



LES FONDAMENTAUX

LE CYCLE DE L'EAU

Guy JACQUES

 HACHETTE
Supérieur

LES FONDAMENTAUX
LA BIBLIOTHÈQUE DE BASE DE L'ÉTUDIANT EN SCIENCES
— 1^{er} cycle —

LE CYCLE DE L'EAU

Guy JACQUES
Directeur de recherches
au CNRS, ORSTOM Paris

HACHETTE

LES FONDAMENTAUX

LA BIBLIOTHÈQUE DE BASE DE L'ÉTUDIANT EN SCIENCES

— 1^{er} cycle —

Dans la même collection :

- Algèbre linéaire* (M.-C. Chatard-Moulin, J. Ezquerro, D. Fredon, A. Salinier)
Algèbre pour économistes (M. Mérigot)
Analyse, tome 1 (M.-C. Chatard-Moulin, J. Ezquerro, D. Fredon, A. Salinier)
Analyse, tome 2 (M.-C. Chatard-Moulin, J. Ezquerro, D. Fredon, A. Salinier)
Écosystèmes aquatiques (C. Lévêque)
Éthologie comparée (D. Buican)
Évolution de la pensée biologique (D. Buican)
L'évolution aujourd'hui (D. Buican)
Le cycle du carbone (H. Jupin)
L'Univers des galaxies (D. Benest, A. Blanchard, L. Bottinelli, S. Collin, C. Froeschlé, L. Gougouenheim, J. Lefèvre, L. Nottale)
Le monde des étoiles (D. Benest et C. Froeschlé, E. Schatzman, J.-P. Rozelot, L. Gougouenheim, M. Loulergue, C. Waelkens, J.-P. Zahn)
Les planètes et leur environnement (D. Benest et C. Froeschlé, F. Barlier, M. Blanc, S. Maurice, J.-P. Peulvast, F. Suagher)
Pour comprendre les probabilités (J. Fourastié, M. Berrondo-Agrell)
Statistique descriptive (G. Chauvat, J.-P. Réau)

© HACHETTE Livre 1996. 43, quai de Grenelle, 75905 Paris Cedex 15.
ISBN 2.01.14.5128.0

Tous droits de traduction, de reproduction et d'adaptation réservés pour tous pays.

Le Code de la propriété intellectuelle n'autorisant, aux termes des articles L. 122-4 et L. 122-5, d'une part, que les « copies ou reproductions strictement réservées à l'usage privé du copiste et non destinées à une utilisation collective », et, d'autre part, que « les analyses et les courtes citations » dans un but d'exemple et d'illustration, « toute représentation ou reproduction intégrale ou partielle, faite sans le consentement de l'auteur ou de ses ayants droit ou ayants cause, est illicite ».

Cette représentation ou reproduction, par quelque procédé que ce soit, sans autorisation de l'éditeur ou du Centre français de l'exploitation du droit de copie (3, rue Hautefeuille, 75006 Paris), constituerait donc une contrefaçon sanctionnée par les articles 425 et suivants du Code pénal.

Introduction

Il eut été plus juste d'appeler la Terre « planète eau » ou, plus exactement « planète océan », tant elle apparaît, vue de l'espace, comme une boule bleue tachée çà et là de brun, particulièrement dans l'hémisphère Nord. Cette omniprésence de l'eau est pourtant une sorte de miracle, puisque la Terre, comme Mars, Mercure et Vénus, est une planète tellurique formée des éléments lourds où l'eau est à l'état de trace. C'est à un bombardement secondaire de comètes, constituées de glace et d'un peu de poussières, que la Terre doit l'essentiel de son eau. Et c'est à sa distance « idéale », à 150 millions de kilomètres du Soleil, qu'elle doit de posséder l'eau sous ses trois états solide, liquide et gazeux. À moins de 130 millions de kilomètres, il n'y aurait eu que de la vapeur, à plus de 170 millions uniquement de la glace. Survint alors, il y a plusieurs centaines de millions d'années, le plus fantastique orage de tous les temps ; l'eau, initialement sous forme de vapeur, se refroidit et se condense sous forme liquide. C'est alors peut-être cent ou mille mètres d'eau qui tombent sur la planète encore partiellement en fusion, s'évaporant de nouveau et formant un cycle infernal. La planète est alors couverte de nuages, comme Vénus ou Jupiter aujourd'hui.

Malheureusement pour l'Homme, l'eau douce, dont il a un besoin croissant, représente seulement 6 % du volume aqueux, une bonne partie étant de plus prisonnière des glaces ou enfouie dans le sous-sol. Malgré tout, la quantité d'eau douce disponible chaque année est d'un tiers supérieure aux besoins de l'Homme, même si la demande a décuplé depuis le début du siècle. Mais à l'inégalité de la répartition géographique, à la succession de périodes sèches et de trombes d'eau s'ajoute l'inégalité du portefeuille : un habitant d'Amérique du Nord utilise soixante dix fois plus d'eau qu'un Ghanéen. Mais moins que les piscines californiennes, ce sont plutôt les agriculteurs du Middle

West qui creusent cet écart : plus des deux tiers de l'eau est consommée sur la planète pour les besoins de l'agriculture, à peine un quart pour l'industrie et moins du dixième pour les particuliers.

Dossier sensible pour les gouvernements, facteur de vie mais également vecteur de mort pour les citoyens que menacent sécheresses, inondations et pollutions, l'eau a toujours hanté les cultures humaines, demeurant même à l'époque actuelle un objet en partie énigmatique pour les chimistes et les physiciens. Il fallut d'ailleurs attendre LAVOISIER (1743-1794) pour que l'eau, vue comme un corps simple à l'instar du feu, de l'air et de la terre, soit reconnue comme un corps composé ; débutait alors l'histoire de la chimie de l'eau proprement dite.

Il nous semble maintenant évident que l'eau effectue à la surface de la Terre un cycle sans fin. Pourtant la compréhension, voire la conception du cycle de l'eau, est récente et l'hydrologie n'a guère plus de trois siècles. Souvenons-nous que PLATON enseignait que toutes les eaux de source provenaient de l'immense réservoir du Tartare creusé dans les entrailles de la Terre et que les eaux des fleuves et des mers y retournaient. ARISTOTE de son côté, tout en niant que les précipitations soient suffisantes pour entretenir les fleuves, pensait que l'eau de la mer se transformait en air, puis que cet air redevenait eau sous l'influence du froid dans des cavernes souterraines où naissaient les sources et les fleuves. C'est seulement en 1670 que PERRAULT, le frère du conteur, mesura la hauteur des pluies dans le bassin supérieur de la Seine, réalisant qu'elles représentaient six fois le débit du fleuve. Il est clair que l'eau des différents réservoirs de la planète, océans, atmosphère, eaux de surface et eaux souterraines, est engagée dans un système unique de circulation qui a besoin d'une énorme quantité d'énergie fournie par la « chaudière solaire » : cycle de l'eau et cycle de l'énergie sont intimement liés.

Ce fil conducteur du cycle de l'eau constitue l'épine dorsale de cet ouvrage dont le champ ne se réduit pourtant pas à la seule étude des flux entre atmosphère, cryosphère, biosphère, sols et océans. Comment, en effet, comprendre cette circulation planétaire sans connaître les propriétés unique de l'eau et sans comprendre les mécanismes qui assurent évaporation et précipitation ? Enfin, comment ne pas considérer à quel point et de quelle manière les activités humaines modifient de plus en plus profondément ce cycle ?

Table des matières

Introduction	3
Chapitre 1 — La nature de l'eau	9
I. Originalité et structure de l'eau	9
A/ Propriétés de base de l'eau	10
B/ La molécule d'eau	13
II. L'eau de mer	15
III. La glace	16
IV. Les changements d'état	17
Chapitre 2 — L'eau dans les différents milieux	22
I. Présentation des principaux réservoirs	22
II. L'eau dans l'atmosphère	23
III. Les océans	26
IV. Les glaciers	28
A/ Les calottes polaires	29
B/ Climat, calottes polaires et niveau des mers	30
C/ Glace de mer et icebergs	38
D/ Glaciers continentaux et surfaces enneigées	39
V. L'eau sur les terres émergées	41
A/ Les eaux courantes	41
B/ Les lacs	43
C/ L'eau dans le système sol-plante	46
D/ Les eaux souterraines	47
VI. L'eau dans la cellule	51

Table des matières

Chapitre 3 — Les mécanismes du cycle de l'eau	55
I. Cycle de l'eau et cycle de l'énergie	55
A/ Une « usine » à distiller l'eau de mer	55
B/ Le cas particulier des cyclones	59
C/ L'énergie solaire, « moteur » du cycle hydrique	61
II. Mécanismes en jeu dans le cycle de l'eau	66
A/ L'humidité de l'air	66
B/ Évaporation et transpiration des végétaux	69
C/ Les précipitations	74
Chapitre 4 — Circulation de l'eau à l'échelle de la planète	77
I. Principales étapes du cycle	77
II. La circulation atmosphérique, clef du cycle de l'eau	82
A/ La zone intertropicale	82
B/ Des tropiques vers les pôles	86
III. Les fluctuations climatiques liées à El Niño. Conséquences sur le cycle de l'eau	87
A/ El Niño – Oscillation Australe	87
B/ Quelques événements reliés à El Niño	90
IV. Le couple évaporation – précipitations	95
A/ L'évaporation	95
B/ Les précipitations	97
C/ Le bilan « $E - P$ »	105
V. L'eau à la surface de la terre	113
A/ L'écoulement par les cours d'eau	115
B/ Les systèmes « tampon »	120
C/ Les aspects qualitatifs	127
VI. Tout finit en mer	128
Chapitre 5 — L'eau et l'Homme, l'Homme et l'eau	131
I. La répartition des ressources en eau	133
II. Les variations d'une année à l'autre	135
A/ L'eau redoutable	135
B/ Un exemple : la sécheresse au Sahel ou la complexité de la prévision	137
III. La gestion des systèmes aquatiques	139

IV. L'Homme et le cycle de l'eau	144
A/ Les besoins de l'homme et leur évolution	144
B/ Perturbations anthropiques du cycle de l'eau	145
C/ Vers l'économie de l'eau	150
<i>Index</i>	155
<i>Bibliographie</i>	159

La nature de l'eau

I. ORIGINALITÉ ET STRUCTURE DE L'EAU

Pour les Anciens, le monde résultait de la combinaison de quatre éléments : le feu, la terre, l'air et l'eau. Combien de temps, combien d'errances, combien de polémiques a-t-il fallu avant que l'on puisse écrire « eau = H₂O » ? LAVOISIER, lors d'une expérience de combustion conduite en 1772, soupçonna d'abord le rôle de « l'air vital », le futur oxygène, pendant que CAVENDISH étudiait « l'air inflammable », le futur hydrogène. CAVENDISH passa d'ailleurs bien près de la gloire puisqu'il écrivit, en 1784 : « quatre cent vingt-sept mesures d'air inflammable sont presque suffisants pour phlogistiquer complètement mille mesures d'air commun » ; il venait, sans en avoir conscience, de déterminer avec précision la composition volumétrique de l'eau. C'est LAVOISIER qui, après avoir mis au point une méthode de préparation de l'hydrogène en faisant passer de l'eau sur du fer chauffé à blanc (l'engouement pour les montgolfières impliquait la production d'hydrogène), conduisit, du 27 février au 1^{er} mars 1785, la grande expérience de décomposition et de recombinaison de l'eau. Cette expérience fut d'autant plus spectaculaire que nombre d'académiciens y assistèrent ; CHAPTAL et BERTHOLLET, entre autres, se convertirent rapidement aux idées défendues jusqu'alors par le seul LAVOISIER. Et pourtant, après deux cents ans de recherches, cette molécule défie encore physiciens et chimistes tant certaines de ses propriétés sont « anormales ». À tel point que, curieusement, on en sait plus aujourd'hui sur le noyau de l'atome que sur le mécanisme d'étalement d'une goutte d'eau sur une surface solide ou sur la formation des tourbillons lorsque l'on vide une baignoire.

A/ Propriétés de base de l'eau

On ne peut comprendre le cycle de l'eau sans avoir à l'esprit son caractère unique, ce que ne laissent pas supposer les « leçons de choses » qui la définissaient comme un liquide « incolore, inodore et sans saveur » :

• L'eau est un liquide très mobile

L'eau est un corps continu sans rigidité qui coule, s'échappe, file entre les doigts, remplit tout, s'étale dans l'espace. La mécanique des fluides, outil d'ingénieur, s'est d'ailleurs développée avant que le concept de molécule n'existe.

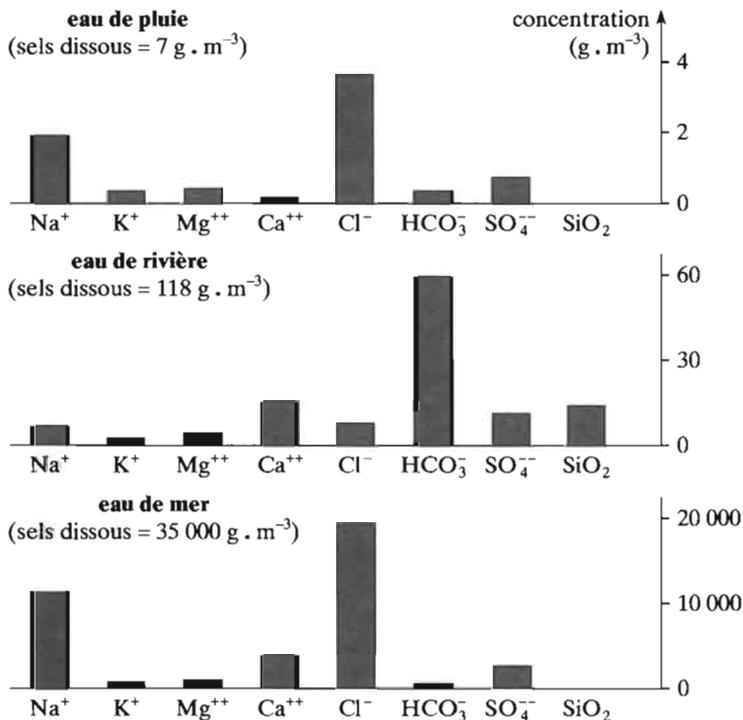


Figure 1. Composition chimique comparée des eaux de pluie, des eaux de rivière et de l'eau de mer.

Comparé à l'eau de mer (attention aux échelles de concentrations très différentes), les fleuves sont très faiblement minéralisés, surtout ceux d'Afrique et d'Amérique du Sud. Leur composition chimique dépend de la nature des sols lessivés, même si les ions bicarbonate HCO₃⁻ (provenant du CO₂ atmosphérique et des roches) et Ca⁺⁺ (issu de la dégradation aisée des roches sédimentaires) prédominent.

• **L'eau est un très bon solvant**

L'eau dissout plus de substances et en plus grande quantité que tous les autres liquides (Fig. 1) :

- c'est une des causes de la salinité de l'eau de mer (Fig. 2) ; les rivières lessivent le continent et conduisent dans l'Océan de grandes quantités de sels dissous, alors que c'est de l'eau douce qui s'évapore à partir de l'Océan ;
- l'eau constitue un milieu favorable à la production primaire grâce à la présence de nutriments et d'éléments traces ; leur excès entraîne des phénomènes d'eutrophisation.

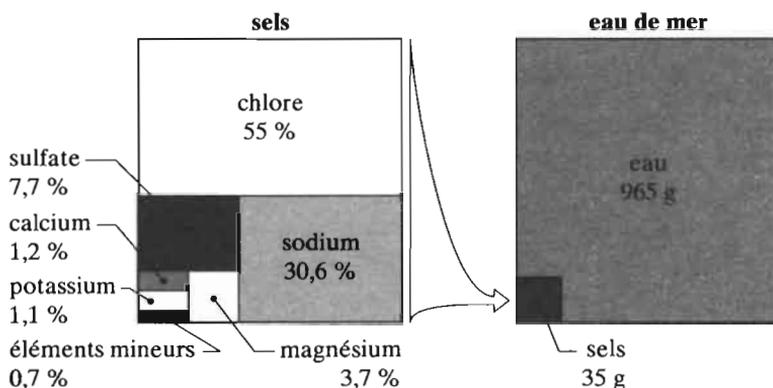


Figure 2. Salinité de l'eau de mer.

• **L'eau possède une chaleur spécifique élevée** ($4,18 \cdot 10^3 \text{ J.kg}^{-1}.\text{°C}^{-1}$)

La chaleur spécifique est la quantité de chaleur nécessaire pour augmenter la température d'une masse unité de 1 °C . L'eau possède la chaleur spécifique la plus élevée de tous les solides et liquides, excepté l'ammoniaque NH_3 :

- l'eau régule la répartition des températures et joue un rôle clé dans le transport de chaleur ;
- l'eau est un mauvais conducteur de la chaleur, ce qui explique que, « chauffé par le haut », l'Océan, d'une profondeur moyenne de trois mille mètres, est surtout une hydrosphère froide.

• **L'eau présente une chaleur latente de fusion** ($3,33 \cdot 10^5 \text{ J.kg}^{-1}.\text{°C}^{-1}$) **et d'évaporation** ($2,25 \cdot 10^6 \text{ J.kg}^{-1}$) **élevées**

La chaleur latente est la quantité de chaleur nécessaire pour fondre et évaporer une masse unité au point de fusion ou au point d'évaporation.

Ces constantes sont les plus élevées de tous les solides et liquides, excepté, pour la chaleur latente de fusion, NH_3 :

- effet de thermostat autour du point de fusion ;
- rôle essentiel dans le transfert de chaleur et d'eau au sein de l'atmosphère.

Les valeurs extrêmement hautes à la fois de la chaleur spécifique et des chaleurs latentes impliquent qu'une grande quantité de chaleur est nécessaire pour élever la température de l'eau, puis pour l'évaporer. Le volume considérable des océans leur confère un rôle majeur de tampon thermique, ce qui explique que la température à la surface de la Terre ne s'écarte pas d'une gamme de quelques dizaines de degrés.

• **La densité du liquide (eau) est plus grande que celle du solide (glace)**

La densité de l'eau passe par un maximum à 4 °C et l'eau gèle à 0 °C. Immédiatement au-dessus du point de fusion, le solide est donc moins dense que le liquide : la glace flotte. Cette propriété explique que rivières, lacs et océans (point de congélation et maximum de densité autour de -1,9 °C) gèlent depuis la surface ; dans une autre configuration structurale, les océans polaires auraient pu être gelés au fond ; cela aurait conduit la Terre, au fil du temps, à devenir une planète glacée.

La distribution verticale des masses d'eau océaniques, donc la circulation profonde, serait bouleversée si la densité maximale de l'eau de mer se situait à une autre température.

• **L'eau absorbe fortement le rayonnement infrarouge, largement l'ultraviolet, mais elle est transparente et « neutre » dans le spectre visible (incolor)**

La vapeur d'eau, composante importante de l'atmosphère, limite la pénétration de l'infrarouge, à l'exception d'une fenêtre entre 8 et 11 μm . Elle absorbe également dans l'ultraviolet lointain à 0,165 μm (0,147 μm pour l'eau liquide). Le grand écart entre les bandes d'absorption dans l'infrarouge et dans l'ultraviolet lointain explique la transparence de l'eau à la lumière visible.

Un réchauffement est donc limité à la couche superficielle, avec une photosynthèse possible sur plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur.

• **L'eau présente une constante diélectrique élevée (87 à 0 °C, 80 à 20 °C)**

Seule l'eau oxygénée, H_2O_2 , et l'acide cyanhydrique, HCN , présentent, parmi les liquides, des constantes supérieures :

- l'eau facilite l'ionisation des substances dissoutes.

B/ La molécule d'eau

Comparée à d'autres composés hydrogénés de masse molaire approchant celle du méthane (CH_4 de masse moléculaire 16), l'eau, de masse moléculaire 18, devrait atteindre l'état solide vers $-100\text{ }^\circ\text{C}$ et passer à l'état gazeux vers $-80\text{ }^\circ\text{C}$. Il n'en est rien, car l'eau, substance la plus abondante de notre planète et une des plus simples dans sa composition moléculaire (Fig. 3), présente des propriétés originales qui font de l'eau pure un « casse-tête » pour les physiciens.

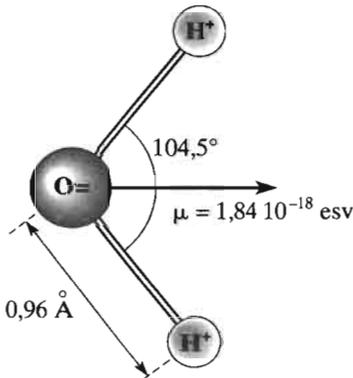


Figure 3. La molécule d'eau.

Dans une molécule d'eau, H_2O , chaque atome d'hydrogène est relié à l'atome d'oxygène par une liaison covalente, hydrogène et oxygène mettant en commun un électron de leurs couches externes qui sont ainsi saturées, assurant à l'eau une grande stabilité. La position du nuage électronique de la molécule d'eau implique que les atomes d'hydrogène soient porteurs d'une faible charge électrique positive et les atomes d'oxygène d'une faible charge négative. Ce déséquilibre électrique est responsable du grand pouvoir dissolvant de l'eau.

L'eau comporte deux atomes d'hydrogène (H) pour un atome d'oxygène (O). Il serait plus exact de parler « des eaux », car 18 combinaisons sont théoriquement possibles à partir des trois isotopes stables de l'oxygène :

$$\text{O}_{16} = 99,758 \%, \quad \text{O}_{17} = 0,0374 \%, \quad \text{O}_{18} = 0,2039 \%$$

et des deux isotopes stables de l'hydrogène : ^1H et ^2H ou D, le deutérium.

◆ La liaison de covalence

La molécule d'eau ressemble à un compas ouvert à $104,52^\circ$ dont l'axe est occupé par un atome d'oxygène et dont les pointes reposent sur deux atomes d'hydrogène reliés à l'atome d'oxygène par deux liaisons covalentes. Dans cette liaison, l'atome d'hydrogène et l'atome d'oxygène mettent en commun chacun un électron. Chacun des atomes acquiert ainsi un électron supplémentaire : l'atome d'hydrogène se retrouve avec deux électrons au lieu d'un et l'atome d'oxygène avec huit électrons périphériques au lieu de six, car il participe à deux liaisons. Ces nombres correspondent à une saturation des couches électroniques externes, ce qui confère une grande stabilité à la molécule.

Les étonnantes propriétés de l'eau tiennent moins à cette structure moléculaire qu'aux interactions qui s'établissent au sein de groupes de molécules, particulièrement à l'état liquide, car la glace et la vapeur d'eau se comportent à peu près comme les autres substances solides et gazeuses.

◆ La liaison hydrogène

La répartition des électrons dans cette liaison covalente OH n'est pas symétrique : les électrons sont plus fortement attirés vers l'atome d'oxygène qui se charge négativement par rapport aux atomes d'hydrogène chargés positivement. Cela confère à la molécule d'eau sa première propriété exceptionnelle : une forte propension à se lier avec d'autres molécules, à l'origine de son grand pouvoir dissolvant.

Seconde caractéristique de l'eau, ces liaisons s'effectuent suivant un mode particulier : l'atome d'oxygène d'une molécule (les électrons qui ne sont pas impliqués dans les liaisons covalentes OH forment deux doublets électroniques de charge négative) attire un atome d'hydrogène, chargé positivement, d'une molécule voisine et forme une liaison électrostatique directionnelle nommée « liaison hydrogène », stable à température ambiante mais cependant fragile comparée à la liaison covalente. L'eau est, de loin, le corps qui réalise le plus de liaisons hydrogène par rapport à sa capacité théorique : environ dix fois plus que l'alcool. À 0 °C, environ 75 % des liaisons hydrogène sont intactes et à 100 °C, malgré l'agitation thermique, il en reste encore une quantité appréciable.

Dans une eau surfondue (c'est-à-dire à l'état liquide instable alors que la température justifierait l'état solide), très pure à -40 °C, la totalité des liaisons hydrogène restant intacte, l'eau devrait être un solide ; il n'en est rien, car une troisième caractéristique intervient : le changement d'état très rapide du réseau des liaisons hydrogène qui se fait et se défait dans un temps de l'ordre de la picoseconde.

Une quatrième caractéristique singularise encore l'eau : par leur structure, les molécules d'eau ont tendance à s'entourer, en moyenne, de quatre molécules voisines avec lesquelles elles créent des liaisons hydrogène. Géométriquement, le réseau adopte ainsi une structure tétraédrique : un empilement de petites pyramides dont les atomes d'oxygène occupent les sommets. Ces associations sont permanentes dans la glace et transitoires dans l'eau. Quand certaines de ces liaisons sont rompues, les oxygènes se rapprochent davantage, ce qui accroît la compacité, donc la densité ; cela explique que la masse volumique de l'eau présente une densité maximale à 4 °C, donc au-dessus du point de congélation, et que cette propriété s'oppose à la tendance générale de dilatation quand la température croît. L'abondance des liaisons hydrogène

explique la grande énergie nécessaire à la vaporisation de l'eau puisqu'il faut rompre ces liaisons.

Parfois, un atome d'hydrogène d'une molécule est donc capté par l'oxygène d'une autre, ce qui transforme les deux molécules H_2O de départ en H_3O^+ et OH^- , avec un déséquilibre entre les charges électriques : d'un côté OH^- et de l'autre l'hydronium H_3O^+ . Les propriétés de ces ions s'annulent et l'eau est dite neutre. À l'inverse, quand une substance est dissoute dans l'eau, l'équilibre entre les ions OH^- et H_3O^+ peut se trouver altéré : l'excès d'ions OH^- rend l'eau basique, l'excès de H_3O^+ la rend acide ; l'échelle de ce potentiel hydrogène (pH) va de 0 pour une solution d'acidité extrême à 14, la neutralité se situant à pH 7. Il faut d'ailleurs noter que l'eau pure, si complexe, n'existe quasiment pas dans la nature, tant est grande sa capacité à dissoudre et entraîner avec elle toutes sortes d'éléments. Cette eau, celle dont nous parlerons dans cet ouvrage, est, en raison de ces impuretés qui perturbent le balancement du réseau de liaisons hydrogène, un liquide plus « classique ».

II. L'EAU DE MER

C'est par pure convention de langage que l'on affirme que l'eau de mer contient du « sel », sous-entendu, du chlorure de sodium. En effet, comme toute solution électrolytique, elle contient essentiellement un mélange d'ions de signes opposés (Tableau 1) ; pour constituer des sels, c'est-à-dire des associations rigides entre cations et anions à l'intérieur d'un réseau cristallin, il faut évaporer l'eau de mer.

espèces	concentrations	
	(g.kg ⁻¹)	(mol.kg ⁻¹)
H ₂ O	964,85	53,56
Na ⁺	10,77	0,4685
Mg ⁺⁺	1,29	0,05308
Ca ⁺⁺	0,4121	0,01028
K ⁺	0,399	0,01021
Sr ⁺⁺	0,0079	0,00009
B total	0,0045	0,00042
Cl ⁻	19,354	0,54591
SO ₄ ⁻	2,712	0,02823
HCO ₃ ⁻ + CO ₃ ⁻	0,118 - 0,146	0,00194 - 0,00240
Br ⁻	0,0673	0,000842
F ⁻	0,0013	0,00007

Tableau 1. Concentration des principales espèces chimiques dans une eau de mer de salinité 35 ‰.

Si la salinité de l'eau de mer varie d'une région océanique à une autre, le principe de la constance de sa composition relative a été démontré dès le début du XIX^e siècle. Ses constituants majeurs, qui représentent plus de 99,99 % de la masse totale des substances dissoutes, confèrent à l'eau de mer sa salinité, qui élève sa densité ($1,03 \cdot 10^3 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$, à comparer à 1,00 pour l'eau douce) et diminue la température de la densité maximale et son point de congélation qui se situe à :

- 1,638 °C pour une salinité de 30 ‰,
- 1,922 °C pour une salinité de 35 ‰, moyenne océanique,
- 2,212 °C pour une salinité de 40 ‰.

III. LA GLACE

La glace a fourni le modèle de base guidant les recherches sur l'eau liquide. La glace forme des cristaux dans lesquels les atomes sont ordonnés et occupent des positions qui se répètent régulièrement aux nœuds d'un réseau géométrique. Il existe neuf structures de glace que l'on obtient en faisant varier température et pression. La glace « normale », obtenue par congélation au-dessous de 0 °C, est notée I_h , l'indice h soulignant que ses cristaux possèdent une symétrie hexagonale (Fig. 4).

Cette glace donne naissance à une autre forme I_c , de symétrie cubique au-dessous de -120 à -140 °C. Les autres formes, numérotées de II à VIII, nécessitent de hautes pressions ce qui leur permet de subsister à des températures aussi élevées que 80 °C sous une pression d'environ $2 \cdot 10^8 \text{ Pa}$, soit deux mille atmosphères.

Quand on augmente la pression, la température de fusion de la glace ordinaire décroît ; cela explique la libération d'une pellicule d'eau lubrifiante sous la pression du patineur. Dans la glace ordinaire, chaque atome d'oxygène est entouré par un tétraèdre régulier d'atomes d'oxygène situés à 2,751 Å (10^{-10} m) ; ce tétraèdre fait partie d'un réseau plus vaste de symétrie hexagonale. Les atomes d'hydrogène sont disposés sensiblement sur l'axe O...O, mais plus près de l'un des atomes d'oxygène que de l'autre, avec, d'un côté, une liaison covalente de longueur 1,101 Å et, de l'autre, une liaison hydrogène de longueur 1,74 Å.

La glace est loin d'avoir une structure compacte. Aussi, la rupture des liaisons lors de la fonte provoque-t-elle un effondrement du réseau cristallin et un entassement des molécules ; c'est pourquoi la densité du liquide est supérieure à celle du solide.

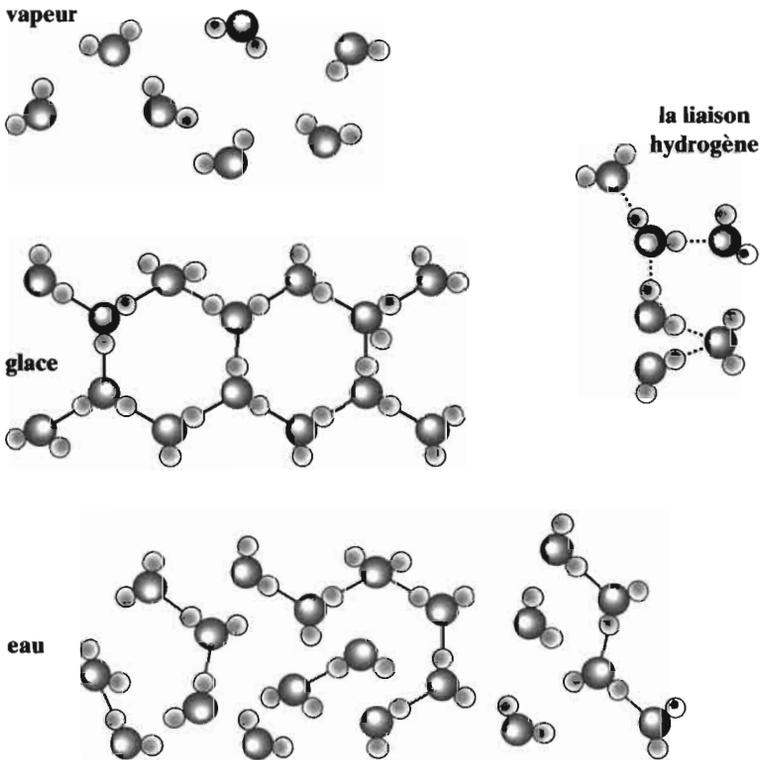


Figure 4. La liaison hydrogène et les différentes dispositions des molécules d'eau dans ses trois états.

IV. LES CHANGEMENTS D'ÉTAT

Logiquement, en raison de la petite taille de sa molécule, l'eau devrait être un gaz à la température ordinaire. Son état liquide est dû à la présence des liaisons hydrogène qui permettent à chaque molécule de se lier à quatre autres, ce qui donne au fluide une cohésion inhabituelle, d'où une chaleur latente de vaporisation élevée.

Le diagramme d'état (Fig. 5) définit les domaines d'existence des trois états. Pour l'eau, ceux-ci coexistent au point triple, à 0 °C, sous une très

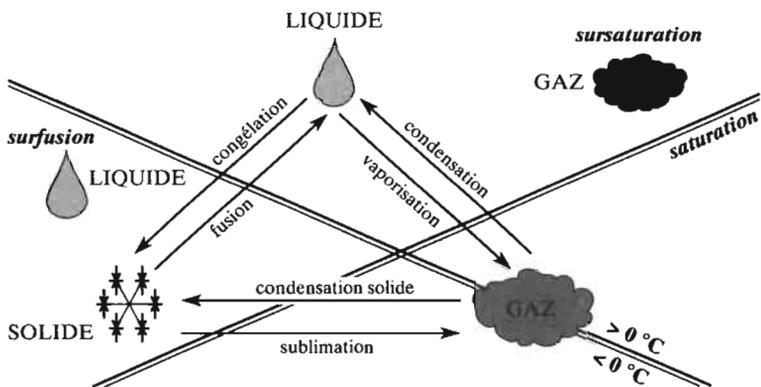
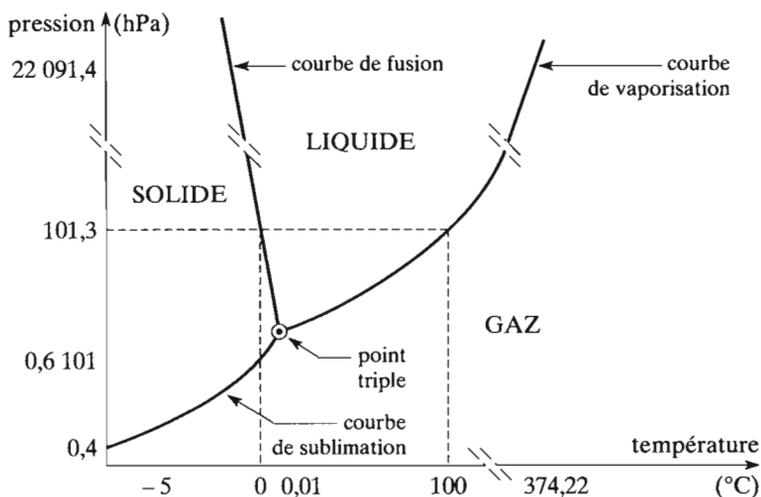


Figure 5. *Changements d'état.*

À pression ordinaire, il est possible de passer d'un état aux deux autres en faisant varier la température : par définition, l'eau passe à l'état solide à 0°C et à l'état gazeux à 100°C .

faible pression, de l'ordre de 1 hPa. À la pression ordinaire, il est possible de passer d'un état à l'autre en faisant varier la température. Notons que si ces changements d'état peuvent être provoqués par des variations de température,

c'est-à-dire des modifications de l'agitation thermique des molécules, le passage d'un état à l'autre s'effectue sans variation de température : lorsqu'un glaçon fond dans un verre, la température reste égale à 0 °C :

- au-dessus de 0 °C, la glace fond et se transforme en eau (fusion) ;
- au-dessus de 100 °C, elle devient un gaz : la vapeur d'eau (vaporisation) ;
- inversement, la vapeur d'eau se condense au contact d'une paroi froide en donnant de l'eau (condensation) ;
- celle-ci peut, à son tour, se transformer en glace si la température baisse suffisamment (congélation) ;
- le passage direct de l'état solide à l'état gazeux (sublimation), s'il se réalise à pression atmosphérique pour certaines substances comme l'iode, nécessite, la plupart du temps, une modification de pression ; c'est le cas pour l'eau ;
- la courbe de vaporisation, qui sépare les domaines du liquide et du gaz, s'interrompt au point critique. Au-delà, dans l'état « supercritique », il est impossible de distinguer le liquide et le gaz, ces deux états ne faisant plus qu'un. Pour l'eau, ce point critique est difficile à observer, car il se situe à 374 °C et $218 \cdot 10^5$ Pa, ou 218 atmosphères.

L'eau dans les différents milieux

Plus encore qu'à propos d'autres éléments, on ne peut parler de l'eau sans associer critères qualitatifs et critères quantitatifs, comme le montrent ces quelques exemples :

- Le volume d'eau stockée par la neige est négligeable. En revanche, comme cette neige recouvre la moitié de l'hémisphère Nord en hiver, son effet sur la répartition de l'énergie solaire, donc sur les phénomènes d'évaporation et de précipitations, doit être pris en compte. D'autre part, en cas de réchauffement de la planète, ce manteau neigeux régressera, ne régulant plus l'écoulement superficiel.
- Les océans stockent 97 % de l'eau de la planète, mais il s'agit d'eau salée impropre à la consommation. Si plus de sept mille usines de dessalement sont actuellement en service, en Arabie Saoudite, au Koweït, dans les Émirats Arabes Unis et en Floride, cette technique constituera un appoint important seulement quand le prix de l'eau douce s'élèvera au-dessus d'un seuil critique.
- La quantité d'eau douce sur Terre est excédentaire par rapport à sa consommation ; le débit des seuls fleuves amazoniens suffirait à couvrir ces besoins. Le problème tient donc à l'inégale répartition géographique et saisonnière de l'eau douce.

Nous examinerons tout d'abord l'importance relative des principaux réservoirs, question souvent placée au second plan par rapport au cycle. Ceci mettra en lumière de grandes inégalités entre les cinq réservoirs interconnectés dont l'ensemble constitue l'hydrosphère (Tableau 1), le peu de rapport entre stock et disponibilité, la répartition irrégulière de l'eau dans le monde et les

fortes différences de composition (matières en suspensions, éléments dissous) des différents réservoirs ou, dans le cas des eaux courantes, d'une rivière à l'autre. Ainsi, nous détaillerons successivement l'atmosphère, l'océan, les glaciers (la cryosphère), les terres émergées et la cellule.

I. PRÉSENTATION DES PRINCIPAUX RÉSERVOIRS

Si la Terre était dépourvue de relief, la totalité de l'eau qu'elle contient dans ses enveloppes fluides et dans la croûte terrestre représenterait une hauteur de 3 000 m (300 m pour Vénus et de 20 cm pour Mars).

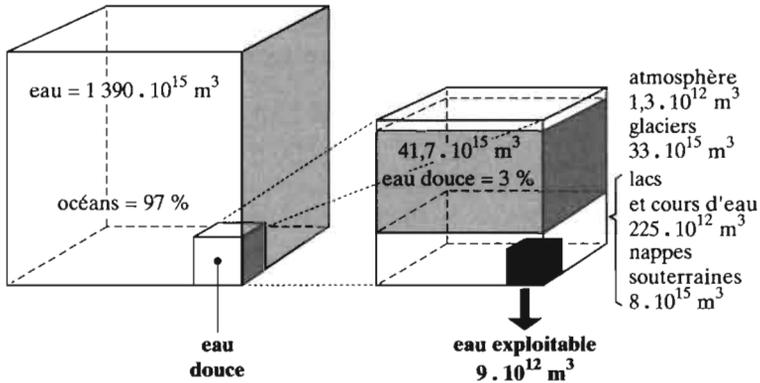


Figure 1. Principaux réservoirs de l'hydrosphère.

Dans l'optique de son utilisation par l'Homme, les aspects quantitatifs de l'eau sont étroitement liés :

- 97 % de l'eau se trouve dans l'océan..., mais elle est salée ;
- l'atmosphère, qui retient seulement un cent millième de l'eau douce, joue cependant un rôle clé dans le cycle hydrologique par le recyclage rapide qu'elle assure (Tableau 1) ;
- les calottes polaires, notamment celle de l'Antarctique, stockent les trois quarts de l'eau douce de la planète, cette réserve étant malheureusement inaccessible ;
- l'eau que nous utilisons provient principalement des lacs et des cours d'eau, soit 3 % du réservoir d'eau douce ;
- les nappes souterraines constituent un lieu important de stockage, probablement sous-estimé. Leur exploitation, déjà entamée, présente les mêmes risques que celle des énergies fossiles, car les réserves ne se renouvellent pas à l'échelle humaine.

Plus de 97 % de l'eau est stockée dans les océans (Fig. 1), les deux seuls autres réservoirs importants étant les glaciers, essentiellement la calotte polaire antarctique, et les eaux souterraines, dont le stock est difficile à évaluer : en effet, les estimations de cette eau contenue dans les dix premiers kilomètres sous la surface du sol vont de 7 à $300 \cdot 10^{15} \text{ m}^3$.

réservoirs	volume (10^{15} m^3)	% total	temps de résidence
océans	1350	97,0 %	2 500 ans
glaciers	33	2,4 %	1 000 à 10 000 ans
eaux souterraines	8	0,6 %	1500 ans
lacs	0,1	< 0,01 %	17 ans
eau dans le sol	0,070	< 0,01 %	1 an
eau dans l'atmosphère	0,013	< 0,001 %	8 jours
rivières	0,0017	0,0001 %	16 jours
eau dans la matière vivante	0,0011	0,0001 %	quelques heures
total	1391	100 %	

Tableau 1. Réserves d'eau de la planète.

Formation des multiples et sous-multiples					
Facteur par lequel est multiplié l'unité. Préfixe et symbole à mettre avant celui de l'unité. Exemple : 10^3 mètres sont équivalents à 1 kilomètre, dont le symbole est km.					
10^{24}	yotta	Y	10^{-24}	yocto	y
10^{21}	zetta	Z	10^{-21}	zepto	z
10^{18}	exa	E	10^{-18}	atto	a
10^{15}	peta	P	10^{-15}	femto	f
10^{12}	téra	T	10^{-12}	pico	p
10^9	giga	G	10^{-9}	nano	n
10^6	méga	M	10^{-6}	micro	μ
10^3	kilo	k	10^{-3}	milli	m
10^2	hecto	h	10^{-2}	centi	c
10^1	déca	da	10^{-1}	déci	d

II. L'EAU DANS L'ATMOSPHÈRE

Une part importante des réserves d'eau est bloquée, pour une certaine durée, dans les océans et la cryosphère. À l'inverse, l'atmosphère contient seulement 1/100 000^e du contenu en eau de la planète. Ce chiffre peut étonner tant l'abondance des précipitations, leur influence sur le climat et les ressources hydrologiques paraissent hors de proportion avec cette quantité minime d'eau présente dans l'atmosphère à un moment donné. Ce rôle important de l'atmosphère, même s'il demeure encore mal connu en raison de l'installation récente d'un réseau de stations de mesure et de la rareté des mesures des précipitations sur l'Océan, tient au temps de résidence très court de l'eau dans ce réservoir : en moyenne une semaine.

Dans l'atmosphère, l'eau existe sous ses trois formes : liquide (nuages et pluies), solide (verglas, neige, grésil, grêle, gelée blanche et givre) et gazeuse (vapeur d'eau). La forme principale, la vapeur d'eau, exerce une pression qui varie avec les conditions météorologiques et l'altitude : elle passe ainsi de moins de 1 hPa aux pôles à 40 hPa près du sol d'une région humide et chaude. La température définit la pression ou tension maximale à laquelle l'atmosphère est saturée en eau ; celle-ci évolue suivant une loi hyperbolique en fonction de la température (Fig. 2).

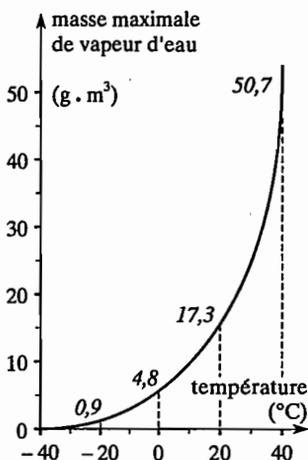


Figure 2. Teneur en vapeur d'eau de l'atmosphère en fonction de la température. Pour un volume d'air donné, la masse de vapeur d'eau qu'il peut contenir, ou humidité absolue, ne peut dépasser un plafond appelé tension maximale ; au-delà, la vapeur passe sous forme de gouttelettes liquides. Cette valeur de l'humidité saturante croît de manière exponentielle avec la température.

