

## MOTS-CLÉS

- ▶ Troposphère, stratosphère, mésosphère, thermosphère, magnétosphère.
- ▶ Nuages, précipitations.
- ▶ Origine de l'atmosphère terrestre.
- ▶ Cellule de Hadley, de Ferrell et cellule polaire, zonation climatique terrestre.
- ▶ Anticyclones des Açores, moussons, anticyclones mobiles polaires.

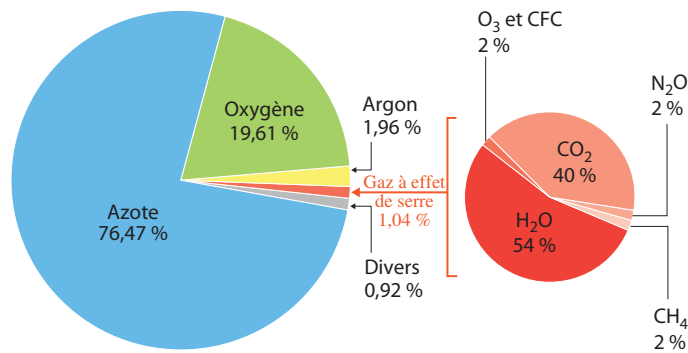
L'atmosphère est l'enveloppe gazeuse que la Terre retient par gravité, elle n'a pas de frontière externe bien définie, les gaz se raréfiant progressivement avec l'altitude. La composition de l'atmosphère actuelle est en fait l'aboutissement d'une évolution qui est directement liée à celle de la biosphère. Les mesures de sa composition ont été d'abord effectuées au sol, en plaine puis au sommet de montagnes. Le Puy de Dôme a ainsi acquis sa célébrité scientifique en 1648, lorsqu'à la demande de son beau-frère Blaise Pascal, Florin Périer, y démontra que la pression atmosphérique diminuait avec l'altitude, prouvant ainsi la pesanteur de l'air. Puis ce fut l'apport scientifique des ballons habités, puis des ballons-sondes jusque vers 40 km (découverte de la stratosphère en 1899) et enfin, au-delà, des engins spatiaux.

## 21.1 COMPOSITION DE L'ATMOSPHÈRE TERRESTRE



Voir fig. 20.2

Les gaz constituant l'air sont l'azote ( $\approx 77\%$ ), l'oxygène ( $\approx 20\%$ ), l'argon ( $\approx 2\%$ ) et le dioxyde de carbone  $\text{CO}_2$  (0,04 %, un des responsables principaux de l'effet de serre, fig. 21.1). On trouve ensuite en plus petite quantité et par ordre décroissant, le néon, l'hélium, le krypton, l'hydrogène, le xénon, l'ozone et le radon (éléments atmosphériques) auxquels s'ajoutent, en quantités variables, le méthane, le dioxyde de soufre ( $\text{SO}_2$ ), les oxydes d'azote et les chlorofluorocarbures (CFC), produits par l'activité humaine, ainsi que la vapeur d'eau. Ces gaz persistent jusqu'à une zone de transition entre 500 et 1 000 km où les molécules peuvent s'échapper vers l'espace (*exosphère*).



**Figure 21.1** Composition chimique en masse de l'air humide sur les 100 km d'épaisseur de l'atmosphère.

La teneur en oxygène est remarquablement constante, mais la quantité de CO<sub>2</sub>, comme celle de vapeur d'eau, dépend de la vitesse des réactions d'équilibre entre l'atmosphère, les océans et les roches, notamment carbonatées.

La vapeur d'eau est un constituant important des couches basses (troposphère, *fig. 21.2*) mais la température étant proche de la température de condensation, elle disparaît très vite en altitude (50 % à 2 km), cela est un avantage pour l'observation astronomique, notamment pour l'étude du rayonnement infra-rouge (qu'absorbe la vapeur d'eau) et les grands observatoires internationaux qui sont placés au sommet de montagne dans des régions sèches (VLT, *Very Large Telescope*, sur le Cerro Paranal, 2 635 m, dans le désert d'Atacama, au Chili).

Le temps de résidence<sup>1</sup> de l'eau dans l'atmosphère est très court (8 jours), l'atmosphère est donc un **réservoir de transit** pour la vapeur d'eau qui joue un rôle essentiel dans le cycle de l'eau. Au contraire les océans (temps de résidence : 3100 années) et les glaces (27500 années) sont des **réservoirs de stockage** de l'eau.

### Encart 21.1 – La pression atmosphérique

Elle est d'environ, 980 millibars au niveau de la mer (1 bar = 1 000 hectopascals) mais diminue très vite avec l'altitude. Elle n'est plus que de la moitié de cette valeur vers 5 500 m, de 1/10<sup>e</sup> à 16 000 m, de 1/100<sup>e</sup> à 31 000 m, du millionième à 92 km, pour n'atteindre que 1,9·10<sup>-7</sup> mb à 300 km.

## 21.2 STRUCTURE DE L'ATMOSPHÈRE

L'atmosphère présente une *structure verticale* en couches qui est en grande partie fonction de l'évolution de la température et de la nature de la source d'énergie. En effet, le soleil ne réchauffe pas directement toutes les couches de l'atmosphère, une grande partie du rayonnement visible la traverse directement sans être absorbée et atteint le sol terrestre qui, en réémettant un rayonnement essentiellement de nature infra-rouge, chauffe à son tour les couches basses de l'atmosphère. On distingue donc (*fig. 21.2*) :

- de 0 à 10 km, la *troposphère* qui contient 80 à 90 % de la masse totale de l'air et la quasi-totalité de la vapeur d'eau, d'où son importance en *météorologie*. Cette couche est chauffée par le rayonnement du sol et la température y décroît avec l'altitude (6 °C·km<sup>-1</sup>) jusqu'à la *tropopause* (9 km au pôle, 12 à l'équateur) où elle se stabilise vers -60 °C. Cette couche est le siège de mouvements convectifs puissants à l'origine des divers phénomènes météorologiques caractéristiques du climat terrestre (*fig. 21.11*). La tropopause peut aussi se définir comme une surface isobare, celle des 300 hPa (hectopascals) ;

1. Le temps de résidence d'un élément dans un réservoir est le rapport entre la quantité présente dans le réservoir et le flux annuel entrant (ou sortant) de cet élément.

## Partie VI ■ Les enveloppes fluides de la planète Terre

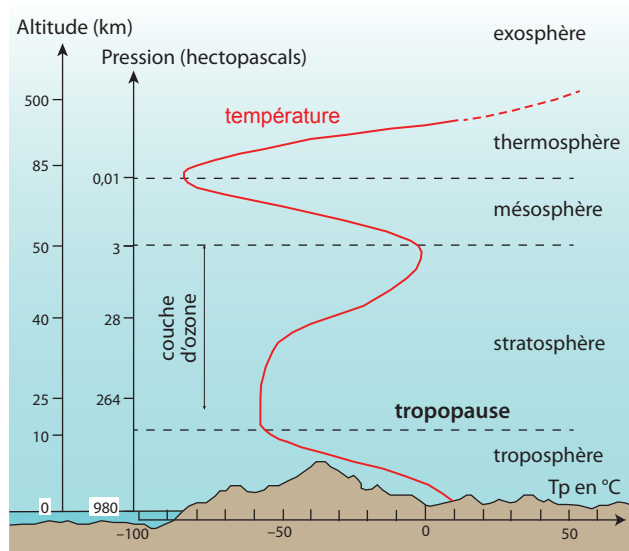
- de 10 à 50 km, la *stratosphère* où la température augmente jusqu'à 0 °C à cause de l'absorption du rayonnement solaire par l'ozone. C'est en effet dans la stratosphère que se forme l'ozone (O<sub>3</sub>) qui joue le rôle de bouclier antiradiation (*ozonosphère*) ;
- de 50 à 80 km, la *mésosphère*, entre stratopause et mésopause, qui voit la température diminuer de nouveau jusqu'à - 80 °C. La concentration d'ozone diminue tandis que le CO<sub>2</sub> joue un rôle important dans l'effet de serre ;
- au-delà de 80 km, la *thermosphère* où la température s'élève et varie en fonction de l'activité solaire et influence ainsi le climat terrestre. Sous l'action des UV (photodissociation et photoionisation de l'O<sub>2</sub>) sa température atteint 580 °C à 200 km, 750 °C à 750 km, ce qui est sans dommage pour les spationautes à cause de l'extrême raréfaction des particules.

On distingue aussi la *neutrosphère* de (0 à 80 km) où la concentration des électrons est insignifiante et l'*ionosphère*, qui se développe au-delà, où la concentration électronique devient plus importante. Cette couche, qui est un réflecteur pour les ondes radioélectriques, joue ainsi un rôle déterminant dans les télécommunications en permettant leur transmission sur de longues distances, au-delà de ce qui serait possible en propagation rectiligne.

La *magnétosphère* est la zone où s'exprime le magnétisme terrestre. Sa limite externe, la magnétopause, vers 50 000 km marque la fin de l'atmosphère, Elle a une forme très dissymétrique, l'onde de choc du vent solaire la comprimant fortement.

