

Océan et Climat - LES FONCTIONS THERMIQUES DE L'Océan DANS LA DYNAMIQUE DU CLIMAT UNE REVUE DES IDÉES ACTUELLES

J. MERLE
ORSTOM

RESUME

La variabilité climatique à court terme peut être considérée comme une résultante de l'autovariation du système couplé océan-atmosphère en dehors de toutes actions extérieures à ce système. A cette échelle et dans ce concept du système climatique réduit aux deux seuls milieux océaniques et atmosphériques, l'océan devient une source potentielle de variabilité très importante.

Trois fonctions océaniques sont primordiales : stocker, échanger avec l'atmosphère et transporter de l'énergie. Ces trois fonctions ont une importance relative variable en fonction du lieu.

Il apparaît que la fonction transport, mal connue et sous estimée jusqu'ici, prend une grande importance aux basses latitudes où une dynamique océanique très particulière due à la proximité de l'Equateur est susceptible de déplacer horizontalement de grandes quantités d'énergie conditionnant largement la variabilité climatique locale et plus lointaine.

INTRODUCTION

De toute évidence l'océan joue un rôle déterminant dans l'équilibre climatique global de la planète. Depuis longtemps on a noté des différences climatiques importantes entre des régions situées aux mêmes latitudes mais soumises à des influences océaniques différentes. Le climat de la baie du Saint-Laurent n'a rien de commun avec celui de la Bretagne ; la dérive Nord-Atlantique qui prolonge le Gulf-Stream dans l'Atlantique Nord-

Ouest y est certainement pour quelque chose. Jusqu'à ces dernières années, cette appréciation du rôle de l'océan sur le climat était presque exclusivement qualitative et appartenait principalement à la géographie.

Trois caractéristiques géophysiques principales de l'ensemble fluide couplé océan-atmosphère permettent de mieux apprécier cette importance de l'océan : (i) l'océan représente une formidable capacité calorifique, plus de 1000 fois celle de l'atmosphère, c'est la fonction océanique de stockage thermique ; (ii) ce réservoir considérable est en contact pour plus de 72 % de sa surface avec la limite inférieure ou plancher de l'atmosphère et l'océan agit ainsi localement comme une plaque chauffante ou refroidissante de l'atmosphère, c'est la fonction océanique d'échange thermique avec l'atmosphère ; (iii) mais cette plaque océanique n'est pas passive et inerte, elle est soumise à des déplacements de chaleur considérables dus à la dynamique propre de la masse océanique, c'est la fonction océanique de transport thermique.

C'est à partir des années 1950 que les premières tentatives - très incertaines - de quantification des fonctions de l'océan sur le climat eurent lieu. Citons les premières estimations du transport thermique océanique méridien par Sverdrup (1957) ; Budyko (1956 1962) ; Bryan (1962) ; Wyrtky (1965) ; Emig (1967).

C'est seulement depuis les années 1970 que des travaux utilisant l'ensemble des observations océaniques et atmosphériques disponibles, principalement dans l'hémisphère Nord et des données nouvelles obtenues

Fonds Documentaire ORSTOM
Cote : **B* 5379** Ex : 1



par satellite sur la répartition de l'énergie solaire reçue au sommet de l'atmosphère ont permis de faire des bilans énergétiques globaux de cet hémisphère. On en a déduit une réestimation de l'importance relative des différentes fonctions océaniques et atmosphériques dans le climat (Vonder Haar et Oort, 1973 ; Oort, 1971 ; Oort et Vonder Haar, 1976). Il apparaît que le transport thermique océanique méridien avait été sous-estimé dans les études antérieures (figure 1). Globalement, les transports thermiques océaniques sont du même ordre de grandeur que les transports thermiques méridiens atmosphériques (Fig. 2) mais les transports océaniques s'effectuent suivant des échelles temporelles beaucoup plus proches de celle de la variabilité climatique (de la saison à quelques décennies) ; une perturbation atmosphérique, au contraire, a une durée de vie beaucoup plus courte (quelques semaines au maximum). Il en résulte que l'océan par la longue mémoire qu'il peut conserver de ses perturbations joue de toute évidence un rôle essentiel, non seulement dans l'établissement du climat mais surtout peut-être sur sa variabilité.

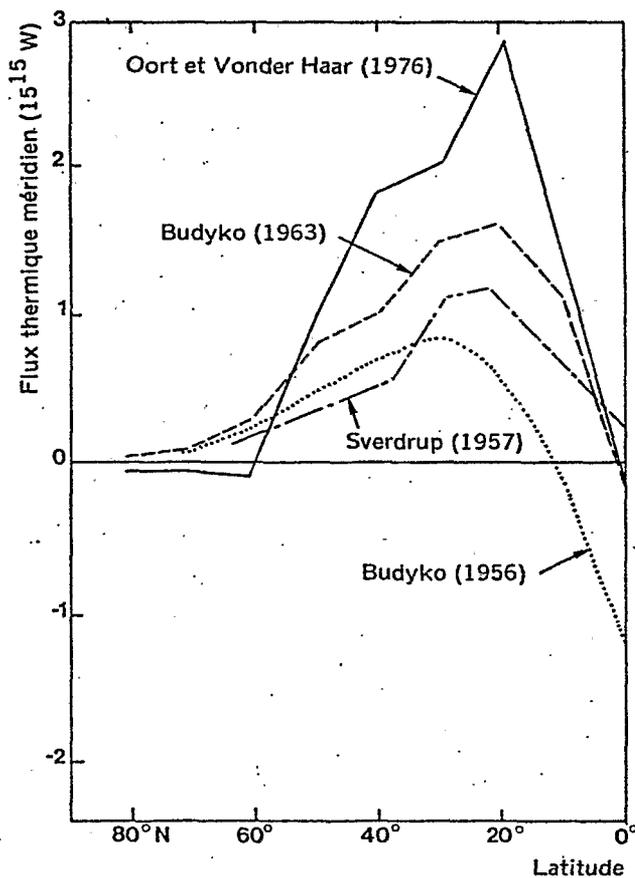


Fig. 1 : Composante méridienne du flux thermique océanique méridien pour l'ensemble de l'hémisphère Nord, d'après Budyko (1956 ; 1963), Sverdrup (1957), Oort et Vonder Haar (1976).

