

Composition et Propriétés de l'Eau de Mer

A) Généralités

L'eau sur Terre provient du dégazage progressif (maintenant presque terminé car à décroissance exponentielle) des couches profondes de la planète (vapeurs d'eau et autres gaz), lorsque celle-ci était plus chaude que maintenant (phénomènes de convection renforcés).

Sous ses trois états (solide, liquide, gazeux), l'eau libre se répartit sur Terre de manière inégale, avec la fraction la plus importante (97%) dans l'océan.

L'existence d'eau à l'état liquide est une des caractéristiques originales les plus importantes de notre planète.

Temps de résidence dans le cycle hydrologique

On définit le temps de résidence de l'eau dans un milieu par la durée moyenne pendant laquelle une molécule d'eau séjourne (ou est stockée) à l'un des stades du cycle hydrologique. On le calcule en divisant la quantité d'eau présente dans ce stade par la quantité qui y entre par unité de temps.

En choisissant comme unité 10^{15} kg, les réservoirs principaux sont (pour un total de 1 360 000):

- l'océan: 1 322 000
- les continents: 38 000
- l'atmosphère: 13

Les possibilités de communication (ramenées sur une année) sont:

- évaporation/précipitation sur les océans: 336/300
- évaporation/précipitation sur les continents: 64/100
- transport par le vent vers les continents: 36
- écoulements de rivière vers l'océan: 36

Le temps de résidence océanique peut donc être estimé à: $1\,322\,000 / (300 + 36) \approx 4000$ ans.

Le temps de résidence atmosphérique vaut quant à lui: $13 / (336 + 64) \approx 12$ jours.

Le temps de résidence continental vaut $38\,000 / 100 \approx 380$ ans.

Les propriétés essentielles de l'eau de mer en liaison avec la compréhension des mouvements océaniques sont la température et la salinité. Ces paramètres (associés à la pression) contrôlent la masse volumique de l'eau (appelée abusivement densité), et donc certains mouvements verticaux dans l'océan.

Nous allons néanmoins détailler dans un premier temps les propriétés de l'eau douce, importantes pour comprendre le comportement général de ce fluide.

B) Eau douce

C'est le liquide le plus répandu à la surface de la Terre. Pourtant l'eau est loin d'avoir des propriétés "typiques" des liquides, malgré ce que l'on a pu croire jusqu'à la fin du siècle dernier.

L'eau existe sous forme de 3 états: solide (glace), liquide, et gazeux (vapeur d'eau). C'est la nature des interactions (fortes à l'état solide, et faibles à l'état gazeux) qui existent entre molécules d'eau qui définit un état donné.

1. Structure électronique

Approche électronique simplifiée (**Fig. 1**):

La masse moléculaire de l'eau vaut 18 (noyau d'oxygène constitué de 8 neutrons et 8 protons).

L'atome d'hydrogène est formé d'un proton et d'un électron gravitant autour.

L'oxygène comporte lui 8 électrons: en première approximation, 2 saturent la couche la plus proche du noyau, et les 6 autres gravitent sur une couche périphérique qui peut supporter un maximum de 8 électrons. Pour former une molécule d'eau, l'oxygène va compléter sa couche électronique grâce à 2 électrons solitaires apportés par 2 atomes d'hydrogène.

Une fois formée la molécule d'eau, l'atome d'oxygène est donc lié à chaque atome d'hydrogène par des liaisons de covalence mettant en jeu un doublet d'électrons; 4 électrons restent non liés.

La molécule d'eau forme un triangle isocèle (d'angle HOH 105°). La molécule est bien sûr globalement neutre électriquement, mais la densité électronique a tendance à s'accroître au voisinage du noyau d'oxygène (à la différence d'une liaison H-H) qui a plus d'affinités pour les électrons que l'hydrogène: existence d'un moment électrique permanent (comme un dipôle électrique).

Les noyaux d'hydrogène (plutôt chargés +) vont avoir tendance à attirer (formation de liaisons "hydrogène" électrostatique) le nuage électronique d'un autre atome d'oxygène: pour l'état solide (glace), formation d'un cristal tétraédrique (angle théorique: $109^\circ 28'$) facilité par l'angle initial de la liaison HOH (**Fig. 2**).

Le passage de l'état solide à l'état liquide correspond à une rupture de certaines de ces liaisons "hydrogène", et requiert de l'énergie. En élevant davantage la température, on atteint l'état gazeux (avec destruction de toutes les liaisons hydrogène).

Lors du passage solide - liquide, l'effondrement de certaines liaisons "hydrogène" entraîne un tassement de la molécule (accroissement de la densité). Puis, au fur à mesure du réchauffement, l'agitation des molécules d'eau compense cet effet de contraction, et on assiste au contraire à une dilatation de la structure (diminution de la densité). Le maximum de densité est atteint (sous conditions normales) à 4°C (**Fig. 3**).

La notion de densité de l'eau (de mer) s'avèrera par la suite essentielle pour comprendre certains grands équilibres océaniques: l'océan a en effet une tendance naturelle à être stablement stratifié, avec les eaux les moins denses à sa surface, et les eaux les plus denses dans les couches profondes. Nous reviendrons aussi

par la suite sur l'hypothèse hydrostatique (variations de la pression avec la verticale directement proportionnelles à la masse volumique locale de l'eau de mer).