La vapeur d'eau se condense dès que cette teneur s'élève ou que la température s'abaisse. De ces règles simples découlent trois caractéristiques :

- La **capacité hygrométrique** de l'air varie considérablement à la surface du globe. Dans les mêmes conditions, elle est beaucoup plus élevée dans les régions intertropicales qu'aux hautes latitudes ; le maximum est atteint en milieu équatorial océanique où l'air contient jusqu'à 30 g.m^{-3} , alors que cette teneur descend à 1 g.m^{-3} dans un milieu continental froid. En volume, la proportion de vapeur passe ainsi de 4 % à moins de 0,1 %. Les masses d'air froid ne provoquent jamais de précipitations importantes.
- La **décroissance de la température** en altitude s'accompagne d'une diminution du degré hygrométrique suivant une loi pratiquement exponentielle. Plus de la moitié de la vapeur d'eau est confinée au-dessous de 1 500 mètres d'altitude (pression de 850 hPa) et plus de 90 % de l'eau précipitable se trouve à des altitudes inférieures à 5 500 m (560 hPa).
- Les **différences saisonnières du contenu en eau de l'atmosphère** sont donc parallèles à celles de la température ; elles sont plus prononcées dans l'hémisphère Nord, où la différence entre les valeurs hivernales et estivales atteint 3.10^{18} g , alors que cette différence n'excède pas $1,8.10^{18} \text{ g}$ dans l'hémisphère Sud.

Si la quantité d'eau présente dans l'atmosphère, dans une portion et à un instant donné, est éminemment variable, à long terme et pour de vastes étendues géographiques, elle peut être considérée pas assez constante et représentative du climat. Cette teneur est généralement évaluée comme la quantité présente sous forme de vapeur d'eau, forme dominante, dans une colonne d'air verticale de surface unitaire et s'étendant de la Terre jusqu'à la limite supérieure de l'atmosphère. Cette quantité d'eau « précipitable », notée W , présente des variations dans le temps qui s'expriment par la dérivée de la quantité d'eau en fonction du temps : dW/dt . On calcule les déplacements latéraux de la vapeur d'eau dans l'atmosphère (Fig. 3), ou « écoulement aérien (\vec{Q}) » en multipliant la vitesse de l'air par son taux d'humidité et l'on représente les variations de ce flux horizontal par une fonction appelée « divergence » de \vec{Q} ($\text{div. } \vec{Q}$). Les variations du contenu en vapeur d'eau d'un volume unitaire d'atmosphère, représentées par la somme $dW/dt + \text{div. } \vec{Q}$, correspondent à la différence entre la quantité d'eau évaporée dans ce même volume et la quantité d'eau précipitable, soit $E - P$. Cette différence $E - P$ intervient dans le bilan global de la répartition de l'eau sur la Terre (Chap. 4).

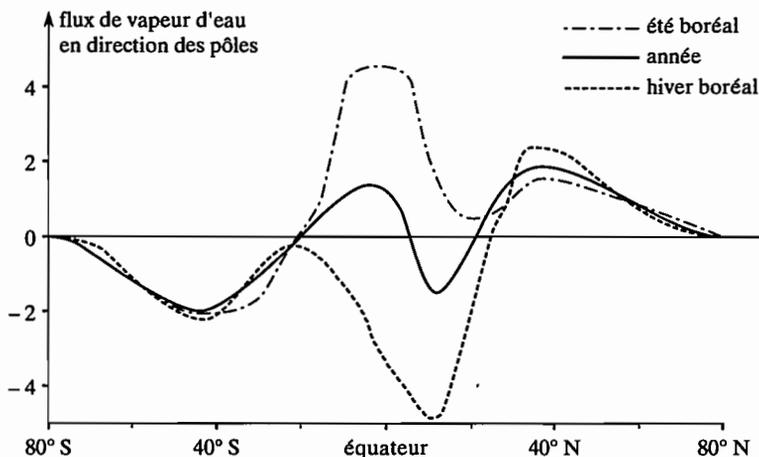


Figure 3. Flux de vapeur d'eau dans l'atmosphère en fonction de la latitude.

Même si les flux de vapeur d'eau est-ouest dominant, la composante nord-sud, ici représentée, est loin d'être négligeable. Deux caractéristiques majeures se dégagent :

– aux latitudes moyennes, centrées sur 40°, le flux de vapeur d'eau se dirige vers les pôles dans les deux hémisphères, avec de faibles variations saisonnières (les trois courbes sont très proches) ;

– près de l'équateur, le flux, quantitativement très important, change de direction en fonction des saisons.

Toutefois, le bilan annuel net correspond à un flux de vapeur d'eau dirigé vers l'hémisphère Nord. Cet apport excédentaire par la voie atmosphérique doit être compensé dans la partie terrestre du cycle hydrologique.

III. LES OCÉANS

Occupant les trois-quarts de la Terre, les océans capitalisent plus de 97 % de l'eau dont ils constituent le réservoir presque exclusif et l'unique réceptacle. Les échanges (évaporation, précipitations, congélation et fonte), les transferts (entre continents et océans, d'hémisphère à hémisphère) et le stockage (eau de mer, glace de mer), qui y prennent place, revêtent une ampleur inégale.

Pour les mécanismes où la surface de contact entre la surface de la Terre et l'atmosphère intervient et où océans et terres présentent des propriétés différentes, comme l'évaporation, il faut se rappeler la répartition inégale des océans et des continents. Les océans couvrent 53 % de l'hémisphère Nord et 89 % de l'hémisphère Sud.

Surface			
382 millions de km ² , soit 382 Tm ² , près de 75 % de la surface terrestre (510 Tm ²).			
	Tm²	Pm³	Profondeur maximale (m)
Atlantique	92	320	9 218 Porto Rico
Indien	76	270	7 450 Sonde-Java
Pacifique	179	670	11 035 est des Mariannes
Arctique	15	20	5 520
Antarctique	20	75	6 972
océan mondial	382	1350	
Volume			
1 350 Pm ³ (millions de km ³), soit 97,5 % de l'eau planétaire qui atteint 1 391 Pm ³ .			
Rôle dans le cycle de l'eau			
évaporation annuelle	=	400 Tm ³ , soit 85 % de la totalité (470 Tm ³), ce qui correspond à une épaisseur de un mètre d'eau	
précipitations	=	370 Tm ³ , soit 79 % de la totalité (470 Tm ³)	
Divers			
sels	=	48 10 ⁶ Pg (10 ¹⁵ g)	
biomasse animaux marins	=	32 Pg	
biomasse végétaux marins	<	2 Pg	

Tableau 2. L'Océan en chiffres.

Cet énorme réservoir est pourtant inutilisable par l'homme, sauf dans le cas de dessalement, car l'eau de mer reçoit tous les éléments arrachés à la terre par le ruissellement, le soleil et le vent ; les fleuves et, pour certains éléments, les apports atmosphériques, conduisent ces éléments dans l'Océan.

IV. LES GLACIERS

type de glace	régions	surface (Tm ²)	volume (Pm ³)
glace continentale	Antarctique	14	30
	Groenland	1,8	3
	autres glaciers	0,5	0,2
	neige	de 1 à 47	< 0,001
glace de mer	océan Antarctique	de 4 à 20	de 0,005 à 0,03
	océan Arctique	de 8 à 15	de 0,02 à 0,05

Tableau 3. Répartition de la glace sur Terre.

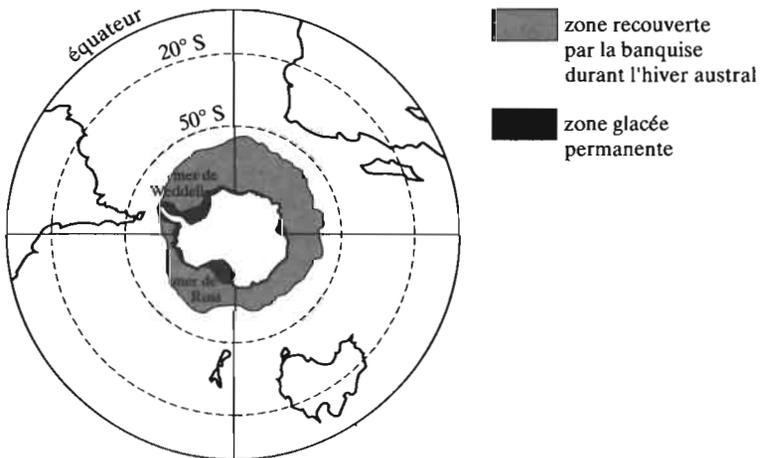


Figure 4. Évolution saisonnière de la banquise antarctique.

Par la modification profonde des échanges entre l'Océan et l'atmosphère qu'elle entraîne, la banquise antarctique qui, à son extension maximale, occupe 25 Tm², exerce une grande influence sur le climat :

- comme elle réfléchit une part importante du rayonnement solaire, elle réduit considérablement le stockage de chaleur dans l'Océan ;
- elle bloque les échanges entre l'Océan et l'atmosphère, notamment l'évaporation.

La banquise arctique, qui occupe une surface plus limitée et ne connaît pas de variations saisonnières marquées, a un impact bien moindre sur le climat.

L'importance des différents systèmes de stockage de neige, de glace continentale et de glace de mer varie considérablement suivant que l'on privilégie la surface concernée ou le volume stocké (Tableau 3). La neige, dans l'hémisphère Nord, et la banquise polaire couvrent de très grandes surfaces : durant l'hiver boréal, la moitié de la surface continentale de l'hémisphère Nord est recouverte de neige alors que, durant l'hiver austral, la banquise s'étend quasiment sur la moitié de l'océan Antarctique, soit 25 Tm^2 (Fig. 4). Si le volume d'eau stocké est négligeable, les échanges entre l'océan et l'atmosphère sont considérablement modifiés. Le pouvoir réfléchissant de la glace accentue la part du rayonnement solaire réfléchi, limitant d'autant le stockage d'énergie dans l'océan. D'autre part, l'évaporation est stoppée. En revanche, en été, la part de l'océan recouverte par la glace se limite quasiment aux profondes échancrures de la mer de Ross et de la mer de Weddell.

A/ Les calottes polaires

Les calottes polaires stockent l'essentiel de la réserve d'eau douce de la planète, même si celle-ci n'est pas directement utilisable :

- La **calotte antarctique** comprend trois parties :

- l'Antarctique de l'Est, qui couvre 10 Tm^2 , culmine à 4 000 m ; le centre de gravité de l'inlandsis y est situé vers 81° sud et 73° est. Près de 85 % des 30 Pm^3 de glace de la calotte antarctique se localise dans l'Antarctique de l'Est ;

- l'Antarctique de l'Ouest, séparée de celle de l'Est par la chaîne transantarctique, qui culmine à 4 500 m au mont Kirkpatrick, couvre seulement 2 Tm^2 et atteint 2 300 m. Cette calotte est prolongée par d'immenses plates-formes glacées flottant sur la mer de Ross et la mer de Weddell qui couvrent une surface de $0,5 \text{ Tm}^2$;

- la péninsule antarctique, dont la superficie atteint $0,5 \text{ Tm}^2$, présente une juxtaposition de petits dômes glaciaires et d'affleurements rocheux. Les plates-formes glaciaires ont une épaisseur constante voisine de 400 m. En revanche, l'essentiel de l'inlandsis, ancré sur le socle rocheux, présente une épaisseur variable : très mince en zone côtière, il atteint 4 800 à 400 km de la Terre Adélie. Dans ce site, l'altitude est seulement 2 400 m, car le socle rocheux se trouve à 2 400 m au-dessous du niveau de la mer.

- La **calotte du Groenland**, de 1,8 Tm² de surface, couvre une grande partie d'une île longue de 2 500 km. Cette glace, emprisonnée entre les chaînes de montagne qui ceinturent l'île, repose sur un fond relativement plat ; son épaisseur excède de 3 000 m dans les régions centrales. Cette calotte connaît une grande extension en latitude, allant de l'intérieur du cercle polaire jusqu'à 60° dans sa partie méridionale ; il s'agit donc d'une glace moins froide que celle de l'Antarctique, avec des températures d'été proches de 0 °C et, parfois même, positives en région côtière.

B/ Climat, calottes polaires et niveau des mers

Comme les calottes polaires stockent les deux tiers de l'eau douce de la planète, il est normal de s'intéresser à leur devenir dans le cas de réchauffement. À ce titre, les enseignements du passé sont précieux.

◆ Le siècle dernier

Au siècle dernier, le niveau des mers est monté d'environ quinze centimètres en parallélisme étroit avec le réchauffement (Fig. 5). Cette vitesse est faible, inférieure à deux millimètres par an, comparée à la vitesse moyenne de la dernière déglaciation qui est de dix millimètres par an ; l'effet des activités humaines sur ce niveau marin reste donc à prouver. Si une partie de cette élévation tient à la dilatation de la masse d'eau océanique, par suite du réchauffement, une partie est liée à la fonte des glaciers de l'hémisphère Nord et de la calotte du Groenland.

◆ Le dernier cycle climatique

L'obtention de carottes de grande longueur, qui remontent donc loin dans le temps, dans les glaces polaires, suivie d'analyses des traceurs isotopiques et d'éléments traces (voir encart **Isotopes de l'eau**, p. 38), permettent de connaître le climat et l'environnement de la Terre durant les derniers 150 000 ans. Les périodes typiques du déplacement de la Terre autour du Soleil (100 000, 40 000 et 200 000 ans) règlent le cycle glaciaire — déglaciation comme cela a été vérifié par les analyses isotopiques de sédiments marins ; un cycle climatique débute donc environ chaque cent mille ans. Le stockage d'eau par les calottes polaires, indicateur le plus direct de la phase du cycle climatique, se réalise au détriment des autres réservoirs, notamment de

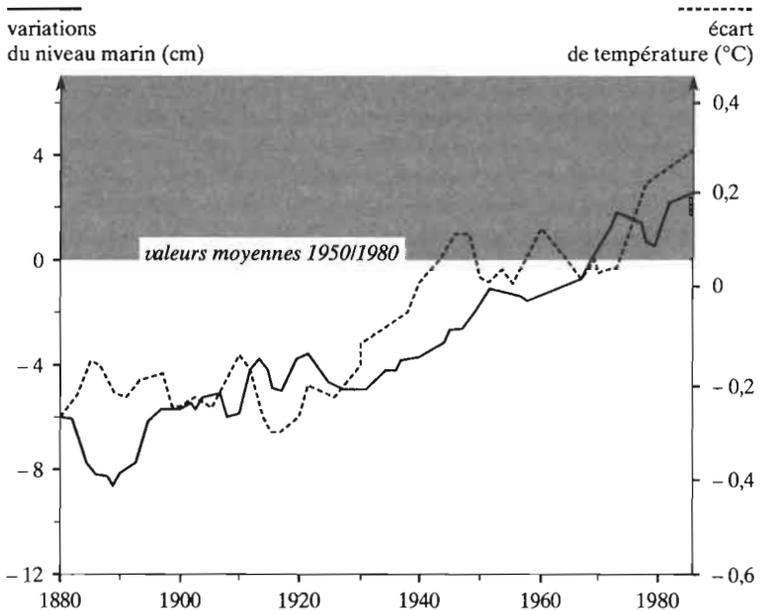


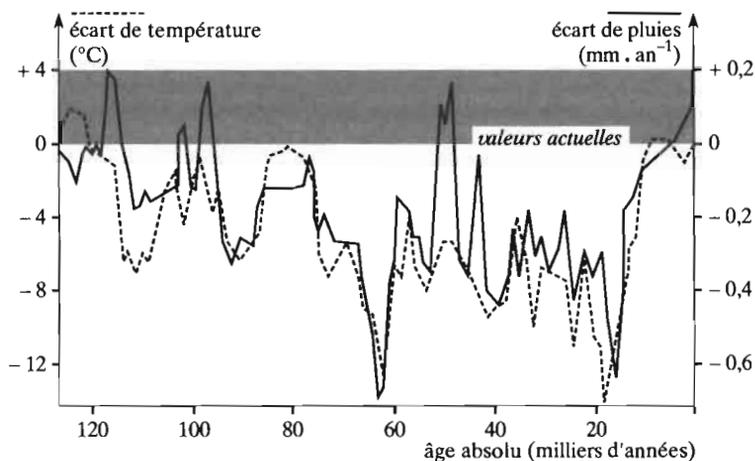
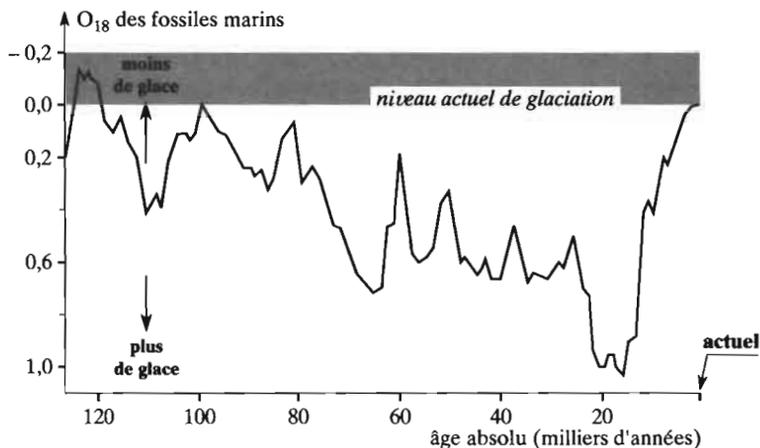
Figure 5. Niveau marin et température de l'air au cours du dernier siècle.

Le niveau moyen de la mer s'est élevé de quinze centimètres en un siècle. Cela est dû à l'expansion thermique de l'Océan et à la fusion des glaciers de l'hémisphère Nord causée par l'élévation de température. Pour l'ensemble du globe, la température moyenne de l'air s'est élevée de 0,5 °C, surtout depuis le début du siècle. Ce réchauffement, similaire pour les deux hémisphères, va dans le sens attendu d'un effet de serre ; mais il intègre aussi la variabilité naturelle du climat dont on possède maints exemples : émissivité du soleil, aérosols d'origine volcanique.

l'océan et modifie profondément le climat (Fig. 6) imposant des conditions plus arides aux basses latitudes.

Nos ancêtres, en décorant les grottes de Lascaux, vivaient le dernier âge glaciaire, lequel a culminé il y a 18 000 ans. La température moyenne était inférieure de 4 à 5 °C à celle que nous connaissons, les écarts étant plus marqués sur les continents que sur les océans et aux hautes latitudes qu'à l'équateur. De gigantesques calottes glaciaires se développèrent alors sur l'hémisphère Nord (Fig. 7) : celle des Laurentides couvrait l'Alaska, le Canada et

une partie des États-Unis ; une autre couvrait la Scandinavie, la Sibérie et une partie de l'Europe du Nord. Les glaciers de montagne recouvrirent les Alpes et les Pyrénées. La calotte glaciaire du Groenland était plus épaisse



alors que l'Antarctique avait à peu près sa configuration actuelle. Le volume total de glace était une fois et demi supérieur à ce qu'il est aujourd'hui ; le stockage de l'eau évaporée de l'océan sous forme de glace a entraîné une baisse du niveau des mers, situé 120 à 130 m plus bas qu'actuellement.

Les lacs furent également touchés par ces fluctuations climatiques. Ainsi, le Malawi en Afrique de l'Est connut probablement, il y a 25 000 ans, un niveau inférieur de deux à trois cents mètres au niveau actuel. Il y a 15 000 ans, le lac Victoria était un marécage et, au milieu du pléistocène, le Tanganyika, situé 600 m au-dessous du niveau actuel, était subdivisé en trois lacs isolés. Il fallut attendre la fonte des glaces pour que les lacs alpins recouvrent une flore et une faune ; cela explique leur faible diversité spécifique et l'absence d'espèces endémiques, à l'inverse de lacs tels le Baïkal ou le Tanganyika, vieux de dix millions d'années.

L'examen du dernier cycle climatique (Fig. 8) indique que la remontée de 120 à 130 m du niveau marin observée depuis la dernière glaciation a connu un équivalent entre -135 000 et -125 000 ans. Si la glaciation est un phénomène lent et graduel, avec parfois une disparition temporaire de glace dans le nord de l'Europe, la déglaciation est un phénomène très rapide : en moins de 10 000 ans, toutes les glaces ont disparu de l'Europe et de l'Amérique du Nord. Le forage réalisé en 1993 au Groenland prouve que des épisodes de réchauffement important se sont déroulés très rapidement : en quelques décennies pour certains, la durée habituelle allant de 500 à 2 000 ans.

◀ *Figure 6. Évolution des glaces, température et précipitations lors du dernier cycle climatique.*

Après une période clémente il y a 125 000 ans, le climat s'est refroidi et la glace s'est accumulée sur l'hémisphère Nord (haut). Les glaces stockant de l'eau de pluie qui trouve son origine dans l'évaporation de l'eau de mer, une glaciation équivaut à un enrichissement en ^{18}O de l'eau de mer ; les tests des fossiles qui y vivent permettent ainsi de retracer les variations passées du volume des glaces. Environ 100 000 sont nécessaires pour que les calottes glaciaires atteignent leur maximum avec, cependant, des phases importantes et rapides d'avancée et de recul. Moins de 10 000 ans suffisent, par contre, à la déglaciation.

L'abaissement de la température sur le continent (bas) accompagne l'avancée des glaciers, comme le montre la série analysée à partir des pollens fossiles dans la tourbière des Échets, près de Lyon. A noter également l'excellente corrélation aux latitudes moyennes entre température et pluviosité et le climat doux et humide qui règne actuellement. La baisse de la température de l'air dépasse parfois 10 °C. Lors du dernier maximum glaciaire, il y a 18 000 ans, la baisse moyenne de la température sur Terre a été de 5 °C.

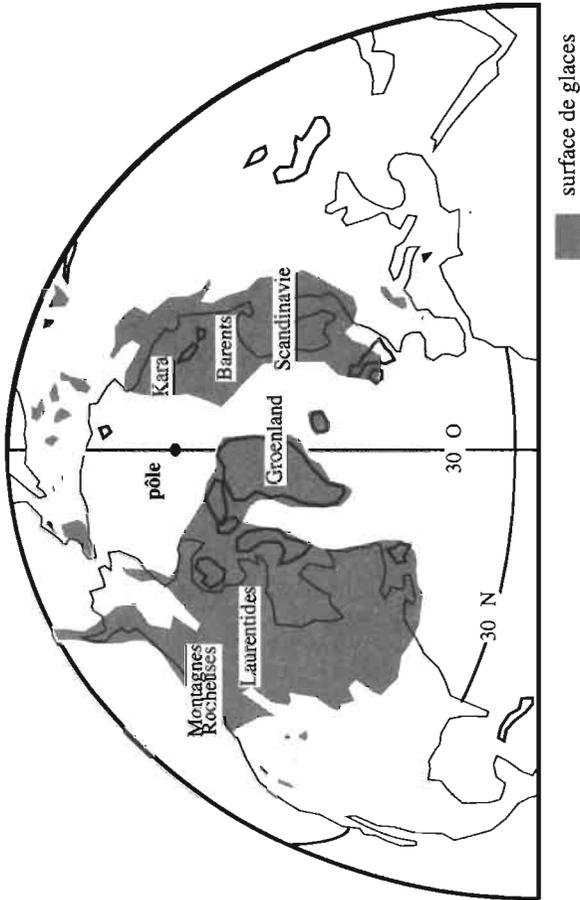


Figure 7. Couverture glaciaire de l'hémisphère Nord lors de la dernière glaciation. Au cours du dernier maximum glaciaire il y a 18 000 ans, l'Antarctique n'était guère différent de ce qu'il est actuellement. Par contre, une immense calotte glaciaire, parfois épaisse de trois à quatre kilomètres, recouvrait le nord de l'Amérique et l'Alaska ainsi qu'une bonne partie de l'Europe du Nord et de la Sibérie, ce qui explique les températures très basses relevées en France (Fig. 6). C'est près de cinquante millions de km³ d'eau qui étaient ainsi stockés ; d'où une montée de 120 m du niveau de la mer lors de la fusion de cette calotte (Fig. 8).

Les phases de refroidissement sont associées à une diminution de la pluviosité, le réchauffement à une augmentation des pluies. La salinité des eaux marines de surface est un marqueur du débit des fleuves sur de vastes régions, comme le montre l'exemple de la baie du Bengale (Fig. 9), région qui reçoit des apports massifs d'eau douce avec le déversement du Brahmapoutre, du Gange et de l'Irrawaddy.

En période glaciaire, la différence de température entre l'Océan et le continent s'atténue, ce qui réduit l'intensité de la mousson et donc l'apport d'air humide sur le continent. La réduction du débit des fleuves lors du maximum glaciaire entraîne finalement le recul des eaux de basse salinité dans le nord de l'océan Indien.

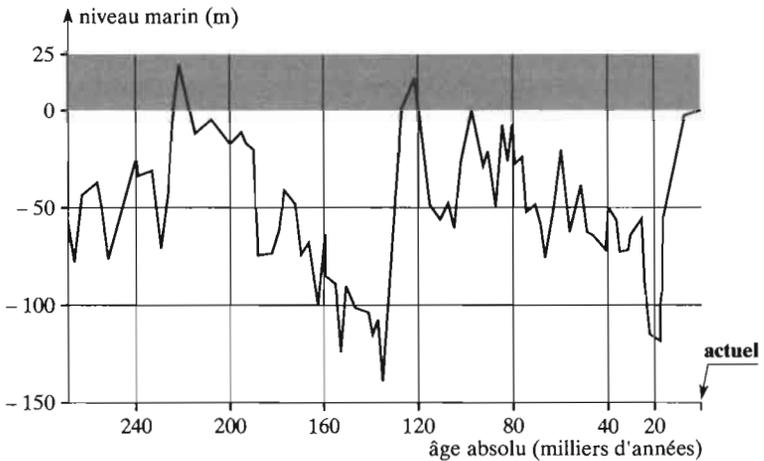


Figure 8. Variation du niveau marin en fonction du cycle climatique.

Basée sur l'étude de la composition isotopique des foraminifères planctoniques des sédiments marins (voir encart *isotope de l'eau*, p. 38), l'évolution du niveau de la mer peut être suivie durant les deux derniers cycles climatiques. Il y a 120 000 ans, le niveau des mers était plus élevé qu'aujourd'hui d'environ six mètres. Il a irrégulièrement baissé au fur et à mesure de la glaciation, pour atteindre -120 à -130 m il y a 18 000 ans. La remontée du niveau marin, qui a parfois atteint deux mètres en un siècle, est principalement due à la fusion des grandes masses glaciaires de l'hémisphère Nord (Fig. 7) qui s'est achevée il y a près de 6 000 ans.

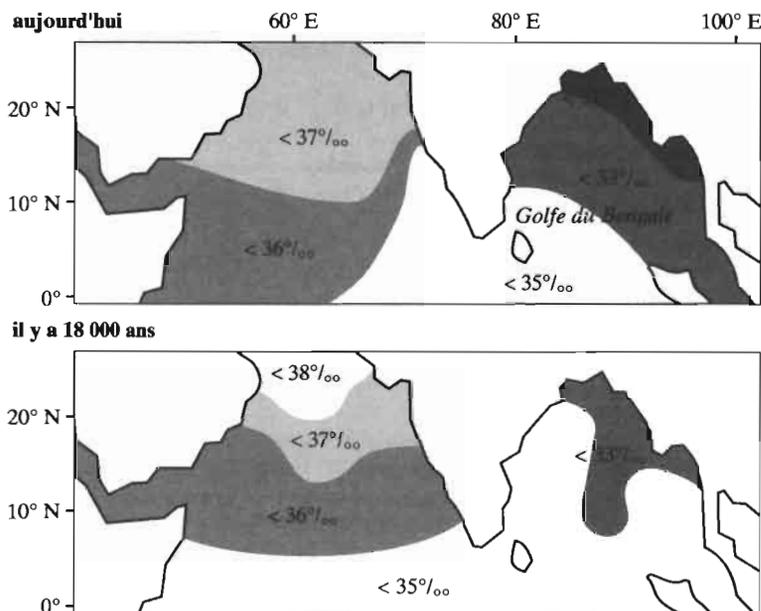


Figure 9. Salinité du nord de l'océan Indien.

Actuellement, le déversement de nombreux fleuves, dont trois parmi les douze premiers du monde (Brahmapoutre = 20 000 m³.s⁻¹, Gange = 15 500 m³.s⁻¹, Irrawaddy = 14 000 m³.s⁻¹) dilue les eaux de surface de tout le nord de l'océan Indien. Ceci tient à l'intensité de la mousson d'été avec des vents de sud-ouest humides (évaporation de deux mètres par an sur le nord de l'Indien) amenant des pluies torrentielles sur le sud est asiatique. Il y a 18 000 ans, la température de l'océan Indien était proche de l'actuelle, alors, qu'en été, le continent était plus frais. En période glaciaire, la mousson d'été perd donc de son intensité, ce qui renforce l'aridité, diminue le débit des rivières et provoque le recul des eaux de basse salinité, notamment en baie du Bengale. La diminution de l'intensité des remontées d'eau le long des côtes est de l'Arabie est également associée à cette faible intensité de la mousson en régime glaciaire. L'analyse du rapport ¹⁸O/¹⁶O des foraminifères marins, à l'origine de cette découverte, a été confirmée par la forte diminution du pourcentage de pollens africains en période glaciaire en relation avec l'affaiblissement des vents.

◆ L'échelle géologique

À une beaucoup plus grande échelle de temps, le stockage d'eau par les glaciers dépend non seulement du climat, mais également de la position des continents. La présence de continents en position polaire ou proches des

pôles, comme c'est le cas actuellement, constitue une condition indispensable au développement d'une période glaciaire (Fig. 10).

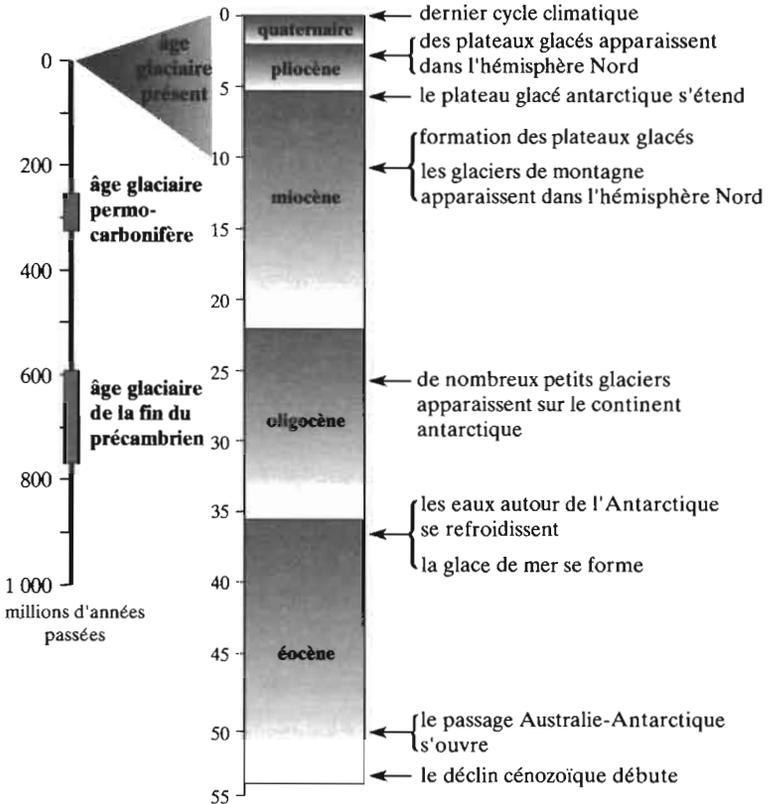


Figure 10. Climat durant le dernier milliard d'années.

Les périodes durant lesquelles apparaissent des plateaux glacés dans les régions polaires (ce qui implique que des masses continentales soient proches des pôles) sont indiqués, sur l'échelle de gauche, comme âge glaciaire. Sur l'échelle élargie de droite, apparaissent les événements significatifs du développement de zones englacées durant les 55 derniers millions d'années qui, dans leur ensemble, constitue un âge glaciaire, comme il en a existé à la fin du précambrien et au permo-carbonifère.

Isotopes de l'eau : climat, volume des glaces et niveau des mers

Le développement des masses glaciaires, qui entraîne des variations importantes du niveau marin, modifie en même temps la composition isotopique de l'eau sous ses différentes états. Dans plus de 99 % des molécules, l'atome d'oxygène est essentiellement l'atome de masse atomique 16 (^{16}O), mais il existe aussi des traces de l'isotope plus lourd ^{18}O . Plus la température est basse, plus les précipitations qui alimentent, entre autres, les calottes polaires sont pauvres en isotopes lourds. En période de glaciation, le rapport $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ est donc bas dans la glace et, en contrepartie, élevé dans l'eau de mer. Le suivi des variations du rapport $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ dans l'eau de mer indique donc avec précision le volume des glaces et, indirectement, le niveau marin. Comme il n'existe pas d'eau de mer « fossile », la mesure de ce rapport fait appel à des organismes fossiles tels les foraminifères à test calcaire. En effet, la thermodynamique impose au rapport isotopique du carbonate de calcium d'être une fonction linéaire du rapport isotopique de l'eau de mer dans laquelle les foraminifères ont vécu. La difficulté tient à ce que ce rapport chez les foraminifères dépend également de la température à laquelle vivaient ces organismes. Heureusement, les eaux abyssales, formées à leur origine dans les régions polaires, ont une température stable voisine de 0 °C et il n'y a pas de raison pour que cela ait été différent lors des glaciations. Les rares espèces de foraminifères qui vivent en milieu profond peuvent donc être utilisées pour étudier la variation du volume des glaces dans le passé.

Encore faut-il se doter de « chronomètres » pour replacer ces variations dans le temps.

La radioactivité offre heureusement une palette d'isotopes parmi lesquels :

• **d'aujourd'hui à 30 000 ans, le ^{14}C**

Formé sous l'action du rayonnement cosmique dans la haute atmosphère, il pénètre par la photosynthèse dans le réseau trophique. Sa teneur résiduelle (désintégration avec une période de 5 730 années) dans un fossile permet de calculer le temps qui nous sépare de l'époque à laquelle il vivait ;

• **de 30 000 à 300 000 ans, le ^{230}Th**

Issu de l'uranium, insoluble dans l'eau de mer, le thorium se fixe sur les particules et sédimente avec elles. Le sédiment reçoit donc une pluie permanente de thorium dont la période est de 75 000 ans ; le mesurer permet d'estimer les différents niveaux d'une carotte.

C/ Glace de mer et icebergs

La glace arctique est principalement de la glace formée par congélation de l'eau de mer, car le bassin arctique, à l'inverse de l'océan Antarctique, se situe en position polaire. La glace antarctique provient principalement, au

contraire, de la vaste couverture glacée couvrant le continent antarctique. L'énorme plate-forme de glace autour du continent augmente régulièrement de volume par congélation directe de l'eau de mer.

La fonte de la glace dilue l'eau de mer, ce qui élève le point de congélation et facilite la formation de nouvelle glace de mer quand la température baisse de nouveau. Les couvertures glaciaires, une fois établies, se maintiennent aisément en place, car elles reflètent plus de lumière que l'eau de mer ou la terre. La formation de glace de mer s'effectue par étapes avec, au début, essentiellement de la glace relativement pure ; puis la salinité de l'eau avoisinante augmente, sa densité également, alors que le point de congélation s'abaisse.

Les icebergs, au contraire, se détachent de la calotte polaire (vêlage). Les icebergs arctiques, entraînés à la mer le long des vallées glaciaires à partir des masses continentales du Groenland et du Spitzberg, ont des formes irrégulières.

En Antarctique, au contraire, les icebergs tabulaires dominent, car ils proviennent des plates-formes glacées des mers de Ross et de Weddell : ils sont plus grands, plus hauts et contiennent moins d'impuretés que ceux de l'Arctique.

Leur fonte diminue la salinité, qui se situe entre 30 ‰ et 33 ‰ dans les mers polaires, alors qu'elle est de 35 ‰ en moyenne dans l'Océan.

D/ Glaciers continentaux et surfaces enneigées

En dehors des inlandsis qui recouvrent l'Antarctique (14 Tm²) et le Groenland (1,8 Tm²), des glaciers de moindre importance occupent certaines régions polaires et de haute montagne.

Ces glaciers, définis comme « toute grande masse de glace provenant de la neige, permanente à l'échelle humaine », occupent seulement 0,5 Tm². Par température négative, sous l'effet de la pression, la neige se transforme d'abord en névé de densité 0,54, puis en glace de densité 0,77, dès que le névé cesse d'être perméable. Cette transformation s'effectue par élimination de l'air qui sépare les cristaux de neige ; il reste cependant des bulles, qui ont emprisonné, au moment de leur formation, l'air ambiant et constituent des archives irremplaçables pour reconstituer les paléo-environnements. La formation de glace à partir de la neige demande environ quatre mois dans les glaciers tropicaux tel ceux des Andes, un an dans les Alpes, vingt années au Groenland et un millénaire au coeur de l'Antarctique.

L'alimentation annuelle des glaces terrestres par les précipitations neigeuses varie beaucoup d'une région à l'autre : de 0,2 à 0,8 m par an au Groenland, de 2,0 à 3,2 m dans les Alpes occidentales et proche de 3,1 m en Islande. L'ablation, second terme du bilan hydrique des glaciers, se fait par absorption du rayonnement solaire et, pour les calottes polaires, par vêlage d'icebergs qui représente, pour l'Antarctique, une perte de 260.10^9 m³ chaque année.

À l'époque actuelle, les glaces terrestres couvrent une surface de $0,5$ Tm², soit $500\,000$ km² : 362 Gm² se situent dans les régions polaires et subpolaires, 49 Gm² aux latitudes moyennes et 44 Gm² aux basses latitudes. Il y a seulement une dizaine de milliers d'années, lors de la glaciation de Würm, les glaciers couvraient une part importante de l'Europe (Fig. 7) : la totalité de la Scandinavie et la majeure partie des îles Britanniques. Ce ne fût d'ailleurs pas leur extension maximale ; celle-ci se produisit lors de la glaciation de Riss, il y a $200\,000$ ans, quand ils recouvraient, en plus, une partie de l'Allemagne et de la Pologne, et atteignaient Lyon (Fig. 6).

Les surfaces enneigées, quant à elles, varient fortement d'une saison à l'autre. Ainsi l'hémisphère Nord, s'il est dépourvu de neige en été, est à moitié couvert de neige durant l'hiver, ce qui représente 50 Tm². Glaciers continentaux et neige jouent un rôle tampon, stockant de l'eau douce pour une durée plus ou moins longue allant de la saison à des milliers d'années. Ces glaciers continentaux joueront un rôle important en cas de réchauffement de la Terre. Ils seront, en effet, les premiers à fondre alors que, dans une première étape, l'inlandsis antarctique stockera plus d'eau qu'actuellement car, les précipitations augmenteront dans cette zone.

V. L'EAU SUR LES TERRES ÉMERGÉES

Les besoins de l'Homme en eau sont satisfaits essentiellement à partir du parcours terrestre de l'eau et de ses réservoirs, tels que nappes souterraines et lacs qui jouent un rôle primordial de régulateur ; sans eux, les écoulements naturels seraient aussi irréguliers que les précipitations qui les engendrent et aucune réserve permanente ne s'offrirait.

A/ Les eaux courantes

Les cours d'eau et leurs affluents forment des réseaux hydrographiques qui se hiérarchisent du plus petit au plus grand et drainent jusqu'à la mer les eaux de ruissellement d'une surface géographique appelée bassin versant. Le coefficient d'écoulement, rapport entre le volume des eaux arrivant en mer et celui des précipitations tombées sur le bassin versant, définit l'efficacité du transport d'eau. Dans certains cas, ce coefficient est nul, toute l'eau se perdant en route par évaporation, infiltration ou irrigation ; ainsi, certaines années, le Syr Daria n'atteint pas la mer d'Aral.

élément	apport par les fleuves (10 ¹⁵ g ou Pg.an ⁻¹)	quantité dans l'Océan (10 ¹⁸ g ou Eg)	temps de résidence
			<i>millions d'années</i>
chlore	250	26 100	infini
sodium	200	14 400	210
magnésium	130	1 900	22
soufre	360	3 700	11
potassium	70	500	10
calcium	490	600	1
carbone	1 890	200	0,1
			<i>milliers d'années</i>
cuivre	0,007	0,002	30
zinc	0,007	0,004	6
manganèse	0,01	0,002	0,2
cobalt	0,01	0,0001	0,1
fer	22	0,0014	0,06 soit 60 ans

Tableau 4. Apports fluviaux et temps de résidence d'éléments chimiques en mer.

rivière	pays	océan	bassin versant	longueur	débit	sédiment	dissous
Amazone	Brésil	Atlantique	6 300	6 400	6 300	1 200	270
Congo	Zaïre	Atlantique	3 800	4 700	1 200	43	37
Orénoque	Vénézuéla	Atlantique	990	2 800	1 100	210	28
Ch'ang-kiang	Chine	Pacifique	1 900	5 500	930	480	180
Brahmapoutre	Bangladesh	Indien	580	5 700	630	540	63
Iénisséï	Russie	Arctique	2 600	5 500	620	13	60
Gange	Bangladesh	Indien	980	2160	590	520	110
Léna	Russie	Arctique	2 500	4 400	520	18	60
Mékong	Vietnam	Pacifique	790	4 500	470	160	57
Paraña	Argentine	Atlantique	2 800	4 800	470	79	51
Saint-Laurent	Canada	Atlantique	1 200	3 100	450	4	62
Irrawaddy	Birmanie	Indien	430	2 300	430	260	86
Ob	Russie	Arctique	2 500	5 400	430	16	47
Tocantins	Brésil	Atlantique	700	1 600	350	-	-
MacKenzie	Canada	Arctique	1 800	4 200	330	100	69
Amour	Russie	Pacifique	1 800	4 400	320	52	24
Xijiang	Chine	Pacifique	440	2 200	300	69	58
Magdalena	Colombie	Atlantique	280	1 500	240	220	28
Indus	Pakistan	Indien	970	3 200	240	100	13
Yukon	Alaska (E.-U.)	Pacifique	840	3 700	210	60	34
Danube	Roumanie	mer Noire	810	2 800	200	40	62
Niger	Niger	Atlantique	1 200	4 000	200	40	14
Huang-he	Chine	Pacifique	770	4 700	59	1100	17

Tableau 5. Décharge à la mer des principales rivières du monde.
 Superficie du bassin versant en Gm^2 , longueur en km, débit en $Gm^3.an^{-1}$.
 Teneur de l'eau en sédiment et en matériel dissous en $Pg.an^{-1}$.

Le débit des cours d'eau ainsi que leur régime dépendent de plusieurs facteurs.

- Les conditions climatiques, principalement les précipitations, mais également la température.

Ainsi, l'Isère et la Seine, qui coulent dans des régions recevant des précipitations régulières, présentent des rythmes annuels différents. Pour l'Isère, il y a rétention des précipitations hivernales sous forme de neige et de glace ; la fonte explique les crues d'été. À l'inverse, pour la Seine, l'élévation de la température augmentant l'évaporation sur le bassin versant provoque la baisse, parfois marquée, des débits estivaux. Dans les zones intertropicales, où les températures sont constamment élevées, les variations de débit suivent, avec un décalage plus ou moins accentué, la pluviosité.

- La nature géologique des sols et sous-sols et la géomorphologie régionale : pentes, profils des cours d'eau, largeur et profondeur du lit.

La quantité et la nature des éléments dissous dans l'eau des fleuves dépend de la nature des sols lessivés, mais les ions bicarbonate (HCO_3^-) et calcium (Ca^{++}) prédominent presque toujours en raison de la facilité de dégradation et la fréquence de roches calcaires, mais également, pour HCO_3^- , l'apport de dioxyde de carbone atmosphérique.

La concentration moyenne en éléments dissous dans l'eau des rivières est quinze à vingt fois supérieure à celle des eaux de pluies, mais elle est trois cents fois inférieure à celle de l'eau de mer.

B/ Les lacs

Quantitativement, les lacs, qui couvrent seulement un pour cent de la surface terrestre, ne constituent pas un réservoir important. Le lac Baïkal, au cœur de la Sibérie, constitue une exception, moins par sa surface relativement modeste (32 Gm²), que par sa profondeur exceptionnelle de 760 m ; aussi emmagasine-t-il 23 Tm³ d'eau, soit le cinquième de l'eau douce non gelée de toute la planète. Si on se limite aux lacs dont la surface excède 10 Gm² (Tableau 7), on voit que l'Amérique du Sud n'en possède pas et l'Europe, un seul, le lac Ladoga.

L'exemple de la mer d'Aral montre que la composition globale en sels des lacs diffère notablement de celle de l'eau de mer :

	dans l'Océan	en « mer » d'Aral
chlore	55 %	34 %
sulfates	7,7 %	31 %
sodium	30,6 %	21 %
magnésium	3,7 %	5,5 %
calcium	1,2 %	5,0 %

Tableau 6. Composition en sels de l'Océan et de la « mer » d'Aral.

