

**4**

**ÉPREUVE D'ADMISSIBILITÉ DE  
GÉOLOGIE**

## LA GÉODYNAMIQUE DES ENVELOPPES FLUIDES

L'océan et l'atmosphère sont les acteurs fondamentaux de la géodynamique externe de la Terre. Mises en mouvement par l'énergie solaire, ces enveloppes fluides possèdent une cinématique élevée et participent, grâce aux spécificités physico-chimiques de l'eau, à l'équilibrage thermique de la surface de notre planète.

Le sujet proposé a pour objectif de comprendre et d'expliquer comment interagissent l'océan et l'atmosphère, aux différentes échelles de temps et d'espace.

Le sujet comporte quatorze documents qui seront exploités dans l'ordre dicté par les questions.

### A. Le Soleil : source d'énergie.

1. Après avoir brièvement décrit la structure du Soleil, vous explicitez l'origine et les caractéristiques de l'énergie solaire, sans en négliger les aspects quantitatifs.
2. À l'aide des documents n<sup>os</sup> 11 et 13 vous analyserez et expliquerez la variabilité annuelle et les inégalités spatio-temporelles de l'énergie solaire perçue à la surface du globe terrestre. Quelques schémas simples pourront illustrer votre réponse.
3. En faisant appel à vos connaissances, vous montrerez que l'ensoleillement de la Terre varie, de façon cyclique, au cours du temps en fonction de l'orbite de la planète et du fonctionnement de notre étoile.

### B. L'eau : vecteur de transport d'énergie.

1. Dans un premier temps, vous décrirez les principales caractéristiques physico-chimiques de l'eau en vous appuyant sur le document n<sup>o</sup> 1.
2. Puis vous montrerez, à l'aide de quelques exemples et calculs simples, les potentialités énergétiques de l'eau sous ses différents états.
3. Enfin, en analysant le document n<sup>o</sup> 3 vous développerez les principes de la géochimie des isotopes stables, en montrant leur utilité dans les études paléo-climatologiques.

### C. De l'évaporation à la précipitation ou le cycle de l'eau.

1. À partir du document n<sup>o</sup> 5 vous analyserez et interprétez le cycle de l'eau, en développant les notions de taille de réservoir, de flux et de temps de résidence.
2. En vous appuyant sur les acquisitions du paragraphe A.2. et vos propres connaissances, vous exploiterez le document n<sup>o</sup> 4.
3. Le document n<sup>o</sup> 2 vous permettra alors d'expliquer, avec divers exemples à l'appui, quelques hydrométéores classiques.

### D. La circulation atmosphérique.

1. Après avoir présenté la genèse des vents, vous analyserez et commenterez la circulation générale de l'atmosphère (doc. n<sup>o</sup> 6).
2. Vous détaillerez le fonctionnement des zones anticycloniques et dépressionnaires (doc. n<sup>o</sup> 12).

### E. La circulation océanique.

1. Décrivez et expliquez la circulation océanique de surface.
2. À partir du document n<sup>o</sup> 8 exposez les mécanismes à l'origine de la circulation océanique profonde.
3. Détaillez le couplage entre ces deux types de circulation.

### F. Les interactions océan-atmosphère.

Les documents n<sup>os</sup> 7, 9 et 10 permettent alors de décrire :

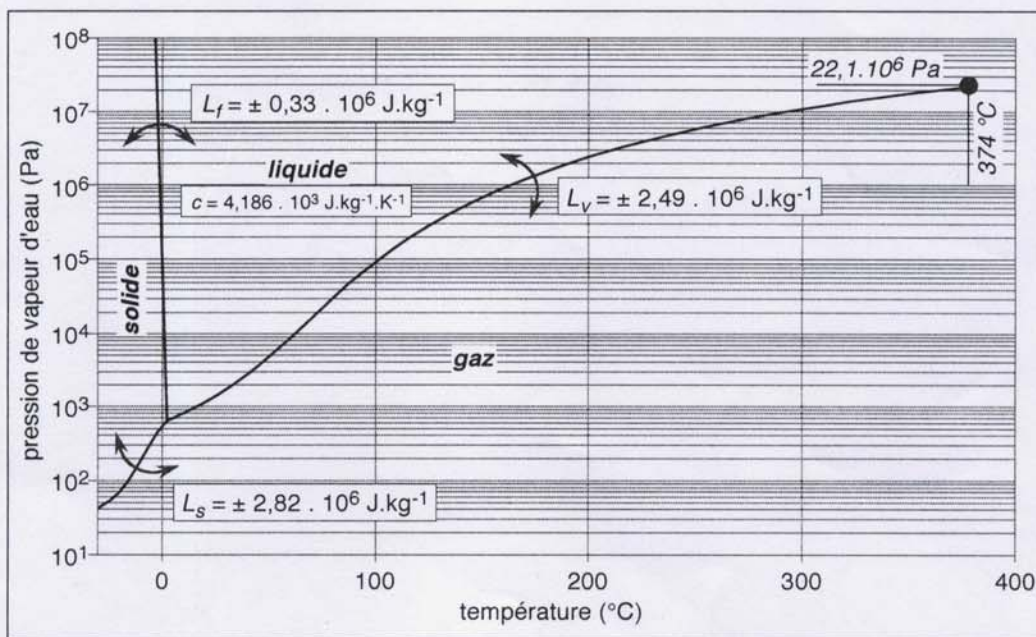
1. Les transferts d'énergie externe à la surface du globe ;
2. Le rôle des processus hydrologiques dans le couplage océan-atmosphère ;
3. Le mécanisme des interactions océan-atmosphère.

### G. Un exemple de perturbation : El Niño Southern Oscillation (ENSO).

Le document n<sup>o</sup> 14 vous servira d'exemple pour illustrer la variabilité et les perturbations des interactions entre l'océan et l'atmosphère à l'échelle de notre planète.

### H. Conclusion générale.

Vous concluez votre devoir en montrant de quelles façons les impacts anthropiques sont susceptibles de modifier les interactions océan-atmosphère.



**DOCUMENT 1 - Diagramme des états de l'eau en fonction de la température et de la pression** (d'après BRAHIC et al., 1999 et ALLEN, 1997)

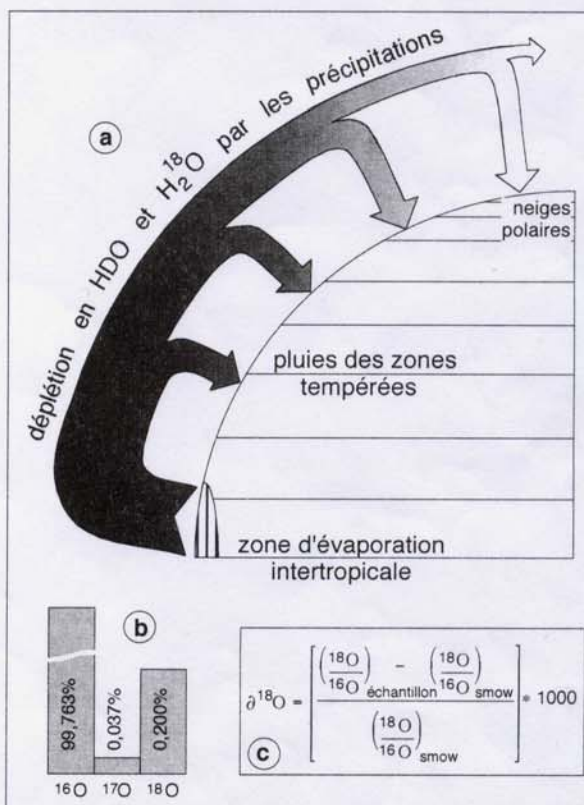
Pression partielle de la vapeur d'eau, dans le cas où l'eau à l'état gazeux fait partie d'un mélange, comme l'atmosphère par exemple.  $L_f$ ,  $L_s$  et  $L_v$  sont, respectivement, les chaleurs latentes de fusion, de sublimation et de vaporisation.  $c$  = capacité calorifique massique de l'eau à l'état liquide.

temp. (°C)	rapport de saturation (en g d'eau . kg <sup>-1</sup> d'air)	
	au dessus de l'eau	au dessus de la glace
50	88,12	
45	66,33	
40	49,81	
35	37,25	
30	27,69	
25	20,44	
20	14,95	
15	10,83	
10	7,86	
5	5,50	
0	3,84	3,84
-5	2,64*	2,52
-10	1,79	1,63
-15	1,20	1,03
-20	0,78	0,65
-25	0,50	0,40
-30	0,32	0,24
-35	0,20	0,14
-40	0,12	0,05

**DOCUMENT 2 - Rapport de saturation en eau de l'atmosphère en fonction de la température**

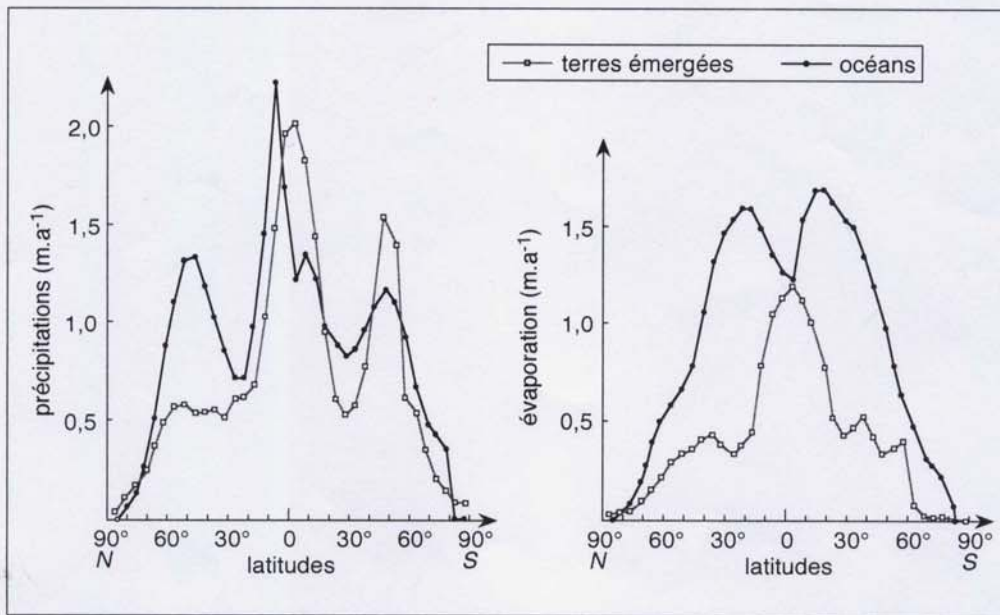
(d'après MORAN & MORGAN, 1994)

\* = l'eau peut exister à l'état liquide à des températures négatives : on parle alors de surfusion.

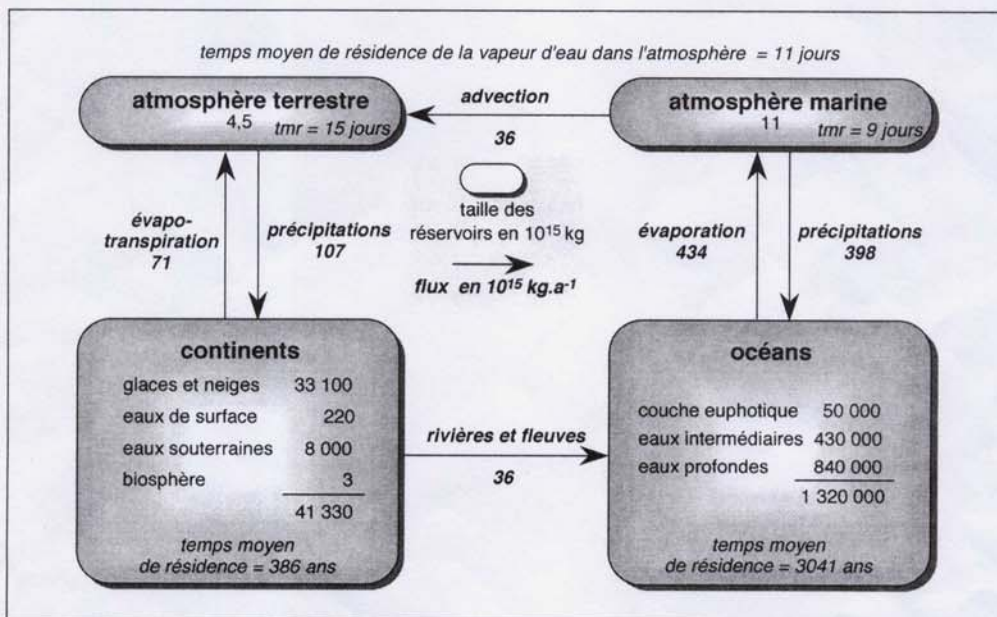


**DOCUMENT 3 - Les isotopes de l'oxygène** (d'après GILL, 1989)

a = principe de fractionnement; b = abondance; c = équation du  $\delta^{18}\text{O}$ . smow = "standard mean of ocean water"

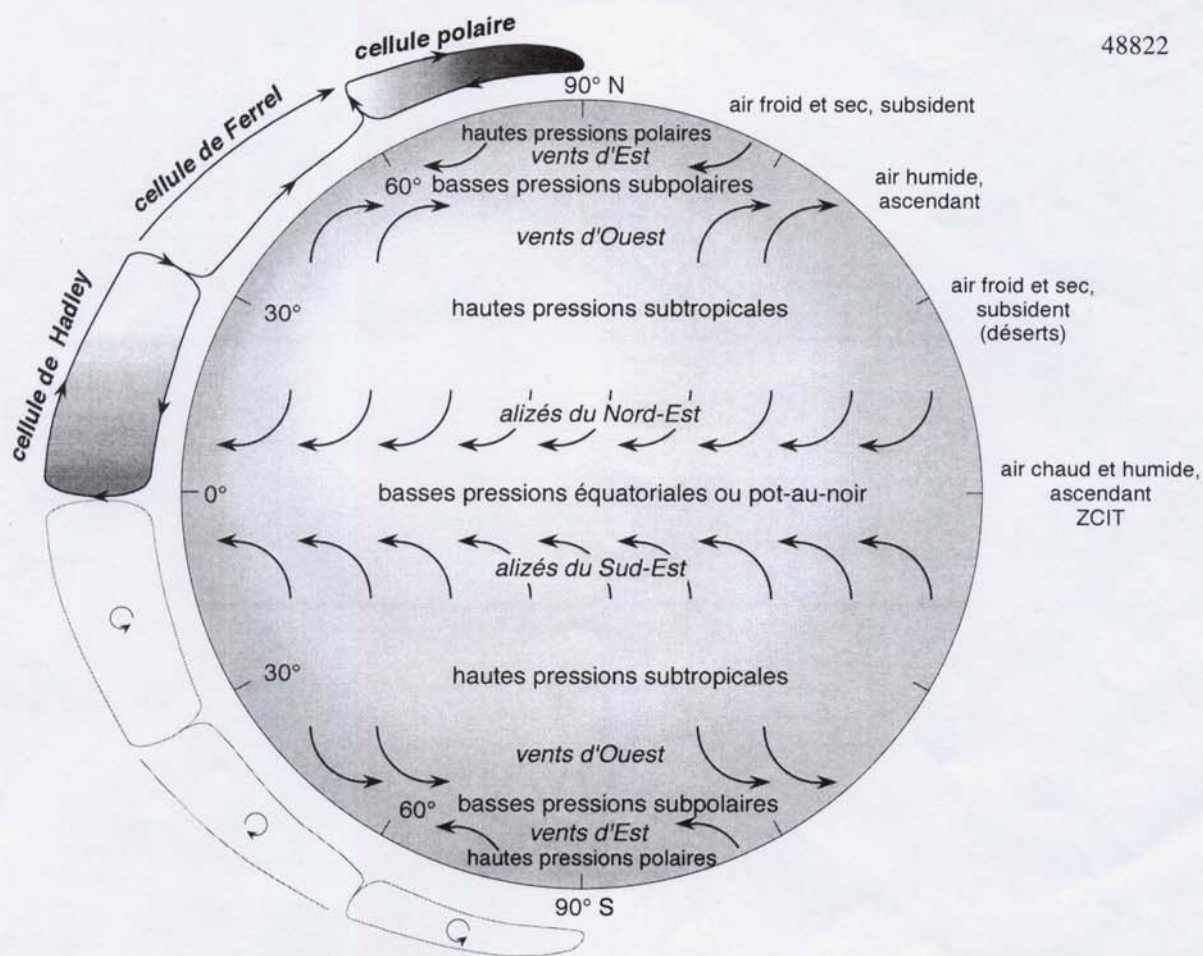


DOCUMENT 4 - Répartition holosphérique des précipitations et de l'évaporation au dessus des océans et des continents (d'après TARDY, 1986)