2. Propriétés "singulières" de l'eau douce

- chaleur spécifique élevée (la + haute de tous les solides et liquides, sauf NH_3): $4.18 \cdot 10^3 \text{ J kg}^{-1} \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$
- inertie thermique (pas d'extrema marqués: -1.87 à +42 pour -68 à +58°C sur continent),
- bon milieu de stockage et de transport.
- chaleur latente de fusion ($3.33 \cdot 10^5 \text{ J kg}^{-1}$) la + grande (sauf NH_3):
- gros effets thermostatiques aux changements de phase.
- chaleur latente d'évaporation ($2.25 \cdot 10^6 \text{ J kg}^{-1}$) la + grande:
- gros effets thermostatiques aux changements de phase,
- crucial lors des transferts d'énergie entre océan et atmosphère.
- transparence (absorption surtout dans l'infrarouge et l'ultraviolet)
- incolore en petites quantités;
- forte absorption d'énergie solaire sur une plus grande épaisseur.
- milieu neutre, mais à constante diélectrique élevée (sépare bien les ions chargés)
- pouvoir solvant exceptionnel (du fait de l'organisation des molécules),
- bon milieu réactif.
- peu compressible
- mais la surface de l'océan est néanmoins 30 m plus bas que pour un fluide incompressible de même masse volumique moyenne.

C) Les sels dissous (la salinité)

1. Les effets de la dissolution de ces sels

La dissolution de sel (ou de n'importe quelle autre substance) a pour effet d'augmenter la masse volumique moyenne de la solution (1035 kg m^{-3} pour l'eau de mer, pour 1000 kg m^{-3} pour l'eau douce).

La température de fusion (de la glace) est également affectée (diminuée), puisque les sels dissous ont tendance à inhiber la formation de structures ordonnées. La température de congélation de l'eau de mer est de l'ordre de -1.9°C (pour une salinité de 35 g/kg).

Pour des salinités océaniques supérieures à 25 g/kg, comme c'est le cas pour l'ensemble des océans du globe, la température du maximum de densité est inférieure à la température de fusion de la glace. Ainsi la masse volumique d'une eau de mer que l'on refroidit augmente jusqu'au point de congélation, sans passer par le palier de dilatation mis en évidence pour l'eau douce (entre 0 et 4°C) (**Fig. 4**).

2. Nomenclature des principaux sels

Les principaux sels sont NaCl (78 %), MgCl₂ (11%), MgSO₄ (5%), CaSO₄ (4%), K₂SO₄ (2%).

Il y a aussi: d'autres sels dissous (en plus petites quantités), des éléments rares (Si, I, Sr, Al, ...) , des gaz dissous (O₂, N₂, CO₂, ...).

Les gaz dissous ont peu d'impact géophysique direct, mais ont par contre un rôle biologique primordial. L'océan est aussi un puits colossal de CO₂, apte à réguler la teneur atmosphérique.

Attention: en pratique composition stable (en proportions) de l'eau de mer ! Ainsi la connaissance d'un seul constituant suffit *a priori* pour déterminer le taux de salinité d'un échantillon d'eau de mer. Cette propriété n'a été constatée que depuis le début du 19^{ème} siècle.

Les précipitations et l'évaporation, ou le mélange par turbulence entre couches de surface et couches plus profondes, n'affectent pas les proportions, mais le taux de salinité.

La régulation semble se faire par précipitation des sels en excès, ou fixation par les organismes biologiques.

Seules quelques régions sont susceptibles de faire exception: mers fermées ou estuaires très sensibles à l'apport des eaux de rivière, bassins et fjords où la circulation au fond est contrainte par des accidents bathymétriques (milieux anaérobiques), régions sous-marines proches de volcans profonds en activité, ...

3. Méthodes de mesure

Rappel: ce n'est qu'au début du 19^{ème} siècle que les scientifiques se sont rendus compte que la proportion en sel était quasiment constante, quelle que soit la salinité. L'expédition du *Challenger* avait conduit à la collecte de nombreux échantillons, analysés pour des éléments aussi divers que chlore, sodium, magnésium, sulfate, calcium, potassium, brome, ...

Méthodes chimiques (pesée des sels après évaporation de l'eau). les sels précipitent un par un (CaCO₃, CaSO₄, NaCl, K et Mg). Problèmes nombreux: résidus aqueux, décomposition des sels (aux trop hautes températures), vaporisation, expulsion naturelle de CO₂, ...

Relation empirique faisant intervenir la concentration en chlorure, utilisant le fait que la proportion des sels est constante, utilisée jusqu'au milieu des années 1960:

$S = 1.80655 \text{ Cl}$ (car les sels chlorés sont assez faciles à mesurer).

Méthodes physiques: basées sur la conductivité électrique de l'eau de mer. Mesure précise (à 10⁻³ °C) simultanée de la température essentielle (car il y a également une dépendance avec T). Salinités mesurées à la précision de 0.003 g/kg ou mieux. La définition adoptée aujourd'hui consiste en 2 étapes:

1. calcul du taux de conductivité à 15°C et 1 atmosphère: (conductivités échantillon / solution de KCl)
2. détermination de la salinité par une équation empirique non-linéaire.

4. Distribution spatiale

La salinité est un "traceur" intéressant car neutre, une fois isolé des régions d'interaction avec

l'atmosphère. On peut donc s'en servir pour suivre des mouvements tridimensionnels de grande échelle dans l'océan (**Fig. 5**).