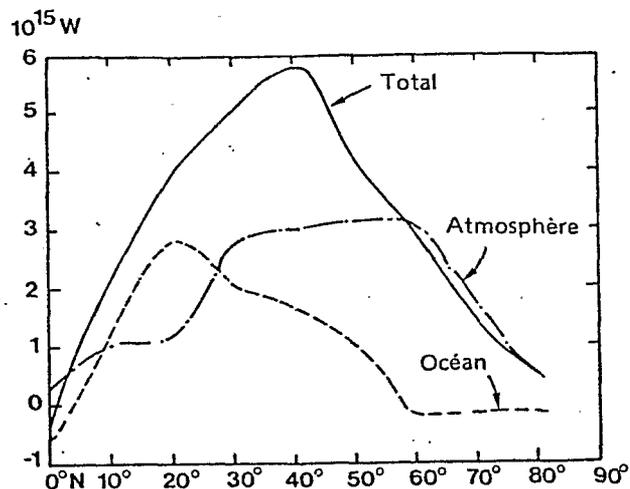


Fig. 2 : Composante méridienne des flux thermiques océaniques et atmosphériques pour l'ensemble de l'hémisphère Nord, d'après Oort et Vonder Haar (1976).

Dans cette étude, nous tenterons de faire le point des connaissances et des idées actuelles sur ce rôle de l'océan sur le climat et sa variabilité. Ces toutes dernières années une très abondante littérature a paru sur cette question. Nous n'essayerons pas d'être exhaustif. Nous citerons seulement les travaux qui nous paraissent les plus significatifs et les plus généraux. Après les définitions de quelques concepts sur le climat et ses bases physiques, nous présenterons les trois fonctions essentielles de l'océan sur le climat : stocker, échanger et transporter de l'énergie thermique.

LES BASES PHYSIQUES DU CLIMAT

Quelques définitions et concepts fondamentaux.

Le terme « climat » désigne usuellement le régime météorologique moyen d'une région. On considère cependant plus généralement le terme « système climatique » qui inclut toutes les propriétés et les processus (y compris océaniques) responsables du climat et de ses variations. Ces propriétés sont thermiques, cinétiques (vent, courant), statiques (pression et densité de l'air et de l'océan, salinité de l'océan, géographie des continents et des océans), aqueuses (humidité de l'air, eau continentale sous toutes ses formes : neige et glace, océan). Les processus reliant ces paramètres sont nombreux : précipitations, évaporation, radiation, transferts de mouvement et de chaleur par advection, convection, turbulence.

L'état climatique moyen pour une période de temps donnée représente la moyenne de tous les paramètres définissant le climat.

La variabilité climatique représente la variance de ces paramètres sur la période considérée. La variation climatique est la différence constatée entre deux états climatiques moyens ; l'anomalie climatique est la déviation par rapport à un état climatique moyen.

Ces définitions sont relatives à une période de temps donnée, laquelle peut aller de la saison à plusieurs millions d'années (période géologique).

Le premier concept qui découle des définitions précédentes est celui de signal climatique et bruit climatique. On constate que la variabilité climatique croît comme le carré de la période sur laquelle est défini l'état climatique moyen. Une partie de cette variabilité, comme par exemple les fluctuations quotidiennes du temps, est considérée comme imprévisible par un enchaînement de processus physiques et, dès lors, est assimilée à un bruit statistique. Le signal climatique pourra être invariant (l'état climatique ne semble pas changer au cours d'une période de temps plus large), montrer une tendance ou une périodicité.

Concept de «forcing» extérieur et d'auto-variation. Les variations climatiques, qu'elles prennent la forme d'une tendance ou d'une variation périodique, peuvent avoir deux origines :

- le «forcing» de phénomènes extérieurs au système climatique considéré (le système est généralement considéré comme composé de l'ensemble atmosphère - océan - cryosphère - lithosphère - biosphère) ;

- l'auto-variation du système considéré (Fig. 3 extraite de Kutzbach, 1974).

Les «forcing» extérieurs au système peuvent être nombreux, intra et extra-terrestres. Parmi les forcings extra-terrestres reconnus, on peut citer :

- la variation de l'énergie solaire reçues ;
- les variations à long terme des paramètres orbitaux terrestres (changement de position des pôles, variation de la vitesse de rotation de la Terre).

Les «forcing» intra-terrestres sont souvent étroitement interdépendants. On distingue généralement :

- les variations du milieu géographique et géologique, incluant les éruptions volcaniques, la dérive des continents, l'apparition ou la disparition de systèmes montagneux ;
- l'activité humaine par la modification de la composition gazeuse de l'atmosphère, la pollution ; l'élévation de la température par dégradation de l'énergie.