Les lacs les plus importants ont deux origines principales :

– les plus profonds, stockant un volume maximal d'eau, sont d'origine tectonique : le lac Baïkal, qui atteint 1 620 m, et le Tanganyika (1 470 m) occupent un effondrement entre failles, ou graben ;

– les lacs finlandais, le Grand Lac de l'Esclave et les grands lacs nord-américains sont dus à la dynamique glaciaire, même si la tectonique a également joué un rôle ; ils se localisent dans les régions couvertes par les dernières glaciations.

lacs	origine	longitude	latitude	superficie (Gm ²)	volume (Tm ³)
Caspienne	tecto. graben	50,0° E	42,0° N	374,0	78,2
« grands lacs »	glaciaire	77-88° O	42-44° N	244,7	22,8
Victoria	tecto. divers	33,0° O	01,0° S	68,5	2,7
Aral	tecto. divers	60,0° E	45,0° N	64,1	1,0
Tanganyika	tecto. graben	29,3° E	06,0° S	32,9	18,9
Baïkal	tecto. graben	109,0° E	54,0° N	31,5	23,0
Grand lac de l'Ours	glaciaire	120,6° O	66,0° N	31,3	2,4
Grand lac de l'Esclave	glaciaire	113,4° O	61,5° N	28,6	2,1
Winnipeg	glaciaire	100,1° E	52,3° N	24,4	0,4
Malawi	tecto. graben	34,2° E	12,0° S	22,5	6,1
Balkach	tecto. divers	74,0° E	46,0° N	18,2	0,1
Ladoga	glaciaire	31,3° E	61,0° N	17,7	0,9
Tchad	tecto. divers	14,0° E	13,2° N	16,6	0,04
Maracaibo	tecto. divers	71,3° O	09,4° N	13,0	0,3

Tableau 7. Les lacs du monde dont la superficie excède 10 Gm² (10 000 km²).

Si l'on pense à l'utilisation par l'Homme de l'eau des lacs, il ne faut pas prendre en compte les lacs salés tels que la « mer » d'Aral qui a une salinité voisine de 10 ‰ alors que la moyenne océanique est de 35 ‰, la « mer » Caspienne, d'une salinité moyenne de 13 ‰, sans parler des étendues sursalées : le Grand Lac Salé ou la « mer » Morte, dont la salinité dépasse 200 ‰. Ces lacs n'ont généralement pas d'émissaire aboutissant à l'Océan, à l'inverse des lacs d'eau douce.

lacs	origine	longitude	latitude	superficie (Gm ²)	volume (Tm ³)
Caspienne	tecto. graben	50,0° E	42,0° N	374,0	78,2
Baïkal	tecto. graben	109,0° E	54,00° N	31,5	23,0
« grands lacs » américains	glaciaire	77-88° O	42-44° N	244,7	22,8
Tanganyika	tecto. graben	29,3° E	06,0° S	32,9	18,9
Malawi	tecto. graben	34,2° E	12,0° S	22,5	6,1
Victoria	tecto. divers	33,0° O	01,0° S	68,5	2,7
Grand lac de l'Ours	glaciaire	120,6° O	66,0° N	31,3	2,4
Grand lac de l'Esclave	glaciaire	113,4° O	61,5° N	28,6	2,1
Issyk Kul	tecto. divers	77,1° E	42,2° N	6,2	1,7
Aral	tecto. divers	60,0° E	45,0° N	64,1	1,0
Ladoga	glaciaire	31,3° E	61,0° N	17,7	0,9
Titicaca	tecto. divers	69,2° O	15,5° S	8,0	0,8
Van	tecto. divers	42,5° E	38,3° N	3,7	0,6
Kivu	volcano-tecto.	29,1° E	02,0° S	2,4	0,6
Movsgol	tecto. divers	100,3° E	51,0° N	2,6	0,5
Winnipeg	glaciaire	100,1° E	52,3° N	24,4	0,4
Maracaïbo	tecto. divers	71,3° O	09,0° N	13,0	0,3
Balkach	tecto. divers	74,0° E	46,0° N	18,2	0,1
Tchad	tecto. divers	14,0° E	13,2° N	16,6	0,04

Tableau 8. Les lacs du monde dont le volume exède 0,3 Tm³ (1 000 km³).

À cette liste, il faut ajouter les lacs des grands barrages ; en Europe occidentale, au nombre de 3 200, ils représentent 170 Gm³.

C/ L'eau dans le système sol-plante

Le sol, partie superficielle de la croûte terrestre modifiée par les agents atmosphériques et par les organismes qu'il abrite, contient environ 70.10^{12} m³ d'eau, soit cinq fois plus que l'atmosphère et quarante fois plus que l'ensemble des rivières.

La teneur en eau d'un sol, ou humidité, exprimée en pour-cent de la masse de sol sec, ne permet pas de caractériser les qualités hydriques d'un sol : ainsi, avec 10 % d'eau, un sable paraît humide au toucher, alors qu'avec 40 % une tourbe semble sèche et les végétaux y flétrissent. C'est que l'eau est liée aux constituants du sol par différentes forces. À côté de l'eau et d'une véritable atmosphère interne, un sol est un milieu structuré et complexe qui comprend des particules solides issues des débris de la roche mère et des colloïdes qui jouent un rôle essentiel dans la structure du sol. Les colloïdes sont des macromolécules hydrophiles existant sous forme neutre ou chargée, qu'elles soient minérales, telles les argiles, les hydrates de fer ou d'aluminium, ou qu'elles soient organiques, constituant l'humus. C'est essentiellement la teneur en colloïdes qui règle la disponibilité de l'eau pour les plantes, car elle agit sur les forces d'imbibition, une des trois forces liant l'eau aux constituants du sol :

- les forces osmotiques dues aux attractions exercées sur l'eau par les ions de la solution du sol ;

- les forces capillaires liés à des phénomènes de tension superficielle qui retiennent l'eau dans les interstices.

Forces osmotiques et forces capillaires, sauf dans le cas de sols desséchés et/ou salés où la rétention peut s'élever jusqu'à 2 MPa, ne posent pas de problèmes à la plante ;

- les forces capillaires d'imbibition sont dues aux attractions électrostatiques exercées entre les charges (négatives) des colloïdes et les pôles (positives) de l'eau, généralement polarisée. Ces forces sont très importantes dès que le sol est riche en argile ou en humus. Lorsque le sol se dessèche, la rétention peut atteindre une dizaine de MPa.

En raison de ces forces d'attraction, l'eau, mise en présence d'un sol sec, a tendance à se lier ; le potentiel thermodynamique du système est plus bas à l'état libre qu'à l'état lié :

$$\psi < \psi_0 .$$

À l'inverse, si on libère l'eau d'un sol humide dont le potentiel hydrique est ψ , celui-ci remonte à ψ_0 ; pour cette remontée, il faut fournir au sol de l'énergie :

$$\Delta W = \psi_0 - \psi .$$

Habituellement, l'état libre est pris comme référence ; $\psi_0 = 0$ est rapporté à une masse d'eau, en général le gramme ; ψ est le potentiel hydrique du sol qui est donc égal, mais de sens opposé, à l'énergie nécessaire pour libérer un gramme d'eau. Il est toujours négatif ; plus il est bas, plus la liaison est forte.

Lorsqu'un sol se dessèche, les liaisons de l'eau augmentent et son potentiel hydrique s'abaisse. Le sol ayant un potentiel hydrique négatif attire l'eau. On appelle succion, ou déficit de pression de diffusion, cette attraction qui est considérée comme une pression. Il y a proportionnalité entre la succion S et la valeur absolue du potentiel hydrique :

$$\psi = \nu S,$$

ν étant le volume d'un gramme d'eau, c'est-à-dire approximativement une constante.

Cela explique que le potentiel hydrique peut se mesurer comme une succion et s'exprimer, au signe près, en unités de pression.

Comme le potentiel hydrique augmente très rapidement avec le dessèchement (Fig. 11), il est souvent exprimé, par analogie avec un pH, sous la forme :

$$pF = \log \psi .$$

D/ Les eaux souterraines

Quand les apports d'eau au sol dépassent les besoins de l'évapotranspiration, l'eau s'infiltré en profondeur pour rejoindre une « nappe » : lieu de stockage, le sous-sol peut contenir cent fois plus d'eau que le sol. L'infiltration des eaux représente environ 13 % de la quantité qui arrive sur les continents. Notons cependant qu'il existe, sur terre plus de réserves souterraines d'eaux salées, souvent plus salées même que l'eau de mer, que d'eau douce. Les réserves souterraines d'eau douce sont estimées à 8 Pm³ (Fig. 12), dont 45 % sont localisés dans des nappes situées à moins de 800 m, soit 10 % de l'eau douce de la planète, et 55 % dans des nappes situées entre 800 et 4 000 m, soit 12,5 % des réserves. L'utilisation de traceurs isotopiques naturels de la

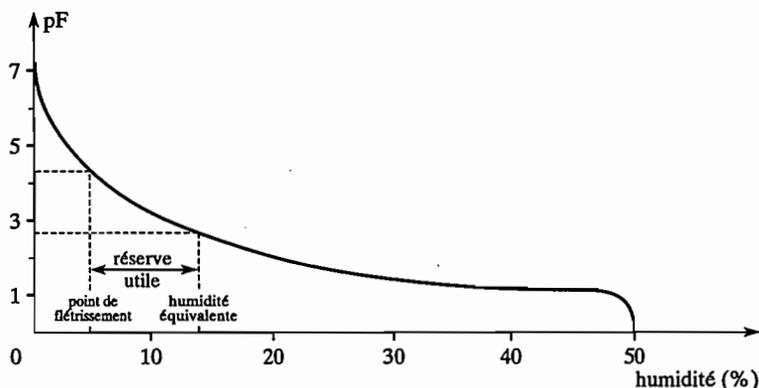


Figure 11. Humidité du sol et potentiel hydrique d'un limon sableux.

Le degré d'attraction de l'eau par un sol, ou potentiel hydrique ψ , augmente avec son dessèchement. Il est préférable de l'exprimer, par analogie avec le pH, sous la forme $pF = \log \psi$. Sur la courbe de variation de pF en fonction de l'humidité du sol, deux points remarquables apparaissent :

- l'humidité équivalente, capacité du champ à retenir l'eau après une pluie ou un arrosage, l'évaporation et l'écoulement par gravité ayant agi ;
- le point de flétrissement, humidité du sol en dessous de laquelle la plante se fane de manière irréversible. Ce point dépend peu de la nature du végétal ; il est assez spécifique d'un sol : de 1 à 3 % pour le sable, de 10 à 20 % pour un sol argileux et plus de 50 % pour les tourbes.

La différence entre ces deux grandeurs mesure la réserve utilisable du sol.

molécule d'eau, tritium, deutérium et oxygène 18, montrent que, lors de pluies abondantes, si la quantité d'eau écoulee est comparable à l'apport, on ne peut reconnaître, dans la première, l'exportation pure et simple de la seconde. Ceci montre que, même lors de crues, le réservoir souterrain joue un rôle fondamental jusqu'alors méconnu dans la genèse des débits.

Mais qu'est-ce qu'une nappe d'eau souterraine (dite aussi aquifère) ? L'eau d'infiltration occupe tous les vides qu'elle rencontre au sein des roches : espaces entre des grains de sable, trous minuscules dans la craie, fines fissures dans les granites, etc. Il s'agit, la plupart du temps, d'espaces millimétriques ; les systèmes karstiques font exception, l'eau finissant par agrandir les fissures initiales en dissolvant le calcaire grâce au dioxyde de carbone qu'elle contient. Limitées vers le bas par une couche imperméable, les nappes aquifères sont de deux types.

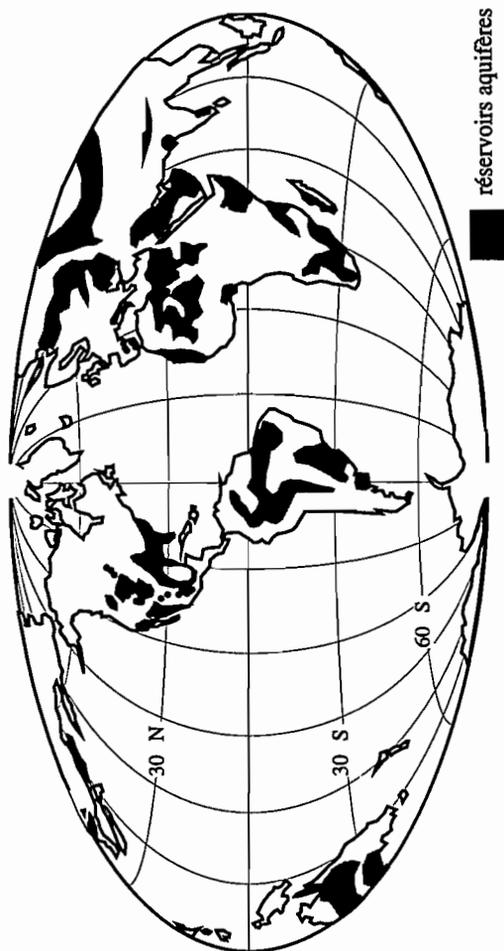


Figure 12. Répartition des nappes souterraines dans le monde. La distribution des grands réservoirs aquifères, « mines d'eau » indépendantes du cycle de l'eau, offrant des ressources non renouvelables, est commandée à la fois par la structure géologique (bassins sédimentaires) et par les zones climatiques. L'utilisation des principaux réservoirs aquifères, dans les pays arides aux ressources renouvelables limitées, s'effectue suivant une stratégie délibérée d'épuisement à plus ou moins long terme, beaucoup étant déjà en train de s'épuiser.

◆ Les nappes libres

Ces nappes sont surmontés de terrains perméables dont le niveau varie librement en fonction de leur débit et qui sont donc de bons régulateurs des écoulements naturels.

En climat tempéré, elles sont alimentées l'hiver et s'écoulent vers les points bas de la topographie, sources et rivières, avec un débit qui s'affaiblit progressivement au printemps et en été à un moment où la nappe n'est plus alimentée. Cette régulation du flux d'eau explique pourquoi des rivières « à régime tout aquifère », comme la Somme présentent des débits réguliers à la différence de cours d'eau à bassin pauvre en eau souterraine, comme le Gers.

En pays aride où la pluviosité annuelle n'atteint pas 0,5 m, le fonctionnement est totalement différent, car la nappe n'est pas alimentée par la surface : l'évapotranspiration recycle sur place toute l'eau de pluie. La nappe est alimentée par l'eau qui s'infiltré le long de l'axe des oueds lors des crues passagères qu'ils connaissent. Ces nappes sont bien plus profondes que dans les pays tempérés puisque leur niveau est plus bas que celui du fond des oueds. Souvent, oueds et nappes, qui s'écoulent dans le même sens, n'arrivent pas à la mer, mais débouchent dans des dépressions fermées, appelées chotts en Afrique du Nord.

Dans des déserts encore plus arides, le sol demeure nu en permanence. C'est le cas du désert d'Arabie où la pluviosité annuelle avoisine 0,05 m ; le cycle végétatif y est très rapide, quelques arbres et graminées poussant après chaque pluie, comme en Libye (< 0,2 m.an⁻¹). Cependant, certaines nappes contiennent des eaux anciennes dites « fossiles » : c'est le cas du Sahara où la nappe s'est formée il y a au moins 6 000 ans quand cette région était encore fertile ; c'est aussi le cas de l'Europe du Nord couverte de glaciers. En Libye, un programme d'aménagement s'apprête à amener vers le littoral, par une conduite de plusieurs milliers de kilomètres, ces eaux non renouvelables.

En régime tropical, les nappes fonctionnent à la manière de celle des pays tempérés durant la saison des pluies, mais elles ne suffisent pas à alimenter les rivières durant la longue saison sèche où subsistent seulement de rares points d'eau dont la qualité se dégrade rapidement.

◆ Les nappes captives

Ces nappes sont recouvertes par des terrains imperméables de volume presque invariable où l'eau se trouve sous pression et circule très lentement : quelques mètres par an, à comparer à un mètre par jour dans les nappes libres.

Plus profondes que les nappes libres, atteignant parfois 2 000 m, ces nappes sont cependant alimentées de manière similaire aux précédentes, comme le montre l'exemple du bassin parisien.

Confinée entre deux couches de marne et d'argile, la nappe des sables verts de l'albien, à 600 m au-dessous de Paris, affleure en surface dans l'Yonne où elle est alimentée directement par les pluies, comme une quelconque nappe libre. Quand la pression dans la nappe dépasse celle qui règne dans la profondeur de forage, l'eau jaillit en surface ; artésienne au siècle dernier avec une pression de 70 hPa, la nappe du bassin parisien ne l'est plus en raison de son exploitation ; il faut même aller la pomper à une cinquantaine de mètres sous la surface.

Quand il s'agit de son utilisation par l'Homme, il faut distinguer les ressources renouvelables, les plus superficielles, qui participent directement au cycle de l'eau, et les ressources non renouvelables dont le réservoir ne se reconstitue pas à l'échelle humaine. Accessoires à l'échelle mondiale, mais capitales dans quelques pays, ces nappes profondes d'eaux fossiles évoquent, en ce qui concerne leur gestion, des gisements d'hydrocarbures ou de minerais.

VI L'EAU DANS LA CELLULE

L'eau est un « milieu de vie », tous les êtres vivants étant essentiellement composés d'eau : de 97 % pour des melons, la proportion s'abaisse à 95 % chez les méduses, à 71 % dans les pommes de terre, à 74 % pour les poules et à seulement 53 % pour les boeufs. Il suffit, pour s'en convaincre, d'observer à quelle vitesse, sous un microscope, un protiste passe d'une activité fébrile à la mort au fur et à mesure de son dessèchement entre lame et lamelle. Chez l'Homme, la proportion d'eau est de 65 %, une partie noble comme le cerveau en contenant de 80 à 85 % !

L'eau a d'abord joué un rôle fondamental lors de l'apparition de la vie sur Terre. Il est probable que la vie est née par accumulation, dans les océans, de molécules organiques produites dans la haute atmosphère à partir de méthane, d'ammoniac, d'hydrogène et de vapeur d'eau sous l'effet du rayonnement ultraviolet. L'eau a encore présidé, notamment grâce aux cycles assèchement — hydratation de lagunes riches en molécules organiques, à l'élaboration de polymères, molécules géantes de la vie, à partir de petites molécules. Les ions présents dans l'eau, tels le magnésium, le zinc, le calcium et le cuivre ont contribué à l'orientation des molécules permettant la construction des protéines et leur organisation avec une extrémité hydrophobe et une extrémité hydrophile séparant le milieu intérieur de l'extérieur. La surface chargée hydrophile entraîne, dans le fluide avec lequel elle est en contact, la formation d'un « ordre » local par polarisation des molécules d'eau s'étend parfois sur une épaisseur de 30.10^{-10} m. Ainsi, la peau de certains poissons des mers polaires possède des protéines de ce type qui inhibent la formation de la glace.

La création de ce « milieu intérieur », comme l'a nommé Claude BERNARD, représente une étape déterminante de l'évolution de la vie dans les océans primitifs. L'autonomie d'un organisme repose sur sa capacité de réguler ce milieu intérieur, ou homéostasie. La constance de composition du sang et de la température, l'équilibre en sels minéraux, en glucides impliquent une communication des informations assurée par des liquides aqueux. Ces réseaux complexes de communication ne pourraient fonctionner sans l'omniprésence de l'eau dans le sang, la lymphe, les tissus, les cellules. Sans l'eau, notamment sans les liaisons hydrogène qui, faiblement énergétiques, se modifient aisément dans la gamme des températures vitales, les cellules de notre corps ne maintiendraient ni leur forme, ni leur structure ; elles ne se nourriraient pas et s'asphyxieraient sous l'effet de leurs propres déchets. Comme pour les réseaux d'une ville, il faut une gestion globale des centres de retraitement (reins) et des systèmes de communication et de régulation complexes (hypothalamus) de manière que parviennent, au bon endroit, au moment opportun et à la concentration appropriée les substances nutritives et que les déchets soient éliminés avant d'atteindre le seuil de toxicité. À titre d'exemple, indiquons que le rein d'un homme filtre près de deux cents litres de liquide par jour, dont 99 % est dirigé vers le flux sanguin et 1 % seulement éliminé par l'urine.

Une autre fonction de l'eau, mise en évidence seulement en 1992, concerne les réactions chimiques de base des mécanismes vitaux. Ainsi, lorsque quatre atomes d'oxygène se fixent sur l'hémoglobine du sang, soixante molé-

cules d'eau s'y fixent aussi. L'eau est donc à la fois un solvant et un « liant » directement impliqué dans les échanges chimiques : la fixation du glucose sur une enzyme s'accompagne de l'expulsion, par cette dernière, d'une centaine de molécules d'eau. Pour qu'une réaction se produise entre deux molécules, il faut donc éliminer, fixer ou déplacer au préalable les molécules d'eau qui s'étalent à la surface de l'une et de l'autre ; c'est là une étape essentielle de la réaction. L'eau aide ensuite aux assemblages et à l'enrobage final. On peut donc parler d'un véritable cycle de l'eau au niveau des réactions biochimiques.

Les mécanismes du cycle de l'eau

En prenant l'atmosphère comme point de départ du cycle de l'eau, l'ensemble des mécanismes qui assurent les transferts incessants de vastes quantités d'eau d'un compartiment à l'autre au sein du système climatique peuvent être mis en lumière : évaporation, précipitations et écoulement. L'eau s'accumule d'abord dans l'atmosphère sous l'effet des processus d'évaporation à la surface des océans et des continents, mais la transpiration des plantes l'y introduit également. Au cours de son ascendance, l'air humide se refroidit, puis se condense partiellement sous forme de nuages ; l'atmosphère renferme finalement de l'eau sous forme de vapeur, de liquide et de cristaux de glace. Sous l'effet de la gravité, cette eau retombe dans l'Océan ou sur les continents sous forme de pluie, de neige, de grêle ou toute autre forme de précipitations. Une partie de cette eau subit à nouveau les phénomènes d'évaporation et de transpiration des plantes, et le reste ruisselle ou s'infiltre dans le sol pour former les cours d'eau. Ces derniers ramènent enfin l'eau à la mer, point de départ d'un nouveau cycle.

Le cycle de l'eau correspond à une circulation continue mue par des phénomènes de pompage, de distillation et de transport d'eau sous toutes ses formes dont le moteur est l'énergie solaire. Aussi montrerons-nous d'abord le lien intime entre les cycles de l'énergie et de l'eau avant de détailler les mécanismes qui assurent le passage de l'eau d'un état à l'autre, celui-ci accompagnant souvent le transfert entre réservoirs.

I. CYCLE DE L'EAU ET CYCLE DE L'ÉNERGIE

A/ Une « usine » à distiller l'eau de mer

Le cycle de l'eau est intimement lié à celui de l'énergie (Fig. 1), car la chaleur latente de condensation de l'eau constitue, quand elle se dégage, une des

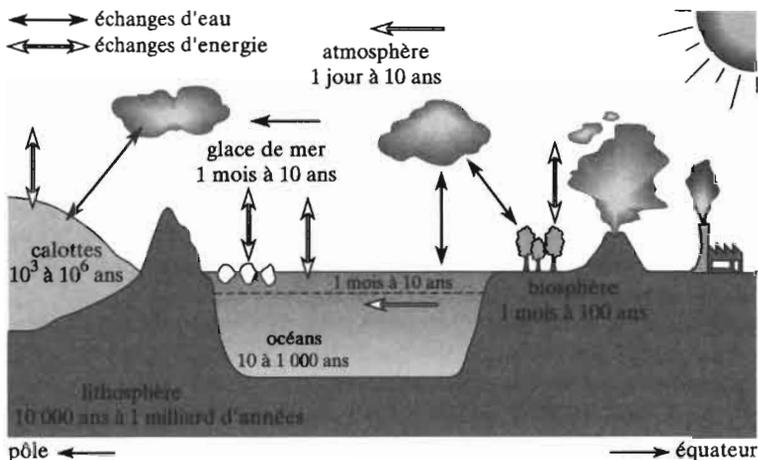


Figure 1. Cycle de l'eau et cycle de l'énergie.

Par ces échanges d'énergie et d'eau, qui se produisent à des échelles de temps très variables (du jour aux dizaines de milliers d'années), ces systèmes modulent la réponse du climat aux variations d'insolation. Aux grandes échelles de temps, la Terre elle-même intervient au travers de phénomènes plus lents, comme l'isostasie, la formation des montagnes et, plus généralement, la tectonique des plaques.

Notions sur le rôle de l'eau dans les flux de chaleur

L'énergie apparaît sous trois formes :

- élévation de température = énergie thermique ou interne ;
- élévation d'altitude = énergie potentielle ;
- absorption de vapeur d'eau = énergie latente qui produit une élévation de température quand la vapeur d'eau se condense.

Le bilan énergétique de la Terre dépend largement de l'eau atmosphérique pour deux raisons :

- 1) la vapeur d'eau est le plus important gaz à effet de serre. Si on la supprimait, le flux infrarouge sortant augmenterait de 100 W m^{-2} ; elle augmenterait seulement de 50 W m^{-2} si on supprimait le dioxyde de carbone ;
- 2) les nuages modifient les rayonnements. Puissants réflecteurs de l'énergie solaire, ils contribuent à refroidir la planète mais, en même temps, ils accentuent l'effet de serre, la réchauffant. La suppression de tous les nuages augmenterait le flux absorbé de 47 W m^{-2} , mais elle accentuerait la déperdition infrarouge de 31 W m^{-2} . L'effet albédo l'emporte donc sur l'effet de serre et la présence de nuages se traduit par un déficit radiatif de 16 W m^{-2} . Ces propriétés dépendent du type de nuage : les nuages bas, de type stratus, très blancs et relativement chauds, sont de puissants refroidisseurs, alors que les nuages de haute altitude, de type cirrus, formés de glace, contribuent au réchauffement de la planète.

principales sources de chaleur de l'atmosphère. Améliorer la simulation de phases du cycle de l'eau (interaction sol-végétation-atmosphère, formation des nuages et des pluies) permet de rendre plus fiables les modèles climatiques, qui pèchent par la mauvaise représentation du cycle de l'eau.

Le cycle de l'eau est avant tout une gigantesque installation de distillation de l'eau de mer, surtout localisée dans la zone intertropicale (Fig. 2). Chaque jour, l'évaporation soustrait à l'Océan environ 1 160 Gm³ d'eau, soit 1 186 Pg, ce qui correspond à une perte calorifique d'environ 70 W.m² ou, pour l'ensemble de la planète :

$$2,25 / 10^6 \text{ J.kg}^{-1} \times 1 \text{ 186 Pg} = 2,25 \times 1 \text{ 186} / 10^{18} \text{ J.}$$

Cette énergie approche le quart de ce que la Terre reçoit chaque jour en provenance du Soleil, soit 9.10²¹ J. À ce niveau, la liaison entre les deux

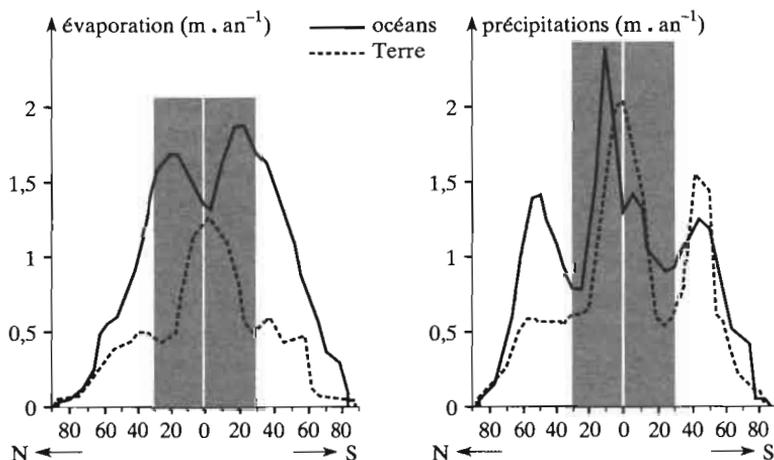


Figure 2. Le cycle de l'eau, une installation de distillation de l'eau de mer. L'essentiel du cycle de l'eau se déroule par des échanges entre l'Océan et l'atmosphère :

- l'Océan fournit à l'atmosphère la plus grande part de son eau : 425 Tm³ par an, à comparer à 71 Tm³ pour le système sol-plante. Cette évaporation correspond à une perte d'eau moyenne pour l'Océan de 1,25 m ;

- 76 % des précipitations intéressent l'Océan qui couvre seulement 71 % de la planète ; contrairement aux idées reçues, il pleut donc plus en mer qu'à terre, sauf dans les régions équatoriales.

Un peu moins du dixième de l'eau qui s'évapore de la mer est transportée au-dessus des continents ; le cycle se boucle par un ruissellement équivalent, mais de sens opposé au transport atmosphérique.

cycles est claire. L'Océan stocke autant de chaleur que toute l'atmosphère dans une pellicule superficielle de 2,5 mètres seulement, pellicule qui va restituer à l'atmosphère, par le biais de l'évaporation, la moitié de cette énergie. Cette énergie « latente » est cédée à l'atmosphère seulement lors de la condensation de l'eau dans les nuages ; elle effectue le premier « chauffage » de l'atmosphère et déclenche ainsi la circulation atmosphérique dans les régions intertropicales. Les mouvements atmosphériques turbulents de la couche limite, c'est-à-dire de la couche épaisse de 2 000 m environ où la turbulence de surface est active, forment les nuages bas de type stratus ou strato-cumulus, omniprésents au-dessus des océans tropicaux. Les grands cumulo-nimbus des tropiques, en revanche, résultent des mouvements convectifs

Désignation et caractéristiques des différents types de nuages

• Nuages à développement vertical

- | | |
|---------------|---|
| cumulus | blanc à base plane et protubérances sommitales. Cette forme de beau temps peut évoluer vers un nuage à plus fort développement vertical (un à deux kilomètres) par instabilité (cumulus congestus). |
| cumulo-nimbus | gros nuages instables au sommet en enclume d'un blanc éclatant (glace), avec une base gris sombre. Leur développement vertical atteint cinq à six kilomètres sous nos latitudes (dix kilomètres vers l'équateur) et les courants ascendants approchant 30 m.s ⁻¹ . Générateurs de précipitations courtes mais drues. |

• Autres nuages

étage inférieur de la troposphère

Il s'agit de nuages chargés d'eau, de couleur sombre, accompagnés de précipitations.

- | | |
|----------------|--|
| stratus | uniformes, descendant parfois près du sol, difficiles à distinguer d'un brouillard haut. |
| nimbo-stratus | en voile dense et gris masquant le soleil ; précipitations durables. |
| strato-cumulus | gros rouleaux ou damiers gris ; pluies occasionnelles et limitées. |

étage moyen

Il s'agit de nuages constitués de minuscules gouttelettes d'eau.

- | | |
|-------------|--|
| altocumulus | parfois lenticulaires et isolés, souvent en bancs d'où un ciel moutonné. |
| altostratus | voile gris pouvant donner des pluies fines. |

étage supérieur

S'y rencontrent des nuages blancs ou très clairs formés de paillettes ou aiguilles de glace.

- | | |
|---------------|--|
| cirro-cumulus | petits flocons blancs alignés comme les rides des plages de sable. |
| cirro-stratus | voiles légers et blanchâtres souvent accompagnés de halos. |
| cirrus | filaments en houppes ou en « coups de griffes », si délicats qu'ils ne masquent pas le soleil. |

pénétrant très haut dans l'atmosphère. Les difficultés pour modéliser la circulation atmosphérique tiennent au rôle essentiel de ces mouvements de petite échelle dans la détermination de la structure verticale de l'atmosphère. De fait, bien des perturbations attendues du système climatique, telle la croissance de l'effet de serre anthropique, sont, avant tout, des perturbations de cette structure verticale, correspondant à un léger déplacement des équilibres que nous venons d'esquisser.

B/ Le cas particulier des cyclones

Dans les régions intertropicales, l'Océan répond rapidement aux changements du régime des vents. De grandes quantités d'énergie sont donc transportées en quelques mois d'un bord à l'autre du bassin. Les changements de température de surface qui en résultent ont des effets déterminants sur la circulation de l'atmosphère, les océans tropicaux constituant de véritables « chaudières naturelles » qui s'ajustent rapidement aux modifications du vent. Dans ces régions, la température très élevée de l'Océan réchauffe les basses couches de l'atmosphère et crée une zone de basse pression. Les masses d'air chaud s'élèvent et divergent à haute altitude, formant des cellules de circulation à grande échelle (Chap. 4).

À petite échelle, les ascendances situées au-dessus des zones chaudes déclenchent une activité de convection intense que l'on peut expliquer ainsi. L'air, moins dense que celui situé au-dessus des zones « froides » qui l'environnent, s'élève en se détendant et il se refroidit. La pression de vapeur saturante étant plus faible à basse température, la vapeur d'eau se condense, donnant des pluies abondantes. Les régions chaudes de l'Océan constituent donc des zones de pluies. Plus le gradient vertical de température est marqué, plus l'ascendance est forte, ce qui favorise la formation des nuages à fort développement vertical, les cumulo-nimbus.

Parfois, les cellules de circulation ne suffisent plus pour évacuer l'excès de chaleur des régions tropicales. Des phénomènes violents se déclenchent alors, les cyclones. Le terme cyclone vient du grec *koklos*, « qui s'enroule comme un serpent ». Ce phénomène engendre de violentes averses accompagnées de vents pouvant atteindre 300 km.h^{-1} . Même si d'autres critères, telle

l'énergie dégagée, peuvent être utilisés, la vitesse v du vent moyen permet une classification des cyclones, très utile sur le plan de la sécurité :

- $v < 63 \text{ km.h}^{-1}$: dépression tropicale ;
- $63 \text{ km.h}^{-1} < v < 117 \text{ km.h}^{-1}$: tempête tropicale ;
- $v > 118 \text{ km.h}^{-1}$: cyclone tropical.

Trois parties sont, en général, individualisées dans le cyclone.

- **Les bandes spirales**, dont le nombre varie de deux à sept, ont une largeur de trois kilomètres et s'étirent sur plusieurs centaines de kilomètres ; elles sont le siège de mouvements convectifs de plus petite échelle : les cellules, en forme de cumulus. Ces cellules se forment sur le côté interne de la bande, la traversent et disparaissent du côté externe ; pendant leur passage, les pluies sont abondantes.

- **L'anneau nuageux**, partie essentielle du cyclone, où pluies et vents atteignent leur intensité maximale. La vitesse des vents est proportionnelle à leur éloignement du centre. Lorsque l'air, en tournant, atteint les couches supérieures, il s'écoule horizontalement en un ou deux jets de courbure anticyclonique. La pression de vapeur saturante décroît avec la température ; l'humidité spécifique, maximale à l'interface air-mer, décroît avec l'altitude. La convergence des flux d'air dans les basses couches de l'atmosphère provoque la formation de nuages de convection tels les cirrus et les cumulo-nimbus qui forment souvent une épaisse couverture jusqu'à quinze kilomètres d'altitude.

- **L'œil** se présente comme un immense amphithéâtre entouré d'une muraille de nimbo-stratus. D'un diamètre variant entre 5 et 50 km, il diminue au fur et à mesure de l'évolution du cyclone. Plus il est petit, plus le cyclone est violent ; au centre, la pression s'abaisse parfois en dessous de 900 hPa. Le minimum de la pression est associé à un courant d'air descendant qui se réchauffe en se comprimant. L'œil constitue donc le cœur chaud du cyclone ; le réchauffement entraîne une diminution de la pression et les basses pressions permettent à l'air d'augmenter sa température : un effet de boucle est à l'origine du phénomène cyclonique.

La formation du cyclone peut être décrite par un système d'équations mettant en jeu la force de Coriolis, le gradient de pression et la densité de l'air. Le cyclone correspond à une transformation de l'énergie thermique en

énergie cinétique. La convection de l'air entraîne l'humidité ; la condensation débute avec la formation de cumulus, ce qui libère la chaleur latente, déclenchant l'instabilité et les mouvements ascendants. Les conditions de la cyclogenèse subissent le contrôle de facteurs interdépendants : la température de l'Océan, l'instabilité de l'atmosphère, l'humidité de l'air, la faiblesse du cisaillement vertical :

- les conditions thermiques sont remplies à la fin de l'été quand la température des eaux superficielles de l'Océan atteint 28 à 29 °C ;
- le gradient vertical de température de l'atmosphère détermine le degré d'instabilité. Il est lié à la convection des cumulus et cumulo-nimbus, vecteurs d'énergie vers les couches atmosphériques supérieures. Mais il s'agit d'une convection à petite échelle qui n'explique pas, à elle seule, la formation du cyclone ;
- l'humidité de l'air alimente les précipitations et permet la libération de la chaleur latente ; elle dépasse souvent 70 %.

Les phénomènes à petite échelle dominant dans la « couche limite » où s'opère un transfert de moment cinétique à la rotation cyclonique, la force de Coriolis étant indispensable pour soutenir la convection. Lorsque l'oeil est apparu, le gradient de pression s'accroît fortement avec une accélération des vents ; cette phase peut durer trois jours. Ensuite, l'énergie produite par la chaleur latente devient inférieure à l'énergie cinétique dissipée. Il suffit, pour cela, que le cyclone survole des eaux plus froides ou la terre ferme.

région du monde	nombre
ouest du Pacifique Nord	208
Atlantique Nord, Caraïbes	85
baie du Bengale	75
sud-ouest de l'océan Indien	41
nord-est de l'Australie	31
nord-ouest de l'Australie	23
mer d'Arabie	19
est du Pacifique Nord	10

Tableau 1. Nombre moyen de cyclones dans différentes parties du monde sur une période de dix ans.

C/ L'énergie solaire, « moteur » du cycle hydrique

Le rayonnement solaire constitue le moteur unique de l'évaporation. En raison de son inclinaison par rapport à l'axe Terre-Soleil et de l'alternance des jours et des nuits, l'énergie solaire moyenne reçue par la surface terrestre est de 342 W.m^{-2} , soit quatre fois moins que la constante solaire ($1\,368 \text{ W.m}^{-2}$). Ce rayonnement varie au cours des saisons en tout point de la planète. Comme la Terre est, à l'époque actuelle, au plus près du Soleil au moment du solstice d'hiver et au plus loin lors du solstice d'été, les variations saisonnières de l'hémisphère Nord sont atténuées.

Les variations orbitales expliquent les périodes humides que connaît parfois, à l'époque actuelle, la région saharienne et les oscillations entre période glaciaire et période interglaciaire qui caractérisaient le climat quaternaire.

milieus	albédo
glace	jusqu'à 0,9
neige fraîche	0,85
nuage type cirrus	0,75
nuage type stratus	0,60
neige ancienne	0,60
eau calme	0,45
désert de sable	0,35
rochers	0,25
prairie	0,20
terre cultivée	0,15
villes	0,15
océan	0,10
forêts	0,10

Tableau 2. Albédo, ou pouvoir réfléchissant, de quelques systèmes de la planète.

L'énergie solaire n'est pas totalement absorbée par la Terre (Fig. 3) ; environ 30 % est réfléchi vers l'espace (on dit que l'albédo moyen de la Terre est de 30 % ou 0,3), ce qui correspond au cumul de plusieurs effets dans lesquels l'eau intervient :

- **l'effet moléculaire**, ou diffusion Rayleigh (6 %), correspond à la mise en vibration des molécules d'air qui sont, en majorité, des molécules d'azote et d'oxygène ;

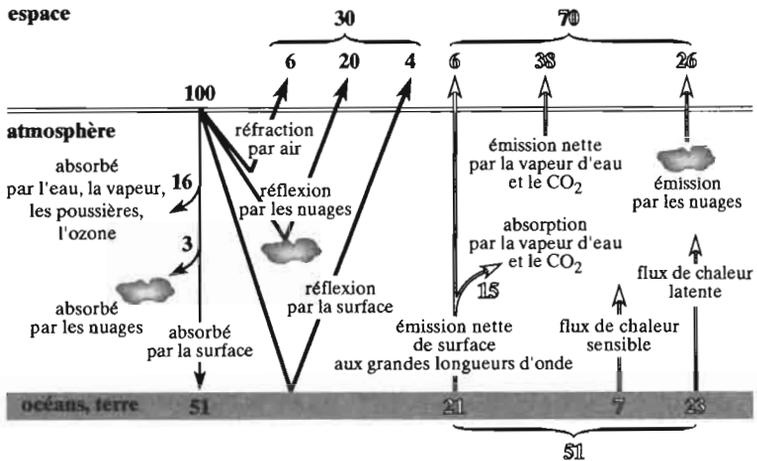


Figure 3. *Bilan radiatif moyen de la Terre (en pourcentage). (Les mots en italique signalent l'intervention de l'eau dans le cycle de l'énergie.) Sur une année, le bilan est équilibré. Le flux incident d'énergie solaire est de 342 W.m⁻², mais cette énergie n'est pas entièrement disponible :*

- 30 % (environ 100 W.m⁻²) repart vers l'espace après avoir été réfléchi par les particules, les molécules d'air et, surtout, la face supérieure des nuages ;
- l'énergie vraiment absorbée (240 W.m⁻²) est compensée par une émission infrarouge équivalente par la Terre et l'atmosphère ;
- 25 %, soit 80 W.m⁻², est absorbé dans l'atmosphère par l'ozone de la stratosphère et la vapeur d'eau dans la troposphère ;
- arrivent en surface approximativement 160 W.m⁻², dont 100 W.m⁻² correspondent à un excédent d'énergie qui réchauffe l'air environnant et permet l'évaporation.

Le cycle de l'eau redistribue cette énergie, atténuant ainsi les différences de température en fonction de la latitude mais aussi entre les basses et les hautes couches de l'atmosphère. La circulation de l'énergie comporte aussi une importante boucle, l'effet de serre. Une fraction importante du rayonnement infrarouge émis par la surface est absorbée par la vapeur d'eau (la moitié de l'effet de serre), l'eau liquide des nuages, le gaz carbonique et d'autres éléments à l'état de traces. La déperdition de chaleur est ainsi limitée : la température superficielle de la Terre atteint ainsi 15 °C

• **la réflexion par la surface terrestre (4 %)**, « miroir » aux qualités inégales. L'Océan réfléchit environ 5 % du rayonnement, soit moins qu'une surface continentale couverte de forêts (de l'ordre de 10 %) et nettement

moins que des déserts (jusqu'à 35 %) et, surtout, que des surfaces enneigées ou recouvertes de glace (jusqu'à 80 %) ; celles-ci jouent donc un rôle considérable dans l'équilibre thermique de la planète ;

• **la réflexion par les nuages**, la plus importante, atteint 20 % du rayonnement solaire incident. Ce nouveau couplage entre les deux cycles de l'énergie et de l'eau est dû aux gouttelettes d'eau qui infléchissent la trajectoire du rayonnement solaire et en renvoient une partie vers la partie supérieure de l'atmosphère. Cet effet ne dépend pas de la longueur d'onde du rayonnement incident, ce qui explique pourquoi les nuages sont incolores. À masse égale, cette diffusion, dite diffusion de Mie, est d'autant plus forte que les gouttelettes d'eau sont plus petites ; certaines pollutions, comme celles que provoquent les aérosols sulfatés, affectent la taille des gouttes, perturbant alors l'équilibre énergétique de la planète.

La machine climatique fonctionne à partir des 240 W.m^2 restants du rayonnement solaire qui sont absorbés soit par la terre, soit par l'océan, qui présentent deux comportements opposés :

– l'Océan est chauffé par le haut, car la totalité du rayonnement solaire y est absorbé en quelques dizaines de mètres ;

– l'atmosphère, très transparente au rayonnement solaire, est chauffée essentiellement par le sol. L'ascendance de cet air chaud explique le caractère actif et turbulent de la circulation atmosphérique.

L'atmosphère est également chauffée par le rayonnement solaire direct, puisqu'elle en absorbe environ 20 %. Cette absorption est due à quelques constituants minoritaires de l'atmosphère :

– l'ozone, qui absorbe l'ultraviolet dans la stratosphère, c'est-à-dire au delà d'une quinzaine de kilomètres d'altitude, est responsable de la croissance de la température à ce niveau ;

– la vapeur d'eau absorbe une part importante du rayonnement infrarouge, en particulier dans les nuages où les diffusions multiples sur les gouttes allongent le trajet de la lumière.