Répartition de la salinité en surface: hautes valeurs où évaporation excède précipitation (équivalents des zones désertiques terrestres), et basses valeurs où les précipitations dominent (aux plus hautes latitudes sujettes à moins d'évaporation, et à l'équateur où les précipitations sont intenses).

Il y a également des effets plus locaux (embouchures de rivière, fonte de glaciers, ...) où la salinité est localement modifiée.

Les bassins à seuil donnent naissance à des mers intérieures aux propriétés très différentes selon le signe du bilan évaporation - précipitation. On peut comparer par exemple la Mer Méditerranée (où l'évaporation domine) à la Mer Noire (eaux profondes stagnantes) (**Fig. 6**).

Répartition avec la profondeur: au dessous de 1000 m, assez peu de variations (valeurs entre 34.5 et 35 g/kg); plus en surface, la salinité peut croître en remontant vers la surface (en région de forte évaporation), et la halocline sépare les régions salées de surface des régions plus profondes; la salinité peut aussi croître localement avec la profondeur (et on nomme encore halocline la région de raccord entre les eaux peu salées de surface et les salinités de fond) (**Fig. 7**).

D) La température

1. Le rayonnement solaire

L'océan est chauffé par le rayonnement solaire, dominé par les ultraviolets, le rayonnement visible et proche infrarouge.

Sur 100 unités de radiation solaire au sommet de l'atmosphère, 30 sont réfléchies dans l'espace (6 par l'air; 20 par les nuages; 4 par la surface océanique). Sur les 70 transmises, 19 sont absorbées dans l'atmosphère (16 par ozone, eau et poussières; 3 par les nuages), 30 arrivent à la surface de la Terre directement, 21 atteignent la surface sous forme de rayonnement diffus.

Les U.V. sont principalement absorbés par la couche d'ozone stratosphérique. La couleur bleu du ciel clair est due à la meilleure diffusion des longueurs d'onde bleues et UV par les molécules des gaz atmosphériques.

La surface réfléchit une partie de l'énergie lumineuse reçue (4 unités). Ce pouvoir réfléchissant, propre à chaque type de surface, est appelé albédo, et vaut entre 0 et 1. Pour des eaux calmes, l'albédo est très faible (2%). Il vaut 90% pour la neige, 35% pour les déserts, 10 à 20% sur la végétation, le sol nu ou la roche.

Attention: l'albédo dépend aussi de paramètres clefs comme l'angle d'incidence du rayonnement (un rayonnement rasant sera moins réfléchi qu'un rayonnement normal).

2. Distribution horizontale de la température de surface

En surface, ce sont les satellites qui ont récemment approfondi le plus la connaissance de la SST (*Sea Surface Temperature*).

C'est l'angle d'incidence du rayonnement solaire qui influe le plus sur la distribution horizontale, essentiellement zonale, de la SST. Cette insolation varie sur un rythme diurne et saisonnier. Les équinoxes correspondent à un rayonnement "vertical" à l'équateur à la mi-journée. Les solstices à un rayonnement à la verticale des tropiques du Cancer et du Capricorne, respectivement en été et hiver boréal (**Fig. 8**). Localement, au voisinage des bords de bassin, les courants océaniques peuvent modifier l'équilibre local, avec par exemple des océans équatoriaux, puis tropicaux, plus chauds dans leur partie occidentale qu'orientale.

3. Un peu de lumière dans l'eau

L'énergie solaire est absorbée pour l'essentiel dans les premières dizaines de mètres de l'océan (1/5 seulement pénètre au delà de -100 m, et la moitié est déjà absorbée après seulement 10 cm).

Les longueurs d'onde absorbées le plus facilement sont l'infrarouge (absorbé sur 1 m), puis le rouge, puis les plus courtes fréquences (**Fig. 9**). D'où la couleur bleue de l'eau (pour une épaisseur suffisante): les ondes plus courtes pénètrent plus facilement, et peuvent ressortir après diffusion et réflexion. Il faut noter que les eaux turbides sont constituées de particules en suspension qui ont une propension à absorber les ondes les plus courtes du rayonnement visible. D'où la couleur jaune ou verte de ces eaux.

Seuls les 200 premiers mètres de l'océan sont en fait correctement baignés par la lumière solaire, et constituent la couche euphotique, propre au développement de la photosynthèse. Au delà de 1000 mètres, c'est le noir complet (**Fig. 10**).

4. Distribution verticale de la température

Malgré l'atténuation progressive du rayonnement solaire avec la profondeur, on remarque que la température est souvent uniforme sur plusieurs dizaines, voire centaines de mètres: on parle de couche de mélange océanique, principalement entretenue par l'activité de surface (vagues, courants) (**Fig. 11**).

La couche de mélange est isolée des eaux plus profondes (et plus froides, environ 5°C) par une thermocline (zone de gradient vertical de température, avec les eaux les plus chaudes au dessus).

Il existe une thermocline permanente dans la plupart des régions du globe (à l'exception des régions polaires où les eaux sont continuellement mélangées sur plusieurs milliers de mètres, par formation d'eau dense en surface: refroidissement et congélation d'eau moins salée que le milieu ambiant).

Localement, une thermocline saisonnière (à une profondeur de quelques dizaines de mètres, et correspondant à un écart de 5 à 10°C) peut aussi apparaître (stratification en été), disparaissant lorsque les conditions atmosphériques tendent à alourdir les eaux de surface (refroidissement notamment) (**Fig. 12**).