 Voir chap. 6, fig. 6.36

Dans les lignes de force du champ magnétique terrestre, des particules à très haute énergie (électrons et protons) sont piégées et forment deux couches (*les ceintures de Van Allen*) qui protègent la Terre des rayonnements ionisants (fig. 6.36).

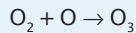
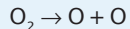


**Figure 21.2** Structure verticale moyenne de l'atmosphère et évolution de la température et de la pression.

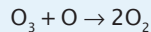
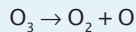
Au-delà de la mésopause (- 80 à - 100 °C) la température s'élève de nouveau pour atteindre des valeurs de l'ordre de 500 °C vers 200 km.

## Encart 21.2 – Couche et trou d'ozone

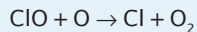
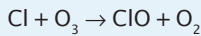
L'activité humaine joue un rôle vis-à-vis des concentrations atmosphériques de l'ozone. Ce gaz est produit dans la stratosphère et la partie supérieure de la troposphère sous l'action des radiations UV :



En présence de radiations de plus grande longueur d'onde (domaine du visible), l'ozone est détruit plus rapidement qu'il n'est produit :



Les chlorures, les fluorures et les bromures peuvent catalyser ces réactions.

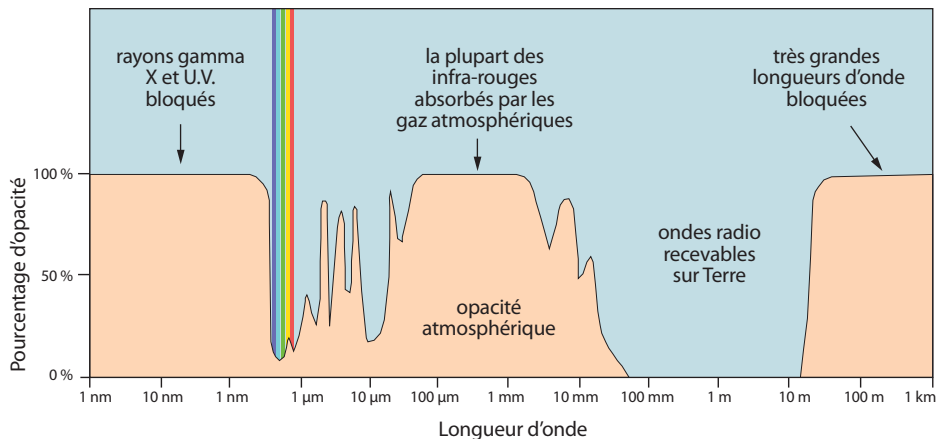


Aussi l'augmentation de la teneur atmosphérique en chlorofluorocarbures ou CFC, composés utilisés dans les systèmes réfrigérants, les installations d'air conditionné et les bombes aérosols (propulsants), a été rendu responsable de la réduction de la couche d'ozone qui protège la planète des radiations. Elle expliquerait ainsi en partie le « **trou d'ozone** » qui survient chaque printemps au-dessus de l'Antarctique lorsque la réapparition du rayonnement solaire rend réactifs les gaz accumulés pendant l'hiver.

L'utilisation des CFC est maintenant réduite mais les CFC ont un temps de résidence atmosphérique assez long (de l'ordre de la centaine d'années), aussi malgré l'accord sur la réduction de leur production (qui devrait être totale en 2030), leur teneur risque d'augmenter dans l'atmosphère pendant plusieurs dizaines d'années.

L'atmosphère n'est pas transparente au rayonnement solaire, celui-ci subit des transformations importantes lors de sa traversée : il existe des absorptions, différentielles en fonction des longueurs d'ondes (*fig. 21.3*), qui augmentent l'énergie de l'atmosphère et des phénomènes de diffusion qui contribuent à renvoyer vers l'espace une partie de l'énergie solaire reçue et donnent naissance à divers phénomènes optiques.

 Voir encart 21.3



**Figure 21.3** L'opacité de l'atmosphère vis-à-vis du rayonnement solaire.

Pourcentage d'opacité de l'atmosphère par rapport aux différentes longueurs d'ondes. La lumière visible peut atteindre le sol terrestre avec cependant une légère distorsion dans l'atmosphère.

## Encart 21.3 – Pourquoi le ciel est-il bleu et les nuages blancs ?

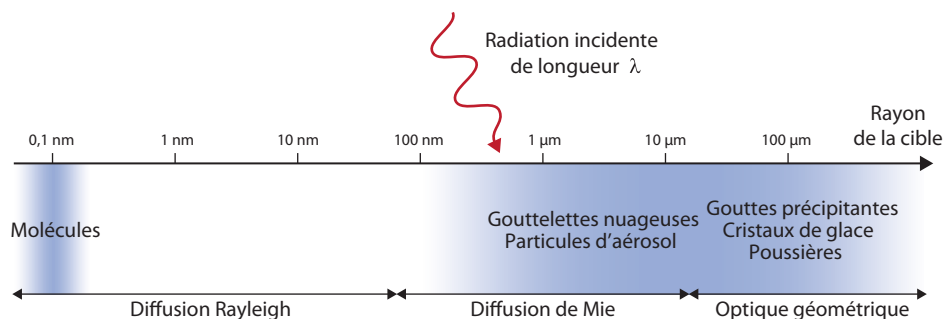
Ces couleurs sont dues aux différences de taille des particules atmosphériques et des hydrométéores (voir § 21.3.1) qui induisent deux types différents de diffusion (fig. 21.4).

Lorsque les particules ont un rayon faible au regard de la longueur d'onde incidente ( $r < 1/10 \lambda$ ), la diffusion se fait selon le **mode de Rayleigh**. C'est le cas pour les molécules qui composent l'atmosphère ; elles se comportent comme des éléments diffusants émettant sous l'effet du rayonnement incident une onde électromagnétique de même longueur d'onde dans toutes les directions. Ainsi un volume d'air ne transmettra dans la même direction qu'une partie de l'énergie lumineuse incidente, le reste étant diffusé dans toutes les directions. Les rayonnements de faibles longueurs d'onde (violet, bleu) sont considérablement plus diffusés (donc déviés de la direction incidente) que ceux de grandes longueurs d'onde (rouge). La luminosité du ciel provient uniquement de la lumière diffusée par les particules atmosphériques, en l'absence d'atmosphère le ciel apparaîtrait noir (comme sur la Lune). Le violet et le bleu sont environ

16 fois plus diffusés que le rouge. La luminosité du ciel apparaît donc dominée par le bleu alors que le rayonnement direct provenant du Soleil, débarrassé d'une partie des faibles longueurs d'onde par la diffusion de Rayleigh, est dominé par le jaune.

La présence de particules de plus grosses tailles, comme c'est le cas des hydrométéores présents dans les nuages, affecte différemment le rayonnement solaire. La diffusion, qui se fait alors selon le **mode de Mie**, ne dépend pas de la longueur d'onde et le maximum d'énergie diffusée correspond à la direction et au sens de propagation de l'onde incidente et le minimum à la direction perpendiculaire. Comme aucune couleur n'est privilégiée, la lumière diffusée dans les nuages reste blanche en l'absence d'autres perturbations optiques.

Pour des tailles supérieures des particules, on rentre dans le domaine de l'optique géométrique. C'est le cas des gouttes de pluie qui, par un système complexe de réfractions et de réflexions du rayonnement solaire, peuvent donner naissance au phénomène de **l'arc-en-ciel**.



**Figure 21.4** Les processus de modification du rayonnement solaire par l'atmosphère en fonction de la taille des particules.

Les molécules atmosphériques diffusent la lumière en favorisant le bleu (diffusion Rayleigh), ce qui explique la couleur du ciel. Les aérosols et les hydrométéores diffusent sans favoriser de couleur (diffusion « neutre » de Mie) d'où la couleur blanche des nuages. Enfin, les gouttes précipitantes et les cristaux de glace réfractent la lumière selon les lois de l'optique géométrique.

## 21.3 LES NUAGES

Les nuages représentent la partie visible de l'eau atmosphérique, ils sont constitués de particules d'eau condensée (eau liquide ou glace) : les **hydrométéores**. Pour que se forme un nuage, la vapeur d'eau doit non seulement atteindre puis dépasser la saturation mais doit aussi trouver des supports sur

lesquels elle puisse se condenser pour former des hydrométéores. Ce sont le plus souvent des particules d'aérosols qui jouent le rôle de noyaux de condensation. Des couches minces nuageuses peuvent se former par augmentation locale de l'humidité : ainsi les traînées de condensation du sillage des avions sont produites par l'humidité et les noyaux de condensation expulsés par les réacteurs.