Le rayonnement électromagnétique et ses interactions avec la matière

Le rayonnement solaire et le rayonnement terrestre qui traversent l'atmosphère sont des rayonnements électromagnétiques. Le flux émis, ainsi que sa longueur d'onde, dépendent de la température du corps suivant la loi du corps noir, ou loi de Planck : un corps chaud émet un rayonnement plus énergétique avec des longueurs d'ondes plus courtes qu'un corps froid. Le Soleil, dont la température est de 6 000 K, émet dans la gamme allant de l'ultraviolet au proche infrarouge, et la Terre, de température 300 K, dans le proche infrarouge. Ce rayonnement, en traversant l'atmosphère peut être diffusé, c'est-à-dire que sa direction est modifiée sans perte d'énergie, ou absorbé, cédant alors une partie de son énergie à la matière, qui la transforme en chaleur. Le rayonnement solaire est surtout diffusé par l'atmosphère alors que le rayonnement terrestre y subit uniquement une absorption.

La diffusion diffère pour des objets petits, par comparaison avec la longueur d'onde du rayonnement incident, et des objets de taille supérieure ou égale à cette longueur d'onde.

- Le premier cas correspond à la diffusion Rayleigh, diffusion du rayonnement solaire par les fluctuations de densité à l'échelle moléculaire. Le rayonnement solaire a une longueur d'onde variant entre 0,2 et 4 μm , alors que les « cibles », les molécules, ont une taille mille fois inférieure. Le rayonnement incident entraîne une oscillation des électrons de masse beaucoup plus faible que celle des noyaux, qui polarisent la molécule ; celle-ci émet alors un rayonnement de même fréquence et de même longueur d'onde que le rayonnement incident. La diffusion Rayleigh joue un rôle énergétique important puisque 6 % du rayonnement solaire incident retourne à l'espace de cette manière. Elle explique la couleur bleue du ciel car le rayonnement bleu, de plus petite longueur d'onde que le rouge, est mieux diffusé par l'atmosphère.

- Le deuxième cas correspond essentiellement à la diffusion du rayonnement solaire par des particules de taille proche de la longueur d'onde du rayonnement (aérosols de 0,1 à quelques μm , gouttelettes d'eau nuageuse de quelques μm) ou de dix à cent fois supérieure (cristaux de glace dans les cirrus). Pour les grandes particules sphériques, il existe une théorie de la diffusion, dite théorie de Mie, mais, pour la plupart des particules réelles c'est l'observation qui permet de décrire la diffusion. Cette diffusion dépend faiblement de la longueur d'onde du rayonnement incident, ce qui explique pourquoi les nuages sont blancs, gris ou noirs.

L'absorption du rayonnement correspond à la transition d'un atome ou d'une molécule d'un état d'énergie vers un autre plus élevé sous l'action d'un photon. Les principaux absorbants sont des molécules gazeuses triatomiques : vapeur d'eau (H_2O), dioxyde de carbone (CO_2) et ozone (O_3), qui ont un spectre énergétique plus riche que celui des molécules diatomiques (oxygène, azote, hydrogène) qui absorbent peu le rayonnement solaire ou terrestre. Au contraire, les molécules à plusieurs atomes, telles que le méthane et les chlorofluorocarbones, dont les teneurs ne cessent de croître, ont un pouvoir absorbant très élevé ; ces composés pourraient fortement contribuer à augmenter l'effet de serre. Ces absorbants sont des composés minoritaires de l'atmosphère : au-dessus de chaque mètre carré de sol, il y a environ 10 000 kg d'air mais seulement 20 kg de vapeur d'eau, 3 kg de dioxyde de carbone et quelques grammes d'ozone. Pourtant, leur effet sur le bilan radiatif de la planète est déterminant.

II. MÉCANISMES EN JEU DANS LE CYCLE DE L'EAU

A/ L'humidité de l'air

L'air de la troposphère contient toujours une quantité plus ou moins importante d'eau à l'état de vapeur ; elle s'y introduit par évaporation et elle la quitte sous forme de précipitations vers le sol, à l'état de pluie ou de neige. L'évaporation et les précipitations ne peuvent être comprises sans un rappel des propriétés de l'air humide. L'humidité se définit de deux façons complémentaires :

- **L'humidité spécifique**, ou absolue, est la quantité d'eau contenue dans une unité de masse d'air humide. L'humidité s'exprime en grammes par kilogramme. La quantité de vapeur d'eau que peut contenir l'atmosphère à une température et une pression données a une limite maximale. Cette valeur limite, mesurée par la pression, notée e_s , et appelée pression de vapeur saturante, varie très rapidement en fonction de la température. Au-delà de la valeur de saturation, l'eau passe à l'état liquide ;

- **L'humidité relative**, quotient du rapport de mélange réel par le rapport de mélange à saturation ; on le note e/e_s , e étant la pression de vapeur d'eau dans l'air. Cette valeur indique l'éloignement du point de saturation ; elle est comprise entre zéro et un, mais on l'exprime souvent en pourcentage. Une humidité de 50 % signifie que l'air contient la moitié de la vapeur d'eau qu'il pourrait contenir, au maximum, dans les mêmes conditions de température et de pression. De 100 % dans les nuages, l'humidité est rarement inférieure à 15 %, sauf dans les déserts, en cas de vents type föhn et en altitude dans les anticyclones, où elle peut descendre au-dessous de 10 %.

La quantité d'eau que l'air contient sous forme de vapeur dépend de la pression et, surtout, de la température. En se refroidissant à pression constante, l'air humide atteint le point de rosée, température pour laquelle il est saturé de vapeur. Si la température s'abaisse encore, l'excédent d'eau se condense sous forme de gouttelettes ou de microscopiques cristaux de glace, de sorte qu'il se forme du brouillard ou des nuages. Plus il fait froid, plus le refroidissement doit être important pour condenser une quantité équivalente de vapeur : la condensation d'un gramme de vapeur par mètre cube d'air nécessite un refroidissement de 0,4 °C si l'air est saturé à 20 °C, de 1 °C si sa température est de 10 °C et de 1,8 °C quand l'air a une température de 0 °C.

Le refroidissement permettant d'atteindre la saturation peut s'opérer de plusieurs façons :

- **par rayonnement** : c'est le mode de formation de brumes et de certains nuages de types stratus, strato-cumulus et altocumulus, qui résultent du refroidissement par rayonnement de la partie supérieure d'une couche de brume ;

- **par conduction** au contact d'un sol froid, qui concerne des couches d'air minces mais parfois de grande étendue : se forment alors des brouillards ou même des stratus si la turbulence est suffisante ;

- **par mélange** : le mélange d'air chaud humide et d'air froid peut conduire à une condensation, même si les deux masses d'air ne sont pas saturées (Fig. 4). Ce mécanisme engendre souvent de grandes masses nuageuses ;

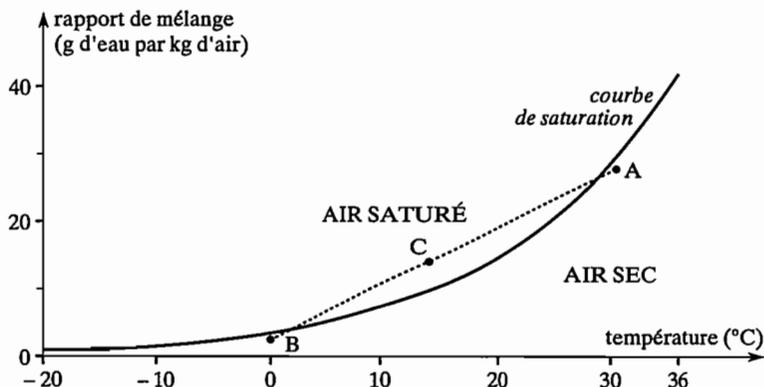


Figure 4. Rapport de mélange saturant au niveau de la mer en fonction de la température.

La droite AB explique comment le mélange de deux masses d'air différentes A et B, humides mais non saturées, peut conduire à une masse d'air (C) qui dépasse la saturation.

- **par turbulence**, qui homogénéise l'humidité spécifique de la couche impliquée et en refroidit le sommet, accroissant ainsi l'humidité relative avec l'altitude : il peut en résulter des stratus-fractus, des strato-cumulus et des altocumulus ;

- **par détente**, c'est-à-dire diminution de pression, qui entraîne un refroidissement important et constitue le principal mode de formation des nuages susceptibles d'engendrer des précipitations.

Cette détente s'effectue de trois façons :

- par ascendance forcée due au relief quand un courant atmosphérique rencontre une chaîne de montagnes. L'air ascendant se refroidit d'environ $0,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ par cent mètres, alors qu'en descendant, il se réchauffe d'environ $1\text{ }^{\circ}\text{C}$ par cent mètres sur le versant opposé, devenant de plus en plus sec et de plus en plus chaud : c'est l'effet de fœhn (Fig. 5) ;

- par contact entre masses d'air de températures différentes. L'air froid contraint l'air chaud à s'élever, comme le ferait une montagne, ce qui conduit à de vastes formations nuageuses pluvieuses ; il s'agit de nuages frontaux de type altostratus ou nimbo-stratus, ou encore cumulo-nimbus si la convection rend l'air chaud instable ;

- par contact entre un air froid et un sol ou un océan relativement chauds, ce qui provoque des ascendances par convection. Des cumulus ou des cumulo-

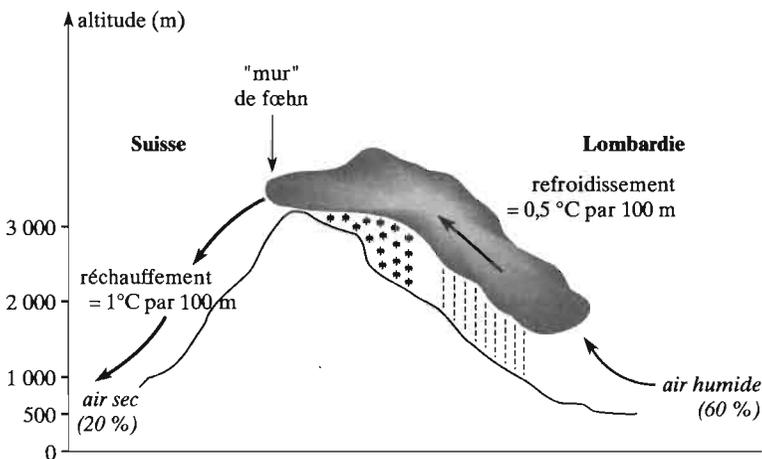


Figure 5. Exemple du fœhn.

Prenons l'exemple d'une masse d'air humide, à $15\text{ }^{\circ}\text{C}$, qui s'élève de la plaine lombarde à la crête des Alpes. Jusqu'à ce que l'air atteigne le niveau de condensation, ici $1\text{ }200\text{ m}$, il se refroidit d'abord de $1\text{ }^{\circ}\text{C}$ par cent mètres. Ensuite, la condensation libérant de la chaleur, la décroissance n'est plus que que de $0,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ par cent mètres. L'isotherme $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ se trouve à $2\text{ }200\text{ m}$.

Sur le flanc opposé, où le réchauffement est voisin de $1\text{ }^{\circ}\text{C}$ par cent mètres (compression adiabatique sèche), l'isotherme $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ se trouve à $2\text{ }700\text{ m}$. En plaine, l'air atteint $22\text{ }^{\circ}\text{C}$ avec une humidité anormalement faible de $21\text{ }%$. Chaque kilogramme d'air a perdu $2,5\text{ g}$ d'eau sous forme de précipitations.

nimbus se forment, si le sommet des nuages se développe assez haut pour atteindre des températures très négatives provoquant la glaciation des gouttes d'eau.

La pression diminuant rapidement avec l'altitude, une parcelle d'air transportée du niveau de la mer à 3 000 m voit ainsi sa température s'abaisser de 30 °C. L'ascendance de l'air constitue donc le plus énergétique processus de refroidissement, donc de condensation, qui soit. L'ascendance de l'air engendre des précipitations intenses parce que la vapeur d'eau atmosphérique se condense en rencontrant des températures plus froides. La descente de l'air, ou subsidence, comprime au contraire l'air, l'échauffant, ce qui instaure un climat très sec.

B/ Évaporation et transpiration des végétaux

Le rayonnement solaire constitue le moteur unique de l'évaporation, qui se produit sur les surfaces aquatiques et les sols nus, et de la transpiration des végétaux, dont les racines puisent l'eau du sol. Dans les bilans, ces deux mécanismes sont généralement réunis sous le terme d'évapotranspiration. Cette évapotranspiration s'accompagne d'un transfert à l'atmosphère d'une certaine quantité de chaleur latente qui se matérialise en chaleur au moment de la condensation.

◆ Évapotranspiration potentielle et réelle

La mesure de l'évapotranspiration est complexe, car il est difficile de passer de mesures pratiquées dans des systèmes expérimentaux de petite taille à l'évaporation réelle d'étendues couvrant des surfaces incomparablement plus grandes. Pour les sols et la végétation, deux cas se rencontrent :

- l'humidité du sol dépasse une valeur critique w_k et l'évapotranspiration se déroule à son taux potentiel E_0 , qui dépend des facteurs climatiques : rayonnement solaire, température de l'air, température du sol, humidité de l'air, vent et pression atmosphérique :

$$E = E_0 = \text{Cte}, \quad \text{avec } w \geq w_k ;$$

- l'humidité du sol est inférieure au seuil critique et la vitesse d'évaporation dépend de cette humidité de manière linéaire :

$$E = aw, \quad \text{avec } w \leq w_k ,$$

où $a = E_0/w_k$, w étant la part de l'humidité du sol, généralement exprimée en millimètres d'eau, dans la couche active du sol.

◆ Le système sol-plante-atmosphère

• Nature du phénomène

Une partie de l'eau du sol retourne dans l'atmosphère par l'intermédiaire des plantes. Celles-ci effectuent un « pompage » parfois profond de l'eau du sol et son passage à l'état de vapeur, le rayonnement solaire fournissant la chaleur nécessaire. Il existe donc une liaison intime entre les plantes et le cycle de l'eau. L'introduction massive de poussières dans l'atmosphère, par exemple par le volcanisme, diminue l'intensité du rayonnement solaire, ce qui ralentit l'évaporation, et donc diminue les précipitations et la production végétale. C'est une des hypothèses avancée pour expliquer la disparition des dinosaures il y a 65 millions d'années, à la suite de la chute de grosses météorites sur la Terre ; les dinosaures, végétariens, seraient simplement morts de faim.

Cependant, il est quelque peu abusif de parler d'un continuum sol-plante-atmosphère, car ce système se caractérise par des discontinuités, des interfaces, qui ont un rôle fonctionnel important. Cependant, l'eau, présente en permanence dans chacun de ces compartiments, circule sans arrêt de l'un à l'autre et assure ainsi l'apparente continuité de l'ensemble. La plante, par l'étendue de ses ramifications, par sa quasi-symétrie dans le sol et dans l'atmosphère et par les interactions permanentes que ses mécanismes physiologiques entretiennent entre ses parties aériennes et souterraines, constitue à la fois le moteur et le régulateur de la circulation de l'eau entre le sol et l'atmosphère.

La transpiration foliaire a été découverte dès 1727 par S. HALES, qui écrivit : « Pour cette raison, l'eau arrivant dans les feuilles y est vigoureusement attirée et transformée en mouvement ondulant par la chaleur solaire qui la rejette abondamment dehors par perspiration à travers leurs surfaces ». La transpiration des plantes est un « mal nécessaire » intimement lié à la photosynthèse ; elle assure la succion de l'eau et des sels minéraux du sol depuis les racines jusqu'aux feuilles et l'ouverture des stomates, qui sert aussi bien à laisser s'échapper la vapeur d'eau qu'à permettre la pénétration du dioxyde de carbone atmosphérique ; elle sert donc également à abaisser la température des plantes. L'air présent dans la cavité située sous les stomates (Fig. 6) est saturé en humidité alors que l'atmosphère environnante présente généralement un déficit de pression de vapeur d'eau, donc de son contenu en énergie libre ψ , exprimé en unités de pression. La présence d'éléments dissous abaisant le potentiel de l'eau pure que, par définition, on considère égal à zéro, les valeurs de ce potentiel sont, la plupart du temps, négatives.

Dans la plante, le flux d'eau va du sol, milieu où le potentiel hydrique est le moins négatif, vers l'atmosphère, qui présente le potentiel le plus négatif, en cheminant, par les vaisseaux du xylème, puis les racines (ψ : environ - 0,04 MPa) jusqu'aux branches terminales (ψ : environ -1,5 MPa à dix mètres du sol). Ce « pompage » peut amener l'eau à la cime des arbres les plus hauts, tel le *Sequoia sempervirens* de Californie, qui dépasse cent mètres. Cependant, la difficulté de ce transfert entre le sol et les feuilles les plus hautes explique pourquoi les forêts de grands arbres peuplent seulement les régions les plus humides du monde.

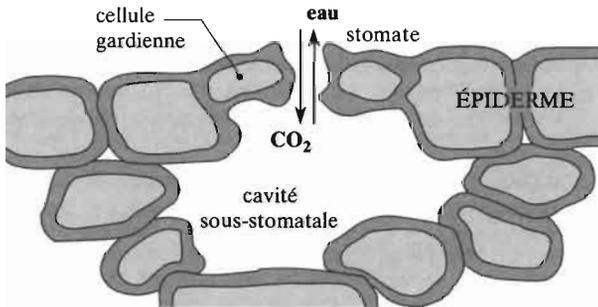


Figure 6. Coupe transversale d'une paroi végétale montrant un stomate.

Les stomates, long de 10 à 50 μm , s'ouvrent et se ferment suivant le rythme nyctéméral et les facteurs environnementaux, assurant l'entrée de dioxyde de carbone et la sortie d'eau.

Leur surface, qui représente de 0,2 à 3 % de la surface foliaire, varie d'une espèce à l'autre et d'un climat à l'autre. Ils peuvent réduire de moitié la transpiration foliaire pour adapter la plante à des conditions momentanées de sécheresse.

La transpiration de l'appareil aérien des plantes crée donc un « appel » d'eau retransmis le long de la tige, de cellule en cellule, grâce aux forces de cohésion de l'eau. Cet appel a un double effet : il exerce directement sur l'eau des racines une tension vers le haut et il diminue le gonflement des poils absorbants et donc la contre-pression de turgescence. Ainsi, toute variation de la transpiration se répercute, en partie, sur l'absorption. Mais la suction de la plante dépend également de l'hypertonie des cellules absorbantes, c'est-à-dire de l'excès de leur pression osmotique sur celle du sol ; l'hypertonie dépend largement de l'activité physiologique du végétal.

• Sa mesure

La mesure de la transpiration est possible expérimentalement au niveau de la plante, notamment par suivi de la perte de poids. Pour des surfaces de l'ordre du mètre carré, on utilise des bacs dans lesquels des dispositifs piézo-électriques mesurent la totalité de l'évapotranspiration, grandeur utile en écologie et en agronomie. La transpiration peut également être mesurée soit en absorbant l'eau émise par les végétaux sur un corps chimique, soit en mesurant l'absorption de la vapeur d'eau dans l'infrarouge, soit enfin en mesurant la variation d'une résistance électrique en fonction de la teneur en vapeur d'eau.

Dans des études globales du type cycle de l'eau, il faut connaître la transpiration ou l'évapotranspiration sur de grandes surfaces. Ceci peut se faire par extrapolation de mesures à l'échelle de la plante, ce qui conduit à des ordres de grandeur : perte d'eau de quelques grammes par heure pour une plante en pot ; de 70 g par jour, soit 22 kg pour un plant d'avoine durant les trois mois de sa croissance ; de 500 kg par jour, soit 120 tonnes pendant les six mois de sa vie active pour un arbre isolé ; de 30 tonnes par jour pour une forêt de un hectare, soit trois à quatre mille tonnes durant une année.

En terme de bilan, l'assimilation de dioxyde de carbone est associée à la perte d'eau, mais il ne s'agit pas d'un simple échange molécule à molécule. Comme la diffusion de l'eau suit un parcours simple et que le gradient de concentration entraînant l'eau à l'extérieur de la feuille est très supérieur à celui assurant l'entrée du CO₂, la quantité d'eau transpirée est largement excédentaire à celle que nécessiterait la photosynthèse. Dans une région tempérée, un champ de 10 000 m² en période de croissance incorpore 200 litres d'eau par jour dans ses molécules, alors qu'il en perd, par transpiration foliaire, entre 20 000 et 50 000 litres.

Tant que l'eau du sol est disponible, les plantes transpirent autant qu'elles le peuvent, l'énergie lumineuse servant de régulateur. Dans ce cas, les variations sont assez faibles d'une espèce à l'autre : l'évaporation est proche pour un champ de blé, une prairie ou une forêt. En revanche, le stade de développement est important : le maximum de transpiration se produit pendant la phase de croissance maximale. Si on table sur une évaporation moyenne de 3 mm par jour, le stock d'eau des sols, qui varie entre 25 et 200 mm, permet aux végétaux de résister dix jours à trois mois sans apports nouveaux d'eau ; mais, quand le sol sera devenu sec, les premières précipitations serviront d'abord à restaurer ce réservoir, ce qui explique l'inefficacité immédiate sur la végétation des fortes précipitations estivales observées sous nos climats.

Quand l'eau tombe en abondance, donc quand $P > ETP$, l'évapotranspiration potentielle diffère peu de l'évapotranspiration réelle qui peut alors être mesurée. Citons quelques valeurs d'évapotranspiration annuelle d'écosystèmes végétaux des régions humides :

– forêt sempervirente dense de Côte d'Ivoire	1,15 m
– forêt semi-caducifoliée de Côte d'Ivoire	1,11 m
– clairière du miombo zaïrois	1,05 m
– clairière du nord-est thaïlandais	0,95 m
– plantation d'eucalyptus du Bengale	1,14 m
– forêt équatoriale de montagne (conifères)	1,07 m

Quand l'eau manque, la première « ligne de défense » des végétaux qui les protège du dessèchement est la régulation de l'ouverture de leurs stomates. Quand cela est nécessaire, la « seconde ligne de défense », la fermeture complète des stomates, entre en jeu dès que le potentiel hydrique de la cellule ($\Psi_{\text{cellulaire}}$) atteint un certain seuil, généralement situé entre -0,5 et -1,0 MPa pour les plantes mésophytes et entre -1,0 et -2,0 MPa, voire moins, pour les plantes adaptées à la sécheresse. Mais les végétaux ont d'autres façons de s'adapter aux environnements chauds et secs :

– l'élévation du rapport longueur du système racinaire/surface foliaire. Si la profondeur racinaire ne dépasse pas un mètre pour un champ de blé et deux pour la luzerne, elle atteint plusieurs dizaines de mètres pour des arbres vivant en pays aride. Quant à l'indice foliaire spécifique (surface foliaire, en décimètres carrés, rapportée au poids de matière sèche de la feuille, exprimé en grammes) passe ainsi, pour les espèces ligneuses pérennes, de 0,36 au Sahel à 0,70 au nord du Sahara, pour atteindre 1,10 au centre de l'Europe, valeur proche de celle de la forêt équatoriale (1,03). Cependant, la réduction de la surface foliaire ne peut dépasser certaines limites car elle diminue également la lumière absorbée, donc la photosynthèse. Dans les régions arides, l'absorption de l'humidité de l'air et de la pluie par les feuilles, normalement négligeable comparée à l'absorption de l'eau du sol par les racines, devient parfois importante ;

– la pubescence des feuilles, ce qui augmente la part de lumière réfléchie ainsi que la résistance aux pertes d'eau et à l'entrée de dioxyde de carbone ;

– l'ajustement de la surface de l'ensemble du feuillage par modification de l'angle des feuilles et par leur enroulement, qui influencent l'absorption lumineuse et l'économie d'eau de la plante. Cette adaptation va jusqu'à la perte des feuilles au début de la saison sèche ;

- le stockage d'eau dans des tissus variées : bulbes, tubercules, racines gonflées, tronc (arbres bouteilles de Madagascar, baobabs) ;
- la dominance des plantes au métabolisme type CAM qui, sur de nombreux plans, sont mieux adaptées aux environnements secs et chauds : meilleure utilisation de l'eau, car elles maintiennent une concentration optimale en dioxyde de carbone grâce à leurs stomates largement fermés, optimum photosynthétique à température plus élevée et absence de saturation de la photosynthèse par forts éclaircements.

C/ Les précipitations

Pour que des précipitations créent un flux d'eau de l'atmosphère vers la terre ou l'océan, il faut que deux conditions soient réunies :

- que l'air soit saturé, ce qui conduit à une condensation, c'est-à-dire au passage de l'eau de l'état gazeux à l'état liquide avec l'apparition de nuages ;
- que les gouttelettes liquides ou les fins cristaux solides en suspension atteignent des dimensions telles que les courants ascendants ne puissent plus vaincre la pesanteur, d'où une différence entre eau susceptible de conduire à des précipitations (« précipitable ») et précipitations.

Le passage à l'état de vapeur n'est pas automatique quand la tension critique est atteinte ; dans un air très pur, on peut trouver plusieurs fois la quantité d'eau correspondant à la tension maximale, car le déclenchement du phénomène nécessite la présence de fines particules, ou noyaux de condensation, électrisées dans les hautes couches et neutres dans les deux ou trois premiers kilomètres : pollens, sel marin, poussières. Les traînées blanches des avions correspondent ainsi à la condensation de l'eau autour des particules de combustion des gaz d'échappement.

Le nuage est un assemblage de fines gouttelettes liquides dont la concentration se situe entre 1 000 et 1 500 par centimètre cube, et dont le diamètre varie le plus souvent entre 5 et 25 μm . Dans les nuages à fort développement vertical, comme les cumulus et les cumulo-nimbus, se forment des cristaux de glace. Il n'y a pas de précipitation à ce stade car les gouttelettes ne peuvent acquérir une taille leur permettant de tomber. La présence de noyaux de cristallisation, encore appelés noyaux de congélation ou glaçogènes, est indispensable à la formation de gouttes de taille cent fois supérieure aux gouttelettes des nuages (500 à 3 000 μm). Cette précipitation rejoint alors le sol sous forme de pluie ou sous forme de neige si les basses couches de l'at-

mosphère sont froides. De gros noyaux hygroscopiques pourraient jouer, dans des nuages « chauds », le même rôle que les noyaux glaçogènes. Dans les nuages à développement vertical sujets à de fortes turbulences, les trajectoires désordonnées des gouttes peuvent entraîner une coalescence qui devient alors le mécanisme essentiel de formation de la pluie.

La précipitation ne marque pas la fin des nuages, car ceux-ci régénèrent leur contenu grâce à un emprunt de vapeur d'eau qui peut venir du bas (ascendance) ; la quantité de pluie formée par un nuage au cours de son évolution, qui dure de quelques heures à quelques jours, est très supérieure à la quantité d'eau condensée à l'origine.

Circulation de l'eau à l'échelle de la planète

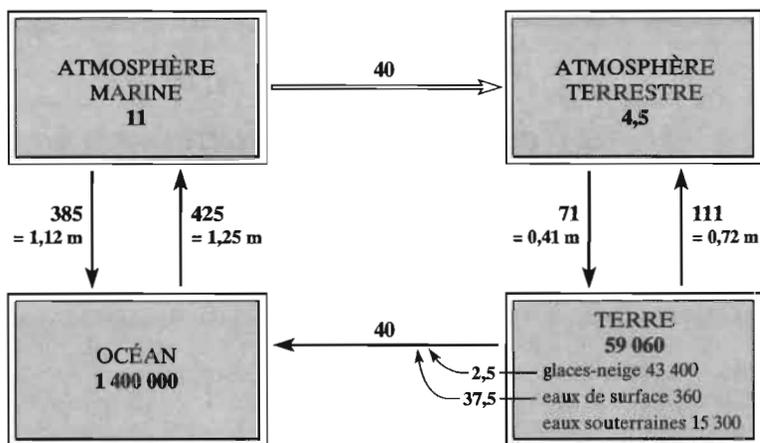
Dans les précédents chapitres, nous avons examiné comment l'eau, aux propriétés originales (Chap. 1), était distribuée dans les principaux compartiments qui la retiennent plus ou moins longtemps (Chap. 2). L'étude des mécanismes assurant son passage d'un compartiment à l'autre, d'un état à l'autre (Chap. 3) nous permet d'aborder maintenant les grands traits de la circulation de l'eau à l'échelle planétaire. Nous axerons cette présentation sur la distribution en fonction de la latitude de l'évaporation et des précipitations ; cet aspect implique une connaissance des grands traits de la circulation atmosphérique, notamment dans les zones intertropicales, où elle conditionne la répartition en zones arides et en zones très pluvieuses.

Cette présentation nous conduira vers le devenir de l'Homme qui ne se conçoit pas sans la disponibilité régulière d'eau douce (Chap. 5) dont le manque est plus implacable encore que celui des autres ressources renouvelables. Cela explique l'intérêt que portent les scientifiques aux réservoirs et à la circulation de l'eau douce, qui est un élément plutôt rare sur Terre. En effet, les systèmes aquatiques superficiels accessibles représentent seulement 0,6 % des eaux douces et le cycle de l'eau, qui assure le renouvellement du flux, mobilise seulement 500 Tm³ chaque année.

I. PRINCIPALES ÉTAPES DU CYCLE

Le cycle de l'eau résulte des échanges permanents entre les différents réservoirs de l'hydrosphère : océans, atmosphère, glaces, fleuves, lacs, roches poreuses. Mais ce cycle, qui conditionne notre vie, intéresse moins du milliè-
me de l'eau de la planète ; il s'agit en fait d'une gigantesque installation de

distillation d'eau de mer où l'importance des différents compartiments ne dépend pas de leur taille, comme le montre l'exemple de l'atmosphère. L'eau atmosphérique, qui représente seulement un cent-millième de l'hydrosphère, est sans cesse échangée avec celle des océans et des continents.



réservoirs en Tm^3 ($10^{12} m^3$)

flux en Tm^3 par an, exprimés aussi par la hauteur d'eau en mètres (m)

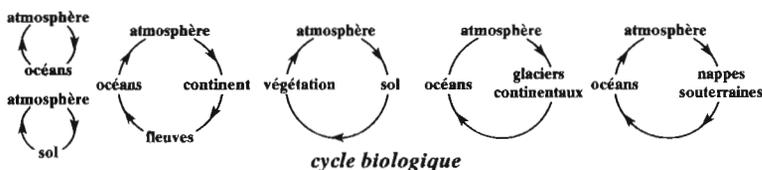


Figure 1. Cycle de l'eau.

Le cycle de l'eau comporte deux parties principales :

- la partie atmosphérique : transport d'eau par les vents, essentiellement sous forme de vapeur. Le flux dominant va des océans vers les terres, car 86 % de l'évaporation, donc de l'alimentation en eau de l'atmosphère, s'effectue au-dessus de la mer ;
- la partie terrestre du cycle, représentée par l'écoulement superficiel ou souterrain des eaux. En fonction du stockage plus ou moins long dans des réservoirs comme les lacs et plaines d'inondation, et dans des nappes souterraines, la durée entre les précipitations et le retour à la mer varie fortement.

Le schéma du bas souligne qu'il vaudrait mieux parler de « cycles » de l'eau, chacun se bouclant à des échelles d'espace et de temps plus petites et ne concernant pas la totalité des réservoirs et processus.

Il serait d'ailleurs plus juste de mettre au pluriel le mot « cycle ». En effet, tous les intermédiaires existent entre une goutte d'eau effectuant le circuit complet océan → atmosphère → continent → sol → fleuve → océan et celles qui empruntent des circuits beaucoup plus courts (Fig. 1). Citons les exemples des forêts équatoriales où les pluies du soir sont, en grande partie, alimentées par l'évapotranspiration de la journée ou l'évaporation intense au-dessus de l'océan tropical qui conduit, à quelque distance de ce foyer, à la formation de cumulo-nimbus générateurs de fortes précipitations, cette eau de pluie ne connaissant jamais le transfert au-dessus des terres et le retour à la mer par ruissellement.

L'estimation des flux se fonde sur l'hypothèse d'échanges avec les systèmes extérieurs très faibles et/ou équilibrés :

– très légère perte d'eau dans la haute atmosphère, où celle-ci est décomposée en hydrogène et en oxygène sous l'influence du rayonnement ultraviolet ;

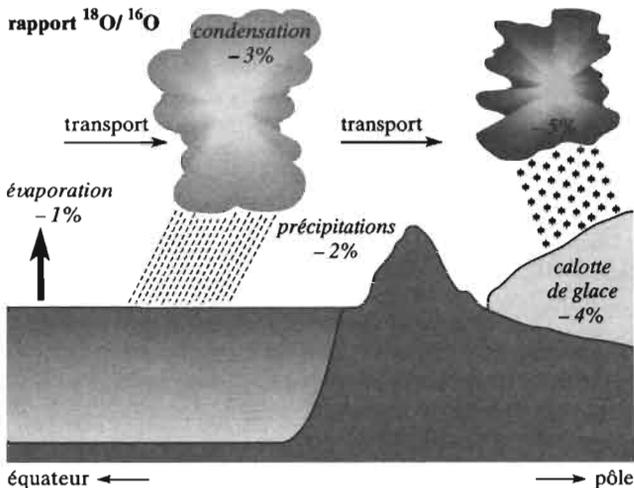


Figure 2. Cycle de l'eau mis en évidence par les isotopes.

L'eau de mer présente une petite quantité (0,2 %) de molécules comportant l'atome d'oxygène de masse 18 et non pas de masse 16. La spectrométrie de masse permet de détecter de très faibles variations du rapport $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$. L'évaporation en milieu tropical étant plus difficile pour les molécules les plus lourdes, la vapeur d'eau contient environ 1 % de moins de ^{18}O que l'eau de mer. Chaque condensation, quand la masse d'air se refroidit en se rapprochant des pôles, voit les isotopes lourds se concentrer dans l'eau de pluie (processus inverse de l'évaporation), ce qui conduit à un appauvrissement continu de la vapeur d'eau en isotopes lourds ; à leur arrivée sur les calottes polaires, les précipitations contiennent de 3 à 5 % d'oxygène 18 en moins que les océans.

– léger apport d'eau « juvénile » contenue dans le manteau terrestre au niveau des dorsales océaniques et dans les volcans de points chauds de type hawaïen ;

– départ minime, vers le manteau, d'eau du cycle hydrique par le biais de la lave et des sédiments qui disparaissent sous les continents dans les zones de subduction.

Une part importante des réserves d'eau se fixe, pour une certaine durée, notamment dans les océans et la cryosphère (Fig. 1, chap. 3). Les isotopes constituent un moyen performant pour suivre le cycle de l'eau et déterminer son temps de résidence dans les différents compartiments (Fig. 2) (encart **Isotopes de l'eau**, chapitre 2). À l'inverse des océans et de la cryosphère, l'atmosphère, qui contient une part infime de l'eau de la planète, joue un rôle fondamental dans le cycle de l'eau. L'eau des océans représente 97 % de la masse totale de l'hydrosphère et leur superficie, donc leur surface d'échanges avec l'atmosphère, 71 % de celle de la planète. La contribution de l'Océan est de 86 % pour l'évaporation et de 76 % pour les précipitations (Fig. 2, chap. 3). La différence de 10 % se retrouve, sur les continents, sous forme d'un excès des précipitations par rapport à l'évaporation ; cet excès provoque l'écoulement fluvial. Le cycle de l'eau dépend donc étroitement de la répartition, très inégale entre les deux hémisphères, des surfaces respectives des continents et des océans (Fig. 3) ; cette répartition explique la différence des bilans et le sens des échanges. L'excès des précipitations sur l'évaporation dans l'hémisphère Nord entraîne un transport annuel voisin de 0,07 m d'eau, soit 18 Zg ($18 \cdot 10^{21}$ g) d'eau.

Cette répartition subit l'effet de la latitude sur le bilan énergétique, donc sur le cycle de l'eau. L'évaporation se produit principalement au-dessus des zones océaniques tropicales ; les précipitations, au-dessus des zones océaniques et continentales équatoriales et au-dessus des chaînes de montagne. Par conséquent, dans une région déterminée, les flux entre compartiments diffèrent notablement. Ainsi, en France, l'eau apportée par les précipitations, qui atteignent en moyenne 0,6 m par an, provient, pour 45 % seulement, de l'Océan, où elle retourne par ruissellement direct (37 %) ou après infiltration dans le sol (8 %). L'autre partie (55 %) est recyclée sur place par l'évapotranspiration. Ce recyclage, assuré pour les trois quarts par la « pompe végétale », joue un rôle régulateur en dissipant une partie de l'eau tombée lors de fortes précipitations ; il diminue les risques d'inondation et d'érosion. Inversement, en période sèche, les réserves du sol fournissent un appoint de vapeur d'eau entretenant un microclimat favorable aux êtres vivants et facilitant le transit de l'eau vers les régions plus continentales.

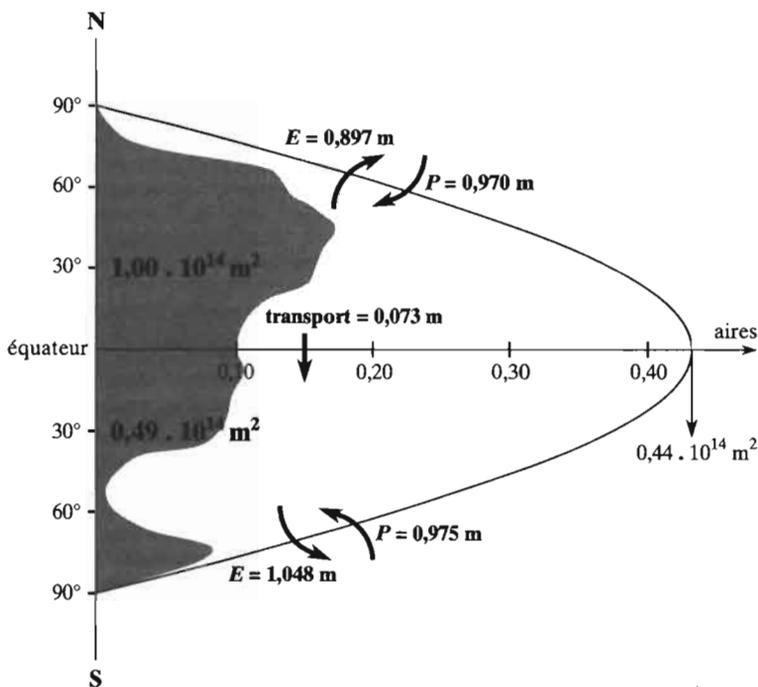


Figure 3. Répartition des océans et continents en fonction de la latitude : impact sur les flux d'eau.

La superficie des terres émergées est deux fois supérieure dans l'hémisphère Nord ; entre 45° et 65° nord, les continents occupent même plus de la moitié de la superficie totale. À l'inverse, les terres sont presque absentes vers 60° sud.

Notons également l'opposition des régions polaires : le continent antarctique occupe le pôle Sud, alors que l'on parle de « méditerranée » (mer au milieu des terres) arctique.

Le bilan hydrologique global traduit le gain annuel de l'hémisphère Nord (0,073 m, soit 0,970 à 0,897) et le bilan négatif de l'hémisphère Sud (-0,073 m, soit 0,975 à 1,048). La circulation des masses d'eau et le transfert de vapeur d'eau rétablissent l'équilibre.

La modélisation montre qu'une modification de la répartition des continents affecte beaucoup plus l'évaporation que les précipitations. Ainsi, quand au Dévonien et au Carbonifère, les continents étaient rassemblés dans l'hémisphère Sud, l'évaporation dépassait trois mètres dans l'hémisphère Nord, mais n'atteignait pas deux mètres dans l'hémisphère Sud ; dans cette situation, les transferts entre hémisphères atteignent leur maximum pour compenser un écart annuel de plus de deux mètres d'eau.

II. LA CIRCULATION ATMOSPHÉRIQUE, CLÉ DU CYCLE DE L'EAU

Si l'on considère le bilan énergétique au sommet de l'atmosphère, on constate que le système climatique gagne de l'énergie aux basses latitudes parce que le rayonnement solaire absorbé est plus grand que le rayonnement terrestre émis ; il en perd aux hautes latitudes pour les raisons inverses. Le transport d'énergie par l'atmosphère et le transport océanique, à peu près équivalents, rétablissent cet équilibre. Sur des planètes comme Mars, de grandes cellules convectives assurent ce transport de l'équateur aux pôles ; c'est ainsi que HALLEY avait imaginé la circulation atmosphérique au XVII^e siècle. Pourtant, sur Terre, l'étude de cette circulation doit considérer séparément deux zones où elle prend des formes différentes :

- la zone intertropicale, qui s'étend de 30° S à 30° N ;
- la zone « extra-tropicale », qui s'étend au-delà de 30° N, ou 30° S, en direction des pôles.

A/ La zone intertropicale

Cette région est le domaine de circulation à grande échelle dite de Hadley-Walker. On appelle « cellule de Walker » l'organisation moyenne de la circulation atmosphérique en longitude et altitude, et « cellule de Hadley » son organisation en altitude de l'équateur en direction des pôles. Mais ces deux descriptions correspondent à une manière simple d'envisager une même circulation tridimensionnelle. La circulation atmosphérique des basses vers les hautes latitudes se caractérise par une ascendance de l'air près de l'équateur, puis son transport à haute altitude vers le nord ou vers le sud, sa descente dans les régions subtropicales vers 30° de latitude nord ou sud et, enfin, par un courant de retour dans les basses couches de l'atmosphère, vers la zone d'ascendance de départ (Fig. 4). Cette convergence des masses d'air définit la Zone de Convergence Intertropicale (ZCIT) (Fig. 5) qui s'écarte quelque peu de l'équateur en fonction des saisons. Cette circulation a un impact important sur les processus hydriques, le climat et la végétation :

- l'ascendance de l'air en région équatoriale engendre des précipitations intenses parce que la vapeur d'eau se condense quand elle rencontre des basses températures. Ces précipitations expliquent la présence des grandes forêts équatoriales et, sur les océans, celle du « pot au noir », craint par les navigateurs pour son faible ensoleillement et les calmes qui y règnent ;

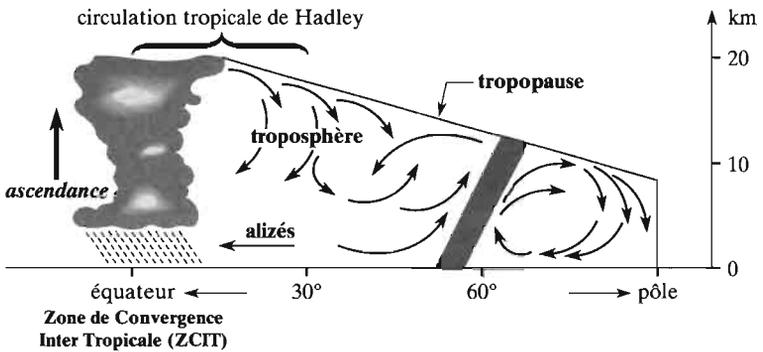


Figure 4. Circulation atmosphérique entre équateur et pôles.

Dans la Zone de Convergence Intertropicale (ZCIT) (Fig. 5), l'air, échauffé au contact de l'Océan, s'élève. Arrivé au sommet de la troposphère, épaisse d'une vingtaine de kilomètres à cette latitude, l'air se sépare en deux branches dont chacune se dirige vers un pôle. La force de Coriolis, dont l'effet s'accroît quand la latitude croît, dévie ce courant vers l'est. La circulation de Hadley se boucle vers 30° nord, où le courant atteint 200 km.h⁻¹, et se brise en tourbillons et méandres. Ayant perdu peu à peu son énergie par émission infrarouge et s'étant asséché, l'air acquiert une densité suffisante pour descendre vers la surface de la Terre au niveau des tropiques où il apporte l'aridité : c'est la ceinture des grands déserts du monde. Cette circulation se boucle par les alizés de nord-est dans l'hémisphère Nord et de sud-est dans l'hémisphère Sud. Ceux-ci se chargent d'humidité pendant leur trajet au contact des eaux chaudes tropicales ; en s'élevant à l'équateur, l'air se refroidit, formant des cumulo-nimbus de plus de dix kilomètres de haut, à l'origine de pluies diluviennes. D'autres cellules prennent le relais de la circulation de Hadley pour transporter l'énergie vers les pôles.

