

Graines de sciences 2

Physique du climat

Jean-Louis Dufresne

Le climat peut être défini comme l'ensemble des situations météorologiques propre à une région de la Terre plutôt que comme un hypothétique «état moyen». Cet ensemble de situations météorologiques évolue sur toutes les échelles de temps, du mois à plusieurs millions d'années, en passant par des cycles glaciaires de 150 000 ans ou des fluctuations d'un siècle à l'autre. Nous n'évoquerons pas dans cet exposé cette variabilité du climat ni les mécanismes sous-jacents. Nous présenterons plutôt quelques-uns des processus physiques fondamentaux du climat, les illustrerons si possible par des expériences simples et montrerons comment ils interviennent dans le système climatique.

Climat et soleil

Les Grecs, sans doute inspirés par l'esthétique géométrique de la sphère mais aussi par des observations telles que les éclipses de lune (ombre portée de la Terre sur la lune) s'étaient convaincus que la Terre était une sphère, au centre de l'univers. Pour décrire la position d'un lieu sur la Terre ils définirent des «climats» (du grec « klima », inclinaison) comme des régions dans lesquelles la hauteur du soleil (à midi et à une saison donnée) est à peu près la même partout. C'est ce principe de repérage qui a débouché bien plus tard sur la notion de LATITUDE. Le mot «climat», originalement associé à la hauteur du soleil fut rapidement associé au sens qu'on lui donne aujourd'hui: climat tropical, climat désertique, climat polaire. Ce glissement de sens provient probablement des liens étroits qui existent entre latitude, hauteur du soleil et température.

L'énergie lumineuse reçue par une surface est plus importante lorsque cette surface est perpendiculaire au rayonnement que lorsqu'elle lui est presque parallèle.

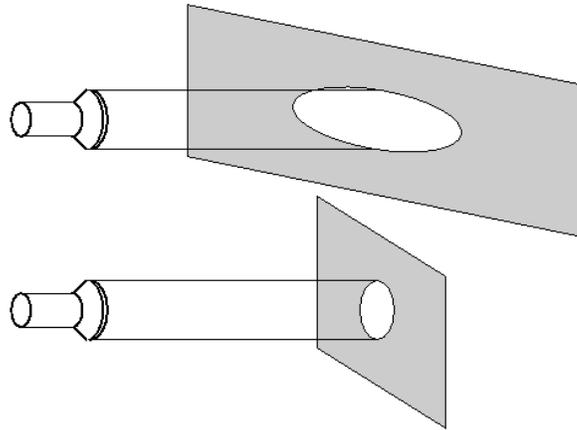


Figure 1 : Une lampe torche dessine une tache circulaire sur une surface perpendiculaire au faisceau lumineux (en bas). Si on incline la surface, la tache lumineuse s'étale (en haut).

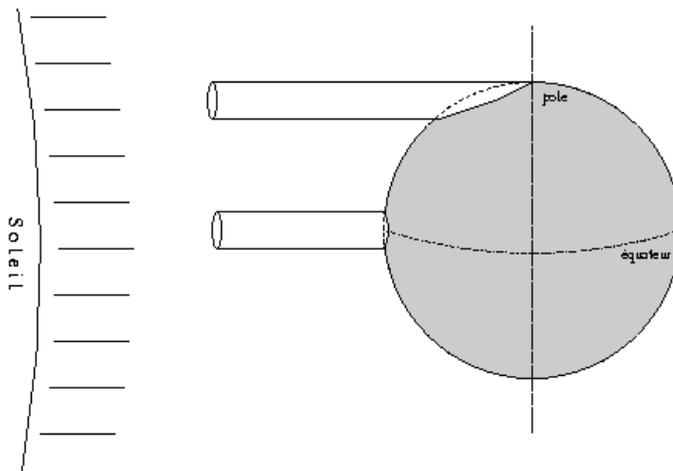


Figure 2 : Aux environs de l'équateur, à midi, le rayonnement solaire est perpendiculaire à la surface du globe tandis que près des pôles il est presque parallèle. Un même faisceau de lumière solaire forme une tache lumineuse de petite surface près de l'équateur, une tache lumineuse très étalée près des pôles. Une même surface reçoit donc une énergie solaire plus importante si elle est située près de l'équateur que si elle est près des pôles.

En pratique

Lorsqu'un faisceau lumineux d'une lampe torche éclaire une surface qui lui est perpendiculaire, il dessine une petite tache circulaire. Si l'on incline la surface par rapport au faisceau, la lumière s'étale (formant une tache elliptique) et cet étalement devient d'autant plus important que la surface devient presque parallèle au faisceau (figure 1). La puissance de la lampe étant constante, l'énergie reçue par une même surface est plus élevée lorsque le faisceau est

perpendiculaire à cette surface (petite tache) que lorsqu'il est presque parallèle (tache étalée).

Cet exemple peut être transposé au Soleil qui éclaire la Terre. Dans les régions équatoriales, à midi et aux équinoxes, la surface du globe est, côté soleil, presque perpendiculaire au rayonnement solaire tandis que près des pôles la surface est presque parallèle (figure 2). L'énergie solaire reçue par unité de surface est donc plus importante près de l'équateur que près des pôles. Une deuxième raison pour laquelle la température de surface dépend de la latitude est la variation de l'épaisseur d'atmosphère traversée par les rayons lumineux. Lorsque les rayons sont perpendiculaires à la surface, l'épaisseur d'atmosphère traversée est la plus faible ; la lumière est moins absorbée et moins diffusée par l'atmosphère et la surface reçoit davantage d'énergie solaire.

L'énergie solaire absorbée par une surface dépend de l'intensité du rayonnement qu'elle reçoit (rayonnement incident), mais également des propriétés optiques de la surface. Une partie du rayonnement solaire incident est absorbée, le reste est réfléchi. L'absorption correspond à une transformation d'énergie transportée par rayonnement en ÉNERGIE THERMIQUE (chaleur). La fraction entre le rayonnement solaire réfléchi et le rayonnement incident est appelée coefficient de réflexion ou encore albédo. Plus la fraction de rayonnement réfléchi est élevée, plus l'énergie solaire absorbée est faible. Lorsque l'œil perçoit une surface comme étant claire, c'est parce qu'une fraction importante du rayonnement visible est réfléchi (et n'est donc pas absorbée). Au contraire, une surface perçue comme sombre réfléchit peu de lumière et en absorbe beaucoup.

Type de surface	neige	désert	forêt	Océan	Peinture Blanche	peinture Noire	Planète Terre
Albédo	0,8	0,3	0,1	0,05	0,8	0,05	0,3

Tableau 1 : albédo moyen (c. à. d. coefficient de réflexion) pour quelques types de surface.

En pratique

Pour illustrer la relation entre l'albédo (ou la clarté) d'une surface et l'absorption on peut prendre deux plaques métalliques, l'une peinte en blanc, l'autre en noir. Ces deux plaques sont posées horizontalement sur un isolant thermique et placées au soleil dans un endroit sans vent. Après une dizaine de minutes environ, lorsque L'ÉQUILIBRE THERMIQUE est atteint, un simple toucher de la main permet de constater que la température de la plaque noire est supérieure à celle de la plaque blanche. La température peut être mesurée en plaçant la sonde d'un thermomètre

électronique entre la plaque et l'isolant. Cet isolant joue deux rôles : rendre la température des plaques plus sensibles aux flux solaire absorbé et faciliter la mesure de température en protégeant thermiquement la sonde.

La très forte luminosité d'un paysage enneigé illustre bien la valeur élevée de l'albédo de la neige. Une photo satellite de la Terre montre un océan très sombre ; son albédo est donc faible.

Une conséquence de la valeur élevée de l'albédo de la neige (qui absorbe peu de rayonnement solaire) est un auto - entretien (ou même une amplification) des situations froides. En effet si une région est suffisamment froide pour conserver un important manteau neigeux, le rayonnement solaire est fortement réfléchi. Il y a donc moins d'énergie absorbée que s'il n'y avait pas de neige ce qui contribue à maintenir une situation froide. Actuellement, on suppose que ce mécanisme a eu un rôle important lors des entrées en période glaciaire. Si aux hautes latitudes les étés deviennent trop froids pour que la neige fonde l'absorption de rayonnement solaire est réduite ce qui contribue à maintenir cette anomalie froide.

L'absorption du rayonnement solaire par la surface de la Terre est le phénomène climatique dominant. C'est parce que les pôles reçoivent moins d'énergie solaire que les tropiques qu'il y fait plus froid. C'est parce qu'en hiver l'énergie solaire est plus faible qu'il y fait plus froid. C'est l'énergie solaire qui est le moteur de tous les phénomènes climatiques, des mouvements de l'air dans l'atmosphère et de l'eau dans l'océan. L'énergie solaire absorbée par la surface de la Terre est transmise à l'atmosphère principalement par convection et par évaporation-condensation de l'eau, puis émise par l'atmosphère vers l'espace sous forme de rayonnement infrarouge.

Convection

L'air chaud monte. Cette observation est courante : fumée qui s'élève au-dessus d'un feu, air chaud qui s'élève au-dessus d'un radiateur, montgolfières gonflées à l'air chaud... L'air, comme presque tous les corps, se dilate lorsqu'il s'échauffe. Sa MASSE VOLUMIQUE (masse par unité de volume) est plus faible que celle de l'air froid. Du fait de la poussée d'Archimède, une parcelle d'air chaud entourée d'air plus froid aura tendance à monter, et réciproquement une parcelle froide entourée d'air chaud descendra.

