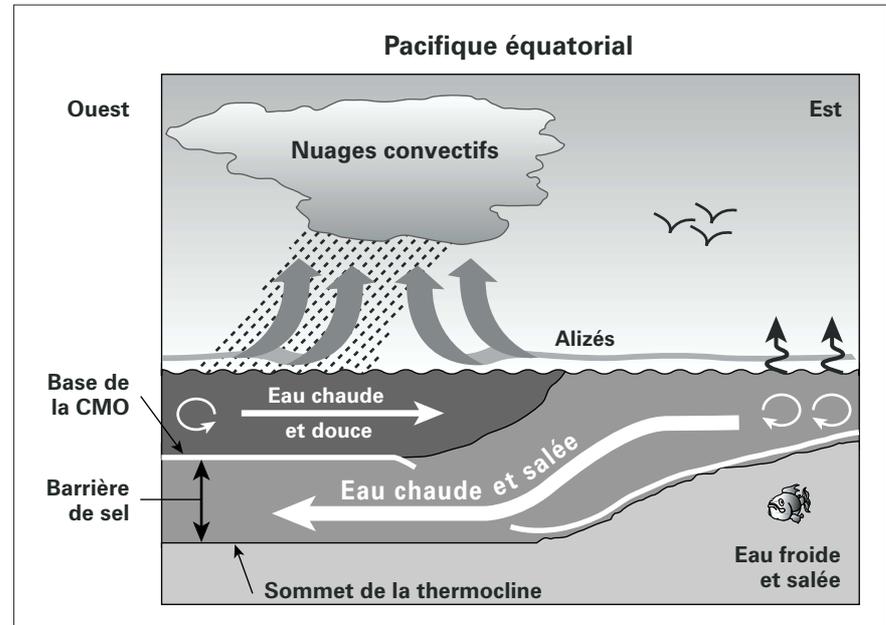
Théorie

Dans le Pacifique Ouest, en raison des précipitations abondantes, les eaux de surface sont chaudes et très peu salées (figure 9). Sous cette couche de surface, la structure de courants équatoriaux apporte des eaux chaudes et salées de l'est (ces eaux sont le résultat de la forte évaporation liée aux alizés). À l'ouest, la stratification verticale (c'est-à-dire le profil de densité) est donc liée au gradient vertical de salinité (figure 10) alors que partout ailleurs dans les tropiques,



elle est contrôlée par le gradient vertical de température. La couche de mélange océanique y est donc moins profonde que le sommet de la thermocline (zone de gradient maximal de température). La zone située entre la base de la couche de mélange et le sommet de la thermocline est appelée barrière de sel (figures 9 et 10). L'existence de cette barrière de sel a deux conséquences importantes : elle entraîne la présence d'une couche de mélange moins profonde et elle constitue un réservoir d'eau chaude en profondeur (eaux épicées sous la couche de mélange), qui n'est donc pas disponible directement pour les échanges océan-atmosphère.

Figure 9 - Circulation océan-atmosphère à l'équateur dans le Pacifique et distribution des masses d'eau. L'existence d'une barrière de sel à l'Ouest est liée au gradient vertical de salinité.



Impact climatique

En hiver boréal, le Pacifique Ouest est le siège de coups de vent d'ouest, issus de l'océan Indien tous les 30 à 60 jours et qui se déplacent vers l'est dans le Pacifique tropical. Ces coups de vent génèrent des ondes équatoriales dans l'océan qui propagent des anomalies de température jusque dans le Pacifique Est. La forte activité de ces coups de vent lors de l'hiver qui a précédé l'événement El Niño-oscillation australe 1997-1998, souvent qualifié d'El Niño du siècle, a suggéré un rôle possible de ces coups de vent dans la variabilité d'une année à l'autre du Pacifique tropical.

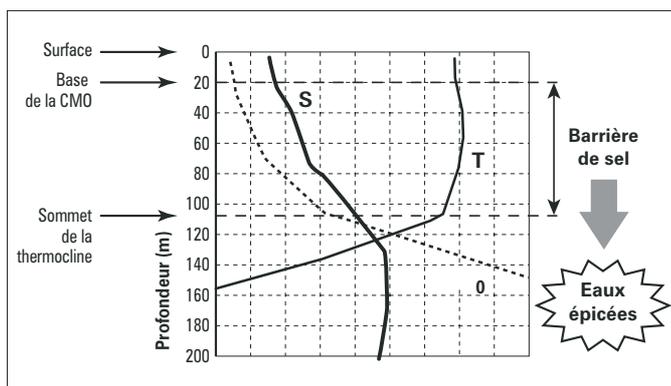


Figure 10 - Profils de température, salinité et densité lors de l'existence d'une barrière de sel. La couche de mélange est moins profonde et la barrière de sel représente un réservoir de chaleur en profondeur.