– les zones subtropicales de subsidence de l'air connaissent, au contraire, un climat très sec, auquel on doit la ceinture de grands déserts que l'on trouve dans les deux hémisphères vers 30° de latitude. En altitude, l'air est, en effet, très sec parce que le niveau de saturation y est faible ; toute descente d'air assèche les basses couches. Notons cependant que, sur les océans voisins, les conditions sont assez différentes : la subsidence de l'air s'associe à une forte évaporation de surface créant une couche persistante de nuages bas, les strato-cumulis, qui réfléchissent le rayonnement solaire et refroidissent l'Océan.

Les cellules de circulation atmosphérique traduisent le fait que l'air ne monte pas uniformément le long de l'équateur. L'ascendance la plus importante se produit au-dessus de l'Asie du Sud Est (Fig. 6) ; deux autres zones d'ascendance importantes apparaissent aussi au-dessus de l'Afrique et de

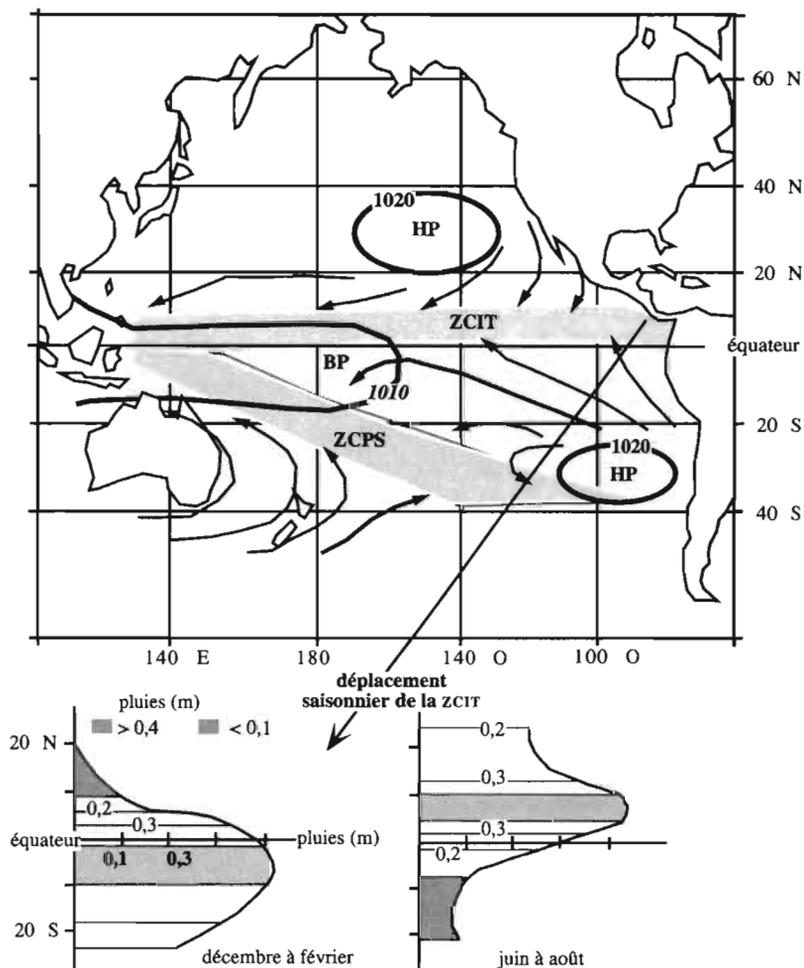


Figure 5. La Zone de Convergence Intertropicale (ZCIT) au dessus du Pacifique. La carte du haut présente la situation moyenne de la ZCIT et de la Zone de Convergence du Pacifique Sud (ZCPS), ainsi que les isobares au niveau de la mer et les principaux courants marins superficiels indiqués par des flèches. Le schéma du bas montre le déplacement saisonnier de la ZCIT souligné par la bande de pluviosité maximale.

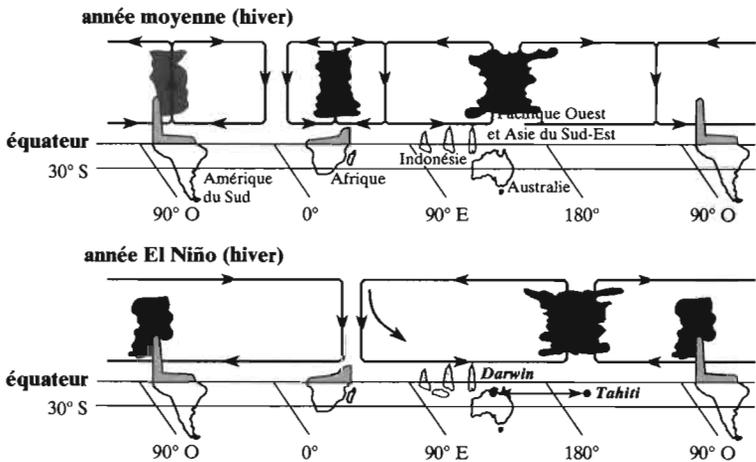


Figure 6. Circulation atmosphérique en zone intertropicale et ses fluctuations.

Si l'essentiel du transport de chaleur par l'atmosphère s'effectue de l'équateur vers les pôles, les contrastes thermiques entre continents et océans et entre différentes aires océaniques engendrent également des cellules de convection le long de l'équateur.

- Schéma du haut. Habituellement, la circulation de Walker comporte trois cellules, dont une particulièrement active sur l'Indonésie. De fortes ascensions et de fortes précipitations, soulignées par de remarquables cumulo-nimbus, caractérisent cette zone.
- Schéma du bas. Lors d'un événement climatique El Niño - Oscillation australe, la circulation atmosphérique comporte seulement deux cellules ; celle du Pacifique s'étend plus loin vers l'est. Cela entraîne une sécheresse inhabituelle des régions situées sous la subsidence (haute pression) : le sud et l'est de l'Afrique, le Sri Lanka, les Philippines, l'Indonésie et l'Australie. En revanche, l'Équateur et le Pérou subissent des inondations catastrophiques ; la pluviosité dépasse deux mètres en six mois.

l'Amérique du Sud. À ces trois régions d'ascendance correspondent autant de zones de subsidence dans chaque hémisphère, qui traduisent, une fois de plus, le fait que l'air ne descend pas uniformément dans toute la bande de latitude centrée autour de 30° nord ou 30° sud. Les déserts constituent la trace continentale des ces subsidences :

- au nord, les déserts du Mexique-Texas-Arizona, du Sahara et de Gobi ; ce dernier a une origine plus complexe du fait de la présence de l'Himalaya ;
- au sud, les déserts des hauts plateaux andins, du Kalahari et le désert australien.

Ces structures se déplacent avec les saisons. Sur les continents africain et sud-américain, en particulier, les zones d'ascendance de l'air, donc de pluies, correspondent à l'insolation maximale. Ce phénomène est particulièrement sensible sur l'Afrique : la zone des pluies, au-dessus de l'Angola en janvier, remonte vers le nord pour atteindre les limites du Sahel en juillet. Ces oscillations nord-sud de la cellule de circulation et des zones de pluies continentales associées expliquent l'alternance d'une saison humide et d'une saison sèche dans les régions tropicales.

Le phénomène est moins sensible sur l'Océan, qui présente une inertie thermique plus grande et où la bande de pluviosité maximale reste proche de l'équateur. La modification saisonnière des contrastes thermiques entre continents et océans provoque d'ailleurs un phénomène important, les moussons, que nous illustrerons en prenant l'exemple de l'Inde. En juillet, la zone d'ascendance de l'air se déplace vers le nord et atteint le continent indien. La branche basse de la circulation atmosphérique, qui alimente cette ascendance, correspond alors à une circulation orientée du sud vers le nord sur tout l'océan Indien. Cette circulation, qui traverse l'équateur, est déviée vers l'ouest dans l'hémisphère Sud et vers l'est dans l'hémisphère Nord. Elle rejoint donc l'Inde après avoir entièrement balayé l'océan Indien, accumulant, par évaporation, une quantité importante de vapeur d'eau, ce qui provoquera des pluies intenses sur les continents au niveau de l'ascendance.

B/ Des tropiques vers les pôles

La circulation intertropicale accumule des masses d'air chaud dans la région subtropicale, qui correspondent donc aux anticyclones centrés sur les latitudes 30° nord et 30° sud, mais qui peuvent s'étendre bien au delà, en particulier dans l'hémisphère Nord pendant l'été. La circulation s'enroule autour de cet anticyclone dans le sens des aiguilles d'une montre, ou sens indirect, dans l'hémisphère Nord, et dans le sens inverse dans l'hémisphère Sud. On retrouve donc bien des vents d'est, les alizés, dans la bande équatoriale, et des vents d'ouest dans les régions de moyenne latitude.

Le bilan radiatif de la planète montre qu'il existe un flux de chaleur important de la zone intertropicale vers les régions de moyenne latitude et les régions polaires, où cette chaleur est évacuée vers l'espace sous forme d'un excédent de rayonnement infrarouge. À ces latitudes, l'atmosphère joue le rôle majeur ; le flux maximal correspond précisément à cette zone de fort gradient méridien de température et de fort vent d'ouest, appelé le courant-jet. Ce transfert de chaleur vers le pôle tient à un mécanisme différent de celui des cellules convectives. Le fonctionnement des cellules tropicales consistait à

élever l'air chaud des régions équatoriales puis à le transporter vers des latitudes plus élevées. Au contraire, le mécanisme qui prend le relais aux latitudes moyennes correspond à un mélange presque horizontal de l'air (Fig. 4). La masse d'air chaud des régions subtropicales pénètre vers les pôles en s'élevant très légèrement, ce qui lui donne une impulsion suffisante pour se mettre en mouvement. Quelques centaines ou milliers de kilomètres plus loin, l'air froid pénètre vers les régions de basse latitude avec, au contraire, un mouvement légèrement descendant. Ce mouvement correspond à une simple oscillation de la zone frontale et du courant-jet d'ouest associé. Il se crée alors un minimum de pression autour duquel la force de Coriolis enroule en spirale les mouvements de l'air selon une forme typique des perturbations des latitudes moyennes. Cet enroulement des circulations, combiné avec la forme inclinée et non pas verticale de la surface qui sépare les masses d'air chaud des masses d'air froid, explique la géométrie complexe des perturbations des moyennes latitudes, caractérisée par la succession de fronts chauds et de fronts froids.

III. LES FLUCTUATIONS CLIMATIQUES LIÉES À EL NIÑO. CONSÉQUENCES SUR LE CYCLE DE L'EAU

A/ El Niño — Oscillation australe

Les interactions entre l'Océan et l'atmosphère dans la région intertropicale, une des clés du climat, présentent des fluctuations d'une année sur l'autre liées aux déplacements des centres de hautes et de basses pressions atmosphériques. La plus importante et la plus étudiée, parce qu'elle se produit au-dessus de l'Océan qui, à l'équateur, s'étend sur la moitié de la circonférence de la Terre se nomme El Niño - Oscillation Australe (ENOA). L'oscillation australe est une modification de la position des hautes et basses pressions atmosphériques au-dessus du Pacifique Sud (Fig. 6) qui entraîne des déplacements des zones touchées par la sécheresse ou par les pluies : ENOA est donc un phénomène de grande ampleur qui affecte toute la planète avec des conséquences humaines et économiques majeures.

La chute des captures d'anchois liée à l'arrêt de la remontée d'eau fertilisante fut le premier effet d'El Niño mis en évidence. Quand la baisse de la ressource se conjugue avec sa surexploitation, le stock d'anchois disparaît presque totalement ; cela se produisit dans les années 1970. Depuis une vingtaine d'années, les scientifiques ont montré qu'un El Niño majeur affectait la plupart des régions du globe. Ainsi, en Australie, en année El Niño, s'observent sécheresse, chaleur, orages de poussière ; en février 1983, un nuage de poussière monstrueux s'étendit sur Melbourne : « Il arriva silencieusement et une obscurité

soudaine envahit la ville ; des gens crurent que c'était la fin du monde. L'atmosphère au-dessus des têtes était parfaitement calme et le terrifiant nuage de poussière, haut de mille mètres et charriant un demi-million de tonnes de poussière, persista pendant plus d'une demi-heure : Melbourne ne respirait plus ».

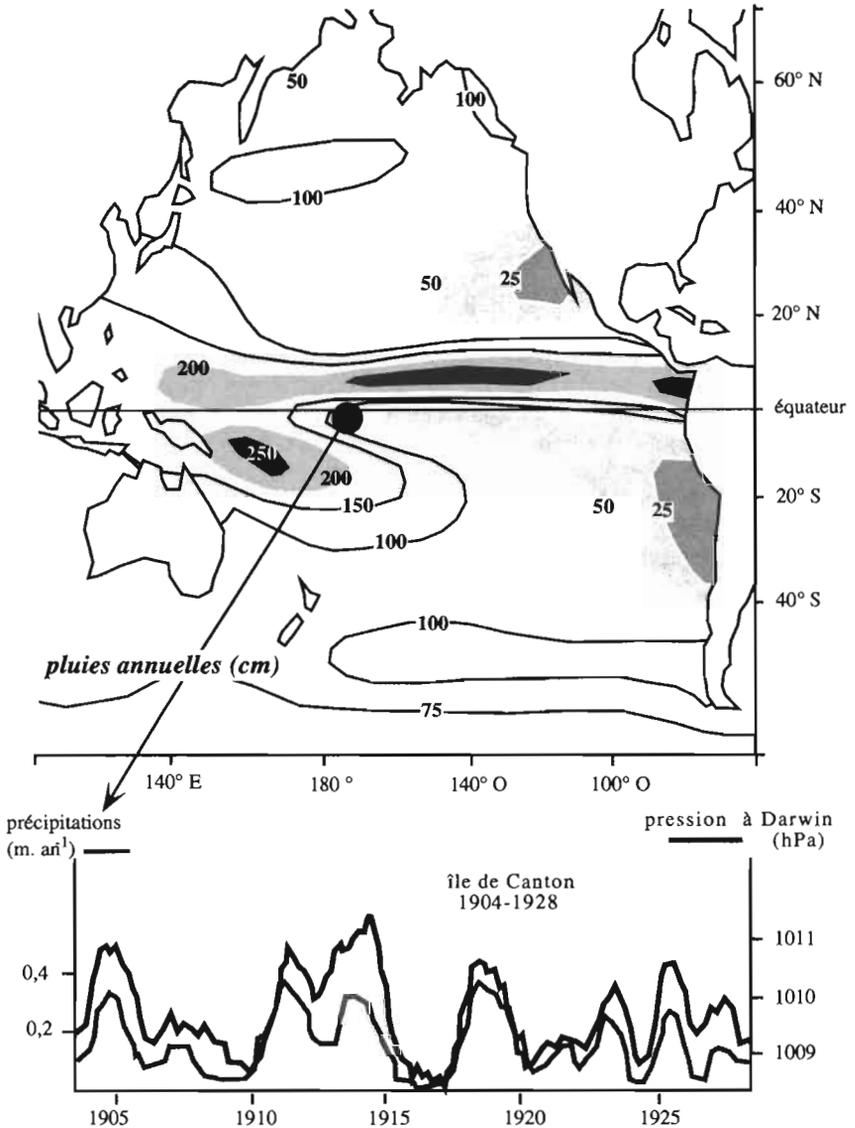
La connexion des phénomènes dans les zones équatoriales s'explique par le changement de la position et de l'intensité de la convection atmosphérique. Moins marquée et plus délicate à interpréter est la relation qui existe, dans le Pacifique, entre la région équatoriale et les zones tempérées. De part et d'autre de la zone équatoriale, à l'ouest du Pacifique, où se produisent de fortes précipitations, se situent des régions où la pression atmosphérique s'élève. Cela déclenche une succession d'anomalies positives ou négatives de la pression atmosphérique vers les hautes latitudes, d'où une distorsion du cheminement des dépressions : au milieu de l'océan Pacifique, leur parcours est déplacé vers le sud, ce qui entraîne, par exemple, une réduction des pluies, alors que, sur la bordure ouest de l'océan, les dépressions sont rejetées vers le nord, ce qui provoque un réchauffement de l'air au Canada et en Alaska.

Les conséquences climatiques, donc humaines et économiques, d'El Niño sont souvent désastreuses, à l'exception, par exemple, de récoltes pléthoriques de céréales en Amérique du Nord et en Russie dues à une accentuation du réchauffement printanier. Le « El Niño du siècle », en 1982-1983, permit de mettre en évidence les principales répercussions de ce phénomène, le coût des catastrophes dépassant quarante milliards de francs :

- affaiblissement de la mousson indienne ;
- apparition de cyclones en Polynésie, qui a connu six ouragans alors qu'elle n'en avait subi aucun depuis soixante-quinze ans. Le coût des dégâts fut estimé à 0,25 milliard de francs pour Tahiti. Des événements identiques se produisirent dans d'autres îles du Pacifique, telle Hawaii (1,15 milliards de francs) ;
- inondations, notamment en Bolivie (1,5), en Équateur et au nord du Pérou (3,5), à Cuba (0,85), aux États-Unis (Golfe du Mexique : 6) ;
- épisodes de sécheresse à l'origine de la chute des récoltes et de gigantesques incendies en Afrique du Sud (5), en Inde du Sud et au Sri Lanka (0,75), aux Philippines (2,3), en Indonésie (2,5), en Australie (12,5), au sud du Pérou et à l'ouest de la Bolivie (1,3), au Mexique et en Amérique Centrale (3).

Figure 7. *Précipitations sur l'océan Pacifique.* ►

Couvrant la moitié de la surface de l'Océan mondial avec 165 Tm², l'océan Pacifique joue un rôle capital dans la régulation des variations climatiques. Le régime des pluies présente un maximum accentué vers 10° nord, latitude de la zone de convergence intertropicale (Fig. 5) ou équateur météorologique. Un changement modeste de la circulation atmosphérique déplace cette bande étroite modifiant de manière drastique les pluies en un point donné. L'exemple de l'île de Canton, où précipitations et oscillation australe sont liées, illustre ce phénomène.



B/ Quelques événements reliés à El Niño

Des cas de mieux en mieux étayés montrent des corrélations entre ENOA et la pluviosité. Nous allons développer quelques cas montrant cette connexion sur de longues durées. L'exemple de l'île de Canton dans l'archipel des Phoenix, au centre du Pacifique, montre une corrélation presque parfaite entre les pluies et la pression atmosphérique à Darwin (Fig. 7).

◆ La mousson en Inde

Le relevé des pluies durant plus d'un siècle (Fig. 8) indique que la mousson, due à la différence de température entre continent et océan, dépend à la fois de facteurs locaux et de la circulation générale de l'atmosphère. Les années ENOA sont, la plupart du temps, des années de faible mousson ; ces observations sont confortées par la modélisation. Modèle et observations indiquent ainsi qu'en juin 1987 l'anomalie des précipitations se situe au nord de l'Inde ; elle s'étend, en juillet, sur tout le continent, avec un renforcement vers le sud, puis s'atténue en août. Même la diminution de l'anomalie, qui s'étend vers l'ouest à partir du Bangladesh en juillet, est représentée par le modèle. La qualité de la simulation tient à la prise en compte de la végétation.

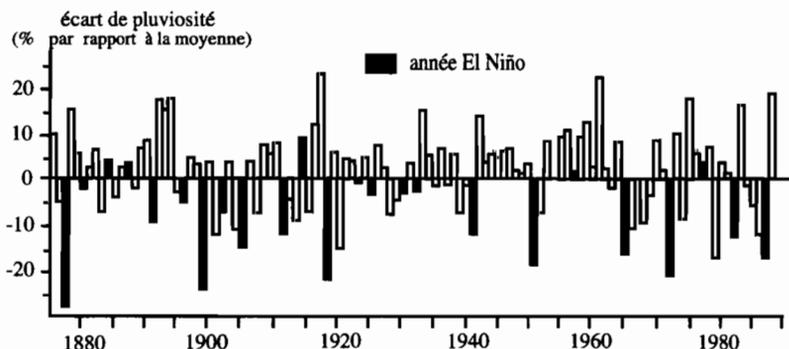


Figure 8. Anomalies de la pluviosité en Inde depuis 1875.

Cette série temporelle, d'une durée exceptionnelle, montre que les épisodes El Niño correspondent, la plupart du temps, à des années faiblement pluvieuses.

◆ Les sécheresses en Afrique

Récemment, on a démontré que les récoltes de maïs au Zimbabwe pouvaient être prévues en analysant les indices ENOA. El Niño 1991-1992 a ainsi engendré la plus forte sécheresse du siècle en Afrique du Sud, réduisant de moitié la récolte de maïs, ce qui a touché les cent millions d'habitants de cette région. L'examen des anomalies des précipitations depuis 1875, aussi bien en Afrique du Sud qu'en Inde, montre que, si des épisodes de sécheresse apparaissent plus fréquemment qu'El Niño, à tous les épisodes El Niño sont associées des phases de sécheresse plus ou moins intenses.

Plus généralement, par leur rigueur et leur persistance, les sécheresses, qui affectent la zone intertropicale, provoquent des catastrophes humaines et économiques. L'est de l'Afrique, de l'Éthiopie au Kenya, est une des régions où ces événements climatiques sont particulièrement dramatiques. Les deux plus récents, qui ont touché l'Éthiopie en 1983-1984 et la Somalie en 1992, ont été les plus terribles de ce dernier quart de siècle : de 500 000 à un million de morts en Éthiopie, avec une baisse de 40 % des récoltes ; de 1 000 à 5 000 morts par jour en juin 1992 en Somalie. Il est cependant prématuré de lier ces événements à des modifications récentes du climat, car ces sécheresses jalonnent les siècles, les archives éthiopiennes relatant des famines aussi bien au XIX^e qu'au XX^e siècle : 1835-1837, 1865-1968, 1888-1892, le tiers de la population fut décimé, 90 % du bétail fut anéanti, 1913-1914, 1973-1974, 1983-1985.

En Éthiopie, les sécheresses se produisent principalement dans les années ENOA. La grande famine de 1913-1914 fut associée à la persistance de faibles indices de l'oscillation australe de 1911 à 1914 et à un fort événement ENOA en 1914. Mais on ne peut comprendre les variations des pluies sur l'Éthiopie sans prendre également en compte d'autres composantes de la circulation océan-atmosphère du domaine indo-africain, moteur de la mousson, tant sur l'Asie que sur l'Afrique.

La zone côtière de l'océan Indien, de la Somalie au Kenya et à la Tanzanie, présente deux saisons de pluie correspondant au double passage de la ZCIT, de mars à mai, d'une part, et d'octobre à décembre, d'autre part. De longues séries temporelles ne mettent pas en évidence de corrélations entre ces deux saisons. Les variations de la pluviosité pendant la « grande saison des pluies » de printemps ne sont pas liées à des anomalies climatiques à l'échelle planétaire, à l'inverse de la « courte saison des pluies » d'automne liée à ENOA. Les épisodes de sécheresse au Sahel sont parfois simultanés, comme en 1984 et 1987, alors que certaines années, comme en 1992, le Kenya et la Somalie ont souffert d'un climat très sec alors qu'aucun déficit hydrique n'affectait le Sahel.

◆ Les pluies en Amérique Centrale

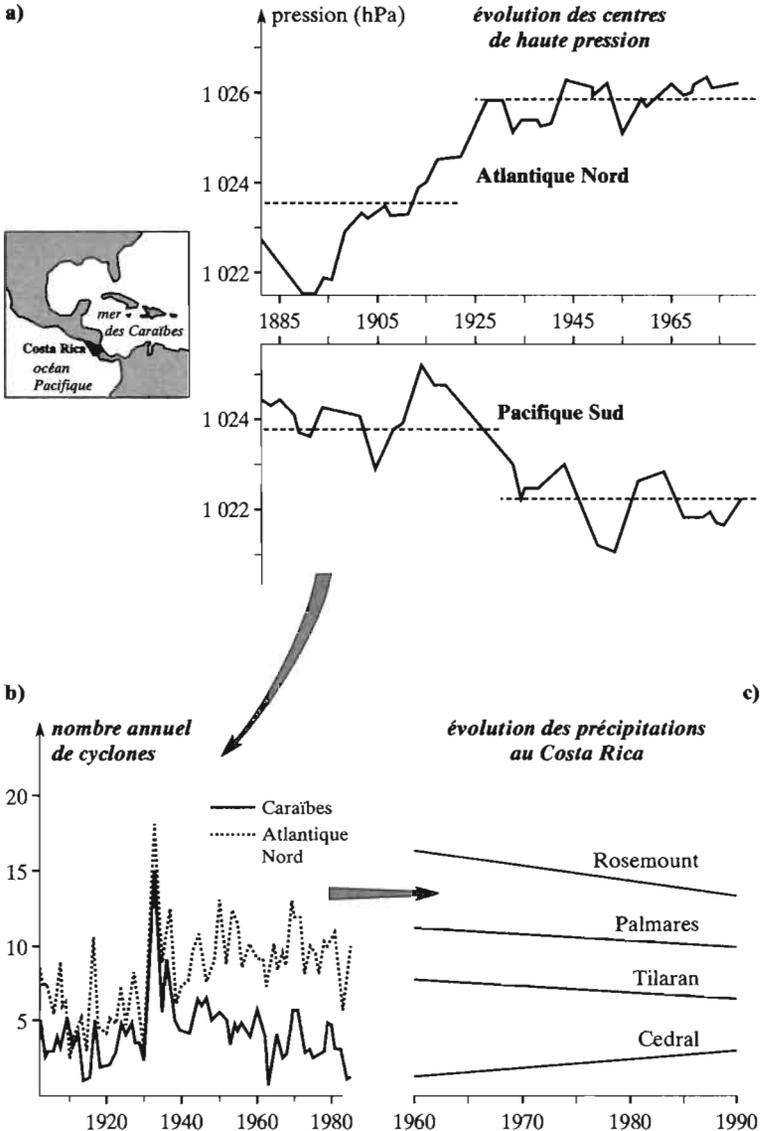
Trente années d'observations météorologiques au Costa Rica soulignent le déclin graduel des pluies depuis 1930 (Fig. 9 a) de l'ordre de 70 %, surtout dans les régions sous le vent de la cordillère ; seules quelques aires, grâce à des effets orographiques, échappent à cette règle. Cette modification est due à la diminution du nombre de cyclones dans le bassin des Caraïbes (Fig. 9 b) ; ceux-ci assuraient, auparavant, les deux tiers de la pluviosité annuelle. Un doublement de la teneur en dioxyde de carbone de l'atmosphère, provoquant une élévation de la température de surface des aires marines tropicales, entraînerait une intensification exceptionnelle des ouragans ; les Américains ont d'ailleurs déjà créé, pour les désigner, le terme « hypercanes ». Il faut chercher la cause de la diminution des pluies au Costa Rica dans la circulation atmosphérique générale avec une modification de grande ampleur des centres de hautes et basses pressions (Fig. 9 c). Cette évolution a pour conséquence le renforcement des alizés et une profonde modification du régime d'ouragans ; quoique leur fréquence et leur intensité augmentent en Atlantique, les nouvelles trajectoires les conduisent à passer souvent à l'écart des Caraïbes.

Figure 9. Conséquences du déplacement, durant le XX^e siècle, des centres de haute ► pression océaniques sur la fréquence des cyclones atlantiques et le régime des pluies au Costa Rica.

Dans les années 1920, la pression moyenne de l'anticyclone des Açores s'est élevée de 7 hPa tandis que, pour celui du Pacifique Sud, elle baissait de 2 hPa (a). Dans le même temps, le centre de hautes pressions du Pacifique Sud s'est déplacé de 115° O (jusqu'en 1915) à 105° O (1945), puis 95° O (époque actuelle) avec les conséquences suivantes :

- renforcement des alizés au large des côtes Venezuela-Colombie;
- diminution de la fréquence des ouragans en mer des Caraïbes et augmentation de leur fréquence et de leur intensité en Atlantique tropical(b).

Cette moindre fréquence des ouragans entraîne un déclin des vents dominants de sud et d'ouest, qui amènent en Amérique centrale l'humidité du Pacifique. La réduction des précipitations est de l'ordre de 70% au Costa Rica même si certaines aires, grâce à des effets orographiques, échappent à cette règle (c).



◆ Pluies dans les zones d'Afrique bordant les remontées d'eau

Le continent africain dépend, en partie, d'un « El Niño atlantique ». Habituellement, l'anticyclone de Sainte-Hélène favorise une circulation où les eaux froides du courant de Benguela, encore refroidies par les remontées côtières, se dirigent vers le nord sous l'influence des vents de sud qui soufflent le long de la côte d'Afrique du Sud. Plus au nord, ces vents s'orientent vers le sud-est, prenant le nom d'alizés. Parfois, comme d'avril à octobre 1982, ces remontées, qui intéressent principalement les bordures orientales des océans en zone tropicale, se renforcent affectant le schéma de circulation.

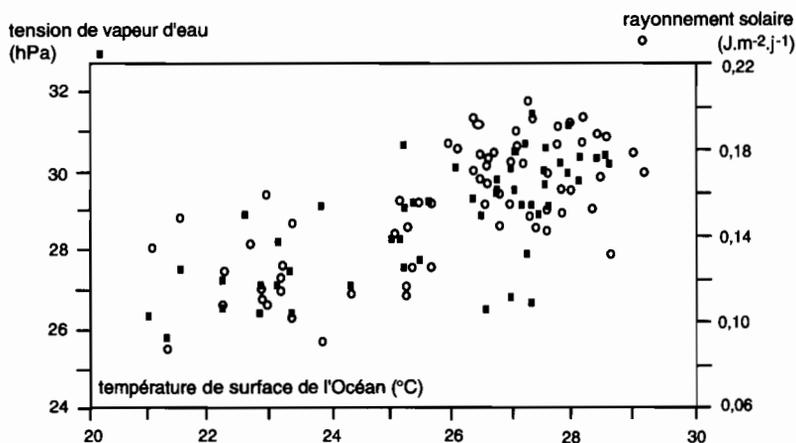


Figure 10. Rayonnement solaire, vapeur d'eau et température de surface de l'océan Atlantique au niveau de la remontée d'eau côtière de la région Côte d'Ivoire-Ghana. L'abaissement de la température de surface de l'océan, par intensification de la remontée d'eau profonde, provoque la formation de nuages, notamment de stratus qui réduisent le rayonnement solaire au sol. En 1982, ce rayonnement s'est abaissé à $0,09 \text{ J.m}^{-2}.\text{j}^{-1}$ limitant alors l'évapotranspiration des couverts forestiers. Cette remontée affecte également l'évaporation qui passe de 4 à 5 mm par jour pour une eau à 28°C à 1 à 2 mm pour une température de 22°C , diminuant ainsi la tension de vapeur d'eau de l'atmosphère à son arrivée sur le continent. Quand la remontée d'eau est précoce et forte (1982-1983, année El Niño), le bilan radiatif s'abaisse et la convection atmosphérique se ralentit; il pleut alors en bordure du golfe de Guinée, alors que la sécheresse sévit à l'intérieur du continent.

Les échanges de chaleur latente avec l'atmosphère évoluent en même temps que la température de surface de l'océan (Fig. 10). Si l'intensification de la remontée est forte et se produit tôt en saison, la formation des cumulo-nimbus de la convection profonde se ralentit.

De fortes pluies se produisent alors dans la zone côtière du golfe de Guinée, déchargeant l'air de son contenu en vapeur d'eau, d'où une sécheresse marquée à l'intérieur du continent. Les années « froides », comme 1982 mais également 1964 et 1967, sont des années de faible pluviosité en Côte d'Ivoire. Le système forestier devrait partiellement palier ce déficit en vapeur d'eau en augmentant l'évapotranspiration ; il ne peut le faire car la diminution rapide de la température de surface de l'eau de mer provoque la formation de stratus qui font écran au rayonnement solaire, donc à l'activité végétale. Lors d'un El Niño, l'anticyclone s'affaiblit et n'est plus assez puissant pour engendrer des alizés aussi forts qu'habituellement et pour garder toute son ampleur à la dérive des eaux froides vers le nord, ce qui modifie climat et pluviosité d'une manière analogue au Niño du Pacifique.

IV. LE COUPLE ÉVAPORATION — PRÉCIPITATIONS

La distribution de l'évaporation et des précipitations à la surface du globe n'est pas uniforme. On peut dégager diverses tendances, principalement en fonction de la latitude, mais également en raison de l'inégale répartition des masses continentales dans les deux hémisphères, d'effets orographiques et, enfin, de l'éloignement de la mer de certaines régions (Fig. 11, p. 96).

A/ L'évaporation

L'énergie solaire, moteur du cycle de l'eau, décroît en moyenne de l'équateur vers les pôles. Il est donc logique de retrouver un effet marqué de la latitude sur la distribution de l'évaporation, de la teneur en eau de l'atmosphère et des précipitations.

La répartition, en fonction de la latitude, de la quantité d'eau « précipitable » (l'air peut être considéré comme un mélange d'air sec et de vapeur

d'eau) dans l'atmosphère (W) reflète l'influence prépondérante de la température (Fig. 12). En effet, alors que l'humidité relative varie seulement d'un tiers entre régions sèches et régions humides, elle varie suivant une fonction quasiment exponentielle en fonction de la température (Fig. 2, chap. 2), comme le montrent ces quelques valeurs de la chaleur latente de condensation (e) :

T (°C)	-30	-20	-10	0	10	20	30
e	0,51	1,25	2,86	6,10	12,27	23,37	42,43

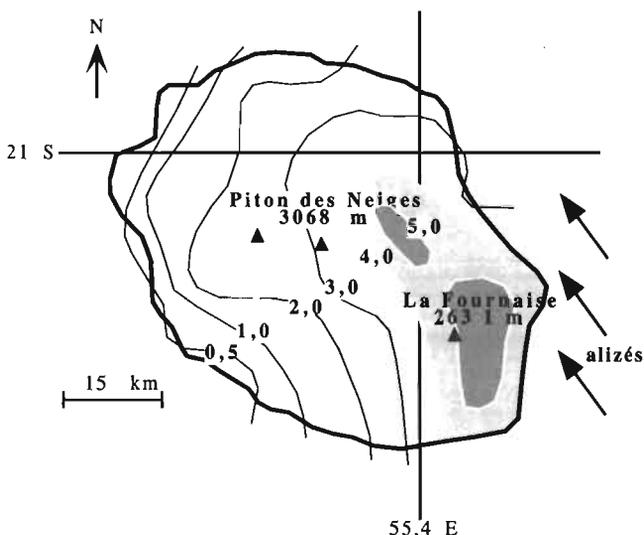


Figure 11. *Contraste des précipitations selon l'exposition sur l'île de La Réunion. Orographie et orientation par rapport aux vents dominants se conjuguent pour assurer une pluviosité maximale au sud-est de l'île, la côte « au vent », avec plus de 5 m par an. La côte occidentale « sous le vent », située à moins de 50 km de la précédente, reçoit dix fois moins d'eau.*

La teneur en eau « précipitable » présente donc, à quelques exceptions près, par exemple au-dessus des déserts, un gradient décroissant assez régulier, passant de 5 000 à 500 g.m² de l'équateur aux pôles. Cette répartition correspond donc à une carte de l'énergie solaire arrivant à la surface de la Terre.

La carte de l'évaporation (Fig. 13) est assez différente et plus instructive. Dans les zones tropicales et polaires, sites de hautes pressions, l'évaporation excède les précipitations. En revanche, les précipitations prennent le pas sur l'évaporation dans les « ceintures de précipitations » que sont les régions équatoriales (ZCIT) et, d'autre part, les moyennes latitudes influencées par le front polaire. Cette répartition en zones s'applique parfaitement aux océans, notamment au Pacifique parce qu'il est le plus vaste d'entre eux ; cela tient au fait que le manque d'eau, évidemment, ne limite jamais l'évaporation et qu'aucun obstacle ne perturbe la circulation atmosphérique. Ce gradient en fonction de la latitude s'observe plus difficilement sur les continents, car l'évaporation est un phénomène principalement marin : l'océan tropical soumis aux alizés constitue la principale source de vapeur d'eau alimentant, par l'intermédiaire de la circulation atmosphérique, les ceintures de précipitations. Rappelons, en effet, que l'évaporation d'une goutte d'eau est plus rapide si l'air circule au contact de la surface qu'il évapore, si la température du liquide augmente et si la pression atmosphérique diminue, conditions toutes optimales dans cette zone.

B/ Les précipitations

Les grands traits de la distribution des précipitations selon la latitude, notamment le rôle clé de la bande 30° nord-30° sud, apparaissent aussi bien sur une carte de l'Océan mondial (Fig. 13) que sur celle de la répartition des pluies sur le plus grand océan du monde, le Pacifique (165.10¹² m²) (Fig. 7).

La pluie n'est pas un flux régulier déversé à la surface du globe par l'atmosphère. En fait, elle se produit assez rarement ; dans un pays assez bien arrosé comme la France, il pleut seulement quelques centaines d'heures par an, soit environ 10 % du temps ; en outre, au cours de ces périodes de pluies, l'intensité du phénomène est très variable. Les épisodes intenses, qui amènent une part importante des précipitations, sont généralement très courts par rapport à la durée des périodes pluvieuses. Au Niger, on a démontré que la moitié de l'eau qui tombe chaque année survient durant des épisodes dont la

durée cumulée ne dépasse pas trois heures. Cette hétérogénéité de la distribution dans l'espace et dans le temps limite les progrès de notre connaissance, car elle rend difficile l'échantillonnage, donc la prise en compte de cet aspect dans les modèles.

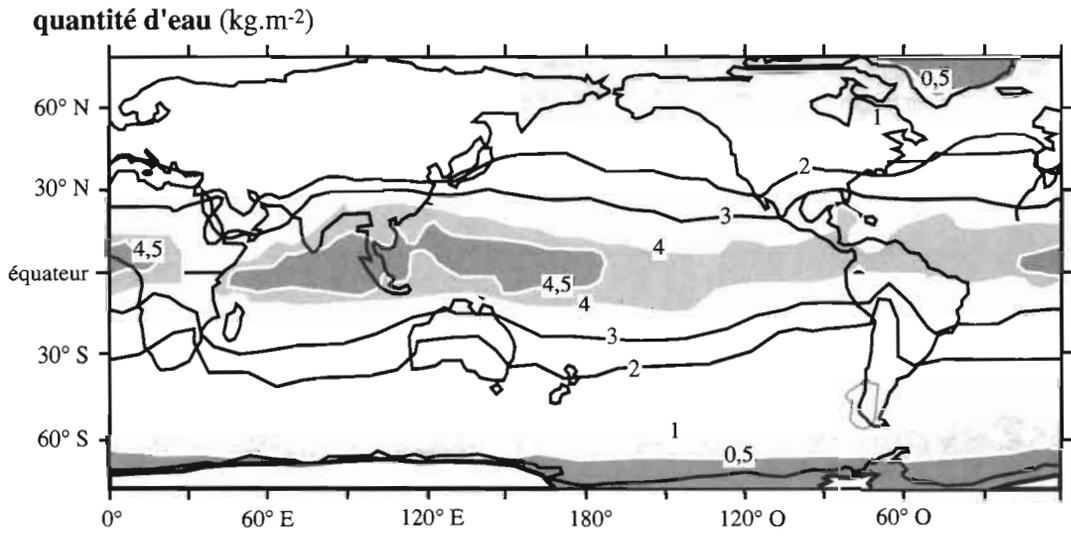
La complexité d'analyse, donc de prévision, des précipitations tient aussi à ce que, pour une région déterminée, les pluies peuvent avoir plusieurs provenances. Ainsi, l'eau qui tombe sur l'ouest de l'Atlantique a trois origines :

- l'évaporation d'eau récemment tombée sur des surfaces terrestres proches ;
- l'arrivée d'air humide provenant de l'océan Atlantique tropical ;
- l'arrivée de masses d'air venant de l'océan Indien.

Le rôle respectif de ces trois sources est déterminé par la circulation atmosphérique à grande échelle. Comprendre les variations des flux de vapeur d'eau qui alimentent les précipitations exige donc qu'on quantifie les transports de vapeur d'eau depuis l'Océan. Jusqu'à présent, ces objectifs ont été abordés à l'aide de modèles, mais ceux-ci ne sont pas assez fiables. Le canal vapeur d'eau des satellites météorologiques est un outil bien adapté à l'évaluation de ce transport.

Alors que la température diminue régulièrement de l'équateur aux pôles, en même temps que le bilan radiatif, la circulation atmosphérique impose, pour les précipitations, une alternance de bandes pluvieuses et de bandes sèches : les premières, zones équatoriales et tempérées, sont liées aux basses pressions où l'air s'élève et se charge en vapeur d'eau ; les secondes, zones tropicales et polaires, à de hautes pressions, avec descente d'air desséché. Cette répartition, très typée au-dessus de l'Océan, est modifiée sur les continents par la position maritime ou continentale et par la situation en façade ouest ou est, ainsi que par la présence et l'orientation des reliefs.

Figure 12. Distribution de la quantité d'eau « précipitable » dans l'atmosphère. ► Les quantités moyennes annuelles sont maximales à l'équateur (5 000 g.m²) et diminuent graduellement jusqu'aux pôles, où elles sont inférieures à 500 g.m². Cette distribution en bandes parallèles à l'équateur tient à la liaison étroite entre la température de l'air (dépendant de l'énergie solaire) et sa teneur en eau. Cette répartition n'est cependant pas parfaitement symétrique par rapport à l'équateur en raison de l'inégale répartition des océans et des continents ; elle présente également quelques perturbations liées notamment à l'orographie et à l'isolement continental. De telles cartes ont permis de calculer le contenu global en eau de l'atmosphère (11 Tm³ au-dessus de l'océan, 4,5 Tm³ au-dessus des continents) et son temps de séjour proche de neuf jours.



a)

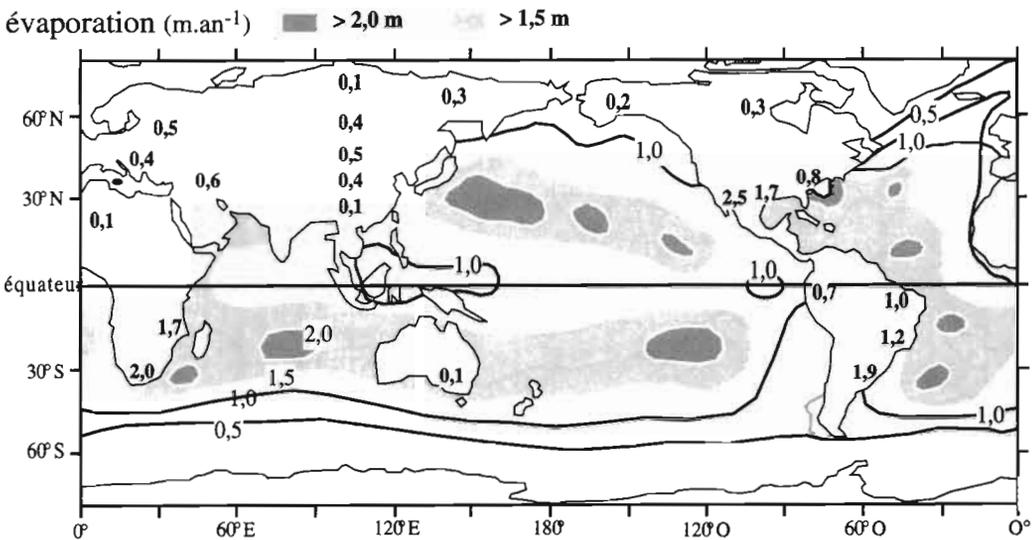
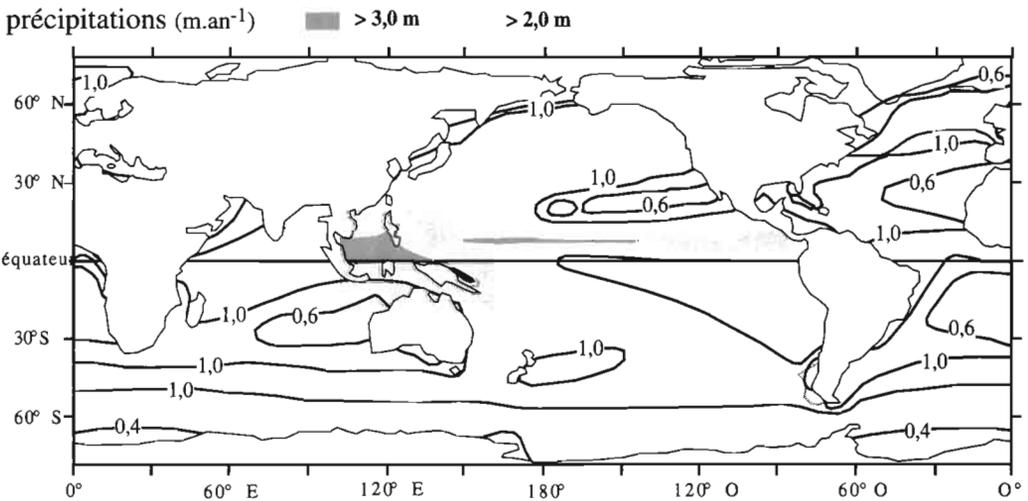


Figure 13 a et b. Évaporation et précipitations sur l'Océan mondial. Ces cartes mettent en évidence le rôle majeur de la bande 30° Nord - 30° Sud pour le cycle de l'eau et, dans ce cadre, l'effet de la circulation atmosphérique de Hadley

b)



avec l'ascendance de l'air (précipitations) en zone équatoriale et sa descente (air sec favorable à l'évaporation) en région tropicale.

