Chapitre 3

L'environnement physique

La physique environnementale se joue dans pas mal toutes les "sphères" qu'aime définir la géographie: l'ATMOsphère, l'HYDROsphère, la CRYOsphère, la LITHOsphère, et la BIOsphère. Ce chapitre offre donc un survol des propriétés physiques de ces différentes "sphères" d'intérêt.

3.1 L'atmosphère

L'atmosphère est cette mince couche gazeuses entourant la surface de la Terre (rayon moyen $R_\oplus = 6370\,\mathrm{km}$), à peine visible de l'espace (voir Figure 3.1). Elle n'en est pas moins essentielle à pas mal toute vie sur Terre, directement ou indirectement. Dans la majorité des questions

Figure 3.1: L'atmosphère terrestre vue de l'espace. Source: NASA.

pertinentes à la physique environnementale, on ne s'intéressera qu'à la **troposphère**, soit le premier $\simeq 10 - 12$ km de l'atmosphère, et plus occasionellement à la **stratosphère**, couche supérieure à la troposphère (épaisseur ~ 10 km) et s'étendant jusqu'à $\simeq 50$ km d'altitude[1].

La composition chimique moyenne du gaz atmosphérique est présentée au Tableau 3.1, ordonnée en fonction de la masse totale de chaque constituant. Seul les 10 premiers constituants (en masse totale) sont listés. À eux seul, l'azote moléculaire (N_2) et l'oxygène moléculaire (O_2) comptent pour 98.75% de l'atmosphère, en masse. Ce qui n'implique cependant pas que les autres constituants comme la vapeur d'eau (H_2O) ou le dioxyde de Carbone (CO_2), soient à négliger; on verra plus loin que ces constituants, même mineurs en fraction de masse, dominent l'opacité de l'atmosphère terrestre dans l'infrarouge. L'Hydrogène, de loin l'élément

Table 3.1: Composition chimique de l'atmosphère terrestre

Constituent	μ	fraction volumique	masse totale [10^9 kg]
Total	28.97		5.136×10^9
Air sec	28.96	1.0	5.119×10^9
N_2	28.01	0.7808	3.870×10^9
O_2	31.99	0.2095	1.185×10^9
Ar	39.95	0.00934	6.59×10^7
H_2O	18.02	variable	1.7×10^7
CO_2	44.0	391ppm*	2.96×10^6
Ne	20.18	18.18ppm	6.48×10^4
Kr	83.8	1.14ppm	1.69×10^4
CH_4	16.04	1.92ppm*	5.23×10^3
He	4.00	5.24ppm	3.71×10^3
O_3	47.99	variable	3.3×10^3

$*$ valeur en 2023

chimique le plus abondant dans l'Univers, ne fait même pas le "top-10", avec une maigre fraction volumique de 0.5ppm. Le peu d'Hydrogène se trouvant dans l'atmosphère résulte principalement de la dissociation de molécules comme H_2O ou CH_4. Par contre, les gaz nobles (colonne de droite du tableau périodique) sont abondamment représentés. Ceci est dû au fait qu'ils ne réagissent pas chimiquement, et donc ne se sont pas retrouvés "capturé" dans des molécules plus lourdes, comme dans le cas de l'Hydrogène. L'Hélium, étant moins dense que l'air, s'échappe graduellement l'atmosphère vers l'espace, et les abondances mesurées reflètent principalement la désintégration-α d'isotopes radioactifs comme l'Uranium ou le Radium dans la croûte terrestre.

3.1.1 L'équilibre hydrostatique

En très bonne première approximation, la dynamique atmosphérique peut se décrire comme deux équilibres: (1) dans l'horizontale, des vents propulsés par la différence de température pôles-équateur, finissant dans une configuration où un gradient horizontal de pression équilibre la force de Coriolis; c'est l'**équilibre géostrophique**; (2) dans la verticale, une structure statique (pas ou peu de vents verticaux) résultant d'un équilibre entre le gradient vertical de pression et la force gravitationnelle agissant sur un volume de fluide atmosphérique; c'est l'**équilibre hydrostatique**.

Considérons, tel qu'illustré schématiquement sur la Figure 3.2, un élément de fluide (air) de densité ρ et de volume $\Delta V = \Delta x \Delta y \Delta z$ en équilibre dans l'atmosphère. Cet élément de fluide ressent une force gravitationnelle $\rho\, \Delta V\, g$ dirigée vers le bas. La pression est la force par

[1] Dans pratiquement tout ce qui suit on utilisera "atmosphère" dans son sens vernaculaire, même si on devrait vraiment écrire "troposphère".

unité de surface ((N m^{-2} $\equiv$ Pa, pour "Pascal") agissant perpendiculairement à chaque surface délimitant le volume ΔV. Sur la Figure 3.2, elle exerce donc sur chaque surface une force donnée dans l'horizontale par $\pm p \times \Delta z \Delta y \mathbf{e}_x$, et dans la verticale par $p \Delta x \Delta y$. En l'absence

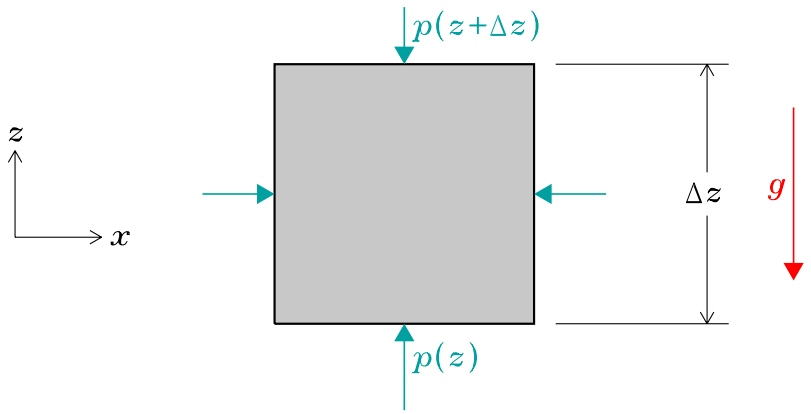

Figure 3.2: L'équilibre hydrostatique. La force gravitationnelle $\rho\, g \Delta V$ sur un élément de volume de fluide de densité ρ est équilibré par la différence de pression sur ses faces supérieure et inférieure (voir texte).

