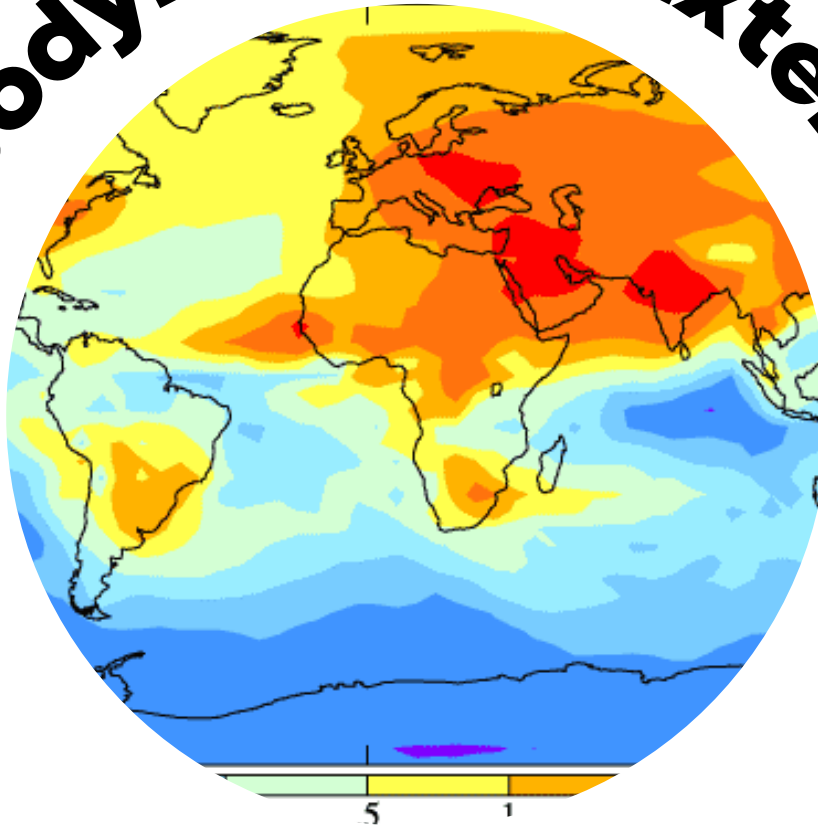


Géodynamique Externe



SCIENCES DE LA
VIE ET DE LA TERRE



Shop



- Cahiers de Biologie + Lexique
- Accessoires de Biologie



Etudier



Visiter [Biologie Maroc](http://www.biologie-maroc.com) pour étudier et passer des QUIZ et QCM en ligne et Télécharger TD, TP et Examens résolus.



Emploi



- CV • Lettres de motivation • Demandes...
- Offres d'emploi
- Offres de stage & PFE

COURS DE GEODYNAMIQUE EXTERNE : Partie : Hydroclimatologie

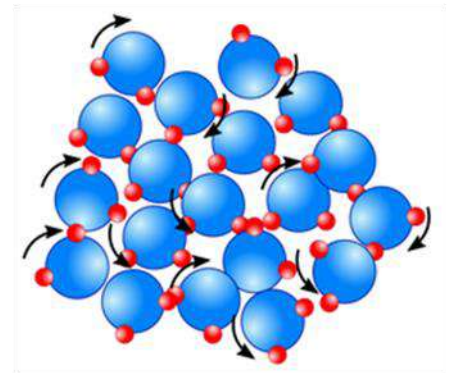
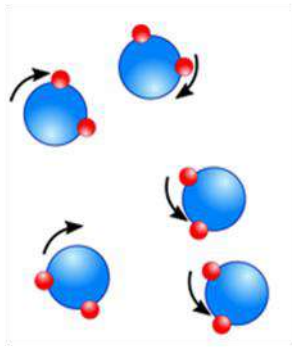
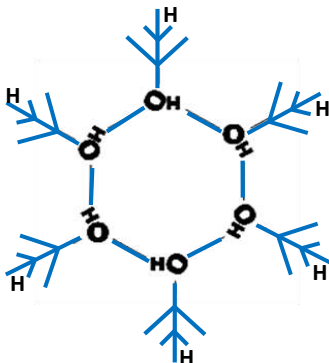
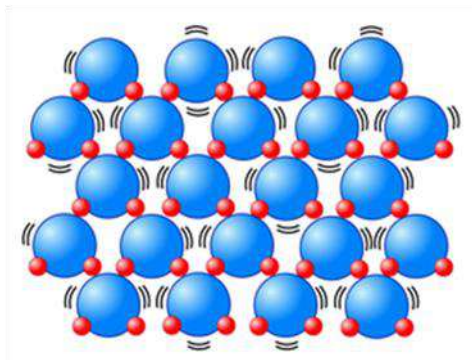


Table des matières

Chapitre 1 : Notions de climatologie	3
1.1 Définitions	3
1.2 Structure de l'atmosphère.....	4
1.1.1 Structure verticale de l'atmosphère terrestre en couches.....	4
1.2.2 Physique et composition de l'atmosphère.....	8
1.2.3 Les gaz atmosphériques	8
1.3 Paramètres climatiques.....	9
1.3.1 Rayonnement solaire.....	9
1.1.2 Température de l'air.....	34
1.3.2 Précipitations et évaporation (voir chapitre 2).....	35
Chapitre 2 : Notions d'hydrologie	49
2.1 La vapeur d'eau dans l'air (Diagramme de phases de l'eau).....	49
2.2 Cycle de l'eau et ses composantes	- 42 -
2.2.1 Cycle global de l'eau à la surface de la Terre (cycle externe)	- 42 -
2.2.2 Cycle de l'eau interne	- 45 -
2.2.3 Les composantes du cycle de l'eau.....	- 46 -
2.3 Bassin versant.....	- 47 -
2.3.1 Les caractéristiques géométriques	- 48 -
2.4 Bilan hydrologique	- 51 -
Chapitre 3 Notions d'hydrogéologie.....	- 52 -
3.1 L'eau souterraine (Figure 38).....	- 52 -
3.1.1 Aquifère et nappe (Figure 38).....	- 52 -
3.1.1.2.1.1 Nappe libre.....	- 42 -
3.1.2 Approvisionnement en eau.....	- 42 -
3.1.3 Types d'eau dans les aquifères.....	- 44 -
3.1.4 Caractéristiques hydrogéologiques du complexe eau/réservoir.....	- 45 -
3.1.5 Les eaux dans les roches karstiques	- 48 -
3.1.6 Hydrothermalisme continental.....	- 51 -

Chapitre 1 : Notions de climatologie

1.1 Définitions

Climat : ensemble des phénomènes météorologiques (couverture nuageuse, ensoleillement, température, pression, vent, humidité, précipitations) qui caractérisent l'état moyen de l'atmosphère en un lieu donné à une certaine période de l'âge de la terre. La moyenne temporelle du climat est normalement 30 ans.

Les éléments régissant le climat sont (Figure 1) :

- l'atmosphère formant la limite du système climatique avec le reste de l'univers,
- l'océan (97% de l'eau terrestre + éléments divers),
- la cryosphère (glace marine et terrestre : où l'eau est présente à l'état solide),
- les continents (lithosphère),
- la biosphère (incluant l'homme).

Ces éléments - en interaction - ont des propriétés physiques différentes et sont alimentés en énergie de façon quasi exclusive par le rayonnement solaire.

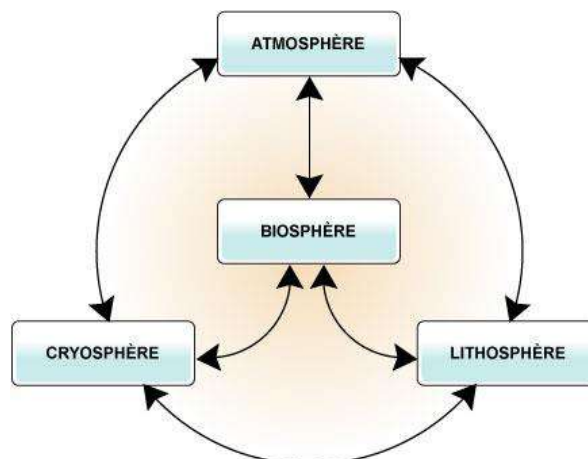


Figure 1 : Les compartiments terrestres et leurs interactions sous l'influence de différents forçages climatiques et rétroactions

Climatologie : est consacrée à l'étude des climats. Les observations météorologiques archivées sur le plus grand nombre possible de sites géographiques (en surface et en altitude), et d'années pour chaque site, constituent le matériel statistique grâce auquel la climatologie étudie l'état physique moyen de l'atmosphère et ses variations dans le temps et l'espace.