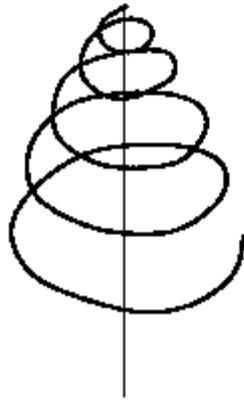


Figure 3 : Une simple spirale en papier se met à tourner lorsqu'elle est située au-dessus d'une source chaude.

En pratique

Une hélice disposée au-dessus d'une source chaude permet de mettre en évidence cette convection, cette montée d'air chaud. On pourra utiliser une spirale en papier tournant autour d'un axe vertical (figure 3). Les carillons de Noël d'origine nordique sont également très illustratifs : une hélice horizontale à laquelle sont souvent fixés des anges se met à tourner lorsque l'on allume les bougies situées en dessous. Néanmoins, les mouvements de l'air sont souvent trop désordonnés pour que le mouvement ascendant soit directement visible. Une expérience avec de l'eau permet, par contre, de bien visualiser la convection. Deux récipients transparents (par ex. des bouteilles en plastique lisse coupées) sont remplis d'eau à température ambiante ($\approx 20^{\circ}\text{C}$). Deux petits flacons sont remplis d'eau colorée (l'encre rouge marche très bien). Dans l'un on met de l'eau froide ($\approx 4^{\circ}\text{C}$) dans l'autre de l'eau bien chaude ($\approx 50^{\circ}\text{C}$). Ensuite, il faut faire descendre doucement un flacon dans chacun des récipients, en les retenant par une ficelle. Cette opération est un peu délicate car il faudra les maintenir bouchés pendant la descente pour éviter que l'eau colorée ne se disperse (par exemple en appuyant dessus avec une tige ayant un bouchon à son extrémité). Lorsque l'on débouche les flacons, l'eau chaude s'élève en un joli panache et remplit tout le récipient tandis que l'eau froide reste confinée dans son flacon (figure 4).

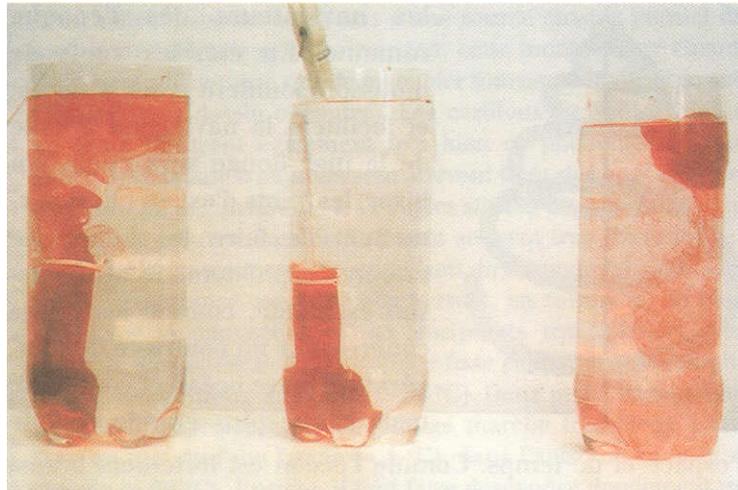


Figure 4 : Expérience de convection naturelle. A gauche : l'eau colorée, plus chaude que l'eau extérieur, tend à monter. Au milieu : l'eau colorée, plus froide que l'eau extérieur, reste à l'intérieur du flacon. A droite : l'eau colorée qui provient de la fonte du glaçon est plus froide que l'eau extérieur; elle tend à descendre vers le fond de la bouteille.

Le phénomène de brises côtières que l'on observe parfois en été, par temps calme, est une illustration météorologique de la CONVECTION. La température de surface de la mer varie peu entre le jour et la nuit. Par contre la température de surface de la Terre peut augmenter significativement de jour et devenir nettement plus chaude que celle de la mer. Cette différence de température est à l'origine de la brise de mer (figure 5). La nuit, la terre se refroidit et le processus contraire peut se développer. C'est la brise de terre.

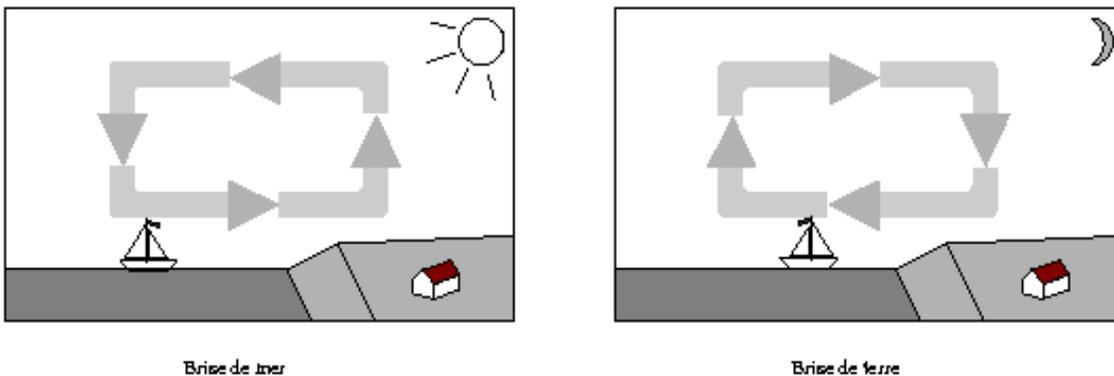


Figure 5 : Brise de mer - brise de terre. lors de journées calmes et ensoleillées, la terre peut devenir plus chaude que la mer. L'air chaud s'élève au-dessus de la terre ce qui donne naissance à la brise de mer (dessin de gauche). La nuit, la terre peut au contraire devenir plus froide que la mer et donner naissance à le brise de terre (dessin de droite).

Ce phénomène existe également à l'échelle continentale et saisonnière. C'est par exemple le cas de la mousson indienne (de l'arabe «mausin», saison) qui fut utilisée par les navigateurs dès l'époque romaine. En été, les vents de mousson soufflent d'ouest en est et facilitent la navigation à voile de la Mer Rouge vers l'Inde. En hiver, les vents d'est en ouest permettent de faire le chemin de retour. Ce phénomène de mousson est basé, comme les brises côtières, sur un contraste de température entre océan et continent mais à plus grande échelle d'espace et de temps. Comme l'océan est fortement brassé sous l'action du vent, sa température de surface varie peu avec les saisons. Par contre, le continent indien s'échauffe fortement en été, générant une convection importante. Cet air qui s'élève est remplacé par de l'air venant de l'océan, induisant des vents d'ouest au-dessus de l'océan indien (figure 5.2). L'ascendance de l'air au-dessus de l'Inde produit également de fortes pluies à la fin de l'été ; nous verrons plus loin que la relation entre ASCENDANCE et précipitations est générale dans les régions tropicales.

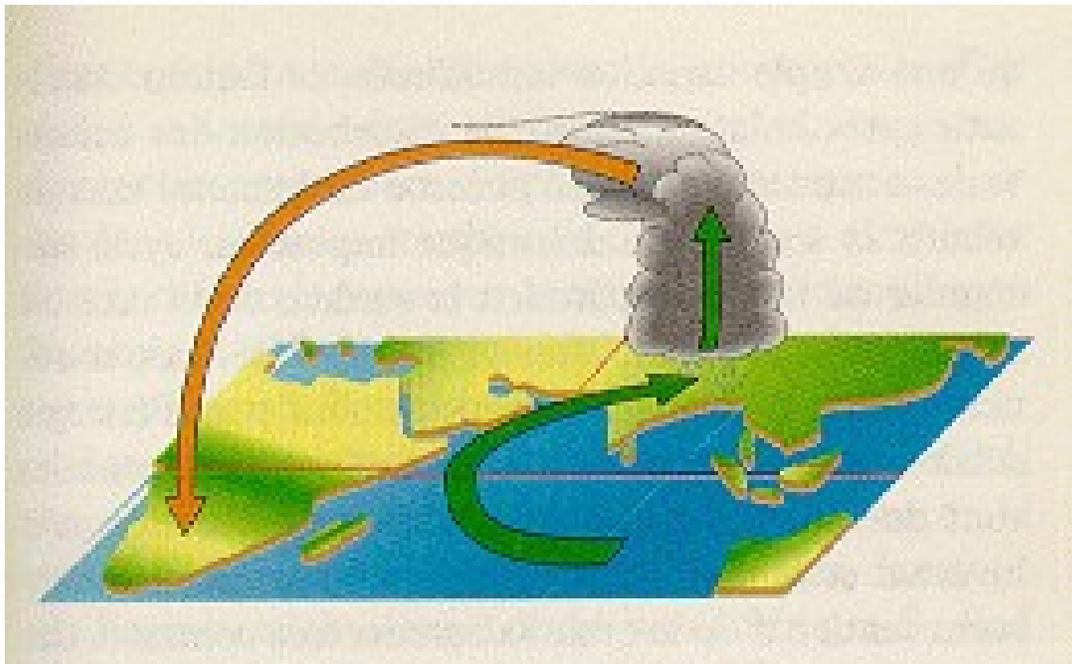


Figure 5.2 : La mousson indienne d'été : l'air s'élève au-dessus du continent indien surchauffé, générant des pluies importantes. L'aspiration d'air crée des vents d'ouest en est sur l'océan Indien.