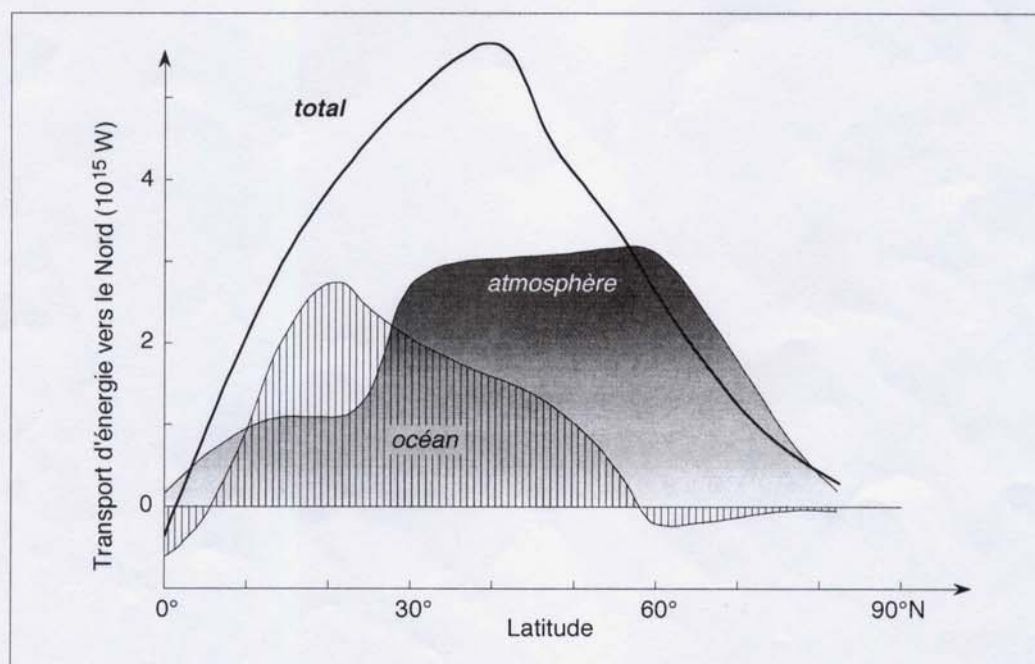


DOCUMENT 5 - Le cycle de l'eau (d'après BERNER & BERNER, 1996 et CHAHINE, 1992)

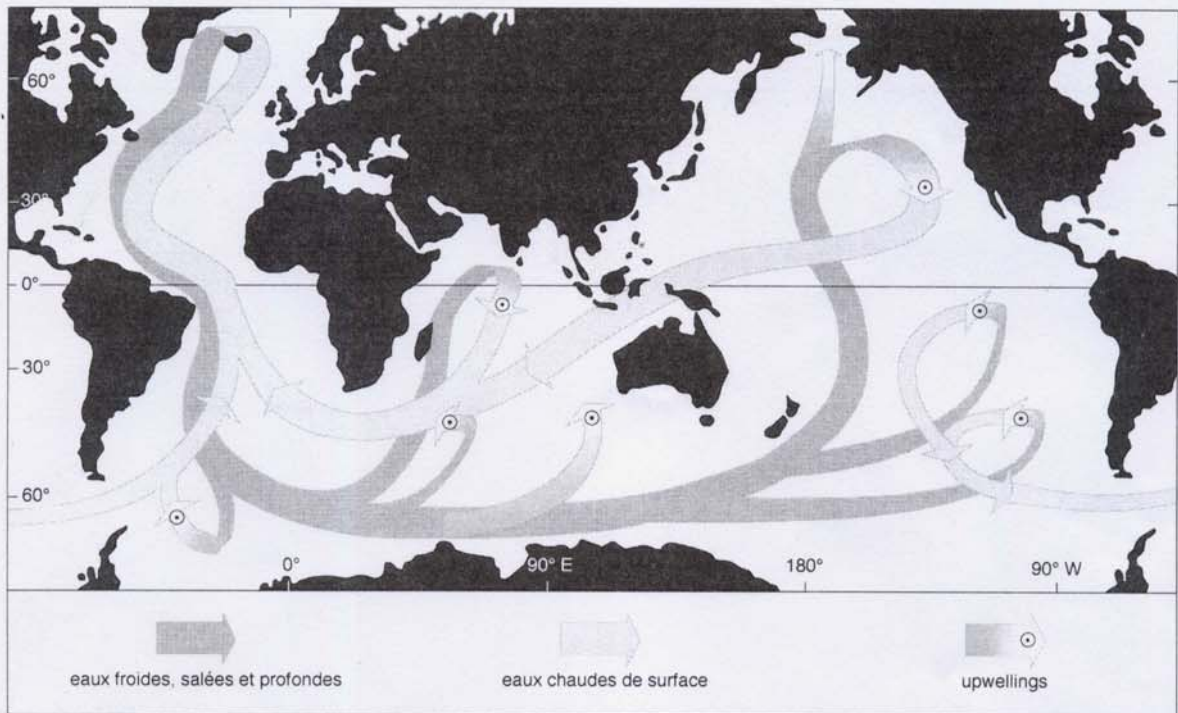
Les masses sont exprimées en 10<sup>15</sup> kg. tmr = temps moyen de résidence



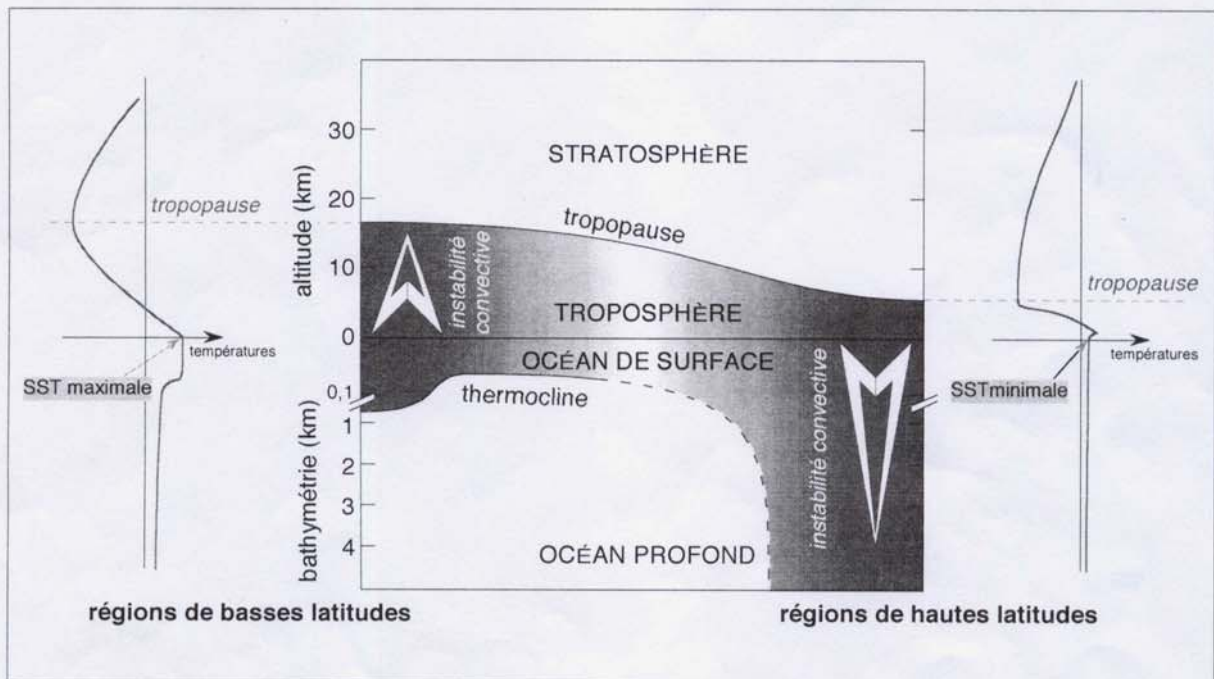
DOCUMENT 6 - La circulation générale de l'atmosphère (d'après SKINNER & PORTER, 1995)



DOCUMENT 7 - Les transferts d'énergie entre les basses et les hautes latitudes (d'après HOUGHTON, 1984)

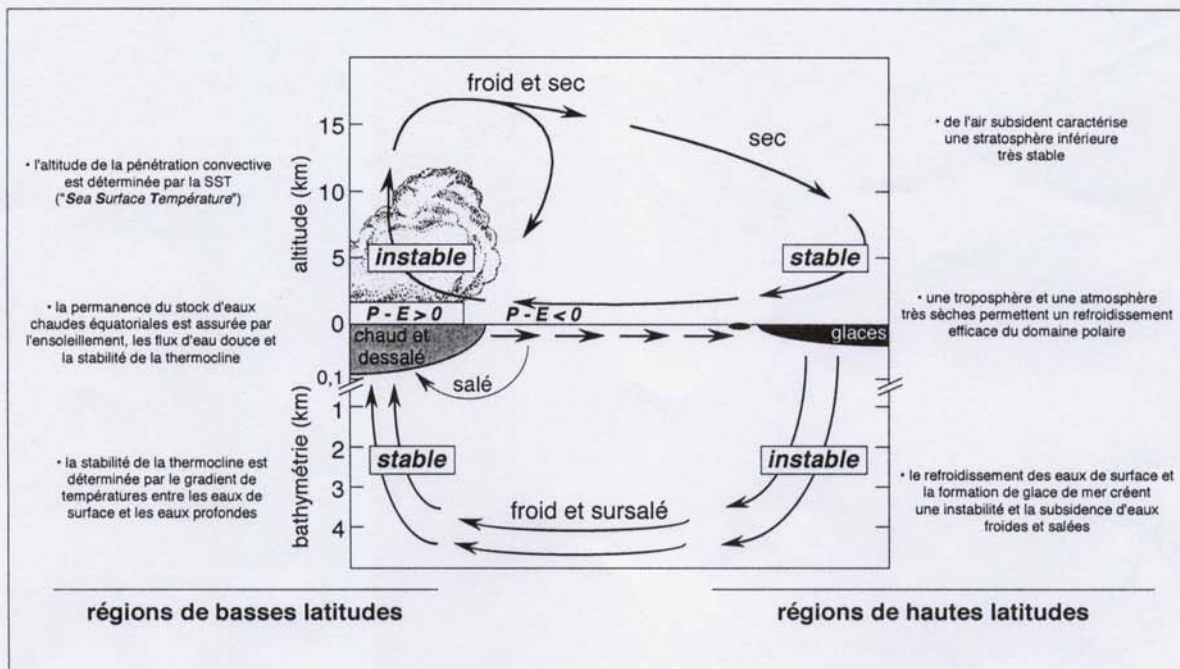


DOCUMENT 8 - La circulation thermohaline (d'après STOMMEL, 1958 et BROECKER & PENG, 1982)



DOCUMENT 9 - Les interactions océan-atmosphère (d'après WEBSTER, 1994)

Les zones d'interaction entre l'océan et l'atmosphère concernent la troposphère, la partie superficielle de l'océan et, aux hautes latitudes où naissent les eaux profondes, la totalité de la colonne d'eau océanique. Les zones interactives sont celles qui fonctionnent aux mêmes échelles de temps et donc interagissent mutuellement. La stratosphère et l'océan profond de basses latitudes fonctionnent à des échelles de temps bien plus grandes. SST = température des eaux de surface ("sea surface temperature")

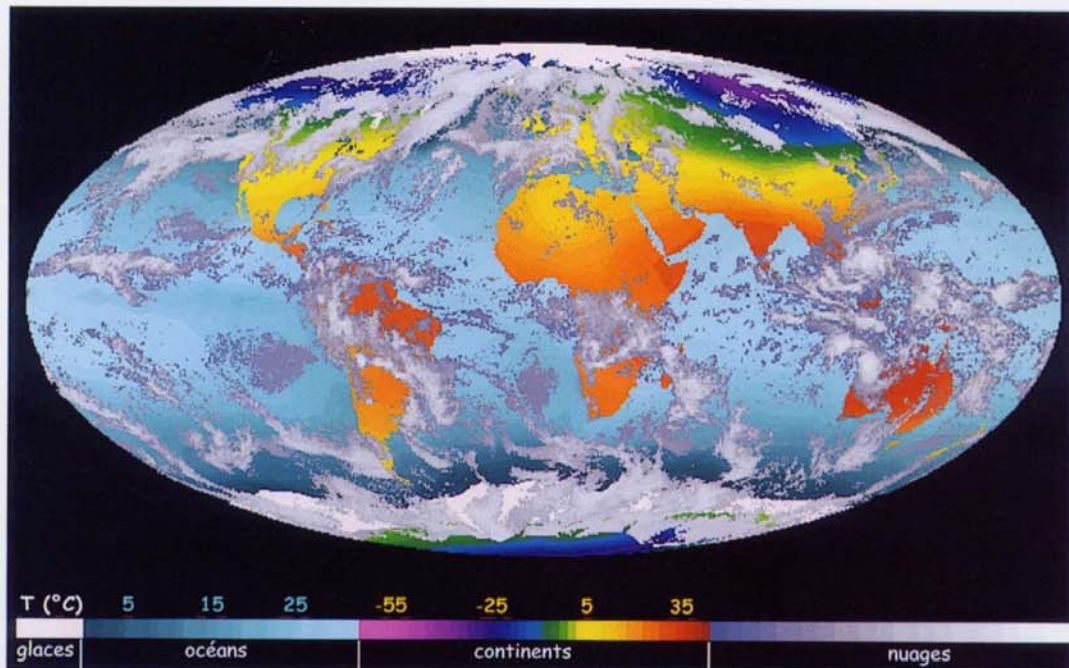


**DOCUMENT 10 - Le rôle des processus hydrologiques dans le couplage océan-atmosphère**  
(d'après WEBSTER, 1994)

La convection atmosphérique intertropicale induit une tropopause très froide qui assèche les masses d'air de la basse stratosphère. Ce phénomène d'assèchement entraîne un refroidissement rapide des masses d'air dans les régions polaires qui favorise la formation des glaces de mer et des masses d'eau sursalées. Le stock des eaux chaudes équatoriales, quant à lui, pilote la convection atmosphérique des basses latitudes. E = évaporation; P = précipitations

### Références bibliographiques

- ALLEN P.A. (1997) – Earth surface processes. Blackwell Science édit., Oxford, 404 p.  
 BRAHIC A., HOFFERT M., SCHAAF A. & TARDY M. (1999) – Sciences de la Terre et de l'univers. Vuibert édit., Paris, 634 p.  
 BERNER E.K. & BERNER R.A. (1996) – Global environment. Prentice Hall édit., Englewood Cliffs, 387 p.  
 BROECKER W.S. & PENG T.-H. (1982) – Tracers in the sea. LDGO, Columbia University édit. New York, 690 p.  
 CHAHINE M. (1992) – The hydrological cycle and its influence on climate. *Nature*, **359**, 373 - 380.  
 GILL R. (1989) – Chemical fundamentals of Geology. Harper Collins édit., London, 291 p.  
 HOUGHTON G. (1984) – The global climate. Cambridge University Press édit., Cambridge, 223 p.  
 MORAN J.M. & MORGAN M.D. (1994) – Meteorology. Macmillan édit., New York, 517 p.  
 SKINNER B.J. & PORTER S.C. (1995) – The blue planet. John Wiley & Sons édit., New York, 493 p.  
 STOMMEL H. (1958) – The abyssal circulation. *Deep Sea Research*, **5**, 80 – 82.  
 TARDY Y. (1986) – Le cycle de l'eau. Masson édit., Paris, 338 p.  
 WEBSTER P.J. (1994) – The role of hydrological processes in ocean-atmosphere interaction. *Rev. of Geophysics*, **32**, 427 - 476.