d'autres forces, l'équilibre des forces n'est possible que si les pressions agissant sur les faces droite et gauche sont identiques, et si la pression agissant sur la face inférieure est plus grande que celle agissant sur la face supérieure, ce qui implique que la pression doit décroitre avec z. L'équilibre dans la verticale requiert donc:

$$\begin{aligned} \Delta x \Delta y \times [p(z+\Delta z) - p(z)] &= -(\rho\, \Delta V)\, g \\ &= -\rho\, \Delta x \Delta y \Delta z\, g\ , \end{aligned} \tag{3.1}$$

d'où

$$\frac{p(z+\Delta z) - p(z)}{\Delta z} = -\rho\, g\ . \tag{3.2}$$

Dans la limite infinitésimale $\Delta z \to 0$ ceci devient

$$\frac{\mathrm{d}p}{\mathrm{d}z} = -\rho\, g\ . \tag{3.3}$$

C'est l'équation de l'équilibre hydrostatique. Sa solution $p(z)$ exige cependant que l'on spécifie comment varie la densité ρ soit avec l'altitude z, soit avec la pression. Cette dernière est reliée à la densité ρ via une équation d'état, qui dans le cas d'un gaz parfait est simplement

$$p = \frac{\rho k_B T}{\mu\, m_p}\, g\ . \tag{3.4}$$

où $k_B = 1.38 \times 10^{-23}$ J K^{-1} est la constante de Boltzmann, $\mu = 29$ le poids moléculaire moyen de l'atmophère, et $m_p = 1.673 \times 10^{-27}$ kg la masse du proton. Le gaz atmosphérique n'est pas un gaz parfait, ses constituants moléculaires ayant des niveaux de rotation et vibration (on y reviendra plus loin), mais aux températures de la basse atmosphère ces transitions ne sont que rarement excitées par les collisions produites par le mouvement thermique, donc l'éq. (3.4) est une bonne approximation. Cependant, la solution de l'équation (3.3) exigera alors que l'on puisse spécifier comment varie la température (T) avec l'altitude z.

3.1.2 L'atmosphère plan parallèle isotherme

Si l'épaisseur de l'atmosphère est $\ll R_\oplus$, alors on peut utiliser des coordonnées cartésiennes avec z pointant dans la direction du zénith local, et l'accélération gravitationnelle g peut être considérée comme constante, à sa valeur de surface $g = 9.8\,\mathrm{m\ s^{-2}}$ pour la Terre. Une telle atmosphère est dite **plan-parallèle**.

Un cas particulièrement simple, et offrant une première approximation tout à fait acceptable aux premiers 8–10km de l'atmosphère terrestre, est celui d'une **atmosphère isotherme**, soit T =constante. La substitution de (3.4) dans (3.3) conduit alors à:

$$\frac{\mathrm{d}p}{\mathrm{d}z} = -\frac{p}{H}\ , \qquad \text{avec} \qquad H = \frac{k_B T}{\bar{m} g} \tag{3.5}$$

qui s'intègre maintenant facilement:

$$p(z) = p_0 \exp(-z/H)\ . \tag{3.6}$$

où p_0 est la pression à la base de l'atmosphère, soit $p_0 = 101.6\,\mathrm{kPa}$ à TPN au niveau de la mer. La quantité H (dimension de longueur) est la **hauteur de colonne**, fixant l'échelle de la décroissance exponentielle de la pression (et densité) avec l'altitude z. Pour une atmosphère terrestre isotherme à $T = 288\,\mathrm{K}$, on trouve $H = 8.36\,\mathrm{km} \ll R_\oplus$, ce qui est cohérent avec l'hypothèse plan-parallèle.

La Figure 3.3 présente le profil de pression (noir) et température (rouge, échelle de droite) correspondant à l'atmosphère dite "standard", telle que définie par la National Atmospheric and Oceanic Administration (NOAA, É.-U.). Cette atmosphère standard n'est clairement pas isotherme, la température chutant de $\simeq 50\,\mathrm{K}$ entre altitudes 0 et 10km. Néanmoins, le profil

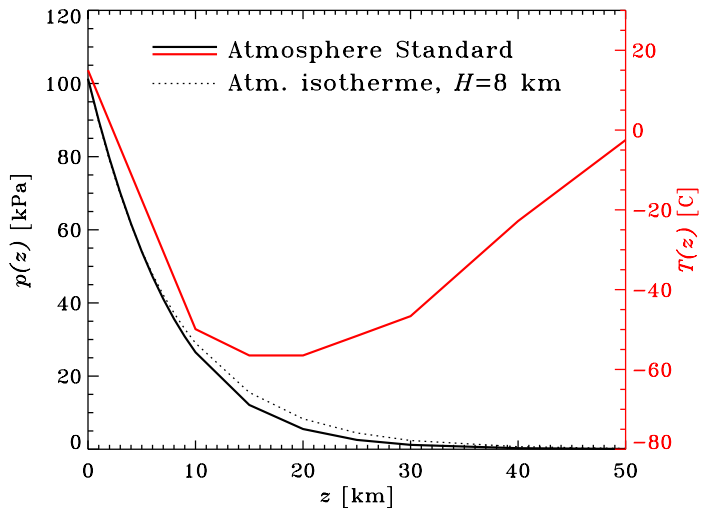

Figure 3.3: L'atmosphère "standard" de la National Atmospheric and Oceanic Administration (NOAA, É.-U.). Le trait pointillé correspond au profil de pression pour une atmosphère isotherme de hauteur de colonne $H = 8\,\mathrm{km}$, correspondant à $T = 276\,\mathrm{K}$.

de pression $p(z)$ mesuré colle tout de même très bien au profil de décroissante exponentielle donné par l'éq. (3.6) pour une hauteur de colonne de $H = 8.0\,\mathrm{km}$ (trait pointillé sur la Fig. 3.3), qui correspondrait à une température constante $T = 276\,\mathrm{K}$, ou 3°C. La raison est simplement que Mesuré en Kelvin, la chute de température entre 0 et 10km n'est qu'un peu moins de 20% du 287K à altitude zéro. Tant qu'on ne s'intéresse qu'à la basse atmosphère, ou aux échanges d'énergie ou de masse entre l'atmosphère et le sols ou les océans, l'atmosphère isotherme offre donc une excellente hypothèse de travail.

3.1.3 Capacité thermique atmosphérique moyenne

Il sera utile, pour ce qui suit, de calculer une capacité thermique effective moyenne d'une colonne atmosphérique de section $1\,\mathrm{m}^2$, que nous dénoterons $\bar{C}_a$ (unités: $\mathrm{J\ K^{-1}\,m^{-2}}$). Dans une atmosphère isotherme, la densité chute exponentiellement, comme le fait la pression (viz. l'éq. (3.6)). Le calcul de $\bar{C}_a$ demande donc d'intégrer le produit ρc_p sur la colonne atmosphérique:

$$\begin{aligned}\bar{C}_a &= \int_0^\infty c_p \rho_0 \exp(-z/H)\,\mathrm{d}z \\ &= -H\rho_0 c_p \left[\exp(-z/H)\right]_0^\infty \\ &= c_p \frac{p_0}{g} = 1.02\times 10^7\ \mathrm{J\ K^{-1}\,m^{-2}}\ , \end{aligned} \tag{3.7}$$

où, dans la seconde égalité on a supposé que c_p est constant dans toute l'atmosphère, et dans la troisième, on a fait bon usage de notre définition de la hauteur de colonne (3.5) pour exprimer la densité à la base de l'atmosphère (ρ_0) en terme de la pression $p_0 = 101.4\,\mathrm{kPa}$. ATTENTION, ici $\bar{C}_a$ est vraiment une capacité *volumique* exprimée en unités *surfacique*.