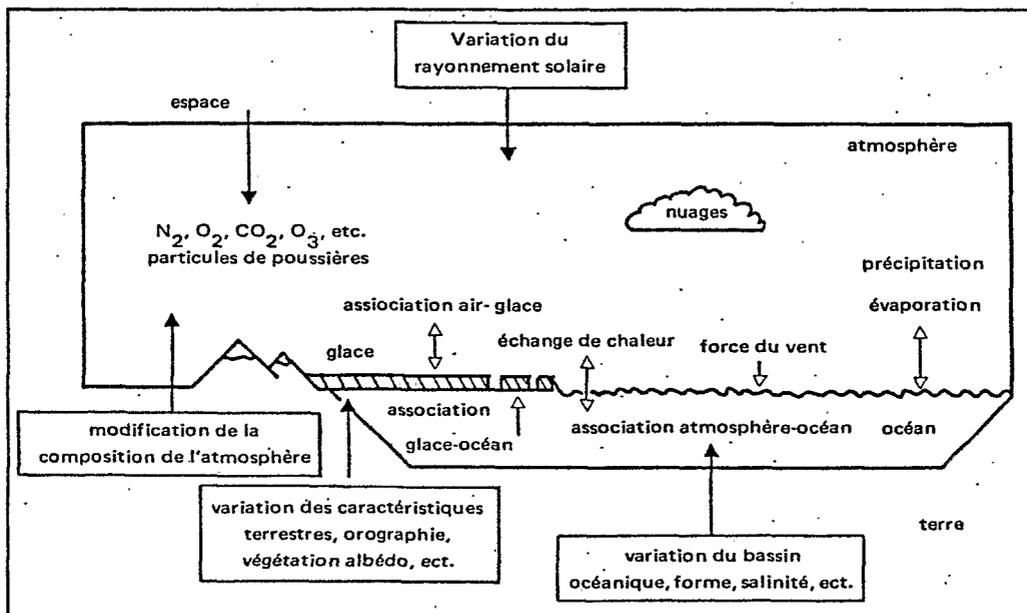


Fig. 3 : Schéma des différents éléments du système couplé océan-atmosphère-glace. Les flèches noires représentant des processus externes. Les flèches blanches, des processus internes.

La notion de «forcing» est relative à un système clos que nous avons défini ici comme étant composé de l'ensemble atmosphère - océan - cryosphère - lithosphère et biosphère. Mais ce système peut continuer longtemps à varier après que les «forcing» extérieurs précédemment décrits aient cessé et la disparité des éléments constituant ce système, ainsi que leurs différents temps de réponse, peuvent même conduire à considérer qu'un état d'équilibre statistique moyen ne sera jamais atteint. L'auto-variation du système devenant en fait la cause de la variation climatique. On peut aussi séparer le système en ses constituants et considérer, par exemple, l'atmosphère comme un système en soi, les influences de l'océan, de la cryosphère, de la lithosphère et de la biosphère sur l'atmosphère devenant alors des «forcing».

Nous ne considérerons ici que l'auto-variation du système atmosphère - océan - cryosphère - lithosphère - biosphère, que nous limiterons aux termes atmosphère-océan ; d'après Kutzbach (1974), l'auto-variation du système limité à l'atmosphère et à l'océan intéresse une échelle de temps qui va de la saison à mille ans.

Concepts d'intransitivité et de quasi-intransitivité climatiques. Lorenz (1968, 1969, 1970, 1973) a posé une question fondamentale : le climat est-il stable ? En d'autres termes, en l'absence de tout «forcing» extérieur le système atmosphère-océan-cryosphère-lithosphère-biosphère, après un temps plus ou moins long et même infini, tend-il vers un état statistique stable ? Et cet état stable est-il unique ? Par analogie avec les séries temporelles aléatoires dites transitives si leurs statistiques sont stables et indépendantes des conditions initiales, dites intransitives si elles ne le sont pas, Lorenz envisage des états climatiques transitifs et intransitifs. Simulant des systèmes non-linéaires beaucoup plus simples que ceux reliant l'atmosphère à l'océan, par exemple, il trouve que ces systèmes peuvent avoir tendance à fluctuer de façon irrégulière autour de deux ou plusieurs états d'équilibre possibles. Une totale intransitivité est cependant difficilement acceptable en physique et si le système climatique oscillait sans transition entre deux états d'équilibre différents, il serait difficile de distinguer ces deux états qui se fonderaient en un état statistique moyen présentant une très forte variabilité. Plus réaliste semble être la notion de quasi-intransitivité. Dans cette hypothèse, le système climatique évoluerait entre deux états stables différents, se maintiendrait pendant une certaine période dans l'un des deux états possible, puis passerait brutalement à l'autre état, etc... Il semble que les oscillations des états climatiques glaciaires et inter-glaciaires, qui ont

caractérisé l'histoire du climat du dernier million d'années, représentent les variations d'un système quasi-intransitif.

Concept de «feed-back». Un autre aspect de l'auto-variation du système atmosphère - océan - cryosphère - lithosphère - biosphère, qui participerait au caractère quasi - intransitif de ce système, est représenté par les phénomènes de «feed-back», dont l'un des plus importants est celui qui se manifeste entre l'atmosphère et la cryosphère dans les régions polaires. Une anomalie saisonnière froide dans les régions polaires accroîtra l'aire des régions recouvertes de glace, ce qui conduira à un pourcentage plus important de l'énergie solaire réfléchi (accroissement de l'albédo), d'où moins d'énergie calorifique retenue à la surface et donc un froid encore plus intense, etc... On a affaire ici à un «feed-back» positif ; le processus a tendance à «s'emballer». Les feed-back négatifs au contraire, ont tendance à s'auto-freiner. Les phénomènes de «feed-back» sont très importants dans l'auto-variation du système climatique mais difficiles à isoler et à modéliser car ils sont imbriqués de façon complexe entre de nombreux paramètres et plusieurs échelles de phénomènes.

Le système océan-atmosphère, importance de l'océan.

Le système reçoit de l'énergie du soleil au sommet de l'atmosphère. Dans l'hypothèse de «non-forcing» solaire, ce taux d'énergie reçue est supposé constant et le système n'accumulant pas d'énergie de façon notable doit la restituer à l'espace à un taux égal. Notons cependant qu'il existe un «forcing», géométrique ou cosmographique dû aux différentes rotations de la Terre par rapport au soleil, ce sont les variations journalières et saisonnières de l'énergie solaire reçue en un lieu donné.

Les composantes du système ont des caractères, des propriétés et des fonctions très différentes. Nous ramenons l'ensemble du système auto-variant à ses deux composantes essentielles : l'océan et l'atmosphère. Nous négligeons la lithosphère, la biosphère et la cryosphère : les deux premiers milieux ne transportent pas d'énergie et réagissent localement avec l'atmosphère, ils ont une capacité de stockage énergétique relativement faible ; la biosphère joue cependant un rôle important au niveau de la régulation du CO² (réinjection dans l'atmosphère par l'activité humaine, absorption par les végétaux). La cryosphère a des variations saisonnières importantes et possède des capacités de stockage thermique non négligeables. La couverture de neige et de glace recouvrant les terres et les océans subit des va-

riations saisonnières liées à la température atmosphérique moyenne ; en retour, ces variations d'étendue, par feed-back positif, font varier la quantité d'énergie réémise vers l'espace et l'atmosphère, et jouent un rôle important dans l'équilibre climatique. La cryosphère, et ses évolutions, modifie également le niveau des océans.