Finalement, la convection est également présente à une échelle encore plus grande, l'échelle planétaire. Comme nous l'avons vu précédemment, les régions proches de l'équateur sont celles qui reçoivent le plus d'énergie solaire. La température est maximale dans cette ceinture équatoriale, elle baisse lorsque l'on s'en éloigne. Cette variation de la température avec la latitude

est à l'origine d'une structure convective à très grande échelle. L'air chaud des régions équatoriales s'élève et «aspire» de l'air provenant des régions subtropicales (figure 11). Pour fermer la boucle, l'air qui s'est initialement élevé au-dessus de l'équateur descend ensuite dans les régions subtropicales. Cette circulation atmosphérique est appelée circulation de Hadley.

La convection est également présente dans l'océan mais, contrairement à l'atmosphère, principalement dans les régions polaires. Dans les régions équatoriales en effet, l'eau est chauffée en surface par le rayonnement solaire. Cette eau chaude, donc moins dense, reste en surface. Dans les régions polaires, l'eau est par contre fortement refroidit par l'air glacial. En se refroidissant elle devient plus dense et coule vers le fond de l'océan. Ces «colonnes convectives» océaniques sont le symétrique des «tours convectives» atmosphériques.

En pratique

On prend un récipient rempli d'eau à température ambiante (ou éventuellement tiède). A la surface on dépose un glaçon d'eau colorée. On voit clairement que l'eau colorée froide, qui provient de la fonte du glaçon, coule vers le bas (figure 4).

La masse volumique de l'eau de mer varie également avec la salinité ; à une température donnée, l'eau de mer est d'autant plus dense qu'elle est salée. La convection océanique dépend ainsi deux variables : température et salinité. La salinité joue notamment un rôle important dans les régions où se forme la glace de mer. Lorsque l'eau de mer gèle, la glace qui se forme possède une salinité très faible, le sel restant principalement dans l'eau liquide. La concentration en sel de l'eau de surface augmente alors, ce qui accroît sa masse volumique et favorise sa plongée vers les grands fonds. Dans l'hémisphère nord, les régions de fortes convections se trouvent principalement à l'est du Groenland. Cette plongée d'eau est à l'origine de la circulation océanique dite du tapis roulant (ou de la courroie de transport) et qui est schématisée figure 6.

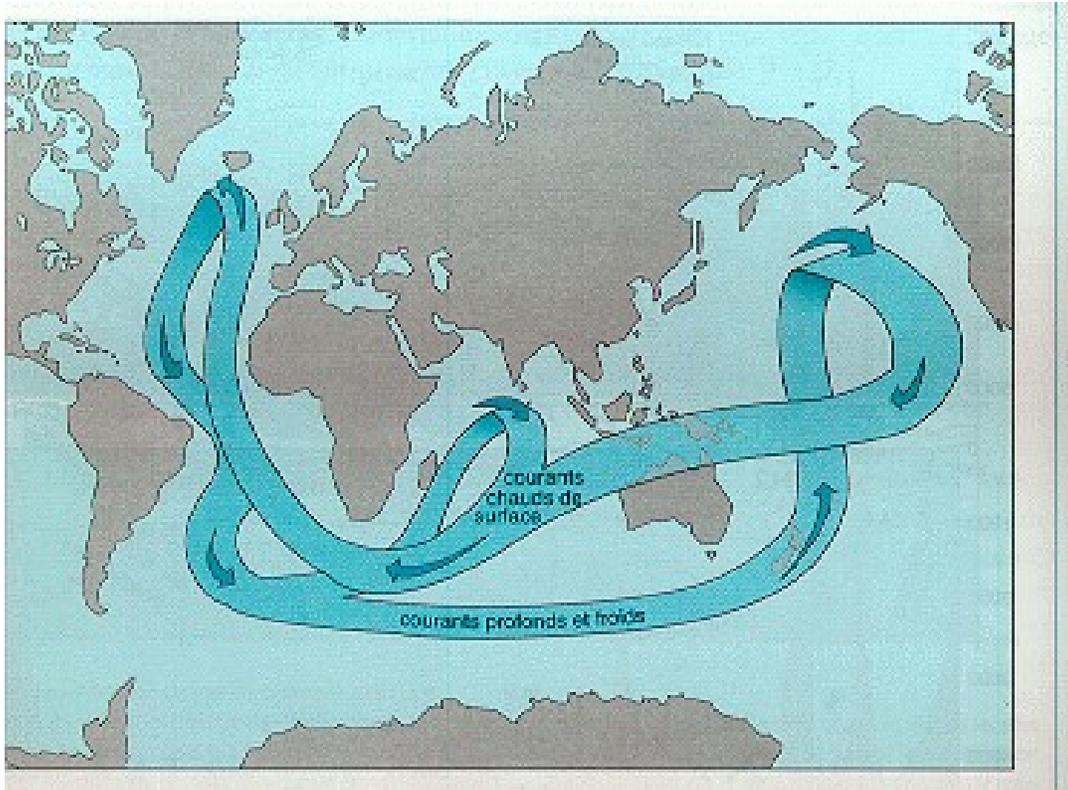


Figure 6 : Représentation de la circulation océanique générale suivant le schéma du « tapis roulant ». L'eau plonge aux environs du Groenland sous l'effet du refroidissement et de l'augmentation de la salinité, traverse l'océan Atlantique vers le sud à une profondeur de 2000m environ, et remonte en surface dans l'océan Pacifique et l'océan Indien. Une fois en surface, cette eau est réchauffée, revient dans l'Atlantique et rejoint la région du Groenland via le courant du Gulf Stream. Cette boucle est parcourue en 2000 ans environ.

Variation verticale de la température et de la pression

Nous avons vu précédemment que la convection était générée par des différences de masse volumique, différences dont l'origine est une différence de température dans l'air, une différence de salinité ou de température dans l'eau de mer. Lorsque l'on considère l'atmosphère dans toute sa hauteur (plusieurs kilomètres), il est nécessaire d'introduire la pression pour pouvoir aborder plus précisément les phénomènes de convection.

Après la mise au point du baromètre par Evangelista Toricelli au début du XVII^{ème} siècle, Blaise Pascal fit réaliser une expérience au Puy de Dôme. Il fit mesurer la pression atmosphérique en bas et en haut de cette montagne et mit ainsi en évidence la dépendance de la pression atmosphérique avec l'altitude. Ces résultats aboutirent à la notion de pression hydrostatique dont

la valeur est celle du poids d'une colonne verticale d'air (ou autre fluide) dont la base a une surface de 1 m^2 . Elle a permis de grands progrès en fournissant par exemple une explication au principe d'Archimède.

La réalisation d'un baromètre sensible aux faibles variations de la pression atmosphérique est délicate et les montages à partir de bouteilles plastiques proposés dans de nombreux livres pour enfants, à notre avis ne peuvent pas marcher. Ainsi nous proposons plutôt une expérience par la pensée.

En pratique

La dépendance de la pression atmosphérique avec l'altitude peut être illustrée par une analogie entre l'atmosphère et une «tour humaine». Prenons quatre personnes assez agiles pour monter les unes sur les autres, debout sur les épaules. La personne tout en bas porte sur ses épaules ses 3 camarades, celle au-dessus 2, celle encore au-dessus 1, et celle tout en haut ne porte personne. Ainsi le poids porté est d'autant plus faible que la personne est en hauteur. La situation est analogue dans tout fluide au repos, tel l'atmosphère ou l'océan.

L'équation d'état d'un gaz fournit une relation entre sa MASSE VOLUMIQUE, sa température et sa pression. A température constante, la masse volumique diminue lorsque la pression diminue ce qui, transposé à notre analogie de la tour humaine, se traduit par : les personnes les plus légères dans la tour sont les plus hautes, les plus lourdes sont les plus basses. Dans le cas de l'atmosphère terrestre, on obtient finalement que la pression atmosphérique est divisée par deux chaque fois que l'on s'élève de 5000 m environ.

Cette relation entre masse volumique, température et pression peut également être utilisée pour établir qu'une parcelle d'air qui se déplace verticalement sans échange de chaleur avec son environnement voit sa température diminuer avec l'altitude de $10^\circ\text{C}/\text{km}$ pour de l'air sec à $5^\circ\text{C}/\text{km}$ pour de l'air très humide, avec une valeur typique de $8^\circ\text{C}/\text{km}$. Si la décroissance de la température est plus élevée que ces valeurs, alors l'air en bas est trop chaude (ou l'air en haut trop froid) par rapport à une situation d'équilibre et il y a apparition de convection. Si la température décroît au contraire moins vite que ces valeurs, l'air en bas est plus froid (l'air en haut plus chaud) que la situation stable et le mélange vertical par convection est inhibé. Dans de telles situations et en l'absence de vent, des pics de pollution peuvent apparaître dans certaines régions : la diminution du mélange d'air réduit la dilution des gaz émis par les activités humaines.

La diminution de la température de l'air est directement perceptible lors des séjours en montagne.