3.1.4 La très haute atmosphère

Revenant à la Fig. 3.3, il est clair que quelque chose de particulier se produit au dela d'une altitude de $\sim 10\,\mathrm{km}$, conduisant à la remontée de la température. L'atmosphère de la Terre s'étend en fait jusqu'à une centaine de kilomètre d'altitude; au dela, c'est l'espace. Ces couches de la très haute atmosphère terrestre jouent néanmoins un rôle non-trivial en physique environnementale, puisqu'elles absorbent la radiation ultraviolette solaire qui serait sinon très dommageable aux organismes vivant à la surface de la Terre.

La Figure 3.4 présente la structure en température de l'atmosphère terrestre, cette fois jusqu'à 120 km d'altitude. On y définit traditionnellement quatre couches, sur la base du profil de température:

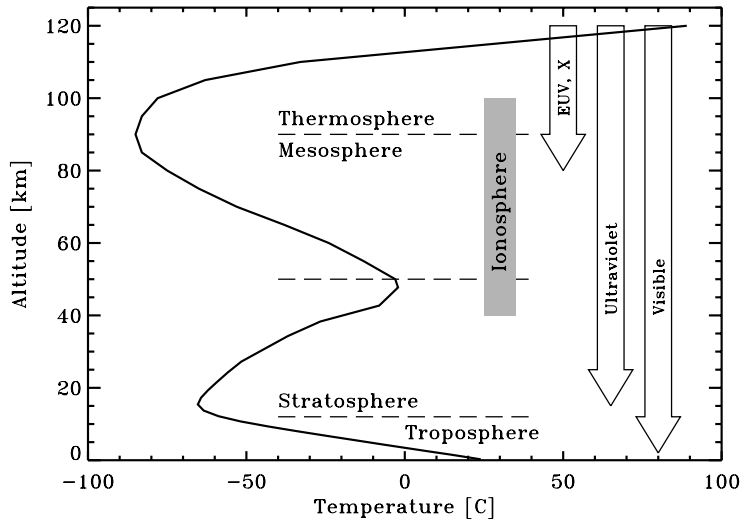

Figure 3.4: Structure en température de l'atmosphère terrestre à mi-latitudes, jusqu'à 120 km d'altitude.

- La **troposphère** (altitude 9–12km), correspondant à "l'atmosphère" du langage courant tel que déjà mentionné. La température y décroit approximativement linéairement avec l'altitude;

- La **stratosphère** (altitude 12–50km), où la température remonte jusqu'à $\sim 0°$C. Ce réchauffement est causé par l'absorption de l'ultraviolet rapproché (200–400nm) par dissociation de l'ozone (O_3);
- La **mésosphère** (altitude 50–90km), où la température retombe à $\simeq -80°$C;
- La **thermosphère** (altitude > 90km), où la température remonte rapidement à des valeurs dépassant de loin la température de surface. Ce réchauffementest est causé par l'absorption de l'ultraviolet lointain, rayons-X, et particules énergétiques d'origine solaire, par dissociation de N_2 et O_2.

Les démarcations entre ces différentes couches atmosphériques ne sont évidemment pas taillées au couteau. Sous 50km on observe une certaine dépendance en fonction de la latitude et des saisons; et au dela de 50km, une très forte variabilité associée à l'activité solaire.

Une dernière couche atmosphérique, l'**ionosphère** (altitude $\simeq$ 40–100 km), est caractérisée par une conductivité électrique substantielle; cette dernière peut varier en réponse aux sursauts de radiation et flux de particules énergétiques, causés par les éruptions solaires et produisant des perturbations aux communications radio (entre autres).

3.2 L'hydrosphère

L'eau (H_2O) est essentielle à la biosphère, et joue également un rôle majeur dans la dynamique et l'énergétique de l'atmosphère et des sols.

Le Tableau 3.2 donne la répartition de l'eau dans l'environnement terrestre. Les océans dominent évidemment le bilan, avec un volume total de $1.35 \times 10^{18}\,\mathrm{m}^3$, ou encore 1.35×10^{21} kg. avec $10^3\,\mathrm{kg\ m}^{-3}$ pour la densité de l'eau. La troisième colonne du Tableau liste la profondeur

Table 3.2: Distribution des eaux dans l'environnement

Réservoir	Fraction (%)	Profondeur équivalente (m)
Océans	97	2650
Glaciers et calottes glaciaires	2.2	60
Eaux souterraines	0.7	20
Lacs, fleuves et rivières	0.013	0.35
Sols humides	0.013	0.12
Atmosphère	0.0009	0.025

équivalente de chaque "réservoir", si le contenu en eau était réparti uniformément sur toute la surface de la Terre ($4\pi R_\oplus^2$, avec $R_\oplus = 6371$ km). On en déduit déjà le potentiel d'élévation du niveau des océans pouvant résulter de la fonte des calottes glaciaires.

3.2.1 Les océans

Les océans couvrent $\simeq 71\%$ de la surface de la Terre. La masse totale de l'atmosphère étant de 5.15×10^{18} kg, on en déduit un rapport de masse océan:atmosphère de $\simeq 300 : 1$. De plus, la rapport des chaleurs spécifiques volumiques (ρc_p) eau:air est $\simeq 4000 : 1$. Les océans agissent ainsi comme un véritable réservoir thermique pour le climat.

Calculons la capacité thermique globale d'une colonne d'eau de profondeur h. Contrairement à l'air, l'eau est un fluide à toutes fin pratiques incompressible, dans le sens que sa densité demeure constante à $\rho = 10^3\,\mathrm{kg\ m}^{-3}$ (eau pure non saline) même quand la pression augmente substantiellement. Nous n'avons donc pas à intégrer le profil de densité verticalement, comme

dans le cas de l'atmosphère (viz. eq. (3.7)); pour une colonne d'eau de profondeur d_e, on peut simplement écrire directement:

$$\bar{C}_e = c_p \rho_e d_e = 4.2 \times 10^6 \text{ J K}^{-1} \text{ m}^{-2} \ , \left(\frac{d_w}{\text{m}}\right) . \tag{3.8}$$

Poser l'égalité $\bar{C}_a = \bar{C}_e$ conduit à la conclusion qu'une colonne d'eau de profondeur $d_e \simeq 2\,\text{m}$ a la même capacité thermique globale que toute la colonne atmosphérique qui lui est superposée. Ceci est ultimement dû au fait que le produit ρc_p est $\simeq 4000$ plus grand pour l'eau, comparé à l'air à TPN (voir Tableau 2.1). Cette comparaison néglige évidemment plusieurs effets importants, en particulier le fait que la capacité thermique de l'air augmente significativement avec son contenu en vapeur d'eau, mais la conclusion demeure.