L'atmosphère est la composante la plus variable du système. Elle a un temps d'ajustement thermique relativement court, de l'ordre de trois semaines à un mois, ce qui veut dire qu'elle ne conserve la « mémoire » d'une perturbation thermique ou dynamique que pendant un mois au maximum. Malgré le volume important qu'elle occupe, sa capacité de stockage énergétique, principalement thermique, n'est pas très grande, elle opère cependant des transports énergétiques horizontaux et verticaux importants car ils s'effectuent très rapidement.

L'océan constitue un énorme réservoir d'énergie calorifique à cause de sa masse importante et de la valeur élevée de la chaleur spécifique de l'eau. Kraus (1972) estime que la capacité calorifique de l'océan est 1200 fois plus élevée que celle de l'atmosphère. Les courants océaniques peuvent transporter cette énergie, depuis les régions Equatoriales où elles sont reçues en excès par irradiation solaire, vers les régions tempérées et polaires où elles sont restituées à l'atmosphère. Ces transports océaniques s'effectuent à des échelles de temps de l'ordre du mois à l'année par les courants superficiels mais peuvent atteindre des constantes de temps de plusieurs siècles par les courants profonds. C'est ce qui fait dire que l'océan a une « mémoire longue » des perturbations énergétiques affectant le système climatique. Cette échelle de temps des transports océaniques, comparable à celle du climat, renforce l'importance de l'océan dans le climat.

LES FONCTIONS DE L'OCEAN DANS LE CLIMAT

Trois lois physiques peuvent être appliquées au système global atmosphère - océan. Ce sont des lois de conservation :

- loi de conservation de la quantité de mouvement, soit les équations du mouvement (Navier-Stockes) ;
- loi de conservation de la masse, soit les équations dites de continuité ;
- loi de conservation de l'énergie, soit les équations thermodynamiques.

Dans le domaine de l'interaction océan - atmosphère

et, principalement, de l'action de l'océan sur l'atmosphère qui nous intéresse ici, nous considérons particulièrement la loi de conservation de l'énergie car elle est la plus générale en comptabilisant en termes de chaleur l'ensemble des trois formes d'échange entre les deux milieux, y compris la quantité de mouvement et la masse. Si la masse peut se transférer dans les deux sens avec des quantités de chaleur équivalentes (évaporation, précipitations), la quantité de mouvement ne se transfère que dans le sens atmosphère - océan (tension du vent sur la surface) et se dissipe aussi en chaleur par frottement interne dans la masse océanique ou sur les parois (fond, côtes).

Nous appliquerons donc la loi de conservation de l'énergie au système océan - atmosphère en considérant cette énergie ramenée à une quantité de chaleur. En toute rigueur, cette loi de conservation devrait être appliquée à l'ensemble de la planète et tenir compte de la cryosphère, la lithosphère et la biosphère. Nous les avons négligés dans notre analyse (voir paragraphe précédent).

L'analyse de la conservation de la chaleur dans le système couplé océan - atmosphère permet d'explicitier de façon claire les fonctions de l'océan dans la machine climatique : échanges avec l'atmosphère et transports qui sont liées entre elles par la fonction stockage.

Conservation de l'énergie dans le système couplé océan-atmosphère.

La loi de conservation de l'énergie appliquée à une colonne de section unité traversant, en un lieu donné de coordonnées x, y l'ensemble du système, depuis le sommet de l'atmosphère jusqu'au fond de l'océan pendant un court instant dt , donne :

$$\frac{dE}{dt} = F - \text{DIV}(T_A) - \text{DIV}(T_O) \quad (1)$$

E étant l'énergie totale de la colonne considérée ;

F l'énergie nette locale (x, y) reçue au sommet de l'atmosphère ;

T_A et T_O , les vecteurs transports horizontaux d'énergie atmosphérique et océanique. L'équation (1) exprime que l'accroissement d'énergie dans la colonne est dû à l'apport solaire au sommet de l'atmosphère moins le transport atmosphérique et océanique.

Mais la variation d'énergie contenue dans la colonne a servi à accroître le contenu thermique de l'ensemble :

$$\frac{dE}{dt} = S_A + S_O \quad (2)$$

S_A, S_O étant les taux d'accroissement du contenu thermique de l'atmosphère et de l'océan.

Les équations (1) et (2) donnent :

$$F = \underbrace{(S_A + S_O)}_{\text{apport au sommet de l'atmosphère}} + \underbrace{\text{DIV}(T_A)}_{\text{transport horizontal thermique}} + \underbrace{\text{DIV}(T_O)}_{\text{transport horizontal thermique}}$$

apport au sommet de l'atmosphère

En rangeant les termes par milieux on obtient :

$$F = \underbrace{[S_A + \text{DIV}(T_A)]}_{\text{atmosphère}} + \underbrace{[S_O + \text{DIV}(T_O)]}_{\text{océan}} \quad (3)$$

Remarquons que le terme S_C , taux d'accroissement du contenu thermique de la cryosphère qui a été négligé, peut être important à l'échelle des variations saisonnières. L'importance de S_C est très mal connue mais représenterait sur un cycle annuel et pour l'hémisphère Nord 1 à 2 % de S_O , taux d'accroissement du contenu thermique de l'océan (Oort et Vonder Haar, 1976) ; mais dans les hautes latitudes et surtout dans l'hémisphère Sud, ce terme peut prendre des valeurs beaucoup plus importantes.

En considérant le flux net d'énergie de l'atmosphère vers l'océan, F_{AO} , à travers la surface océanique, l'équation (3) devient :

$$F = S_A + \text{DIV}(T_A) + F_{AO} \quad (4)$$

avec

$$F_{AO} = S_O + \text{DIV}(T_O) \quad (5)$$

L'équation (4) est quelquefois appelée la «branche atmosphérique» de l'équation de conservation de l'énergie et l'équation (5) la «branche océanique» ou terrestre si l'on ajoute dans sa partie droite les termes S_C, S_L, S_B précédemment négligés. L'équation (5) qui nous intéresse particulièrement ici montre qu'en un lieu donné et pour toute la colonne océanique, il y a équilibre énergétique entre l'échange net avec l'atmosphère, le transport et la variation locale.