Avec une décroissance de la température de 8°C/km, on obtient par exemple que lorsqu'il fait 20°C au niveau de la mer, il fait environ 0°C à 2500 m d'altitude, -20°C en haut du Mont-Blanc et -45°C à 8000m (altitude des plus hauts sommets et des avions de lignes).

La variation verticale de la température est principalement influencée, outre la convection, par l'absorption du rayonnement solaire et par le refroidissement par rayonnement infrarouge. Ce dernier étant difficile à appréhender, nous l'avons reporté à la fin de ce chapitre (paragraphe « effet de serre »). Le rayonnement solaire est principalement absorbé par la surface de la Terre, seule une petite partie est absorbée directement par l'atmosphère elle-même. Ce rayonnement absorbé ne modifie pas directement la variation verticale de température, sauf entre 10 et 50 km d'altitude, région qui contient l'essentiel de l'ozone atmosphérique. L'ozone y absorbe le rayonnement solaire, principalement le rayonnement ultra violet, ce qui conduit à une augmentation de la température.

Cycle de l'eau

Eau et climat sont étroitement liés. L'eau s'évapore, est transportée parfois sur des milliers de kilomètres, se condense pour former des nuages, puis de la pluie ou de la neige. Elle a un rôle majeur sur le climat à travers l'EFFET DE SERRE de la vapeur d'eau, l'effet des nuages sur les échanges par rayonnement, L'ÉNERGIE THERMIQUE absorbée lors de l'évaporation de l'eau ou, au contraire, l'énergie dégagée lorsque la vapeur d'eau se condense en gouttelettes pour former les nuages et la pluie.

Le cycle de l'eau est très varié mais peut être schématisé de la façon suivante (figure 7). L'eau s'évapore des océans. Une partie se condense et précipite sur l'océan, une autre est transportée sur la terre sous forme de pluie ou de neige. Sur terre, ces précipitations entretiennent la présence des glaciers, remplissent les cours d'eau et humidifient les sols. Une partie de cette eau rejoint la mer tandis que le reste s'évapore du sol ou des cours d'eau pour précipiter à nouveau... L'évaporation au niveau du sol s'effectue principalement via *la transpiration des* plantes et dépend beaucoup du type de végétation. Une forte modification du couvert végétal (déforestation, culture intensive...) peut entraîner une modification sensible du climat local.

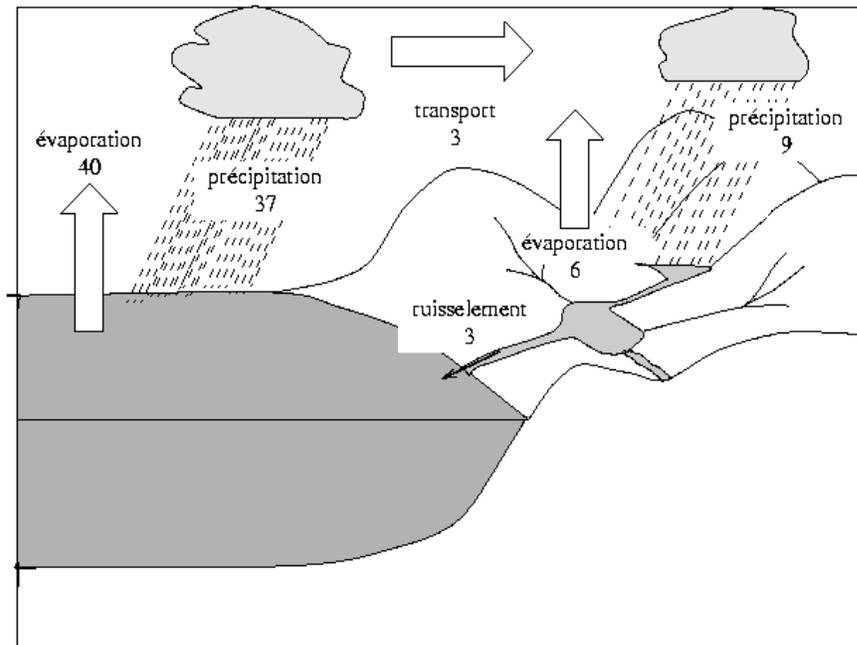


Figure 7 : Représentation schématique du cycle de l'eau. Les flux d'eau sont exprimés en unités de $10^{13} \text{ m}^3/\text{an}$, $10^{13} \text{ m}^3/\text{an}$ correspondant à environ 200 fois le débit du Rhône ou encore 2 fois celui de l'Amazonie.

L'eau à l'état gazeux, la vapeur d'eau, est toujours présente dans l'air qui nous environne. Cette présence se révèle quotidiennement, lors de la formation de buée sur les vitres en hiver par exemple.

En pratique

Un récipient métallique poli (timbale, carafe de cantine...) rempli d'eau très froide, avec des glaçons, fait apparaître de la buée, des gouttes d'eau sur sa partie extérieure.

A une température donnée, la quantité de vapeur d'eau dans un volume donné ne peut dépasser une valeur maximale. Cette valeur correspond à la saturation, à une humidité relative de 100%. Si la température diminue, il y a condensation. C'est ce qui se passe lors de la formation de buée sur une surface froide : l'air se refroidissant à son contact, la saturation est atteinte et de la vapeur d'eau se condense. Lorsqu'un récipient fermé contient un peu d'eau, au bout d'un temps assez long la quantité de vapeur d'eau présente dans ce récipient correspond à la saturation. Il y a équilibre entre la phase liquide et la phase gazeuse. L'évaporation d'une quantité d'eau est immédiatement compensée par la condensation d'une quantité égale de vapeur. Il y a en moyenne autant de molécule d'eau qui vont du liquide au gaz que de molécules allant du gaz au liquide.

La vapeur d'eau est inodore et incolore. Au-dessus d'une casserole qui bout, le panache blanc que l'on voit n'est pas de la vapeur mais des minuscules gouttelettes d'eau. Celles-ci se forment lorsque l'air humide et très chaud qui s'élève au-dessus de la casserole se refroidit, ce qui conduit à la condensation de la vapeur d'eau. Lorsqu'il fait très froid, notre souffle génère du brouillard. L'air que l'on souffle est toujours humidifié par nos poumons, mais la présence de vapeur d'eau n'est visible que lorsqu'il fait très froid. Il y a alors suffisamment de vapeur d'eau qui se condense pour que les gouttelettes formées soient observables.

L'évaporation et la condensation mettent en jeu des quantités importantes d'ÉNERGIE. L'évaporation absorbe de l'énergie alors que la condensation en libère.

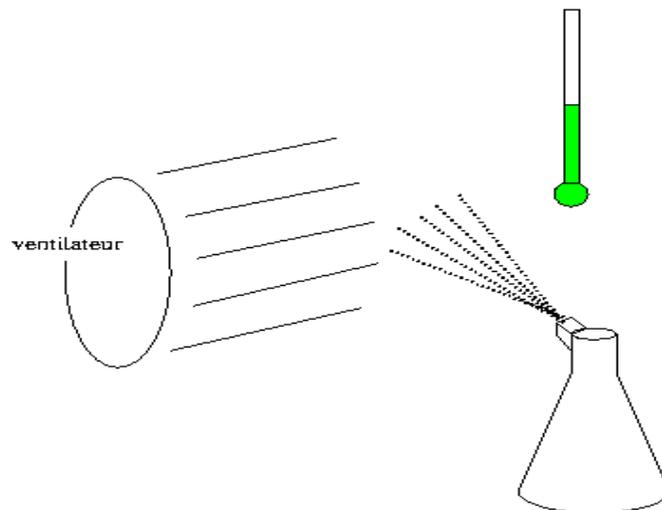


Figure 8 : Un ventilateur souffle de l'air sur un thermomètre. Lorsque l'on vaporise de l'eau chaude dans ce flux d'air, le thermomètre indique-t-il une hausse ou une baisse de température?

En pratique

On place un ventilateur à une cinquantaine de centimètres d'un thermomètre (figure 8). On remplit un brumisateuseur (lave - vitre...) d'eau tiède ou chaude. Si on vaporise cette eau dans le courant d'air du ventilateur, la température indiquée par le thermomètre baisse. Ainsi, bien que l'eau vaporisée soit chaude, l'énergie thermique absorbée lors de l'évaporation est suffisamment importante pour abaisser la température.

L'évaporation absorbe de l'énergie, c.-à-d. que l'eau prend de l'énergie au milieu qui l'entoure pour passer de l'état liquide à l'état gazeux. Lorsque l'on fait bouillir de l'eau sur une cuisinière, cette énergie provient de la combustion du gaz (ou autres). Lorsqu'une gouttelette d'eau en

suspension dans l'air s'évapore, elle prend l'énergie à l'air qui l'entoure. Cet air perd de l'énergie thermique (de la chaleur), c.-à-d. que sa température baisse. Ce phénomène mis en évidence dans l'expérience ci-dessus est également présent dans la nature. Les gouttes de pluies qui tombent d'un nuage peuvent, durant leur chute, traversée de l'air plus sec et alors s'évaporer. Cette évaporation refroidit l'air ambiant qui devient plus dense et donc se met à descendre. Ces mouvements descendants d'air existent à l'intérieur et au voisinage des orages, peuvent être très violent et dangereux notamment pour les avions.