On verra plus loin que sur un cycle saisonnier annuel, on peut s'attendre à ce que les variations de l'insolation consuisent à des variations de température des eaux océaniques de surface s'étendant jusqu'à une profondeur de $\sim 100\,\text{m}$, ce qui implique que la capacité thermique *effective* des océans est ~ 50 fois plus grande que celle de l'atmosphère; les océans sont un très puissant régulateur thermique du climat!

Comme l'eau est à toute fin pratique incompressible, le coté droit de l'équation de l'équilibre hydrostatique (3.3) est alors constant, ce qui conduit à une augmentation linéaire de la pression avec la profondeur:

$$p(z) = p_0 - \rho\, g\, z \ , \qquad (z \leq 0) \ , \tag{3.9}$$

où p_0 est la pression atmosphérique au niveau de la mer (altitude $z = 0$). ATTENTION, dans cette expression z est une quantité négative si $\hat{z}$ pointe vers le zénith et on pose $z = 0$ à la surface de l'océan. La densité de l'eau étant environ 1000 fois celle de l'air, la pression monte très rapidement quand on s'enfonce dans les océans, ou même dans un lac: à seulement $z = 10\,\text{m}$ sous l'eau, le poids de la colonne d'eau est le même que le 10km d'atmosphère produisant la pression atmosphérique à $z = 0$!

La Figure 3.5 montre la variation de la température océanique avec la profondeur. ATTENTION, ici je vous expose à la tradition océanographique consistant à porter la variable dépendante, la profondeur z, sur l'axe vertical, et la variable dépendante, ici la température en rouge) sur l'axe horizontal[2]. La température de$\sim 20°$C caractérisant les premiers quelques centaines de mètres de l'océan est produite par l'absorption de l'irradiance solaire, la mince couche de transition vers les températures de $\sim 4°$C des eaux profondes est la **thermocline**.

En plus d'un réchauffement marqué, l'irradiance solaire cause aussi une évaporation à la surface de l'océan, ce qui augmente localement la salinité (en bleu sur la Figure 3.5). L'augmentation n'est que de quelques %, mais c'est suffisant pour produire des effets dynamiques conduisant à un mélange vertical des couches superficielles. On y reviendra plus loin. Notons qu'aux pressions extrêmes des abysses océaniques, l'eau demeure dans sa phase complètement liquide sous 4°C

3.2.2 Les eaux de surface

Les eaux de surface (lacs, fleuves, rivières, sols humides), bien que ne comptant que pour une minuscule fraction de l'eau totale (voir Tableau 3.2), jouent néanmoins un rôle important dans le bilan énergétique des sols et basse atmosphère, principalement via l'évaporation, mais aussi dans le transport des nutrients, contaminants et pathogènes. L'eau est également essentielle non seulement comme milieu de vie pour les écosystèmes aquatiques et marins, mais dans la synthèse organique (voir §3.4 plus loin). Un humain en santé peut survivre 2 mois sans nourriture ; mais seulement 3-4 jours sans eau !

[2]Par contre je dévie de la tradition océanographique en gardant l'axe des z pointant vers le haut; il y a quand même des limites à vouloir mêler le monde...

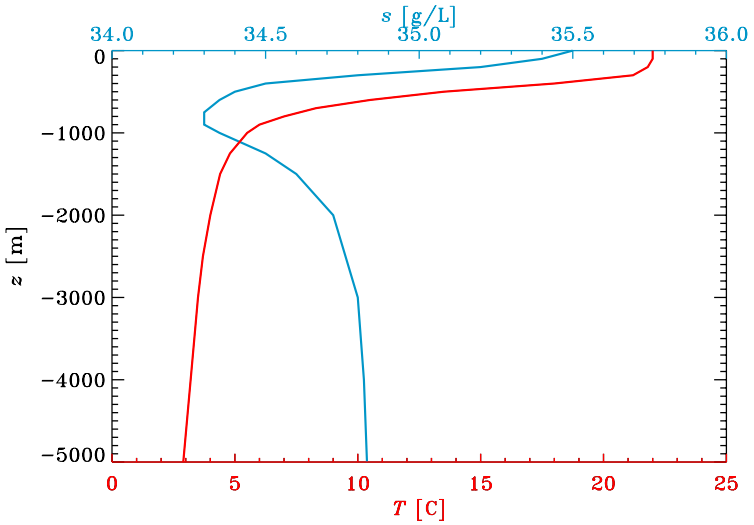

Figure 3.5: Profils moyens de température (en rouge) et salinité (en bleu) en fonction de la profondeur dans l'océan.

3.2.3 La cryosphère

Un terme spécial, la cryosphère, est utilisée pour l'eau à l'état solide dans l'environnement. Comme l'indique le tableau 3.2, les glaces contiennent $\sim 2\%$ de l'eau totale sur Terre (mais $\simeq 80\%$ de l'eau douce!). La calotte glaciaire Antarctique à elle seule compte pour 89% du total, avec 8.8% pour la calotte du Groenland, 0.76% pour les glaciers de montagne, et 0.95% dans le permafrost. La neige est également une composante (transiente en fonction des saisons) de la cryosphère.

La neige et les glaces jouent un rôle important dans le système climatique: elles impactent la réflectivité des sols et des océans, et ont un effet d'isolation thermique important. On reviendra sur tout ça et en détail, au fil du cours.

La neige est une substance absolument fascinante. Les formes que peuvent prendre ses cristaux sont pratiquement infinies, et dépendent de manière extrêmement sensible de la température, pression, niveau d'humidité, etc. La Figure 3.6 en montre quelques exemples, produits en laboratoire. Vous pourrez facilement imaginer que les propriétés mécaniques de ces différents types de cristaux de glace sont très différentes les unes des autres.

Plus encore que la glace, la neige augmente la réflectivité des surfaces qu'elle recouvre. La Figure 3.7 en montre un exemple frappant, soit une banquise océanique vue à incidence normale. La réflectivité de l'océan découvert est ici de quelques pourcent, tandis que celle de la glace couverte de neige approche le 90%. On y reviendra plus loin.