### 21.3.1 Les différents types de nuages

Les nuages semblent « flotter » dans le ciel car la vitesse de chute des hydrométéores reste négligeable par rapport à l'intensité des mouvements verticaux que subissent les masses d'air les contenant. Si la couche saturée est instable, on observe la formation de nuages à développement vertical dits **cumuliformes** (cumulus et cumulonimbus) dont la base coïncide avec la base de la couche saturée et le sommet à l'altitude où les particules ascendantes cessent d'être plus chaudes que l'air ambiant (fig 21.5). Si la couche saturée est stable, il se forme des nuages **stratiformes** (stratus) dont la base et le sommet coïncident avec les limites de chacune des couches saturées. Pour désigner l'altitude de ces nuages, on utilise les préfixes de cirro pour l'étage supérieur (cirrostratus et cirrocumulus) puis d'alto (altostratus et altocumulus) et enfin de strato pour l'étage inférieur (stratus et stratocumulus).



**Figure 21.5** Les deux grands types de formations nuageuses.

- A.** Formation nuageuse cumuliforme, témoin d'une instabilité de la couche saturée de l'atmosphère (région du massif des Trois Couronnes, Pays basque espagnol).
- B.** Formation nuageuse stratiforme, témoin d'une stabilité de la couche saturée de l'atmosphère.

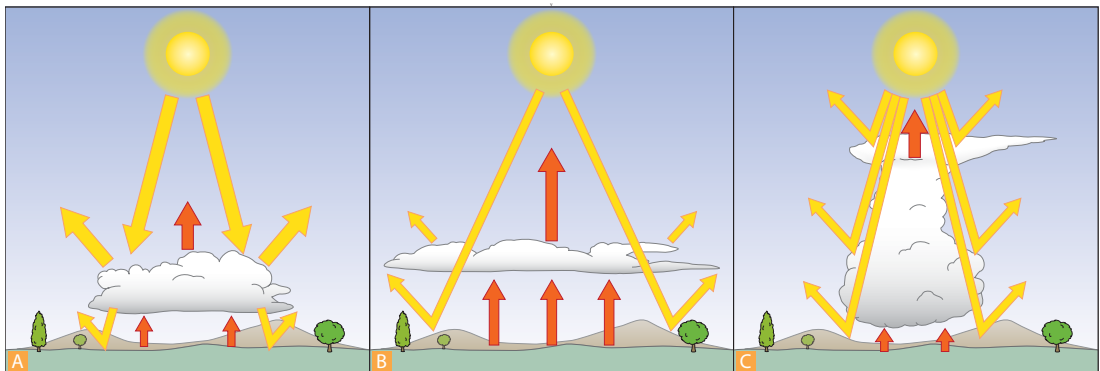
### 21.3.2 Nuages et précipitations

Un nuage ne produit pas toujours des précipitations, il faut pour cela que les hydrométéores grossissent suffisamment pour que leur vitesse de chute soit supérieure aux mouvements verticaux des masses d'air qui les contiennent. On parle de particules précipitantes pour des gouttes suffisamment grosses pour pouvoir atteindre le sol avant de s'évaporer (le diamètre moyen d'un noyau de condensation est de 0,0002 mm, celui d'une gouttelette nuageuse de 0,02 mm et celui d'une goutte de pluie de 2 mm). La nature des précipitations (pluie ou neige) dépend de la température.

La plupart des nuages contiennent des hydrométéores glacés qui jouent un rôle important dans les précipitations même si au final c'est de la pluie qui atteint le sol. Lorsqu'un cristal de glace se trouve en présence de gouttelettes d'eau surfondue, celles-ci s'évaporent et la vapeur se condense sur le cristal de glace qui grossit (effet Bergeron). Ainsi, au cours de leur chute, les particules glacées grossissent par accréation, c'est ainsi que se forme la **grêle**. Lorsque le nuage est animé de puissants courants ascendants, les grêlons peuvent subir de nombreux cycles ascendants et descendants et grossir par accréation puis agrégation (réunion de particules glacées) pour atteindre des tailles conséquentes (17,8 cm le 22 juin 2003 dans le Nebraska).

### 21.3.3 Nuages, modèles et prédictions climatiques à long terme

Les nuages sont un des constituants importants du système climatique terrestre par leur influence sur le régime d'albédo et sur l'effet de serre. Le couvert nuageux est aussi le processus le plus difficile à modéliser et c'est le maillon faible des différents modèles climatiques prédictifs à long terme. Ainsi dans les différents modèles testés par le GIEC (Groupe intergouvernemental d'experts sur l'évolution du climat), les prédictions d'augmentation de la température pour la fin du  $\text{xxi}^{\text{e}}$  siècle peuvent présenter des différences relativement importantes en fonction de l'importance et de l'altitude de la nébulosité mais aussi en fonction de la réaction de celle-ci à un forçage externe comme la variation de l'effet de serre. Ainsi des nuages de basse altitude (stratocumulus, *fig. 21.6 A*) auront un fort effet d'albédo et un faible effet d'absorption du rayonnement infrarouge. Au contraire, les nuages d'altitude plus élevée (*fig. 21.6 B*, cirrus, altocumulus...) présenteront un faible effet d'albédo et un fort effet d'absorption des infrarouges. Enfin, les nuages à grand développement vertical (cumulonimbus, *fig. 21.6 C*) auront à la fois un grand effet d'albédo et d'absorption du rayonnement infrarouge. On comprend donc qu'en fonction du choix de nébulosité, les résultats des différentes modélisations climatiques puissent être nettement différents.



**Figure 21.6** Influence des différents types de nuages sur l'albédo et sur l'absorption du rayonnement infrarouge.

- A.** Dans le cas de nuages bas comme les stratocumulus, l'albédo augmente, la surface terrestre reçoit moins de rayonnement solaire ; elle réémet moins de rayons infrarouges mais ceux-ci sont peu absorbés par ce type de nuages.
- B.** Pour un couvert nuageux de plus haute altitude (cirrus, altocumulus...), l'effet d'albédo est plus faible et le sol réémet plus de rayons infrarouges mais ceux-ci sont fortement absorbés par les nuages.
- C.** Pour les nuages à grand développement vertical (cumulonimbus), l'effet albédo et l'effet absorption sont forts.

## 21.4 ORIGINE ET ÉVOLUTION DE L'ATMOSPHÈRE



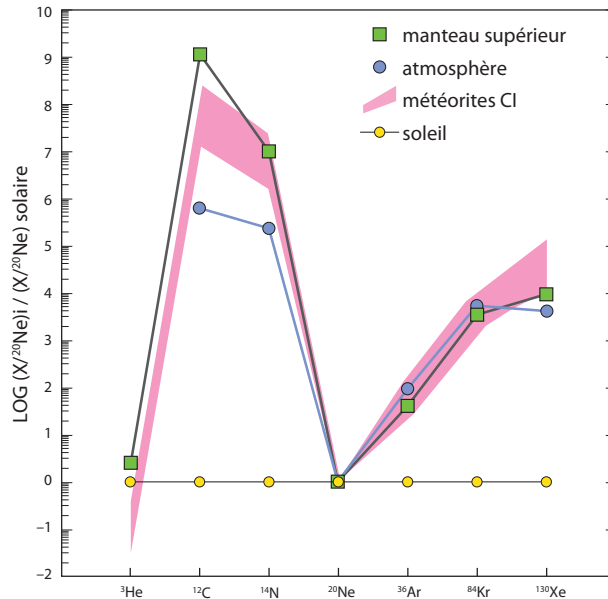
Voir fig. 3.11

Les observations satellitaires montrent la faible épaisseur de l'atmosphère terrestre par rapport à celles des planètes géantes, ce qui exclut une origine primaire de l'atmosphère actuelle par piégeage d'éléments gazeux de la nébuleuse protosolaire lors de l'accrétion de la Terre. Dès 1952, Brown nota que les concentrations atmosphériques des gaz rares (normalisées au silicium de la croûte et du manteau terrestre) étaient  $10^7$  (pour le Xe) à  $10^{11}$  (pour le Ne) fois plus faibles que celles du Système Solaire (représenté par le Soleil). Il introduisit donc la notion d'**atmosphère secondaire** issue du dégazage de la Terre solide.

Des modèles de dégazage par le volcanisme au cours du temps, postulant une augmentation progressive de la pression atmosphérique, furent proposés mais les études isotopiques  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  dans le manteau et l'atmosphère, ainsi que la radioactivité fossile ( $^{129}\text{I}$  et  $^{129}\text{Xe}$ , voir chapitre 3.2.3b) montrent que la majorité du dégazage (80 % pour l'argon) a dû être précoce (au cours des 200 à 500 premiers millions d'années), ce qui est en accord avec l'âge des plus vieux sédiments (gisement d'Issua, daté de 3,86 Ga,

au Groenland) qui impliquent la présence importante d'eau dès cette époque. De plus, les études des isotopes de l'oxygène des zircons de Jack Hill (Australie) indiquent l'existence d'un magma interagissant avec de l'eau liquide vers 4,4 Ga. L'eau liquide se serait donc condensée avant cette date.

Cependant, la comparaison des données géochimiques sur les gaz dans l'atmosphère et dans différentes sources potentielles telles que le manteau, les météorites et le soleil (fig. 21.7) montre que le modèle de croissance de l'atmosphère par simple dégazage du manteau, fut-il précoce, est trop simpliste pour rendre compte de la teneur et des rapports isotopiques de l'ensemble des gaz rares. L'histoire de l'atmosphère terrestre est donc complexe et comporte plusieurs étapes impliquant des processus et des sources variés (piégeage d'éléments de la nébuleuse, dégazage mantellique, apports externes par des météorites et des comètes, interactions avec l'hydrosphère et la biosphère).