Pour évaporer un gramme d'eau, il faut fournir environ 6 fois plus d'énergie que pour chauffer ce gramme d'eau de 0°C à 100°C. L'importance de l'énergie thermique absorbée lors de l'évaporation est perceptible lors d'expériences banales. Lorsque l'on est mouillé, la sensation de froid est plus forte que lorsque l'on est sec à cause de l'évaporation de l'eau sur la peau. L'eau contenue dans une gourde poreuse (faite en cuir, en tissus...) est rafraîchie grâce à l'évaporation de l'eau qui humidifie les parois...

L'évaporation absorbe de l'énergie et la condensation, par symétrie, en libère.

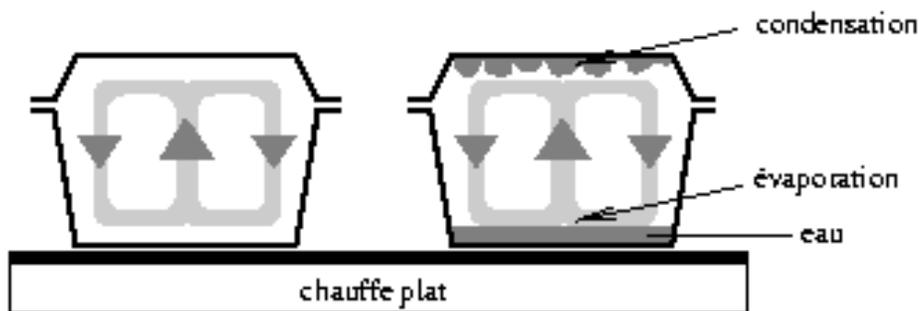


Figure 9 : Deux récipients sont posés sur un chauffe plat et leurs fonds sont à la même température. Celui de droite contient un peu d'eau. Les couvercles des deux récipients sont-ils à la même température? Sinon lequel est le plus chaud?

En pratique

Sur un chauffe - plat on dispose deux plats identiques, en verre et avec leur couvercle (figure 9). Attention : pour éviter que la dilatation des gaz ne fasse exploser les récipients, les couvercles doivent pouvoir se soulever ou rester très légèrement ouvert. Dans l'un des récipients, le fond est recouvert d'eau. Après quelques minutes des gouttes d'eau se forment sur le couvercle. La température du fond des deux plats est identique car ils sont posés sur le même chauffe plat, qu'en est-il de la température des couvercles ? Une mesure avec un thermomètre ou un simple toucher permet de constater que la température du couvercle est plus élevée pour le récipient

contenant de l'eau que pour l'autre. Dans les deux cas, la convection transporte de l'énergie thermique du fond vers le couvercle. Mais dans le récipient contenant de l'eau il y a également transport de vapeur d'eau qui s'évapore au fond et se condense sur le couvercle. Cette condensation apporte un supplément d'énergie thermique au couvercle qui se traduit par une température plus élevée.

Orages et cyclones sont des phénomènes météorologiques dans lesquels l'énergie dégagée par la condensation de la vapeur d'eau joue un rôle majeur. A l'origine il y a un phénomène de convection d'air humide. Cet air se refroidit en s'élevant dans l'atmosphère et lorsque la saturation est atteinte, la vapeur d'eau se condense pour former des nuages, puis éventuellement de la pluie. Cette condensation libère de l'énergie, ce qui réchauffe l'air, diminue sa MASSES VOLUMIQUES et donc augmente l'intensité de la convection. La convection s'auto-amplifie et peut donner naissance à des nuages d'orage (des cumulonimbus) qui peuvent atteindre une dizaine de kilomètres de hauteur.

Lorsque la vapeur d'eau commence à se condenser dans l'atmosphère, elle forme de toutes petites gouttes d'eau d'environ 10 μm de diamètre (10 micro mètre, c.à.d. dix millionième de mètre ou encore 0,01 mm). Ces gouttes sont suffisamment petites pour rester en suspension dans l'air et former un nuage. Elles diffusent efficacement la lumière solaire, ce qui rend les nuages si blanc à leur sommet. Lorsque la densité des gouttes à l'intérieur des nuages augmente, elles rentrent de plus en plus fréquemment en collision, s'agglomèrent et grossissent. Si les gouttes atteignent un diamètre de 100 μm environ (0,1 mm), elles commencent à tomber et continuent à grossir en s'agglomérant aux gouttes d'eau rencontrées dans leur chute. Les gouttes de pluies éclatent du fait de leur vitesse lorsqu'elles deviennent trop grosses ; le diamètre des gouttes de pluie est en général compris entre 0,5 mm (bruine) à 5 mm.

En pratique

Si on vaporise de l'eau sur une vitre, on voit d'abord que celle-ci passe de transparente à translucide: les petites gouttes DIFFUSENT la lumière et sont immobiles sur la vitre. Si l'on continue la vaporisation, les petites gouttes se regroupent pour en former de plus grosses, puis certaines, devenues très grosses, se mettent à glisser sur la vitre. On a ainsi une analogie avec ce qui se passe dans un nuage.

Climat sec, climat humide

La répartition géographique de la végétation naturelle dans les tropiques est extrêmement contrastée (figure 10). Les régions équatoriales qui s'étendent de 10° sud à 10° nord sont couvertes de forêts très denses qui prospèrent dans un climat chaud et humide. En s'éloignant de

l'équateur on trouve entre 20° et 30° de latitude nord et sud des déserts, de la steppe désertique ou de la savane sèche. Dans l'hémisphère nord ce sont le Mexique, l'Arizona, le Sahara, le désert d'Arabie, l'Iran, et dans l'hémisphère sud l'Australie et le sud de l'Afrique. Pourquoi une telle répartition géographique ? Pourquoi passe-t-on si brutalement d'un climat très humide à un climat très sec ?

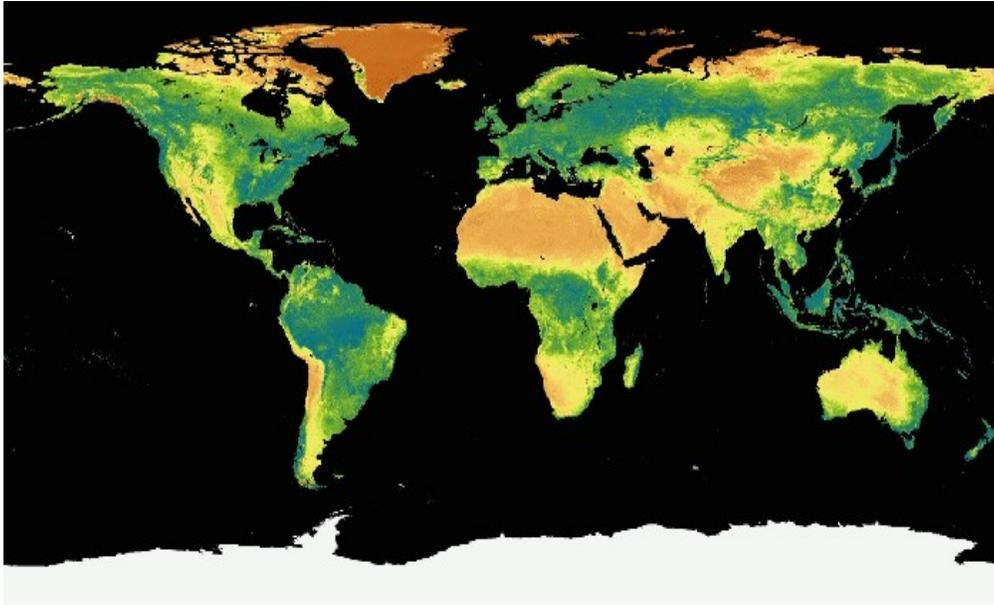


Figure 10 : Répartition géographique de la végétation naturelle (indice de végétation, photo NASA). On remarque les régions désertiques de part et d'autre de la bande équatoriale dont la végétation est dense et luxuriante.

Les régions tropicales sont celles qui reçoivent le plus d'énergie solaire et qui sont les plus chaudes. Dans ces régions, la convection atmosphérique est intense. Elle est à l'origine de la cellule de Hadley qui est décrite par une zone d'ASCENDANCE au-dessus de l'équateur et par deux zones de SUBSIDENCE vers 30° nord et sud (figure 11). Dans la zone d'ascendance (également appelée zone de convergence intertropicale) l'air chaud monte et, comme la pression diminue, se refroidit. La vapeur d'eau se condense et ainsi se forment de gros cumulonimbus, nuages convectifs très développés pouvant atteindre plus de 10 km de haut et générant des pluies très importantes. Sur mer, cette région est bien connue des marins qui l'ont surnommée «pot au noir». Leurs bateaux peuvent rester en calmar plusieurs jours dans cette région, sous un déluge d'eau et en proie à des vents faibles et changeants. Cette zone d'ASCENDANCE n'est pas située en permanence à l'équateur géographique mais se déplace avec les saisons, avec l'ensoleillement maximum. Elle se déplace au nord pendant l'été boréal (juin- août) et au sud pendant l'été austral (décembre - février). Sur les océans, cette migration est réduite à cause de la forte inertie thermique, le vent mélangeant l'eau sur plusieurs dizaines de mètres. Sur terre cette zone

D'ASCENDANCE suit d'avantage la position du soleil et son passage correspond à la saison des pluies.