Prenons l'exemple de l'ensemble Europe-Afrique (Fig. 14) pour présenter la distribution zonale des précipitations et les exceptions qu'elle connaît sur les continents.

- Vers les pôles, la présence d'un anticyclone et d'air froid (contenant donc peu de vapeur d'eau) explique la faiblesse des précipitations, inférieures à 0,3 m par an ; la situation extrême est atteinte au pôle Sud où les précipitations sont quasiment nulles.
- Aux latitudes tempérées, l'Europe de l'Ouest, soumise aux dépressions arrivant par l'ouest, bénéficie d'une pluviosité dépassant 0,5 m par an, atteignant même 2 m en Écosse et en Norvège où des reliefs perpendiculaires aux vents d'ouest accentuent l'ascendance de l'air. Pour le reste de l'Europe, les principales chaînes de montagnes, les Pyrénées et les Alpes, orientées ouest-est, ne dressent pas d'obstacle à la progression des masses d'air humide ; bien qu'en diminution, la pluviosité reste élevée jusqu'à l'Oural.

Estimation des précipitations par satellite

Estimer les pluies par satellite est un enjeu scientifique important pour la description du climat. Basées sur la température du sommet des nuages que le satellite « voit », ces estimations ne tiennent pas compte des particularités à petite échelle des précipitations. Cependant, dans des zones peu équipées en stations météorologiques, telle l'Afrique soudano-sahélienne, ce type d'estimation intéresse tous ceux qui ont en charge le suivi des campagnes agricoles : date des semis, prévisions de récolte de coton ou de sucre, etc.

Le capteur américain embarqué sur les satellites météorologiques défilants NOAA permet d'estimer les profils verticaux de température et d'humidité de l'atmosphère pour un coût infiniment moindre que celui des radiosondages. La détermination des pluies par satellite se base donc sur une mesure indirecte qui devrait être calibrée empiriquement de manière différente suivant les régions et selon les types de nuages. La mise au point d'un algorithme d'estimation des pluies constitue un objectif difficile à atteindre. L'expérience conduite au Niger est intéressante à ce titre car elle a permis, malgré la forte variabilité à petite échelle des événements pluvieux, d'adapter la mesure satellitale à la mesure effectuée sur le terrain par des pluviomètres. Cet algorithme est actuellement celui qui donne les meilleures estimations dans la zone soudano-sahélienne.

Quelles améliorations peut-on demander aux algorithmes d'estimation des pluies à partir des observations fournies par les satellites ?

- Une recherche sur les indicateurs satellitaires et leurs relations avec le milieu physique local. Une géographie du continent ouest-africain reste à bâtir à partir des données déjà réunies.
- La réalisation de nouvelles expériences.

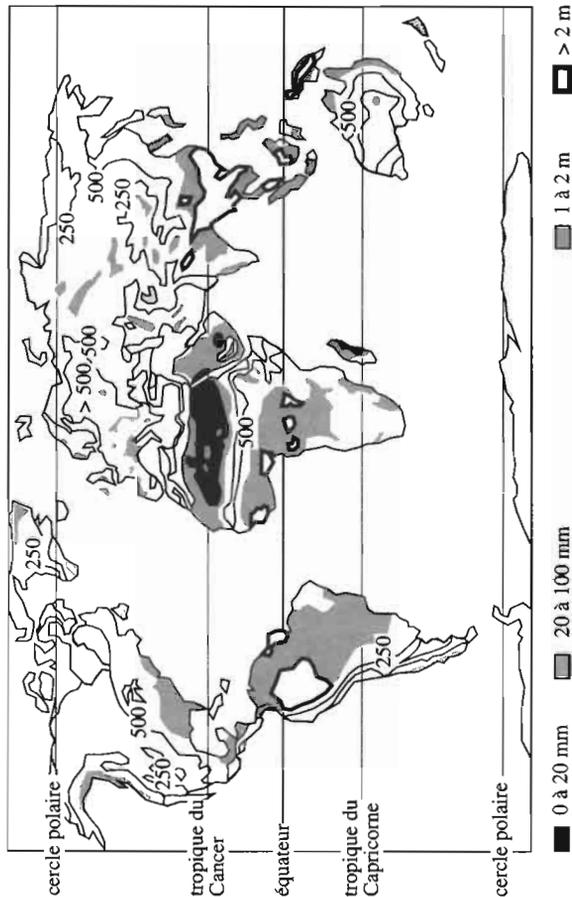


Figure 14. Répartition des précipitations sur les continents.

L'Afrique est le seul continent qui présente une répartition des pluies en fonction de la latitude conforme au schéma de circulation atmosphérique (Fig. 6) et des phénomènes observés sur l'océan (Fig. 13). L'essentiel de sa superficie se situe en région intertropicale ; elle ne présente pas de reliefs accentués et elle subit les effets maritimes aussi bien sur sa façade ouest que sa façade est. La situation se complique beaucoup plus sur les autres parties du monde. Noter, à titre d'exemple, que la moitié est du continent eurasien présente des précipitations importantes aux latitudes tropicales, alors qu'elles sont faibles en zone tempérée.

- Aux latitudes tropicales, les chutes annuelles ne dépassent pas 0,1 m. L'effet des alizés d'est, continentaux et secs, le voisinage de l'anticyclone des Açores dans l'hémisphère Nord et celui de Sainte-Hélène dans l'hémisphère Sud, les courants froids des Canaries et de Benguela expliquent la présence des déserts du Sahara et du Kalahari.

- L'Afrique équatoriale et ses pourtours constituent une zone humide où la pluviosité annuelle dépasse 2 m. C'est la « ceinture verte », constituée par la forêt équatoriale dense appelée aussi forêt pluviale (Fig. 15). Basses pressions au sol, flux humides d'origine océanique et continentale, grâce à la forêt dense et à la présence d'un air chaud qui stocke puissamment la vapeur d'eau, se conjuguent pour expliquer l'abondance et la fréquence des pluies.

Cette répartition en fonction de la latitude ne se retrouve pas partout ; quelques exemples permettent d'illustrer les causes de distorsion par rapport au schéma classique.

- La moitié est du continent eurasien présente des précipitations importantes aux latitudes tropicales alors qu'elles sont faibles en zone tempérée. Cette dissymétrie entre les parties ouest et est résulte des régimes de circulation atmosphérique. L'Eurasie centrale tempérée est sèche, car les vents

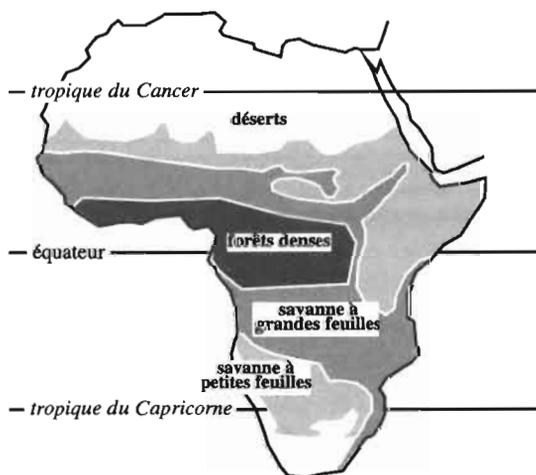


Figure 15. *Végétation en Afrique.*

La distribution des grands écosystèmes végétaux illustre parfaitement la répartition des précipitations en fonction de la latitude (Fig. 14).

d'ouest, qui assurent une bonne pluviosité en Europe, y arrivent très asséchés. L'Asie du Sud-Est et l'Inde sont, en revanche, très arrosées, contrairement au Sahara, qui se trouve à la même latitude, car les alizés d'est se sont enrichis en vapeur d'eau au contact des eaux du Pacifique et de l'océan Indien. Cette opposition pluviométrique aux latitudes tropicales s'observe également entre Madagascar et la Namibie, entre les côtes ouest et est de l'Australie, entre le sud-est et le sud-ouest des États-Unis et entre le sud-est du Brésil et les côtes du Chili et du Pérou.

• Aux latitudes tempérées, une dissymétrie apparaît aussi entre les côtes ouest et est de l'Amérique du Nord et de l'Amérique du Sud, où les franges ouest sont d'autant plus arrosées que les Montagnes Rocheuses et la cordillère des Andes constituent des obstacles aux vents marins dominants. À l'est de ces reliefs, les vents redescendent asséchés dans les grandes plaines américaines, au nord, et en Patagonie, au sud.

C/ Le bilan « évaporation – précipitations » ($E - P$)

Le bilan « évaporation – précipitations » varie considérablement d'un endroit à l'autre de la planète (Tabl. 1 et 3), mais il est toujours négatif ($E < P$) sur les terres émergées, des valeurs extrêmes étant atteintes dans la région tropicale : pour des précipitations annuelles moyennes de 0,4 m, l'évapotranspiration atteint respectivement 2,2 m à Bol, près du lac Tchad, et 2,9 m dans la mare d'Oursi, au Burkina-Faso.

océans	évaporation E	précipitations P	écoulement total Δf	apports continents Δf_c	apports autres océans Δf_o
Atlantique	1,04	0,78	- 0,26	- 0,20	- 0,06
Indien	1,38	1,01	- 0,37	- 0,07	- 0,30
Pacifique	1,14	1,21	0,07	- 0,06	0,13
Arctique	0,12	0,24	0,12	- 0,23	0,35
<i>océan mondial</i>	1,25	1,12	-0,13	- 0,13	0
continents	E	P	Δf	taux de ruissellement $\Delta f/r$	
Europe	0,36	0,60	0,24	40 %	
Asie	0,39	0,61	0,22	36 %	
Amérique du Nord	0,40	0,67	0,27	40 %	
Amérique du Sud	0,86	1,35	0,49	36 %	
Afrique	0,51	0,67	0,16	24 %	
Australie	0,41	0,47	0,06	13 %	
Antarctique	environ 0	0,03	0,03	100 %	
<i>terres émergées</i>	0,41	0,72	0,31	43 %	

Tableau 1. Bilan d'eau sur océans et continents (en mètre par an).

insolation annuelle (kcal.cm⁻²)	Asie du Sud-Est Bassin du Congo Bassin de l'Amazonie	140-160 120-130 100-120	160 environ (kcal.cm⁻²)
Température moyenne annuelle (°C)	28		25
Variation annuelle (°C)	3		15-20
Variation diurne (°C)	9		20
Vent	basses pressions tropicales, vents faibles sauf tornades locales		vitesse élevées en été faibles en saison sèche effet marqué ZITC
Humidité relative (%)	95 % la nuit, 60-70 % le jour, variation saisonnière faible		90 % saison humide 60-80 % saison sèche
Évaporation/précipitation E/P	< 1		< 1
Moyenne des précipitations (mm.an⁻¹)	2 000		1 300-3 000
Répartition des précipitations	régulière, < 2 mois secs		2 ou 4 saisons, 3 à 5 mois secs
Situation	zone équatoriale régions à masses d'air humides constantes en dehors de cette zone		zones subéquatoriales soumises aux alizés, moussons
Types de climat	tropical hyperhumide, isotherme, variation diurne > variation annuelle		tropical humide, isotherme, avec saisons et, surtout, pluies d'été
Principale formation à l'état de climat	forêt équatoriale sempervirente, hyperhumide à humide, ombrophile et forêt humide sempervirente		forêt tropicale humide à subhumide semi-caducifoliée et caducifoliée
Formations dégradées	forêt secondaire forêt de pins disclimacique et savane à pin (haute altitude) prairie disclimacique forêt claire karstique savane disclimacique		succession secondaire infléchie forêt secondaire disclimacique savane disclimacique forêt de pins disclimacique ou savane à pins forêt claire karstique savane disclimacique sclérophy- tique ou xérophytique

Tableau 2. Gradient climatique en zone intertropicale et gradient correspondant des principales formations végétales.

180 environ (kcal.cm ⁻²)	200 environ (kcal.cm ⁻²)	220 environ (kcal.cm ⁻²)	> 220 (kcal.cm ⁻²)
21-32 30 20	20-33 35 30	variation extrême	
suivant saison, vent chaud (harmattan) ou humide (alizé) vitesses modérées sauf cyclone	hautes pressions tropicales, vitesses faibles à moyennes sauf orages d'advection	comme précédemment mais orages chauds et secs plus fréquents	vents de sable fréquents
80-90 % saison humide 40-60 % saison sèche	60-80 % saison humide 20-50 % saison sèche	50 % en général	faible sauf très élevée localement et courte période
> 1 500-1 500 2 ou 4 saisons, 4 à 8 mois secs	> 2 350-1 000 2 saisons, 9 à 10 mois secs	> 4 100-500 11 mois secs	> 8 100 12 mois secs
zones subéquatoriales et subtropicales à pluies d'été tropical à saison sèche et pluies d'été	ceinture extra-tropicale avec pluies d'été tropical à saison sèche très marquée et pluies d'été	ceinture extra-tropicale à subtropicale de masses d'air descendantes tropical aride	
forêt tropicale subhumide à demi-aride, caducifoliée	forêt tropicale semi-aride, à épineux, caducifoliée	formation buissonneuse à épineuse, aride et formation subdésertique	désert hyperaride
savane disclimacique xérophytique formation buissonneuse à épineux, disclimacique formation buissonneuse disclimacique, semi-désertique	formation buissonneuses à épineux xérophytique, disclimacique semi-désert disclimacique	désert disclimacique	sol nu

océans	hauteur (m)	volume d'eau (Tm ³)
<i>océans = 361.10¹² m², soit 70,8 % de la planète</i>		
évaporation	1,25	451,0
précipitations	1,12	404,5
flux entrant	- 0,13	- 46,5
continents		
<i>continents = 149.10¹² m², soit 29,2 % de la planète</i>		
évaporation	0,41	61,0
précipitations	0,72	107,5
flux sortant	0,31	46,5

Tableau 3. Bilan global évaporation – précipitations en hauteur et en volume.

◆ La végétation, reflet du bilan hydrique

Dans la région intertropicale, à faible distance on peut rencontrer aussi bien des déserts que des forêts denses, car le caractère ascendant ou descendant de la circulation atmosphérique détermine le type de végétation dominante (Tableau 2 et Fig. 15).

◆ La salinité de surface, reflet du bilan « E – P » sur l'Océan

Si l'Océan constitue la source majeure d'eau pour l'atmosphère, le bilan *E-P* est nettement positif pour les seuls océans Atlantique et Indien. Ces deux océans, que l'on pourrait qualifier de « secs », perdent plus d'eau par évaporation qu'ils n'en gagnent par précipitations. L'apport d'eau depuis les terres avoisinantes et les océans Arctique et Pacifique compense ce déficit.

La distribution de la salinité superficielle dans les eaux du large (Fig. 16) dépend étroitement des échanges d'eau avec l'atmosphère et de cette redistribution d'un océan à l'autre. Les régions de fortes précipitations, telles que la ZCIT et, en particulier, l'ouest du Pacifique et la région indonésienne, se caractérisent par de faibles salinités superficielles. À l'inverse, les salinités de surface sont élevées dans les régions de forte évaporation, telles que les centres des circuits anticycloniques ainsi que la Méditerranée, la mer Rouge et la mer d'Arabie. Dans les régions côtières, les apports d'eau douce par ruissellement et par les fleuves régulent la salinité. Notons que les aires de

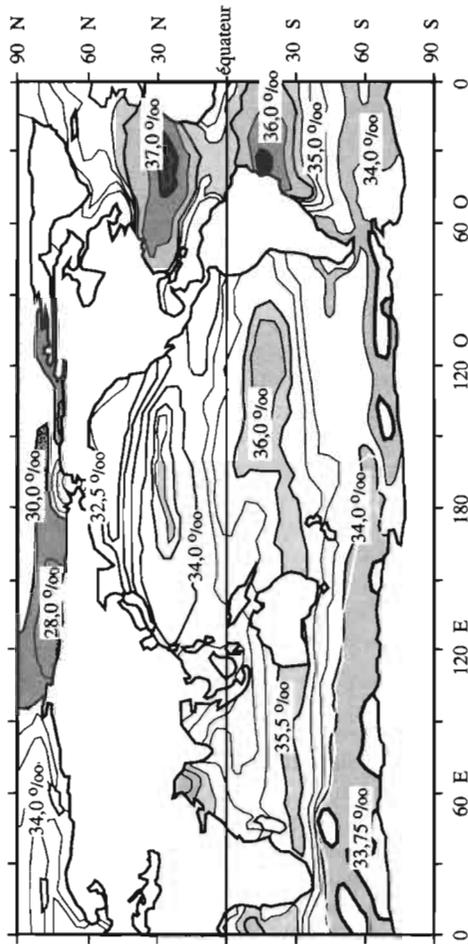


Figure 16. Répartition de la salinité des eaux de surface de l'Océan.

La salinité superficielle dépend essentiellement du bilan précipitations-évaporation de chaque zone. Elle reflète donc, dans ses grandes lignes, une distribution en fonction de la latitude. La salinité est maximale dans les régions anticycloniques subtropicales à forte évaporation et faible précipitations (Fig. 13), notamment dans l'Atlantique en raison des effets continentaux marqués liés à l'étroitesse du bassin. Les salinités sont particulièrement basses ($< 33 \text{ ‰}$) en Arctique au débouché des grands fleuves sibériens au nord du Pacifique.

dilution des fleuves majeurs comme l'Amazone, le Zaïre et les fleuves sibériens s'étendent loin au large. La circulation océanique influence évidemment la répartition des salinités de surface. Citons notamment :

- l'entraînement d'eaux à forte salinité d'origine subtropicale vers le sud par le courant du Brésil et vers le nord-est par la dérive Nord Atlantique, ce que souligne l'isohaline 35 ‰ ;

- inversement, l'influence du courant du Labrador qui transporte vers le sud des eaux d'origine arctique peu salées, ce que souligne l'isohaline 33 ‰.

◆ Des déserts océaniques ?

Le passage de la notion de sécheresse de l'air à celui de manque d'eau pour les organismes a parfois conduit à ignorer, dans l'étude de l'aridité, les océans pour s'intéresser à la seule couverture végétale. En effet, une balance très négative du bilan d'eau au-dessus d'un océan (aridité) se traduit par des modifications des caractéristiques physiques et chimiques, telle la salinité, comme nous venons de le montrer ; finalement, ces modifications retentissent sur la production océanique. Si le bilan hydrique moyen, différence entre l'évaporation et les précipitations, est légèrement déficitaire dans la zone intertropicale, de fortes disparités sont observées en fonction de la longitude (Fig. 13). L'océan Indien exporte ainsi vers l'atmosphère, donc vers les hautes latitudes, autant d'eau que l'océan Atlantique, beaucoup plus vaste.

Contrairement aux déserts continentaux voisins, les régions « arides » surmontant l'océan ne se caractérisent pas par des ciels sans nuages. Les noyaux anticycloniques dus aux subsidences, situés à la latitude des tropiques dans la partie orientale des océans (Açores, Sainte-Hélène, Mascareignes, Pâques, Californie), connaissent entre 5 500 et 6 000 heures de ciel couvert chaque année, alors qu'il y en a moins de 3 000 au Sahara, pour un total possible de 8 760 (365 x 24). Le caractère nuageux tient à la proximité de la source de vapeur d'eau, à la faiblesse des vents et à la stabilité atmosphérique. À la base de colonne descendante, l'air arrive sec ; au contact de l'eau, les températures s'homogénéisent, l'eau s'évapore et l'air se sature, d'où la nébulosité. L'air frais et humide de la base est surmonté d'air anticyclonique plus chaud et plus sec, donc beaucoup plus léger, ce qui bloque les mouvements verticaux. Les alizés, de composante est, assurent l'exportation de l'eau évaporée par la migration des nuages vers l'ouest, en même temps que le renouvellement en air non saturé qui maintient l'évaporation. Cette configuration conduit à une distribution particulière des types de nuages. Là où l'atmosphère présente une stabilité maximale et où l'eau de surface est la plus

fraîche, les échanges entre l'Océan et l'atmosphère s'effectuent principalement par chaleur sensible (réchauffement ou refroidissement direct de l'air par contact avec l'eau). L'air refroidi ne provoque guère d'évaporation, mais sa stabilité et la vitesse faible du vent le conduisent cependant à se saturer, formant des brouillards et des stratus bas. Plus à l'ouest, en aval du flux d'air, le vent se renforce et la couche limite s'épaissit ; les strato-cumulus se forment et s'organisent. Au-delà, s'étendent de vastes espaces de ciel bleu piqueté de petits cumulus d'alizés formant un paysage qui incite au voyage. Aussi, ces nuages associés aux hautes pressions océaniques subtropicales produisent rarement des pluies. Les cumulo-nimbus, véritables puits de vapeur d'eau, se développent en dehors des espaces océaniques déficitaires, dans la zone de convergence intertropicale.

◆ Les déserts sur les continents

Les déserts se définissent par l'absence d'hommes et par l'aridité, déficit en eau dû à la rareté des pluies et à une forte évaporation, ce qui exclut les déserts de glace. Les déserts occupent le tiers des terres émergées, soit 50 Tm², mais cette réalité recouvre des situations assez différentes. Ainsi le désert d'Atacama ou le Namib constituent les terres les plus arides du monde, mais voient le soleil se lever et se coucher dans des brouillards d'origine marine. Dans le Kalahari, pourtant voisin de la Namibie, poussent, en revanche, de nombreux arbres, où la sécheresse est analogue à celle de régions comme le Sahel soudanais.

	indice de Gaussen		
	100 à 290	291 à 350	351 à 365
précipitations (m)	0,5 à 0,25	0,25 à 0,10	< 0,10
désert	semi-aride	aride	hyper-aride
végétation	steppe	ponctuelle	désert
occupation humaine	possible	très localisée	absolu
exemples	Sahel (Afrique tropicale) Chihuahua (Mexique) Kalahari (sud de l'Afrique)	Asie Centrale Australie (désert de Victoria) Arizona (États-Unis)	Takla-Makan (ouest de la Chine) côtes Pérou Namib (sud de l'Afrique)

Tableau 4. Différents types de régions désertiques.

L'indice de Gaussen comptabilise le nombre de jours secs compris dans les mois secs consécutifs : il varie entre 100 et 365.

Les déserts se situent le long de deux bandes situées entre 20° et 40° de latitude au nord comme au sud, c'est-à-dire au niveau des anticyclones tropicaux. Cependant, l'orographie et l'éloignement de la mer modifient ce schéma : à la même latitude qu'In Salah, au coeur du Sahara, qui, certaines années, ne reçoit aucune pluie, d'autres points du globe reçoivent jusqu'à dix mètres de pluie par an. La planète compte une vingtaine de grands déserts, ensemble des zones hyperarides, arides et semi-arides ; seule l'Europe est peu concernée avec seulement 10 % de sa superficie (1 Tm²) occupée par des déserts. Une quinzaine de déserts dépassent 100 Gm² :

	superficie	lieux
<i>Amérique</i>	(déserts = 7,6 Tm ² soit 20 % de la superficie totale)	
Grand Bassin	493 Gm ²	États-Unis
Sonora	310 Gm ²	États-Unis/Mexique
<i>Afrique</i>	(déserts = 17,3 Tm ² soit 58 % de la superficie totale)	
Sahara	8 000 Gm ²	réparti sur dix pays
Namib	110 Gm ²	Namibie
<i>Asie</i>	(déserts = 15,7 Tm ² soit 37 % de la superficie totale)	
Nefoud	120 Gm ²	péninsule arabe
Rub-al-Khali	650 Gm ²	péninsule arabe
Dacht-e-Kavir/ Dacht-e-Lut	200 Gm ²	Iran
Karakoum	350 Gm ²	Turkménistan
Kyzylkoum	300 Gm ²	Kazakhstan-Ouzbékistan
Takla-Makan	270 Gm ²	Chine, Xinjiang
Gobi	1 300 Gm ²	Chine, Mongolie
<i>Australie</i>	(déserts = 6,2 Tm ² soit 80 % de la superficie totale)	
grand désert de Sable/ Gibson	600 Gm ²	ouest de l'Australie
Simpson	225 Gm ²	centre de l'Australie
grand désert Victoria	350 Gm ²	sud du continent

Tableau 5. Les principaux déserts de la planète.

Le Sahara, le plus grand de tous, couvre un superficie quinze fois supérieure à celle de la France. Il rassemble presque toutes les variétés de déserts, à l'exception du type froid caractéristique de l'Asie centrale. Formé il y a 600 millions d'années, il a connu tous les types de climat en liaison avec les déplacements des plaques continentales : pénéplaine parcourue de grands fleuves, mer de glace, mer chaude, forêt tropicale. Il y a 440 millions d'années, une calotte glaciaire recouvrait le centre de l'Afrique, car le pôle Sud se trouvait entre le Nigeria, le Brésil et la Sierra Leone d'aujourd'hui et l'Afrique étant encore soudée à l'Amérique du Sud. Il y a 50 millions d'années, le Sahara a gagné sa position actuelle, à cheval sur le tropique du Cancer, ce qui n'a pas stoppé les fluctuations climatiques au gré des avancées et reculs glaciaires. Il y a 18 000 à 20 000 ans, les fleuves Niger et Sénégal s'évanouissaient dans les sables à plusieurs centaines de kilomètres de l'océan, alors qu'il y a 7 000 à 8 000 ans, les calottes polaires ayant régressé, éléphants, buffles, rhinocéros et hippopotames peuplaient le Sahara. Finalement, le Sahara d'aujourd'hui est né seulement il y a quatre millénaires.

V. L'EAU À LA SURFACE DE LA TERRE

Sur terre, l'eau est transportée des régions où les précipitations surpassent l'évapotranspiration ($E - P$ négatif) vers celles qui connaissent un excès d'évaporation ($E - P$ positif) (Fig. 17). Ce flux $F = P - E$ est la somme de l'écoulement souterrain au niveau de la nappe phréatique et du ruissellement, qu'il soit superficiel ou « hypodermique » (Fig. 18). Finalement, l'exportation globale d'eau des continents vers l'Océan compense le flux égal et inverse qui emprunte la voie atmosphérique.

Lorsqu'il pleut sur la surface d'un bassin versant, une partie de la pluie est rapidement utilisée par la végétation, une partie ruisselle en surface et gagne rapidement l'exutoire, une partie s'infiltré dans le sol, puis dans les nappes plus profondes ; cette fraction rejoint lentement les collecteurs situés en aval. Si le stockage était nul, on pourrait écrire $P = E$; mais le stockage est généralement positif, quoique faible comparé à la quantité d'eau précipitée, et l'on peut écrire $P = E + \Delta f$, ce dernier terme représentant la redistribution horizontale de l'eau et le ruissellement. Au cours des processus complexes de l'infiltration, une partie de l'eau du sol, reprise par évaporation ou par transpiration, rejoint directement l'atmosphère.

Dans les régions très humides, le couvert végétal intercepte une partie des pluies, le reste arrivant au sol par égouttement du feuillage et par écoulement le long des troncs. En moyenne, l'interception par le couvert végétal représente seulement de 20 à 30 % des précipitations annuelles ; ce taux varie

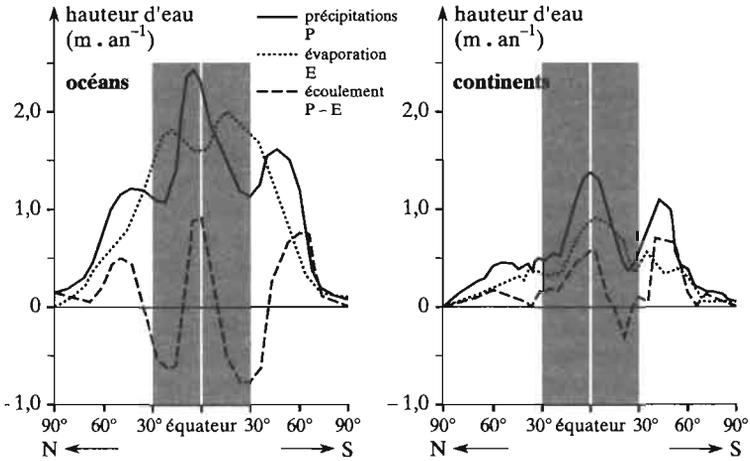


Figure 17. Le bilan Précipitations–Évaporation sur les océans et les continents. La répartition des précipitations (P) et de l'évaporation (E) montre que, sur les continents, les précipitations l'emportent pratiquement partout sur l'évaporation, d'où un écoulement d'eau ($E = P - E$) qui restitue à l'océan l'eau qu'il perd par évaporation. Sur l'océan, la distribution du flux $P - E$ illustre parfaitement les effets de la circulation atmosphérique avec l'ascendance de l'air à l'équateur et sa descente au niveau des tropiques.

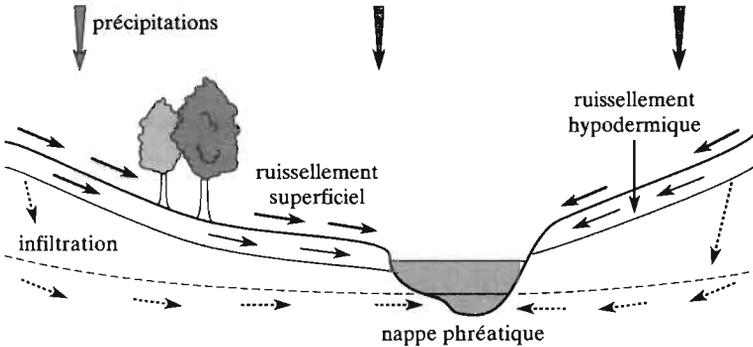


Figure 18. Circulation de l'eau sur les continents. L'excès des précipitations sur l'évaporation sur les terres émergées (Fig. 17) entraîne un flux d'eau qui, avec un temps de latence plus ou moins accentué, retourne à l'océan. Ce flux est la somme de l'écoulement au niveau de la nappe phréatique et du ruissellement superficiel ou dans les premiers centimètres du sol.

beaucoup d'une région à l'autre en fonction des caractéristiques du peuplement : 3 % en moyenne au Nigeria, 8 % en Malaisie, 12 % dans la forêt tropicale humide de Côte d'Ivoire, 20 % au Zaïre, 31 % dans l'île Maurice, 35 % en Ouganda, 38 % en Inde dans une plantation de *Shorea robusta* vieille de quarante ans, de 65 à 70 % dans la forêt subtropicale du Brésil. L'interception I peut s'écrire $I = f(H \sqrt{SN})$, H étant la hauteur de l'arbre, S l'aire basale du peuplement et N sa densité.

Quand la pluviosité dépasse 2,5 m par an, le coefficient d'écoulement par les cours d'eau est très élevé : entre 50 et 70 %. Mais, dans les forêts moins arrosées (1,6 à 2,2 m.an⁻¹), les écoulements avoisinent 50 %, et l'on propose la valeur de 30 % pour l'ensemble de l'Afrique. L'eau parvient aux rivières par drainage interne plutôt que par ruissellement, celui-ci étant parfois presque inexistant : 1 % dans la forêt de Côte d'Ivoire. L'absence ou la rareté de la litière végétale confère aux horizons superficiels du sol un rôle primordial dans le partage entre ruissellement et infiltration. Ainsi, si le ruissellement annuel de surface correspond à 1 % des précipitations en Côte d'Ivoire, il dépasse 55 % en Guyane française, car, à faible profondeur, le sol est massif, compact et imperméable.

A/ L'écoulement par les cours d'eau

◆ Le concept d'hydrosystème

Il ne faudrait pas réduire un cours d'eau à un simple chenal d'évacuation des eaux, car son fonctionnement dépend étroitement de son environnement : la nature géologique du bassin, le mode d'occupation des sols (forêts ou cultures, prairies ou milieux urbanisés) exercent une influence marquée sur la quantité et la qualité des eaux fluviales. Ces constatations ont conduit au concept d'hydrosystème, qui implique une approche intégrée du fonctionnement des fleuves et des milieux qui l'entourent. La coopération nécessaire entre scientifiques de différentes disciplines est cependant récente ; avec humour, le chercheur canadien HYNES rappelait, dans un discours prononcé en 1972 devant la Société internationale de Limnologie, que l'une des découvertes les plus importantes des limnologues était celle de l'existence d'hydrologues, de pédologues et de forestiers ! On considère maintenant qu'un système fluvial comprend un réseau hydrographique et son bassin versant, espace géographique isolé des autres bassins par une ligne de partage des eaux. Un bassin versant est une cuvette qui collecte les eaux de pluies ruisselant sur le sol, pour les diriger vers la rivière ; la multitude de petits ruisseaux et de rivières qui alimentent le cours principal constitue le réseau hydrographique.

Dans les rivières, l'eau est en mouvement continu grâce à l'écoulement par gravité. Ce flux unidirectionnel, variable dans le temps, caractérise les systèmes fluviaux et détermine leur fonctionnement écologique. Les alternances entre crues et étiages créent une diversité d'habitats plus ou moins permanents qui se succèdent. Selon la période des crues et des étiages, leur durée, leur intensité, le régime hydrologique influence également les cycles des espèces et la productivité des hydrosystèmes.

Le ruissellement de surface réagit rapidement aux précipitations. Le coefficient de ruissellement est le rapport de la hauteur d'eau issue du ruissellement à la hauteur d'eau tombée au cours de l'averse ; il dépend de la saturation des sols en eau. Il est plus important pendant la saison des pluies lorsque les sols sont gorgés d'eau qu'en saison sèche, lorsque, au contraire, ils sont déshydratés et fonctionnent comme des éponges. Mais le ruissellement dépend également de la pente du bassin et, surtout, du couvert végétal : il est plus important sur des sols dépourvus de végétation que sur des sols à couvert végétal, il est plus important sur des prairies que sur des sols couverts de forêts. Ces observations influencent la gestion des bassins versants, car le déboisement provoque des crues plus rapides et plus abondantes en facilitant le transfert des eaux de ruissellement.

◆ **Les principaux régimes fluviaux**

Le temps et l'importance du flux qui rejoint la mer dépend du régime hydrologique. On caractérise principalement celui-ci par le débit des rivières, qui est le volume d'eau, exprimé en $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, passant à travers la section de la rivière. Le débit moyen annuel d'un fleuve est la moyenne annuelle des débits instantanés ou journaliers. On nomme abondance, ou volume annuel écoulé, la quantité d'eau écoulée annuellement dans le fleuve considéré (Tableau 5, chapitre 2).

Le débit, très variable, est influencé par les phénomènes météorologiques et le relief. Après une averse, le débit d'un cours d'eau augmente rapidement, atteint un maximum, puis décroît. C'est une crue ; ce terme est également utilisé pour désigner la période de hautes eaux. Inversement, l'étiage est le niveau annuel le plus bas du cours d'eau. L'évolution saisonnière du débit d'une rivière dépend des conditions climatiques locales et régionales.

• Régimes hydrologiques en Europe

En Europe, on distingue quatre régimes hydrologiques :

– le régime atlantique, caractérisé par un débit maximal en fin d'automne ou en hiver et par des variations saisonnières modérées ; c'est le cas de la Seine, essentiellement alimentée par les eaux de pluies ;

– le régime nival de montagne pour des rivières comme le Rhin, principalement alimentées par la fonte des neiges : les hautes eaux se situent à la fin du printemps et au début de l'été ;

– le régime glaciaire qui caractérise les rivières influencées par la fonte des glaciers, comme le cours supérieur du Rhône : le débit est maximal en juillet-août et minimal en hiver ;

– le régime nival de plaine, ou continental, pour les rivières d'Europe continentale dont les plus forts débits sont observés lors du dégel printanier.

• Quelques cas de fleuves de la région intertropicale

Dans les régions tropicales, notamment en Afrique, le régime tropical est proche du régime atlantique ; une période de hautes eaux correspond à une saison des pluies estivale unique, suivie par une période d'étiage assez sévère. Le régime équatorial, en revanche, se caractérise par un débit assez fort toute l'année ; deux périodes de crues correspondent à la saison des pluies. Prenons quelques exemples de fleuves illustrant des cas différents dans cette bande intertropicale.

• *Le Congo*

Le Congo, ou Zaïre, est l'archétype du fleuve intertropical à compensation d'alimentation. Sa régularité est soulignée par un débit annuel moyen, ou module de $40\,000\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ ($1237\text{ Gm}^3\cdot\text{an}^{-1}$), des basses eaux jamais inférieures à $20\,000\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ et des crues jamais supérieures à $70\,000\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$. Cette régularité a plusieurs origines :

a) l'étendue du bassin versant, le deuxième du monde après celui de l'Amazone : 3800 Gm^2 couvrent une zone géographique allant de 500 kilomètres au nord de l'équateur à plus de 1 000 au sud ;

b) la variété des régimes hydriques des affluents :

– pour le cours supérieur, les apports ont une origine tropicale australe : la Lualaba et la Luvua présentent une saison sèche de mai à octobre et des précipitations de novembre à mai ;

- le cours moyen supérieur subit une influence équatoriale ; deux maximums équivalents se manifestent en novembre-décembre et avril-mai ; on observe deux minimums, le principal en août-septembre et un, secondaire, en février-mars. Ces apports importants, car représentatifs du climat équatorial, s'effectuent surtout par ruissellement et par petits cours d'eau ;

- le cours moyen reçoit trois affluents principaux venant du nord de l'équateur et quatre issus de l'hémisphère Sud ; ils présentent un régime équatorial à deux maximums, mais subissent une influence tropicale atténuée sans étiages marqués ;

- dans son cours inférieur, le Congo reçoit ses deux affluents majeurs, issus de l'hémisphère Nord : l'Oubangui ($5\,000\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$), à régime tropical boréal simple, avec un maximum en octobre-novembre et un minimum net en mars, et la Sanga, au régime complexe mais présentant également un maximum en octobre ;

- enfin, avant d'arriver à Kinshasa, le Congo reçoit son principal affluent, le Kasai ($10\,000\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$) au régime inverse de l'Oubangui ; si cet apport inverse l'importance des deux maximums, il ne modifie guère l'ensemble du régime ;

e) pondération par les terrains gréseux et les sols d'argile latéritiques, ainsi que par les lacs et marécages du cours moyen.

Le Congo est une gigantesque éponge toujours imbibée, mais qui n'atteint jamais le stade de saturation qui la rendrait inefficace.

• *L'Amazone*

L'Amazone est le fleuve des records par sa longueur (6 400 km), la superficie de son bassin versant ($6\,300\text{ Gm}^2$), son module ($200\,000\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$, après qu'il ait reçu le Xingu), la pluviosité de la région en amont d'Obidos qui reçoit plus de 2,3 m d'eau par an sur une aire de $5\,000\text{ Gm}^2$.

L'évolution du régime de l'Amazone est plus difficile à analyser que celui du Congo en raison du manque de données régulières sur le débit de certains affluents. L'Amazone, appelée Marañon au Pérou, s'écoule d'abord dans les Andes, où il subit, ainsi que ses tributaires, les effets de la fonte des neiges. Cette influence disparaît rapidement, car les pluies de plaine produisent deux maximums. Ensuite, l'Amazone évolue vers un régime à maximum unique, à l'inverse du Congo. À Obidos, après les confluences du rio Negro, venant du nord, et de la Madeira, venant du sud, l'Amazone présente des hautes eaux en mai-juin. L'arrivée, avant l'embouchure, du Tapajoz et du Xingu étale le maximum de mars à juin avec une pointe en mai, alors que les basses eaux se situent en novembre, quand le débit demeure cependant proche de $75\,000\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$.

• *Le Niger*

Très long fleuve de plus de 4 000 kilomètres qui reçoit seulement deux affluents importants, le Bani et la Bénoué, le Niger, d'un module de $6\,500\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$, est caractérisé par un bassin versant filiforme large de moins de 300 km pour une superficie de $1\,200\text{ Gm}^2$, ce qui l'oppose aux bassins versants de l'Amazone et du Congo. Le coude que le fleuve décrit dans la région de Mopti, le delta central du Niger, souligne la faiblesse de la pente du cours moyen, qui subit une alimentation pluviale décroissante du sud au nord.

Le Niger est, en fait, alimenté seulement en amont, avec une pluviosité de 1,5 à 2 m à sa source et à celle du Bani, et en aval quand des précipitations comprises entre 1,4 et 3,5 m entre le confluent du Bénoué et la mer. Le régime de précipitations est simple du type tropical boréal à maximum d'été.

◆ **Variabilité climatique des régimes hydrologiques**

À l'échelle du siècle, on dispose de données qui montrent l'alternance de périodes sèches et humides (Fig. 19). Pour les fleuves français dont les variations du débit sont similaires à celles de la Garonne, on observe une longue période de relative sécheresse entre 1941 et 1959, précédée et suivie d'une période humide.

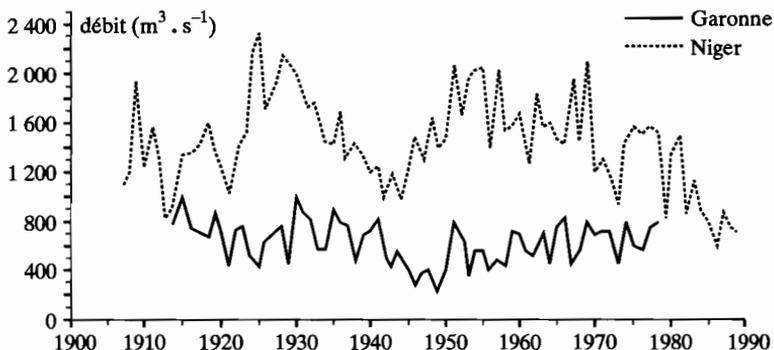


Figure 19. Fluctuations du débit des fleuves à l'échelle de quelques décennies.

À cette échelle de temps, la plupart des cours d'eau présentent une alternance de périodes sèches et humides. Pour des fleuves sous climat très différent, comme la Garonne et le Niger, on n'observe pas de similitude dans les périodes de sécheresse : entre 1941 et 1959 pour la Garonne, sécheresse marquée dans les années 1970-1980 pour le Niger.

En Afrique tropicale, les fleuves sahéliens ont, eux aussi, connu des changements importants au cours du siècle, à l'exemple du fleuve Niger : la sécheresse des années 1970-1980 a constitué l'événement majeur du siècle, et la forte baisse des apports du fleuve Chari a provoqué l'assèchement de la majeure partie du lac Tchad qui occupait pourtant 20 000 km² en 1965.

À l'échelle du millénaire, les fluctuations climatiques et leurs répercussions sur les débits des fleuves sont encore plus importantes. Ainsi, le bassin du fleuve Niger se réduit, à l'heure actuelle, à la moitié de la superficie qu'il occupait il y a 5 000 à 6 000 ans lorsque le climat était beaucoup plus humide qu'aujourd'hui en Afrique de l'Ouest. Le Niger était alors alimenté par des fleuves venant de l'Air et du Tibesti dont on retrouve actuellement seulement des vallées fossiles. À cette époque, le Sahara était parsemé de lacs et ressemblait à la zone soudanienne actuelle ; les peintures rupestres du Hoggar et de l'Air attestent de la richesse de la faune terrestre habitant cette région.

B/ Les systèmes « tampon »

◆ La nappe phréatique

La proportion des eaux qui s'infiltrent dans le sol et alimentent les nappes souterraines dépend de la nature des roches du bassin versant et du couvert végétal. Elle varie fortement d'un point à l'autre du bassin, entre des zones quasiment imperméables et des zones où la quasi-totalité des eaux de pluies va, au contraire, s'infiltrer.