**Figure 21.7** Comparaison des abondances des éléments volatiles dans différents réservoirs terrestres et cosmiques.

Les abondances sont normalisées au néon et à la composante solaire d'où le spectre plat pour le Soleil. Les météorites sont représentées par les chondrites carbonées de type CI (fig. 5.2). Le spectre de l'atmosphère comprend les gaz rares de l'air et le carbone et l'azote de l'air, des sédiments et de la croûte continentale. Le spectre atmosphérique, intermédiaire, pour ces deux éléments, entre ceux des chondrites et de la composante solaire pourrait faire penser à un mélange de ces deux réservoirs mais les fractionnements isotopiques des gaz rares de l'air impliquent des mécanismes de piégeage gravitationnel et de fuite hydrodynamique de l'atmosphère primitive issue de la nébuleuse protosolaire.

Le spectre du manteau est dérivé de l'analyse des basaltes MORB considérés comme représentant le manteau supérieur. On doit noter que les abondances normalisées de <sup>3</sup>He et <sup>20</sup>Ne sont proches de la valeur solaire alors que les abondances des autres volatiles se rapprochent plutôt de celles chondrites, suggérant une source de ce type pour C et N. L'excès de C par rapport aux chondrites est interprété comme le résultat du recyclage de cet élément via la subduction (d'après Marty, in Gargaud et al., 2005).

La mission Rosetta (voir fig. 37.2) a apporté aussi des données concernant la contribution potentielle des comètes aux atmosphères planétaires en permettant, grâce au spectromètre ROSINA embarqué sur la sonde, de mesurer le rapport isotopique du xénon qui semble avoir été piégé dans la glace à l'intérieur de la comète 67P Churyumov-Gerasimenko avant que le système solaire ne se forme. La composition isotopique du xénon cométaire montre un déficit en isotopes lourds (Marty et al., 2017) qui en fait un composant atmosphérique primordial. Les calculs impliquent que l'atmosphère terrestre actuelle contiendrait de l'ordre de  $22 \pm 5\%$  de xénon cométaire. Ces données contraignent la quantité des autres matériaux (comme l'eau) qui ont pu être livrés à notre planète par des comètes.

### 21.4.1 L'atmosphère cosmique ou primitive

L'atmosphère primitive qui existait dans le disque protosolaire formée vers 4,568 Ga au moment de l'individualisation des planètes était, en presque totalité, constituée d'*hydrogène* et d'*hélium*. Ces deux gaz, qui persistent dans l'atmosphère des planètes géantes éloignées du Soleil, ont été chassés des planètes les plus proches par le vent solaire et se sont concentrés dans les régions externes plus froides du système solaire, si bien que l'atmosphère des planètes telluriques, Mercure, Vénus et Terre en a été pratiquement dépourvue.

En revanche, l'hélium et le néon du manteau terrestre semblent issus de cette atmosphère primitive par piégeage dans la matière du manteau. L'absence de fractionnement isotopique majeur plaide pour un piégeage dans des pores de l'enveloppe solide de serpentine en formation plutôt que par dissolution dans des silicates (modèle de l'**océan magmatique**) ou par adsorption sur les poussières cosmiques en condensation.

#### Encart 21.4 – Le vent solaire

Le vent solaire, composé essentiellement d'ions H et He, est émis à une vitesse de 300 à 600 km/s par la couronne solaire, à une température de 10 000 à 50 000 °C. Il épargne aujourd'hui la surface de Vénus comme celle de la Terre car il est dévié par le champ magnétique ou absorbé par la haute atmosphère.

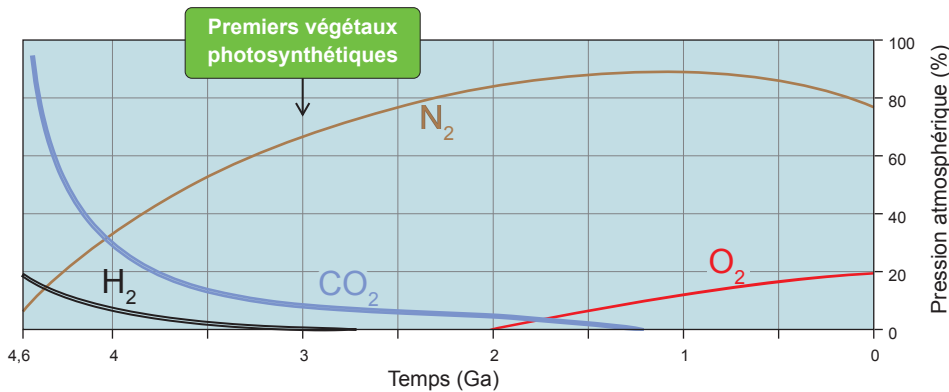
### 21.4.2 L'atmosphère réductrice

Au cours de l'Hadéen tardif (4,40 à 4,00 Ga), le manteau supérieur silicaté fondu (**océan magmatique**) se recouvre d'une enveloppe solide de nature péridotitique ou serpentinite (par réaction avec l'eau de l'océan primitif). La Terre est alors l'objet d'une intense activité volcanique, en même temps qu'elle s'alourdit sous le poids d'un important bombardement de météorites. Une des conséquences de cette activité volcanique et météorique a été un important *dégazage* de H<sub>2</sub>, CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub>, N<sub>2</sub>, NH<sub>3</sub> mais aussi H<sub>2</sub>O. La Terre devient à la fois beaucoup plus petite et plus dense que la planète originelle, si bien qu'elle peut retenir maintenant son atmosphère, assez comparable à celle actuelle de Vénus mais plus riche en vapeur d'eau. La modélisation des systèmes isotopiques des gaz rares (Marty, 2005) semble montrer que, pour ces composants mineurs (*fig. 21.7*), l'essentiel de l'atmosphère était pratiquement stabilisé dès 4,3 Ga. Pour les composants majeurs (N<sub>2</sub>, CO<sub>2</sub>, et surtout O<sub>2</sub>), la stabilisation sera beaucoup plus tardive car l'atmosphère terrestre est toujours dépourvue d'oxygène (*fig. 21.8*).

### 21.4.3 La naissance de l'hydrosphère et ses conséquences atmosphériques

L'origine complexe de l'eau sur Terre (dégazage, apports externes par les météorites et les comètes) sera détaillée au chapitre 23 consacré à l'océan. Les données actuelles s'accordent pour considérer que l'eau liquide était présente sur Terre bien avant 3,86 Ga, âge des premières roches sédimentaires (sans doute dès 4,4 Ga, voir ci-dessus). La formation des premiers océans a une influence déterminante sur l'évolution ultérieure de l'atmosphère et de la biosphère en permettant la dissolution des sels minéraux et des gaz (CO<sub>2</sub> dont la teneur s'abaisse brutalement (*fig. 21.8*), NH<sub>3</sub>, CH<sub>4</sub>, CNH...). Il en résulte une « **soupe primitive** » qui, soumise au rayonnement ultraviolet du Soleil pas encore arrêté par l'oxygène et l'ozone, aurait pu donner naissance à la vie (voir l'expérience classique de Miller).

 Voir fig. 37.1



**Figure 21.8** Évolution de la composition en éléments volatils majeurs de l'atmosphère terrestre au cours du temps.

L'hydrogène et le dioxyde de carbone étaient initialement les constituants les plus abondants. L'hydrogène, trop léger, n'a pas pu être retenu par gravité et a été évacué vers les parties plus froides du Système Solaire. Le dioxyde de carbone a été solubilisé dans l'océan primitif et précipité sous forme de carbonates. Il a été ainsi fixé par les sédiments et progressivement remplacé par l'azote qui provient comme le CO<sub>2</sub> de l'activité volcanique mais qui ne peut être piégé dans des précipitations minérales. L'oxygène apparaît tardivement avec le développement des organismes photosynthétiques.

#### 21.4.4 La naissance de la biosphère et de l'atmosphère oxydante

Entre – 2,2 Ga et – 1,9 Ga, l'atmosphère connaît une transition remarquable de conditions anoxiques vers des conditions oxydantes : l'abondance de l'oxygène passe de 1 % PAL (*Present Atmospheric Level*) à 15 % PAL (*fig. 21.9*). Ainsi, après – 2,2 Ga, les paléosols et les sédiments en contact avec l'atmosphère sont fortement oxydés. Ainsi on ne trouve plus de dépôts d'uranite (UO<sub>2</sub>) car ils sont oxydés en UO<sub>3</sub> beaucoup plus soluble.