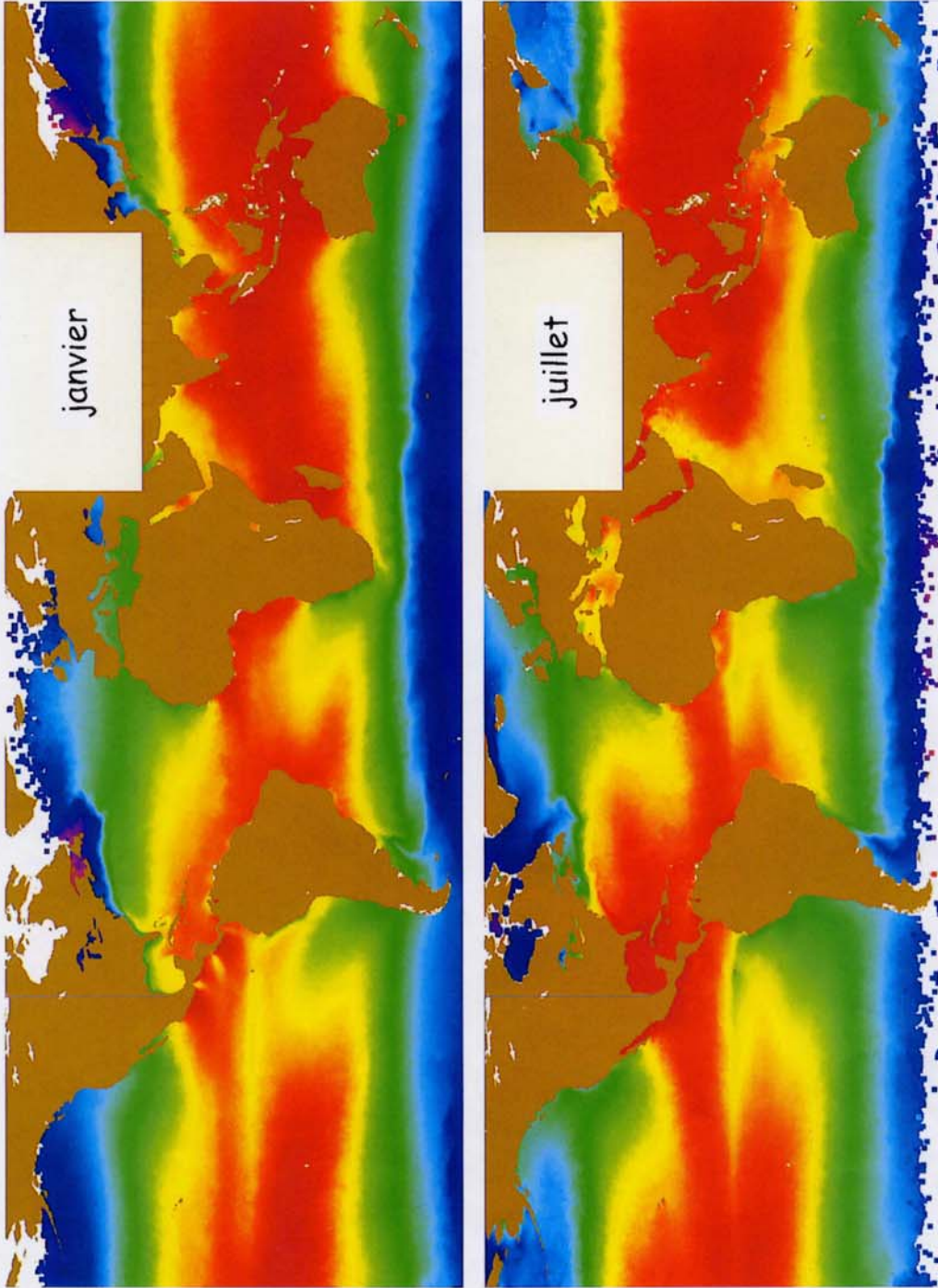


DOCUMENT 11 - Les températures à la surface de la Terre le 14 décembre 1999  
(d'après document NOAA, 2000)



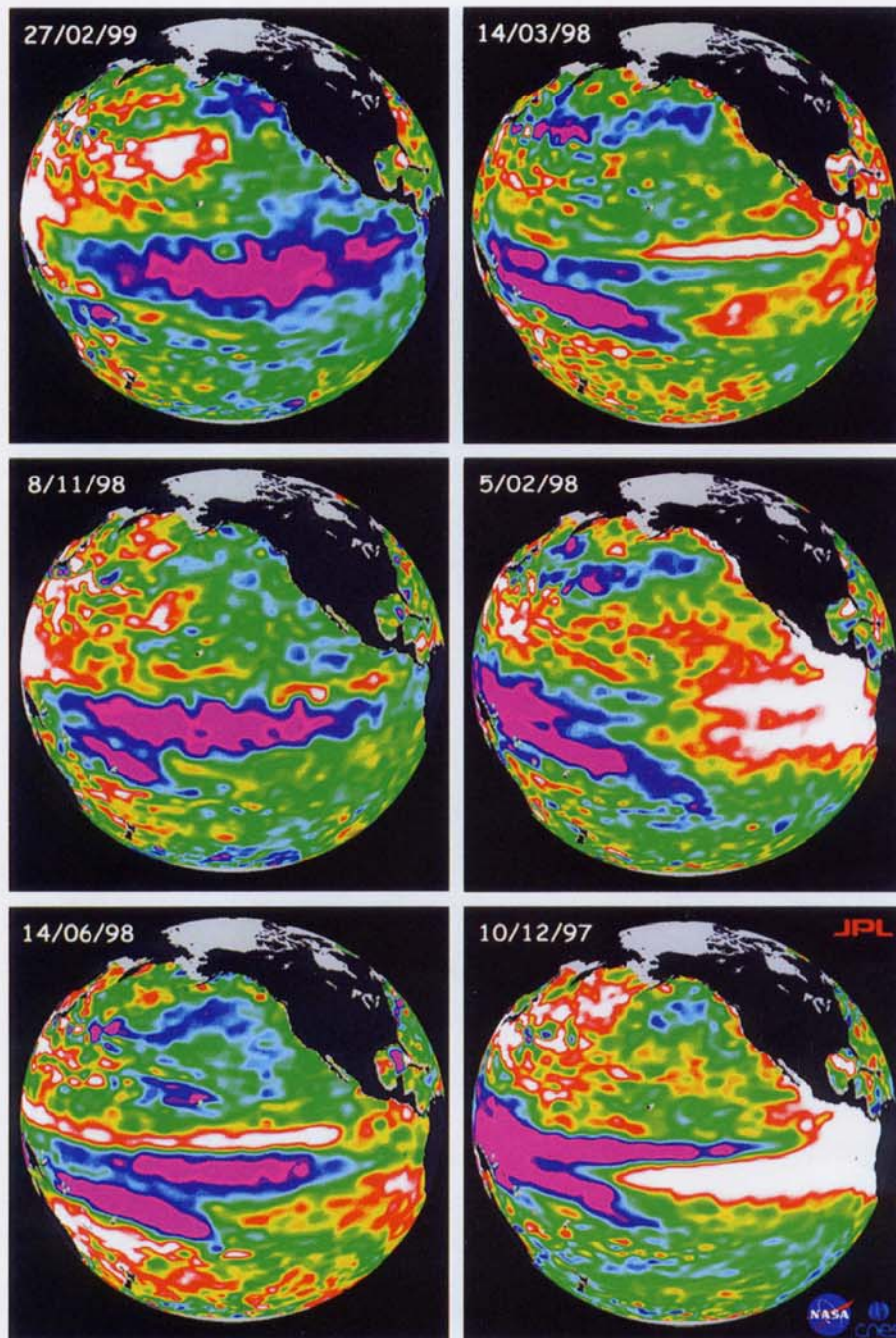
DOCUMENT 12 - Une vue de l'océan Atlantique nord le 27 octobre 1991  
(d'après document NOAA, 1996)





**DOCUMENT 13 - Moyennes mensuelles des températures des eaux de surface océaniques**  
*(d'après document NOAA, 1999)*

Les teintes oranges à rouges correspondent aux eaux les plus chaudes, les teintes bleues à violettes aux eaux les plus froides.  
 La teinte blanche correspond aux glaces.



-120 -80 -40 0 +40 +80 +120  
 Variations relatives du niveau de la mer (en mm)

**DOCUMENT 14 - D'El Niño (décembre 1997) à La Niña (février 1999)  
 ou l'oscillation australe (ENSO)  
 (d'après des documents TOPEX-POSÉIDON)**



Le sujet proposé en 2002 portait sur un thème classique des programmes de lycée, généralement enseigné dans le deuxième cycle universitaire et qui ne devait pas poser de problèmes majeurs aux candidat(e)s. Le corrigé-type présenté ci-dessous est exhaustif, et le correcteur est parfaitement conscient qu'en quatre heures de composition un candidat ne peut pas réaliser une copie de cette qualité.

## ***La géodynamique des enveloppes fluides***

### ***Introduction***

La Terre bénéficie de l'unique et spécifique privilège, parmi les planètes du système solaire, de posséder à la fois, près de sa surface, de la lumière, d'air et d'eau. L'énergie du rayonnement solaire, collectée par la surface terrestre, est l'objet de transferts et d'échanges sous forme thermique ou mécanique, particulièrement à l'interface océan-atmosphère, puis de transports par les vents et les courants marins. Ces échanges, transferts et transports déterminent l'éventail des conditions physiques régnant dans l'environnement fluide de notre planète et l'ajustent sur l'étroit créneau dans lequel s'est développée la biosphère. La moyenne de ces conditions constitue le climat *sensu largo*.

L'atmosphère forme autour de la Terre, une enveloppe sphérique occupée par un fluide compressible, l'air, dont 80 % de la masse occupe un feuillet qui n'a qu'une dizaine de kilomètres d'épaisseur ( $\approx 1/600$  du rayon terrestre), et qui exerce une pression d'environ 1 bar ( $P_a \approx 1013,25$  hPa) sur la surface ( $S_T \approx 510 \cdot 10^{12}$  m<sup>2</sup>), en sorte que sa masse totale est de l'ordre de  $5 \cdot 10^{18}$  kg ( $[P_a \cdot S_T]/g$ ). La capacité thermique de l'atmosphère est de l'ordre de  $5 \cdot 10^{18}$  kJ.K<sup>-1</sup>.

Les eaux marines, exceptées celles des mers fermées épicontinentales, forment un *continuum* unique, presque incompressible (l'océan mondial) contenant  $1\,370 \cdot 10^{15}$  m<sup>3</sup> d'eau, soit 97,1 % de l'eau existant près de la surface de la planète. Ces eaux sont réparties sur environ  $361 \cdot 10^{12}$  m<sup>2</sup> (71 % de la surface du globe), en un feuillet de profondeur moyenne d'environ 3 830 m, ce qui représente 388 kg d'eau au cm<sup>2</sup>. Ainsi la masse de l'océan est approximativement 270 fois celle de l'atmosphère et sa capacité thermique ( $5,7 \cdot 10^{21}$  kJ.K<sup>-1</sup>) vaut à peu près 1200 fois celle de l'atmosphère.

Pour l'une, comme pour l'autre de ces enveloppes, le rapport « surface/volume » est très grand du fait de leur très faible épaisseur vis-à-vis de leurs dimensions horizontales, en sorte que ces deux milieux sont très sensibles aux échanges d'énergies à travers les surfaces qui les limitent. De plus, la faiblesse de leur épaisseur relative fait que les vitesses fluides horizontales sont toujours très prédominantes par rapport aux vitesses verticales.

L'atmosphère, les océans, ainsi que la surface des terres et des glaces émergées, sont soumis à l'influence du Soleil, source d'énergie à l'origine de leur dynamique.

### ***A — Le Soleil : source d'énergie***

Le Soleil est une étoile, c'est-à-dire une importante masse de gaz de  $2 \cdot 10^{30}$  kg, en équilibre hydrostatique sous les effets antagonistes de la gravitation et des réactions thermonucléaires qui l'animent. Tournant sur elle-même en 27 jours, cette étoile est d'un type très commun (G2 sur le diagramme de Hertzsprung-Russell) dans notre galaxie (Voie lactée) à la périphérie de laquelle elle se situe, assez froide, ni jeune, ni « vieille ». D'un rayon de 109 rayons terrestres ( $6,96 \cdot 10^8$  m), elle contient 99,8 % de la masse du système solaire et l'analyse de son spectre d'émission permet d'estimer la température moyenne de sa surface à 5 780 kelvins [K] (figure 1).

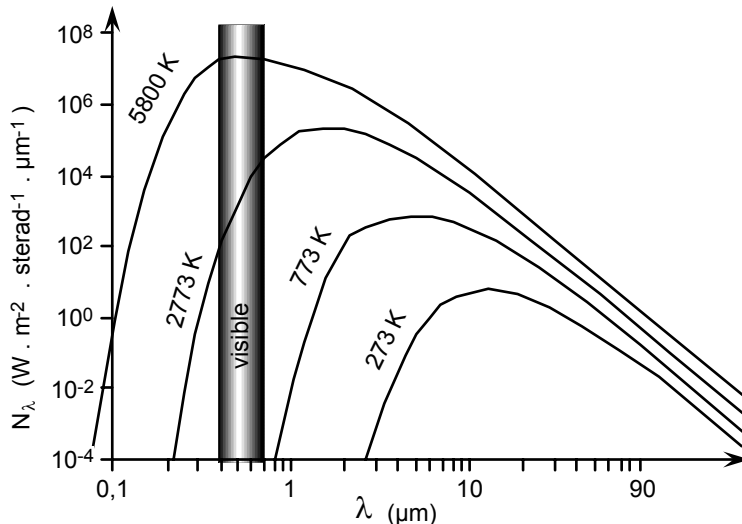


Figure 1 : Le spectre du rayonnement et la température des étoiles.  
 La longueur d'onde  $\lambda_m$  du maximum de l'intensité du rayonnement est inversement proportionnelle à la température de l'étoile.  
 $\lambda_m = 2,9.10^{-3} / T$  ou  $T = 2,9.10^{-3} / \lambda_m$  (loi de Wien)

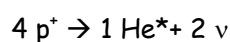
### 1) La structure du Soleil, l'origine et les caractéristiques de l'énergie solaire

La structure du Soleil peut se décomposer en :

- un « cœur » qui présente une température élevée (de l'ordre de  $10^7$  K) et des pressions énormes (de l'ordre de  $10^{16}$  Pa) qui permettent d'amorcer les réactions nucléaires de fusion,
- une « atmosphère » qui comprend la photosphère, la chromosphère et la couronne, couches se succédant de l'intérieur vers l'extérieur, à densité décroissante, d'où la lumière peut s'échapper librement du fait de cette faible densité ; dans la photosphère la température est de 4 200 K au minimum pour s'élever dans la chromosphère et atteindre un million de kelvins dans la couronne très peu dense.

L'énergie libérée par les réactions de fusion dans le cœur du Soleil est transférée vers l'extérieur par divers mécanismes (figure 2). Tout d'abord, le transport se fait par rayonnement, c'est-à-dire par échange entre les électrons et les atomes en collision. Ce mode de transport perdure tant que la densité est suffisamment grande ; c'est pourquoi on qualifie de « zone radiative » les premiers 500 000 km où la température décroît de 13 à 1 millions de kelvins environ. La densité de la matière diminuant, un autre mécanisme prend le relais : la convection. Ce transport par convection s'effectue environ sur 200 000 km. Par manque de stabilité, la convection est accompagnée de turbulences, les granules. Ces structures ont une dimension de 500 à 1 500 kilomètres environ, s'élèvent avec une vitesse de quelques kilomètres par seconde et disparaissent rapidement : la granulation a une durée de vie très brève (quelques minutes).

Dans le cœur du Soleil des réactions nucléaires de fusion de l'hydrogène en hélium et en éléments chimiques plus lourds, libèrent une énergie de masse selon le principe d'équivalence. Vu la température élevée, la matière s'y trouve sous forme de plasma et quatre noyaux d'hydrogène (4 protons) fusionnent en un noyau d'hélium (2 protons + 2 neutrons), en libérant deux positrons (qui vont s'annihiler avec deux électrons) et deux neutrinos suivant la réaction :



Sachant que la masse du proton est de 1,0083 UMA et que celle du noyau d'hélium de 4,0026 UMA<sup>a</sup>, il vient :

$$4 \times 1,0083 \text{ UMA} > 4,0026 \text{ UMA}$$

$$\text{soit } \Delta m = 0,0306 \text{ UMA}$$

Selon le principe d'équivalence ( $E = mc^2$ ), cette perte de masse de la réaction de fusion produit une énergie :

$$E_u = \Delta mc^2 = 0,0306 \times 1,6606 \cdot 10^{-27} \times (299,79 \cdot 10^6)^2 = 4,57 \cdot 10^{-12} \text{ J}$$

Le rendement énergétique, extrêmement faible au niveau d'une seule réaction, prend toute son importance lorsque l'on sait que  $4,5 \cdot 10^9$  kg d'hydrogène sont convertis chaque seconde en hélium dans le Soleil.