Les nappes phréatiques contribuent, à leur tour, à leur tour, à l'alimentation des sources et des rivières, mais avec du retard par rapport aux pluies. Les nappes souterraines, ou aquifères, sont ainsi à l'origine d'écoulements réguliers de l'ordre de 12 Pm³, soit le tiers du débit total des fleuves qui atteint 40 Pm³. L'eau chemine, en effet, beaucoup plus lentement dans le sol qu'en surface. C'est notamment en période de basses eaux, laquelle correspond le plus souvent à la période où les pluies sont rares, que les nappes phréatiques contribuent à maintenir un écoulement de base dans les cours d'eau. Dans les régions arides, où les nappes de surface n'existent pas, l'écoulement des cours d'eau s'interrompt en l'absence de pluies, ce qui a bien entendu des conséquences importantes sur l'écologie de ces milieux.

◆ La plaine alluviale

Quand la pente faiblit, les fleuves forment souvent des plaines alluviales où s'accumulent les sédiments transportés par le cours d'eau. En temps normal, le fleuve coule dans son lit mineur. En période de crue, le surplus s'écoule dans les bras latéraux et dans les zones adjacentes qui constituent le lit majeur du fleuve. Selon la géomorphologie, une section transversale du cours d'eau met en évidence l'existence de nombreux habitats dans le lit majeur (Fig. 20) :

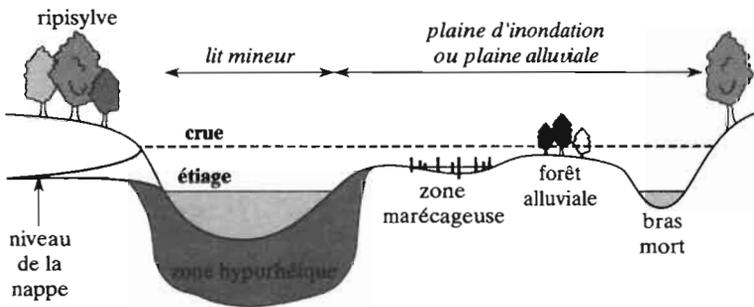


Figure 20. Coupe d'une plaine alluviale.

Quand la pente s'atténue, les cours d'eau forment souvent des plaines alluviales qu'ils occupent lors de crues. Le fleuve et sa plaine d'inondation constituent une mosaïque d'écosystèmes importants comme réserve biologique et frayère pour les poissons.

- le chenal principal, ou lit mineur ;
- la zone adjacente au chenal, qui comprend des forêts de bois durs et des formations forestières spécifiques ;
- la plaine d'inondation, qui comprend des plans d'eau plus ou moins importants et permanents, des marais, des bras morts, des bras secondaires, des formations herbacées.

Lors des crues annuelles ou exceptionnelles, les eaux s'étalent dans la plaine d'inondation, noyant temporairement certains milieux ou mettant en liaison avec le cours principal du fleuve les divers bras morts ou les zones humides qui subsistent dans le lit majeur ; toutes ces communications suscitent des échanges de substances nutritives et de matière organique.

Chacune des pièces de la mosaïque joue un rôle dans l'équilibre de l'ensemble :

- les marais et les zones humides constituent des milieux favorables à la percolation des eaux de surface et à la recharge des nappes souterraines ;
- les forêts alluviales produisent la matière organique, décomposée dans la rivière, et jouent un rôle de filtre naturel ;
- les bras morts, les bras secondaires et les lacs de la plaine d'inondation constituent des réserves biologiques et des frayères pour certains poissons, car les alevins y trouvent des conditions favorables : courant plus lent, nourriture plus riche et diversifiée.

Dans les grands systèmes fluviaux comportant des plaines d'inondation, les variations du débit du fleuve règlent l'intensité et la durée des échanges entre les différents éléments géographiques du système rivière-plaine alluviale. Quand le niveau monte, l'eau envahit une partie de la plaine alluviale, établissant ainsi des connexions et permettant des échanges avec le lit mineur. Quand le niveau baisse, au contraire, certains milieux de la plaine alluviale s'isolent du lit du fleuve. Le système fonctionne par pulsations dont le rythme est réglé par les oscillations du régime hydrologique et dont l'impact dépend de l'amplitude, de la durée, de la fréquence et/ou de la régularité des crues. Ces systèmes sont surtout représentés sous les tropiques, car les fleuves européens, aménagés, ne disposent plus de plaines inondables.

◆ **La végétation des rives**

Une végétation abondante se développe le long des cours d'eau, formant un corridor très visible dans le paysage. En réalité, une mosaïque de formations herbacées, arbustives et arborées résulte des perturbations liées aux crues et à la dynamique végétale associée. On parle parfois de « ripisylve », littéralement « bois des rives » pour la végétation proche de l'eau (Fig. 20), et de forêt alluviale pour les formations liées à la nappe alluviale superficielle. La ripisylve, située à l'interface entre l'écosystème terrestre et l'écosystème fluvial, joue un rôle prépondérant dans le fonctionnement des hydrosystèmes : source de matière organique, elle constitue un abri et un habitat ; enfin, elle filtre les éléments dissous.

◆ La nappe souterraine en relation avec le fleuve

L'hydrosystème inclut une composante souterraine, car les eaux superficielles s'infiltrent dans les roches perméables, comme le sable, dont la structure est suffisamment lâche pour permettre le passage des molécules d'eau. Mais les roches plus structurées, tels les calcaires et les basaltes, présentent également des fissures qui permettent à l'eau de circuler. On estime qu'un mètre cube de sable et graviers peut contenir 200 à 400 litres d'eau, alors que les calcaires fissurés contiennent seulement de 10 à 100 litres.

L'eau souterraine contenue dans les interstices des alluvions forme le réservoir aquifère, ou nappe phréatique (du grec *phreatos*, « puits », car elle est superficielle et directement accessible par des puits forés depuis la surface). Entre les rivières et les nappes souterraines se produisent des échanges d'eau en quantités variables, selon un système complexe de relations. Pour une rivière qui coule sur des roches perméables, l'eau de surface est accompagnée d'un volume au moins aussi important qui s'écoule dans ses alluvions. En période de crue, la nappe, alimentée par le réseau superficiel, emmagasine l'eau. Inversement, en période d'étiage, les eaux souterraines sont libérées dans le réseau superficiel et assurent le maintien en eau des écosystèmes aquatiques. Le domaine aquatique souterrain présente des analogies avec le domaine superficiel : flux unidirectionnel, structuration longitudinale et transversale en réseaux. C'est le cas, en particulier, des réseaux karstiques des régions calcaires qui constituent de véritables rivières souterraines ; dans ces régions, les rivières superficielles peuvent disparaître dans des gouffres pour réapparaître au niveau de résurgences.

Le domaine souterrain présente une plus grande stabilité que le domaine superficiel : les temps de transferts y sont plus longs et les événements hydrologiques de surface s'y transmettent de façon atténuée.

◆ Les lacs et autres étendues d'eau

Les lacs constituent aussi des étendues d'eau régulatrices du flux d'eau. Leur superficie traduit l'équilibre dynamique entre les apports et les pertes en eau, ou bilan hydrique. À l'échelle annuelle, le bilan d'eau stocké (ΔV) s'écrit :

$$\Delta V = P + Se + Ne - ETP - Ss - Ns,$$

avec les apports d'eau provenant des précipitations (P), des tributaires superficiels (Se) et des nappes souterraines (Ne) et les pertes par évapotranspiration (ETP) ou se réalisant par les exutoires de surface (Ss) ou les infiltrations souterraines (Ns).

Si les flux entrant et sortant sont égaux pendant un cycle annuel, le volume et le niveau restent constants ; sinon, leur variation entraîne l'inondation ou l'exondation de surfaces plus ou moins importantes. Si beaucoup de lacs sont de type ouvert avec un ou des exutoires superficiels évacuant les apports en eau excessifs, d'autres lacs constituent des cuvettes fermées dépourvues d'exutoire ; ils répondent aux apports ou aux pertes en eau par des fluctuations de volume plus importantes.

Les lacs peuvent être rangés en trois catégories (Fig. 21) :

- le type **atmosphérique**, dominé par le couple précipitations-évaporation, tel le lac Victoria, qui reçoit 83 % de ses apports par les pluies et en perd autant par évaporation. Ce type est bien représenté dans les zones semi-arides. Ces lacs sont évidemment sensibles aux fluctuations interannuelles de la pluviosité ;
- le type **fluvial**, qui correspond à la prédominance des apports et des sorties par des tributaires et des émissaires de surface. C'est le cas du lac Léman (90 % des apports par les tributaires) et du Baïkal (80 %) dont le temps de résidence est élevé, ainsi que des lacs de faible profondeur alimentés par les crues du système fluvial, comme ceux qui bordent l'Amazonie ou le lac Tchad (83 %) ;

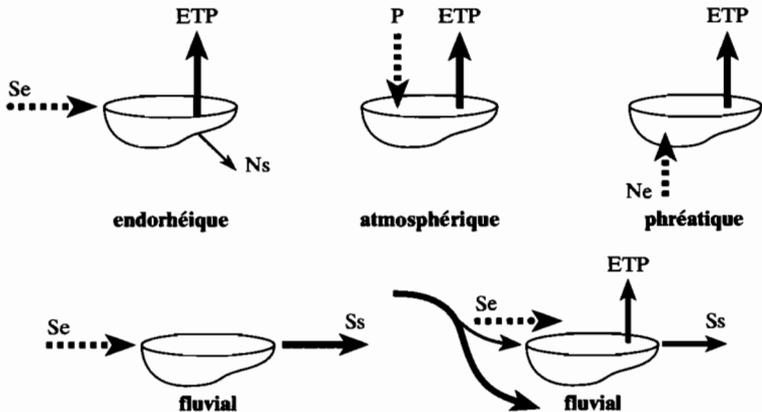


Figure 21. Différents types de lacs en fonction du bilan hydrique.

P = précipitations ; ETP = évapotranspiration ; Se et Ss = apports ou pertes par cours d'eau superficiels ; Ne et Ns = apports ou pertes en relation avec les nappes souterraines. La superficie des lacs traduit l'équilibre entre les apports et les pertes en eau, ou bilan hydrique. Les lacs peuvent être rangés en trois catégories :

- le type atmosphérique, dominé par le couple précipitations-évaporation ;
- le type fluvial, avec prédominance des apports et sorties par des cours d'eau.
- le type phréatique, où les apports d'eaux souterraines jouent un rôle important.

• le type **phréatique**, où les apports d'eaux souterraines jouent un rôle important. Un type particulier est représenté par les lacs de type évaporatif qui sont souvent des milieux fermés fonctionnant comme des cuvettes d'évaporation. C'est le cas du lac Assal à Djibouti, du lac Bogoria au Kenya et des lacs de la région de Kanem au Tchad, dont les eaux sont très salées.

Le mode d'alimentation en eau d'un système aquatique influence également la salinité du milieu, le recyclage des nutriments, le taux de sédimentation. Les lacs de type fluvial reçoivent les eaux de fleuves qui ont lessivé les bassins versants et se sont chargées en éléments nutritifs mais aussi en polluants. Au contraire, les lacs de type atmosphérique reçoivent seulement des eaux de pluies faiblement minéralisées. Les lacs dont les pertes ont pour principaux responsables les exutoires superficiels exportent des matériaux, alors que ceux dont les pertes sont dues essentiellement à l'évaporation les accumulent, ce qui conduit parfois à une hypersalinité des eaux. C'est pourquoi le temps de résidence moyen des eaux constitue un élément important du bilan hydrique (Tableau 5). Il varie de quelques semaines à plusieurs siècles. Les longs temps de séjour correspondent, le plus souvent, à des lacs profonds alimentés principalement par les précipitations et les émissaires superficiels. Au contraire, les lacs peu profonds alimentés par les fleuves présentent de courts temps de séjour. D'une manière générale, les réservoirs ont des temps de résidence assez courts, car ils ont été construits de manière à utiliser au maximum l'énergie hydraulique.

lacs	pays	temps de résidence (années)
<i>lacs naturels</i>		
Tanganyika	Tanzanie-Zaïre	730
Baïkal	Russie	380
Lac Supérieur	États-Unis	191
Malawi	Malawi-Tanzanie	140
Victoria	Ouganda	23
Léman	France-Suisse	12
Annecy	France	3,8
Balaton	Hongrie	2
Tchad	Tchad	1,4
<i>réservoirs</i>		
Volta	Ghana	4,3
Kariba	Zambie	3
Tucuruí	Brésil	0,14

Tableau 6. Écoulement de l'eau à la surface des continents.

◆ Les « zones humides »

Les « zones humides » désignent des systèmes intermédiaires entre les milieux terrestres bien drainés et les milieux d'eaux profondes comme les lacs ou les rivières. Ce sont des milieux peu profonds, aux sols gorgés d'eau, envahis par une végétation adaptée à l'humidité des sols ou à des inondations périodiques : marais, fagnes, tourbières, mares naturelles ou artificielles, permanentes ou temporaires, où l'eau est statique ou courante, douce, saumâtre ou salée, y compris des étendues d'eau marine dont la profondeur à marée basse n'excède pas six mètres. Le faible volume d'eau stocké par rapport aux flux (faible temps de résidence) fait des zones humides des aires de fortes variations de surface connaissant parfois des assèchements périodiques. On distingue plusieurs modes d'alimentation :

- alimentation essentiellement par les précipitations. Quand $P > E$ et que le drainage est réduit, se développent des formations de type tourbière, faiblement approvisionnées en éléments minéraux ;
- alimentation principalement par ruissellement, ce qui augmente les apports en éléments nutritifs. Ainsi, des marais et marécages d'eau douce possèdent ou ne possèdent pas d'exutoire superficiel ;
- alimentation par des apports souterrains : prairies humides ou gravières et sablières, lieux de transit des écoulements souterrains.

Les zones humides régulent les flux d'eau et assurent également des fonctions qualitatives (Tableau 7).

fonctions	estuaires	plains inondables	marais d'eau douce	tourbières
alimentation des eaux souterraines		x x	x x	x
prévention des inondations		x x	x x	x
rétenion des sédiments	x x	x x	x x	x x
rétenion des nutriments	x	x x	x x	x x
maintien de la qualité des eaux		x x	x x	x x
rôle de nursery	x x	x x	x	
activités récréatives/tourisme	x	x	x x	x
voies de communication	x	x		
produits :		x	x	
ressources forestières		x x	x x	x
faune sauvage	x x	x x	x x	
ressources halieutiques	x x	x x	x x	
ressources fourragères	x	x x	x x	
ressources agricoles		x x	x	x
alimentation en eau		x	x	x

Tableau 7. Rôle de quelques types de zones humides.

Dans le cycle de l'eau à la surface des continents, les zones humides interviennent de différentes manières :

- recharge des nappes et leur drainage ;
- prévention des inondations : stockage d'une partie des eaux en période de crue et leur restitution progressive ;
- amélioration de la qualité des eaux grâce à la végétation aquatique et à une faune diversifiée.

C/ Les aspects qualitatifs

Le cycle de l'eau sur terre ne peut être perçu du seul point quantitatif car, pour les divers besoins de l'Homme, intervient la notion de qualité. Or, des substances d'origine anthropique ont des conséquences négatives sur les hydro-systèmes et, en retour, sur l'utilisation que l'Homme peut en faire : accroissement de la mortalité de certaines espèces, altération de leurs capacités physiologiques, risques accrus pour la santé humaine, détérioration de la qualité des eaux la rendant impropre à certains usages. L'écologie des systèmes aquatiques prend maintenant nécessairement en compte les pollutions, qui ne sont pas récentes (Fig. 22) ; en effet, les cours d'eau ont longtemps été utilisés pour collecter et évacuer les eaux usées et les déchets. Au XIX^e siècle, des pollutions fécales et organiques sévirent d'abord, puis on observa des phénomènes

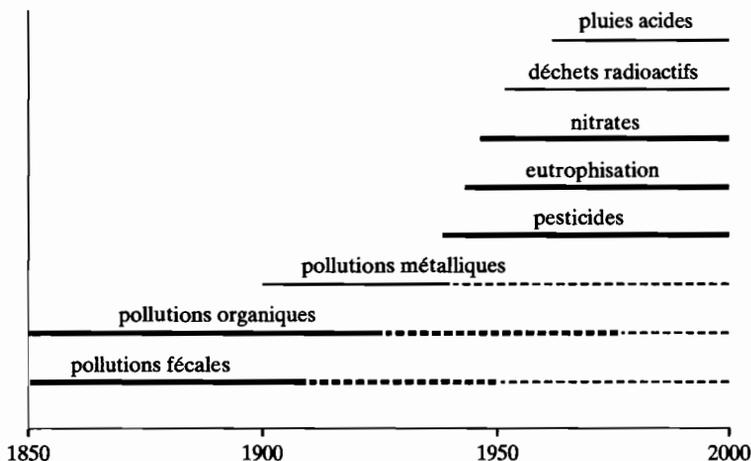


Figure 22. Évolution des causes de pollution des eaux douces depuis un siècle.

de salinisation et des pollutions métalliques. L'eutrophisation des milieux aquatiques liée à des apports excessifs de nutriments date de la Seconde Guerre mondiale, ainsi d'ailleurs que les rejets radioactifs. Cependant, la pollution des cours d'eau dans les régions tempérées et industrialisées a pris une ampleur nouvelle et inquiétante dans la seconde moitié du xx^e siècle (Tableau 8), avec, notamment, l'apparition des pesticides et l'augmentation des rejets d'origine industrielle ou urbaine qui saturent les capacités d'auto-épuration des eaux ou qui ne peuvent être dégradés. Les vallées fluviales, ainsi devenues des collecteurs de substances d'origines diverses, transportent vers la mer des déchets qui viennent s'accumuler dans les baies.

type de pollution	nature	sources
<i>physique</i> pollution thermique pollution radioactive	rejets d'eau chaude radio-isotopes	centrales thermiques installations nucléaires
<i>organique</i> fermentation	glucides, lipides, protides ammoniac, nitrates	effluents domestiques, agricoles, agro-alimentaires élevages, piscicultures
<i>chimique</i> fertilisants métaux et métalloïdes	nitrates, phosphates mercure, cadmium, plomb, aluminium, arsenic	agriculture, lessives industries, agriculture pluies acides, combustion
pesticides	insecticides, herbicides, fongicides	agriculture, industries
organochlorés composés organiques de synthèse	PCB, insecticides, solvants nombreuses molécules	industries, agriculture industries
détergents	agents tensio-actifs	effluents domestiques
<i>microbiologique</i> pollutions « microbiennes »	bactéries, virus, champignons	effluents urbains et d'élevage

Tableau 8. Principaux types de pollution des eaux continentales, nature des produits polluants et leur origine.

VI. TOUT FINIT EN MER

L'écoulement terrestre assure le retour à la mer d'une quantité d'eau équivalente à ce que l'Océan a perdu en raison de l'excès de l'évaporation sur les précipitations. L'absence de variations notables de la salinité marine et du niveau des mers à l'échelle de quelques décennies implique, en effet, que, dans une zone donnée, dans un océan donné, le volume d'eau (V_1) et le

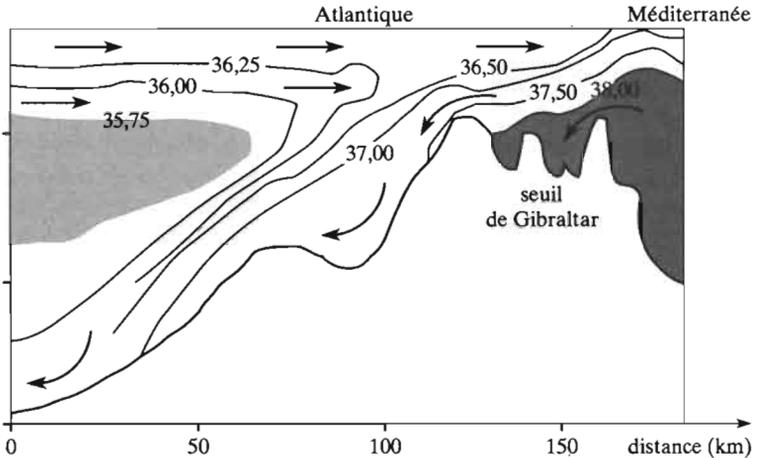


Figure 23. Flux de sels et d'eau entre l'Atlantique et la Méditerranée à Gibraltar.

En Méditerranée, l'évaporation dépasse les apports d'eau douce par les pluies et les rivières d'environ $7.10^6 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$, ce volume étant compensé par l'entrée d'eau à Gibraltar (flux F). La salinité moyenne de l'eau atlantique qui pénètre dans la Méditerranée à Gibraltar (S_1) est de 36,3 ‰, alors que celle de l'eau méditerranéenne sortante (S_2) est de 37,8 ‰ ; les équations précédentes permettent de calculer les volumes entrant (V_1) et sortant (V_2) :

$$V_1 = -F / (1 - 36,3/37,8) = -1,76.10^6 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$$

$$V_2 = -F / (1 - 37,8/36,3) = 1,71.10^6 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$$

Le volume d'eau de la Méditerranée est de $3,8.10^{15} \text{ m}^3$ et le flux entrant de $1,76.10^6 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$; il est aisé de calculer que soixante huit ans sont nécessaires pour que toute l'eau de la Méditerranée se renouvelle.

volume de sels (S_1) entrants équilibrent les pertes (V_2 ; S_2) vers d'autres zones océaniques ou vers l'atmosphère, ce qui s'écrit :

$$V_1 S_1 = V_2 S_2$$

Le flux d'eau F étant égal à $V_2 - V_1$, on obtient :

$$F = V_2 \left(1 - \frac{S_2}{S_1} \right),$$

$$\text{d'où } V_2 = \frac{F}{1 - \frac{S_2}{S_1}} \quad \text{et} \quad V_1 = \frac{F}{\frac{S_1}{S_2} - 1}$$

Autrement dit, le bilan en sels permet de calculer les flux d'eau transportés. Les échanges entre la Méditerranée et l'Atlantique (Fig. 23) illustrent le

rééquilibrage en eau et en sels entre l'Atlantique Nord, présentant un excès de précipitations, et la Méditerranée, bassin d'évaporation.

Nous avons montré que la salinité de surface de l'Océan dépendait largement du bilan évaporation-précipitations, variable d'un océan à l'autre. Créées par ces écarts de salinité et par les différences de températures, des différences de densité apparaissent donc d'une région à l'autre de l'Océan ; elles induisent des gradients horizontaux de pression qui, comme dans l'atmosphère, génèrent des courants marins.

Ces courants assurent le transport de chaleur et d'eau pour rétablir les équilibres ; c'est ce que l'on appelle la « circulation thermohaline ». La circulation océanique va donc amener un flux d'eau depuis les zones bénéficiant d'un excès de précipitations sur l'évaporation vers celles qui présentent un bilan $P - E$ négatif.

Cela implique que, en moyenne, l'océan Pacifique ($P - E = 0,07 \text{ m.an}^{-1}$) et l'océan Arctique ($P - E = 0,12 \text{ m.an}^{-1}$) exportent de l'eau, alors que l'Atlantique ($P - E = -0,26 \text{ m.an}^{-1}$) et l'océan Indien ($P - E = -0,37 \text{ m.an}^{-1}$) en importent. Plus précisément, la quantité d'eau quittant l'océan Arctique ($0,16 \text{ Tg.s}^{-1}$) est égale à celle qui pénètre dans l'Atlantique ; de manière analogue, la quantité d'eau qui quitte le Pacifique Sud ($0,68 \text{ Tg.s}^{-1}$) est presque égale à celle que gagne l'océan Indien ($0,70$).

Comme pour les autres réservoirs de l'hydrosphère, cette redistribution concerne aussi les éléments dissous dont l'Océan constitue le réceptacle final. Si, pour beaucoup d'entre eux, l'apport par les fleuves prédomine, des recherches récentes montrent que l'on a certainement trop négligé la voie atmosphérique qui joue un rôle au moins équivalent à l'apport fluvial pour des éléments tels que l'azote (sans tenir compte des formes gazeuses), le nickel et le cadmium, et qui représente l'apport dominant pour le zinc (rapport air/fleuves = 6), le fer (26) et le plomb (43).

L'eau et l'Homme, l'Homme et l'eau

Le Monde : 24-25 mars 1996

« Les chiffres sont accablants : le volume d'eau disponible par habitant, en Afrique du Nord et au Proche-Orient, est tombé de 3 300 mètres cubes par an en 1960 à 1 250 aujourd'hui, soit le volume le plus faible du monde. Si rien n'est fait pour y remédier, on arrivera à quelque chose comme 650 mètres cubes en 2025, ce qui est proprement insoutenable », explique Ismaïl Serageldin, vice-président de la Banque mondiale, chargé du développement durable. Sur les 280 millions d'habitants de la zone concernée, 45 millions n'ont pas accès à l'eau potable. En Cisjordanie, à Gaza et au Yémen, la quantité d'eau disponible atteint tout juste 180 mètres cubes, ce qui, selon les normes internationales, ne peut même plus être qualifié de pénurie, mais représente une réelle disette. Et il ne faut pas s'étonner si ces régions prélèvent abusivement dans les eaux souterraines au risque d'épuiser la nappe phréatique ou d'y faire pénétrer l'eau de mer. En surface, la ressource est aussi victime de la pollution, car 80 millions d'habitants ne sont pas raccordés à un réseau d'assainissement. Le principal fleuve du Maroc, le Sébou, est devenu un égout pour les villes qu'il traverse. Le Sidi Salem, le plus grand réservoir de la Tunisie, est atteint par la pollution urbaine, industrielle et aussi agricole, tout comme en Algérie les plaines de la Mitidja et de Saïda. Quant au Nil, il est à la fois pollué par les rejets urbains et charrie de plus en plus de sel provenant du lessivage des sols irrigués.

L'irrigation agricole, au Maghreb et au Proche-Orient, est à l'origine d'une grande déperdition d'eau. Cette région consacre, en effet, 87 % de sa ressource à l'irrigation, alors que la moyenne mondiale se limite à 69 %. Encore, si l'arrosage était efficace, mais ce n'est pas le cas : on évalue à

70 % la quantité d'eau qui est consommée ou s'évapore en pure perte. Que faire pour remédier à cette situation ? La Banque mondiale propose d'abord de moderniser les systèmes d'irrigation en multipliant les serres et l'arrosage au goutte-à-goutte et en bétonnant les canaux, ce qui permettrait de doubler les rendements avec deux fois moins d'eau. Mieux : une réduction de 15 % du volume d'eau consacré à l'irrigation permettrait de doubler la quantité d'eau disponible pour les ménages et l'industrie. Il a même été calculé qu'une réduction de 10 %, au Maroc, fournirait assez d'eau pour tous les usages domestiques pendant une décennie...

Un bon moyen de rationaliser l'usage de la ressource est de traiter les eaux usées aux fins d'irrigation. Le coût du traitement, en moyenne de 2,40 F par mètre cube, revient moins cher que la plupart des infrastructures pour l'amenée d'eau vierge. L'autre moyen consiste à faire payer l'eau à son prix, donc à réduire les subventions qui encouragent le gaspillage. Ainsi, au Maroc, l'eau d'irrigation est cédée à 10 centimes le mètre cube, alors que l'eau potable est vendue entre 2,40 F et 6,50 F. De même, en Jordanie, l'eau d'irrigation est passée de 5 à 25 centimes le mètre cube, ce qui reste encore inférieur de moitié au coût d'entretien du réseau, alors que l'eau potable est livrée à 1,90 F, soit un tiers du prix de revient. « Pour la prochaine décennie, il faudra investir entre 5 milliards et 6 milliards de dollars par an dans la région pour éviter une crise de l'eau », précise Ismaïl Serageldin. La poudrière du Proche-Orient se nourrit en effet de suffisamment de conflits pour ne pas en ajouter d'autres ».

Cet article illustre parfaitement que si la vie de l'Homme dépend de l'eau, l'Homme, lui-même, devient un acteur du cycle de l'eau. Après avoir aménagé à son bénéfice les cours d'eau, il prend conscience que l'expansion des villes, avec la déforestation et le « bétonnage » qu'elle entraîne, accentue considérablement les effets des événements climatiques et que l'eau n'est pas une ressource inépuisable, contrairement à l'image d'un flux coulant sans cesse. À plus grande échelle, il est également certain que les modifications climatiques dues à l'accroissement de l'effet de serre ont et auront des répercussions sur le cycle de l'eau. Dans ce chapitre, nous avons choisi de traiter à la fois des aménagements et des conséquences, en termes humains et économiques, des catastrophes, qu'elles soient naturelles ou en partie anthropiques.

Sur les terres émergées, tombent chaque année 113 Tm³ d'eau, dont 72 s'évaporent rapidement. La moitié des 41 Tm³ restants retourne directement à la mer et un quart intéresse des régions inhospitalières. Les experts estiment

que la quantité d'eau facilement accessible pour l'Homme avoisine les 10 Tm^3 par an, dont une grande partie sert à l'entretien des écosystèmes naturels. Malgré tout, cette quantité d'eau disponible permettrait la survie d'une population de vingt milliards d'individus.

Le problème des ressources en eau est un problème mondial : plus de quatre-vingts pays, représentant 40 % de la population du globe, connaissent des pénuries d'eau et près d'un milliard d'habitants n'ont pas accès à l'eau potable. Si la population continue à augmenter, ainsi que son « standard de vie », la demande en eau croîtra de manière exponentielle. De grandes inégalités existent dès maintenant entre les régions du monde en ce qui concerne l'exploitation des ressources naturelles. Dans des pays comme l'Égypte ou Israël, la totalité des apports naturels est exploitée, alors qu'en Norvège, en Nouvelle-Zélande ou au Vénézuéla, moins de un pour cent de l'eau disponible est utilisé.

Le problème de l'eau se pose également en terme de qualité, car les hydrosystèmes, héritage de l'histoire géologique et climatique, subissent l'effet des pratiques humaines des siècles récents, qui ont modifié les cours des fleuves et altéré leur qualité. L'avenir, ce qui est nouveau dans l'histoire de l'Humanité, dépendra de la manière dont les hommes utiliseront et géreront ces hydrosystèmes.

I. LA RÉPARTITION DES RESSOURCES EN EAU

La répartition des eaux douces dans le monde et l'irrégularité de leurs flux sont telles qu'une grande partie de l'eau nécessaire à l'Homme ne se trouve ni où il faut, ni quand il le faut, ni avec la qualité que l'on souhaiterait, d'autant que l'on demande à l'eau d'être propre et de laver donc de se charger d'impuretés ! Les grandes régions de ressources en eau se classent ainsi :

Brésil	6 950 Gm^3 par an	Russie	4 270 Gm^3 par an
États-Unis et Alaska	3 780	Chine	2 800
Canada	2 792	Indonésie	2 530
Inde	2 085	Colombie	1 070
Zaïre	1 020		

La répartition de la vie, donc la présence de l'Homme, dépendent largement de celle de l'eau douce ; mais l'adéquation est de moins en moins bonne. Ainsi, l'Asie héberge 60 % de la population de la planète, mais recèle seulement 30 % des réserves d'eau douce, alors que les fleuves de Sibérie et

l'Amazone coulent dans des régions inhabitées. De même, alors que le cinquième des terres appartiennent au domaine aride (moins de 0,25 m de pluie par an), la région himalayenne reçoit plus de 10 m de précipitations, la plus grande part de cette eau retournant directement à la mer.

Les pays du monde connaissent donc une grande diversité de situations vis-à-vis des ressources en eau (Tableau 1). Les pays « à bout de ressources » sont aussi bien des pays tempérés industrialisés, comme les États-Unis et le Canada, que des pays arides où l'irrigation tient une grande place, tels l'Arabie Saoudite, l'Irak, le Pakistan, l'Iran et l'Égypte. Ces deux facteurs se combinent parfois, comme aux États-Unis, en Russie et en Espagne. Les pays industrialisés, où l'irrigation est secondaire, se rangent dans la classe des demandeurs modérés (Allemagne, France, Japon) aux côtés de pays dont la densité de la population réduit les ressources, malgré l'importance des irrigations, telle la Chine. Enfin, les demandes minimales concernent soit des pays peu développés de la zone tropicale humide, telle l'Afrique centrale, soit des pays où elles sont plafonnées par les ressources ; c'est le cas de zones arides, en dépit de la nécessité d'irrigation telles la Libye et les îles comme Malte ou Singapour.

demande en eau (m ³ par an par habitant)	richesses en eau (m ³ par an et par habitant)				
	très pauvres < 500	pauvres 500-2 000	assez riches 2 000-10 000	riches 10 000-100 000	très riches > 100 000
très faible < 100	Malte Singapour		Albanie Nigeria	Zaïre	Gabon Congo
faible 100-500	Libye Israël	Algérie Pologne	Chine Afrique du Sud	Suède Indonésie	Islande Nouvelle-Zélande
modérée 500-1 000	Arabie Saoudite	Maroc Belgique	France Allemagne Japon	Yougoslavie Colombie Russie	Norvège
forte 1 000-2 000		Égypte Yémen Sud	Espagne Iran	Australie Argentine	Canada Alaska
très forte > 2 000		Rio Grande Colorado	U.S.A. (moyenne) Pakistan	Irak Arizona	

Tableau 1. Richesse et demande en eau par habitant dans quelques pays.

II. LES VARIATIONS D'UNE ANNÉE À L'AUTRE

À l'inégalité de la répartition géographique des ressources s'ajoutent des variations encore relativement imprévisibles des précipitations d'une année sur l'autre. Dans le chapitre 4, nous avons montré les conséquences sur le cycle de l'eau des variations climatiques plus ou moins liées au phénomène El Niño. Sécheresses, inondations et famines ont touché l'Humanité tout au long de son histoire, bien avant que les activités humaines ne commencent à peser sur cette évolution. L'exemple le plus récent est celui du « petit âge glaciaire » qui a marqué l'Europe par la rigueur de ses hivers entre 1550 et 1850. À plus petite échelle de temps, chacun se rend compte que les températures et les précipitations varient d'une année à l'autre, les conséquences pouvant être catastrophiques, que les précipitations soient excessives ou que la sécheresse apparaisse.

A/ L'eau redoutable

L'eau, qu'elle soit douce ou salée, devient parfois vecteur de mort. Elle peut tuer aussi bien quand elle vient à manquer que si son volume et sa force augmentent brusquement. Dans ce dernier cas, il est parfois difficile de distinguer les dégâts qui reviennent à l'eau ou au vent, les deux étant associés, notamment dans les cyclones, qui provoquent plus de la moitié des victimes de catastrophes naturelles, mais aussi lors de tempêtes. Détaillons les principaux types de catastrophes liées à l'eau.

- **Les inondations**, avec 60 % du total des victimes, représentent les catastrophes naturelles les plus meurtrières uniquement dues à l'eau. En Chine, le fleuve Jaune (Huanghe) a débordé environ 1 500 fois depuis 3 000 ans. En 1887, il forma un lac de 30.10^9 m², entraînant la mort de un à deux millions de personnes. Circulant généralement entre des gorges, débordant donc moins souvent, le fleuve bleu (Yangxijiang), d'un débit vingt fois supérieur, a probablement causé plus de trois millions de morts en 1931 lors de l'inondation ou lors de la famine qui la suivit. Aux États-Unis, le Mississippi entre en crue environ deux fois chaque décennie. En dépit de travaux colossaux, les inondations de 1993 se montrèrent aussi dévastatrices que celles de 1927, inondant plus de 50.10^9 m² et faisant une cinquantaine de victimes, chiffre évidemment sans rapport avec ceux de la Chine.

- **Les tsunamis**, appelés improprement raz de marée, sont déclenchés par des séismes sous-marins ou par tout mouvement du plancher océanique. Ces mouvements déplacent brutalement de grandes masses d'eau qui engendrent une onde prenant, en surface, la forme de vagues animées par une vitesse de l'ordre de 800 km.h⁻¹. Ne dépassant guère un mètre au large, ces vagues s'amplifient quand la profondeur diminue et deviennent des murs d'eau pouvant atteindre trente mètres de haut. En 1992, un tsunami fit 2 500 victimes sur l'île de Florès en Indonésie. Plus loin de nous, le 15 juin 1896, un tel phénomène engloutit plusieurs villages, provoquant la mort de près de 30 000 personnes sur la côte japonaise de Honshu.

- **Les cyclones** font plus de victimes encore. Ainsi, le cyclone *Vera* toucha cette même île de Honshu en 1959, laissant derrière lui plus de 5 000 morts et plus d'un million de sans-abri. C'est également un « hurricane », nom généralement donné aux cyclones dans la zone caraïbe, qui, le 8 septembre 1900, provoqua une des catastrophes les plus meurtrières que connurent les États-Unis, avec 6 000 morts et un état de ruine pour Gavelston au Texas. Chaque année, des centaines de cyclones naissent en région tropicale au-dessus des océans quand la température de surface dépasse 26 ou 27 °C. L'ascendance rapide d'un air chaud et très humide crée un système tourbillonnaire de 300 à 800 kilomètres de diamètre. S'ils se déplacent d'est en ouest très lentement, parcourant de 10 à 20 km.h⁻¹, la vitesse des vents circulaires peut dépasser 300 km.h⁻¹ à la périphérie de « l'œil » où tout est calme. Dans le cas des cyclones, aux effets dévastateurs des pluies diluviennes s'ajoutent ceux du vent. Sur l'île de la Réunion en 1980, le cyclone *Hyacinthe* fut à l'origine de précipitations qui, sur des reliefs au vent, atteignirent six mètres d'eau en une semaine, alors que, en métropole, il tombe, en moyenne, dix fois moins d'eau durant toute une année.

- **Les tempêtes océaniques** avec des vagues dépassant quinze mètres frappent d'autant l'imagination que bien peu ont l'occasion d'affronter, par exemple, l'océan Antarctique dans les parages des « quarantièmes rugissantes », « cinquantièmes hurlantes » et « soixantièmes glapissantes ». Pour spectaculaires qu'ils soient, ces cataclysmes entraînent peu de pertes humaines.

- **Les sécheresses**, qui s'installent parfois pour de longues années. L'exemple récent le plus connu est celui de la sécheresse qui toucha le Sahel de 1968 à 1975, puis de 1981 à 1984, conduisant à un exode vers le sud les populations pour échapper à la famine. Actuellement, c'est toute l'Afrique

australe et la corne de l'Afrique, notamment la Namibie, le Zimbabwe, le Swaziland et la Somalie qui sont touchées, avec des milliers de victimes ; l'instabilité des situations politiques, l'absence de politique agricole et démographique amplifient le désastre. La sécheresse, qui induit des mortalités par le biais des famines, n'est pas incluse dans le bilan suivant ; il est pourtant certain qu'il s'agit de la cause principale de mortalité due à des catastrophes climatiques.

Répartition des victimes des catastrophes naturelles

cyclone :	60 %	séisme :	34 %
éruption volcanique :	5 %	inondation (hormis cyclone) :	1 %
tempête, tornade, orage :	0,3 %	vagues de froid ou de chaleur :	0,2 %
glissement de terrain :	0,08 %	tsunami :	0,001 %

B/ La sécheresse au Sahel ou la complexité de la prévision

L'Afrique, notamment la région sahélienne, connaît depuis un quart de siècle (Fig. 1, p. 138) des épisodes de sécheresse prolongée, notamment les années 1913-15, 1944-45, 1972-73 et, surtout, 1983-84. Leur prévision est encore difficile.

Des phénomènes de rétroaction à l'échelle régionale ont été avancés pour expliquer l'auto-entretien, voire le renforcement du phénomène. Le surpâturage et la déforestation modifient la surface du sol, ce qui entraîne une augmentation de son pouvoir réfléchissant, donc du bilan radiatif ; ceci favorise la subsidence de l'air qui bloque la formation des précipitations, renforçant la dégradation du couvert végétal.

La baisse du lac Tchad illustre les problèmes du Sahel en montrant également que des fluctuations importantes ont émaillé l'histoire de cette région à l'échelle du millénaire. C'est ainsi que 6 000 ans avant notre ère, le lac Tchad couvrait une surface de 350 Gm² (350 000 km²) avec une profondeur maximale de 140 m. Vers 1870, on ne parle plus de Méga Tchad, mais encore de Grand Tchad, même si la surface est alors quinze fois inférieure, soit 24 Gm² pour un volume de 105.Gm³ ; des pirogues alourdis par le produit de la pêche naviguaient sur le Bahr el Ghazal qui constituait le déversoir du lac. En 1979, le Tchad couvrait encore 20 Gm² mais avec un volume deux fois moindre qu'auparavant, soit 50 Gm³. En 1984, avec les crues extrêmement

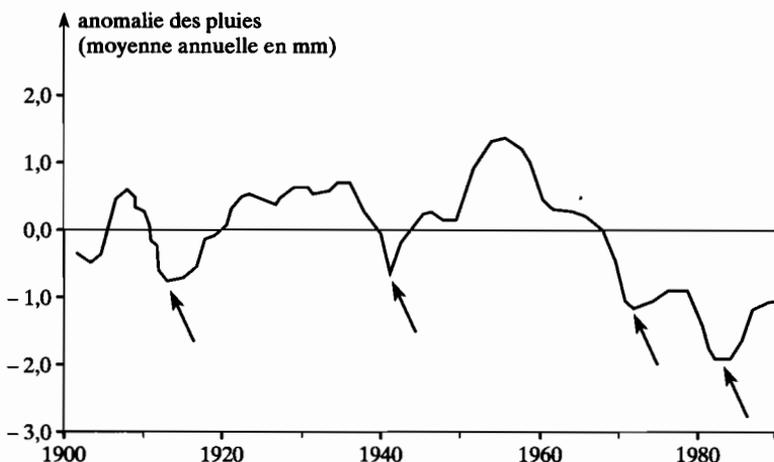


Figure 1. *La sécheresse au Sahel.*

Si déforestation et surpâturage ont accentué les effets de la sécheresse, ce phénomène résulte de changements globaux de la circulation générale de l'atmosphère et de la circulation dans l'océan Atlantique. Malheureusement, les mécanismes de ces fluctuations à l'échelle de quelques décennies sont encore mal cernés. À la même époque, on a observé de fortes pluies aux latitudes équatoriales, mais également en Algérie et en Tunisie (1969 et 1973).

faibles du Chari, le « Petit Tchad » a connu une situation extrême, couvrant moins de 3 Gm² pour une profondeur moyenne d'un mètre, et se présentant sous la forme de bassins morcelés, de mares insalubres et de marécages. En se retirant, le lac laisse encore des terres fertiles, avec une nappe phréatique située à trente mètres de profondeur, donc difficile d'accès. La baisse du lac suit la diminution de la pluviosité car, en trente ans, la moyenne annuelle des pluies à l'échelle régionale a baissé de 0,41 m (période 1952-1961) à 0,19 m (1984-1993). À Bol, près du lac Tchad, la sécheresse a été encore plus sévère : de 0,70 m en 1954 à 0,14 m en 1989. Le problème de la désertification est cependant complexe ; certains auteurs avancent que, chaque année, environ 60 Gm² entrent en désertification, alors que d'autres, de plus en plus nombreux, parlent d'une limite fluctuante sans preuve évidente de son extension. La désertification constitue un processus de dégradation des sols et des écosystèmes : la synergie entre un phénomène climatique et l'action anthropique se révèle catastrophique.

L'origine même des épisodes de sécheresse doit cependant être recherchée à l'échelle du cycle global de l'eau sur cette région d'Afrique et à son couplage avec le transport atmosphérique de vapeur d'eau. En effet, comme nous l'avons déjà indiqué, l'eau qui tombe dans la région sahélienne a plusieurs origines. Cette diversité des sources pourrait expliquer pourquoi, pendant que la sécheresse touchait le Sahel, entraînant la baisse de niveau du lac Tchad, l'Éthiopie de l'Est, située à la même latitude, connaissait un épisode humide. De même, en 1973, à l'inverse du Sahel, l'Algérie et la Tunisie connurent de fortes pluies.

La complexité du problème est également soulignée par l'opposition de phase entre cette sécheresse et le réchauffement de la planète, alors que l'on pourrait s'attendre à ce que l'élévation de la température augmente les précipitations. Cela souligne la difficulté d'appliquer, à l'échelle régionale, des modèles climatiques globaux. Actuellement, les modèles climatiques, s'ils donnent de bons résultats aux hautes et moyennes latitudes, divergent sur les effets d'un réchauffement et sur la pluviosité aux basses latitudes : certains prévoient une augmentation moyenne des pluies, d'autres une diminution. Le phénomène est d'autant plus complexe qu'une augmentation de la pluviosité s'accompagnerait d'une amplification de l'évapotranspiration ; ce seraient alors les processus hydriques (ruissellement, infiltration, stockage et drainage profond) qui gouverneraient le bilan final au sol : dessèchement ou augmentation de la ressource en eau.

