

M1: Introduction à l'océanographie physique

Cours 1: Introduction

bruno.deremble@ens.fr

jerome.vialard@ird.fr

L'océan est une composante majeure du système climatique. Pourtant la dynamique océanique est sans doute aujourd'hui moins bien comprise que la dynamique atmosphérique. Deux raisons expliquent peut être cette différence: d'une part l'atmosphère est beaucoup plus observée que l'océan et d'autre part la prévision opérationnelle est beaucoup plus développée pour l'atmosphère que pour l'océan. Les deux sources systématiques pour l'observation océanique sont d'une part les flotteurs qui donnent des informations sur la structure interne de l'océan (ex. programme ARGO) et d'autre part l'observation satellite qui nous renseigne sur l'état de la surface de l'océan (température, élévation de la surface, couleur de l'eau, etc.). Il existe d'autres moyens d'observation plus ponctuels dans le cadre de campagne de mesure ciblées pour identifier un phénomène précis (section bateau par exemple)

1.1 La structure de l'océan

L'océan est divisé en plusieurs bassins qui ont chacun leur dynamique propre. Plusieurs éléments sont à l'origine des différences observées entre bassins: d'une part la dynamique océanique est fortement contrainte par la géométrie (extension horizontale et profondeur). Et d'autre part la position géographique du bassin implique un forçage atmosphérique très différent d'un bassin à l'autre. C'est en effet l'atmosphère qui met l'océan en mouvement en conséquence de toutes les flux air mer. D'un point de vue dynamique les flux qui nous intéressent sont les flux de chaleur, les flux de salinité et les flux de quantité de mouvement. Nous allons d'abord décrire les flux de chaleur et eau douce et nous reviendrons en détail sur le flux de quantité de mouvement dans les prochains cours.

1.1.1 Flux de chaleur

L'équation d'évolution de la température à la surface de l'océan est

$$\frac{DT}{Dt} = -\frac{1}{\rho_0 c_p} \frac{\partial Q}{\partial z}, \quad (1.1)$$

avec T la température (K), t le temps (s), ρ_0 la densité de l'eau ($\approx 1000 \text{ kg m}^{-3}$), c_p la capacité calorifique de l'eau ($\approx 4000 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$), Q le flux de chaleur (W m^{-2}) et z la coordonnée verticale. Le premier terme de l'équation (1.1) correspond aux variations temporelles de température. Le second terme de l'équation correspond à la divergence du flux de chaleur. Le signe $'-'$ est une convention pour laquelle un flux de chaleur positif aura pour effet de réchauffer l'océan et un flux de chaleur négatif aura pour effet de refroidir l'océan. Pour se faire une idée des ordres de grandeur en jeu, utiliser cette équation pour estimer le temps nécessaire pour faire bouillir le 1er mm d'eau à la surface de l'océan (soit un volume de 1 L repartit sur 1 m^2) avec une bouilloire. Idem pour faire bouillir tout l'océan.

Le flux de chaleur Q est composé de plusieurs termes d'origine distinctes que l'on classe en deux catégories: les flux radiatifs et les flux turbulents. Les flux radiatifs découlent de la physique du corps noir: tout corps de température non nulle émet des radiations dont la puissance est donnée par la loi de Stefan-Boltzmann

$$F \propto \sigma T^4, \quad (1.2)$$

avec σ la constante de Stefan-Boltzmann ($\sigma = 5.7 \times 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$), et T la température du corps en question ($\approx 5800 \text{ K}$ pour le soleil, 300 K pour l'océan). La puissance totale émise par le soleil est $P = FA$, avec A l'aire

du soleil. Avec des arguments géométriques (distance terre-soleil, surface de la terre), on peut montrer que le sommet de l'atmosphère reçoit un flux de chaleur de 1370 W m^{-2} . En fonction des saisons, de l'heure de la journée de la composition atmosphérique, de la présence de nuages, de l'albedo de l'océan, seule une fraction de ce chauffage radiatif va changer la température de la couche de surface de l'océan. La seconde composante des flux radiatifs est les grandes ondes émises par la surface de l'océan suivant la même loi du corps noir (cf. Eq. 1.2 avec T la température de l'océan). Enfin la dernière composante radiative est les grandes ondes émises par l'atmosphère vers l'océan, là encore en suivant la loi du corps noir.