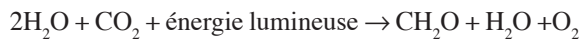
Il existe aussi antérieurement, à partir de – 3,4 Ga, des **gisements marins de fer rubanés ou BIF** (*Banded Iron Formations*), constitués d'alternance de lits de fer et de lits de silice, dont le mode de formation n'est pas encore totalement élucidé. Le fer présent dans l'océan primitif sous forme ferreuse (Fe<sup>2+</sup>) est oxydé en ions ferriques (Fe<sup>3+</sup>) qui précipitent. Ces gisements supposent donc la persistance sur de longues périodes d'ions ferreux dans l'océan (donc un bas niveau d'oxygène). La précipitation en ions ferriques peut s'expliquer, soit par des fluctuations du niveau d'oxygène, soit par une photo-oxydation. Les BIF disparaissent après – 1,9 Ga. Un autre indice du niveau d'oxygénation après la transition est l'essor des Eucaryotes qui utilisent l'oxygène dans les processus respiratoires.

Il est possible que la photolyse de la vapeur d'eau et de l'ammoniac ait joué un rôle dans l'enrichissement de l'atmosphère en oxygène et en azote mais la cause la plus plausible à cette accumulation d'oxygène paraît être l'apparition des **cyanobactéries**, premiers organismes photosynthétiques produisant de l'oxygène. Des globules de graphites, datés de – 3,7 Ga, présentent des rapports isotopiques du carbone enrichis en <sup>12</sup>C qui semblent indiquer l'existence dès cette époque d'une activité photosynthétique. Les stromatolithes de la formation de Pilbara (Australie) datés de – 3,45 Ga et la présence de lipides d'origine biologique dans des schistes argileux datés de – 2,7 Ga (Pilbara Craton) suggèrent avec plus de certitude la présence de cyanobactéries à photosynthèse oxygénique. Il se pose alors le problème du décalage temporel (de 500 Ma voire de 1,3 Ga) entre l'apparition des processus photosynthétiques et la phase d'oxygénation de l'atmosphère (*fig. 21.8*). Il a donc dû exister des phénomènes qui ont, soit empêché l'accumulation de l'O<sub>2</sub> dans l'atmosphère, soit limité la prolifération des cyanobactéries. Diverses hypothèses ont été proposées :

1. L'oxygène pourrait être resté prisonnier de l'hydrosphère en étant consommé par la transformation des ions ferreux, produits par volcanisme sous-marin et l'altération des laves, en ions ferriques

(formations des BIF riches en oxydes de fer). L'oxygène n'aurait donc pas pu s'accumuler dans l'atmosphère tant que l'océan n'avait pas été débarrassé des ions ferreux. Cette hypothèse pose cependant un problème temporel. Le taux de production d'oxygène serait plus important que le taux d'injection de  $\text{Fe}^{2+}$  dans l'océan et, de ce fait, le « nettoyage » de l'océan par rapport aux ions ferreux devrait être plus bref que le décalage observé.

2. L'oxydation du manteau : cette hypothèse est basée sur les réactions de l'eau réinjectée dans le manteau par la subduction. Dans les conditions actuelles, cette eau est simplement relarguée dans l'atmosphère par le volcanisme. Si le manteau supérieur primitif était plus réducteur qu'actuellement, une partie de cette eau serait impliquée dans des réactions avec le fer du manteau et c'est alors du  $\text{H}_2$  qui aurait été rejeté par le volcanisme et se serait combiné avec l'oxygène produit par les organismes photosynthétiques pour redonner de l'eau. L' $\text{O}_2$  ne pouvait donc pas s'accumuler dans l'atmosphère avant que l'oxydation du manteau supérieur n'ait été totale. Certains auteurs ont proposé que cet état d'oxydation n'ait été réalisé que vers  $-2,3$  Ga. Cependant, des analyses de laves, datées de  $-3,8$  Ga, semblent montrer que le manteau supérieur présentait déjà un état d'oxydation proche de celui y régnant actuellement.
3. L'enfouissement de la matière organique vs son oxydation. Le carbone organique est produit par la photosynthèse via la réaction.



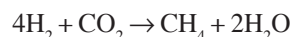
Le carbone organique réduit ainsi formé est à nouveau oxydé à la mort des cyanobactéries productrices sauf s'il est enfoui rapidement dans les sédiments. Tout atome de carbone échappant à l'oxydation par ensevelissement laissant libre une molécule d'oxygène, certains auteurs ont postulé une augmentation de la teneur atmosphérique en  $\text{O}_2$  du fait d'une fossilisation plus active de la matière organique par extension des zones côtières favorables à la production et la fossilisation de celle-ci.

4. L'intoxication des cyanobactéries. Les cyanobactéries primitives se sont développées dans un environnement anoxique (certaines formes actuelles ne supportent d'ailleurs pas des teneurs élevées en oxygène). L'élévation de la teneur en  $\text{O}_2$  aurait entravé leur développement et le décalage correspondrait aux temps d'adaptation des cyanobactéries à ce nouvel environnement oxygène. Dans cette hypothèse, les couches alternantes des BIF correspondraient à une succession de phases de prolifération et d'extinction des communautés cyanobactériennes.

### 21.4.5 Atmosphère réductrice vs. atmosphère oxydante : le rôle de la luminosité solaire

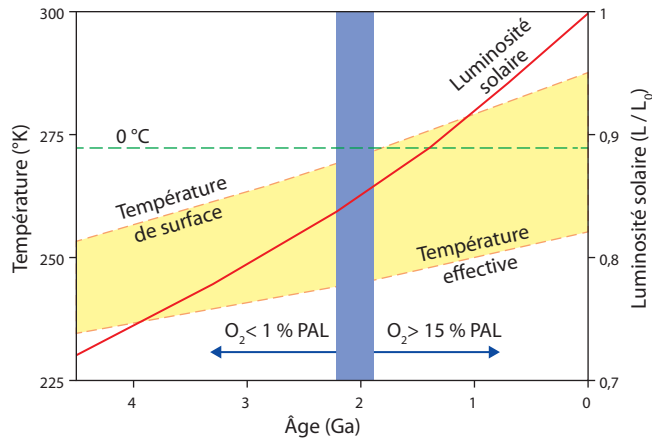
Pour la Terre actuelle, nous avons vu au chapitre 20 que la température moyenne à la surface de la Terre était de l'ordre de  $288$  °K, alors que la température effective (imposée par la luminosité solaire et l'albédo) n'était que de  $256$  °K. Cette différence est due à l'effet de serre généré par le  $\text{CO}_2$  et  $\text{H}_2\text{O}$  et dans une moindre mesure par  $\text{CH}_4$ ,  $\text{N}_2\text{O}$  et  $\text{O}_3$ . La figure 21.9 donne l'évolution au cours du temps de la luminosité solaire et de la température effective et de la température de surface résultantes (pour un albédo et une composition chimique de l'atmosphère de type actuel). On constate qu'avec la luminosité solaire, inférieure à l'actuelle, que prévoit le modèle, une atmosphère de composition actuelle (oxygénée) ne permet une température de surface supérieure à  $0$  °C qu'à partir d'environ  $-1,9$  Ga. **La coexistence d'un océan liquide et d'une atmosphère oxygénée n'est donc possible qu'à partir de cette époque.** La présence d'un océan liquide antérieurement suppose donc un effet de serre plus important qui paraît être lié au  $\text{CH}_4$ .

Ce  $\text{CH}_4$  serait généré, au moins en partie, par des archéobactéries méthanogènes utilisant l'hydrogène pour réduire le  $\text{CO}_2$  selon l'équation :



Il y aurait donc eu une compétition entre organismes méthanogènes peu sensibles aux variations climatiques du fait de leurs environnements de vie variés et souvent profonds et les organismes photo-

synthétiques producteurs d'oxygène très sensibles aux variations climatiques (vie dans la zone photique). Quand les conditions climatiques sont favorables, les photosynthétiques prolifèrent et les teneurs atmosphériques en  $O_2$  et  $CO_2$  augmentent au détriment du  $CH_4$  induisant une baisse de l'effet de serre et une détérioration du climat. Les méthanogènes se développent alors faisant augmenter le taux de  $CH_4$  qui rétablit, par effet de serre, des conditions favorables aux photosynthétiques. Ces derniers organismes ne l'emportent définitivement que lorsque la luminosité solaire est suffisante pour permettre une température de surface supérieure à  $0^\circ C$  avec une atmosphère composée de gaz carbonique, d'oxygène et d'azote.



**Figure 21.9** Évolution de la luminosité solaire, de la température de surface et de la température effective terrestre au cours du temps (d'après Selsis et Parisot in Gargaud *et al.*, 2005).

La luminosité solaire  $L$  est exprimée en fraction de la luminosité actuelle  $L_0$ . La température de surface et la température effective sont calculées à partir de la luminosité pour un effet de serre correspondant à une atmosphère de composition moderne. La période de transition majeure de l'atmosphère réductrice vers l'atmosphère oxydante est représentée en violet. On notera que l'évolution de la luminosité solaire ne permet, pour une atmosphère de composition moderne, une température de surface supérieure à  $0^\circ C$  qu'à partir de la fin de la transition majeure.