La neige est aussi un excellent isolant thermique. Dépendant de son niveau de compaction et de son contenu en eau (neige fondante), la diffusivité thermique d'une couche neigeuse peut varier entre celle de l'air à $-5°$C, et celle de la glace (voir §5.3.3 plus loin). Une couche de neige de quelques dizaines de centimètres peut maintenir une température au sol de 0°C même quand l'air extérieur est sous $-25°$C. À nos latitudes, ceci assure la survie de plusieurs petits rongeurs n'hibernant pas l'hiver, et passant le gros de la saison sous la neige, à grignoter l'écorce des arbres ou des résidus organiques au sol.

Notons finalement que bien que la neige (fraiche) soit très blanche, elle irradie effectivement comme un corps noir à $T \simeq 273\,\mathrm{K}$!

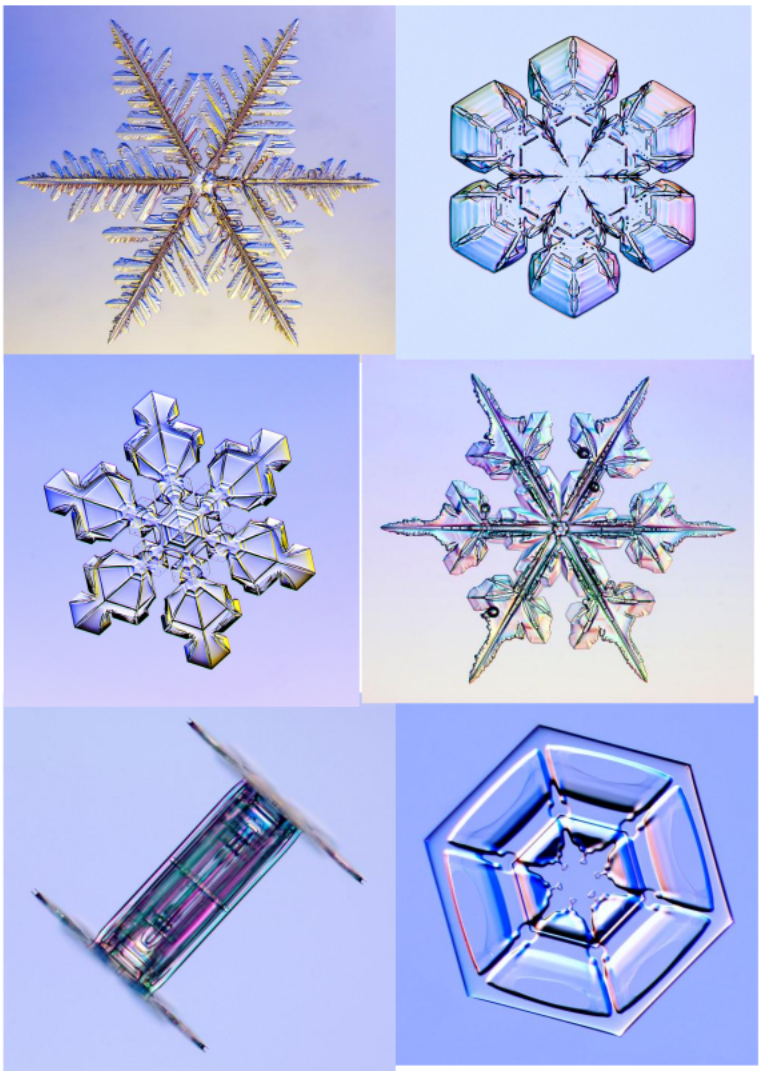

Figure 3.6: Flocons de neiges, produits en laboratoire sous différentes conditions de pression, température, et pression partielle de vapeur d'eau. Source: Ken Libbrecht, `www.snowcrystals.com`

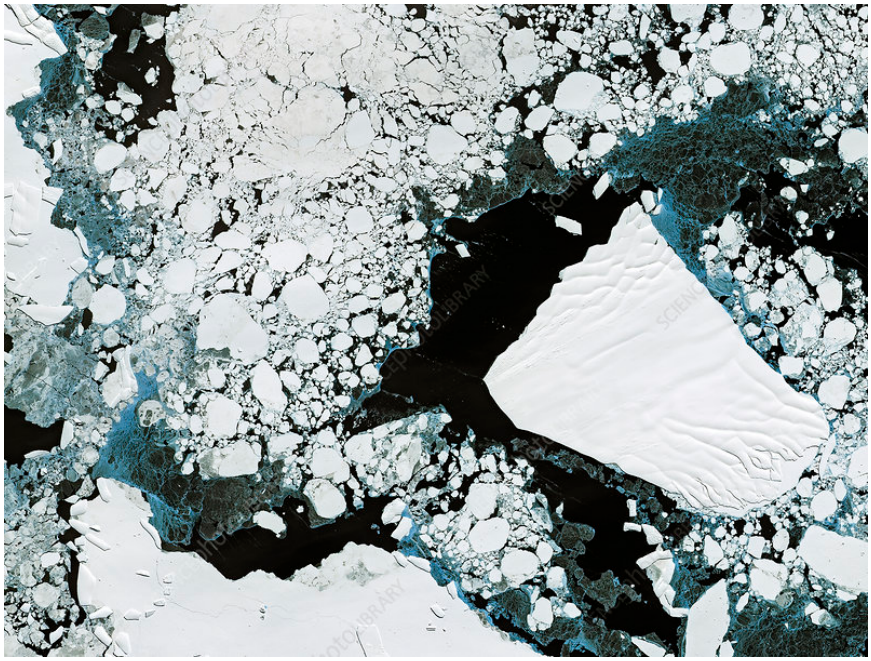

Figure 3.7: Glace océanique en mer d'Amundsen (Antarctique), 12 décembre 2015. Cette image satellite illustre parfaitement comment l'albedo de la surface de l'océan (à incidence normale ou pas loin) est beaucoup, beaucoup plus faible que celui d'une banquise neigeuse. Source: `http://www.sciencephoto.com`

3.3 Les sols

Les sols peuvent se définir comme la mince pellicule recouvrant la lithosphère, soit la croûte terrestre. D'une importance fondamentale en physique environnementale, les sols montrent une très grande diversité dans leurs propriétés physiques, en particulier en fonction de leur contenu en eau et en matières organiques, incluant les organismes vivants.

En plus évidemment de leur densité, une caractéristique déterminante des sols est leur **porosité**. On définit le coefficient de porosité d'un sol (symbole p), comme la fraction du volume de "vide", i.e., n'étant pas occupé par le substrat rocheux (grains de sable, gravier, roches, etc.), par rapport au volume d'un échantillon de sol. Le Tableau 3.3 liste quelques valeurs représentatives pour quelques types de sols.