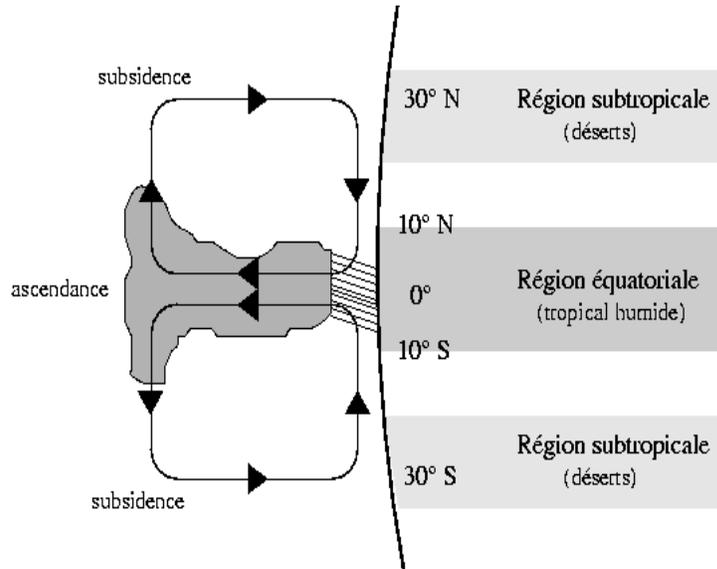


Figure 11 : La circulation de Hadley est constitué d'une branche ascendante située au dessus des régions les plus chaudes et de deux branched descendanted situées dans les régions subtropicales (vers 30° nord et sud).

L'air qui s'élève dans la zone de convergence intertropicale se refroidit ; de la vapeur d'eau se condense et une partie de cette eau est éliminée sous forme de pluie. Au fur et à mesure que l'air s'élève en altitude, il y reste de moins en moins de vapeur d'eau. Une fois en altitude, l'air s'éloigne ensuite de l'équateur et va descendre dans les régions de subsidence situées aux environ de 30° nord et sud. Lors de cette descente, la température de l'air augmente du fait de l'augmentation de pression, interdisant ainsi toute possibilité à la vapeur de se condenser et donner naissance à de la pluie. D'où les zones désertiques situées dans ces régions. Comme la zone d'ASCENDANCE, la zone de SUBSIDENCE se déplace avec les saisons. Un petit changement de ces déplacements du à une modification aléatoire de la circulation générale atmosphérique peut avoir des conséquences dramatiques pour les zones à la limite des déserts, comme par exemple au Sahel dans les années 1970 à 1985.

Les zones de subsidence entraînent une valeur de la pression au sol plus élevée que la moyenne, d'où la présence d'une ceinture de haute pression (d'anticyclone) tout autour du globe, vers 30° nord et sud. Dans l'atlantique nord, c'est le fameux anticyclone des Açores. Nous venons de voir que les zones de subsidence sont des régions sans pluie et sans nuage, ce qui justifie qu'en été, en

France, on soit si attentif au déplacement vers le nord de cet anticyclone.

Cet effet d'assèchement est également présent derrière les grandes chaînes de montagnes (les Andes, les Rocheuses, l'Himalaya). L'air qui se refroidit en montant pour franchir ces montagnes donne naissance à des précipitations. Une fois la montagne franchie, l'air descend, s'échauffe et le peu de vapeur d'eau qui reste ne peut plus se condenser pour former des pluies. Lorsque la direction des vents est toujours la même, un côté du massif montagneux est très humide tandis que l'autre est très sec. C'est le cas du massif des Andes toujours soumis au flux de vents d'ouest venant du Pacifique. Le franchissement d'un massif montagneux par de l'air peut également produire un réchauffement important (c'est par exemple le vent appelé fœhn dans les Alpes). Nous avons vu précédemment que l'air humide se refroidit avec l'altitude d'environ $5^{\circ}\text{C}/\text{km}$ tandis que l'air sec d'environ $10^{\circ}\text{C}/\text{km}$. Ainsi si de l'air humide franchit une montagne de 1000m de haut, cet air se refroidira de 5°C pendant son ascension mais se réchauffera de 10°C lors de sa descente, l'air étant maintenant sec, d'où un réchauffement final de 5°C !

Circulation générale

Dans les mouvements de l'air que nous avons décrit jusqu'à présent, nous n'avons pas pris en compte le fait que comme toutes les autres planètes, la Terre tourne sur elle-même. Or cette rotation a une conséquence surprenante, démontrée au début du XIX^{ème} siècle par Gustave Coriolis : Tout corps qui se déplace à la surface de la Terre subit une force qui dépend de sa latitude (nulle à l'équateur, maximale aux pôles) et de sa vitesse de déplacement par rapport à la Terre (cette force augmente avec la vitesse). Dans l'hémisphère nord les corps sont déviés vers la droite par rapport à leur mouvement tandis que dans l'hémisphère sud ils sont déviés vers la gauche. Cette découverte fut largement popularisée à travers le pendule que le physicien français Hippolyte Foucault fit installer en 1851 sous la coupole du panthéon et que de nombreux parisiens vinrent voir. Le pendule, au lieu de suivre toujours la même trajectoire tourne légèrement sur lui-même à cause de la rotation terrestre. Un tel pendule est par exemple visible au Palais de la Découverte.

Dès que l'on s'éloigne de l'équateur, la force de Coriolis joue un rôle clef dans la circulation atmosphérique et océanique. En Europe de l'ouest par exemple, le climat est dominé par l'influence des dépressions qui nous viennent de l'océan Atlantique ; l'existence et l'évolution de ces dépressions sont directement liées à la force de Coriolis. Si caractéristique des moyennes latitudes, cette circulation atmosphérique ne sera pas abordée ici. Nous ne nous intéresserons qu'aux régions équatoriales et aborderons rapidement les liens entre la circulation de Hadley,

déjà évoquée, et les vents d'alizés.

Par rapport à la circulation de Hadley telle que nous l'avons présentée précédemment, la force de Coriolis a pour effet, dès que l'on s'éloigne de l'équateur, de dévier l'air vers la droite dans l'hémisphère nord, vers la gauche dans l'hémisphère sud. Pour illustrer les raisons physiques de ces déviations, nous allons utiliser l'analogie avec une figure connue des danseurs et patineurs : l'artiste tourne d'abord lentement sur lui-même, membres écartés, puis se met à tourner de plus en plus vite au fur et à mesure qu'il se regroupe sur lui-même. Cette augmentation de la vitesse de rotation est due à la conservation du **MOMENT CINÉTIQUE** et a un lien direct avec l'existence de la force de Coriolis. Si vous n'êtes ni danseurs ni patineurs, vous pouvez essayer cette expérience assis sur une chaise pivotante.

Appliquons ce principe à l'atmosphère. Avec la circulation de Hadley, en altitude l'air va des régions équatoriales vers les régions de subsidence (figure 11). Les régions de subsidences, situées vers 30° nord et sud, sont plus près de l'axe de rotation de la Terre que les régions équatoriales. Quand l'air qui s'est élevé au-dessus de l'équateur se dirige vers les régions de subsidence, il se rapproche donc de l'axe de rotation de la Terre. On peut alors faire l'analogie avec le danseur qui se regroupe sur lui-même et tourne de plus en plus vite. Si l'air tourne à la vitesse de la Terre à l'équateur, l'air tournera plus vite que la Terre, en altitude, au-dessus des régions de subsidence. Comme la Terre tourne d'ouest en est, ces forts vents d'altitude qui tournent plus vite que la Terre se déplacent également d'ouest en est par rapport à la Terre. On observe effectivement des vents d'environ 200 km/h dans ces régions, vents qui font que le trajet en avion pour aller de l'Europe vers les Etats Unis d'Amérique est environ une heure plus long que le vol du retour.

Près du sol, l'air revient des zones de subsidence vers l'équateur et nous sommes dans la situation symétrique de la précédente : Lorsqu'il se dirige vers l'équateur, l'air s'éloigne de l'axe de rotation de la Terre, et donc sa vitesse de rotation va diminuer. Les vents se dirigent donc vers l'équateur en étant très fortement déviés vers l'ouest. Ce sont les vents d'alizés, assez forts, très réguliers et très appréciés des navigateurs. Utilisés par Christophe Colomb lors de son périple vers Cuba, ils ont ensuite été largement utilisés par les navires de commerces (d'où le nom anglais des alizés : « trade winds » ou vents du commerce). Aujourd'hui on en tire partie pour traverser confortablement l'Atlantique en bateau à voile. Nous avons vu que la circulation de Hadley se déplaçait avec les saisons. La région des alizés accompagne ce mouvement : elle se déplace au nord pendant l'été boréal, au sud pendant l'été australe.

Effet de Serre

Nous avons jusqu'à présent considéré les échanges de chaleur par convection et par évaporation-condensation, ainsi que les mouvements d'air, les vents associés. Nous allons maintenant évoquer les échanges d'énergie par rayonnement en utilisant l'analogie classique entre ce qui se passe dans l'atmosphère et ce qui se passe dans une serre d'habitation ou dans un capteur solaire destiné au chauffage. Cette analogie porte le nom d'effet de serre.