Une thermocline diurne peut également être observée (à quelques mètres de profondeur). Le saut vertical de température n'y excède généralement pas 1 à 2°C.

L'océan profond présente une variabilité spatiale bien moins marquée des structures en température (**Fig. 13**).

E) Notion de masse d'eau

1. Masse volumique

La masse volumique d'une masse d'eau dépend essentiellement de deux paramètres: température, salinité. Une relation complexe et fortement non-linéaire exprime cette dépendance.

On peut montrer qu'une variation relative donnée sur la température a un impact supérieur sur la masse volumique qu'une variation équivalente en salinité. La pycnocline (zone de fort gradient vertical de masse volumique) et la thermocline sont donc le plus souvent confondues. Une linéarisation de la masse volumique au voisinage de 15°C, 35 g/kg donne approximativement:

$$\rho = \rho_0 (1 - a T + b S) \text{ avec } a = 2 \cdot 10^{-4} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1} \text{ et } b = 8 \cdot 10^{-4} (\text{g/kg})^{-1}.$$

Néanmoins à l'équateur et dans les régions polaires, les processus d'évaporation / précipitation ou de formation / fonte de glace affectent la salinité de surface de façon significative, et modifient de ce fait la masse volumique de l'eau en surface. En dessous de 2000 m, les profils de masse volumique potentielle coïncident presque en tous les points du globe.

2. Stabilité statique de l'océan

Principe d'Archimède (par exemple pour l'étude de l'équilibre d'un glaçon dans un verre d'eau).

Notion de fréquence de Brunt-Väisälä

La fréquence de Brunt-Väisälä donne la mesure de la stabilité de l'océan. Elle est définie, *via* son carré, par:

$$N^2 = - \rho^{-1} (\partial \rho / \partial z)$$

Elle donne la mesure de la stabilité du milieu. Si N^2 est positif, alors le milieu est stable; et instable si N^2 est négatif. N est une fréquence de vibration d'un mouvement purement vertical. Une valeur typique dans les couches de surface de l'océan est de 0.01 s^{-1} , soit une période de 10 minutes.

3. Température et densité (masse volumique) potentielle, pression

Un profil vertical de masse volumique *in situ* peut s'avérer localement instable (**Fig. 14**)!

La pression occasionne un effet important sur la température: la "même" masse d'eau choisie à des immersions distinctes a une température différente, du fait des effets de compressibilité: un fluide comprimé a tendance à s'échauffer (cf. $P V = R T$ pour l'air).

D'où la nécessité de raisonner en termes de changements adiabatiques de température: on définit la température potentielle d'une parcelle d'eau comme étant la température de cette parcelle ramenée à la pression atmosphérique de référence après détente (ou compression) adiabatique (sans échange d'énergie avec les parcelles environnantes).

Pour l'atmosphère, une telle température potentielle peut différer de la température *in situ* de plusieurs dizaines de degrés ! Pour l'océan, la correction n'est que de quelques dixièmes de degrés. Le concept est néanmoins important parce qu'il est utile pour comparer la stabilité effective d'une colonne d'eau: abstraction faite des effets de salinité, ce n'est pas parce que la température *in situ* de l'eau augmente localement avec la profondeur que l'on se trouve en milieu instable.

Pour une particule d'air choisie à 5 km, $Q > T$, car ramener la particule à la surface de la mer correspond à une augmentation de la pression. C'est le contraire pour une particule d'eau choisie à l'immersion -5000 m. On vérifie ainsi qu'à salinité égale (supérieure à 25 g/kg), la masse d'eau la plus dense est la plus froide (au sens de la température potentielle), indépendamment de l'immersion considérée. En fait l'océan est stablement stratifié, et il convient de raisonner en température potentielle (corrigée des effets de pression) pour bien appréhender cette stabilité statique.

Quelques mots sur la pression:

L'équation hydrostatique décrit le lien qui existe entre pression et immersion: $dP = - \rho g dz$, approximation justifiée à grande échelle de l'équation d'évolution de la vitesse verticale.

L'eau est en fait faiblement compressible (pour 99% de l'océan mondial on trouve à 2% près $\rho = 1.03 \cdot 10^3 \text{ kg/m}^3$), et $P = - \rho g z$ fournit une valeur correcte.

Rappel: notons néanmoins que si l'océan était réellement incompressible, son niveau moyen serait environ de 30 mètres supérieur à celui que l'on observe effectivement.

4. Circulation thermohaline, masses d'eau

La circulation verticale des masses d'eau dans l'océan contrôlée par les variations de masse volumique s'appelle la circulation thermohaline (à la différence de la circulation directement forcée par le vent). Les masses d'eau les plus denses vont circuler au dessous des autres. Ce sont des mouvements de grande échelle, engendrés par des gradients horizontaux de pression, et sensibles à la rotation de la Terre (force de Coriolis).

De la même façon que l'atmosphère présente des masses d'air aux caractéristiques (température, humidité) bien distinctes, l'océan englobe de larges masses d'eau, identifiées par leur température, salinité, et autres propriétés (oxygène dissous, ...). La frontière entre deux masses d'eau est caractérisée par une variation souvent brutale de ces différentes propriétés.

Les caractéristiques d'une masse d'eau sont celles acquises lors de sa formation, c'est à dire lors de son dernier contact avec la surface. Le long de son mouvement, elles ne sont alors que peu modifiées (essentiellement par mélange latéral et vertical avec les masses d'eau environnantes) (**Fig. 15**).