## 21.5 LES CIRCULATIONS ATMOSPHÉRIQUES ET LA ZONATION CLIMATIQUE

Si la Terre était immobile, le modèle de circulation atmosphérique, liée aux déséquilibres thermiques latitudinaux, serait un simple système de convection avec des vents soufflants des pôles vers l'équateur tandis que l'air réchauffé dans la zone équatoriale s'élèverait pour retourner aux pôles au sommet de la troposphère complétant ainsi l'unique cellule de convection (*fig. 21.10A*). Les forces de Coriolis, résultant de la rotation de la Terre, compliquent le système de circulation en fragmentant les cellules de convection en entités plus petites (cellules de Hadley, de Ferrell et polaires) et en déviant les vents cycloniques (cyclones = basses pressions) dans le sens inverse des aiguilles d'une montre dans l'hémisphère nord et dans le sens horaire dans l'hémisphère sud (*fig. 21.10B*). Il en résulte une zonation latitudinale de hautes et de basses pressions responsables des caractéristiques et de la localisation des différentes zones climatiques (*fig. 21.11*).

### 21.5.1 Les cellules de Hadley

Les **cellules de Hadley** sont situées aux basses latitudes nord et sud. Dans les régions équatoriales, l'ensoleillement important réchauffe l'air, très chargé en vapeur d'eau, qui s'élève verticalement

créant une zone dépressionnaire aux pluies abondantes et régulières toute l'année (vers un kilomètre d'altitude, il y a condensation de la vapeur d'eau). C'est la *zone de convergence intertropicale* (ZCIT, le pot au noir des marins). L'air sec se refroidit et retombe de part et d'autre de l'équateur au niveau des zones tropicales, créant ainsi une zone de hautes pressions (anticyclones).

Au niveau du sol, dans la ceinture équatoriale, l'ascendance des masses d'air provoque une aspiration qui donne naissance à des vents réguliers, *les alizés*, déviés vers l'ouest par la force de Coriolis. La ZCIT, qui correspond donc à la convergence des alizés (fig. 21.11), se déplace au cours de l'année en fonction du maximum d'insolation ; suivant les régions elle se situe entre 5° et 25° de latitude nord au mois de juillet et entre 5°N et 20°S au cours du mois de janvier. Dans la zone intertropicale, le franchissement de l'équateur par les alizés qui en résulte, détermine le phénomène de la *mousson* qui a un impact important quant à l'alimentation en eau de l'Asie du Sud-Est (fig. 21.12).

### 21.5.2 Les cellules polaires

Aux hautes latitudes, où l'ensoleillement est faible, les **cellules polaires** sont liées à un autre mécanisme : c'est le refroidissement des masses d'air en altitude qui est le moteur principal en créant une branche descendante associée à une zone de basses pressions où les précipitations sont abondantes. Cette différence de moteur des cellules de convection explique la variation de l'épaisseur de la troposphère entre les zones équatoriales et polaires (fig. 21.11).

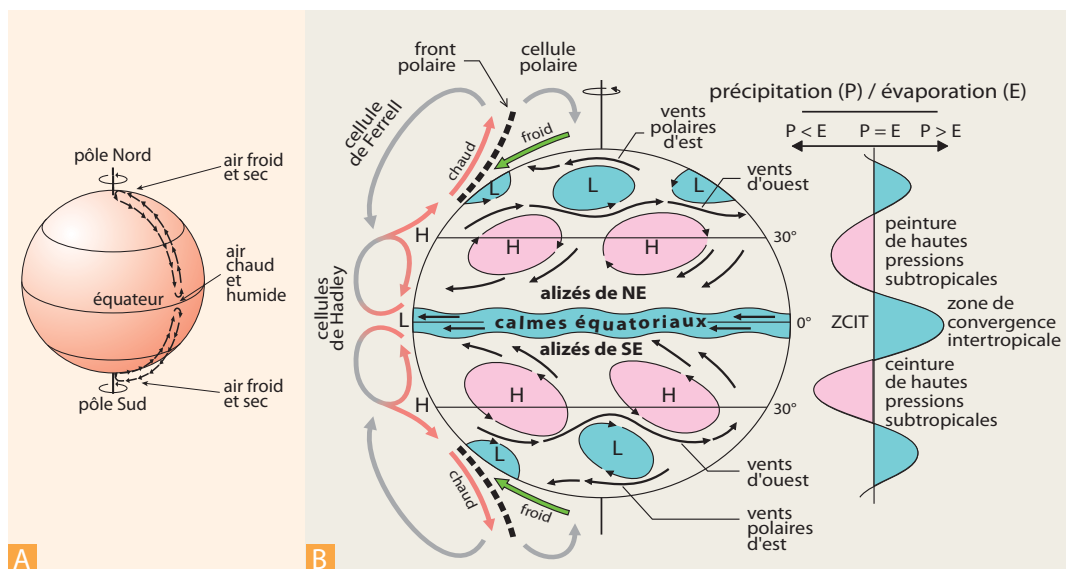


Figure 21.10 La convection atmosphérique.

**A.** Le système de convection atmosphérique : les vents soufflent des pôles vers l'équateur où l'air réchauffé s'élève au sommet de la troposphère pour retourner aux pôles compléter la cellule de convection. Dans la réalité, les forces de Coriolis fragmentent la cellule en sous-cellules de convection en leur donnant une composante latérale horaire ou anti-horaire suivant l'hémisphère (fig. 21.10 B).

**B.** Modèle de circulation convective atmosphérique, système de vents et zonation climatique associés et bilan précipitation/évaporation dans les différentes zones climatiques.

Ce schéma correspond à une Terre théorique en rotation mais entièrement recouverte d'eau. Dans la réalité, la répartition hétérogène des continents et des mers complique le système. Les hauteurs des cellules convectives (cellules d'Hadley, de Ferrell et cellule polaire) sont arbitraires et exagérées. Cette succession de zones de hautes et basses pressions se traduit par une zonation climatique où alternent régions arides et régions humides (comparer avec la figure 21.11).

### 21.5.3 Les cellules de Ferrel

Aux latitudes moyennes, il existe une cellule intermédiaire beaucoup plus complexe, la **cellule de Ferrel**, qui est séparée de la cellule polaire par une zone de très fort contraste thermique entre les masses d'air : le **front polaire**. Comme les forces de Coriolis augmentent avec la latitude (zéro à l'équateur, maximum au pôle), les vents sont relativement peu déviés aux basses latitudes (cellules de Hadley) tandis qu'il tend à se former des vortices dès les latitudes moyennes, créant ainsi *des cellules cycloniques et anticycloniques* dont le déplacement au cours de l'année règle le climat des régions tempérées. De ce fait, le transfert de chaleur vers les pôles est beaucoup plus complexe aux latitudes moyennes.

En haute altitude, le gradient de pression entre les zones équatoriales et polaires définit des isobares grossièrement parallèles à l'équateur, il en résulte au-dessus de la tropopause, une circulation très différente. L'air s'écoule sub-parallèlement aux isobares, ce qui impose aux masses d'air équatoriales de faire plusieurs fois le tour de la Terre avant d'atteindre les régions polaires.

#### Encart 21.5 – Les jet streams

Au niveau du front polaire, l'affrontement des masses d'air chaud méridionales et des masses d'air froid polaire provoque une chute importante de l'altitude de la tropopause. Il en résulte un très fort gradient de pression qui engendre des vents d'ouest violents : les « jet streams » (fig. 21.11) qui peuvent atteindre des vitesses de 400 à 500 km/h. Cette configuration est intégrée dans les plans de vol transatlantique des compagnies aériennes dont les avions circulent à une altitude moyenne de 12 km dans le sens New York/Paris pour bénéficier de l'aide de ces vents (gain d'environ une heure sur ce trajet) et à seulement 9 km dans le sens inverse pour ne pas avoir à lutter contre.

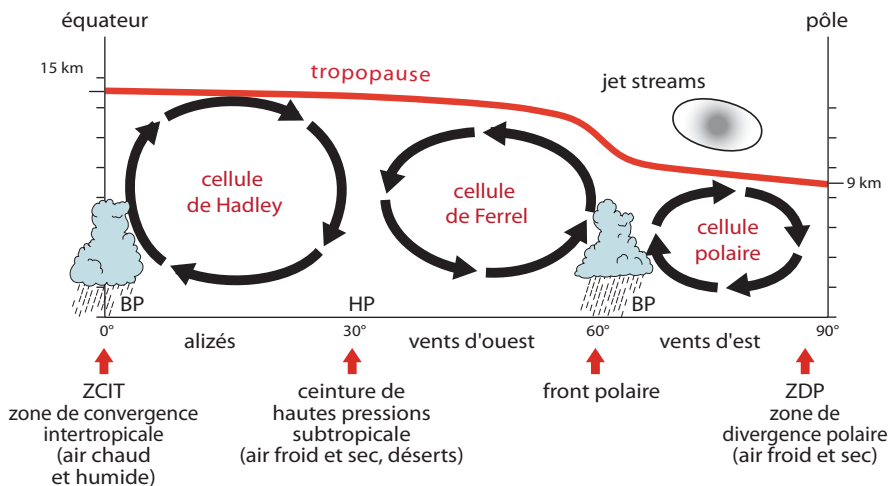


Figure 21.11 Circulation générale atmosphérique.