Les équations (4) et (5) peuvent être intégrées par

rapport au temps et à l'espace. Certaines de ces intégrations permettent l'application d'hypothèses simplificatrices.

Si, par exemple, l'on intègre (5) par rapport au temps sur un nombre entier de cycles annuels correspondant à un intervalle de temps Δt .

$$\int_{\Delta t} F_{AO} dt = \int_{\Delta t} S_O dt + \int_{\Delta t} \text{DIV}(T_O) dt$$

on peut faire une hypothèse de permanence du contenu thermique local (la température en un lieu donné de l'océan n'augmente pas) :

$$\int_{\Delta t} S_O dt = 0 \quad \text{et} \quad \int_{\Delta t} F_{AO} dt = \int_{\Delta t} \text{DIV}(T_O) dt \quad (6)$$

Ainsi, l'échange net total à travers la surface est égal au transport ; cette importante relation est fréquemment appliquée sur un cycle annuel ; elle ne nécessite que l'hypothèse de l'absence de variations interannuelles du contenu thermique. Elle traduit l'égalité des deux fonctions essentielles de l'océan dans ses relations avec l'atmosphère : échanger et transporter de l'énergie. La même hypothèse de permanence appliquée à l'équation (4) intégrée sur Δt et en utilisant l'équation (6) donne pour l'ensemble du système océan-atmosphère en un lieu donné :

$$\int_{\Delta t} F dt = \int_{\Delta t} \text{DIV}(T_A) dt + \int_{\Delta t} \text{DIV}(T_O) dt$$

qui exprime que le gain net d'énergie au sommet de l'atmosphère en un lieu donné se répartit entre le transport atmosphérique et le transport océanique.

En intégrant (4) et (5) sur l'ensemble des domaines atmosphérique (calotte sphérique) et océanique et par rapport à un temps Δt assez long, égal ou multiple d'un cycle annuel ; O et A représentant les domaines océanique et atmosphérique et (O) et (A) leurs frontières, on obtient :

En utilisant (4) :

$$\int_{\Delta t} \iint_{(A)} F dx dy dt =$$

$$\int_{\Delta t} \iint_{(A)} (S_A + \text{DIV}(T_A)) dx dy dt + \int_{\Delta t} \iint_{(O)} F_{AO} dx dy dt \quad (7)$$

et en utilisant (5) :

$$\int_{\Delta t} \iint_{(O)} F_{AO} dx dy dt = \int_{\Delta t} \left(\iint_O S_O dx dy + \iint_O \text{DIV}(T_O) dx dy \right) dt \quad (8)$$

En appliquant une hypothèse de «non forcing» solaire, on aura :

$$\int_{\Delta t} \iint_{(A)} F dx dy dt = 0$$

et les hypothèses précédentes de permanence, appliquées aux contenus énergétiques de l'océan et de l'atmosphère, conduisent à :

$$\int_{\Delta t} \left[\iint_O \text{DIV}(T_O) dx dy + \iint_A \text{DIV}(T_A) dx dy \right] dt = 0 \quad (9)$$

Les divergences des transports atmosphériques et océaniques sont égales. La permanence de la masse atmosphérique et océanique (le niveau des mers n'augmente pas à l'échelle de quelques années) par application de l'équation de continuité conduit à :

$$\int_{\Delta t} \iint_O \text{DIV}(T_O) dx dy dt = 0$$

$$\int_{\Delta t} \iint_A \text{DIV}(T_A) dx dy dt = 0 \quad \text{et} \quad (10)$$

$$\int_{\Delta t} \iint_{(O)} F_{AO} dx dy dt = 0$$

Sur la totalité des domaines atmosphériques et océaniques les transports thermiques ne divergent pas et sur la totalité de la surface océanique le bilan net de l'échange énergétique est nul.

Il est à noter que l'hypothèse de «non forcing» n'implique pas la «permanence» du climat à cause de l'importance autovariation du système et de son caractère peut-être intransitif (Paragraphe précédent). Les hypothèses de permanence sont utiles et raisonnables pour étudier le climat moyen supposé permanent au-delà du cycle annuel. Il est évident à travers ces équations que l'étude de l'évolution climatique devra prendre en compte les variations interannuelles des termes contenu et transport énergétique, particulièrement en ce qui concerne l'océan. Le cycle annuel climatique moyen est aussi, évidemment, tributaire des variations annuelles des contenus et transports thermiques, qui, dans certaines régions, sont très importants.

Les équations (5) et (8) reliant les échanges aux transports et aux variations locales du contenu énergétique de la «branche océanique» nous conduisent à considérer successivement les trois fonctions essentielles

de l'océan dans la machine climatique : échange énergétique avec l'atmosphère, transports énergétiques et stockage énergétique.

L'échange énergétique à l'interface océan-atmosphère.

Les trois quantités : mouvement, chaleur et masse, qui se conservent dans le système global, s'échangent à l'interface ; ces trois quantités peuvent se ramener à de la chaleur.

Nous ne considérerons pas ici l'ensemble des processus physiques et leurs interrelations complexes qui gouvernent ces échanges. Pour une revue récente de ces mécanismes, on peut se reporter à Coantic (1979). Nous nous intéresserons seulement au bilan énergétique net de l'ensemble des échanges (terme F_{AO}) exprimé en chaleur.

Il est clair que la surface océanique, par où transitent ces échanges et qui appartient à la fois aux deux milieux, est une pellicule tout-à-fait singulière à la fois conditionnée par les deux milieux et les influençant à son tour à leur frontière commune. Pour une revue récente du rôle de la surface océanique se reporter à Sarachik (1979).