La **météorologie** (du grec *meteos*, élevé dans les airs) est l'étude de la variation à courte échéance des paramètres atmosphériques, et la prévision de cette variation.

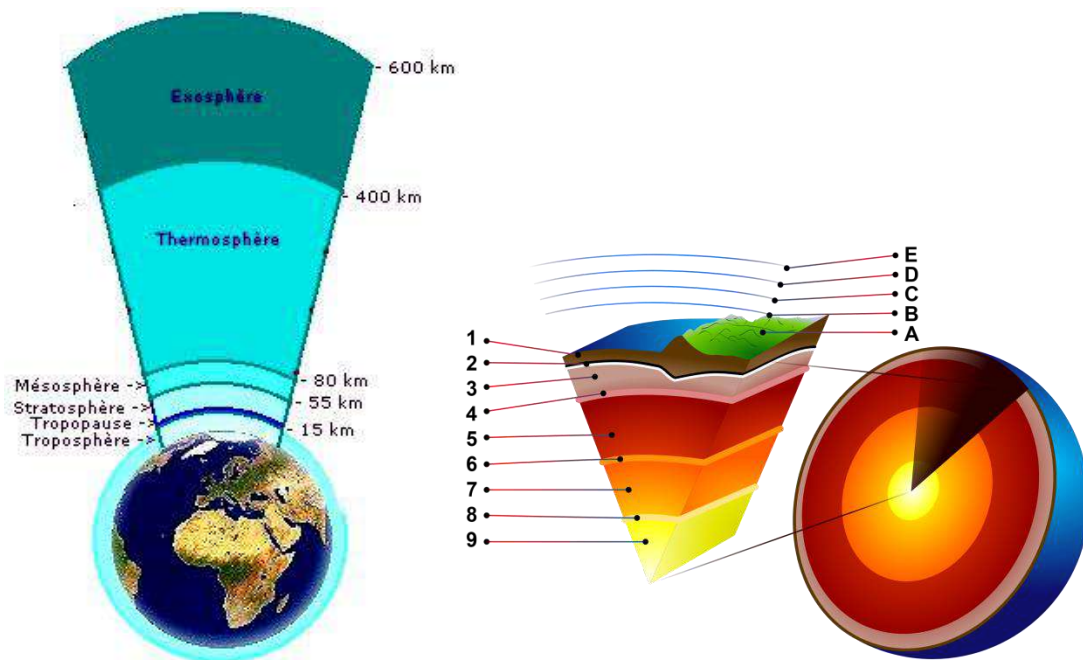
Changements climatiques (*climatic change*) : modification des caractéristiques du climat, sur une période de temps longue (au minimum plus de trente ans) et sur une surface étendue (au moins une région).

1.2 Structure de l'atmosphère

1.1.1 Structure verticale de l'atmosphère terrestre en couches

En fonction des variations de l'**altitude**, la **pression** et la **température**, on distingue du bas vers le haut, 5 couches principales (Figure 2 & Figure 6) :

- 1) troposphère,
 - 2) stratosphère,
 - 3) mésosphère,
 - 4) thermosphère,
 - 5) exosphère.
- } Atmosphère terrestre



1: croûte, 2: Moho, 3: manteau supérieur, 4: zone à faible vitesse, 5: manteau inférieur, 6: D''-couche, 7: noyau extérieur, 8: limite liquide – solide, 9: noyau interne, A: troposphère, B: stratosphère, C: Mésosphère, D: thermosphère, E: Exosphère

Figure 2 : L'atmosphère terrestre (cône agrandi) (à gauche) et coupe de la terre et de l'atmosphère (à droite)

1.2.1.1 La couche troposphère

Elle commence, vers le bas, à la surface du sol et sa limite supérieure, appelée **tropopause**, se situe vers 6 km au-dessus de pôles et vers 17 km au-dessus de l'équateur. Dans les conditions normales, la température y décroît lentement avec l'altitude pour ne plus atteindre que -50 à -60 °C à son sommet (Figure 3).

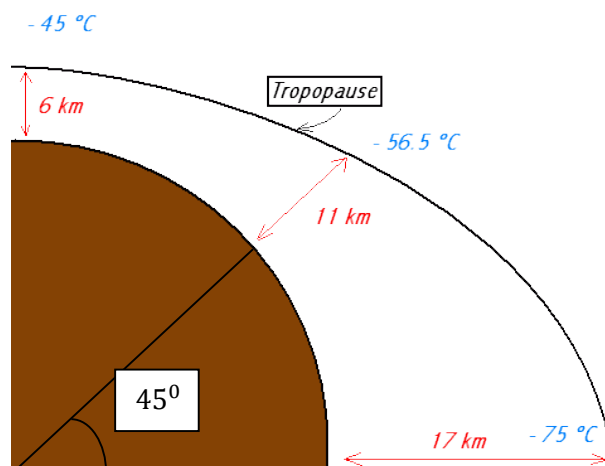


Figure 3 : Evolution de la tropopause en fonction de latitude

C'est la région de l'atmosphère où la vie se développe. Elle contient **80 %** de la masse totale de l'air atmosphérique, dont la pression diminue avec l'altitude, et pratiquement toute sa vapeur d'eau. C'est donc là que se forment les nuages et que les principaux phénomènes météorologiques se manifestent.

1.2.1.2 La stratosphère

La stratosphère surmonte la troposphère et est limitée vers le haut par la **stratopause**, située aux environs de 50 km d'altitude. L'air y est de 10 à 1 000 fois moins dense que près du sol et sa température y augmente lentement vers le haut jusqu'à atteindre environ 10 °C en été. Cette augmentation de température est due principalement à la présence d'ozone qui, bien qu'en proportion infime, absorbe intensément le rayonnement ultraviolet du Soleil.

La couche d'ozone (ou ozonosphère) dans l'atmosphère

Dans la stratosphère, sous l'effet des rayons ultraviolets, certaines molécules de dioxygène (O_2) sont dissociées, puis les atomes d'oxygène s'associent à des molécules de dioxygène pour former l'ozone (O_3). Cet ozone est naturel et a un rôle protecteur en filtrant les UV solaires (Figure 4).

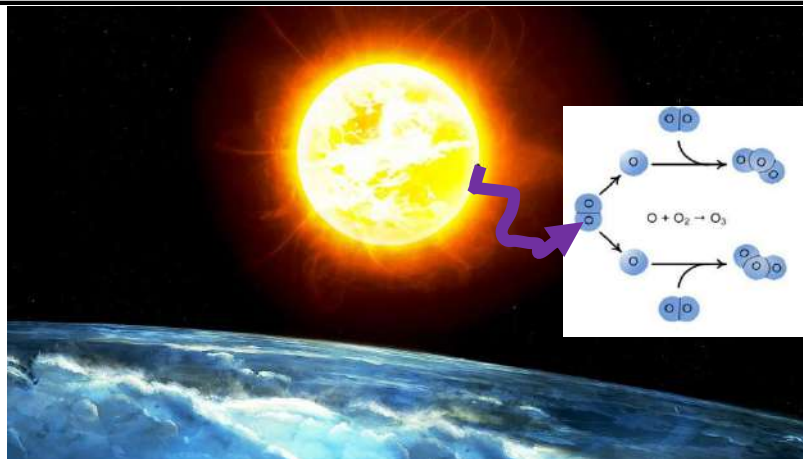


Figure 4 : Formation de la couche d'ozone

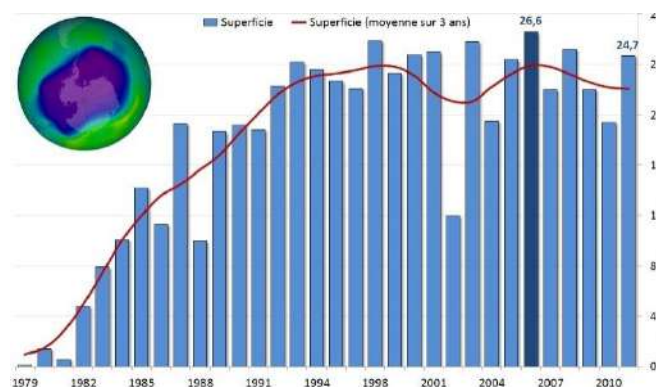


Figure 5 : Evolution de superficie du trou dans la couche d'ozone de l'Antarctique, 1979-2011 (superficie en millions de km²)

1.2.1.3 Mésosphère

La mésosphère correspond à la troisième couche de l'atmosphère. Elle se situe entre 50 et environ 80 kilomètres d'altitude, au-dessus de la stratosphère. Elle est séparée de la stratosphère par la stratopause et de la couche supérieure (la thermosphère) par la mésopause.