HP = hautes pressions et BP = basses pressions. La zone équatoriale est une zone de basse pression qui attire les masses d'air plus froid venues de plus hautes latitudes (30 °N et S). À cause de la force de Coriolis engendrée par la rotation de la Terre d'ouest en est, ces vents, appelés alizés, sont déviés vers l'ouest au nord comme au sud de l'équateur (fig. 21.10). Le léger décalage des alizés vers le nord ou vers le sud au cours de l'année en fonction du déplacement de la ZCIT, détermine en zone tropicale, l'alternance des saisons sèches, en hiver, et humides, en été (mousson en Inde, fig. 21.12).

La zone de haute pression d'air plus frais et sec qui règne vers les 30 ° de latitude (anticyclones du Sahara et des Açores par exemple) génère une ceinture désertique sur les continents et une augmentation de la salinité dans les océans (fig. 23.7). Elle détermine aussi un écoulement de l'air non seulement vers le sud (alizés) mais aussi vers les zones tempérées, au nord, qui se déplace en sens inverse des alizés c'est-à-dire d'ouest en est (vents d'ouest ou *westerlies*).



Voir fig. 23.16

La température de l'air est aussi influencée par celle de l'eau océanique, dépendante elle-même des *courants marins*. L'influence adoucissante du **Gulf Stream** est bien connue en Europe occidentale alors qu'à l'inverse le courant du Labrador refroidit les côtes canadiennes, d'où le contraste de température hivernale entre Paris (49° de latitude nord) et Québec, pourtant située plus au sud (46° N).

Sans cette redistribution de l'énergie par les circulations atmosphériques et océaniques (*fig. 20.5*), le climat terrestre serait beaucoup plus contrasté (les variations géographiques et saisonnières seraient plus importantes). Le climat terrestre reste cependant globalement dissymétrique du fait d'une répartition hétérogène des terres et des mers dans les deux hémisphères qui induit des variations importantes de l'albédo.

De plus, pour les ondes longues, l'amplitude de la variation diurne/nocturne du flux infrarouge sortant est très différente pour les terres et les mers (pratiquement nulle pour les océans, très forte au niveau des déserts). Ce phénomène intervient aussi à l'échelle de l'année, l'océan présentant un volant thermique plus grand que celui des continents rétrocede la chaleur emmagasinée avec retard. Ainsi l'hémisphère Nord surtout continental, rétrocede pratiquement toute la chaleur emmagasinée au cours de l'été boréal pendant la même saison. En revanche, l'hémisphère Sud, surtout maritime, rétrocede la chaleur emmagasinée pendant l'été austral, en grande partie avec retard au cours de l'hiver austral (été boréal). Ce phénomène provoque une dissymétrie des écarts de températures saisonniers entre les deux hémisphères.

Le lecteur pourra consulter avec profit la compilation de l'ensemble des images satellitaires mondiale pour l'année 2013, regroupées dans une vidéo disponible à l'adresse <https://www.youtube.com/watch?v=m2Gy8V0Dv78>, qui met en évidence les déplacements des différentes masses d'air et les cellules atmosphériques visualisées par les zones nuageuses. La figure 22.8 présente deux photographies satellitaires, l'une d'hiver et l'autre d'été, qui permettent de comparer les circulations atmosphériques au cours des deux saisons. La dissymétrie climatique existant entre les deux hémisphères y apparaît aussi clairement par les variations de l'enneigement sur l'hémisphère nord et sa stabilité sur l'hémisphère sud.

## 21.6 DES DISPOSITIFS CLIMATIQUES RÉGIONAUX

### 21.6.1 L'anticyclone des Açores

Au régime général de vents réguliers (*fig. 21.10* et *21.11*) s'ajoutent des vents locaux ou régionaux comme, par exemple, le *mistral* qui souffle du nord vers la Méditerranée en Provence et la *tramontane* venant du NW dans le Roussillon. Ces vents rendent très fluctuant le climat des régions tempérées où s'affrontent tout au long de l'année les influences tropicales et boréales. Ainsi, le climat de nos régions dépend de la position respective de l'**anticyclone des Açores** (au voisinage de la France en été, beaucoup plus au Sud en hiver) et de la zone dépressionnaire boréale (dépressions de la mer du Nord et de la mer d'Irlande). Lorsque les zones dépressionnaires migrent vers le sud plus rapidement que ne s'éloigne l'anticyclone, il y a conflit entre des masses d'air boréale et méridionale dont les températures et l'hygrométrie sont très différentes. Cette configuration est responsable des pluies diluviennes et des inondations survenues en France depuis le milieu des années 1990.

### 21.6.2 La mousson

Pour les régions intertropicales, il convient de détailler, du fait de son importance socio-économique et de son impact dans le processus d'érosion et de sédimentation, le phénomène de la **mousson**

(fig. 21.12). C'est un processus de brise de mer/brise de terre à très grande échelle entre l'océan et le continent indien. Au cours de la *mousson indienne d'été* (avril à novembre), l'océan Indien, où règne une zone anticyclonique, est relativement froid tandis que le continent est une zone plus chaude, dépressionnaire et siège d'un courant ascendant. Le vent souffle donc vers le nord-ouest. La cellule convective se complète par un retour en altitude vers l'océan. Le déplacement vers le nord, au niveau de l'Himalaya, de la ZCIT induit une traversée de l'équateur par les alizés de l'hémisphère sud qui sont alors déviés vers l'est par la force de Coriolis. Il y a alors un conflit, générateur de très fortes précipitations entre les alizés, chargés d'humidité, et l'air sec, d'origine continentale, en place sur l'Inde. De décembre à mars le régime s'inverse et s'installe la *mousson indienne d'hiver*. Le continent asiatique s'est refroidi, un anticyclone continental s'installe sur la Mongolie et le vent souffle alors en direction du sud-ouest vers l'océan Indien qui est resté plus chaud et de l'Afrique orientale où règne une zone dépressionnaire. La ZCIT a alors migré au sud de l'équateur géographique (fig. 21.12 et 22.8) et les vents sont déviés vers l'est. De leur affrontement avec les alizés de Sud-Est au niveau de la ZCIT résultent aussi des précipitations dans la zone comprise entre 5 et 15 °S mais qui sont moins importantes que celles de la mousson d'été.

L'Afrique de l'Ouest, où la ZCIT se trouve vers 20 °N en été, connaît aussi un régime de mousson résultant de l'affrontement d'un vent de nord-est, très sec : l'*harmattan*, avec les alizés de l'hémisphère sud, humides et déviés par les forces de Coriolis.

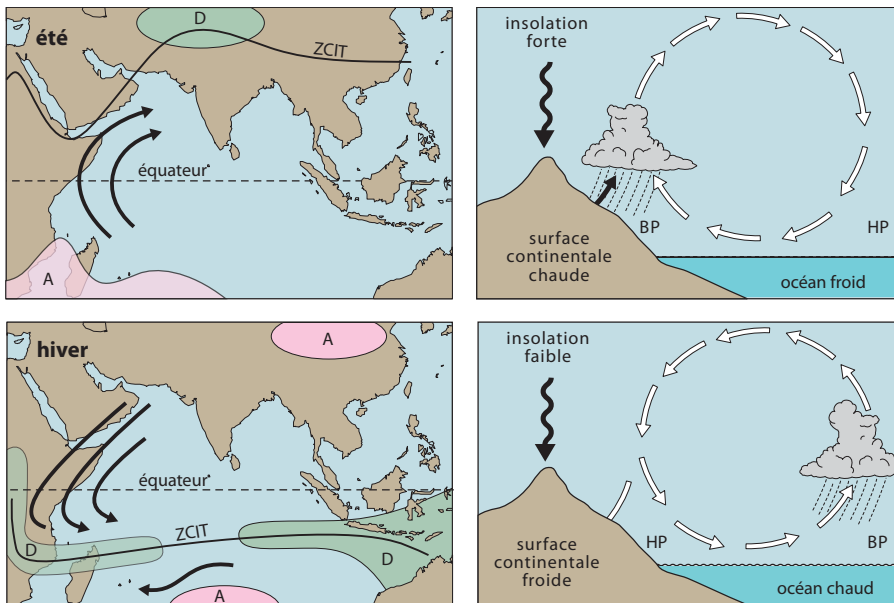


Figure 21.12 Le phénomène de la mousson indienne.

En haut : la mousson d'été (avril à novembre). En bas : la mousson d'hiver (décembre à mars).  
 ZCIT = zone de convergence intertropicale, A = anticyclone (hautes pressions), D = dépression (basses pressions), HP et BP = hautes pressions et basses pressions.

### 21.6.3 Quelques événements régionaux extrêmes

On regroupe sous le terme « d'événements climatiques extrêmes » essentiellement des phénomènes de tempêtes au sens large : vents et précipitations (pluies, neiges ou grêles) violents sur des surfaces et des durées très variables mais d'une intensité très supérieure à la variabilité climatique normale. Ils résultent de processus météorologiques (déplacements et affrontements de masses d'air) combinés ou

amplifiés par des particularités géographiques (gradient thermique, proximité de la mer, présence de reliefs...). On peut aussi y associer les périodes de sécheresse et de canicule que nous traiterons au chapitre 25. Bien que l'occurrence de tous ces phénomènes soit difficile à modéliser, on tend à penser qu'ils vont se multiplier et s'amplifier à l'avenir, du fait du changement climatique global qui induit une intensification du cycle de l'eau et un réchauffement de l'océan.