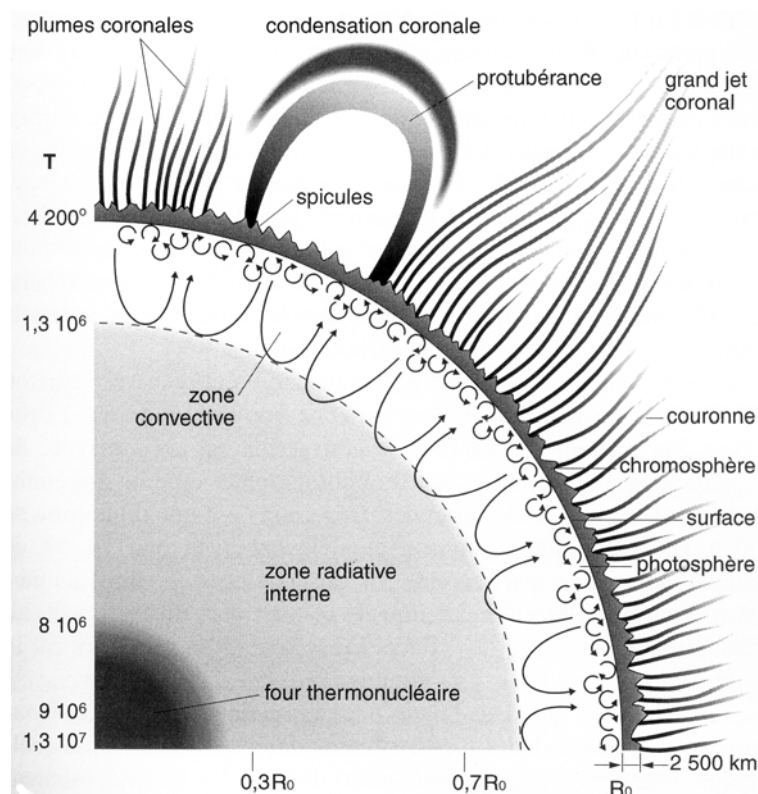


Figure 2 : La structure du Soleil (d'après Pecker, 1992)

Cette fusion, aussi appelée cycle proton-proton ou cycle p-p, est la source de la luminosité du Soleil : le rayonnement électromagnétique produit dans le cœur chemine lentement vers l'extérieur (en plusieurs millions d'années, parce que la densité est très élevée et qu'il subit d'innombrables absorptions et ré-émissions), jusqu'à pouvoir s'échapper hors de l'étoile lorsque la densité, qui comme la température décroît lorsqu'on s'éloigne du cœur, est devenue assez faible. Les neutrinos produits par ces réactions nucléaires, s'échappent beaucoup plus facilement du cœur et nous donnent, après détection sur Terre, des informations directes sur les conditions internes au Soleil.

Le rayonnement électromagnétique qui s'échappe de l'étoile sous forme de photons se répartit en 49 % dans le visible (0,4 à 0,7  $\mu\text{m}$ ), 50 % dans l'infrarouge (0,7 à 1 000  $\mu\text{m}$ ) et 1 % dans l'ultraviolet (0,1 à 0,4  $\mu\text{m}$ ).

<sup>a</sup> 1 UMA (unité de masse atomique) =  $1,6606 \cdot 10^{-27}$  kg

Le Soleil étant assimilable à un corps noir à 5 780 K, la loi de Stefan-Boltzmann ( $E = \sigma T^4$ )<sup>b</sup> nous permet d'estimer la puissance totale de son rayonnement, son émissivité :

$$E_{\text{Soleil}} = 5,5597 \cdot 10^{-8} \times 5780^4 = 62,045 \cdot 10^6 \text{ W.m}^{-2}$$

Cette énergie, dispersée dans l'espace et interceptée par notre planète (située à 1 UA<sup>c</sup> en moyenne, soit à  $1,496 \cdot 10^{11}$  m) correspond à la constante solaire S :

$$S = E_{\text{Soleil}} (\text{rayon}_{\text{Soleil}} / \text{rayon}_{\text{orbite terrestre}})^2$$

$$S = 62,045 \cdot 10^6 (6,9598 \cdot 10^8 / 1,496 \cdot 10^{11})^2 = 1368 \text{ W.m}^{-2} \text{ (ou } 1,97 \text{ cal.cm}^{-2}\text{)}$$

La surface de la Terre ( $4\pi R_T^2$ ) étant quatre fois supérieure à sa section dans l'espace ( $\pi R_T^2$ ), nous en déduisons que l'énergie moyenne fournie par le Soleil à la Terre (hors absorptions et réflexions atmosphériques) est de  $1368/4$  soit  $342 \text{ W.m}^{-2}$ .

Mais la géométrie de la Terre et celle de son orbite entraînent une variabilité spatio-temporelle de la répartition de l'énergie solaire à sa surface.

## 2) Les variabilités spatio-temporelles

Le document n° 11 montre la distribution des températures à la surface du globe terrestre.

La fourchette des températures continentales s'étend entre - 50 et 40 °C environ, tandis que celle des océans est comprise entre 0 et 28 °C. Nous constatons là une première caractéristique de la variabilité spatiale des températures : les écarts de température sont trois fois plus importants sur les continents que sur les océans.

Les maxima thermiques sont localisés dans l'hémisphère sud ; en Australie, Afrique et Amérique du Sud règne une température moyenne de 25 à 30 °C, tandis qu'aux mêmes latitudes de l'hémisphère nord (Europe, Chine, Etats-Unis,...) la température est de l'ordre de 5 °C. Le domaine boréal, quant à lui, est largement recouvert de glaces et les températures de la région sub-boréale sont largement négatives. Cette image a été réalisée le 14 décembre, une semaine avant le solstice d'été de l'hémisphère austral, date à laquelle l'équateur thermique (région où l'angle d'incidence des rayons solaires est vertical au midi solaire) est confondu avec le tropique du Capricorne (23° 27' de latitude sud)

Cette zonation thermique de la planète se retrouve sur le document n° 13, cartes des moyennes mensuelles des températures des eaux de surface océaniques.

Sur la carte du mois de janvier, les eaux chaudes sont localisées au sud de l'équateur géographique et de nombreuses mers épicontinentales de l'hémisphère Nord sont recouvertes d'une banquise ou glace de mer (mers de Norvège, d'Okhotsk, de Béring et du Labrador, Baltique, Baie d'Hudson,...).

Six mois plus tard, en juillet, ces étendues marines septentrionales sont libérées de leurs glaces tandis que les glaces envahissent les pourtours du continent antarctique. Les eaux chaudes océaniques, quant à elles, se sont déplacées vers le Nord.

Ces contrastes de température des eaux de surface, à six mois d'intervalle, sont amplifiés au niveau des masses d'eaux intracontinentales : les grands lacs nord-américains, la mer Noire et, dans une moindre

---

<sup>b</sup>  $\sigma = 5,5597 \cdot 10^{-8} \text{ W.m}^{-2} \cdot \text{K}^{-4}$

<sup>c</sup> UA = unité astronomique

mesure, la mer Méditerranée, montrent une amplitude thermique bien plus importante que les masses d'eau océaniques localisées à des latitudes analogues.

Une deuxième information importante nous est fournie par le document n° 13 : si la zonation thermique est variable dans le temps, elle l'est aussi dans l'espace. Quelques observations permettent d'illustrer cette variabilité.

- Dans l'océan Pacifique Est, une étroite bande d'eaux plus fraîches est localisée en position sub-équatoriale : elle témoigne d'upwellings, remontées d'eaux de profondeurs froides qui viennent combler le déficit d'eau dû à l'évaporation.
- Sur la façade ouest de l'Amérique du Sud des eaux de surface froides, venues des côtes antarctiques, soulignent le courant de Humboldt (ou du Pérou). L'activité de ce courant est plus importante durant l'hiver austral, où il balaye les côtes jusqu'à la frontière entre l'Équateur et le Pérou, que durant l'été austral où il se cantonne aux côtes chiliennes.
- Dans l'océan Atlantique Nord, la carte du mois de juillet met en évidence la trajectoire du Gulf Stream, courant chaud de surface qui prend naissance dans la zone tropicale, balaye les côtes de Floride et termine sa course aux abords de la Mer de Norvège. Pendant l'hiver boréal, son influence est nettement réduite et le courant froid du Labrador s'écoule jusqu'aux confins de la Virginie.

Ces variations spatio-temporelles des températures à la surface de notre planète sont directement liées aux variations d'ensoleillement.

### ***3) L'ensoleillement de la Terre***

L'ensoleillement de la Terre dépend de sa position par rapport au Soleil et de la luminosité de celui-ci. Trois causes principales de variations sont liées à trois échelles de temps :

- des variations annuelles dépendantes de l'orbitographie terrestre,
- des variations décennales dues à l'activité du Soleil,
- des variations à l'échelle  $10^4$  à  $10^5$  années.

#### ***a) Les variations énergétiques saisonnières***

La Terre décrit autour du Soleil, qui occupe l'un des foyers, une trajectoire elliptique (1<sup>ère</sup> loi de Kepler, 1609) en 365,25 jours (période sidérale) dont les principales caractéristiques sont indiquées sur la figure 3. La distance de la Terre par rapport au Soleil est minimale (périhélie ou apside inférieure,  $146.10^9$  m) le 3 janvier et maximale (aphélie,  $151.10^9$  m) le 4 juillet. Comme nous le verrons dans le paragraphe c, la date du périhélie varie au cours du temps.



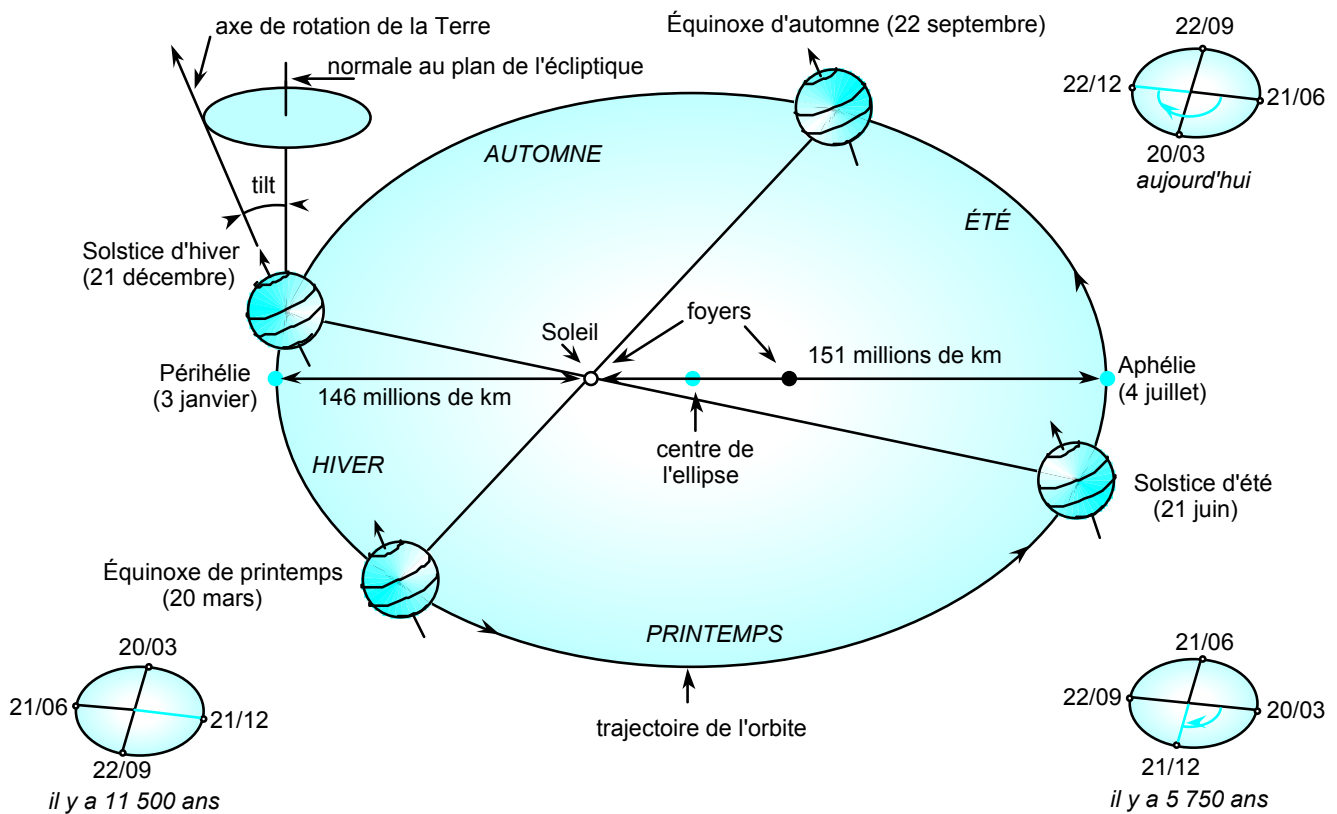


Figure 3 : L'orbitographie de la Terre

Cet éloignement qui varie de façon annuelle n'entraîne qu'une petite différence d'ensoleillement, moins de 4 % si l'on applique l'équation :

$$S = E_{\text{Soleil}} \left( \frac{\text{rayon}_{\text{Soleil}}}{\text{rayon}_{\text{orbite terrestre}}} \right)^2$$

Les variations saisonnières de l'ensoleillement résultent principalement de l'inclinaison de l'axe de rotation de la planète. Ce dernier fait, actuellement, un angle de  $23^{\circ} 27'$  par rapport à une normale à l'écliptique (plan contenant l'orbite terrestre et donc lieu des éclipses). L'équateur thermique (lieu des endroits où les rayons du Soleil sont verticaux à midi) se déplace donc de  $23^{\circ} 27'$  de latitude sud (tropique du Capricorne) à  $23^{\circ} 27'$  de latitude nord (tropique du Cancer) au cours d'une année.

L'inclinaison de l'axe de rotation entraîne également qu'aux latitudes supérieures à  $66^{\circ} 33'$  (cercles polaires) la durée du jour peut égaler celle de la journée (soit 24 heures) alors qu'à l'équateur géographique l'alternance jour-nuit à une durée équivalente (12 heures) tout au long de l'année. Associée à l'angle d'incidence des rayons solaires, cette durée du jour détermine une large fourchette d'ensoleillement (figure 4) au cours de l'année et suivant la localisation. Notons que le maximum d'ensoleillement journalier est localisé aux pôles Nord et Sud, respectivement au solstice d'été et au solstice d'hiver de l'hémisphère boréal.

Si une partie de l'énergie solaire incidente est absorbée par l'atmosphère, une partie parvient à la surface de la Terre, soit directement, soit par diffusion, tandis qu'une troisième partie est renvoyée vers l'espace par diffusion ou par réflexion sur la surface du sol, des océans, des glaces de mer ou de terre, et sur les parties supérieures des nuages. Pour une surface donnée et dans des conditions données, on appelle *albédo* de cette surface la fraction réfléchi du rayonnement solaire incident. Moyenné sur l'ensemble de la Terre, cet albédo est estimé à 0,31.

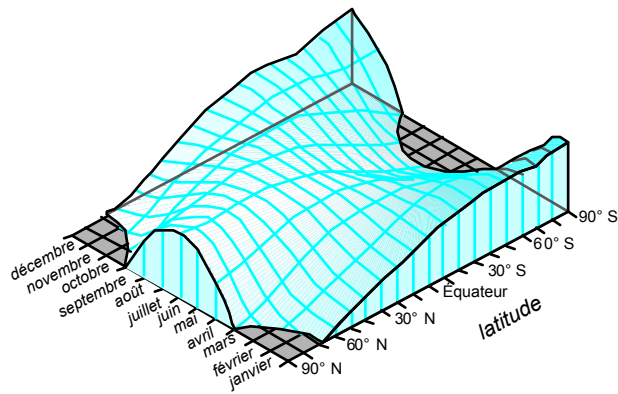


Figure 4 : L'ensoleillement journalier à la surface de la Terre au cours de l'année

### b) Les taches solaires et les variations de luminosité

Les taches observées sur le Soleil ont été étudiées depuis le début du 17<sup>ème</sup> siècle. Le nombre de taches varie de manière cyclique avec une période moyenne de l'ordre de 11 ans. Au maximum, on peut voir une centaine de taches simultanées et, au minimum, on ne voit que quelques taches et parfois aucune. Cette activité solaire est étroitement liée au champ magnétique et la polarité des taches s'inversant d'un cycle à l'autre, on peut considérer qu'un cycle solaire a, du point de vue magnétique, une durée moyenne de 22 ans.