Les régions de formation de masses d'eau correspondent aux endroits du globe où les eaux de surface s'alourdissent et plongent (pour entamer leur voyage). Il peut s'agir des régions polaires (vents froids de surface, congélation de l'eau de mer enrichissant en sel l'eau de mer sous-jacente) ou de régions tropicales (fortes évaporations).

5. Diagramme Q-S

On répertorie communément les masses d'eau étudiées sur des diagrammes température (de préférence potentielle) / salinité ou diagrammes Q-S (**Fig. 16**). On raisonne souvent en termes d'unité sigma thêta où l'on a défini: $\sigma_\theta = \rho_\theta - 1000$. Pour l'océan ouvert, la gamme obtenue pour σ_θ est: $24 < \sigma_\theta < 29.5 \text{ kg/m}^3$, pour des gammes de température $-2 < T < 31^\circ\text{C}$ et de salinité $33 < S < 37 \text{ g/kg}$.

Les diagrammes Q-S sont très utiles pour identifier les masses d'eau rencontrées par exemple à l'occasion d'un profil vertical, en comparant la masse volumique observée avec des masses d'eau types. Le mélange de plusieurs masses d'eau (mélange des propriétés T et S) ou la pérennité d'une seule masse d'eau peuvent ainsi être mis en évidence. En effet, une fois une masse d'eau isolée de la surface, ses caractéristiques Q et S sont conservatives et ne peuvent être modifiées que par mélange (turbulent) avec une masse d'eau de caractéristiques différentes (**Fig. 17**).

Note: de manière stricte, seule la température potentielle, Q, est conservative, puisque la température *in situ* est modifiée par compression ou expansion adiabatique.

Les masses d'eau peuvent aussi être identifiées par leurs propriétés chimiques et biologiques, comme leur contenu en oxygène dissous ou en nutriments ou, pour les eaux de surface, par la présence de certaines communautés d'organismes.

Cependant ces propriétés peuvent être modifiées par des processus autres que le mélange (des réactions biologiques par exemple); et sont donc dites non conservatives.

Attention: cette propriété de conservation n'est valable qu'en dehors de la couche de surface (où des échanges avec l'atmosphère se produisent) et loin des côtes (afflux de sédiments et d'eau douce) et du fond de l'océan (où des gains ou pertes de chaleur ou de salinité peuvent se produire au voisinage des régions de circulation hydrothermale).

6. Quelques mots sur les processus de mélange dans l'océan

Pour un fluide totalement au repos à grande échelle, une substance dissoute inégalement répartie reste à même de se mélanger du fait de l'agitation moléculaire: cette diffusion moléculaire résulte du mouvement de particules individuelles.

Par exemple une région plus chaude du fluide verra une plus grande agitation moléculaire de ses particules (plus grande énergie cinétique), qui tendront à communiquer leur énergie à des molécules plus "lentes", occasionnant un transfert moléculaire d'énergie. C'est ainsi que les phénomènes de conduction se développent dans un fluide.

Les océans ne sont jamais au repos complet (!), et ne correspondent que très rarement à un écoulement laminaire (c'est à dire avec un profil de vitesse très régulier) pour lequel les processus de mélange par diffusion moléculaire sont encore dominants.

Les écoulements océaniques sont en fait turbulents, et l'agitation qui en résulte est bien plus efficace que les mouvements moléculaires pour brasser des quantités du fluide.

Le nombre de Reynolds défini comme le rapport entre forces d'inertie (les termes non-linéaires de l'équation du mouvement) et forces de viscosité est d'autant plus grand que l'écoulement est turbulent:

$$Re = (U \partial U / \partial x) / (\eta \partial^2 U / \partial x^2) \approx (U^2 / L) / (\nu U / L^2) \approx U L / \nu$$

La viscosité moléculaire pour l'eau est de l'ordre de $10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$, les échelles de vitesse et d'espace caractéristiques pour l'océan sont par exemple: 10 cm/s et 100 km. Le nombre de Reynolds s'avère grand par rapport à une valeur critique définissant la frontière entre régime laminaire et régime turbulent. Les

écoulements océaniques sont donc turbulents.

Les phénomènes de diffusion turbulente sont donc bien plus efficaces (de plusieurs ordres de grandeur) que la diffusion moléculaire pour mélanger les propriétés de l'océan. Néanmoins les deux phénomènes agissent dans le même sens et tendent à une homogénéisation des caractéristiques du fluide. Les flux turbulents sont donc usuellement exprimés en fonction du gradient moyen de la quantité considérée:

$$\partial S / \partial t = \dots + \partial (A \partial S / \partial x) / \partial x + \partial (A \partial S / \partial y) / \partial y + \partial (B \partial S / \partial z) / \partial z,$$

où les flux turbulents (ici pour la salinité) horizontaux et vertical sont respectivement: $- A \partial S / \partial x$, $- A \partial S / \partial y$ et $- B \partial S / \partial z$, en désignant par A et B les coefficients de diffusivité turbulente associés (coefficient supposé identique pour les deux directions horizontales). Des ordres de grandeurs typiques pour A et B sont: $A \approx$

$1000 \text{ m}^2/\text{s}$ et $B \approx 10^{-4} \text{ à } 10^{-2} \text{ m}^2/\text{s}$, selon la stratification verticale et le cisaillement vertical de courant.