Avec une température minimale d'environ -100 °C, la mésosphère est la couche la plus froide de l'atmosphère. La vapeur d'eau peut y geler formant des nuages particuliers, les nuages noctulescents (*noctilucent* en anglais), à l'aspect irisé.

1.2.1.4 Thermosphère (ou ionosphère)

La thermosphère correspond à l'une des couches supérieures de l'atmosphère et commence vers 80 à 100 kilomètres d'altitude. Elle est séparée de la couche inférieure, la mésosphère, par la mésopause et se termine au niveau de l'exosphère, ultime couche de l'atmosphère terrestre. Elle comprend, dans sa partie inférieure, l'ionosphère (une couche ionisée située entre 80 et 600 kilomètres d'altitude qui commence dans la mésosphère) et se termine dans la partie basse de l'exosphère.

Dans la thermosphère, la température augmente avec l'altitude et monte bien au-delà de 1.000 °C. La pression y est en revanche très faible.

1.2.1.5 Exosphère

L'exosphère est la couche la plus externe de l'atmosphère d'un corps céleste. Cette couche se définit comme la région de l'atmosphère où les collisions entre particules sont rares, considérées comme négligeables. En effet, la densité de particules y est extrêmement faible. Les atomes s'y comportent donc librement.

L'exosphère est la plus haute couche de l'atmosphère terrestre. Elle se situe au-dessus de la thermosphère, au-delà de 600 kilomètres. Sa densité est de l'ordre de 10^6 particules par centimètre cube à environ 700 km d'altitude. À 5 000 km d'altitude, celle-ci n'est plus que de l'ordre de 100 par centimètre cube, densité équivalente à celle du milieu interplanétaire.

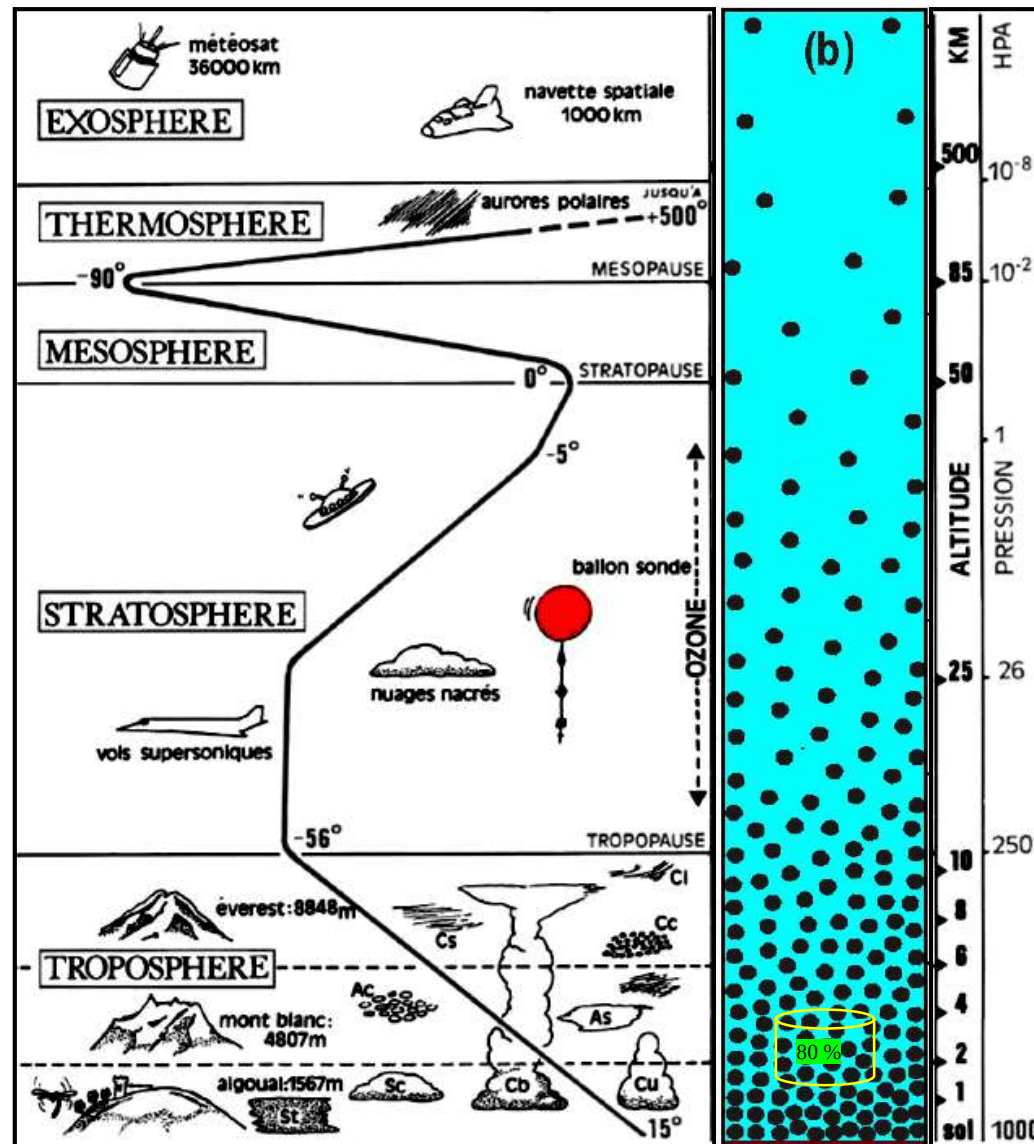


Figure 6 : Couches de l'atmosphère

1.2.2 Physique et composition de l'atmosphère

L'air atmosphérique est constitué de molécules de gaz qui sont retenues piégées autour de la Terre par le champ gravitationnel. Sa composition a évolué lentement depuis la formation de la Terre et le taux d'oxygène actuel n'est atteint que depuis 500 millions d'années (fin du cambrien). Cette composition de l'atmosphère continue d'évoluer, à un rythme très élevé aujourd'hui, sous les effets anthropiques. Mais à l'échelle de la météorologie opérationnelle, la composition chimique moyenne de l'atmosphère terrestre peut être considérée comme stable.

1.2.3 Les gaz atmosphériques

L'atmosphère est essentiellement constituée d'un mélange gazeux, l'air. Cet air que nous respirons est considéré comme un mélange d'air sec et de vapeur d'eau. L'air sec est lui-même un mélange de plusieurs gaz dont les plus importants (99,97 % de l'air sec) sont dans des proportions quasi uniformes jusqu'à environ 100 km d'altitude : ce sont les gaz dits « permanents ». Les autres gaz présents dans l'air sec sont représentés dans des proportions très inférieures et variables dans l'atmosphère : ils constituent avec la vapeur d'eau les gaz dits « variables » (Tableau 1, Figure 7).