L'impact de ces coups de vent d'ouest sur la structure verticale de l'océan, et donc sur l'amplitude de l'anomalie propagée, est fortement modifié par l'existence d'une barrière de sel. En effet, tout d'abord, la couche de mélange étant moins profonde, la réponse dynamique du coup de vent est piégée en surface et entraîne des courants vers l'est plus forts que sans barrière de sel (figure 11a). Le déplacement des eaux chaudes de l'ouest vers l'est réduit le gradient zonal de température de la surface de la mer et donc l'intensité des alizés (figure 11b). La turbulence verticale générée à la base de la couche de mélange par le coup de vent entraîne les eaux chaudes de la barrière de sel dans la couche de mélange alors que, sans barrière de sel, l'eau entraînée sous la

couche de mélange aurait refroidi l'eau de surface. Cela amplifie le réchauffement de surface et diminue l'intensité des alizés et celle du gradient zonal de la température de la surface de la mer (figure 11c). En deux à trois mois, un ou plusieurs coups de vent d'ouest associés à la présence d'une barrière de sel dans le Pacifique Ouest permettent donc la génération d'instabilités couplées océan-atmosphère de grande échelle et des conditions propices au développement d'El Niño. Suivant l'intensité du coup de vent d'ouest, la barrière de sel peut disparaître. Il faudra alors un certain temps pour la reconstruire. De même, l'existence d'une barrière de sel durant l'hiver boréal dans le Pacifique Ouest dépend de l'histoire océanique des mois précédents ; autant de raisons pour que les événements El Niño-oscillation australe ne se ressemblent pas entre eux.

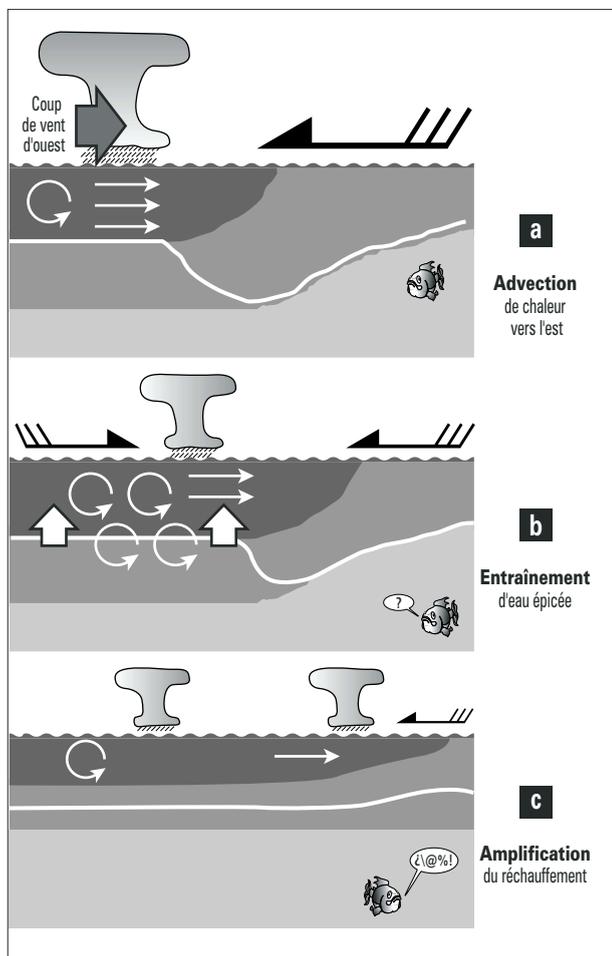
Bilan et perspectives

Variable d'état au même titre que la température, la salinité de l'eau modifie les échanges thermiques au sein de l'océan. Son impact sur la densité de l'eau de mer modifie la dynamique océanique et donc les transports de chaleur. À travers son effet sur les gradients verticaux et latéraux de température, la salinité modifie, d'une part, la capacité des océans à stocker de la chaleur et, d'autre part, les modalités d'accès à la chaleur stockée en profondeur. En particulier, la salinité permet l'existence de réservoirs de chaleur en profondeur. À toutes les latitudes, la salinité module le retour de cette chaleur vers la surface et influe donc sur l'état moyen et la variabilité du climat (El Niño, réponse au réchauffement planétaire, etc.).