L'EFFET DE SERRE fait intervenir à la fois le rayonnement solaire et le rayonnement infrarouge. Autant le premier nous est familier, autant le second a souvent un côté mystérieux. Pourtant ils sont de même nature physique : ce sont des rayonnements électromagnétiques qui ne se distinguent que par leur LONGUEUR D'ONDE.

Tout corps émet un rayonnement dont la puissance totale et le SPECTRE (c.à.d. la répartition de la puissance émise en fonction de la LONGUEUR D'ONDE) dépend de sa température. Cette dépendance fut expérimentalement mise en évidence dans la deuxième moitié du XIX^{ème} siècle. Puis Max Planck, au début du XX^{ème} siècle, introduisit la notion de quantum d'énergie pour établir la théorie de l'émission de ce rayonnement. Cette loi de Planck fut à l'origine de la théorie quantique, théorie qui bouleversa profondément la physique du début du XX^{ème} siècle.

Le rayonnement qui nous parvient du soleil est émis par sa surface extérieure dont la température est d'environ 6000 °C (cf. «Le Soleil» de Pierre Lena, Graine de science n. 1). A une telle température, 40% de l'énergie est émise dans le domaine visible, c.à.d. dans une gamme de LONGUEUR D'ONDE allant de 0,3µm (violet- bleu) à 0,7 µm (rouge) (figure 12). La décomposition spectrale du rayonnement solaire peut être réalisée en projetant un faisceau lumineux sur un prisme de verre ou sur un réseau de diffraction. Tout un éventail de couleurs apparaît, du **violet** au rouge en passant par le vert et le jaune. Chacune de ces couleurs est associée à une longueur d'onde du rayonnement. Vers 1800, William Herschell qui étudiait le rayonnement solaire, avait placé un thermomètre derrière un tel prisme. Il s'aperçut qu'il indiquait une élévation de température (et donc qu'il recevait de l'énergie) non seulement dans le domaine visible mais également dans la région au-delà du rouge. Ce fut la découverte du rayonnement infrarouge qui représente 50% de l'énergie du rayonnement émis par le soleil. Les 10% restant sont également émis hors du domaine visible, à des longueurs d'onde plus petites que celles du violet (l'ultra violet).

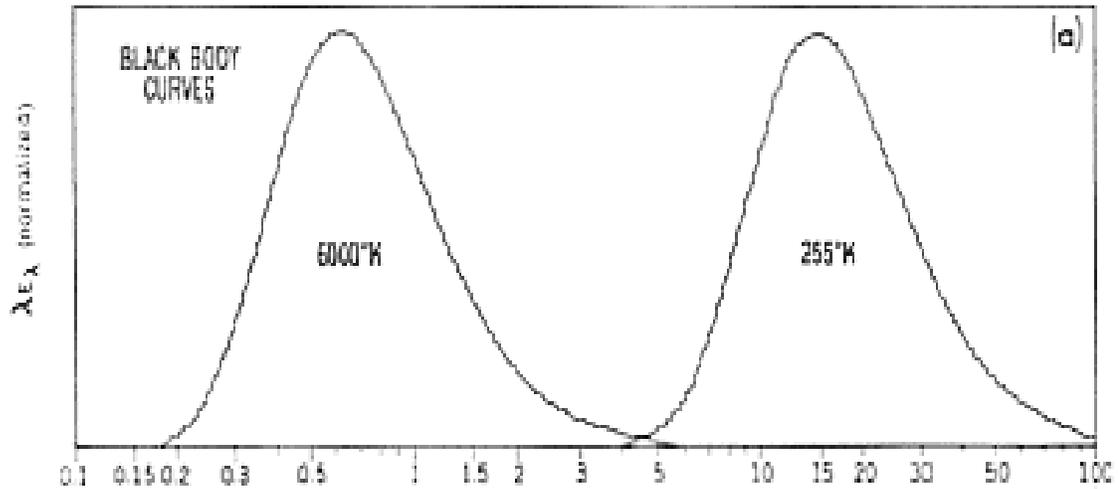


Figure 12 : Spectre du rayonnement émis par le soleil (température de 6000 °C) et par la Terre (température de 20°C). Ces deux spectre sont normalisés de sorte que leur maximum sont identiques.

Un corps à température ambiante émet un rayonnement dont le spectre est très différent de celui du soleil (figure 12). La quasi-totalité de l'énergie est émise dans l'infrarouge lointain (de 4 μm à 50 μm). C'est pour cela que, dans le noir, un corps à température ambiante n'est pas vu à l'oeil nu. C'est seulement lorsque l'on dépasse 700 °C environ qu'un objet commence à être visible (un morceau de fer incandescent par exemple). Dans les lampes classiques la température du filament de tungstène est d'environ 2700 °C.

Les spectres du rayonnement solaire et du rayonnement infrarouge des corps à température ambiante appartiennent ainsi à deux domaines spectraux séparés par une frontière vers 4 μm (figure 12). L'effet de serre repose sur le fait que certains matériaux ont des propriétés très différentes dans ces deux domaines spectraux. C'est notamment le cas des matériaux utilisés pour les vitrages (verre, Plexiglas, polycarbonate...) qui n'absorbent pas le rayonnement solaire (ils sont transparents au visible) mais absorbent le rayonnement infrarouge (ils sont opaques à l'infrarouge).

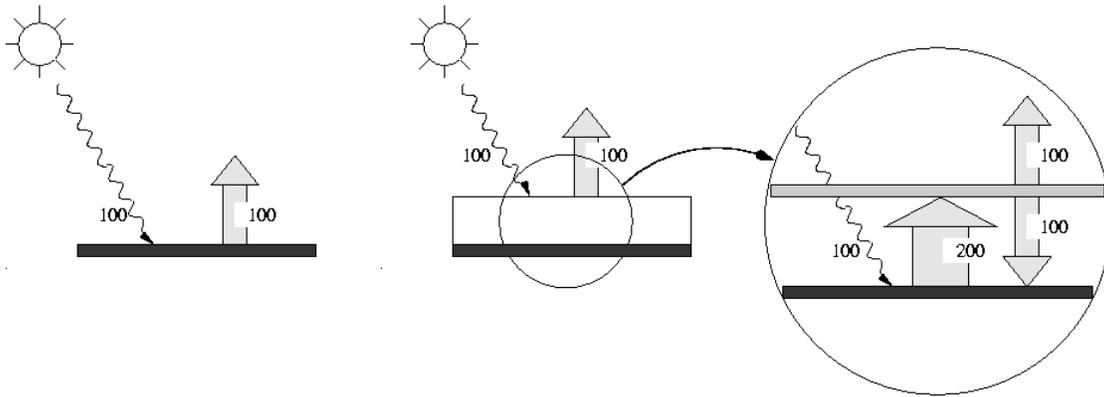


Figure 13 : Effet de serre. Détail des échanges radiatifs pour une plaque éclairée par le Soleil (à gauche) ou pour cette même plaque recouverte par une vitre parfaitement transparente au rayonnement solaire et totalement opaque au rayonnement infrarouge grande longueur d'onde (à droite).

Considérons tout d'abord un exemple simple, sans effet de serre : une plaque noire dont la face arrière est isolée thermiquement. On ne considère que les échanges radiatifs (les échanges par convection et conduction sont supposés être négligeables). Si la plaque est toute seule, elle reçoit et absorbe le rayonnement solaire. Cette puissance absorbée vaut 100 dans une unité arbitraire. A L'ÉQUILIBRE THERMIQUE, les puissances reçues et perdues par la plaque sont égales, et la puissance du rayonnement infrarouge émis par la plaque vaut également 100 dans nos unités (figure 13.a). On introduit maintenant un effet de serre en recouvrant la plaque par une vitre parfaitement transparente au rayonnement solaire et parfaitement opaque au rayonnement infrarouge lointain. A l'équilibre thermique, le système «vitre - plaque» perd comme précédemment autant d'énergie qu'il en reçoit (figure 13.b). La seule différence est que maintenant c'est la vitre qui émet le rayonnement infrarouge (100 dans nos unités) car, comme elle est parfaitement opaque à ce rayonnement, aucun rayonnement émis par la plaque ne peut être transmis à l'extérieur. Regardons maintenant les échanges à l'intérieur du système «vitre - plaque». La vitre émet la même énergie des deux côtés, l'intérieur et l'extérieur n'ayant pour elle aucun sens. Si la vitre émet 100 vers l'extérieur, elle émet donc également 100 vers l'intérieur, c.-à-d. vers la plaque. Celle ci reçoit donc en plus du rayonnement solaire le rayonnement infrarouge émis par la vitre. A l'équilibre thermique, la plaque doit perdre par rayonnement infrarouge autant d'énergie qu'elle en gagne, c.à.d. 200 dans nos unités (figure 13.c). On peut vérifier que la vitre est alors aussi en équilibre : elle reçoit 200 et émet 200 (100 vers l'extérieur, 100 vers la plaque).

Ainsi un observateur qui regarde de loin n'est pas capable de savoir si notre plaque est recouverte ou non par une vitre car dans les deux cas il reçoit un même rayonnement infrarouge. La situation

de la plaque est par contre très différente puisque dans un cas elle émet 100 alors que dans le second elle émet 200. Et cette émission plus importante se fait via une augmentation de la température de la plaque. Si on rajoute une autre vitre au-dessus de la précédente, on obtient un effet de serre plus important, une température de plaque encore plus élevée.