Tableau 1 : Composition de l'air atmosphérique

			Concentration volumique (% par volume d'air sec)		
			Gaz constituants		
Gaz permanents	Gaz principaux	Air sec	Azote	N ₂	78,09
			Oxygène	O ₂	20,95
			Argon	Ar	0,93
			Anhydride carbonique	CO ₂	0,035
Gaz variables	Gaz traces		Néon	Ne	1,8 . 10 ⁻³
			Hélium	He	5,24 . 10 ⁻⁴
			Méthane	CH ₄	1,7 . 10 ⁻⁴
			Krypton	Kr	1,0 . 10 ⁻⁴
			Hydrogène	H ₂	5,0 . 10 ⁻⁵
			Xénon	Xe	8,0 . 10 ⁻⁶
			Ozone	O ₃	1,0 . 10 ⁻⁶
			Oxyde nitreux	N ₂ O	3,1 . 10 ⁻⁸
			Radon	Rn	6,0 . 10 ⁻¹⁸
				Vapeur d'eau	

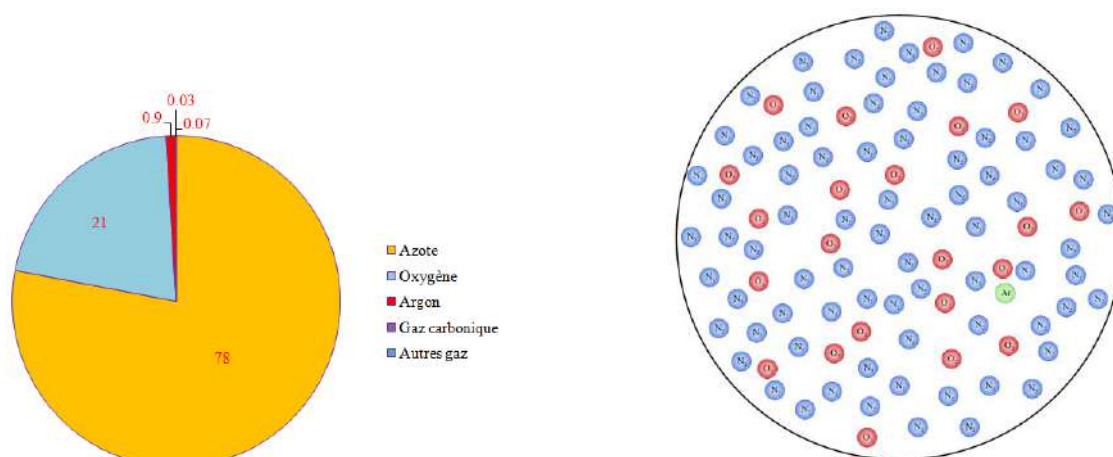


Figure 7 : Composition de l'air en volume

L'eau joue un rôle extrêmement particulier dans l'atmosphère terrestre : la vapeur d'eau est le seul gaz à y présenter une concentration très variable dans le temps et dans l'espace. Les autres gaz, eux, ont une concentration relativement stable et homogène, même s'il y a évidemment des fluctuations.

L'eau se rencontre essentiellement dans les premiers kilomètres de l'atmosphère. On la trouve sous forme de vapeur, et aussi sous forme liquide (dans les nuages, brouillards...) et solide (dans certains nuages). Insistons sur le fait que la vapeur d'eau est un gaz invisible, présent partout dans l'atmosphère.

Le nombre de molécules de gaz par mètre cube diminue constamment à mesure que l'on s'élève dans l'atmosphère, jusqu'à atteindre les concentrations très faibles, caractéristiques de l'exosphère. Ainsi, la 50% de la masse de l'atmosphère se situe au-dessous de 5,5 km, les 75% au-dessous de 10 km, les 90% au-dessous de 16 km ; 99 % de la masse de l'atmosphère se situe entre 0 et 30 km. Dans cette couche, la composition chimique de l'air est relativement homogène (Figure 6).

1.3 Paramètres climatiques

1.3.1 Rayonnement solaire

Le Soleil est une étoile née il y a 4,6 milliards d'années ; il est composé de 74% d'hydrogène et de 24% d'hélium. Dans son cœur, lors de la fusion thermonucléaire qui est à l'origine du rayonnement, ce sont 620 millions de tonnes d'hydrogène qui, chaque seconde, sont transformées en 615,7 millions de tonnes d'hélium ; la différence est convertie en énergie rayonnée vers l'extérieur (Figure 8).

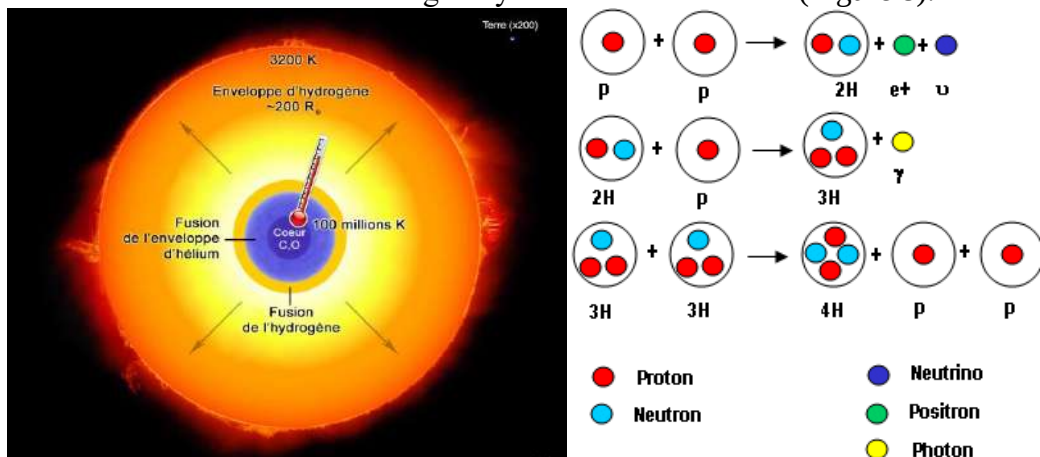


Figure 8 : La réaction de fusion nucléaire au cœur du soleil

Le RS est le 1^{er} apport de chaleur au sein du système climatique (99,9%, soit 350 W/m²), le reste provenant de l'énergie géothermique ne s'élève qu'à 0,05 W/m² et n'a pas d'influence sur les climats, sauf en ce qui concerne l'effet des éruptions volcaniques et, à très long terme, de la tectonique des plaques.

Le RS se caractérise par son intensité et son domaine spectral. L'intensité : plus un corps est chaud (> 0°K : chaque surface dont la T° excède le zéro absolu est capable d'émettre un rayonnement) plus il émet un rayonnement intense. La T° de surface du soleil (5800°K) émet donc des ondes électromagnétiques. L'intensité du RS se définit de la façon suivante:

	$R = \varepsilon \cdot \sigma \cdot T^4$	1.1
--	--	------------

ε coefficient d'émissivité (compris entre 0,9 et 0,99 en fonction de la surface émettrice).

T température du corps émetteur en degré kelvins

σ la constante de Stefan-Boltzmann. Pour un corps noir, $\sigma = 5,6703 \cdot 10^{-8} [W \cdot m^{-2} \cdot K^{-4}]$.

On obtient donc le RS (en faisant abstraction d'épsilon ε) par:

	$R = 5,6703 \cdot 10^{-8} \cdot (5800)^4$	1.2
--	---	------------

	$= 5,6703 \cdot 10^{-8} \cdot 1131649600000000 = 5,6703 \cdot 11316496$	1.3
--	---	------------

$$= 64167927,2688[W.m^{-2}]$$

1.4

et la température du corps émetteur par:

$$T^4 = \frac{R}{\sigma} \Rightarrow T = \sqrt[4]{\frac{R}{\sigma}}$$

1.5

Ce rayonnement est un transfert d'énergie par des oscillations rapides de champs électromagnétiques (Figure 9). Ces oscillations correspondent à des ondes associées à des particules élémentaires, les photons. Ces derniers de toutes les énergies sont diffusés de l'intérieur du soleil jusqu'à la Terre(Figure 10).

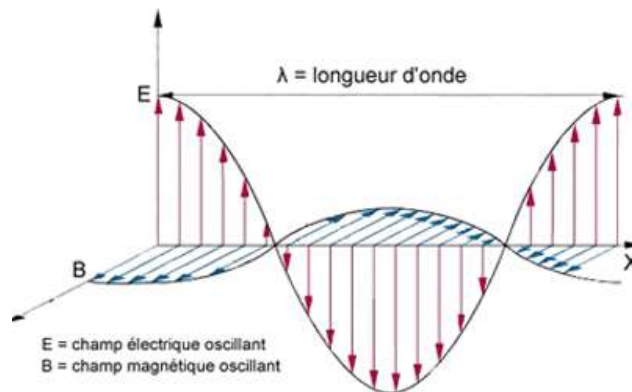


Figure 9 : Champs électromagnétique

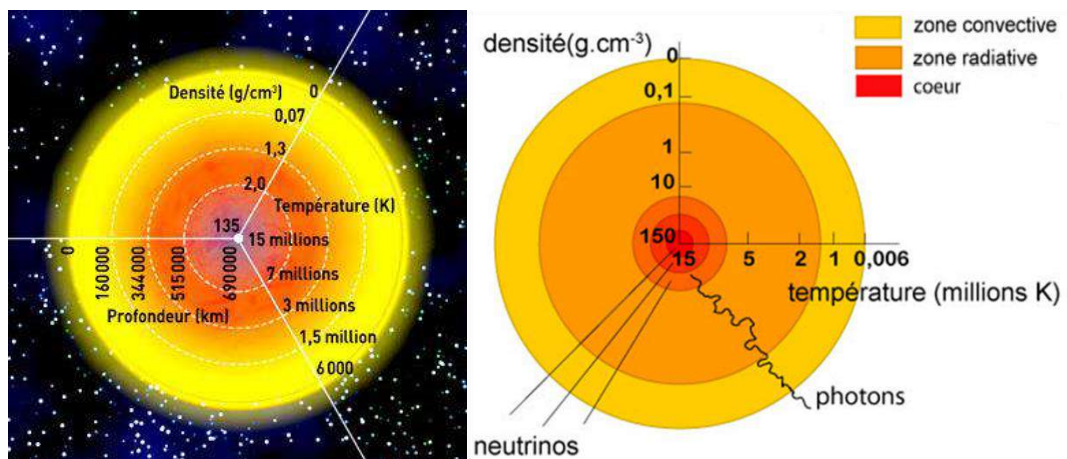


Figure 10 : Schéma du Soleil en coupe

Les photons sont des particules élémentaires, de masse et de charge nulle, le photon est l'aspect corpusculaire de la lumière(Figure 11).