Même si des grandes lignes se dégagent des études portant sur ces mécanismes, le peu d'observations rend leur validation dans l'océan planétaire encore très difficile (Wijffels et al., 1992). La multiplication des programmes d'observation, en particulier par satellite, devrait fournir, dans les années qui viennent, les validations aux échelles de temps et d'espace nécessaires. Sans le flux d'eau douce en surface, qui varie dans le temps et dans l'espace, la salinité de l'océan tendrait à s'homogénéiser sous l'action de la diffusion, jusqu'à devenir constante. Elle ne jouerait alors plus aucun rôle sur les échanges thermiques au sein de l'océan. Sa valeur en surface est liée aux autres branches du cycle de l'eau.

La salinité, branche océanique du cycle de l'eau

Figure 11 - Impact d'un coup de vent d'ouest en présence d'une barrière de sel dans le Pacifique équatorial.



Le cycle hydrologique, crucial pour l'activité humaine, représente le principal échange de matière au sein de la machine climatique et fait partie intégrante du fonctionnement dynamique et thermodynamique des composantes du climat (Chahine, 1992). Il a donc un rôle central dans cette machine complexe. Cependant, les mécanismes de ses interactions avec la variabilité climatique restent en grande partie à élucider. Les observations manquent pour le comprendre à l'échelle planétaire et, malgré les avancées considérables des modèles de climat, sa modélisation reste encore fruste. La compréhension fragmentaire que nous avons de la variabilité climatique invite aujourd'hui à explorer de nouvelles boucles de rétroactions, et plus particulièrement celles liées au cycle hydrologique.

Si l'océan est la mémoire du système climatique, il enregistre néanmoins la résultante d'interactions couplées avec les autres composantes du climat. Comment ces interactions viennent-elles modifier la constitution de cette mémoire et donc sa disponibilité pour la variabilité climatique ? De nombreuses théories faisant intervenir des rétroactions purement thermiques et dynamiques ont été proposées pour tenter d'expliquer les principaux modes de variabilité pluriannuelle (El Niño-oscillation australe, oscillation nord-atlantique, etc.). Cette démarche est justifiée par le couplage étroit entre les flux de chaleur air-mer et la température de surface de la mer et par la contrainte que constitue l'apport d'énergie solaire.

Mais il n'existe pas de forçage externe direct du cycle hydrologique. Il s'agit d'un cycle interne qui participe à la variabilité thermique avec des mécanismes et des rétroactions propres. Ce cycle lie toutes les composantes rapides du climat à travers des processus physiques plus variés que ceux du cycle énergétique, multipliant ainsi le nombre de degrés de liberté. Par exemple, la structure du sel dans l'océan est forcée par le bilan d'eau douce en surface (précipitations, évaporation et ruissellement continental)⁽¹⁾. À la différence de la température de surface de la mer et du flux de chaleur en surface, il n'existe pas de couplage direct entre la salinité de surface et le flux d'eau douce. Existe-t-il des rétroactions indirectes qui modulent la variabilité liée au sel et qui font intervenir le reste de cycle hydrologique ? De façon plus large, l'étude des rétroactions du cycle hydrologique sur la variabilité du climat de la planète offre un terrain de recherche vaste, riche et encore largement inexploré.

(1) Dans les zones englacées, ce bilan est augmenté du flux d'eau douce lié au cycle de formation et de fonte de la glace de mer.

Remerciements

Je voudrais remercier les équipes du Cerfacs et du Lodyc qui m'ont guidé puis accompagné lors de ce travail. Pascale Delecluse et Gervan Madec sont à l'origine de ces recherches sur l'impact climatique de la salinité. Merci à Jérôme Vialard et Guillaume Roulet d'avoir partagé leurs résultats et analyses sur le rôle du sel. Merci enfin au jury du prix André Prud'homme et à son président, Jean-Claude André, pour leurs encouragements.