Du fait des échelles spatiales incriminées (les océans sont bien moins profonds que vastes) et les gradients verticaux de température (donc de masse volumique) bien plus marqués sur la verticale (quelques degrés sur quelques dizaines de mètres) que sur l'horizontale (quelques degrés sur plusieurs centaines de km), ce sont ainsi les phénomènes de diffusion horizontale qui sont le plus aptes à mélanger les propriétés océaniques.

Les quantités Q et S sont donc dites conservatives car elles ne sont affectées que par les phénomènes de mélange turbulent qui apparaissent le long du mouvement des masses d'eau.

7. Formation d'une masse d'eau

Les régions de formation des masses d'eau correspondent aux endroits à la surface de l'océan où les flux de chaleur ou le bilan évaporation moins précipitation tendent à alourdir les eaux de surface (refroidissement ou évaporation).

La formation de glace de mer entraîne par exemple un accroissement de la masse volumique d'une part par le refroidissement associé, mais aussi par l'enrichissement en sel des eaux sous la glace (formée d'eau douce). Le haut de la colonne d'eau devient alors instable, et un mélange vertical se produit tendant à homogénéiser cette colonne. L'eau de surface coule et s'écoule ensuite vers les régions équatoriales. Les régions principales concernées par ce phénomène sont: la Mer du Groenland, la Mer de Norvège, la Mer du Labrador, et le pourtour de l'Antarctique (et notamment la Mer de Weddell). Les eaux profondes et eaux de fond sont créées par ce processus.

Les phénomènes d'évaporation qui dominent aux latitudes subtropicales (vers 40°N et S) permettent l'enrichissement en sel des eaux de surface. Les eaux nouvellement formées en ces régions sont appelées eaux centrales (ou eau du maximum de salinité subtropical). La formation ne s'effectue pas par convection (mélange vertical intense), mais par subduction (simple feuilletage de l'écoulement) le long des isopycnes. Des phénomènes de convergence à la surface de l'océan sont enfin propices à la formation d'une nouvelle masse d'eau, comme les eaux intermédiaires, vers 60° de latitude dans l'Atlantique, à une zone de transition entre climat tempéré et climat subpolaire (**Fig. 18**).

L'océan s'accommode mal de profils de masse volumique potentielle instables, et des processus de mélange ou de retournement vont rapidement homogénéiser sur la verticale toute région localement instable. La masse volumique potentielle présente donc un profil qui croît avec la profondeur (les eaux les

plus légères sont en surface). Les régions stratifiées en température (thermocline) ou en salinité (halocline) correspondent à de brusques variations verticales de la masse volumique (pycnocline).

La circulation thermohaline correspond à un mouvement de masses d'eau océaniques à l'échelle de l'océan global, induit par la formation de masses d'eau denses dans des régions caractéristiques. Ces eaux plongent jusqu'à l'atteinte d'un niveau où leur masse volumique se stabilise avec le milieu ambiant. Elles se répandent alors à l'échelle des bassins océaniques. Cette plongée d'eau est nécessairement compensée à la surface par une alimentation en eaux plus légères (**Fig. 19**).

F) Le son dans l'eau de mer

1. Propagation

La propagation du son dans l'eau correspond au développement d'une onde de pression (avec des maxima et des minima, c'est à dire des zones de compression ou de raréfaction de particules).

Les ondes sonores peuvent être caractérisées par leur amplitude a et leur fréquence f (ou longueur d'onde λ), liés à la vitesse c par la relation: $c = f \lambda$

Les longueurs d'onde "utiles" dans l'eau correspondent à la plage 50 m - 1 mm, c'est à dire à la gamme de fréquence 30 Hz - 1.5 MHz (la vitesse du son dans l'eau vaut environ 1500 m/s).

Un point source va émettre une onde de pression multidirectionnelle et uniforme.

L'intensité du signal va décroître avec la distance avec la source pour deux raisons:

- étalement sur la surface du front de l'onde (atténuation en $1/R^2$ pour un point source, en $1/R$ pour un cylindre source)
- atténuation par absorption / diffusion par l'eau et les particules en suspension. La diffusion n'est pas une fonction de la fréquence du son, à la différence de l'absorption.

L'absorption se fait par dissipation visqueuse pour les hautes fréquences, ou par dissociation de la paire d'ions (liaison électrovalente) $MgSO_4$ ou du complexe (liaison covalente) $B(OH)_3$ pour les fréquences plus basses.

2. Vitesse du son dans l'eau

La théorie donne $c = \sqrt{\text{module axial} / \rho}$, où le module axial est une mesure de l'élasticité du matériau. Ce module est d'autant plus grand que le matériau est apte à retrouver sa forme originelle après compression et à s'opposer à cette compression.

Le module axial de l'eau s'avère supérieur à celui de l'air. C'est une fonction (complexe) de la température, de la salinité et de la pression, comme l'est la masse volumique

La vitesse du son dans l'eau peut s'obtenir à partir de la relation empirique suivante, pour la gamme de température 6°C à 17°C:

$$c = 1410 + 4.21 T - 0.037 T^2 + 1.14 S + 0.018 z$$

La vitesse du son augmente avec la température (par effet sur la masse volumique). En surface, une augmentation de 1°C entraîne une augmentation de la vitesse du son de l'ordre de 3 m/s.

La vitesse du son augmente avec la salinité (car elle rend l'eau moins compressible et augmente son module axial, et cet effet est supérieur à l'augmentation qui résulte sur la masse volumique). En surface, + 1 g/kg entraîne + 1.1 m/s. Le son se propage plus vite dans l'eau salée que dans l'eau douce.