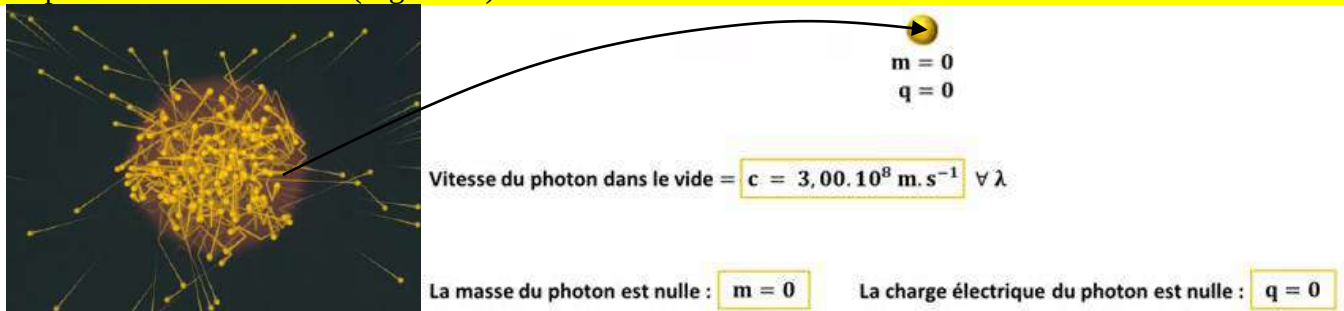


Figure 11 : Trajectoire des photons s'échappant du soleil

Les rayonnements sont caractérisés par leur longueur d'onde dans le vide λ ou leur fréquence ν selon la **loi de Planck** :

$$\nu[\text{Hz}] = \frac{c}{\lambda[\text{m}]}$$

1.6

c : est la vitesse de propagation de l'onde dans un milieu donné.

Toutes les ondes électromagnétiques se déplacent à la vitesse de la lumière dans le vide et également dans l'air.

La quantité élémentaire d'énergie (quantum) transportée par un photon est proportionnelle à la fréquence de l'onde qui lui est associée (Figure 12) :

$$E_{\text{photon}}(J) = \frac{h \cdot c}{\lambda} = h \cdot \nu$$

1.7

avec : $h = 6,6256 \cdot 10^{-34} \text{ J.s}$ (constante de Planck)

$\nu = \text{s}^{-1}$ fréquence du rayonnement.

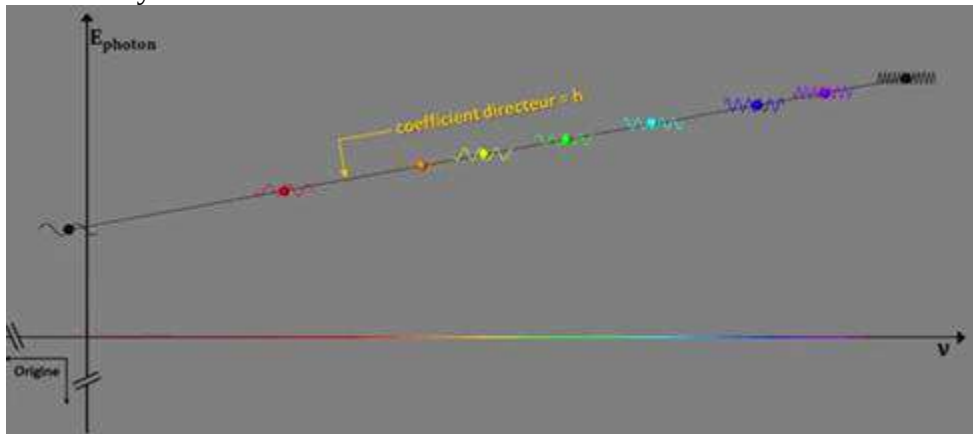
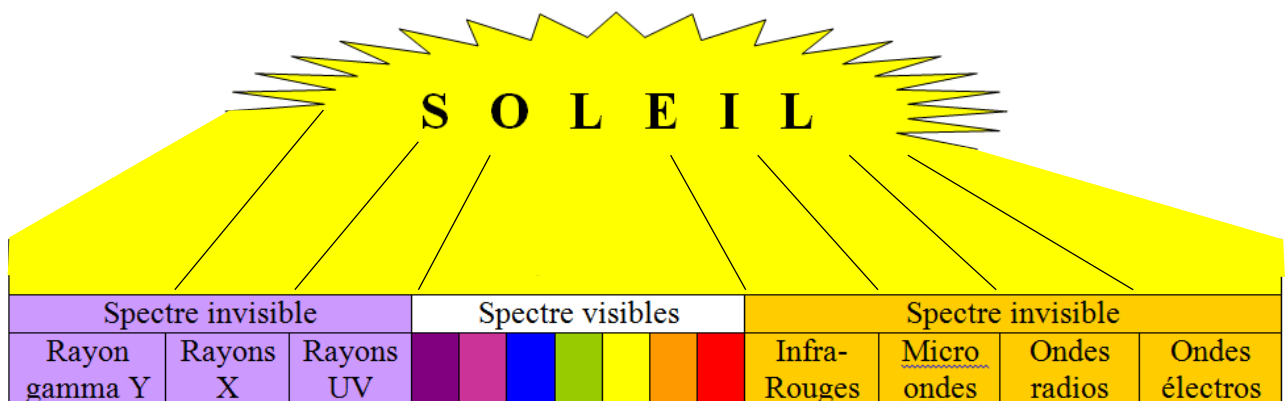


Figure 12 : Energie du photon

La répartition spectrale du rayonnement solaire entre la troposphère et la surface du sol est constituée de l'UV, de la lumière visible et IR. De ce large spectre parviennent essentiellement à la Terre :

- les Ultraviolets (UVA et UVB), de 200 nm à 400 nm, invisibles, sans échauffer, provoquent des dommages sur les cellules,
- la Lumière visible, de 400 à 800 nm, visibles, ils nous permettent de distinguer les formes et les couleurs,
- les Infrarouges (IR), de 800 à 1400 nm, invisibles, chauffent la matière solide ou gazeuse qu'ils rencontrent.