III. LA GESTION DES SYSTÈMES AQUATIQUES

Devant les fluctuations, dans l'espace et dans le temps, des précipitations et des ressources en eau, l'Homme s'est, pendant des millénaires, adapté à l'eau en vivant dans les régions riches en ressources hydriques. C'est la croissance économique et démographique qui a accentué la pression sur le milieu et fait naître le désir de s'affranchir des limitations naturelles. L'Homme a canalisé les cours d'eau pour la navigation, il a construit des barrages pour réguler les cours et produire de l'énergie, il a introduit des espèces pour favoriser la pêche. Il a donc géré les systèmes aquatiques, c'est-à-dire qu'il a arbitré les besoins des divers utilisateurs dont les intérêts divergent parfois. Il a également optimisé son usage et pris en considération les conséquences à plus ou

moins long terme des actions qu'il mène. Cette gestion intégrée, ou « écologique », doit donc arbitrer différents objectifs répondant à différentes logiques :

- logiques d'usage, privilégiant certains objectifs : par exemple, le retour du saumon dans un fleuve ;
- logique de conservation, visant à préserver un hydrosystème avec sa faune et sa flore ;
- logique scientifique, visant à respecter l'intégrité du fonctionnement de l'écosystème fluvial ;
- logique de moyens, où les enjeux économiques sont déterminants ;
- logique politique, conditionnée par l'enjeu que représente l'accès à la mer et aux eaux douces.

◆ Aspects politiques

La propriété de l'eau est devenue un problème politique au niveau international et régional. Ainsi de nombreux pays dépendent, pour leur alimentation en eau potable, de nappes ou de fleuves originaires de pays voisins : c'est le cas pour 43 % de l'eau consommée en Irak, 51 % en Tunisie, 72 % en Belgique, 75 % au Botswana, en Gambie, en Mauritanie et au Soudan, 97 % en Égypte et 100 % en Israël. La plupart des grands fleuves ont, en effet, des bassins versants qui s'étendent sur plusieurs pays : treize pays pour le Danube, neuf pour le Nil, cinq pour le Mékong, cinq pour l'Amazone. L'essentiel des ressources hydrologiques de ces pays souffrent donc, en quantité et en qualité, des activités des pays situés en amont. Or ce sont généralement les pays situés en aval qui expriment les demandes les plus fortes, car ils ont atteint un stade de développement agricole et/ou industriel plus avancé.

Dans certaines régions intertropicales, cette dichotomie est particulièrement prononcée, car de nombreux fleuves prennent leur source dans des régions équatoriales humides, forestières, et irriguent des zones subtropicales sèches, voire désertiques. Le cas du Nil peut être mis en avant : l'Ouganda, l'Éthiopie et le Rwanda constituent les « châteaux d'eau », alors que l'Égypte se montre un utilisateur insatiable en raison de son taux de croissance démographique exceptionnel. L'Afrique australe peut également être évoquée, car de nombreux fleuves qui descendent de l'Angola vont se perdre dans des deltas intérieurs, véritables réserves de diversité biologique, comme ceux de l'Okavango et du Botswana situés dans l'aire d'influence du géant sud-africain dont les besoins actuels et futurs en matière de ressources en eau sont considérables.

Dans de telles situations, les pays en amont ont la tentation assez légitime de créer d'énormes barrages pour la production d'électricité, pas pour assurer leur consommation, en général faible, mais pour exporter l'énergie produite et se procurer ainsi des ressources financières. Ces ouvrages ont évidemment des effets sur le régime des écoulements dans les pays en aval.

La partie médiane des fleuves, secteur d'eaux calmes, comporte le plus souvent des marais ou lacs qui, pour un gestionnaire, représentent des surfaces non valorisées, une partie de l'eau se perdant par infiltration et évaporation. Alors que ces zones humides constituent à la fois des refuges pour la diversité biologique, des zones tampons régulant les crues et des régions de reproduction de nombreuses espèces, l'Homme est tenté de les aménager. Il est, en effet, possible de dériver ou d'endiguer les fleuves pour satisfaire la demande des pays en aval, ce qui modifiera rapidement et de manière irréversible les conditions écologiques et hydrologiques.

Un des aménagements les plus significatifs à cet égard est le projet de percement du canal de Jonglei dans le sud du Soudan qui vise à améliorer de plus de dix milliards de mètres cubes les apports au barrage d'Assouan. Quand on sait que le Sud Soudan est en conflit ouvert avec Khartoum et que les zones marécageuses inaccessibles constituent également un refuge pour les populations insoumises, on imagine aisément que les dimensions politiques et culturelles ne sont pas absentes des projets d'aménagement de ces fleuves.

◆ **Évolution des usages de l'eau**

Depuis un siècle, la construction de barrages-réservoirs, censés représenter une solution définitive, a permis de réguler environ deux des 28 Tm³ d'eau s'écoulant par les fleuves, soit 7 % du flux.

Les barrages les plus importants sont :

- les chutes d'Owen (Ouganda, 1984, 204 800 m³),
- le Kariba (Zimbabwe, 1959, 181 592 m³),
- le Bratsk (Russie, Sibérie, 1964, 169 270 m³),
- le Saad-el-Aali (Égypte, 1970, 168 000 m³),
- l'Akosombo (Ghana, 1965, 148 000 m³),
- le Daniel Johnson (Canada, 1968, 141 852 m³),
- le Gusi (Venezuela, 1986, 136 000 m³).

En Europe occidentale, il existait 3 200 lacs de barrage en 1995, contre 1 360 en 1955. La surface totale de ces lacs atteint 170 Gm², soit moins du dixième du stockage mondial. À titre de comparaison, la mer d'Aral ou le lac Ladoga couvrent une surface cinq fois supérieure (1 000 Gm²) tout en étant vingt fois plus petits que les grands lacs nord-américains, le Baïkal ou le Tanganyika.

L'utilisation de l'eau des grandes retenues a varié au cours du temps. En France, jusque dans les années 1920, on a construit des barrages essentiellement pour faciliter la navigation, alors que, dès 1940, les barrages hydroélectriques ont représenté l'essentiel du nombre d'ouvrages. Depuis 1985, les nouvelles retenues présentent des capacités plus faibles et leurs usages sont diversifiés pour assurer l'alimentation en eau potable, l'irrigation et la régulation des cours d'eau ; ces derniers barrages sont érigés à proximité des usagers, donc plutôt dans des plaines ou paysages peu vallonnés, alors que les grands barrages hydroélectriques furent construits dans les vallées de moyenne et de haute montagnes.

Mais les usages varient également beaucoup d'un pays à l'autre. Dans le monde, le dixième de cette eau est utilisée à des fins domestiques, 25 % pour l'industrie et les 65 % restants pour l'irrigation, cette moyenne cachant de grandes disparités.

En Europe, les différences d'utilisation d'un pays à l'autre sont fortes (Tableau 2) :

- production d'électricité, but presque exclusif des barrages en Suède, en Norvège et en Autriche, objectif dominant en Italie ;
- alimentation en eau pour les usages domestiques et industriels, motivation majeure en Grande-Bretagne, but important en Allemagne et en Espagne ;
- irrigation des pays du sud de l'Europe, principalement l'Espagne qui, pour développer sa production agricole, a construit le plus grand nombre de barrages depuis les années 1960 ;
- prévention des inondations, objectif important pour l'Allemagne.

La France est le pays où la diversité d'usage est maximale (Fig. 2) : 16 % ont un usage domestique et public, 15 % seulement servent à l'irrigation et 70 % à l'industrie, dont les trois quarts au refroidissement des centrales thermiques.

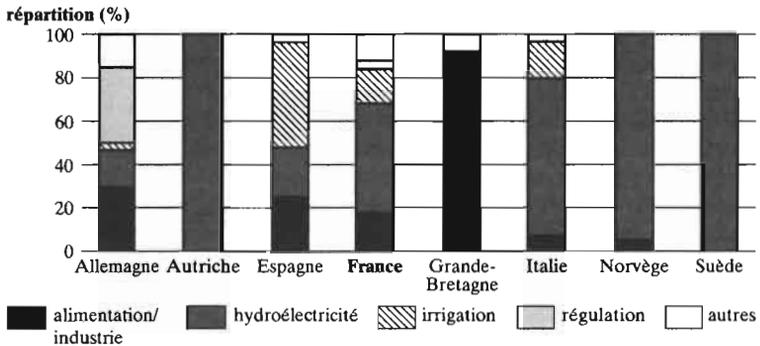


Figure 2. Diversité d'usage des barrages en Europe.

De 1955 à 1985, plus de 1 600 retenues créées en Europe se sont ajoutées aux 1 300 construites auparavant. La France en a construit 250, complétant un ensemble qui en comportait déjà 194 ; la France est représentative d'un pays aux utilisations diversifiées à l'opposé, par exemple, de l'Autriche ou de la Suède, où l'hydroélectricité constitue l'utilisation presque unique. L'Espagne, avec une construction de quinze ouvrages par an, diversifie également l'utilisation des barrages, même si l'irrigation constitue sa priorité.

pays	nombre de lacs	capacité totale (Mm ³)	superficie (10 ⁴ .m ² ou ha)	capacité moyenne par retenue (Mm ³)
Autriche	83	2 039	18 907	25
Belgique	12	136	947	11
Danemark	4	7	106	2
Finlande	37	10 160	176 235	275
France	250	7 500	52 231	30
Allemagne	157	1 878	15 196	12
Grande-Bretagne	134	4 833	34 948	36
Grèce	9	10 208	23 950	1 134
Irlande	4	111	500	28
Italie	179	6 518	51 086	36
Luxembourg	3	79	515	26
Pays-Bas	6	1 431	26 340	239
Norvège	163	4 318	17 632	26
Portugal	57	4 249	28 319	75
Espagne	469	36 063	178 217	77
Suède	85	18 510	180 865	218
Islande	9	1 424	14 616	158
total	1 661	109 464	820 700	66

Tableau 2. Création de grands barrages en Europe entre 1955 et 1985.

La capacité des lacs de barrage est déterminée à la fois par les usages de l'eau et par les régimes hydrologiques. Ainsi, en France, et plus encore en Grande-Bretagne, on a créé de nombreux lacs pour gérer la ressource en eau. Leur taille est ajustée aux besoins des populations et les apports réguliers des précipitations suffisent à en assurer le remplissage. En revanche, en Espagne, la taille des retenues, plus importante, vise à stocker le maximum d'eau disponible lors de pluies épisodiques, mais fortes.

En Afrique, les grands barrages se sont révélés moins performants que prévu, compte tenu du coût qui atteint, en moyenne, 100 000 F.F. par hectare irrigué pour les grands barrages, le tiers pour des ouvrages d'irrigation de moyenne importance. Le barrage d'Akosombo, qui a noyé sous ses eaux 5 % du Ghana en 1966, n'a pas apporté les bénéfices économiques escomptés. En outre, le lac Volta, en amont du barrage, retient une grande partie des sédiments produits par l'érosion des berges de la rivière Volta : 10 000 habitations du Togo voisin ont été emportées par les eaux en moins de trente ans, ce qui illustre à nouveau combien un pays peut dépendre vis-à-vis de la politique conduite par les pays situés en amont. Or, si ce barrage fournit de l'électricité bon marché à une fonderie de bauxite, la bauxite, elle, est importée ; pas un sou n'a été investi dans des projets d'irrigation pour compenser la perte des terres cultivables.

IV. L'HOMME ET LE CYCLE DE L'EAU

A/ Les besoins de l'Homme et leur évolution

Une grande inégalité apparaît, d'un pays à l'autre, pour la consommation par habitant. Si un agriculteur malgache utilise 10 litres par jour, soit le minimum compatible avec la vie, un Parisien en utilise 240 pour son usage personnel, l'artisanat, le commerce et le lavage des rues, alors que la consommation d'un citoyen américain dépasse 600 litres. L'eau potable constitue également un vecteur de l'élimination des déchets ; seul le Japon divise par deux son utilisation en recyclant, dans chaque immeuble, ce qui est nécessaire aux chasses d'eau.

Depuis le début du siècle, les besoins en eau ont crû plus vite que la population (Tableau 3). Les besoins sont encore énormes puisque, par exemple, 15 % seulement des résidents des zones urbaines autour de Mexico disposent de l'eau courante et que Mexico comptera trente millions d'habitants autour de l'an 2000.

	population de la Terre (milliards)	consommation par habitant (m ³)	besoins domestiques (10 ⁹ m ³)	besoins agricoles (10 ⁹ m ³)	besoins industriels (10 ⁹ m ³)	total des besoins (10 ⁹ m ³)
1900	1,7	230	20	350	30	400
1980	4,5	640	130	2 100	600	2 860
2015	7	1 000	500	4 200	2 300	7 000

Tableau 3. Évolution des besoins en eau des hommes.

La catégorie « besoins domestiques » connaît une grande diversité. Une très faible part, mais vitale, de la consommation concerne les besoins physiologiques, l'Homme ne pouvant être privé totalement d'eau plus de deux jours ; celle-ci est indispensable pour éliminer les déchets par l'urine, lutter contre la chaleur par sudation et par ventilation pulmonaire, transporter les éléments hydrosolubles dans l'organisme, assurer le maintien de la masse sanguine, etc.

B/ Perturbations anthropiques du cycle de l'eau

◆ La désertification

Aux dégradations de la qualité des eaux continentales s'ajoutent les effets des pratiques humaines sur le cycle lui-même. La déforestation, qui contribue à rendre les climats plus arides et même à créer la désertification (« de l'enfer vert au désert rouge »), touchait, dans les années 1980, 150 Gm² chaque année. En 1988, 120 Gm² ont été la proie des flammes en Arizona. Quelles conséquences a cette désertification ?

- Des modifications du cycle hydrique. Une part importante des pluies tombant sur une forêt humide provient d'un cycle court, avec condensation immédiate de l'eau évaporée par les arbres durant la journée : 70 % des pluies tombant sur les forêts vierges du Congo et 60 % en Amazonie sont dues à ce phénomène qui disparaît en même temps que la déforestation progresse.

- Des perturbations de l'approvisionnement des nappes phréatiques, car les feuillages, la litière et la strate herbacée régulent l'infiltration. Quand la forêt est coupée, il se produit un ruissellement rapide ou, en saison sèche, un tarissement des sources. Le déboisement des flancs de l'Himalaya jusqu'à 2 000 m en 1988 a entraîné un débordement du Gange et du Brahmapoutre, qui noyèrent la moitié du Bangladesh jusqu'à sa capitale Dacca.

- Une érosion hydrique des sols qui entraîne un envasement des barrages.

pays	barrage	apport annuel en sédiments (10 ⁸ kg)	temps de comblement
Égypte	Assouan	139 000	100 ans
Pakistan	Mangla	3 700	75 ans
Philippines	Ambuklao	5,8	32 ans
Tanzanie	Matumbulmi	19,8	30 ans

Tableau 4. Effets d'aménagement hydrauliques de fleuves.

- L'accentuation des aménagements hydrauliques réalisés pour régulariser les débits de façon à amoindrir étiage et inondations, et rendre ainsi les fleuves navigables. Certaines conséquences imprévues surviennent ; ainsi, dans le cas du Nil, la houle méditerranéenne, dont l'énergie n'est plus utilisée pour disperser la charge solide du fleuve, sape les rivages du Delta, qui recule.

◆ Le réchauffement de la planète

L'augmentation de la masse des gaz à effet de serre a poussé la communauté scientifique à élaborer des modèles d'évolution du climat pour le prochain siècle.

Un des points délicats concerne l'évolution des calottes glaciaires, difficile à modéliser ; ainsi, celle du Groenland stocke 500 Gm³ d'eau chaque année, l'Antarctique en immobilise quatre fois plus :

- si le réchauffement accélère la fonte, il accroît aussi les précipitations aux hautes latitudes, où elles sont minimales. L'hypothèse la mieux admise prévoit que, durant le prochain siècle, l'Antarctique stockera plus d'eau qu'il n'en libérera. Quant à l'hémisphère Nord, le supplément de précipitations qu'il recevra, de l'ordre de 12 % pour une élévation de température de 3 °C, ne compensera pas la fonte du réservoir glacé, celle-ci doublant. Après 250 ans, 3 % du stock de glace aurait fondu, élevant le niveau de la mer de vingt centimètres ;

- l'ancrage de la calotte antarctique sur son socle est fragile et des écoulements rapides se sont déjà produits ; une rupture de l'ancrage de la calotte de l'Antarctique ouest provoquerait une élévation de la mer de six mètres !

Même si les glaces de l'Antarctique demeurent intactes, ces prévisions montrent que de sérieux problèmes se poseront pour environ 350 000 km de côte (Tableau 5) entraînant des déplacements de populations ; la contamination des réserves d'eau toucherait la Hollande, les Maldives, le delta du Gange, Venise, et 60 % des mangroves et 70 % des récifs coralliens disparaîtront.

mécanisme	dernier siècle	en 2100 ?
dilatation des océans	4	15
fonte des glaciers	4	10
calotte du Groenland	2,5	4
calotte antarctique	0	0 ?
total	10,5	29

Tableau 5. L'élévation du niveau marin.

Un doublement du taux de dioxyde de carbone en l'an 2030 provoquerait une augmentation moyenne de la température de 1,8 °C, ce qui aurait des répercussions sur l'ensemble du cycle de l'eau, différentes d'une région à l'autre (Tableau 6). Dans le cas de l'Europe, les précipitations se réduiraient dans les pays du Sud (Grèce, Espagne, Portugal), alors que les inondations seraient plus fréquentes en Europe du Nord (Danemark, Allemagne, Pays Bas, Norvège, nord de l'ex-U.R.S.S.). Même si les modifications de la température devraient être moindres aux basses latitudes, l'impact sur les ressources en eau s'accroîtra, car le réchauffement affectera ce qui constitue déjà la phase critique des régions arides : la part du ruissellement qui devient eau souterraine. Il faut se souvenir que, lors des épisodes de sécheresse au Sahel, une baisse d'un quart des pluies a réduit le ruissellement de plus de la moitié.

	température (°C)	précipitations (%)	humidité du sol (%)
Amérique du Nord			
partie centrale			
<i>hiver</i>	+2 à +4	0 à +15	-10 à +15
<i>été</i>	+2 à +3	-5 à -10	-15 à -20
Asie du Sud-Est			
<i>hiver</i>	+1 à +2	0 à +15	0 à -5
<i>été</i>	+1 à +2	+5 à +15	+5 à +10
Sahel			
<i>hiver</i>	+1 à +2	0 à -10	0 à +10
<i>été</i>	+1 à +3	0 à +5	0 à -10
Europe du Sud			
<i>hiver</i>	+2	0 à +10	-5 à +5
<i>été</i>	+2 à +3	-5 à -15	-15 à -25
Australie			
<i>hiver</i>	+1 à -2	+5 à +15	-5 à +45
<i>été</i>	+2	0	0 à -10

Tableau 6. Changements de caractéristiques climatiques dans le cas où le taux de CO₂ doublerait.

◆ Modifications qualitatives

Dans les pays industrialisés et dans les pays en développement, les ressources hydriques sont exposées à une dégradation pernicieuse due au retour d'une eau insuffisamment épurée et/ou à d'autres impacts des activités humaines, telles les pollutions chimiques. Cette dégradation affecte les cours d'eau et les lacs (voir encart **Le lac Baïkal**), mais également les nappes phréatiques, menaçant l'avenir. En ce qui concerne la dégradation de la qualité des eaux, les effets diffèrent considérablement d'un usage à l'autre. La dégradation par les usages domestiques est forte, alors qu'elle est faible par l'irrigation, hormis les fertilisants. Les usages industriels entraînent une forte pollution chimique, tandis que le refroidissement des centrales électriques altère peu la qualité chimique des eaux, dont toutefois il augmente la teneur en métaux ; en revanche, il réchauffe notablement les eaux. Or une eau dégradée n'est plus une ressource : un litre de pétrole peut polluer jusqu'à cinq millions de litres d'eau potable ; les nitrates, les résidus salés des mines de potasse ont le même effet.

De plus en plus souvent, dans les pays en développement, les hommes utilisent souvent l'eau polluée des rivières, des lacs, des fossés ou des puits peu profonds. La pollution de l'eau représente maintenant le premier risque sanitaire du monde ; elle est responsable de 80 % de la mortalité dans ces pays, principalement parce qu'il n'existe aucun système d'évacuation des eaux usées : près de 95 % des égouts se déversent directement dans les cours d'eau avec des quantités croissantes de déchets industriels. L'Organisation mondiale de la Santé estime, qu'au début des années 1990, 10 millions de personnes mouraient chaque année dans le monde pour avoir bu de l'eau polluée et que près de 2 milliards vivaient dans des conditions d'hygiène insuffisantes. Sur un milliard de personnes souffrant de diarrhées dans les pays du tiers-monde, plusieurs millions meurent chaque année de ce mal. Dans ce cas, le manque d'eau, déjà néfaste en lui-même, déclenche un autre facteur aggravant du sous-développement.

Le lac Baïkal, un exemple des effets de la pollution

Un lac peut perdre de son importance parce que son volume exploitable diminue (le lac Tchad) ou bien parce que ses eaux subissent une pollution croissante. Le lac Baïkal apparaît ainsi en sursis. Unique par sa faune et sa flore (2 600 espèces, dont les trois quarts endémiques), couvrant une surface de près de 48 000 km² (600 x 80 km) et renfermant le cinquième des réserves mondiales d'eau douce, réputé pour la pureté de ses eaux, adoucissant le climat régional, cet écosystème est menacé de mort par la pollution industrielle. Celle-ci est principalement due aux usines fabriquant cellulose et carton ; chaque jour, elles déversent 250 000 m³ d'eaux plus ou moins épurées dans le lac Baïkal. Il a fallu que naisse, au milieu des années 1980, le « mouvement pour le Baïkal », à l'initiative d'écrivains russes et japonais, pour que soit prise la décision d'appliquer des mesures draconiennes de protection et de mettre sur pied un suivi scientifique.

L'accumulation de sel dans les terres irriguées, en raison d'un drainage insuffisant et de l'évaporation intense, représente une autre menace, un autre frein à la nécessaire croissance de la production agricole. La FAO (Organisation des Nations Unies pour l'alimentation et l'agriculture) estime que l'accumulation du sel a endommagé plus de 10 % des 237.10¹⁰ m² de terres cultivables irriguées du monde ; 80.10¹⁰ m² supplémentaires sont touchées à un degré ou à un autre. Dans certains pays, la salinisation affecte le quart des terres irriguées, la salinité atteignant des teneurs inquiétantes : en moyenne, 10 ‰ au Mexique et en Inde, un peu plus de 20 ‰ au Pakistan et en Chine, enfin 28 ‰ aux États-Unis.

La « pollution » de l'eau n'est pourtant ni fatale ni irréversible. Le problème naît parce que les acteurs de l'économie de l'eau ne s'entendent pas ou qu'on ne réprime pas la liberté de polluer. Dans le monde, trois zones présentent des problèmes majeurs de nature différente :

- les pays développés de la zone tempérée ou humide, où les demandes en eau montrent une augmentation faible ou modérée, doivent faire face à des problèmes de qualité et de sécurité des approvisionnements ;
- les pays en voie de développement de la zone humide intertropicale, caractérisés par une croissance démographique forte, doivent investir pour maîtriser la ressource en eau et approvisionner en eau saine des populations urbaines (mégapoles) ;
- les pays de la zone aride, faiblement développés ou en développement (rente pétrolière), où la demande en eau croît fortement, voient se raréfier leurs ressources en eau douce, en dépit d'aménagements à la limite des possibilités techniques et économiques. Ils sont, de plus, confrontés à des conflits d'usage entre irrigation des terres et desserte en eau des agglomérations.

Les impacts des aménagements hydrauliques sur l'environnement ne peuvent être évalués sans les lier à l'ensemble des eaux stagnantes : marais et

	étangs	lacs naturels	lacs de grands barrages
nombre	7 500	680	528 (+ 8 DOM-TOM)
superficie totale (Mm ²)	1 800	772 dont 540 Léman	796 (+ 360 DOM-TOM)
volume total (Mm ³)	1 320	95 000 dont 88 920 Léman	11 800 (+ 3 820 DOM-TOM)

Tableau 7. Importance des différents types d'eaux stagnantes en France métropolitaine.

étangs, la plupart créés par l'Homme, et lacs naturels (Tableau 7). Les effets sur l'environnement des ouvrages récemment créés commencent à être connus, car, dans de nombreux pays, les études d'impact sont obligatoires. Parmi les principales perturbations, on peut citer :

- raréfaction des poissons par destruction d'habitats et pollution ;
- problèmes de survie des migrateurs (saumon, truite de mer, alose, lamproie, omble), la réalisation de passes à poissons efficaces demeurant l'exception ;
- modification des régimes hydrologiques, pouvant aller jusqu'à l'assèchement de segments de rivières ou provoquant des variations brusques de débit liées à la production d'électricité ;
- effets parfois désastreux des vidanges, généralement décennales, évacuant les sédiments accumulés dans les cuvettes de retenue ;
- dystrophie, qui constitue le problème majeur. « L'eutrophisation », processus d'enrichissement en nutriments des milieux aquatiques, a des effets bénéfiques sur la production primaire qui retentissent sur l'ensemble du réseau trophique. Mais, bien souvent, dans les étendues de faible dimension insérées au cœur des continents, c'est le stade ultime de l'eutrophie, c'est-à-dire la dystrophie, qui est atteint. La dégradation des milieux aquatiques, résultant d'un apport massif d'éléments fertilisants par les activités humaines, conduit à un accroissement excessif d'algues microscopiques dont la décomposition prive de dioxygène les eaux de fond et les sédiments. En France, 50 à 70 % des retenues subissent une eutrophisation ; celles servant à l'alimentation en eau potable sont les plus sensibles, donc les plus touchées, mais également celles qui bénéficient du meilleur suivi. D'une façon générale, le suivi de l'évolution des eaux stagnantes constitue un problème essentiel pour l'avenir.

C/ Vers l'économie de l'eau

À côté des aménagements, est née, dans les années 1950, la notion d'économie de l'eau, particulièrement en agriculture dont les besoins prédominent : « sans gaspillage, pas de pénurie ». Pour les besoins de l'humanité, il faut chercher à retenir l'eau dans la partie du cycle où elle est le plus utile, à savoir sur terre sous forme d'eau potable. Or de nombreuses activités humaines ont un effet inverse : la déforestation, par exemple, accélère le ruissellement des eaux de pluie, donc leur retour rapide à la mer.

Mis en avant dans des pays développés tels l'Australie, Israël et les États-Unis, ce concept a gagné les pays tropicaux où la pluviosité annuelle varie

entre 0,4 et 1,4 m. Dans ces régions, les récoltes sont limitées par le manque des pluies et/ou par une utilisation inefficace qui tient à l'existence de périodes, parfois courtes, sans pluies. Les plantes désertiques réduisent leur transpiration, donc leurs besoins en eau ; c'est une stratégie de survie pendant la longue saison sèche, la production devenant négligeable. En agriculture, au contraire, il faut permettre une consommation hydrique satisfaisant juste les besoins en eau, car le rendement des cultures dépend directement de l'évapotranspiration réelle (Fig. 3). Une évaluation précise de ce que « boit » la végétation, référence essentielle du continuum sol-culture-atmosphère,

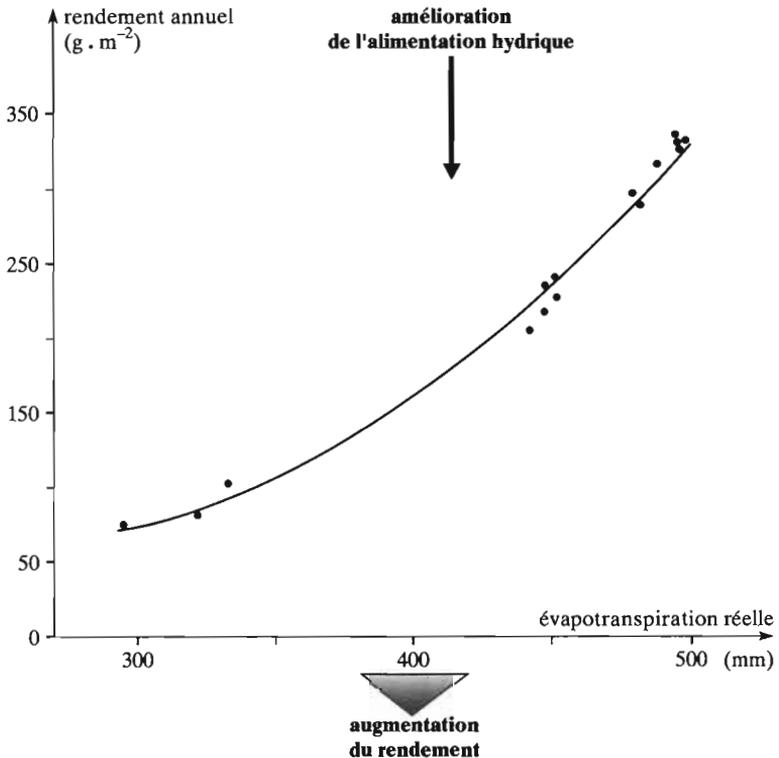


Figure 3. Rendement des cultures et évapotranspiration.

Augmenter le rendement d'une culture implique généralement qu'on accroisse, de manière exponentielle la fourniture d'eau. La stratégie actuelle consiste à évaluer avec précision les besoins de l'évapotranspiration et à apporter seulement la quantité d'eau nécessaire pour les satisfaire.

permet d'ajuster au plus près la fourniture en eau aux besoins pour une croissance optimale. De nouveaux systèmes de culture ont été mis au point qui optimisent les flux hydriques. Au Brésil, on a démontré que la satisfaction des besoins en eau du riz fluvial, riz poussant sans irrigation, augmentait de plus de 30 % lorsque l'enracinement atteignait 90 cm de profondeur au lieu de 30 cm ; aussi cherche-t-on à créer des variétés dont le système racinaire amélioré utilise au mieux l'environnement minéral.

Les échecs relatifs des grands projets de barrage et d'irrigation dans les pays en développement, notamment en Afrique, rehaussent l'intérêt de la « petite irrigation », considérée comme l'option la plus réaliste : moins onéreuse, plus rapide à mettre en œuvre, mieux adaptée à l'environnement et concernant directement les populations locales.

Trois formes principales de petite irrigation existent :

- le détournement des cours d'eau, ou irrigation par gravité, base de nombreux systèmes traditionnels dont l'efficacité croît avec l'utilisation de tuyaux en béton ou en plastique qui limite les pertes en eau ainsi que les coûts de main-d'œuvre liés à la maintenance ;
- la culture en plaines d'inondation, qui consiste à construire des remblais et des digues de terre autour des champs pour retenir ou fournir l'eau selon les besoins. Cependant, comme nous l'avons indiqué à propos des barrages, les sédiments emprisonnés dans les lacs de retenue empêchent le bon fonctionnement des turbines et ne fertilisent plus les plaines ;
- l'irrigation par pompage de la nappe phréatique, qui s'est considérablement développée depuis les années 1970, se substitue en partie, pour les raisons que nous venons d'évoquer, à la culture dans des plaines d'inondation. De petites pompes fournissant dix à vingt litres d'eau à la seconde permettent d'irriguer environ 10 000 m² en deux heures.

Cette dernière technique, facile à mettre en œuvre et aidée financièrement, risque d'épuiser la nappe phréatique. Le niveau des nappes phréatiques s'abaisse, l'extraction de l'eau coûte de plus en plus cher et, plus grave encore, l'eau de mer risque de s'infiltrer, rendant impossible la reconstitution de cette source d'eau potable. Cela explique le regain d'intérêt pour les anciens systèmes d'adduction d'eau à partir de tunnels en pente douce transportant l'eau des nappes phréatiques sur de grandes distances et pour toutes les techniques d'optimisation de l'usage de l'eau : cultures en terrasse, mise en place de pierres recouvertes de sable sur la roche mère comme en pays Dogon au Mali, percement de petits trous, appelés *zay*, dans les sols arides comme dans

le Yatenga au Burkina-Faso. Ces techniques ancestrales peuvent se révéler très efficaces. L'addition récente d'engrais dans les zay attire les termites qui fertilisent à leur tour le sol et facilitent la rétention de l'eau : les récoltes de sorgho et de mil dépassent parfois une tonne à l'hectare durant des années moyennement pluvieuses et demeurent même satisfaisantes dans les années sèches.

Il est finalement assez réconfortant d'imaginer que, parfois, l'avenir passera par un retour à des pratiques ancestrales.

Index

Les nombres en gras renvoient aux définitions ou aux principaux paragraphes.
Ceux en italiques indiquent des figures ou tableaux.

- albédo : 28-29, **62-64**, 62, 63
alizé : 83, 92, 104, *106, 107*
Amazonie (fleuve) : 42, 110, **117-118**, 134
Antarctique (continent et océan) : 27, 28, **29**, 146-147, *147*
anticyclone (déplacement des..) : 92, 93
aquifère *voir* nappe d'eau souterraine
Arctique (continent et océan) : 27-29, 27, *34*, 146-147, *147*
aride *voir* désert
ascendance et descendance (de l'air) : 82-86, 83, 85
Atlantique (océan) : 27, 93, 94, 105, 108-110, *129*, 130
- Baïkal (lac) : 44-45, *44*, 142, *148*
banquise *voir* glace de mer
barrage : **139-144**, *143*, *146*, 149-150
bassin versant : 41-42, 42, 115
besoins en eau et usages : **139-145**, *145*, 148-150
bilan évaporation-précipitation *voir* bilan hydrique
bilan hydrique : 100, *101*, 105-110, *105*, *108*
bilan radiatif : 55-58, **62-65**, 63, 65
- calmes équatoriaux : 82
calotte polaire : 28-30, 28
 variations dans le temps : 30-34, 32, *34*, 135, 146-147, *147*
capacité hygrométrique (de l'air) : 25
catastrophes naturelles : 135-137
chaleur latente de l'eau : 11-12, 55, 58, 95
chaleur spécifique de l'eau : 11-12
changements d'état de l'eau : **17-19**, *18*
circulation atmosphérique :
 intertropicale (Hadley-Walker) : 82-86, 83, 85
 extratropicale : 86-87
circulation océanique : 128-130
- composition chimique
 de l'eau : 10
 de l'eau de mer : *10, 11*, 15
 de l'eau de pluie : 10
condensation : 18, 19, 56, 60-61, 66-67, 74-75, 94-95
congélation : 12, 16, 18-19, *18*, 38-39
Congo (fleuve) : 42, 117-118
consommation d'eau *voir* besoins en eau
constante diélectrique de l'eau : 12
continent/océan : 41-43, *41*, 42, 78, 127-130
continentalité : 78, *81*, 98, 102-105, *103*
courant-jet : 86
covalence (liaison de..) : **13-14**
cruée : 116-119, 135, 139, 142, *143*
cycle climatique : 30-35, *32*, *35*
cycle de l'eau : 55-57, 56, 78, 79
cycle de l'énergie : 55-57, 56, **62-65**, 63
cyclone : **59-61**, *61*, 88, 92, 93, 136
- demande en eau *voir* besoins en eau
déforestation : 132, 137-138, *138*, 145, 150
densité de l'eau : 12
désert : 111-113, *111*, *112*
désert océanique : 110-111
désertification : 136-139
dystrophie : 150
- eau à la surface de la terre : 22, 23, **113-119**, *114*
eau dans l'atmosphère : 22, 23, **24-26**, 24, 26, 66-69, *106*, *107*
eau dans la matière vivante : 23, 51-53
eau dans le système sol-plante : **46-47**, *48*, 151-153, *151*
eau de mer : 10, 11, 15-16, 22
eau « précipitable » : 25, 97, 99
eaux souterraines *voir* nappes d'eau souterraines
économie de l'eau : **150-153**

écosystème aquatique *voir* hydrosystème
 écoulement souterrain : 47-51, 49, 123
 écoulement superficiel : 113-116, 114
 effet de serre : 56, 63, 132, 146-147, 147
 El Niño/Oscillation Australe : 85, **87-88**
 conséquences d'ENOA... : 89, **90-95**, 90,
 93, 94
 El Niño atlantique : 94
 énergie solaire *voir* bilan radiatif
 équateur météorologique *voir* zone de
 convergence intertropicale
 eutrophie : 127,150
 évaporation : **55-58**, 56, 57, 80-81, 81, 95-
 97, 100 *voir* également eau dans l'atmo-
 sphère
 évapotranspiration : 69-74, 124, 151

 fleuves et rivières : 22, 23, 41-42, 42, **116-
 119**
 apports des fleuves *voir* continent/
 océan
 régime des.. : 116-120, 119
 foehn : 66, 68
 fusion : 18, 19

 Garonne (fleuve) : 119
 gestion de l'eau : **139-144**, 150-153
 glace : 16, 17
 glace de mer : 28, 38-39
 glaces polaires *voir* calottes polaires
 glaciaire (petit âge..) : 135
 glaciers continentaux : 22, 23, 28, **39-40**
 et cycles climatiques : 30-34, 32, 34

 humidité de l'air *voir* eau dans l'atmosphère
 humidité du sol *voir* eau dans le système
 sol-plante
 hydrogène (liaison..) : **14-15**, 17
 hydrosystème : 115-116
 hygrométrie : 25

 icebergs : 39
 Indien (océan) : 27, 36, 61, 105, 108, 130
 inondation *voir* crue
 irrigation : 132, 140, 142-144, 143, 145,
 152-153
 isotopes (utilisation des..) : 32, 35, 38, 79,
 80
 isotopes de l'eau : 13

lacs : 22, 23, **43-45**, 44, 45, **123-125**, 123,
 125, 137-138, 148, 149
 liaison de covalence : 13-14
 liaison hydrogène : 14-15

 Méditerranée (mer) : 108, 129-130, 129
 molécule d'eau : **13-15**, 13
 mousson : 86, 88, 90, 90

 nappe phréatique *voir* nappe souterraine
 nappe souterraine : 22, 23, 47-51, 49, 120,
 123, 125, 126
 neige (répartition de la..) : 28, 29, 40
 Niger (fleuve) : 42, 119-120, 119
 niveau de la mer (variations du..) : 31-35,
 31, 35, 146-147, 147
 noyau de condensation : 74-75
 noyau glaçogène *voir* noyau de condensa-
 tion :
 nuages (types de..) : 58
 effet sur le bilan radiatif : 56, 58-59,
 58, 62, 63, 64

 océans : 22, 23, 26-27
 orographique (effet ..) : 68, 68, 92, 96, 98,
 102, 103
 Oscillation Australe *voir* El Niño

 Pacifique (océan) : 27, 61, 84, 85, 89, 105,
 108,130
 plaine alluviale : 121-122, 121
 plaine d'inondation *voir* plaine alluviale
 pluie : 66-68, 79
 estimation des .. : 102
 répartition en fonction de la latitude : 81,
 90, 92-95, **97-105**
 sur les continents : 93, 94,
 96, 103, **106-107**, 108
 sur l'océan : 89, 101, 108
 pollution : 127-128, 127, 148-150
 potentiel hydrique : 47, 48, 70-73
 précipitation *voir* pluie
 « propriété » de l'eau : 140-141

 rayonnement solaire : 57-58, 62-65
 absorption du.....par l'eau : 12
 réchauffement de la planète *voir* effet de
 serre
 régime fluvial : 116-120
 remontée d'eau : 87, 94-95, 94
 réseau hydrographique : 114, 115

- réservoirs (d'eau) : **22-23**, 22, 23
 ressource en eau : 133-135, 139-140, 143
 rivières *voir* fleuves
 ruissellement : 105, 113-115, 114, 116
- Sahel : 91, 111, **137-139**, 138, 147
- salinité
 de l'eau de mer : 11, 15-16, 15, 36, 44, 108-110, 109, 128-130, 129
 des eaux souterraines : 47
 des lacs : 44-45, 44, 125
 des terres (ou salinisation) : 149
- sécheresse : 83-85, 83, 84, 91, 119-120, 136-139, 138 *voir* aussi déserts
- Seine (fleuve) : 43, 117
- stomate : 71
- stratosphère et troposphère : 58, 63, 64
- sublimation de l'eau : 18, 19
- systèmes « tampon » : **120-127**
- Tchad (lac) : 44, 45, 105, 120, **137-139**
- tempête : 136
- temps de résidence ou de séjour : 22-24, 23, 41, 47-48, 50, 56, 113-114, 128-130
voir également systèmes « tampon »
- traceurs *voir* isotopes
- transpiration des plantes *voir* évapotranspiration
- troposphère *voir* stratosphère
- tsunamis : 136
- usages de l'eau *voir* besoins en eau
- vapeur d'eau *voir* eau dans l'atmosphère
- vaporisation de l'eau : 18, 19
- végétation : 104, 106-107, 108, 121-122, 121, 145
- végétation des rives : 122
- vents d'ouest : 86
- zone de convergence intertropicale (ZCIT) : 82-84, 83, 84, 91
- zone de convergence du Pacifique Sud : 84
- zones humides : 122, 126-127, 126

Bibliographie

- Y. TARDY. *Le cycle de l'eau*. MASSON, 1986.
- G. VIERS. *Éléments de climatologie*. NATHAN Université, 1990.
- G. RIOU. *L'eau et les sols dans les géosystèmes tropicaux*. MASSON, 1990.
- G. LERAY. *Planète eau*. POCKET Explora, 1990.
- L'eau*. La Recherche, N° spécial 221, 1990.
- C. LORIS. *Glaces de l'Antarctique*. Odile Jacob, POINTS 1993.
- S. JOUSSAUME. *Climat d'hier à demain*. CNRS Éditions/CEA, 1993.
- C. LÉVÊQUE. *Environnement et diversité du vivant*. Cité des Sciences-POCKET-ORSTOM, Explora, 1994.
- R. SADOURNY. *Le climat de la Terre*. FLAMMARION, Dominos, 1994.
- G. DE MARSILY. *L'eau*. FLAMMARION Dominos, 1995.
- P. CARO. *De l'eau*. HACHETTE, Questions de Sciences, 1995.
- Le grand livre de l'eau*. LA MANUFACTURE, 1995.
- R. POURRIOT et M. MEYBECK. *Limnologie générale*. MASSON, 1995.
- H. JUPIN. *Le cycle du carbone*. HACHETTE, Les Fondamentaux, 1996.
- C. LÉVÊQUE. *Écosystèmes aquatiques*. HACHETTE, Les Fondamentaux, 1996.

Achevé d'imprimer en Italie par Rotolito
Dépôt Légal n° 6906/08/96
Collection 50 - Edition 01
14/5128/5

Cet ouvrage, ainsi que « Le cycle du carbone » et « Écosystèmes aquatiques » publiés dans la même collection, doit permettre aux étudiants du premier cycle universitaire, aux enseignants du secondaire et au public intéressé par le devenir de notre environnement de trouver des bases scientifiques sûres dans un domaine où la futurologie et les approches politiques prennent souvent le devant.

Après avoir acquis les connaissances de base sur les propriétés uniques de l'eau et ses principaux réservoirs (atmosphère, océans, glaciers, systèmes terrestres, cellule vivante), le lecteur sera convié à suivre son parcours à l'échelle de la planète en s'intéressant parallèlement aux mécanismes qui l'engendrent. Le dernier chapitre traite des interrelations entre l'eau et l'Homme qui altèrent progressivement ce bien si nécessaire.

Océanographe biologiste au CNRS, actuellement directeur de l'information scientifique à l'ORSTOM, Guy Jacques a conduit des programmes internationaux de recherches associant des spécialistes des différentes disciplines, ainsi que des actions de formation. Il a donc été amené à s'intéresser au rôle de l'Océan sur le cycle du carbone et à celui des organismes vivants qui s'y développent, sans oublier les problèmes d'évolution du climat.

Les Fondamentaux

La bibliothèque de base de l'étudiant en sciences

— 1^{er} cycle —

14/5128/5



9 782011 451286



« Le photocopillage c'est l'usage abusif et collectif de la photocopie sans autorisation des éditeurs. Largement répandu dans les établissements d'enseignement, le photocopillage menace l'avenir du livre, car il met en danger son équilibre économique et prive les auteurs d'une juste rémunération.

En dehors de l'usage privé du copiste, toute reproduction totale ou partielle de cet ouvrage est interdite. —