La vitesse du son augmente avec la pression (l'effet sur le module axial est supérieur à l'effet sur la masse volumique): + 100 m entraîne + 1.8 m/s (**Fig. 20**).

3. Réfraction

Dans la mesure où l'océan est un milieu continûment stratifié, les ondes sonores vont être réfractées selon les variations de la vitesse du son dans les couches concernées. Si le signal sonore se propage sur la verticale, la réfraction est faible car le mouvement se fait selon le gradient des propriétés du fluide stratifié. Au contraire, dans la direction horizontale on obtient des angles d'incidence faibles avec la stratification, et donc des effets de réfraction élevés.

La loi de Snell donne la relation entre angle d'incidence et angle de réfraction (mesurés par rapport à la normale de la surface incidente): $c_1 / \sin \alpha_1 = c_2 / \sin \alpha_2$ (**Fig. 21**).

Pour un profil océanique typique (couche de mélange, thermocline, océan profond), sans effet de salinité, on peut montrer que dans la couche de mélange les effets dominants sur la vitesse du son sont ceux de la pression (c augmente avec la profondeur). Au sein de la thermocline, les effets de température dominent, et la vitesse du son décroît avec la profondeur. Sous la thermocline, ce sont de nouveau les effets de pression qui importent, et la vitesse du son se met à croître avec la profondeur (**Fig. 22**).

Au sein de la couche de mélange, les ondes sonores vont donc être réfractées vers la surface. De même, dans l'océan profond les ondes sonores sont réfractées vers le haut.

Au niveau de la thermocline, les ondes sonores sont au contraire réfractées vers le bas.

Il y a donc existence d'un guide d'onde entre les deux dernières régions: les ondes sonores sont en quelque sorte piégées dans un canal à la base de la thermocline (ce qui limite la déperdition du signal: R^{-1} au lieu de R^{-2}).

Au contraire, une zone d'ombre apparaît entre les deux premières régions à la base de la couche mélangée, uniquement affectée par la réflexion d'ondes à la surface de l'océan (**Fig. 23**).

4. Impédance acoustique

La notion d'impédance acoustique permet de qualifier l'aptitude d'un milieu à être repéré par un signal sonore: $Z = \rho c$.

La réflexion de l'énergie sonore se produit à la transition entre deux régions (ou matériaux) d'impédance acoustiques distinctes. C'est également une fonction de l'angle d'incidence.

Pour une réflexion normale à l'interface, la réflectivité R est donnée par la relation:

$$R = (Z_1 - Z_2) / (Z_1 + Z_2) \checkmark 100\%.$$

Cette réflectivité permet d'identifier les "meilleures" cibles dans l'eau de mer, comme l'air (100%), l'acier (94%), le cuivre (92%), le basalte (84%), l'aluminium (83%), le granite et le quartz (82%), et les moins

bonnes comme les os (24%) ou la peau (2%) des poissons, le caoutchouc (8%), l'eau douce (0% !).

5. Applications

La plus grande longueur d'onde du son (par rapport aux rayons lumineux) conduit à une moins bonne résolution en terme de détection (compter environ 3 λ la longueur d'onde). Néanmoins la bonne propagation du son dans l'océan, à la différence de la lumière, définit des applications très intéressantes. Nécessité d'un compromis: une plus haute fréquence sonore améliore la résolution, mais correspond aussi à une plus forte absorption du signal: 3% par km à 5kHz, 90% par km à 30kHz.

Systèmes d'écoute passifs: l'analyse de la bande de fréquence permet de repérer des sous-marins, des poissons, des baleines...

Systèmes d'écoute actifs:

- SOund Navigation and Ranging (SONAR), déjà évoqué pour les mesures bathymétriques. Un signal acoustique est émis, et les réflexions sur différents obstacles (poissons, sous-marins, fond de l'océan) sont mesurées (cf. réflectivité).

Connaissant la vitesse c , la mesure du temps du trajet aller/retour donne la distance de l'obstacle. Les écho-sondeurs ont un cône d'émission qui peut varier de 5° (ou moins) à 30° à 45° selon les applications.

Une connaissance optimale de c s'avère nécessaire pour une bonne précision des mesures.

L'utilisation du guide d'onde s'avère intéressante pour des applications militaires, ou même pour les mammifères (communications des dauphins et baleines à l'échelle d'un bassin océanique !)

- télémétrie et suivi d'espèces, de bouées, de navires équipés de matériel émetteur. Les bouées SOFAR (SOund Fixing and Ranging) fonctionnent sur ce principe. Elles sont lestées pour dériver à une profondeur déterminée. En émettant, elles peuvent être suivies, mais elles peuvent aussi communiquer de cette façon d'autres données (température *in situ*, ...), éventuellement à l'échelle d'un bassin (en utilisant le guide d'onde).

- mesures courantométriques par effet Doppler: un Acoustic Doppler Current Profiler (ADCP) permet d'obtenir une coupe de courant sur plusieurs centaines de mètres, par mesure du déplacement en fréquence du signal réfléchi (sur des particules en mouvement) (**Fig. 24**).

- tomographie acoustique: la mesure de temps de trajets permet de se renseigner sur le milieu ambiant (et notamment sa température), une fois estimé le guide d'onde. Les expériences peuvent se faire sur de la petite échelle (microstructure) ou de la grande échelle (celle d'un bassin par exemple, pour y détecter une variation globale de température).