Bibliographie

- Broecker W. S., D. M. Peteer et D. Rind, 1985 : Does the ocean-atmosphere system have more than one stable mode of operation? *Nature*, 315, 21-26.
- Broecker W. S., G. Bond et M. Klas, 1990 : A salt oscillator in the glacial atlantic? 1. The concept. *Paleoceanography*, 5, 469-477.
- Bryan F., 1986 : High-latitude salinity effects and interhemispheric thermohaline circulation. *Nature*, 323, 301-304.
- Chahine M. T., 1992 : The hydrological cycle and its influence on climate, a review. *Nature*, 359, 373-380.
- Guilyardi E., G. Madec, L. Terray, M. Déqué, M. Pontaud, M. Imbard, D. Stephenson, M.-A. Filiberti, D. Cariolle, P. Delecluse et O. Thual, 1995 : Simulation couplée océan-atmosphère de la variabilité du climat. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 320, 683-690.
- Guilyardi E., 1997 : Rôle de la physique océanique sur la formation/consumption des masses d'eau dans un modèle couplé océan-atmosphère. Thèse de l'université Paul-Sabatier, Toulouse, 197 p.
- Guilyardi E. et G. Madec, 1997 : Performance of the OPA/Arpège T21 global ocean-atmosphere coupled model. *Clim. Dyn.*, 13, 149-165.
- Guilyardi E., G. Madec et L. Terray, 2001 : The role of ocean physics in the formation/consumption of water masses in a coupled ocean-atmosphere model. *Clim. Dyn.*, sous presse.
- Levitus S., 1994 : Climatological atlas of the World ocean. NOAA Professional paper 13.
- Lukas R. et E. Lindstrom, 1991 : The mixed layer of the western equatorial Pacific ocean. *J. Geophys. Res.*, 96, 3343-3357.
- Manabe S. et R. J. Stouffer, 1988 : Two stable equilibria of a coupled ocean-atmosphere model. *J. Clim.*, 1, 841-866.
- Mikolajewicz U. et E. Maier-Reimer, 1994 : Mixed boundary conditions in OGCM and their influence on the stability of the model's conveyor belt. *J. Geophys. Res.*, 99, 22633-22644.
- Osborn T. J., 1998 : The vertical component of epineutral diffusion and the diapycnal component of horizontal diffusion. *J. Phys. Oceanogr.*, 28, 485-494.
- Rahmstorf S., 1995 : Climate drift in an ocean model coupled to a simple perfectly matched atmosphere. *Clim. Dyn.*, 11, 447-458.
- Rahmstorf S., 1996 : On the freshwater forcing and transport of the atlantic thermohaline circulation. *Clim. Dyn.*, 12, 799-811.
- Roulet G., 2000 : Équilibres en sel de l'océan mondial dans un MCG à surface libre. Thèse de l'université Paris 6.
- Stommel H., 1958 : The abyssal circulation. *Deep-Sea Res.*, 5, 80-82.
- Vialard J. et P. Delecluse, 1998a : An OGCM study for the TOGA decade. Part I: Role of salinity in the physics of the western Pacific fresh pool. *J. Phys. Oceanogr.*, 28, 1071-1088.
- Vialard J. et P. Delecluse, 1998b : An OGCM study for the TOGA decade. Part II: Barrier layer formation and variability. *J. Phys. Oceanogr.*, 28, 1089-1106.
- Watson A. J., M. J. Messias, E. Fogelqvist, K. Van Scoy, T. Johannessen, F. Itey, T. Tanhua, F. Carse, J. Ledwell, E. Jansen, D. Cooper, J.-A. Cooper et E. Guilyardi, 1999 : Mixing in the Greenland Sea gyre studied by tracer release. *Nature*, 401, 902-904.
- Wiebe E. C. et Weaver A. J., 1999 : On the sensitivity of global warming experiments to the parameterisation of sub-grid scale ocean mixing. *Clim. Dyn.*, 15, 875-893.
- Wijffels S. E., R. W. Schmitt, H. L. Bryden et A. Stigebrandt, 1992 : Transport of freshwater by the oceans. *J. Phys. Oceanogr.*, 22, 155-162.

Pour en savoir plus

- Bigg G. R., 1996 : *The oceans and climate*. Cambridge University Press, Cambridge, Royaume-Uni, 266 p.
- Duplessy J.-C. et P. Morel, 1992 : *Gros temps sur la planète*. Le Seuil, Points, Paris, 352 p.
- Duplessy J.-C., 1996 : *Quand l'océan se fâche*. Éditions Odile Jacob, Paris, 140 p.
- Joussaume S., 1993 : *Climats d'hier et de demain*. CNRS Éditions, Paris, 144 p.
- Kandel R., 1990 : *Le devenir des climats*. Hachette, Paris, 132 p.
- Lorius C., 1993 : *Glaces de l'Antarctique*. Le Seuil, Points, Paris, 320 p.
- Minster J.-F., 1994 : *Les océans*. Flammarion, Dominos, Paris, 128 p.
- Minster J.-F., 1997 : *La machine océan*. Flammarion, Nouvelle bibliothèque scientifique, Paris, 302 p.
- Open-University-Course, 1989 : *Ocean Circulation*. The Open University/Pergamon Press, Oxford, Royaume-Uni.
- Pickard G. L. et W. Emery, 1990 : *Descriptive physical oceanography*. Pergamon Press, 5^e édition, Oxford, Royaume-Uni, 320 p.
- Vanney J.-R., 1991 : *Introduction à la géographie de l'océan*. Océanis, Institut océanographique, Paris, 214 p.