- Calcul du bilan énergétique net à l'interface océan-atmosphère. Ce bilan peut s'exprimer par la relation simplifiée de Budyko (1962) :

$$F_{AO} = Q(1 - \alpha) - I - L - S \quad (11)$$

avec $Q(1 - \alpha)$, radiation nette absorbée par l'océan dans les courtes longueurs d'onde ; Q représente la radiation directe moins la radiation diffuse, α , l'albédo de la surface océanique ;

I , reradiation de l'océan dans les grandes longueurs d'onde (infrarouge) ;

L , perte de chaleur latente par évaporation ;

S , perte (gain) de chaleur sensible par conduction ou diffusion moléculaire.

Le terme $Q(1 - \alpha)$ dépend avant tout de la latitude et de la couverture nuageuse ; I dépend surtout de la température de l'océan : T_s ; L , fonction de l'évaporation, dépend surtout de la température de l'océan T_s et de la vitesse du vent ; S , qui est en général un terme faible (inférieur au 1/10 de L) dépend surtout de la différence $T_s - T_a$, T_a étant la température de l'air à l'interface. Les deux termes les plus impor-

tants sont la radiation solaire nette reçue par l'océan Q ($1 - \alpha$) et L : l'évaporation, ce qui privilégie les paramètres : latitude, couverture nuageuse, vent, température de l'océan.

Le bilan net F_{AO} peut être évalué de deux façons :

- par des méthodes directes à partir de la mesure des paramètres de l'interface pour chacun des termes de l'équation (11). Diverses relations empiriques relient ces paramètres et les termes de l'échange. Nous ne les détaillerons pas ici. Pour une application et discussion récentes de ces relations empiriques, se reporter à Bunker (1976), Hastenrath et Lamb (1977, 1978) et aussi Budyko (1956).

- par des méthodes indirectes, comme terme résiduel de la relation (4) pour laquelle on aura mesuré F aux confins de l'atmosphère à l'aide de satellites, S_A et $Div(T_A)$ étant déduits des mesures atmosphériques de température et de vent. Plusieurs auteurs ont récemment exploré cette voie ; les résultats les plus significatifs sont ceux obtenus par Oort et Vonder Haar (1976) pour l'ensemble de l'hémisphère Nord (Fig. 4).

Le stockage thermique océanique et la divergence horizontale du transport thermique océanique.

Soit $T(z)$ le profil de température en fonction de la profondeur z . Le contenu thermique CT_H jusqu'à une profondeur h s'exprime simplement à une constante près par $CT_H = \int T(z) dz$

Mais c'est la variation du contenu thermique $S_0 = \frac{\Delta CT_H}{\Delta t}$ sur un intervalle de temps Δt qui peut être comparée

avec le bilan net de l'échange thermique à l'interface (F_{AO}). Δt est fréquemment pris égal à 1 mois. Oort et Vonder Haar (1976) ont donné pour l'ensemble de l'hémisphère Nord les variations mensuelles du taux de variation du contenu thermique (S_0) par bande zonale de 10° de latitude (Fig. 5) ; on remarque que l'amplitude des variations saisonnières est maximum aux latitudes tempérées entre 30 et 50° mais un maximum secondaire apparaît également dans les zones tropicales entre 10 et 20° de latitude. Ces extrêmes tropicaux sont déphasés par rapport aux extrêmes des latitudes tempérées qui apparaissent dans les saisons principales (été, hiver). Ce curieux déphasage s'expliquerait par l'importance des transports thermiques océaniques des basses latitudes, qui redistribuent horizontalement la chaleur (Bryan, 1979).

En fait une analyse récente des données historiques de l'Atlantique tropical (Merle, 1980 a) a montré que les variations saisonnières du contenu thermique sont très importantes dans la bande équatoriale. Ces variations sont dues à des mouvements verticaux de la thermocline et sont d'un ordre de grandeur dix fois supérieur au gain net de chaleur par l'océan à sa surface et ne sont pas en phase avec celui-ci. Ainsi, aux basses latitudes, la divergence du transport thermique ($Div(T_O)$) devient le terme prépondérant du bilan thermique. Ce qui distingue fondamentalement ces régions tropicale et équatoriale des régions tempérées, c'est que le phénomène d'approfondissement de la couche homogène et donc d'accroissement du contenu thermique n'est pas dû à un processus de convection à partir de la surface (Fig. 6), mais à une dynamique océanique spécifique forcée aussi par l'atmosphère mais dans des régions plus lointaines (Remote forcing).

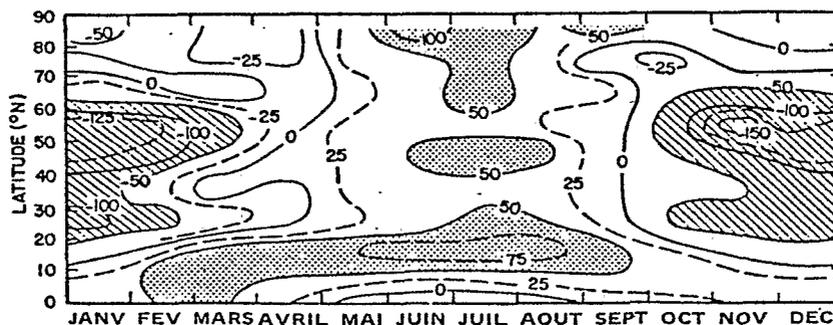


Fig. 4 : Variation saisonnière et par latitude de l'énergie nette reçue en W/m^2 à la surface des océans (F_{AO}) sur l'ensemble de l'hémisphère Nord, d'après Oort et Vonder Haar (1976). Remarquer le maximum d'énergie reçue dans les régions tropicales ($10-20^\circ$) en été et le maximum d'énergie perdue dans les moyennes latitudes ($40-60^\circ$) en hiver.