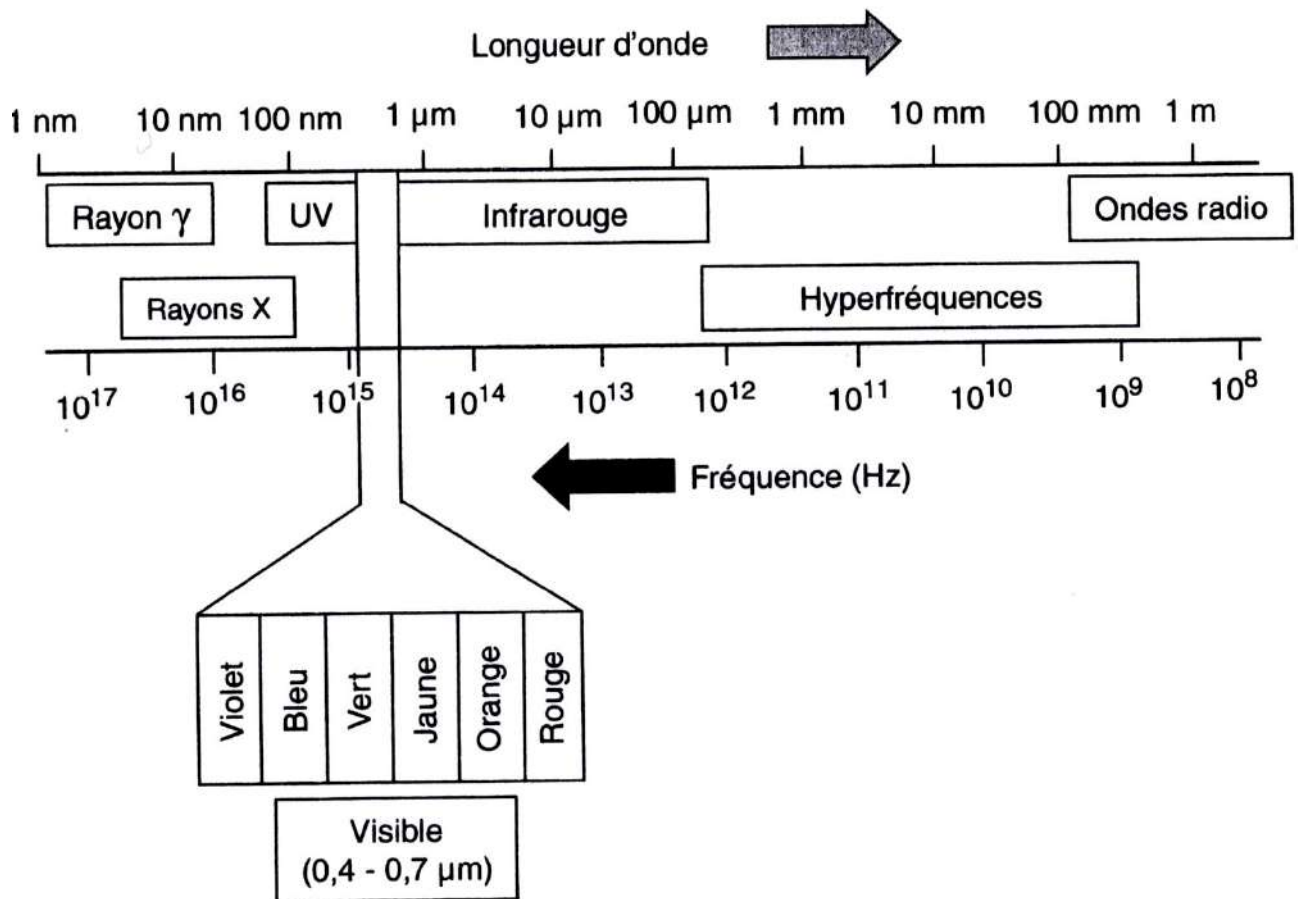


Figure 13 : Spectre du rayonnement électromagnétique

Plusieurs facteurs modifient la quantité de rayonnement solaire atteignant la Terre (Figure 14):

- la couche d'ozone, qui agit comme un filtre,
- l'heure du jour (à midi la quantité d'UV est maximale),
- la saison,
- la latitude,
- l'altitude,
- la surface (neige, sable, eau) qui réfléchit plus ou moins les rayons.

Certains corps solides, comme les poussières, les cendres, les cristaux de sel marin, sont présents en quantité variable selon leurs sources. Ils jouent un rôle important dans la condensation et l'absorption du rayonnement solaire(Figure 14).

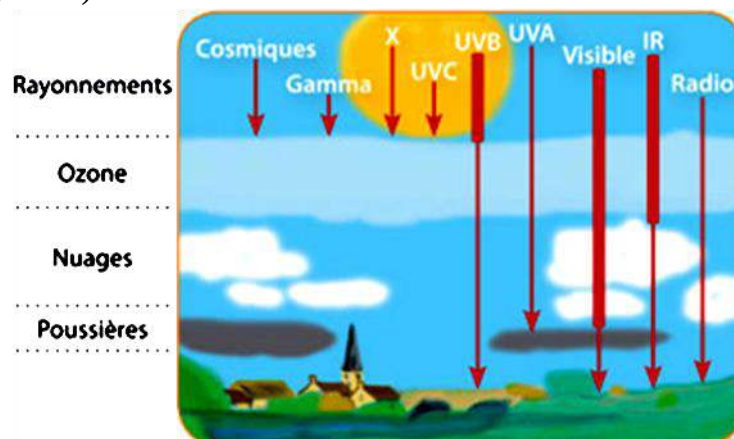


Figure 14 : Rayonnement solaire reçu à la surface terrestre

1.3.1.1 Bilan radiatif moyen de l'atmosphère

A la surface de l'océan, l'énergie disponible ou rayonnement net R_N résulte des contributions des courtes longueurs d'onde (flux solaire ou *Short Waveheat flux SW*) et des grandes longueurs d'ondes (flux infra-rouge ou *Long Waveheat flux LW*) (Figure 15) :

	$R_N = SW + LW$	1.8
--	-----------------	------------

Ce rayonnement net va servir effectivement à (Figure 15):

- ▶ réchauffer l'océan supérieur (par absorption d'une partie du rayonnement solaire),
- ▶ réchauffer l'atmosphère,
- ▶ vaporiser l'eau de la surface.

Le bilan d'énergie à la surface des océans s'écrit donc :

	$Q_{net} = SW + LW + H + L_v E$	1.9
--	---------------------------------	------------

où

H : les flux turbulents de chaleur sensible

$L_v E$: chaleur latente

Le flux turbulent de chaleur sensible est défini comme le flux de chaleur qui est transféré par la surface de l'océan à l'atmosphère par conduction thermique. Le flux turbulent de chaleur latente $L_v E$ est l'équivalent énergétique du flux de molécules d'eau (E) qui s'évaporent à la surface.

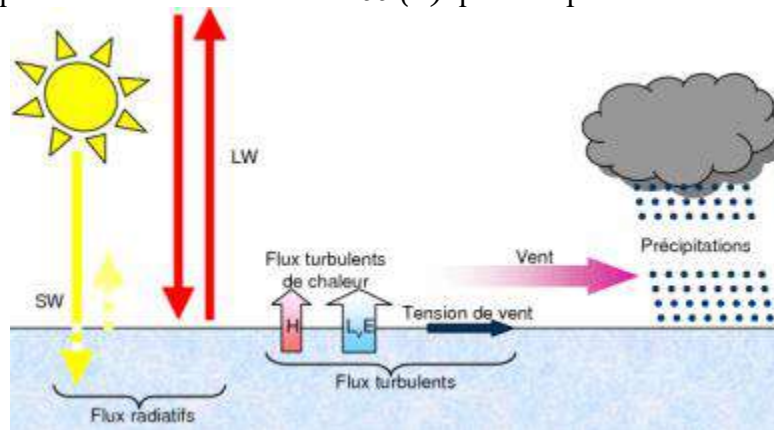


Figure 15 : Représentation schématique des flux de surface océan-atmosphère

Le rayonnement solaire incident qui arrive à la surface du sol et qui est de courtes longueurs d'onde est surtout dans le domaine visible ($0,3 \mu\text{m}$ et $0,75 \mu\text{m}$). En effet 31 % du rayonnement solaire envoyé sur terre est réfléchi sans modification vers l'espace (albedo), 20 % sont absorbés par l'atmosphère, le reste, soit 49 %, est absorbé par le sol, la végétation et l'océan. Ceux-ci, ainsi échauffés, vont restituer cette énergie 1) par conduction calorifique (chaleur sensible), 2) par évaporation d'eau (chaleur latente), 3) par émission de rayonnement infrarouge. L'absorption des infrarouges par les gaz à effet de serre augmente largement la température de la troposphère par rapport à ce qu'elle devrait être sans ces gaz (au sol, en moyenne 15°C au lieu de -19°C) (Figure 16).