Bien que représentant des zones plus froides (4 200 K), ces taches sont systématiquement associées à des facules (protubérances solaires) qui augmentent l'émissivité du Soleil : le surplus de brillance dû aux facules l'emporte sur les pertes dues aux taches. Ainsi de 1645 à 1715, le minimum de Maunder est corrélé avec le maximum du « Petit Âge Glaciaire ».

### c) Les paramètres orbitaux de la Terre

En une année, l'orbite de la Terre ne décrit pas tout à fait une ellipse dont le Soleil occupe l'un des foyers. Cette ellipse se déplace et se déforme sous l'influence de l'attraction gravitationnelle exercée par les autres planètes, cela très lentement et de manière imperceptible à l'échelle d'une vie humaine.

Au 19<sup>ème</sup> siècle, Adhémar, puis Kroll avaient émis l'hypothèse d'une relation entre le climat et le mouvement de la Terre. En 1941, le mathématicien serbe Milutin Milankovitch étudie les perturbations séculaires affectant l'orbite terrestre (figure 5). Trois paramètres de cette orbite varient dans le temps.

- L'excentricité  $e$ , qui mesure le degré d'aplatissement de l'orbite terrestre, n'est pas stable dans le temps. Elle passe d'une valeur nulle (orbite circulaire) à une valeur maximale d'environ 0,07 (ellipse légèrement aplatie) selon deux périodes d'environ 95 et 410 ka.
- L'inclinaison de l'axe de rotation de la Terre par rapport à la normale au plan de l'écliptique, appelée « obliquité », varie de 22° 02' et 24° 30' selon une période de 41 ka
- L'axe de rotation de la Terre tourne dans le sens rétrograde autour d'un axe perpendiculaire à l'écliptique sous l'effet de l'attraction exercée par le Soleil et la Lune sur le bourrelet équatorial de la Terre, en faisant décrire au pôle Nord céleste un cercle en 26 ka. Ce mouvement se combine avec celui du mouvement de rotation direct du grand axe de l'ellipse terrestre (mouvement des apsides), de période 126 ka, pour entraîner un déplacement des points équinoxiaux, appelé « précession des équinoxes », de période 21,5 ka

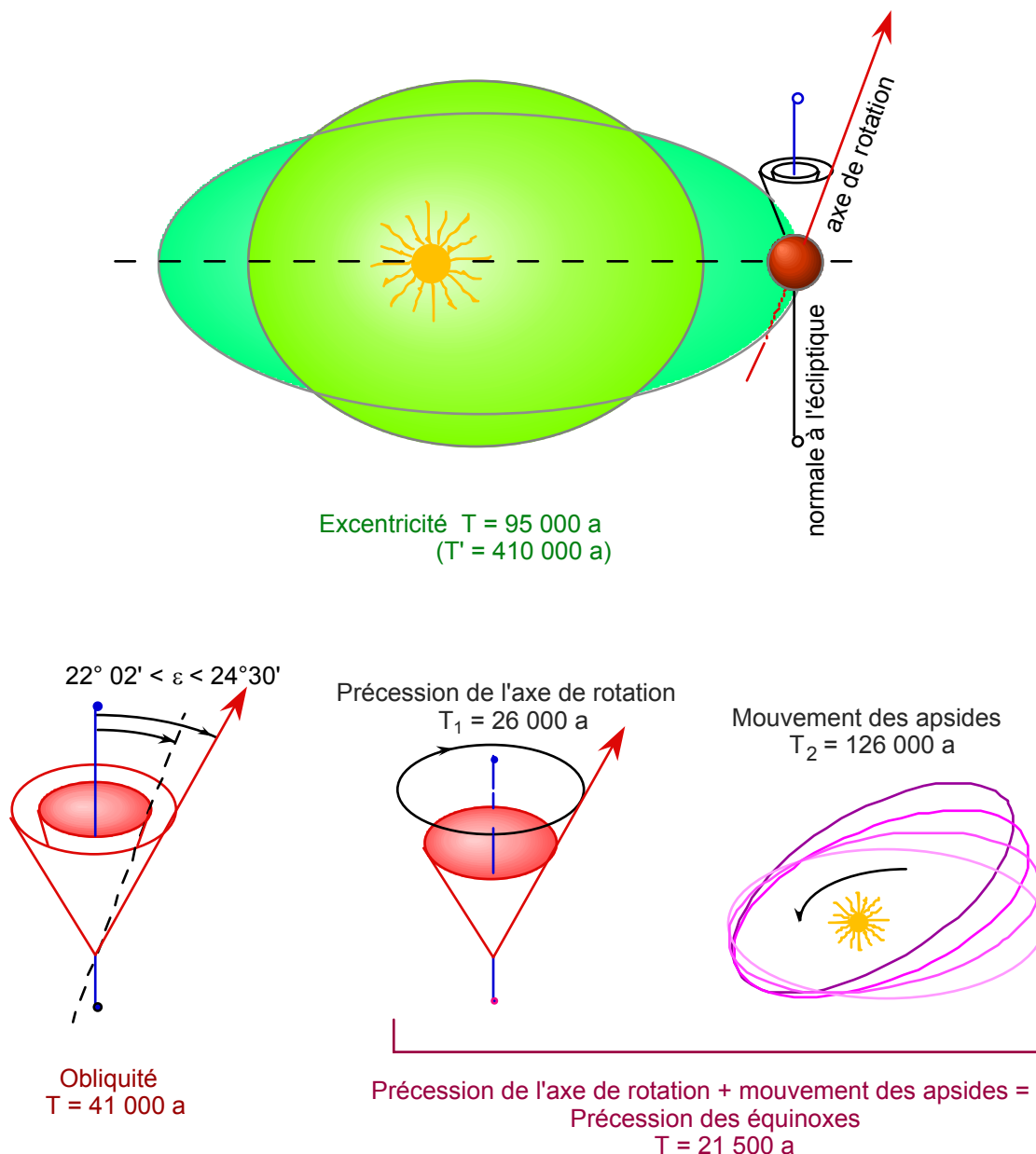


Figure 5 : Les paramètres de Milankovitch

Le cumul de toutes ces variations astronomiques semble bien être la cause principale des variations de climat et de températures enregistrées au cours des derniers millions d'années.

La variation de chacun de ces paramètres agit différemment :

- l'excentricité modifie la longueur des saisons,
- l'obliquité diminue le contraste thermique entre hautes et basses latitudes,
- la précession des équinoxes influence le contraste inter-hémisphérique (aujourd'hui l'hémisphère nord est au périhélie au solstice d'hiver et à l'aphélie au solstice d'été ce qui entraîne des « hivers doux et étés frais », alors que dans 11 000 ans la situation sera inversée : le périhélie au solstice d'été et à l'aphélie au solstice d'hiver d'été entraîneront des « hivers frais et étés chauds », situation qui est actuellement celle de l'Australie).

## ***B – L'eau : vecteur de transport d'énergie***

L'eau est un liquide commun mais dont les propriétés physico-chimiques, souvent méconnues, sont exceptionnelles : sa densité passe par un maximum ( $d = 1,000\ 000$ ) à  $3,982\ ^\circ\text{C}$  alors qu'elle ne vaut que  $0,999\ 867$  à  $0\ ^\circ\text{C}$ , sa tension superficielle ( $7,2 \cdot 10^9\ \text{N}\cdot\text{m}^{-1}$ ) est la plus élevée de tous les liquides, sa chaleur spécifique ( $4,18 \cdot 10^3\ \text{J}\cdot\text{kg}^{-1}\cdot^\circ\text{C}^{-1}$ ) est la plus élevée de tous les fluides excepté  $\text{NH}_3$ ... Cette dernière propriété en fait un fluide pourvu d'une grande inertie thermique, caractéristique qui associée avec la taille considérable du réservoir océanique, est l'un des plus importants mécanismes de régulation de nos climats, que ce soit sur de courtes ou de longues périodes de temps.

### ***1) Les caractéristiques physico-chimiques de l'eau***

L'eau existe, à la surface de la Terre, sous les trois états : gazeux, liquide et solide. Seule notre planète possède les conditions de pression et de température qui permettent cette coexistence.

Le diagramme d'états de l'eau (document n° 1) montre que la pente négative de la courbe de fusion (solide *versus* liquide) implique que le passage inverse, de l'état liquide à l'état solide (congélation), s'accompagne d'une baisse de pression, et donc de densité : c'est une propriété extrêmement rare, qui ne se rencontre que chez quelques autres éléments ou composés chimiques. Ainsi, lors des hivers rigoureux, la glace, moins dense, n'envahit pas le fond des rivières, et par conséquent les faunes et flores aquatiques sont protégées. Réciproquement, une augmentation de pression (sous la lame d'un patin à glace par exemple) entraîne la fusion de la glace (film d'eau favorisant la « glisse »). Une augmentation de la pression élève aussi la température de vaporisation et cette caractéristique est utilisée dans la « cocotte minute » ( $P_{\text{cm}} = 2 \cdot 10^5\ \text{Pa} \rightarrow T_v \approx 120\ ^\circ\text{C}$ ).

Lorsque la pression est inférieure au point triple ( $P = 610,1\ \text{Pa}$  et  $T = 0,01\ ^\circ\text{C}$ ), la sublimation (transformation directe solide  $\rightarrow$  gaz) est de règle. Ce phénomène caractérise le comportement de l'eau sur Mars, où la pression atmosphérique est de l'ordre de  $60\ \text{Pa}$ . Mais la sublimation existe aussi à pression ordinaire : en climat froid la glace s'évapore lentement, car des molécules d'eau quittent la phase cristalline pour rejoindre l'atmosphère. Ce sont les molécules d'air qui, en frappant la surface de la glace, arrachent ces molécules d'eau.

Il existe une température au delà de laquelle l'eau n'est plus ni un gaz ni un liquide, mais un fluide qui englobe les deux états : le fluide supercritique. Ce fluide se forme au delà du point où sa densité à l'état de vapeur (maintenue sous pression) devient égale à sa densité à l'état de liquide (qui diminue lorsque la température augmente, par suite de l'expansion thermique). À  $374\ ^\circ\text{C}$  et  $22,1 \cdot 10^6\ \text{Pa}$  l'eau devient un fluide supercritique dont la densité est de  $0,3$ . Sa capacité de solvatation augmente alors considérablement et elle se comporte comme un solvant organique. Les sources hydrothermales océaniques, dont la profondeur est supérieure à  $2\ 200\ \text{m}$  et où la pression hydrostatique est donc voisine de  $23 \cdot 10^6\ \text{Pa}$ , peuvent ainsi être des lieux où le comportement de l'eau extrudée est celui d'un fluide supercritique.

On pense que l'eau gèle à  $0\ ^\circ\text{C}$  car, par définition, la glace fond à  $0\ ^\circ\text{C}$ . Or il n'en est rien, et de l'eau soigneusement refroidie peut rester liquide au delà de  $-40\ ^\circ\text{C}$  : on parle alors d'eau surfondue et sa congélation nécessite la présence d'un germe, c'est-à-dire d'une substance dont la surface à l'échelle atomique présente une ressemblance structurale avec la maille cristalline élémentaire de la glace. Ce phénomène est observé l'hiver dans le cas des pluies verglaçantes. La surfusion contribue également à la capacité de résistance au froid des plantes et des animaux.

## 2) Les potentialités énergétiques de l'eau

Océans et fleuves n'existent que parce que le point d'ébullition de l'eau est très élevé. Par ailleurs, la capacité calorifique de l'eau (quantité de chaleur emmagasinée correspondant à une élévation de 1 °C de la température d'un kilogramme d'eau) est très élevée. Pour un accroissement de température donné, l'eau emmagasine donc une grande quantité de chaleur ; c'est pourquoi les océans sont d'excellents réservoirs de chaleur : une couche d'eau océanique de 2,5 m est suffisante pour stocker la totalité de la chaleur atmosphérique. Cette résistance aux variations de température de l'eau est appelée inertie thermique et joue un rôle fondamental lors des phénomènes de transfert de chaleur à la surface de la planète.

La chaleur latente de fusion de l'eau ( $0,33 \cdot 10^6 \text{ J.kg}^{-1}$ ) est environ sept fois moindre que sa chaleur latente de vaporisation ( $2,49 \cdot 10^6 \text{ J.kg}^{-1}$ ). La sublimation nécessite quant à elle la somme des chaleurs latentes de fusion et de vaporisation, soit  $2,82 \cdot 10^6 \text{ J.kg}^{-1}$ . Réciproquement, les mêmes quantités d'énergie sont mises en jeu lors des changements d'état inverses (cristallisation, condensation et sublimation inverse), mais dans ce cas elles sont fournies au milieu extérieur.

Si 4,18 kJ élèvent la température d'un kilogramme d'eau de 1 °C, celle d'un kilogramme de sable ( $c = 0,787 \cdot 10^3 \text{ J.kg}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$ ) augmentera d'environ 5 °C : l'été, le sable de la plage s'échauffe plus rapidement que l'eau de la mer (et le bijou en or —  $c = 0,129 \cdot 10^3 \text{ J.kg}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$  — de 32 °C !)

Pendant les chaudes journées d'été, une grande partie de l'énergie thermique fournie par le sol pour vaporiser l'eau est libérée lors de sa condensation. Il suffit alors de mesurer le volume de pluie tombée pour avoir une idée de la quantité d'énergie restituée lors de la condensation d'un nuage d'orage. Ainsi, un gros orage qui a provoqué une précipitation de cinq centimètres d'épaisseur d'eau sur 10 km<sup>2</sup> aura produit  $5 \cdot 10^8 \text{ kg}$  (500 000 tonnes) d'eau liquide. Lors de la condensation, à partir de la vapeur d'eau atmosphérique, il aura donc été libéré, à raison de  $2,49 \cdot 10^6 \text{ J.kg}^{-1}$ , 1220 milliards de kJ, soit l'équivalent de l'énergie produite par cent kilotonnes de TNT.

## 3) Les isotopes stables

Parmi les nombreux isotopes, certains ont la propriété de rester stables au cours des temps. Dotés du même nombre d'électrons, deux isotopes de masse différente auront donc le même comportement lors des réactions chimiques mais une cinétique différente dans le cadre des processus physiques. Ainsi le couple  $\text{H}_2^{16}\text{O} - \text{H}_2^{18}\text{O}$ , dont la différence de masse est d'environ 11 %, réagira de façon différente à l'évaporation : la molécule constituée de l'isotope le plus lourd ( $^{18}\text{O}$ ) s'évaporerait moins facilement.

Il faut noter que les éléments dont on analyse les isotopes sont relativement abondants dans les différents réservoirs de notre planète (H et O dans l'eau, O dans les silicates, les sulfates et les carbonates, H, C, N, O et S dans la matière organique...) et que leur masse atomique est relativement faible, ce qui favorise leur chromatographie physique ou biophysique. Pour des éléments plus lourds (de masse atomique supérieure à celle du soufre) la différence pondérale entre les isotopes devient négligeable et leur fractionnement imperceptible.

L'oxygène 18 représente 0,2 % de la totalité de l'oxygène présent à la surface de la Terre (document n° 3). Comme cette fraction est faible et qu'il est nécessaire de la normaliser, le rapport de la teneur en isotope lourd sur celle en isotope léger est exprimé par un écart ( $\delta$  en ‰) en fonction d'un étalon (SMOW = **S**tandard **M**ean of **O**cean **W**ater).

Pour 500 molécules d'eau de mer, l'une d'entre elles est constituée d'un atome d'oxygène plus lourd, l' $^{18}\text{O}$ . Le rapport  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  de l'eau de mer (2 ‰) est une caractéristique de notre système solaire qui dérive du fait qu'au cœur des étoiles la synthèse d'un noyau d'oxygène se fait à partir de quatre noyaux d'hélium 4.