Table 3.3: Coefficient de porosité pour différents types de sols

Sols	p
Roches concassées	0.23–0.38
Sable	0.26–0.43
Sable fin	0.29–0.46
Argile (+organique)	0.51–0.77
Sol arable compact	0.06–0.18
Sol arable labouré	0.17–0.24
Tourbe	0.71–0.95

Source: voir bibliographie

Les propriétés thermodynamique des sols sont en grande partie déterminées par leur contenu en eau, qui dépend (entre autre) de la porosité. En particulier, un sol très poreux et chargé en eau aura une capacité thermique et une conduction thermique beaucoup plus élevées que le même sol asséché, ou qu'un sol de même densité mais de faible porosité. De plus, un sol riche en matières organiques aura tendance à retenir l'eau plus longtemps qu'un sol inorganique même de plus grande porosité.

3.4 La biosphère

La biosphère regroupe tous les organismes vivants présents sur Terre, du virus à la baleine bleue, en passant par tous les genera de plantes et animaux[3]. L'environnement physique, que l'on peut définir comme l'union des atmosphère, hydrosphère, cryosphère, lithosphère, et de l'illumination solaire, définit ce grand théatre dans lequel se développe la biosphère. Par exemple:

- L'environnement physique est la source de tous les éléments chimiques dont sont composés les organismes vivants;
- Via ce magnifique truc de passe-passe chimique qu'est la photosynthèse, la radiation électromagnétique en provenant du soleil est la source d'énergie quasi-exclusive pour toute vie sur Terre.
- L'environnement détermine les conditions physiques (température, humidité, gravité, durée du jour, etc.) qui régulent la croissance des végétaux, l'activité métabolique, les cycles d'hybernation et de reproduction chez les animaux.
- Les écoulements atmosphériques et océaniques contrôlent la distribution des nutrients, pathogènes et parasites circulant dans les écosystèmes.

Moins évident mais tout aussi important, la biosphère a un effet de rétroaction souvent très significatif sur l'environnement physique; par exemple:

- La biosphère influence fortement la composition chimique de l'atmosphère; par exemple, sans biosphère la concentration atmosphérique d'oxygène moléculaire (O_2) serait beaucoup plus faible qu'observée;
- Les végétaux sont une composante essentielle des cycles de l'eau et du CO_2;
- La présence d'une couverture végétale (forêt, savanne, toundra) impacte le bilan énergétique global via son effet sur la réflectivité de la surface terrestre, et par la capture (temporaire) d'une partie de l'irradiance solaire;
- La biosphère a un impact majeur sur la structure et l'évolution des sols, influençant ainsi les échanges de matière et énergie entre la lithosphère, l'atmosphère et l'hydrosphère.

Nous aurons l'occasion, au fil de ce cours, d'étudier en détail, et sur des bases physiques quantitatives, bon nombre de ces processus.

La photosynthèse, ultimement, consomme du CO_2 et du H_2O, et libère de l'oxygène moléculaire, le Carbone se retrouvant transféré à des molécules organiques. La photosynthèse est accomplie via un cycle chimique complexe appelé **cycle de Calvin**, mais en bout de ligne, schématiquement ça a l'air de:

$$6CO_2 + 6H_2O + 118\text{eV} \rightarrow \underbrace{C_6H_{12}O_6}_{\text{glucose}} + 6O_2 \tag{3.10}$$

[3] L'inclusion de l'humain dans la biosphère est sujette à débat...

($1\ \mathrm{J} = 6.242 \times 10^{18}\,\mathrm{eV}$). Le glucose ainsi produit est incorporé en molécules organiques, incluant celles agissant comme réservoirs énergétiques; dans la grande majorité des végétaux il s'agit de l'ATP.

Il s'avère pratique de mesurer la **biomasse** (B) d'un écosystème non pas simplement en kilogramme, mais en kilogramme de Carbone, abbrévié kg(C) dans ce qui suit. La **productivité** (p) d'un écosystème se mesure alors en kilogramme de Carbone par unité de temps. Le Tableau 3.4 liste ces deux quantités (exprimées par unité de surface) pour divers écosystèmes d'intérêt, ainsi que la productivité totale P associée à la surface (A) couverte par chaque type d'écosystème sur Terre. La productivité totale est donc dominée par l'océan (principalement

Table 3.4: Surfaces, biomasse, et productivité des écosystèmes

Écosystème	A [$10^{12}\,\mathrm{m}^2$]	B [kg(C)m^{-2}]	p [kg(C) m^{-2} yr^{-1}]	P [10^{12}kg(C) yr^{-1}]
Forêts tropicales	24.5	18.8	0.83	20.3
Forêts tempérés	12.0	14.6	0.56	6.72
Forêts boréales	12.0	9.0	0.36	4.32
Broussailles	8.0	2.7	0.27	2.16
Savannes	15.0	1.8	0.32	4.80
Prairies	9.0	0.7	0.23	2.07
Toundra	8.0	0.3	0.065	0.52
Déserts	18.0	0.3	0.032	0.58
Roc, sable, glace	24.0	0.01	0.015	0.36
Champs cultivés	14.0	0.5	0.29	4.06
Marécages	2.0	6.8	1.13	2.26
Lacs et rivières	2.5	0.01	0.23	0.58
Océan ouvert	332.0	0.0014	0.057	18.9
Zones de résurgence	0.4	0.01	0.23	0.07
Plateaux continentaux	26.6	0.005	0.16	4.26
Coraux, champs d'algues	0.6	0.9	0.90	0.54
Estuaires	1.4	0.45	0.81	1.13

Source: voir bibliographie

via la photosynthèse par le plancton) et les forêts tropicales, les forêts tempérées suivant en bon troisième. D'où l'idée de préserver les forêts tropicales, et d'arrêter de traiter les océans comme une grande poubelle.

La productivité surfacique (p) des océans est relativement inhomogène, tendant à être plus élevée là où l'apport de nutrient est élevé; ceci peut se produire via les écoulements continentaux de surface (e.g., un fleuve se jettant dans la mer, ou ruissellement de surface sur les côtes), ou résurgence des eaux profondes, résultant souvent de l'interaction des courants marins avec les masses continentales, ou des profondeurs moindres permettant la croissance d'algues et coraux. Les plateaux continentaux se retrouvent donc des sites productifs, comme l'illustre très bien la Figure 3.8. Il s'agit ici d'une image en fausse couleurs, codant l'absorptivité dans une bande de longueurs d'onde sensible à la concentration de phytoplancton.

On remarquera aussi au Tableau 3.4 que l'écosystème le plus "productif" (par unité de surface) est le marécage, d'où l'importance de la protection des milieux humides face à l'urbanisation.