Pour toutes ces applications, il faut faire attention à la pollution du signal "intéressant" par le bruit ambiant (qui d'ailleurs peut être essentiel dans le cas de systèmes d'études passifs).

On peut distinguer le bruit d'origine physique (lié au vent), sur une plage de fréquence de 10 à 10⁴ Hz, et le bruit d'origine biologique (dauphins, cétacés, ...) le plus souvent à des fréquences inférieures à 50 Hz.

Légendes des Figures

Figure 1

Deux atomes d'hydrogène unis à un atome d'oxygène forment une molécule d'eau H₂O.

Figure 2

Structure cristalline à symétrie hexagonale par arrangement des groupes tétraédriques de molécules.

Figure 3

Masse volumique de l'eau pure en fonction de la température (à pression constante). Noter le maximum de densité vers 4°C pour l'eau pure.

Figure 4

Évolutions de la température du "maximum de densité" et de la température de congélation en fonction de la salinité.

Figure 5

Carte des salinités océaniques de surface (en moyenne annuelle).
Salinité de surface moyennée zonalement et bilan "évaporation-précipitation" en fonction de la latitude.

Figure 6

Les deux types principaux de bassins à seuil: évaporation > (précipitations + ruissellement) et évaporation < (précipitations + ruissellement).

Figure 7

Section verticale de salinité dans l'Atlantique occidental. On peut noter que la gamme de salinité dans les eaux de surface est bien plus vaste que dans l'océan profond (> 1000m), du fait de l'influence des conditions météorologiques (évaporation et précipitations).

Figure 8

Distribution globale des températures de surface des océans en °C, pour février (en haut) et août (en bas).

Figure 9

Spectre de l'énergie lumineuse reçue à la surface de l'océan puis transmises jusqu'à différentes

profondeurs.

Figure 10

Relation entre éclairage et profondeur dans l'océan. Le minimum de lumière requis pour différentes fonctions biologiques est indiqué par des lignes verticales (perception de la lumière du jour par les poissons, leurre de proies par luminescence, croissance du phytoplancton).

Figure 11

Profils verticaux de température caractéristiques de différentes latitudes. Une thermocline permanente est visible aux basses et moyennes latitudes, alors qu'une couche mélangée profonde de plusieurs milliers de mètres caractérise les latitudes arctiques (en haut).

Figure 12

Le cycle saisonnier dans les 100 premiers mètres de l'océan présente l'apparition d'une thermocline saisonnière en période estivale (en bas).

Figure 13

Section verticale de température dans l'Atlantique occidental. Comme pour la salinité, on peut noter que la gamme de température dans les eaux de surface est bien plus vaste que dans l'océan profond (> 1000 m).

Figure 14

Profils verticaux observés au voisinage de la Fosse de Mindanao pour la salinité, la température et la masse volumique *in situ*, la température et la masse volumique potentielles. La correction du calcul de la masse volumique par la prise en compte de la température potentielle (et non *in situ*) apparaît essentielle pour assurer la stabilité statique de la colonne d'eau.

Figure 15

Représentation en coupe verticale de l'étagement et du mouvement des masses d'eau dans le bassin Atlantique.

Figure 16

Un exemple de diagramme T-S pour des observations à 9°S dans l'Océan Atlantique, sur la gamme de profondeur 150-5000 m. Les isolignes correspondent à des masses volumiques *in situ* (c'est à dire calculées à partir de températures *in situ*, non corrigées des effets de pression). Les régions grisées sont des eaux types, tandis que les points noirs correspondent aux échantillons effectivement prélevés.

Figure 17

Distributions observées pour la température et la salinité à l'immersion $z = 1000$ m établissant la progression de l'Eau Méditerranéenne (formée dans le bassin méditerranéen, plutôt chaude et salée) dans

l'Océan Atlantique. La progression est mise en évidence par le contraste apparent entre les propriétés T et S de l'Eau Méditerranéenne et celles du milieu ambiant, pour *a priori* une même masse volumique.

Figure 18

Distribution à l'échelle globale des masses d'eau en surface, des eaux intermédiaires (entre 550 et 1500 m) avec leurs régions de formation, et des régions de formation des eaux profondes et des eaux de fond (en dessous de 1500 m).

Figure 19

Une vision de la circulation thermohaline, décomposée en trois couches distinctes: les eaux "chaudes" de surface vont alimenter la plongée d'eaux denses formées aux hautes latitudes (eaux "profondes" dans le bassin Arctique nord, et eaux "de fond" dans le bassin Antarctique)

Figure 20

Section nord-sud de la vitesse du son (exprimée en m/s), dans l'Atlantique à 30.5°W. La ligne brisée correspond à l'emplacement approximatif du guide d'ondes.

Figure 21

Visualisation de la loi de réfraction de Snell.

Figure 22

Profil vertical de température typique dans l'océan, et profil vertical de vitesse du son associé. Les trois régions correspondent à des impacts distincts des variations de la pression et de la température sur la vitesse du son.

Figure 23

Trajets de différents rayons sonores pour un son émis dans la région II précédente. Une zone d'ombre apparaît entre les rayons réfléchis à la surface et ceux réfractés à la frontière entre les régions II et III.

Figure 24

Exemples de profils verticaux de vitesse mesurés dans le Pacifique équatorial à l'aide d'une instrumentation ADCP.