Le rapport  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  peut varier, de plusieurs unités pour cent, dans les différentes substances élaborées à la surface de la Terre : le carbonate de calcium du test des organismes marins contient en moyenne 4 % d' $^{18}\text{O}$  de plus que l'eau de mer et les neiges des sommets de la calotte antarctique en contiennent 4 % de moins. Ceci reflète le comportement physico-chimique différent des deux isotopes de l'oxygène. Par exemple la pression de vapeur saturante de l'eau constituée d'oxygène 18 est inférieure de 1 % à celle de l'eau constituée d' $^{16}\text{O}$  : lors des phénomènes d'évaporation la phase gazeuse s'enrichira donc relativement en isotope léger et lors de la condensation les précipitations seront plus riches en  $^{18}\text{O}$  que la vapeur d'eau atmosphérique.

Dans un schéma de circulation générale (document n° 3), l'eau évaporée sous les basses latitudes, transportée vers les pôles par l'atmosphère et précipitant sous les hautes latitudes s'enrichira progressivement en  $^{16}\text{O}$ . En périodes glaciaires ces précipitations s'accumuleront sous formes de calottes aux pôles, et le stockage de l'isotope léger de l'oxygène entraînera l'augmentation du rapport  $\delta^{18}\text{O}$  des eaux marines.

Cette chromatographie des isotopes de l'oxygène est donc un outil performant pour l'étude des volumes de glace à la surface de la Terre et indirectement des paléotempératures. Un des meilleurs témoignages des climats du passé nous est fourni par les carottes de glace de l'Antarctique ou du Groenland.

Le second élément chimique de la molécule d'eau, l'hydrogène, possède lui aussi un isotope stable, le deutérium (D). La différence pondérale entre l'hydrogène et le deutérium étant de 100 % le fractionnement des isotopes est d'autant plus efficace. Dans l'étude des paléoclimats, seules des difficultés analytiques, dues à la très faible masse atomique de cet élément, limitent l'usage du couple H/D. Mais l'avantage du deutérium est que cet élément n'existe pas dans les minéraux, au contraire de l' $^{18}\text{O}$ , et que les analyses isotopiques ne risquent pas d'être « polluées ».

### ***C – De l'évaporation à la précipitation ou le cycle de l'eau***

Un système, quel qu'il soit, possède de l'énergie et cette énergie peut varier à la suite d'échanges entre deux systèmes, ou entre un système et l'extérieur. Les formes d'échanges de l'énergie sont la chaleur et le travail. Dans le système océan-atmosphère, l'énergie solaire vaporise de l'eau et la vapeur d'eau ainsi formée acquiert de l'énergie potentielle en s'élevant dans l'atmosphère. Dans l'atmosphère, cette vapeur va restituer de la chaleur par condensation et du travail par libération d'énergie potentielle lors des précipitations. Après avoir défini les principaux réservoirs d'eau sur Terre, nous pourrions définir les modalités de transfert qui les caractérisent.

#### ***1) Les grands réservoirs d'eau à la surface de la Terre***

On estime à environ  $1,4 \cdot 10^{15} \text{ m}^3$  la quantité d'eau à la surface de la Terre, dont 97 % dans les océans et 2 % environ dans les calottes glaciaires et les glaciers.

Le document n° 5 présente quatre réservoirs de taille inégale :

- le premier, gigantesque, regroupe les eaux océaniques,
- le second, plus de trente fois moins important, représente les eaux continentales,
- les deux derniers, infimes, concerne l'atmosphère.

Les transferts entre ces réservoirs sont réalisés par l'évaporation, les précipitations et l'advection. Ainsi, le transfert de l'océan vers l'atmosphère marine est assuré par l'évaporation de  $434 \cdot 10^{15} \text{ kg}$  d'eau chaque année. Un flux de retour moindre, de l'atmosphère marine vers l'océan, de  $398 \cdot 10^{15} \text{ kg}$  d'eau met en évidence un déficit qui est compensé par l'apport des fleuves et des rivières ( $36 \cdot 10^{15} \text{ kg}$  d'eau).

De façon globale, il pleut moins sur les océans qu'il n'y a d'eau qui s'y évapore et il pleut plus sur les continents qu'il n'y a d'eau qui s'y évapore. L'équilibrage du cycle est assuré par l'advection atmosphérique et le transfert des fleuves et rivières vers l'océan mondial.

En analysant ce cycle nous voyons que les flux d'entrée dans un réservoir compensent les flux de sortie : le cycle de l'eau est un système dynamique en état stationnaire.

Mais le temps de séjour d'une molécule d'eau dans un réservoir est variable. Le temps moyen de résidence en années ( $t_{mr}$ ) est donné par la formule :

$$t_{mr} = \frac{\text{taille du réservoir}}{\text{flux d'entrée (ou de sortie)}}$$

Ainsi, une molécule d'eau séjourne 3 041 ans (1320000/434) dans les océans et seulement 9 jours (11/434) dans le réservoir de l'atmosphère marine. Cette variabilité du temps de résidence joue un rôle fondamental lorsque l'on associe à la molécule d'H<sub>2</sub>O des éléments chimiques ou des gaz dissous (CO<sub>2</sub> par exemple).

Mais ce cycle global de l'eau possède des amplitudes variables suivant les latitudes.

## **2) La répartition holosphérique des précipitations et de l'évaporation**

Le document n° 4 illustre la répartition des précipitations et de l'évaporation suivant la latitude pendant une année.

Pour l'évaporation deux courbes montrent la quantité d'eau évaporée, l'une sur le domaine océanique, l'autre sur le domaine continental. La première est bimodale, la seconde unimodale. Cette différence majeure est liée au mode d'évaporation.

- Sur les océans, la courbe reflète directement la quantité d'énergie solaire mise en jeu. Elle est supérieure pour les régions tropicales que pour les régions équatoriales car la durée du jour augmente avec la latitude alors qu'elle est immuablement de 12 heures à l'équateur.
- Sur les continents le pic d'évaporation est équatorial, car le principal phénomène d'évaporation est dépendant de l'évapo-transpiration (forêt équatoriale). Les deux maxima secondaires, vers 40° de latitude sud et nord sont à associer à la végétation tempérée.
- 

Pour les précipitations, les deux courbes, océaniques et continentales sont analogues et trimodales. Nous verrons dans le paragraphe D que :

- le maximum équatorial est centré sur la zone de convergence inter-tropicale,
- les minima vers 30° de latitude correspondent à la base de la cellule de Hadley (vents secs),
- les maxima secondaires vers 45° de latitude sont liés aux vents d'ouest de la cellule de Ferrel.

Pour la courbe des précipitations continentales, la différence d'amplitude des maxima secondaires est engendrée par la répartition asymétrique des continents à la surface de la Terre (2/3 des continents sont situés dans l'hémisphère Nord).

## **3) La pression de vapeur saturante et quelques hydrométéores**

Au contact de l'atmosphère, l'eau à l'état liquide (ou solide) perd une certaine quantité de molécules, celles qui possèdent la plus grande énergie cinétique. Cette évaporation provoque un refroidissement du liquide car l'énergie cinétique moyenne de celles qui restent diminue. Réciproquement, certaines molécules d'eau de l'atmosphère reviennent dans la phase liquide. Pour une température donnée, un équilibre stationnaire s'installe, et le flux de molécules qui s'échappent de la phase liquide est équivalent à celui qui la rejoint. À cet équilibre, la pression de la vapeur d'eau dans l'atmosphère (le rapport de saturation) est appelée pression de vapeur saturante : elle est proportionnelle à la température (document n° 2).

L'humidité de l'air peut être plus ou moins importante. La pression partielle de la vapeur d'eau dans l'atmosphère est normalement inférieure à la pression de vapeur saturante. Lorsque la température de l'air baisse, la pression de vapeur saturante diminue et l'air ne peut plus contenir la même quantité de vapeur d'eau. Par conséquent le refroidissement nocturne peut provoquer la condensation d'une partie de la vapeur d'eau produite par évaporation pendant la journée; c'est ainsi que se forment le brouillard, petite bruine du soir à peine perceptible et la rosée matinale, phénomène important d'hydratation dans les environnements xérophytiques.

La rapidité de l'évaporation est fonction de trois facteurs :

- l'agitation de l'air, qui empêche l'accumulation de vapeur au voisinage du liquide et accélère sa dilution dans l'atmosphère,
- la surface du liquide qui favorise l'évasion d'un nombre de molécules d'autant plus important qu'elle est plus étendue,
- la présence d'une source de chaleur qui, même si elle n'échauffe pas le liquide, empêche ou limite son refroidissement et maintient à une valeur constante l'énergie cinétique moyenne des molécules.

L'application de ces trois facteurs est réalisée par l'homme dans les marais salants.

Un météore est un phénomène observé dans l'atmosphère ou à la surface du globe. Ce phénomène peut consister en une suspension, une précipitation ou un dépôt de particules liquides ou solides, aqueuses ou non ; il peut également consister en une manifestation de nature optique ou électrique. En dehors des nuages, les hydrométéores les plus classiques sont la pluie, la bruine, la neige et la grêle.

Pour qu'un nuage se forme, il faut :

- de la vapeur d'eau, matière première du nuage,
- des noyaux de condensation.

Pour expliquer la formation d'un nuage, on peut raisonner en fonction du document n° 2, en rappelant que la quantité de vapeur d'eau que contient un air saturé est fonction de sa température et que pour une température donnée, il existe une quantité d'eau maximale qui correspond à la saturation donc à 100% d'humidité. Un air à 30 °C qui contient 14,8 grammes de vapeur d'eau par kilogramme d'air sec n'est pas saturé ; il lui en faudrait 27,69 grammes pour l'être. Si la température de cet air décroît jusqu'à 20 °C, les 14,8 grammes de vapeur d'eau correspondent à la saturation (100% d'humidité). Si la température continue à décroître pour atteindre 10 °C, les 14,8 grammes de vapeur d'eau se distribuent alors en 7,8 grammes pour saturer l'air à 10 °C et le reste, soit 7 grammes, va se condenser et former un nuage. La cause principale de la formation d'un nuage est donc le refroidissement et l'on en distingue plusieurs types.

- Le refroidissement isobare est une transformation au cours de laquelle la pression dans la masse d'air ne change pas. Le point de rosée (point de saturation de l'air en vapeur d'eau) est atteint dans les basses couches de l'atmosphère refroidies par rayonnement quand la température du sol s'abaisse la nuit, ou par advection (transport horizontal) quand une masse d'air chaud et humide arrive au-dessus d'une surface relativement froide.



- Le refroidissement par détente adiabatique est une transformation au cours de laquelle les échanges de chaleur sont nuls. Le paramètre essentiel est le point de condensation. C'est le mécanisme le plus courant et le plus important dans le développement des nuages quand des masses d'air humide s'élèvent en altitude. Les grandes zones dépressionnaires sont donc des régions nuageuses.

Les dimensions des gouttelettes ou des cristaux de glace contenus dans un nuage sont très réduites et les faibles forces d'agitation, permanentes au sein du fluide atmosphérique, suffisent à les maintenir en sustentation. Pour que le phénomène de précipitation se produise, il faut donc un accroissement de la taille des éléments, leur poids devenant alors suffisant pour vaincre les forces d'agitation. Ce grossissement s'explique par deux processus : l'effet Bergeron et l'effet de coalescence (ou de captation).

Dans la partie du nuage où la température est négative, coexistent cristaux de glace et gouttelettes d'eau surfondue. Pour une même température négative, il existe donc deux tensions saturantes de vapeur d'eau (voir document n° 2) : l'une  $e_w$  par rapport à l'eau, l'autre  $e_i$  par rapport à la glace, et quelque soit la température  $T$  on a toujours  $e_i(T) < e_w(T)$ . Il y a donc naturellement condensation autour du cristal de glace et en même temps évaporation des gouttelettes, soit au total un transfert d'eau des gouttelettes vers les cristaux. C'est l'effet Bergeron et lorsque la masse du cristal est suffisante après transfert, il précipite. S'il traverse une région à température positive suffisamment épaisse, et si la durée de chute le permet, il fond et donne naissance à de la pluie.

Lorsqu'une masse d'air en mouvement bute sur un relief il se produit une compression dans la zone sur le vent et une détente dans la zone sous le vent. On assiste alors à la naissance de nuages orographiques (liés au relief) ou de nuages d'ondes (liés au phénomène de résonance dans la zone sous le vent). Les nuages orographiques prennent souvent la forme d'une collerette, ou celle d'un capuchon coiffant la montagne, ce que l'on observe régulièrement au sommet du Mont Blanc. Par vent fort, ils prennent l'aspect d'une bannière qui flotte au-dessus du versant sous le vent.

## ***D – La circulation atmosphérique***

De longue date les marins connaissent et utilisent les vents à la surface de la Terre. Lorsque le 3 août 1492 Christophe Colomb quitta l'Espagne, il fit route plein sud sur les Açores pour profiter des alizés du Nord-Est. Lors de son retour il fit cap au nord et profita des vents d'ouest.

Une des premières explications de la stabilité des alizés et des vents d'ouest fut envisagée dès 1686 par Halley et élaborée en 1735 par Hadley : les zones équatoriales étant plus ensoleillées que les zones polaires, des vents devaient transporter de l'air chaud équatorial vers le nord et de l'air froid polaire vers le sud.

### ***1) La circulation générale de l'atmosphère***

Les vents sont la réponse à un gradient de pression atmosphérique qu'ils tendent à annuler.

Mais comme la Terre est en rotation, la force de Coriolis défléchit les circulations atmosphériques de telle façon que les vents deviennent géostrophiques (figure 6).

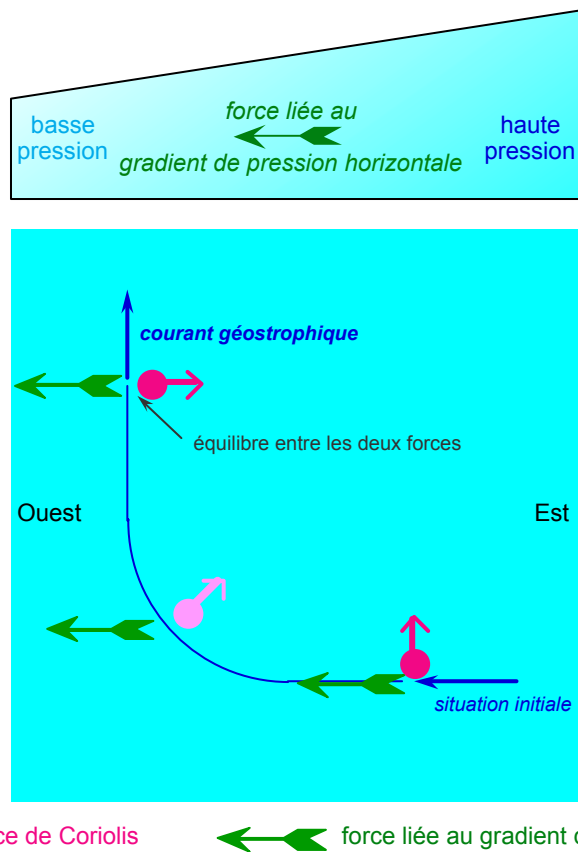


Figure 6 : Le courant géostrophique.

*Une particule s'écoulant d'une haute vers une basse pression est soumise à deux forces : La force liée au gradient de pression et la force de Coriolis. Cette dernière entraîne une déflexion vers la droite dans l'hémisphère nord, et la trajectoire de la particule s'infléchit jusqu'à ce que les deux forces soient égales et directement opposées : le courant est alors géostrophique et suit les isobares*

Le document n° 6 illustre la circulation générale de l'atmosphère. Pour la décrire nous commencerons à analyser les phénomènes qui se déroulent à l'équateur thermique.

L'ensoleillement important des régions équatoriales réchauffe les masses océaniques et continentales. Celles-ci, à leur tour, restituent l'énergie sous la forme d'un rayonnement infrarouge qui va échauffer les masses d'air. Ces masses d'air, plus chaudes et donc moins denses que le milieu environnant, s'élèvent par le biais de la poussée d'Archimède. Même si l'échauffement est faible, la diminution de la densité qui s'ensuit est considérable : ainsi, lorsqu'un mètre cube d'air (dont le poids à 20 °C est voisin de 1,3 kg) s'échauffe de 20 °C, son poids diminue de presque 80 grammes et cela suffit à lui donner chaque seconde une vitesse ascensionnelle supplémentaire de près de un mètre par seconde. Dans ces régions le mouvement des masses d'air est vertical : la colonne d'air est « allégé », c'est une zone dépressionnaire.