La productivité totale de la biosphère est donnée par le produit de la productivité surfacique d'un écosystème par sa surface totale, sommée sur tous les types d'écosystèmes du Tableau 3.4:

$$P_{\mathrm{tot}} = \sum A_k \times P_k = 7.4 \times 10^{13}\,\mathrm{kg(C)yr}^{-1}\ . \tag{3.11}$$

Cette productivité en Carbone peut aussi être convertie en unités d'énergie. On estime qu'un kilogramme de biomasse a un contenu énergétique de 1.6×10^7 J/kg. Si on revient au glucose,

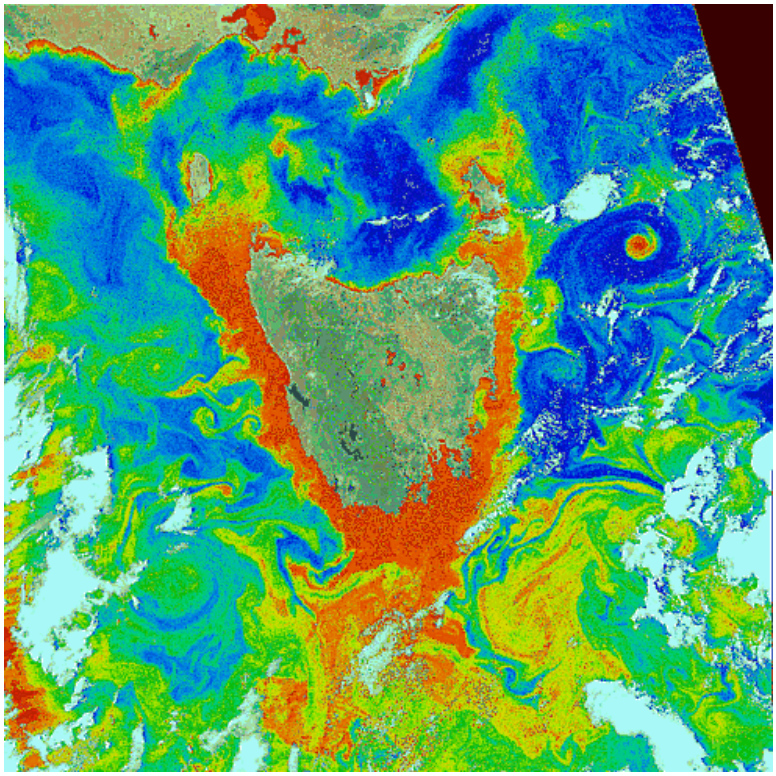

Figure 3.8: Concentration de phytoplancton (échelle de couleur allant du bleu au rouge selon l'augmentation de la concentration). La prédominance de régions à hautes concentrations de phytoplancton près des côtes est dûe à la plus grande productivité biomassique des plateaux continentaux, souvent favorisée par la la résurgence d'eaux profondes. Source: projet SeaWiFS (NASA/GSFC), `https://oceancolor.gsfc.nasa.gov`.

connaissant les poids moléculaires de C, H et O, il est facile de vérifier que la fraction de masse en Carbone est de 0.4. Donc,

$$1 \text{ kg biomasse} = 0.4 \text{ kg(C)} \equiv 6.4 \times 10^6 \text{ J}$$

Utilisant cette relation comme facteur de conversion, la productivité énergétique totale des écosystèmes est donc de 1.5×10^{21} J par année, ou encore 46.9 TW.

3.5 L'anthroposphère

Le terme **anthroposphère** réfère aux éléments de l'environnement modifiées par l'activité humaine. C'est une mosaique étourdissante: déforestation, agriculture, élevage, extraction minières, barrages et irrigation, modification/destruction des écosystèmes, villes et routes, production énergétique, production industrielle, pollution des sols, atmosphère et océans, réchauffement climatique, pour n'en nommer que quelques uns.

La plupart des interactions entre environnement naturel et l'anthroposphère, ainsi que les impacts de ces interactions, sont ultimement proportionnels à la taille de la population humaine. La Figure 3.9 illustre la croissance de cette population durant le dernier millénaire. Le segment de droite en pointillés indique une phase exponentielle de croissance couvrant la majorité du vingtième siècle. Une telle exponentielle est une solution d'une équation différentielle de la

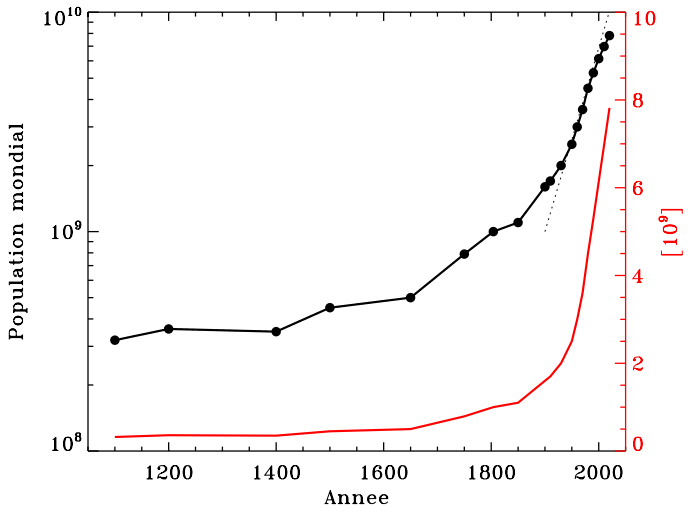

Figure 3.9: Croissance de la population mondiale durant le dernier millénaire, sur une échelle logarithmique à gauche (noir), et linéaire à droite (rouge). Les valeurs avant 1500 sont des estimés historiques, mais au delà de 1850 environ l'incertitude devient comparable au diamètre des points noirs, et plus petite au dela de 1900. Le segment de droite pointillée illustre la croissance exponentielle de la population mondiale durant le vingtième siècle.

forme:

$$\frac{\mathrm{d}N}{\mathrm{d}t} = \alpha N \ , \tag{3.12}$$

où N est la population et α mesure son taux de croissance. Du point de vue de la dynamique des populations, ce genre d'équation différentielle, où $\mathrm{d}N/\mathrm{d}t \propto N$, caractérise une population sans prédateurs et ayant accès à des ressources illimitées pour soutenir sa croissance; et depuis le dix-neuvième, c'est malheureusement le cas que l'humanité a pratiquement éliminé tous ses prédateurs naturels, et siphonne l'environnement comme si c'était un bar ouvert inépuisable.