Les flux turbulents sont les flux de chaleur sensible et les flux de chaleur latent. L'expression théorique de ces flux turbulents est mal connue mais on peut proposer des modèles approchée sous la forme de formules bulks (qui sont inspirée de la théorie de la diffusion). Avec cette modélisation, le flux de chaleur sensible est directement proportionnel à la différence de température entre l'océan et l'atmosphère et correspond à la conduction de chaleur entre les deux milieux. Le flux de chaleur latent correspond au transfert d'humidité entre l'océan et l'atmosphère. La formule bulk du flux de chaleur sensible est

$$Q_{sh} = \rho_a c_p C_D |U| \Delta T \quad (1.3)$$

Enfin le flux de chaleur latente est relié à l'évaporation, cette dernière étant là encore donnée par une formule bulk

$$E = \rho_a C_D |U| \Delta q \quad (1.4)$$

Le flux de chaleur latent étant simplement donné par

$$Q_{lh} = \rho L_v E, \quad (1.5)$$

avec L_v la chaleur latente de vaporisation ($= 2.5 \times 10^6 \text{ J kg}^{-1}$)

- Discutez les variations spatiales de chacun de ces termes sur la figure 1.1.
- Discutez de l'amplitude des flux de chaleur sensible et les flux de chaleur latent.
- Le flux total est non nul, qu'en déduisez vous?

1.1.2 Flux d'eau douce

Le flux d'eau douce correspond à l'évaporation moins la précipitation. Sur la figure 1.2, distinguez les zones où $E - P$ est positif, négatif. Quels sont les endroits où $E - P$ est maximum? Quels sont les autres phénomènes qui modifient la concentration en sel de l'océan?

1.2 L'équation d'état de l'eau de mer

L'étude des interactions océan-atmosphère est importante car c'est à la surface de l'océan va acquérir ses propriétés. En effet, une fois qu'une parcelle d'eau n'est plus en contact avec la surface, elle va conserver sa température et sa salinité: on dit que l'océan est *adiabatique*. Cette propriété permet de tracer les masses d'eau en fonction de leur origine (nous allons revenir sur cette propriété dans un prochain cours). La question se pose alors de comprendre comment une parcelle de fluide qui se trouve à la surface va pouvoir se retrouver un jour au fond de l'océan? Les deux seules façons de faire plonger une parcelle d'eau sont soit de la rendre plus lourde que son environnement soit s'il existe une zone de convergence à la surface. En fait la densité d'une parcelle d'eau dépend directement de sa température et sa salinité, et dans une moindre mesure de la pression. L'équation qui relie la température, salinité et pression à la densité s'appelle l'équation d'état

$$\rho = \rho(T, S, P). \quad (1.6)$$

Sur la figure 1.3, on a tracé les lignes de densité constante (isopycnes) lorsque la température et la salinité varient. On a tracé ce diagramme pour deux pressions différentes: 0 bar (la surface de l'océan) et 1000 dbar ($\approx 1000 \text{ m}$ de profondeur). Comme on le voit sur la figure 1.3, l'équation d'état (Eq. 1.6) est non linéaire. Une conséquence de cette non-linéarité est que si l'on mélange deux parcelles d'eau de même densité mais de composition interne différente (température et salinité), alors la densité finale sera différente de la densité initiale. En anglais, ce