### a) Les cyclones tropicaux

Ce sont des phénomènes météorologiques liés à une température élevée de l'océan et un déplacement cyclonique très rapide de l'air qui induit de violentes tempêtes en rotation, d'un diamètre de 500 à 1000 km. Les cyclones se maintiennent tant qu'ils sont en contact avec les eaux chaudes océaniques ; une fois le continent atteint, privés de l'énergie thermique de l'océan, ils s'atténuent puis disparaissent.

Les **ouragans** naissent, en été et en automne, au large de l'Afrique au niveau des Iles du Cap vert (20° latitude N) où les basses pressions provoquent une convergence. L'air chaud s'élève et se met en mouvement sous l'action des forces de Coriolis. On classe les ouragans d'après l'**échelle de Saffir-Simpson** (5 niveaux avec vents allant de 100 à plus de 250 km/h et des dépressions barométriques allant de 980 à moins de 920 millibars). Les dégâts proviennent du vent, des pluies, des vagues et de l'onde de tempête générée. Dans l'Atlantique, les ouragans dérivent vers l'ouest puis le nord, certains atteignent le Pacifique Est. De telles tempêtes existent dans le Pacifique Ouest (**typhons**) et dans l'Océan indien (**cyclones**).

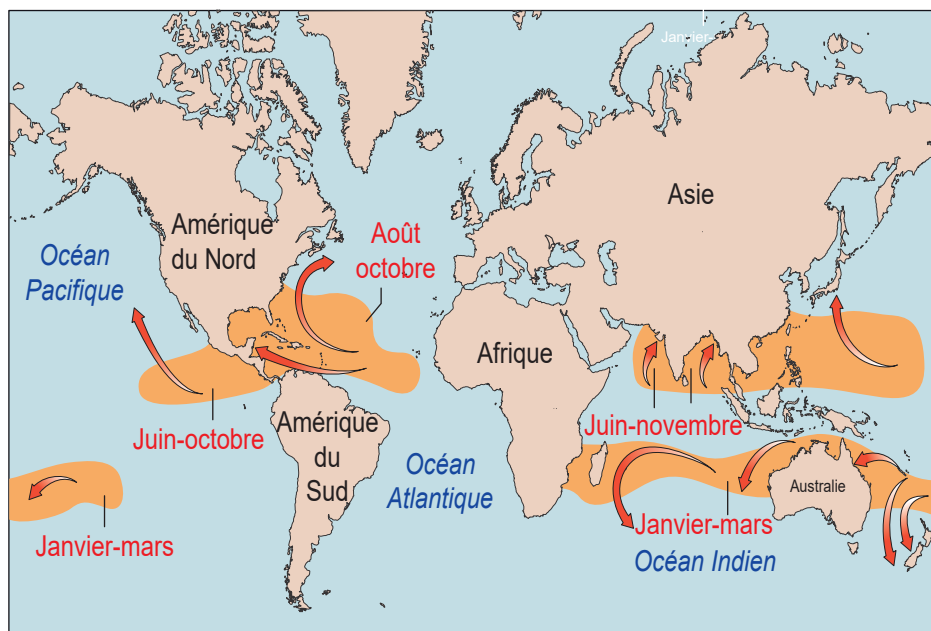


Figure 21.13 Lieux, dates d'apparition et trajets des ouragans (Atlantique), des typhons (Pacifique) et cyclones (Océan Indien).

### b) Les tornades

Ce sont des tourbillons extrêmement violents qui prennent naissance à la base d'un cumulonimbus lorsqu'il existe des conditions de cisaillement des vents dans la basse atmosphère.

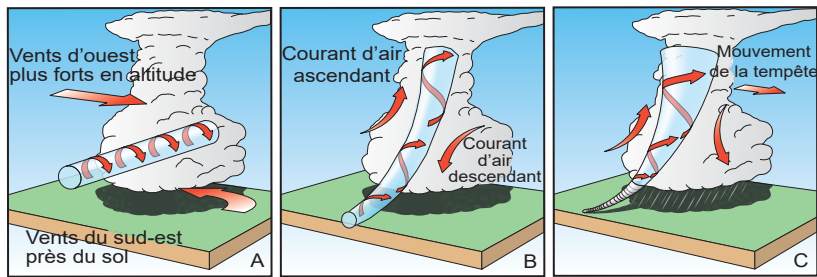


Figure 21.14 Les diverses phases d'une tornade.

- A - Le cisaillement qui résulte de l'affrontement des vents, en altitude et au sol, induit un cylindre en rotation.
- B - Les courants ascendants et descendants inclinent le cylindre et crée la tornade.
- C - La tornade touche le sol et cause les destructions.

Les tornades ont un pouvoir destructeur supérieur à celui d'un cyclone tropical mais sur une durée et une étendue limitées (corridor de quelques centaines de mètres de large sur quelques kilomètres de long). Aux USA, elles se produisent sur une zone qui s'étend du Texas à l'Indiana (« allée des tornades ») du fait de la collision d'une masse d'air polaire avec la masse tropicale maritime en provenance du Golfe du Mexique. Les tornades sont classées selon **l'échelle de Fujita** (EF0 à EF5, vents de 104 à plus de 322 km/h, longueur de trajectoire de 1 à 500 km et largeur de 10 m à 5 km).

### c) Les événements méditerranéens et les épisodes cévenols

Le pourtour nord méditerranéen présente une configuration (mer fermée, chaude, à salinité élevée, proximité de reliefs importants) propice au développement d'évènements extrêmes (pluies intenses et crues, vents violents, sécheresses) qui mettent en danger les populations et occasionnent d'importants dégâts matériels. Le Midi de la France est ainsi fréquemment affecté par des crues rapides, renforcées par des processus maritimes (marées et tempêtes) qui bloquent l'écoulement des fleuves côtiers : Vaison-la-Romaine (Vaucluse) en septembre 1992, le Gard en septembre 2002, le Var en juin 2010 ou récemment la vallée de la Roya (Alpes Maritimes) en octobre 2020.

Les **épisodes cévenols** résultent d'un type régional de forçage orographique qui génère des pluies violentes sur le piémont des Cévennes (Ardèche, Gard, Hérault et Lozère).

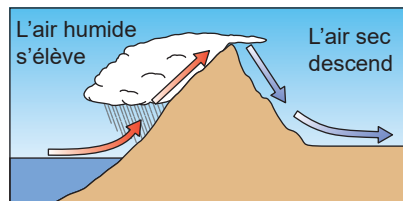


Figure 21.15 Rôle du forçage orographique lors d'un épisode cévenol.

L'air chaud et humide méditerranéen, bloqué par les Cévennes, remonte en altitude et sa collision avec l'air froid provoque une série d'orages diluviens (700 mm en 24h en 2002; 23 morts suite à une rupture des digues). Ces épisodes se produisent surtout à l'automne, ils durent deux à trois jours et cessent avec le retour du mistral et de la tramontane, vents secs du Nord, qui bloquent l'air maritime.

### À retenir

- L'atmosphère terrestre présente une structure verticale en couches basée sur l'évolution de la température. On distingue la troposphère (siège des phénomènes météorologiques), la stratosphère, la mésosphère et la thermosphère.
- La magnétosphère (zone où s'exprime le magnétisme terrestre) en piégeant des particules de haute énergie dans ses lignes de champ protège la Terre et la biosphère des rayons ionisants (ceintures de Van Allen).
- La composition de l'atmosphère actuelle ne résulte pas du piégeage des éléments de la nébuleuse protosolaire. C'est le résultat d'une longue évolution, très liée à celle de la vie (atmosphère secondaire). L'hydrogène et le dioxyde de carbone étaient initialement les constituants les plus abondants. L'hydrogène, trop léger, n'a pas pu être retenu par gravité et a été évacué vers les parties plus froides du Système Solaire. Le dioxyde de carbone a été solubilisé dans l'océan primitif et précipité sous forme de carbonates et progressivement remplacé par l'azote qui provient comme le CO<sub>2</sub> de l'activité volcanique. L'oxygène est apparu tardivement (vers 2 Ga) avec le développement des organismes photosynthétiques.
- Les circulations atmosphériques correspondent à des vents allant des pôles vers l'équateur fragmentés par les forces de Coriolis (rotation de la Terre) en cellules (Hadley, Ferrel et polaire) qui définissent une alternance de régimes de hautes et basses pressions caractérisant les différentes zones climatiques. À ce schéma général se superposent des dispositifs régionaux tels la mobilité de l'anticyclone des Açores qui règle le climat sur l'Europe de l'Ouest ou le régime des moussons qui ponctue le climat de l'Inde et de l'Afrique de l'Ouest.
- Les événements climatiques extrêmes (cyclones, tornades, épisodes méditerranéens) résultent de la conjonction de phénomènes météorologiques et de dispositifs géographiques régionaux. Leurs fréquences semblent s'accroître avec le réchauffement climatique global.