L'activité métabolique d'un humain moyen requiert 2500 calories par jour, soit $\simeq 10^7$ J par jour[4]. Une population humaine de 8×10^9 individus consomme donc annuellement 2.9×10^{19} J. La fraction de la productivité énergétique de la biomasse consommée par l'humanité à des fins purement métaboliques est donc

$$f = \frac{2.9 \times 10^{19}\ [\mathrm{J/yr}]}{1.5 \times 10^{21}\ [\mathrm{J/yr}]} \simeq 0.02 \ , \tag{3.13}$$

soit 2%. Le carbone dans le corps humain compte pour $\simeq 18.5$ de sa masse totale. Mesurée en kg(C), la biomasse totale de l'humanité est de $(8 \times 10^9) \times 65\,\mathrm{kg} \times 0.185 \simeq 2.3 \times 10^{11}$ kg(C), pour un humain moyen pesant 65 kg, tandis que la biomasse totale des écosystèmes listés au Tableau 3.4 est de 8.3×10^{14} kg(C). L'humanité compte donc pour 2.8×10^{-4} de la biomasse-Carbone totale, mais consomme une fraction 2×10^{-2} de sa productivité. C'est assez gourmand...

Ça se gâte encore plus si on considère la consommation énergétique de l'humanité pour autre chose que le simple métabolisme: construction, transport, production industrielle, chauffage/-climatisation, communications, etc. On estime que ceci totalise environ 16 TW pour l'ensemble de la population humaine de la planète, soit le tier de la production énergétique biosphérique.

Évidemment, la majorité de cette consommation énergétique totale est basée non pas sur la production biosphérique annuelle, mais plutôt sur l'utilisation des combustibles fossiles;

[4]La "calorie" (cal) est une antique unité d'énergie, valant 4.19 Joule; la "Calorie" (Cal; notez le "C" majuscule) sur les emballage de nourriture est en fait une kilo-calorie (kcal); d'où 2500 Cal $\simeq 10^7$ J.

autrement dit, sur une portion de la productivité biosphérique géologiquement emmagasinnée dans la lithosphère au fil des derniers 500 million d'années. Les impacts biosphérique et climatique de cette utilisation s'avèrent très importants.

La Figure 3.10 montre la croissance de la concentration atmosphérique de CO_2 (en rouge) depuis 1958, telle que mesurée au sommet du Mauna Loa (Hawai'i). Cette augmentation résulte principalement de l'utilisation accélérée des combustibles fossiles (principalement le charbon et le pétrole). La petite variation annuelle superposée à la croissance générale reflète la dépendance

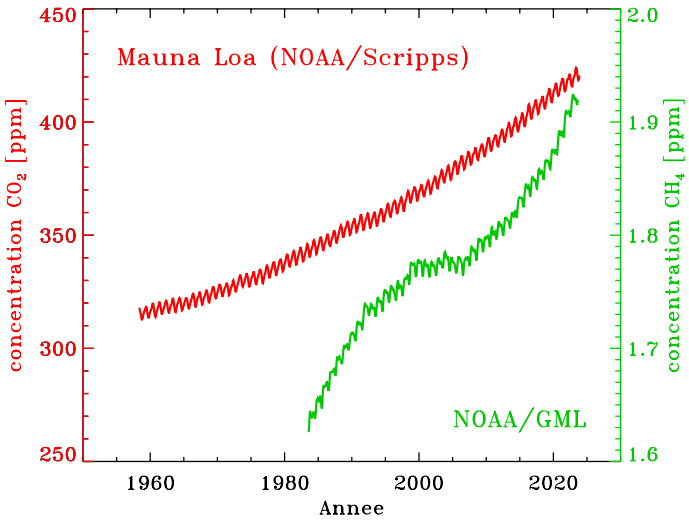

Figure 3.10: Croissance des concentrations atmosphériques de CO_2 (en rouge) et CH_4 (en vert). Source des données: NOAA/Scripps, `gml.noaa.gov/ccgg/trends/data.html`

saisonnière de la productivité biosphérique.

La croissance du méthane atmosphérique (CH_4; en vert sur la Fig. 3.10) est aussi significative, et résulte en grande partie de l'élevage intensif du bétail (les fameux "pets de vaches").

On verra au chapitre qui suit que ces deux gaz atmosphériques, CO_2 et CH_4, bien que présents en faibles concentrations dans l'atmosphère terrestre actuelle (voir Tableau 3.1), n'en jouent pas moins un rôle majeur au niveau du climat.

Exercices:

3.1: Supposons que la température T décroit linéairement de 14°C a $z = 0$ à $-50°$ à $z = 10\,\text{km}$; intégrez l'équation de l'équilibre hydrostatique pour calculer le profil de pression $p(z)$. Comparez ceci avec le profil de pression pour une atmosphère isotherme à 14°C.

3.2: Calculez le profil de pression $p(r)$ pour une atmosphère isotherme ($T = 14°\text{C}$) où la gravité chûte en $1/r^2$, comme nous l'a enseigné le Sieur Newton.

3.3: Calculez de combien s'élèverait le niveau des océans si l'ensemble de la banquise Antarctique venait à fondre complètement.

3.4: La population mondiale était de $N = 1.6 \times 10^9$ en 1900, et $N = 6.4 \times 10^9$ en 2000;

1. À partir de ces chiffres, calculez le taux de croissance exponentielle α dans l'éq. (3.12);
2. Supposons maintenant que ce taux de croissance est proportionnel à la productivité biosphérique totale annuelle P_{tot}, moins sa fraction f consommée par l'humanité, i.e., on écrit:

$$\alpha = \beta P_{\text{tot}}(1 - f\,N) \tag{3.14}$$

Utilisant les valeurs de P_{tot} et f calculée à la §3.5, calculez β (attention aux unités!). Quelle est la population humaine d'équilibre (i.e., N pour lequel $\mathrm{d}N/\mathrm{d}t = 0$?)

3. Maintenant solutionnez (3.12) avec α donné par l'expression ci-dessus et les valeurs numériques calculées à l'étape précédente. Si β et f demeurent constants, en quelle année atteindra-t-on la population d'équilibre calculée précédemment ?

Bibliographie:

Les données des Tableaux 3.1 et 3.2 sont tirées directement des Tableaux 1.1 et 1.2 dans l'ouvrage de Hartmann cité en bibliographie au chapitre 1; celles du 3.4 sont tirées de l'Annexe XII.2 de l'ouvrage de Harte, également cité en bibliographie au chapitre 1. Les données présentées au Tableau 3.3 sont adaptées de:

`www.geotechdata.info/parameters/soil-porosity`

Sur les flocons de neige, naturels ou produits en laboratoire, voir:

`skycrystals.ca/snowflake-gallery`
`www.snowcrystals.com`

ainsi que l'excellent (mais très technique):

Libbrecht, K., *The Physics of Snow Crystals*, *Rep. Prog. Phys.*, **68**, 855-895 (2005)

Sur la consomation énergétique mondiale, voir

`iea.org/reports/key-world-energy-statistics-2020/final-consumption`

pour le plus récent rapport (2020) de l'International Energy Agency.