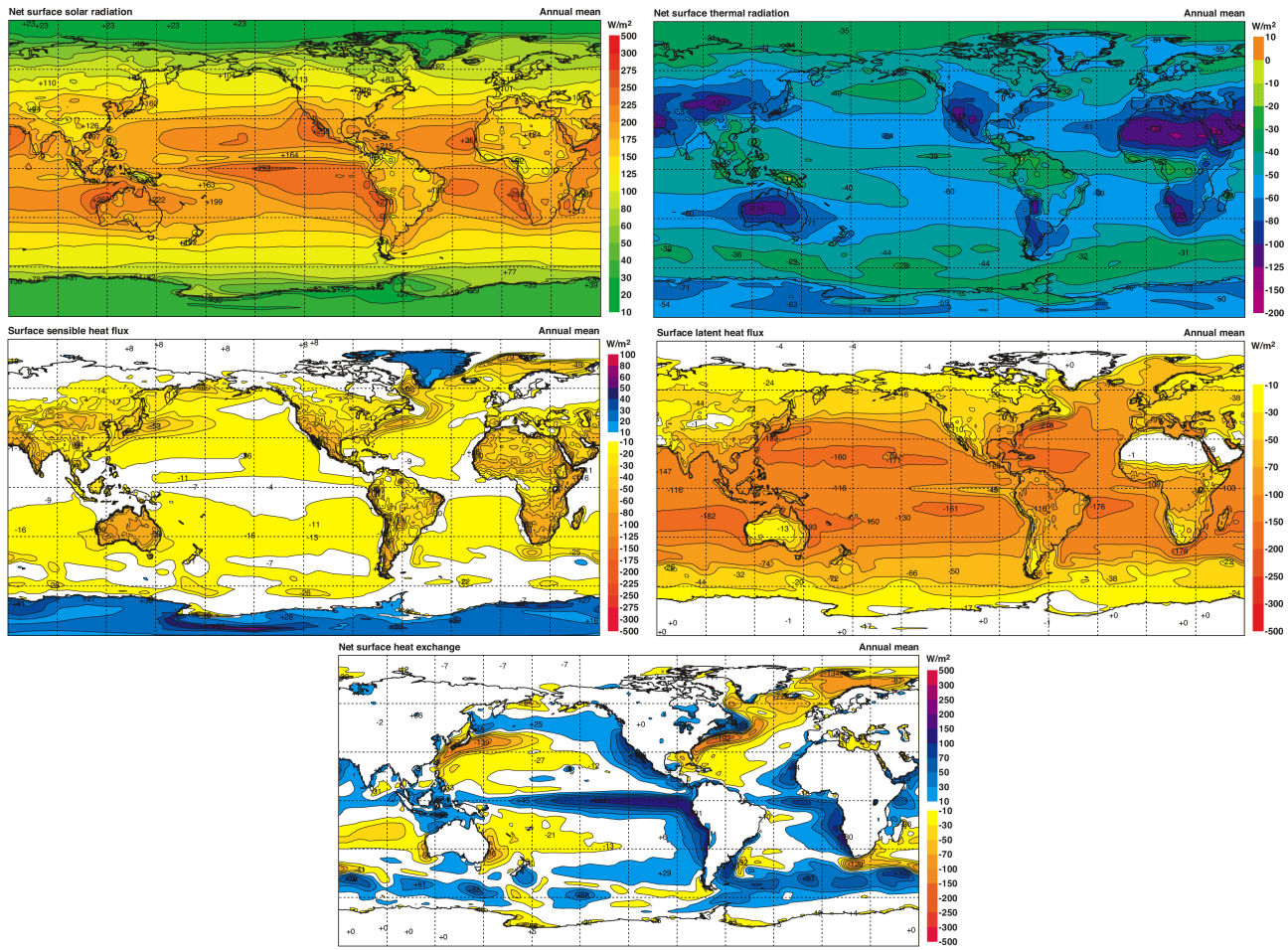


Figure 1.1: Flux de chaleur à l'interface air mer: onde courtes, ondes longues, sensible, latent et total (d'après Kallberg et al 2005)

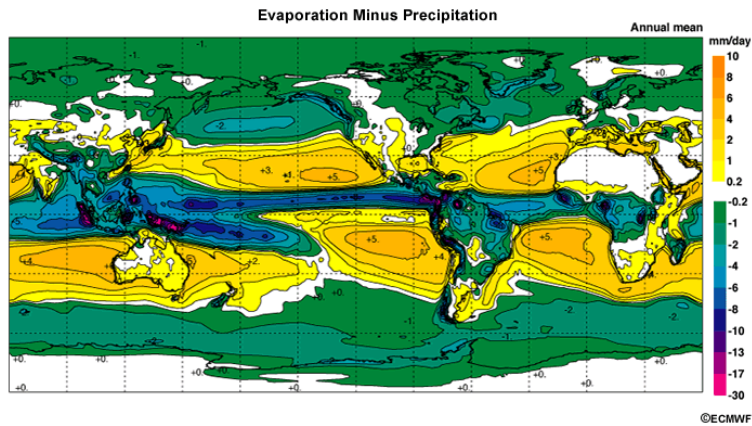


Figure 1.2: Flux d'eau douce $E - P$ (source ERA40)

processus s'appelle *cabbeling*. Une autre illustration de la non-linéarité de l'équation d'état est que, si deux parcelles d'eau ont une densité identique (mais de température et salinité différentes) à la surface il n'en sera pas de même au fond de l'océan. On parle alors d'effet thermobarique. Pouvez vous illustrer ces deux effets sur la figure 1.3?