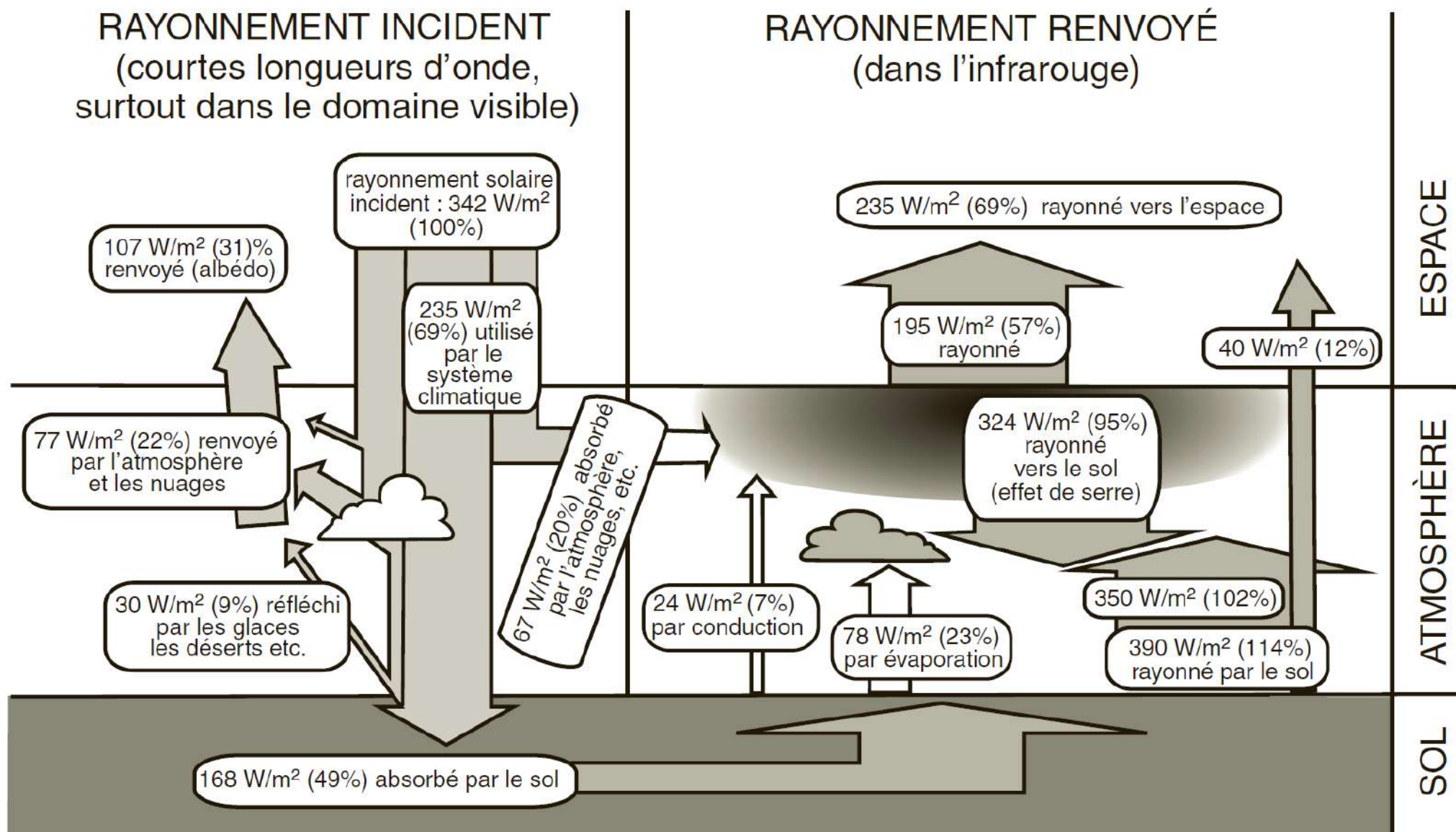


Figure 16 : Comment le rayonnement solaire est utilisé

1.3.1.2 Le jour et la nuit

La partie éclairée de la Terre est limitée par le cercle d'illumination. La Terre faisant un tour sur son axe NS en 24 heures (environ 23h56 min et 4,3 secondes), chacun de ses points est tantôt éclairé, tantôt dans la nuit, à l'exception des points situés au nord de la latitude I_n (toujours dans la nuit) et de points situés au sud de la latitude I_j (toujours éclairés). Ces deux latitudes sont, au moment des solstices, celles des cercles polaires. (Figure 17 A).

Le plan dans lequel tourne le point M montre que le jour s'y lèvera quand il passera en L et se couchera quand il passera en C. À l'équateur les jours sont toujours égaux aux nuits (Figure 17 B).

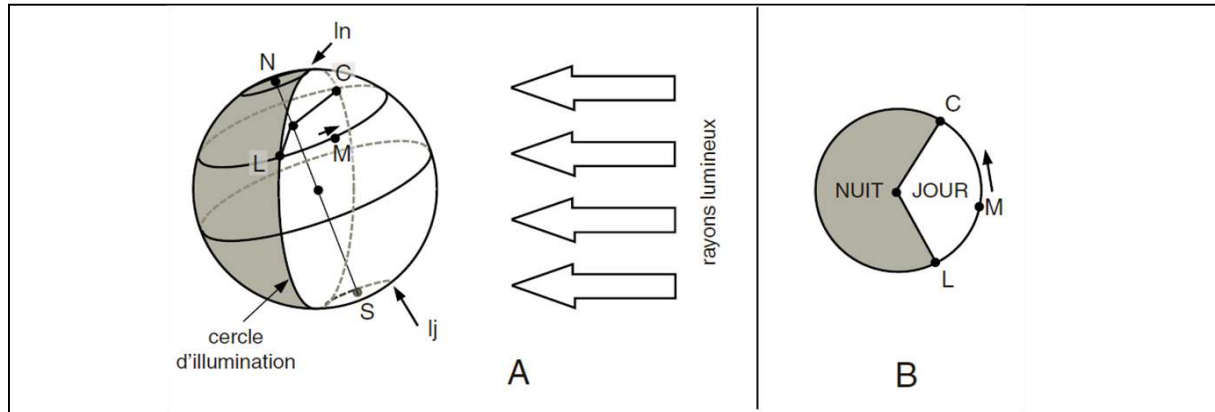


Figure 17 : L'inégalité des jours et des nuits

1.3.1.3 Les saisons

Une révolution de la Terre, soit un tour complet autour du Soleil, dure 365,25 jours (365 jours et un quart de jour), ce qui correspond à une année. Ce tour autour du Soleil correspond à une ellipse presque circulaire (excentricité $e = 1/60$). Cette ellipse est située dans un plan appelé le plan de l'écliptique (Figure 18).

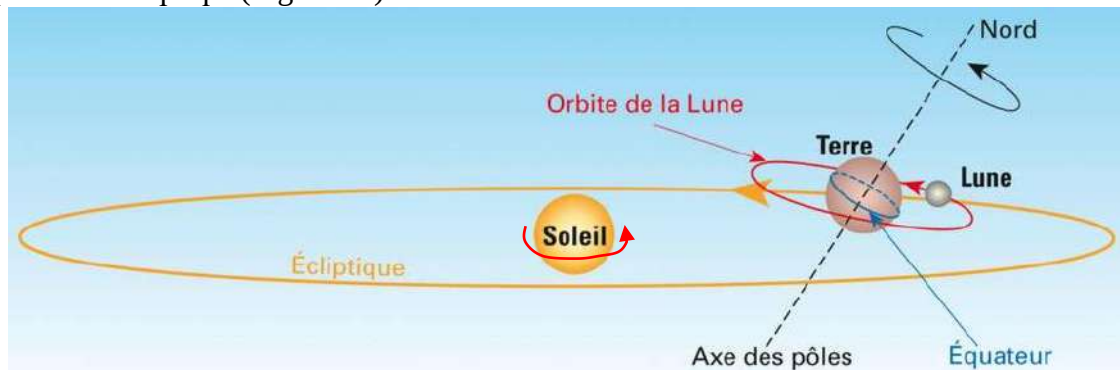


Figure 18 : Système Soleil, Terre et Lune

L'axe de rotation terrestre fait un angle de $23^{\circ}27'$ avec la perpendiculaire à ce plan (Figure 19).