Ces masses d'air chaud équatoriales sont capables d'emmagasiner une grande quantité de vapeur d'eau qui, vers un kilomètre d'altitude et par détente adiabatique, va se condenser et précipiter : les zones équatoriales sont caractérisées par des pluies abondantes et régulières tout au long de l'année. Un autre phénomène important, lié à la condensation de la vapeur d'eau, est la libération de la chaleur latente de changement d'état qui va amplifier le gradient thermique entre les masses d'air ascendantes et le milieu environnant : la vitesse des ascendances atteint alors plusieurs mètres par seconde. L'épaisseur de la troposphère, zone par définition turbulente de l'atmosphère, y est maximale (environ 13 à 15 km contre 7 à 8 km sous les hautes latitudes).

Au sommet de l'ascendance une grande partie de l'air, refroidi par détente adiabatique et asséché par condensation de la vapeur d'eau, retombe de part et d'autre de la région équatoriale, approximativement

sur les zones tropicales. Cette retombée d'air est à l'origine d'une surcharge de la colonne atmosphérique et donc d'une zone anticyclonique ou de haute pression.

Au niveau du sol, la dépression créée par l'ascendance tend à être comblée par l'aspiration de masses d'air voisines qui donnent naissance à des vents réguliers, les alizés. L'action de la force de Coriolis défléchit la direction de ces vents : les alizés soufflent du nord-est dans l'hémisphère nord et du sud-est dans l'hémisphère sud. Les météorologues ont donné à cette région, où convergent les alizés, le nom de convergence intertropicale. Cette zone de convergence a une étendue en latitude d'une dizaine de degrés qui se déplace au cours de l'année en suivant les saisons. Sa localisation près de l'équateur lui vaut le nom de « chaudière équatoriale » ou de « pot au noir ».

L'action conjointe de ces deux mécanismes (ascension par dilatation de l'air et action de la force de Coriolis qui limite l'écoulement de l'air en altitude à 30° de latitude) est le moteur de la cellule de Hadley. Celle-ci nous fournit une première répartition des climats :

- la zone équatoriale est caractérisée par des pluies abondantes et régulières, et donc une végétation luxuriante,
- les zones tropicales sont balayées par des masses d'air sèches qui génèrent des déserts (Sahara, désert d'Acatama,...)

Sous les hautes latitudes se développe un type de cellule dont le fonctionnement est différent. Dans les régions polaires l'énergie solaire reçue est faible et les températures souvent très basses. L'air refroidi y est plus dense et a tendance à descendre vers le sol. Cette subsidence associée à la divergence polaire ne peut se faire qu'en prélevant de l'air en altitude. Alors que la cellule de Hadley est mue par l'échauffement des masses d'air, la cellule polaire l'est par le refroidissement. Son épaisseur est réduite, et la tropopause au-dessus des pôles est à une altitude de 7 à 8 kilomètres.

Entre la cellule de Hadley et la cellule polaire se développe une troisième cellule, beaucoup moins bien individualisée et couplée aux deux précédentes, la cellule de Ferrel. Cette cellule est séparée de la cellule polaire par le front polaire, zone de grand contraste thermique entre les masses d'air.

Pour un hémisphère et au niveau du sol, on peut donc identifier de l'équateur au pôle :

- une zone de dépression, la zone de convergence intertropicale,
- des vents réguliers, les alizés du nord-est,
- une zone anticyclonique, la zone de subsidence tropicale,
- des vents plus ou moins réguliers, les vents d'ouest,
- une zone dépressionnaire liée au front polaire,
- des vents d'est,
- une zone anticyclonique, la zone de divergence polaire.

Le climat de nos régions, que nous surveillons quotidiennement au travers des bulletins météorologiques, est sous l'influence de la zone de subsidence tropicale (l'anticyclone des Açores) et de la zone dépressionnaire boréale (les dépressions de mer d'Irlande et de mer du Nord). Le déplacement saisonnier de ce système nous fait bénéficier du beau temps en été grâce à la position septentrionale de l'anticyclone des Açores. En hiver par contre, cet anticyclone migre vers le sud et nous sommes soumis aux zones dépressionnaires du front polaire, tout en bénéficiant des vents d'ouest chargés de pluie. Cette migration annuelle est parfois perturbée et les zones dépressionnaires migrent vers le sud plus rapidement que ne s'évacue l'anticyclone des Açores. La cellule de Ferrel se réduit et des masses d'air, de température et d'hygrométrie fort différentes, entrent en collision : il en résulte des pluies abondantes, souvent catastrophiques, telles que celles que nous avons connu dans le Sud-Est de la France ces dernières années.

## **2) Les zones anticycloniques et dépressionnaires**

Dans une zone anticyclonique, ou de haute pression, l'air s'écoule du cœur de l'anticyclone vers l'extérieur. Dans une zone dépressionnaire, ou de basse pression, l'air s'écoule vers le cœur du cyclone comme nous le montre le document n° 12.

Les masses d'air qui s'écoulent vers une région de basse pression se meuvent selon une spirale convergente, tandis que celles qui s'épanchent d'une région de haute pression empruntent une spirale divergente. Dans l'hémisphère nord, en vertu de la force de Coriolis, la spirale centripète d'une convergence tourne dans le sens contraire des aiguilles d'une montre, tandis que la spirale centrifuge d'une divergence tourne dans le sens des aiguilles d'une montre. Dans l'hémisphère sud, le schéma est inverse.

Une zone de basse pression (zone de convergence au niveau du sol) crée un courant d'air ascendant qui, chargé d'humidité donnera naissance à une couverture nuageuse. Par contre, une zone anticyclonique (zone de divergence au niveau du sol) crée une aspiration des hautes couches de l'atmosphère. L'air de ces dernières est relativement sec, et la compression adiabatique (car la rapidité du phénomène ne permet pas d'échanges caloriques) liée à leur mouvement descendant réduit leur humidité relative : le ciel est alors clair et dépourvu de nuages.

Les anticyclones, comme les dépressions, peuvent avoir un cœur chaud ou un cœur froid. Les anticyclones à cœur froid engendrent une haute pression car l'air froid est relativement dense. Localisés sous les hautes latitudes, ils sont le résultat de l'affaissement de masses d'air refroidies au contact des régions couvertes de neige. L'air est extrêmement stable dans ces systèmes qui se maintiennent pendant de longues semaines : l'anticyclone de Sibérie en est le représentant le plus caractéristique.

## **E – La circulation océanique**

Comme l'atmosphère, l'océan est une masse fluide en perpétuel mouvement.

### **1) La circulation de surface**

Les courants de surface des océans sont de larges et lents déplacements des eaux de surface mis en mouvement par les vents. Ces vents qui soufflent à la surface des eaux océaniques les entraînent lentement, créant un courant dont la largeur est voisine de celle de la masse d'air qui les initialise, mais dont la profondeur excède rarement 50 à 100 mètres. La source d'énergie de ces mouvements d'eau est le Soleil, qui en réchauffant la Terre de façon inégale crée les vents. C'est pourquoi la circulation de surface des océans résulte de l'interaction de plusieurs phénomènes :

- les radiations du Soleil fournissent de l'énergie à l'atmosphère,
- l'ensoleillement inégal est à l'origine des vents,
- les vents qui entretiennent les courants de surface.

Schématiquement, dans les régions de basses latitudes, où les alizés soufflent du nord-est ou du sud-est, s'établissent les courants équatoriaux nord et sud (figure 7). Ces puissants courants équatoriaux accumulent de l'eau sur la bordure occidentale des océans, où l'on enregistre quelques dizaines de centimètres de différence d'altitude de la surface de l'océan (environ 50 cm pour le Pacifique occidental). Chacun de ces grands courants équatoriaux, de par l'influence de la force de Coriolis, voit une partie de ses eaux défléchie et entraînée dans de grands tourbillons océaniques giratoires de plusieurs milliers de kilomètres de diamètre. Au sein de chaque tourbillon giratoire on identifie des segments : ainsi, le Gulf Stream est la branche occidentale du tourbillon giratoire de l'Atlantique nord.

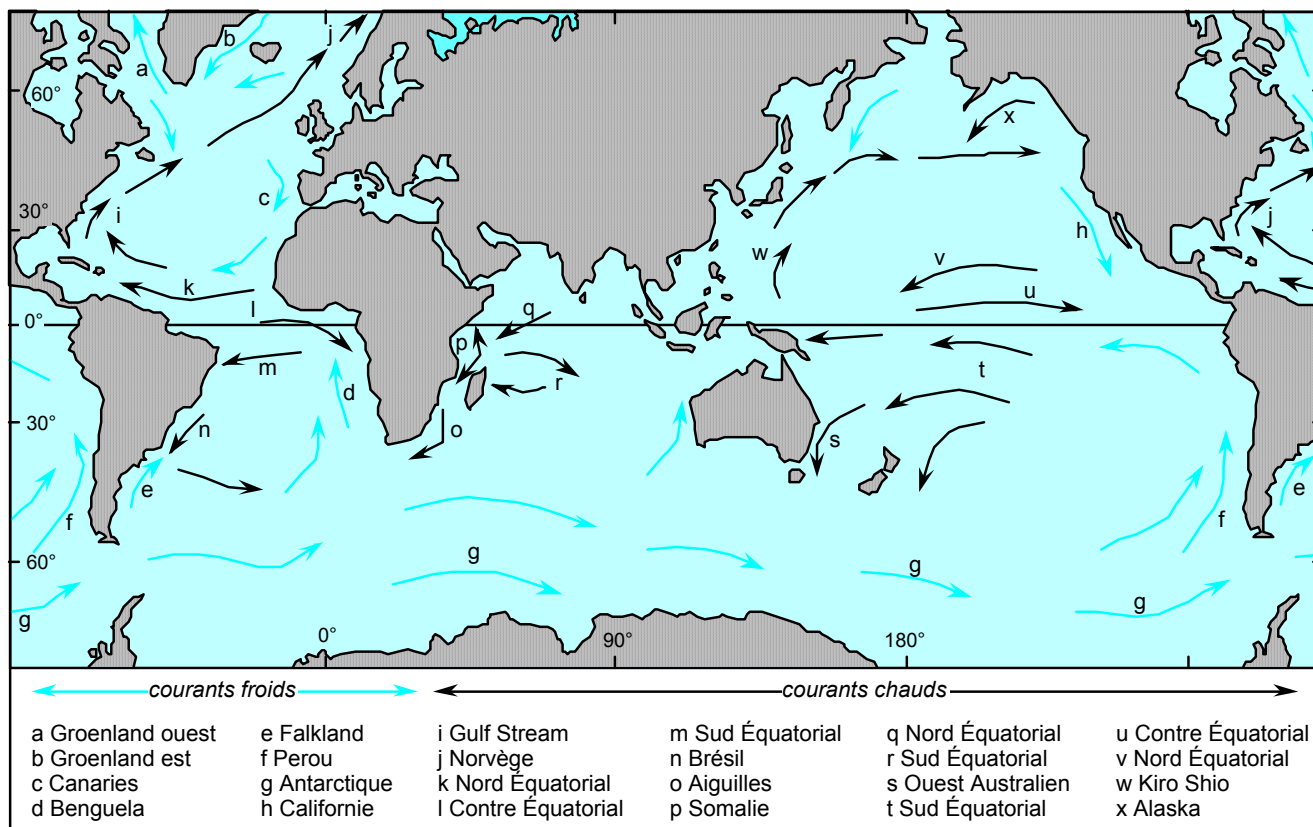


Figure 7: Les courants de surface

La géométrie des continents à la surface de la Terre modifie quelque peu le schéma théorique de la figure 7. On distingue cinq grands tourbillons giratoires, deux dans l'océan Pacifique, deux dans l'océan Atlantique et un dans l'océan Indien. Les courants des tourbillons giratoires boréaux circulent dans le sens des aiguilles d'une montre ; ceux des tourbillons giratoires austraux dans le sens inverse. À partir d'une certaine latitude, ces courants sont soumis aux vents d'ouest et prennent une direction ouest-est : le Kuroshio se transforme ainsi en courant nord-Pacifique, tandis que dans l'océan Atlantique le Gulf Stream se transforme en courant nord-Atlantique. Dans l'hémisphère austral les courants australien, du Mozambique et du Brésil rejoignent le courant circumpolaire antarctique qui s'écoule d'ouest en est sans aucun obstacle. La force des vents et la puissance de ce courant lui valent les dénominations de « quarantièmes rugissants » et de « cinquantièmes hurlants ».

À l'extrémité sud-est des tourbillons giratoires austraux, des courants froids remontent le long des façades occidentales des continents : courant de Humboldt sur la côte occidentale de l'Amérique du Sud, courant du Benguela sur la côte occidentale de l'Afrique du Sud, courant ouest-australien sur la côte occidentale de l'Australie.

Schématiquement des courants chauds qui naissent dans la zone équatoriale transportent de la chaleur vers les hautes latitudes, tandis que des courants froids de hautes latitudes s'écoulent vers le sud.

## 2) La circulation profonde

Le document n° 8 illustre un deuxième type de circulation, celui qui affecte l'océan en profondeur.

La plongée des eaux de surface, froides et sursalées, établit un lien entre l'atmosphère et l'océan profond. Elle est aussi le moteur d'une circulation globale appelée la circulation thermohaline car initiée par le double mécanisme de refroidissement et de sursalure par congélation de l'eau de mer.

L'initiation de cette circulation s'effectue dans les mers de Norvège et du Groenland, où des eaux de surface relativement chaudes et salées en provenance de l'océan Atlantique nord-ouest, sont refroidies, deviennent plus denses, et s'enfoncent dans un bassin confiné au nord d'une ride sous-marine joignant l'Écosse au Groenland. Ces eaux denses et sursalées débordent du bassin et s'écoulent dans les profondeurs de l'océan.

Ces eaux s'écoulent au fond de l'océan Atlantique et rejoignent le courant circumpolaire antarctique qui tourne dans le sens des aiguilles d'une montre autour de l'Antarctique. On estime que le flux de la circulation thermohaline est de 15 à 20 millions de  $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  (c'est-à-dire cent fois le débit de l'Amazone, le plus puissant des fleuves à la surface de la Terre. Le temps de résidence de ces eaux de fond avoisine le millier d'années.

### **3) Le couplage de ces circulations**

La circulation thermohaline (baptisée de « Great Conveyor Belt » par les océanographes anglo-saxons) associée au courant chaud de surface de type Gulf Stream est un efficace moyen d'échange de chaleur entre l'équateur et les hautes latitudes.

Si les courants chauds de surface transportent de la chaleur des basses vers les hautes latitudes, la circulation thermohaline prélève des eaux froides de surface pour les entraîner durant plusieurs milliers d'années au fond des océans : on peut réchauffer une pièce en lui soutirant des frigories.

Le mouvement de subsidence des eaux froides de l'Atlantique Nord est compensé par des mouvements de remontée, les upwellings.

La zone intertropicale est le domaine d'une intense évaporation et le siège de dépressions permanentes (le « pot-au-noir »). Ces deux phénomènes entretiennent des mouvements d'eaux verticaux appelés upwellings.

L'évaporation, qui transfère quotidiennement une certaine quantité d'eau de l'océan vers l'atmosphère, est compensée par des remontées d'eaux profondes.

Les zones cycloniques ou dépressionnaires sont un deuxième moteur. Dans l'hémisphère nord les vents tournent dans le sens inverse des aiguilles d'une montre et induisent, par le biais de la force de Coriolis, un transport centrifuge<sup>d</sup> des masses d'eau. Les eaux de surface divergent et sont remplacées par des upwellings. À la différence du phénomène précédent, les upwellings sont ici locaux et circonscrits.

Les eaux froides des upwellings sont riches en gaz dissous (dioxyde de carbone par exemple) et en éléments nutritifs (nitrates, phosphates,...) et favorisent la productivité primaire de l'océan. Dans une étroite bande de 10 degrés de latitude de part et d'autre de l'équateur la productivité primaire est 40 fois plus élevée qu'à 40 degrés de latitude nord ou sud.

Les upwellings ont aussi un rôle extrêmement important dans les échanges gazeux entre l'océan et l'atmosphère. Riches en  $\text{CO}_2$ , ils sont le lieu de dégazage le plus efficace de l'océan et leur intensité est l'un des régulateurs des cycles climatiques.