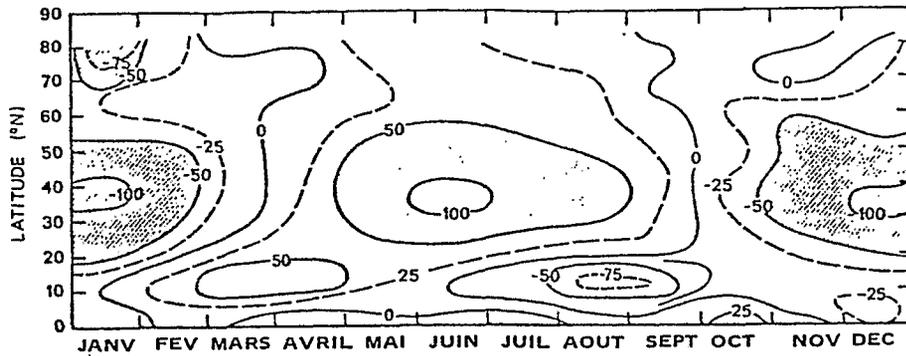


Fig. 5 : Taux de variation mensuelle du contenu thermique des océans par bande de latitude de 10° pour l'ensemble de l'hémisphère Nord. D'après Oort et Vonder Haar (1976) en W/m^2 . Remarquer le déphasage du signal annuel de la bande tropicale ($10-20^\circ$) par rapport aux latitudes moyennes ($30-40^\circ$).

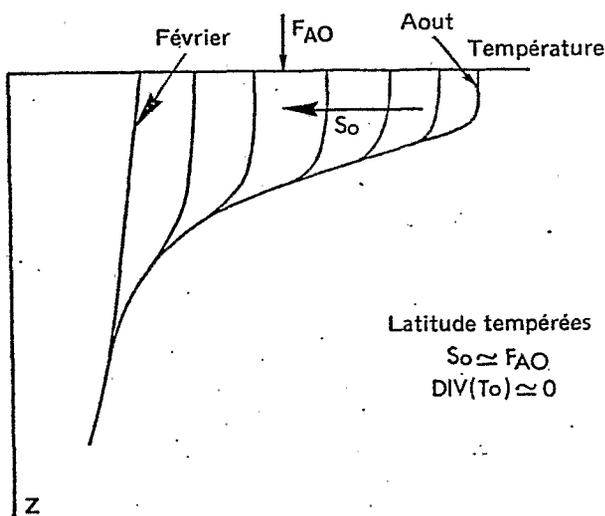


Fig. 6 a : Schéma de la variation saisonnière du profil thermique vertical typique des moyennes latitudes. La couche homogène s'approfondit en même temps que sa température diminue en hiver (convection hivernale) mais la thermocline ne change pas de profondeur. L'énergie net perdue par l'océan à sa surface équilibre la variation locale du contenu thermique.

CONCLUSION

Les trois termes du bilan thermique océanique ont une importance relative différente en fonction de la situation géographique de la région considérée. Aux moyennes et hautes latitudes, ce sont les termes échange net à la surface (F_{AO}) et variation du contenu thermique (ΔCT) qui sont les plus importants et qui s'équilibrent dans leurs variations saisonnières. Le transport océanique est faible. On est dans le

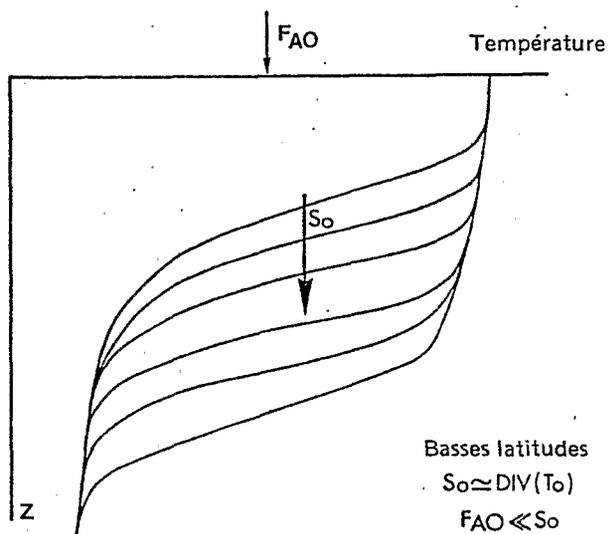


Fig. 6 b : Schéma de la variation saisonnière du profil thermique vertical typique des basses latitudes. La température de surface varie peu mais la couche homogène peut s'approfondir par une descente globale de la thermocline. La variation locale du contenu thermique est beaucoup plus grande que la bilan net de l'énergie reçue à la surface. L'advection océanique est le terme prépondérant du bilan énergétique global.

cas où les modèles unidimensionnels de couches homogènes et de thermocline s'appliquent le mieux. Pour une revue critique récente de ces modèles, voir Pollard (1977) et Niiler et Kraus (1977). Les idées essentielles concernant cette réponse passive et locale de l'océan à l'action de l'atmosphère ont été développées principalement par Turner et Kraus (1967), Kraus et Turner (1967), Niiler (1975, 1977), Lacombe (1972).

Notons particulièrement les modèles stockasto-dynamiques de Hasselman (1976) et Frankignoul (1976), qui insistent sur la possibilité d'une réponse océanique locale très basse fréquence à l'échelle climatique intégrant toutes les fréquences de la variabilité atmosphérique auxquelles cet océan est soumis.

Aux basses latitudes, au contraire, l'advection océanique semble être un terme prépondérant du bilan thermique des couches superficielles océaniques. Il existe encore des variations saisonnières du bilan net énergétique à la surface, qui est en moyenne largement positif mais celles-ci ne sont pas la cause principale des variations locales du contenu thermique. Cette cause doit être recherchée dans la dynamique océanique plus que dans l'action thermodynamique locale de l'atmosphère.

Ce sont les redistributions thermiques considérables opérées par la circulation océanique qui pourraient expliquer l'importance des transports méridiens des basses latitudes et les singularités observées par Oort et Vonder Haar (1976) concernant les extrêmes secondaires et le déphasage de la variation saisonnière du taux de stockage thermique des régions tropicales (Fig. 5). La dynamique océanique des basses latitudes est donc un élément essentiel de la variabilité climatique. Le phénomène «El nino» de l'océan Pacifique équatorial est en est l'exemple le plus spectaculaire. Dans l'océan Atlantique un phénomène semblable a été récemment mis en évidence (Hisard, 1980 ; Merle, 1980 b). Il semble donc que ces phénomènes soient généraux et représentent une manifestation de la réponse océanique des bassins Equatoriaux Est à l'action lointaine des alizés (plus à l'ouest) par l'intermédiaire d'une dynamique équatoriale : guide d'ondes de l'équateur (onde de Kelvin), courants de pente (contre courants et sous courants équatoriaux) se propageant d'ouest en est. Ces phénomènes équatoriaux à grande échelle sont l'exemple le plus démonstratif à l'heure actuelle de l'action de l'océan sur l'atmosphère et le climat. L'océan équatorial est une courroie de transmission essentielle pour expliquer la variabilité climatique des régions tropicales et les curieuses relations affectants des régions très éloignées, quelquefois qualifiées de téléconnections. Un programme Français de grande envergure tentera d'observer en détail l'évolution basse fréquence du système de circulation Equatorial Atlantique.