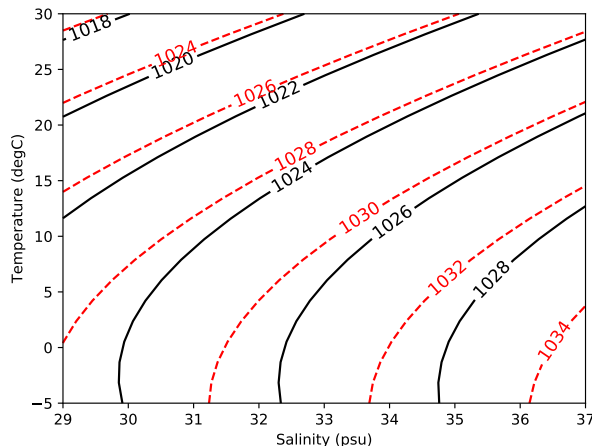


Figure 1.3: Densité en fonction de la température et salinité pour une pression de référence à 0 bar (courbe noires) et à 1000 dbar (courbe rouge)

Il est parfois utile d'utiliser une linéarisation autour d'un état de référence de telle sorte que

$$\rho = \rho_0[1 - \alpha(T - T_0) + \beta(S - S_0)] = \rho_0 + \rho', \quad (1.7)$$

avec ρ_0 , T_0 , et S_0 une densité, température et salinité de référence. Illustrez à quoi correspond la linéarisation sur la figure 1.3. Des valeurs standard de linéarisation sont $\alpha = 2 \times 10^{-4} \text{ K}^{-1}$, et $\beta = 7.4 \times 10^{-4} \text{ g kg}^{-1}$. Il est à noter également que l'on parle de température in situ et densité in situ lorsque ces propriétés sont mesurées directement mais pour s'affranchir de la correction de pression on définit alors la température potentielle et la densité potentielle.

1.3 Stabilité statique

Pour illustrer l'importance de la densité pour la dynamique océanique, on considère une situation où la densité est une fonction de la hauteur z uniquement. A l'instant $t = 0$, on déplace une parcelle d'eau de son altitude de référence z_0 vers une altitude $z' = z_0 + \delta z$. Cette parcelle d'eau a une densité $\rho(z_0)$ et on souhaite décrire la dynamique qui résulte de ce déplacement. Les seules forces qui s'appliquent sont dues à la gravité: son poids et la force d'Archimède. Le principe fondamental de la dynamique s'écrit ainsi

$$\rho(z_0) \frac{d^2 z'}{dt} = -g(\rho(z_0) - \rho(z_0 + \delta z)). \quad (1.8)$$

Pour des petits déplacements δz , on effectue l'approximation que $(\rho(z_0 + \delta z) - \rho(z_0))/\delta z$ correspond à la dérivée verticale du profil de densité

$$\frac{d^2 \delta z}{dt} = \frac{g}{\rho(z_0)} \frac{d\rho(z)}{dz} \delta z. \quad (1.9)$$

On écrit

$$N^2 = -\frac{g}{\rho_0} \frac{d\rho}{dz}, \quad (1.10)$$

la fréquence de Brunt Vaisalla. Si $N^2 > 0$ la stratification de l'océan est stable et la particule oscille autour de sa position d'équilibre z_0 . Si $N^2 < 0$, la stratification est instable et un phénomène convectif s'enclenche pour lequel la particule s'éloigne inéluctablement de sa position de départ. Cette situation arrive par exemple si une tempête refroidit la surface de l'océan. Une valeur typique de N est $N = 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ (soit une périodicité de ~ 2 heures).