---

<sup>d</sup> nommé transport d'Ekman

## ***F – Les interactions océan-atmosphère***

Le maximum d'ensoleillement annuel est localisé aux latitudes où le Soleil culmine au zénith et se déplace entre les tropiques du Cancer et du Capricorne (23° 27' nord et sud). Dans le domaine océanique cet ensoleillement entraîne un stockage de chaleur atmosphérique par changement d'état de l'eau (chaleur latente de vaporisation) et un stockage de chaleur aquatique sur une épaisseur de quelques dizaines de mètres, proches de la surface (chaleur spécifique ou massique de l'eau). Il s'agit donc d'un double stockage dans chacun des deux grands fluides terrestres.

Sur les continents les mécanismes sont quelques peu différents et l'échauffement est essentiellement stocké dans le fluide atmosphérique.

Quelles sont les interactions entre ces deux enveloppes fluides ?

### ***1) Les transferts d'énergie externe à la surface du globe***

Le bilan entre l'intensité radiative reçue et celle émise à la surface de la Terre est positif entre l'équateur et 40° de latitude nord, négatif sous les hautes latitudes (document n° 7). S'il n'existait aucun transfert de chaleur entre les basses et les hautes latitudes, notre planète s'échaufferait continuellement dans les zones équatoriales et se refroidirait sans cesse dans les zones polaires. Son équilibre thermique est assuré par un double transfert de chaleur de l'équateur vers les pôles :

- d'une part par le mouvement des masses océaniques qui sont le plus efficaces dans le domaine tropical,
- d'autre part par l'atmosphère qui prend le relais entre les tropiques et 60° de latitude nord.

L'asymétrie de la répartition des continents et des océans, entre l'hémisphère nord et l'hémisphère sud, entraîne un transfert d'énergie méridional entre 0 et 5° nord. La circulation thermohaline, quant à elle, est représentée par un transport négatif sur le document n° 7.

Ces transferts peuvent être différenciés suivant leurs vecteurs (chaleur latente pour l'atmosphère et grands courants giratoires pour l'océan) et suivant les saisons (été austral et été boréal). Les premiers agissent aux basses latitudes, les seconds aux moyennes latitudes.

### ***2) Le rôle des processus hydrologiques***

La vaporisation de l'eau et la condensation de sa vapeur, associés à la sursalure par congélation et à la dessalure par les pluies équatoriales nous permettent de comprendre le rôle fondamental des processus hydrologiques dans l'équilibrage thermique de notre planète. Le document n° 10 est une synthèse de ce rôle.

Au niveau de l'océan, stabilité et instabilité des eaux sont gouvernées par leur salinité.

- Sous les hautes latitudes, la formation de glace de mer (la banquise) sursale l'eau de mer et les basses températures atmosphériques la refroidissent. Sa densité augmente et instable, elle entre en subsidence.
- Sous les basses latitudes les pluies équatoriales dessalent les eaux de surface. Le gradient de densité augmente avec la bathymétrie et la colonne d'eau est stable.

- Sous les latitudes tropicales, les vents secs de la base de la cellule de Hadley entraînent un bilan « précipitations - évaporation » négatif : les eaux océaniques se sursalent et entrent en subsidence locale.

À un océan équatorial stable, avec une thermocline permanente, s'oppose donc un océan polaire instable, dépourvu de thermocline.

Au niveau de l'atmosphère, stabilité et instabilité des masses d'air sont gouvernées par les changements d'états de l'eau.

- Sous les basses latitudes, la grande quantité d'énergie solaire entraîne l'échauffement des masses d'air dont la densité diminue. Les masses d'air s'élèvent et la colonne d'air est instable.
- Sous les hautes latitudes, le déficit d'ensoleillement refroidit les masses d'air qui se densifient. Le gradient de densité diminue avec l'altitude et la colonne d'air est stable.

À une atmosphère équatoriale instable, avec une tropopause élevée, s'oppose une atmosphère polaire stable, avec une tropopause relativement basse (voir document n° 9).

Les changements d'états de l'eau, vaporisation pour l'atmosphère et congélation pour l'hydrosphère sont les phénomènes essentiels de ces processus hydrologiques :

- l'atmosphère froide et stable des hautes latitudes favorise la congélation et l'instabilité de l'océan,
- l'océan chaud et stable des basses latitudes entretient le cycle vaporisation-condensation et donc l'instabilité de l'atmosphère.

### **3) Les interactions océan-atmosphère**

Les interactions océan-atmosphère, qui concernent 71 % de la surface de notre planète sont l'agent essentiel de la répartition et de la variabilité spatio-temporelle des climats. Sur le document n° 9, qui reprend une partie des informations du document n° 10, nous observons que les gradients de températures les plus élevés, et donc responsables de la stabilité des colonnes de fluides, sont polaires pour l'atmosphère et équatoriaux pour l'océan.

Réciproquement, les gradients les plus lâches affectent l'atmosphère équatoriale et l'océan polaire. C'est cet antagonisme qui autorise les interactions de l'océan vers l'atmosphère sous les basses latitudes et inversement, de l'atmosphère vers l'océan sous les hautes latitudes.

Schématiquement, de la chaleur est « pompée » dans l'océan équatorial et du froid est « soutiré » dans l'atmosphère polaire. Ce double système d'échanges caloriques assure l'équilibre thermique de la planète.

### **G – Un exemple de perturbation : El Niño Southern Oscillation (ENSO)**

De mémoire d'homme les marins péruviens observent chaque année un courant côtier qui s'écoule vers le sud. Certaines années ce courant est particulièrement intense, les eaux plus chaudes et les pêches bien plus modestes. Ils nomment alors ce courant " El corriente del Niño " (le courant de l'enfant Jésus), car il se manifeste à l'époque de Noël et perdure quelques mois.

Au début du XX<sup>ème</sup> siècle, Sir Gilbert Walker, directeur général des observatoires en Inde, cherche à prévoir les moussons. Compulsant toutes les observations atmosphériques disponibles, il note que lorsque la pression atmosphérique augmente à l'Ouest du Pacifique, près de l'Australie, elle diminue à l'Est, près de



l'Amérique du Sud, et inversement. Il décèle ainsi l'existence d'un énorme transfert de masse à l'échelle de l'océan Pacifique qu'il nomme l'oscillation australe.

Ce n'est qu'en 1957, pendant l'année géophysique internationale, que le lien fut établi entre ces deux phénomènes et que l'on prit conscience de l'ampleur géographique de ce couplage, appelé depuis ENSO (El Niño Southern Oscillation).

Pour comprendre le phénomène ENSO, abusivement qualifié « d'anormal », il faut d'abord analyser le fonctionnement « normal » du système océan-atmosphère dans le Pacifique équatorial (document n° 14 - 27/02/99). Cet océan s'étend sur plus de 17 000 kilomètres de long de l'Équateur, à l'est, à l'archipel des Molluques, à l'ouest. Dans cette bande équatoriale, l'atmosphère et l'océan absorbent un fort rayonnement solaire et accumulent ainsi une importante énergie thermique. L'air chaud de cette région, moins dense, s'élève et est remplacé par l'air des alizés (du Nord-Est pour l'hémisphère boréal et du Sud-Est pour l'hémisphère austral). De part et d'autre de sa zone équatoriale soufflent donc les alizés du Pacifique qui ont pour effet de créer deux longs courants marins qui s'écoulent d'est en ouest, parallèlement à l'équateur et de chaque côté de celui-ci. Largés d'un millier de kilomètres en moyenne, ces courants équatoriaux de surface transportent chacun un million et demi de kilomètres cubes d'eau. Il s'ensuit une énorme accumulation d'eaux chaudes (de 28 à 29 degrés Celsius) dans la partie ouest du Pacifique qui induit une surélévation du niveau marin de 50 centimètres.

Comme ces eaux chaudes ne peuvent s'accumuler indéfiniment, une partie importante repart en sens inverse, de l'Asie vers l'Amérique. Elle emprunte alors une sorte d'allée centrale, comprise entre les deux courants équatoriaux, le contre-courant équatorial. Ce contre-courant s'écoule facilement car il n'est pas gêné par des vents contraires : il se situe en effet dans la zone de convergence intertropicale, là où les vents sont pratiquement inexistantes. Le contre-courant équatorial et la zone de convergence ne sont pas strictement placés sur l'équateur mais sont décalés de cinq à dix degrés vers le nord. Les eaux chaudes du contre-courant équatorial rencontrent ainsi le plus souvent les côtes de l'Amérique Centrale et du Mexique, se déplacent vers le nord et repartent dans le courant nord-équatorial. En règle générale, les côtes de l'Amérique du Sud se situent ainsi en totalité au Sud du circuit des eaux chaudes du contre-courant équatorial.

La partie méridionale des côtes du Chili, bordée par l'anticyclone du Pacifique Sud qui engendre des vents allant du sud-ouest vers le nord-est, est baignée par des eaux froides provenant des hautes latitudes : le courant de Humboldt. Plus au nord, au-delà du 30<sup>ème</sup> parallèle Sud, les vents tournent vers le nord-ouest et deviennent les alizés. Les eaux de surface du courant de Humboldt sont alors entraînées vers le large et sont remplacées par des eaux profondes, riches en éléments nutritifs. Cette remontée d'eaux profondes ou upwelling se traduit par une extraordinaire abondance en plancton, en poissons et en oiseaux de mer qui s'en nourrissent. Ce phénomène, localisé sur la côte péruvienne vers 7-8° S et 15-16° S et sur la côte chilienne vers 22-23° S et 30° S, fait de ces pays les plus grands producteurs de poissons (anchois et sardines en particulier) et de guano du monde.

Chaque année, de janvier à mars, lors de l'été austral, l'anticyclone du Pacifique Sud se déplace vers le sud-ouest : les alizés faiblissent, les upwellings disparaissent et le contre-courant sud-équatorial s'étale vers le sud. Ces eaux chaudes, et donc moins denses recouvrent les eaux fraîches du courant de Humboldt. Cette masse d'eau chaude qui élève la température de l'océan de 3 à 4 °C, développe une dépression atmosphérique de quelques millibars accompagnée de pluies sur les côtes d'Amérique du Sud.

Phénomène climatique saisonnier, El Niño apparaît début décembre. Et la situation « normale » que nous venons de décrire, quoique stable, s'écarte parfois de son état d'équilibre durant les événements *El Niño-oscillation australe*. Au cours de ces événements, l'énorme masse d'eau chaude située dans le Pacifique Ouest se déplace vers le Pacifique central et Est, avec son cortège de perturbations atmosphériques

(document n° 14 - 10/12/97). On a dénombré une dizaine d'événements El Niño durant les 70 dernières années (1925, 1930, 1941, 1951, 1957, 1977, 1982, 1992 et 1994).

Cette couverture d'eau chaude, moins riche en produits nutritifs, entraîne une destruction catastrophique du plancton et donc des poissons. Avant de disparaître ceux-ci pourrissent et produisent de l'hydrogène sulfuré, un gaz nauséabond auquel El Niño doit le nom poétique de " Peintre de Callao " qu'on lui attribuait autrefois : les peintures blanches des bateaux étaient alors constituées d'oxyde de plomb ( $PbO_2$ , la céruse) et celle-ci noircissait sous l'action de l'hydrogène sulfuré en se transformant en sulfure de plomb.

Lorsque El Niño se manifeste de façon aussi marquée, l'eau chaude qui s'étale sur une énorme superficie entraîne l'apparition d'une forte dépression atmosphérique chargée d'air très humide et des déluges de pluie s'abattent sur la côte : il peut tomber plus de trois mètres d'eau dans la région de Guayaquil.

Pendant que les déluges s'abattent sur l'extrémité orientale du Pacifique, à l'autre extrémité, en Australie orientale et en Indonésie, une sécheresse sévit.

Mais cet événement ne se limite pas seulement aux deux extrémités de l'océan Pacifique. Puisque l'anticyclone du Pacifique Sud disparaît, les alizés s'évanouissent aussi et la température des eaux de surface augmentent régulièrement jusqu'à dépasser les 27 °C, seuil limite de la production des cyclones tropicaux. Cette élévation de température, partie de l'équateur, atteint alors les 25° de latitude sud, c'est à dire des régions où la force de Coriolis est suffisante pour que les cyclones se forment.

ENSO dépasse largement le cadre de l'océan Pacifique Sud. La situation étant symétrique de part et d'autre de l'équateur, le courant de Californie, qui est l'homologue boréal du courant de Humboldt, disparaît ainsi que les alizés et les upwellings. En l'absence d'alizés, les eaux du Pacifique Nord se réchauffent et les îles Hawaii sont balayées par des cyclones.

ENSO, par delà le Pacifique, affecte l'ensemble du système climatique mondial. Les centres des deux autres anticyclones austraux, celui de l'océan Atlantique et celui de l'océan Indien, quittent leur position habituelle au milieu de ces océans pour glisser vers l'ouest et recouvrir respectivement l'Amérique du Sud et l'Afrique australe. Il s'ensuit un accroissement notable de la sécheresse sur les zones arides du Kalahari ou dans des régions normalement soumises à un cycle de saisons sèches et de saisons humides comme le nord de l'Argentine, l'est du Paraguay et le sud du Brésil.

Les progrès dans la connaissance de ce type de phénomène climatique ont été réalisables grâce à l'utilisation conjointe des mesures *in situ*, des observations par satellite et des simulations numériques. Les mesures par satellite sont particulièrement utiles : elles seules donnent une vision de tout le bassin océanique qui englobe les diverses échelles spatio-temporelles. De l'espace, on mesure la température des eaux de surface et le niveau de la mer dont on déduit les courants de surface.

Un des derniers satellites, TOPEX/POSEIDON, mis en orbite à 1 300 kilomètres d'altitude en août 1992, possède deux radars altimétriques capables de mesurer les variations du niveau de la mer au centimètre près (document n° 14). On observe ainsi les variations saisonnières, interannuelles (ENSO) et globales. En décembre 1997, dans le Pacifique équatorial Ouest, TOPEX/POSEIDON a détecté une anomalie positive du niveau de la mer, d'environ treize centimètres. En temps quasi réel, on a vu cette anomalie se propager vers l'Est, le long de l'équateur, et atteindre les côtes d'Amérique du Sud moins de deux mois plus tard. La propagation de cette onde équatoriale, dite de Kelvin, est attribuée à un événement El Niño. Au début de l'année 1999, on a décelé une forte anomalie négative du niveau de la mer au centre de l'océan Pacifique équatorial. Elle correspondait à une anomalie froide de la température de surface et on l'associe cette fois au début de La Niña, phénomène inverse à El Niño.

## H – Conclusion générale

Approximativement sphérique, la Terre est baignée d'un flux d'énergie solaire fortement contrasté entre les pôles et l'équateur. Deux enveloppes fluides, l'atmosphère et l'hydrosphère, de faible viscosité, de faible épaisseur, mais dont l'interface occupe 71 % de la surface de la planète assurent sa régulation thermique. Ce mécanisme, en équilibre stationnaire à court terme, est sujet à des modifications à long terme, essentiellement en fonction de l'orbitographie terrestre : les différents épisodes glaciaires depuis quatre milliards d'années sont là pour en témoigner.

Aujourd'hui cependant, les impacts anthropiques perturbent ce système. L'industrialisation récente des sociétés humaines modifie la composition de l'atmosphère et donc son potentiel d'absorption calorique. Les gaz à effet de serre ( $\text{CO}_2$ ,  $\text{CH}_4$ , CFC...) entraînent une augmentation de la température de l'atmosphère ( $\approx 0,8$  °C en un siècle) et, corrélativement, une augmentation de la vapeur d'eau atmosphérique qui est elle-même un gaz à effet de serre.

Ce déséquilibre qui, dans un premier temps, semble être un mécanisme à rétroaction positive aboutissant à un réchauffement global et inéluctable de notre planète, peut entraîner une réponse fort différente :

- le réchauffement de l'atmosphère favorise la fonte des calottes glaciaires,
- cette fonte libère de l'eau douce dans les régions de hautes latitudes,
- l'épanchement de ces eaux peu denses en mer de Norvège et sur le pourtour de l'Antarctique peut bloquer la genèse de la circulation thermohaline.

La stabilisation de la colonne d'eau des régions polaires, en supprimant l'un des deux mécanismes de régulation thermique de la planète, entraînerait *ipso facto* un épisode glaciaire.

Si, aujourd'hui, nous connaissons mieux la géodynamique des enveloppes fluides de la Terre, nous sommes loin de connaître et de prévoir les réponses du système océan-atmosphère aux modifications liées à l'impact anthropique.