BIBLIOGRAPHIE

- Bryan K., 1962
Measurements of meridional heat-transport by ocean currents. *J. Geophys. Res.*, 67, (9), 3403 - 3414.
- Bryan K., 1979
Models of the world ocean. In dynamics of atmospheres and oceans.
Elsevier editor. New York.
- Budyko M.I., 1956
The heat-balance of the Earth's surface. English translation by US Weather Bureau, Washington D.C.
- Budyko M.I., 1962
Guide to the Atlas of the heat balance of the earth. *Gidrometeoizdet Moscow*. 69 pages.
- Bunker A.F., 1976
Computations of surface energy flux and annual air-sea interaction cycles of the North Atlantic Ocean. *Mon. Wea. Rev.*, 104, 1122 - 1140.
- Coantic M., 1979
Les échanges océan-atmosphère ; quelques certitudes et incertitudes. *La Météorologie* 4^{ème} série n° 16.
- Emig M., 1967
Heat-transport by ocean currents. *J. Geophys. Res.*, 72, (10), 2519 - 2529.
- Frankignoul C., Hasselmann K., 1976
Stochastic climate models, part 2 : Application to sea surface temperature anomalies and thermocline variability, *Tellus*, 29, 289 - 305.
- Hasselmann K., 1976
Stochastic climate models. Part 1 : Theory. *Tellus* 28, 473 - 485.
- Hastenrath S., and Lamb P., 1977
Climatic Atlas of the Tropical Atlantic and Eastern Pacific Oceans. University of Wisconsin Press, 112 pp.
- Hastenrath S., and Lamb P., 1978.
Heat-budget Atlas of the Tropical Atlantic and Eastern Pacific Ocean. University of Wisconsin Press, 140 p.

- Hisard P., 1980
Observations d'une réponse de type «El Nino» dans l'Atlantique Tropical oriental. Golfe de Guinée, *Oceanol. Acta*, 3, 1, 69 - 78.
- Kraus E.B., and J.S. Turner, 1967
A one dimensional model of the seasonal thermocline : II. The general theory and its consequences. *Tellus*, 19, 98 - 106.
- Kraus E.B., 1972
Atmosphère - Océan Interaction. The clarendon Press, Oxford. 275 pp.
- Kutzbach J.E., 1974
Fluctuations of climate monitoring and modelling. *W.M.O. Bulletin* 23, 47 - 54.
- Lacombe H., 1972
Sur un modèle simple de Thermocline. *C.R. Acad. Sci. Paris* 275 - D pp 1144 - 1163.
- Lorenz E.N., 1968
Climatic determinism, in *Causes of Climatic Change*. *Meteorol. Monogr.*, 8 : 1 - 3.
- Lorenz E.N., 1969
The predictability of a flow which possesses many scales of motion, *Tellus*, 21 : 289 - 307.
- Lorenz E.N., 1970
Climatic change as a mathematical problem, *J. Appl. Meteorol.*, 9 : 325 - 329.
- Lorenz E.N., 1973
On the existence of extended range predictability., *J. Appl. Meteorol.*, 12 : 543 - 546.
- Merle J., 1980, a
Seasonal heat-budget in the Equatorial Atlantic Ocean. *J. Phys. Oceanogr.*, 10, 3, 464 - 469.
- Merle J., 1980, b
Variabilité thermique annuelle et interannuelle de l'Océan Atlantique Equatorial Est. L'hypothèse d'un «El Nino» Atlantique. *Oceanologica Acta*, 3, 2, 209-220.
- Niiler P.P., 1975
Deepening of the wind mixed layer. *J. Marine Res.*, 33, 405 - 422.
- Niiler P.P., 1977
One dimensional models of the seasonal thermocline. In *The Sea*, vol. 6, Goldberg et al., editors. Wiley-Interscience, 1048 pp.
- Niiler P.P., and Kraus E.B., 1977
One dimensional models of the upper ocean, in «Modeling and Prediction of the Upper Layers of the Ocean», E.B. Kraus, editor. Pergamon Press, 325 pp. 325 pp.
- Oort A.H., 1971
The observed annual cycle in the meridional transport of atmospheric energy. *J. Atmos. Sci.*, 28, 325 - 339.
- Oort A.H. and T.H. Vonder Haar, 1976
On the observed annual cycle in the ocean-atmosphere heat balance over the northern hemisphere. *J. Phys. Oceanogr.*, 6 (6), 781 - 800.
- Pollard R.T., 1977
Observations and models of the structure of the upper ocean, in «Modeling and prediction of the upper layers of the ocean», Pergamon Press, 102 - 117.
- Sarachik D.S., 1979
Boundary layers on both sides of the tropical ocean surface. Review papers of Equatorial oceanography at the Fine workshop. La Jolla.
- Sverdrup H.U., 1957
Oceanography, in *Handbuch der Physik*, 48, 608 - 670.
- Turner J.S., and E.B. Kraus, 1967
A one dimensional model of the seasonal thermocline : I.A. Laboratory experiment and its interpretation. *Tellus*, 19, 88 - 97.
- Vonder Haar T.H., and Oort A.H., 1973
New estimate of annual poleward energy transport by Northern Hemisphere oceans. *J. Phys. Oceanogr.*, 3, 169 - 172.
- Wyrtky K., 1965
The Average Annual heat balance of the North Pacific ocean and its relation to ocean circulation. *Journal of Geophysical Research*. 70, 18, 4547 - 4559.