Sur Terre, les constituants qui interviennent dans l'effet de serre sont les nuages et quelques gaz minoritaires (vapeur d'eau, dioxyde de carbone, méthane...). Ils jouent un rôle analogue à celui de la vitre dans l'exemple précédent. Dans l'atmosphère, les phénomènes sont toutefois beaucoup plus compliqués notamment à cause des propriétés d'absorption du rayonnement très particulières des gaz et de l'importance des autres modes de transfert d'énergie (convection, évaporation/condensation de l'eau..., circulation générale...). Ainsi une modification de l'effet de serre modifie la convection, qui modifie la couverture nuageuse, qui modifie l'effet de serre. Il y a beaucoup de couplages, de boucles de rétroaction, qui ont tendance soit à amplifier soit à atténuer une modification initiale de l'effet de serre.

Sur Terre, l'effet de serre actuel, naturel, est important car il permet à la température de surface d'être environ 30 °C plus élevée que si cet effet n'était pas présent. Les gaz qui interviennent dans l'effet de serre sont très minoritaires ; ils constituent moins de 1 % de l'atmosphère. Actuellement, les hommes, de par leurs activités, augmentent notablement la concentration de certains gaz à effet de serre, notamment le gaz carbonique (CO₂), ce qui fait craindre un réchauffement significatif de la température moyenne de notre planète. Si de nombreuses incertitudes demeurent quant à l'effet précis de ces perturbations, il n'en reste pas moins que l'homme risque de modifier le climat à l'échelle globale.

Pour aller plus loin

Qu'est-ce qu'El Niño ? Quelle est l'influence d'El Niño sur le climat de la terre ?

L'utilisation du nom El Niño (l'enfant Jésus en Espagnol) provient à l'origine d'une modification de la circulation océanique le long de la côte du Pérou, qui débute vers la Noël. Un courant froid est en général présent le long de cette côte. Il est alimenté par des remontées d'eau profonde riche en nutriments, ce qui rend la région très poissonneuse. Parfois (environ deux à trois fois par décennie), ces remontées d'eau sont réduites ou supprimées par une modification de la circulation atmosphérique, ce qui a pour effet direct de réduire dramatiquement la quantité de poissons. Au début du 20ème siècle, on s'aperçut que cette variation de la température de l'océan était un phénomène local associé à une variation climatique qui affecte tout l'océan Pacifique tropical,

mais aussi l'océan Indien, l'Indonésie, l'Australie et une large part du continent américain. Le régime des pluies est totalement perturbé : des régions arides sont inondées, d'autres humides souffrent de sécheresse, des cyclones apparaissent dans des régions inhabituelles. Par extension, on appelle maintenant El Niño cette importante variation naturelle du climat qui affecte une large partie de la Planète deux à trois fois par décennies.

Pourra-t-on prévoir dans le futur le temps qu'il fera quinze jours à l'avance ?

La prévision météorologique déterministe du temps est basée sur l'utilisation de modèles numériques qui résolvent les équations de base régissant la circulation atmosphérique. Ces modèles sont initialisés avec l'état supposé de l'atmosphère à un instant donné, puis calculent l'évolution de l'atmosphère pour les jours suivants. Mais un tout petit changement de l'état initial de l'atmosphère, par exemple dû à une petite erreur de mesure, peut modifier totalement le temps prévu quelques jours plus tard. En effet l'atmosphère est un système chaotique, c.-à-d., suivant l'exemple donné par le météorologue américain Edouard Lorenz, un battement de papillon en un point du globe peut entraîner un cyclone en un autre point plusieurs jours après. Actuellement on estime que la prévision déterministe quinze jours à l'avance est un objectif que l'on peut atteindre dans l'avenir, mais qu'il sera difficile à dépasser. Ces prévisions permettront de donner les caractéristiques principales du temps prévu, mais pas des informations détaillées telle que l'heure, l'emplacement et l'intensité précises des précipitations prévues. Sans oublier que certains phénomènes particuliers et parfois violents (comme les tempêtes de décembre 1999) sont très difficiles à prévoir même quelques jours à l'avance du fait de leur petite taille et de leur très rapide croissance.

Qu'appelle-t-on microclimat ?

C'est un climat spécifique à une petite région. Cette spécificité provient généralement d'une situation géographique particulière : relief, orientation par rapport aux vents dominants, situation par rapport aux courants marins.

Comment une éruption volcanique peut-elle modifier le climat de la Terre ?

Lors d'une éruption volcanique, d'importantes quantités de poussière sont émises dans l'atmosphère (cf. probablement le chapitre "volcan " que je n'ai pas). Une grande partie de ces poussières retombe assez rapidement mais, notamment lors des très grosses éruptions, une partie monte dans la haute atmosphère, jusqu'à la stratosphère, où elle peut rester pendant quelques années. Ces poussières réfléchissent le rayonnement solaire et cet effet d'ombre refroidit la

surface de la Terre. Elles sont également responsables d'un effet de serre, mais celui-ci est plus faible et ne compense pas ce refroidissement.

En quoi l'étude de la glace des pôles contribue-t-elle à la connaissance du climat de la Terre ?

Les glaciers des régions polaires sont constitués de glace accumulée pendant des dizaines, parfois des centaines de milliers d'années. En effectuant des carottages et en analysant finement les propriétés physico-chimiques de cette glace, on en déduit certaines caractéristiques du climat au moment de la formation de la glace : propriétés de l'air (température, concentration des différents gaz...), niveau des mers, circulation atmosphérique via le transport des poussières... Actuellement le plus profond de ces forages est celui récemment réalisé par les Russes à Vostock, en Antarctique. Profond de 3500 mètres, il a permis de reconstituer l'évolution du climat des 400000 dernières années, avec quatre transitions entre périodes glaciaires et interglaciaires. Ces observations ont clairement mis en évidence que le climat n'était pas immuable mais en permanente évolution. D'autre part on espère qu'en comprenant les changements climatiques passés, nous serons à même de mieux prévoir les éventuels changements futurs.

Bibliographie

Climat d'hier à demain, Sylvie JOUSSAUME, CNRS éditions/CEA, Paris, 1993. Un livre accessible et attrayant, présentant à la fois les caractéristiques principales du climat et leurs évolutions au cours du temps (périodes glaciaires...)

Le climat de la terre, Robert SADOURNY, Ed. Dominos/Flammarion, 1994. Un livre au format « poches » qui contient beaucoup d'informations et permet une bonne compréhension du climat terrestre. Ne comporte pas d'équation mais requiert une lecture attentive.

Océans et Atmosphère, CHAPEL A., FIEUX M., JACQUES G., JACQUES J.M., LAVAL K., LETREUT H., Ed. Synapses-Hachette Education, 1996. Un livre très complet, notamment destiné aux enseignants du secondaire.

L'incertitude des climats, Robert KANDEL, Ed. Pluriel, 1998. Un bon livre pour alimenter la réflexion sur les variations du climat et sur les risques de changement climatique **du** (**dû ?**) aux activités humaines.

Découvrons la météorologie, Didier RENAUT, Ed. Circonflexe, 1997. Un très bon livre d'initiation

à la météorologie, c-à-d à l'évolution rapide du temps et à sa prévision.

Glossaire

ASCENDANCE : ascension d'un fluide (de l'air dans l'atmosphère)

CONVECTION : mouvement d'un fluide dû à la poussée d'Archimède. La convection a pour origine une différence de masse volumique dû à une différence de température, de salinité...

DIFFUSER : renvoyer dans toutes les directions.

EFFET DE SERRE : réchauffement causé par une diminution des pertes thermiques due à la présence d'un matériau absorbant le rayonnement infrarouge.

ENERGIE THERMIQUE (ou chaleur) : forme d'énergie associée à la température

EQUILIBRE THERMIQUE : situation dans laquelle les températures du système considéré ne varient plus au cours du temps. En chaque partie du système, l'énergie absorbée est alors égale à l'énergie perdue. Toute augmentation de l'énergie absorbée sera compensée, à l'équilibre, par une augmentation de l'énergie perdue. Si rien d'autre ne change, cette augmentation des pertes se fait via une augmentation de la température. Ainsi, toutes choses étant par ailleurs inchangées, une augmentation de l'énergie absorbée par un élément entraîne une augmentation de sa température d'équilibre.

LATITUDE : mesure angulaire de la distance la plus courte entre un point et l'équateur. La latitude du pôle Nord est de 90°N et celle du pôle Sud 90°S .

LONGITUDE : mesure angulaire de la distance la plus courte entre un point et le méridien de référence (méridien de Greenwich).

LONGUEUR D'ONDE : pour un système oscillant (périodique), distance parcourue par l'onde pendant une oscillation.

MOMENT CINÉTIQUE : à faire.

MASSE VOLUMIQUE : idem glossaire Graine de Science 1

PRESSION : force exercée, par unité de surface, par un fluide ou un objet sur un autre. Lorsque la

force est uniquement due à la gravité, on parle de pression hydrostatique.

RAYONNEMENT : cf. onde électromagnétique (cf. glossaire Graine de Science 1)

SPECTRE : idem glossaire Graine de Science 1

SUBSIDENCE : descente, affaissement d'un fluide