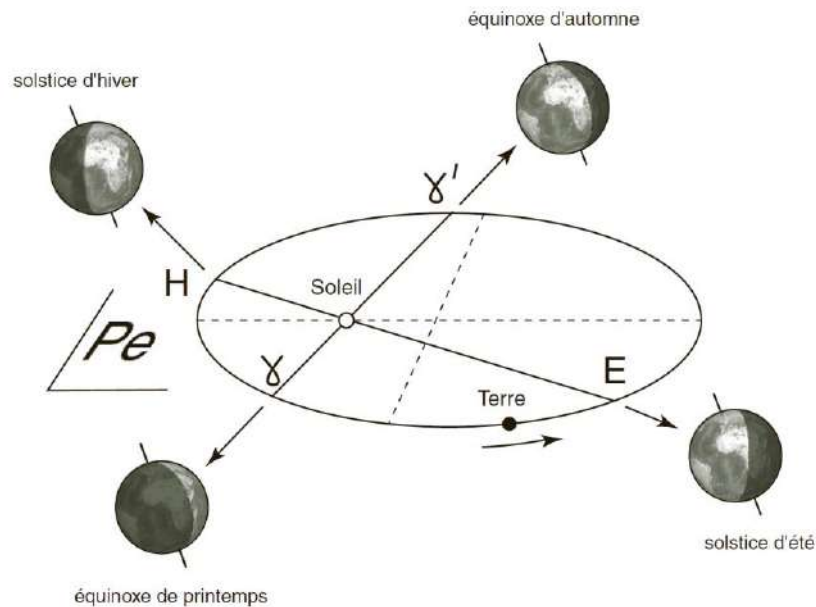
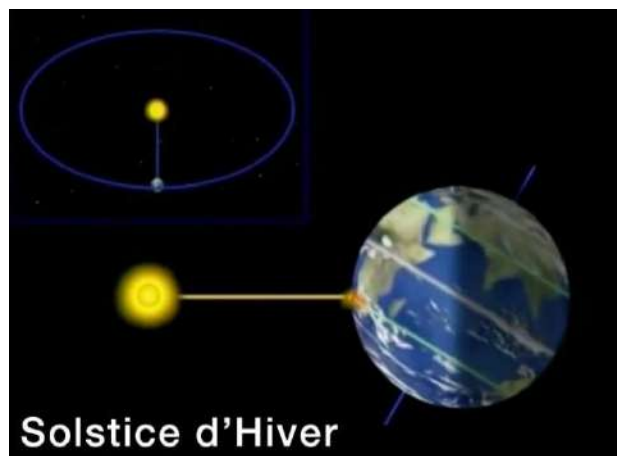


Figure 19 : Les saisons

L'intersection du plan de l'équateur avec le plan de l'écliptique définit la ligne des équinoxes. L'intersection de cette ligne avec l'orbite terrestre lors de l'équinoxe de printemps, définit le point vernal γ qui est pris comme origine pour le calcul des angles définissant la position relative du Soleil par rapport à la Terre.

La ligne des équinoxes ne coïncide pas avec le petit axe de l'orbite terrestre ; de même, la ligne des solstices ne coïncide pas avec le grand axe de l'orbite dont les deux extrémités sont appelées l'aphélie (point le plus éloigné) et la périhélie (point le plus proche).



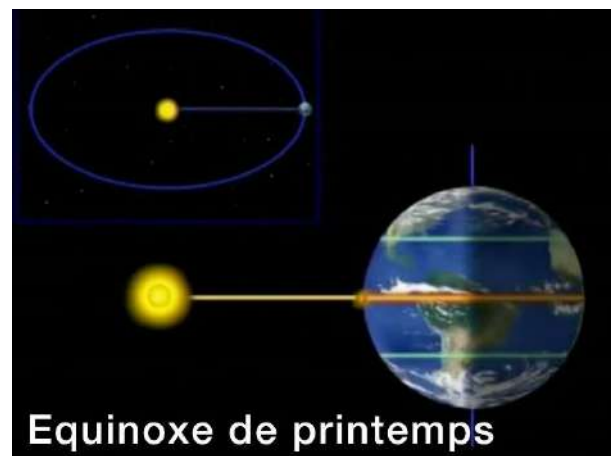
Solstice d'Hiver

Vendredi 22 décembre à 05h19 en 2019, durée 3 mois
 Rayons du Soleil perpendiculaire au tropique du Capricorne
 La durée du jour est la plus courte de l'année



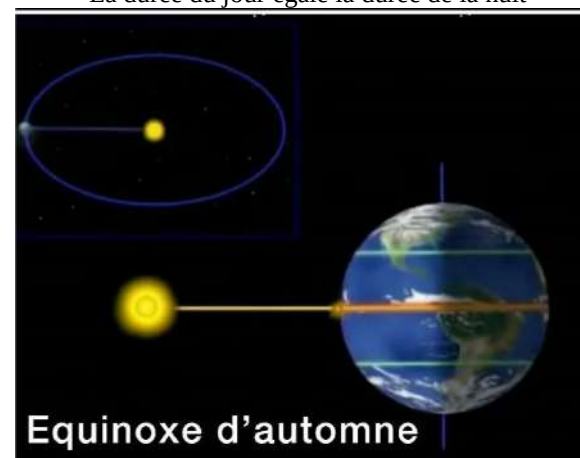
Solstice d'été

Jeudi 21 juin à 17h54 en 2019, durée 3 mois
 Rayons du Soleil perpendiculaire au tropique du Cancer
 La durée du jour est la plus longue de l'année



Equinoxe de printemps

Mardi 20 mars à 22h58 en 2019, durée 3 mois
 Rayons du Soleil perpendiculaire à l'équateur
 La durée du jour égale la durée de la nuit



Equinoxe d'automne

Dimanche 23 septembre à 20h50 en 2019, durée 3 mois
 Rayons du Soleil perpendiculaire à l'équateur
 La durée du jour égale la durée de la nuit

Figure 20 : Les saisons (suite)

1.1.2 Température de l'air

La température mesure une grandeur physique liée à la sensation de chaud et froid. Par définition, une température est une mesure numérique d'une chaleur, sa détermination se fait par détection de rayonnement thermique, la vitesse des particules, l'énergie cinétique, ou par le comportement de la masse d'un matériau thermométrique.

La température de l'air varie avec l'alternance du jour et de la nuit mais aussi, dans la journée, avec l'ensoleillement. Les bulletins météorologiques indiquent ainsi la température maximale et la température minimale du jour.

La température moyenne journalière est calculée en prenant la moyenne arithmétique $\frac{t_{max}+t_{min}}{2}$ des températures extrêmes journalières généralement observées respectivement par le thermomètre à maxima et le thermomètre à minima (Figure 21).



Figure 21 : Abri météorologique avec installation des instruments

La température de l'air diminue avec l'altitude : en moyenne de 6,5°C tous les 1000 m dans la première couche de l'atmosphère (Figure 6).

1.3.1.4 Indice de chaleur

L'indice de chaleur (nom original en anglais Heat Index (HI) ou humidure) est un indice développé aux États-Unis. Il combine la température de l'air ambiant et l'humidité relative, dans des zones ombragées, pour tenter de déterminer la perception de la température que ressent le corps humain, c'est-à-dire de combien il ressentirait la chaleur si l'hygrométrie était à une autre valeur à l'ombre. Le résultat est également connu comme la «température ressentie à l'air» ou «la température apparente». Sa formule est calculée à partir des degrés Fahrenheit (°F) selon :

où :

: Indice de chaleur (°F)
température de l'air (°F)
humidité relative (0 à 100)

Comme les coefficients sont reliés à leur unité de température, les valeurs équivalentes en degrés Celsius doivent être donc obtenus par conversion subséquente.

Exercice 1

La température est de 32°C avec 70% d'humidité relative, calculer l'index de chaleur. Cette température d'index de chaleur a une humidité implicite (non spécifiée) de 20%. C'est la valeur de

l'humidité relative pour laquelle la formule d'index de chaleur indique que 41°C est ressentie comme 41 °C. Une température d'index de chaleur de 32°C a une humidité relative implicite de 38%.

Correction 1

La température est de 32°C (ou 90°F) avec 70% d'humidité relative, l'index de chaleur est alors de 41°C (ou 106°F). Cette température d'index de chaleur a une humidité implicite (non spécifiée) de 20%. C'est la valeur de l'humidité relative pour laquelle la formule d'index de chaleur indique que 41°C est ressentie comme 41 °C. Une température d'index de chaleur de 32°C a une humidité relative implicite de 38 %.

1.3.2 Précipitations et évaporation (voir chapitre 2)

1.3.2.1 Humidité de l'air

L'humidité atmosphérique est l'un des éléments essentiels du cycle hydrologique ; source de toutes les précipitations, elle contrôle en outre pour une large part, les taux d'évaporation du sol et de la couverture végétale.

Dans l'air atmosphérique, l'humidité se présente sous forme de (Figure 22&Figure 30) :

- vapeur d'eau (un gaz) dont la teneur dans l'air est fonction de la saison, de l'heure et du lieu,
- phase condensée : liquide (eau en gouttelettes, nuages, brume, brouillard) ou solide (neige, glace, etc.).

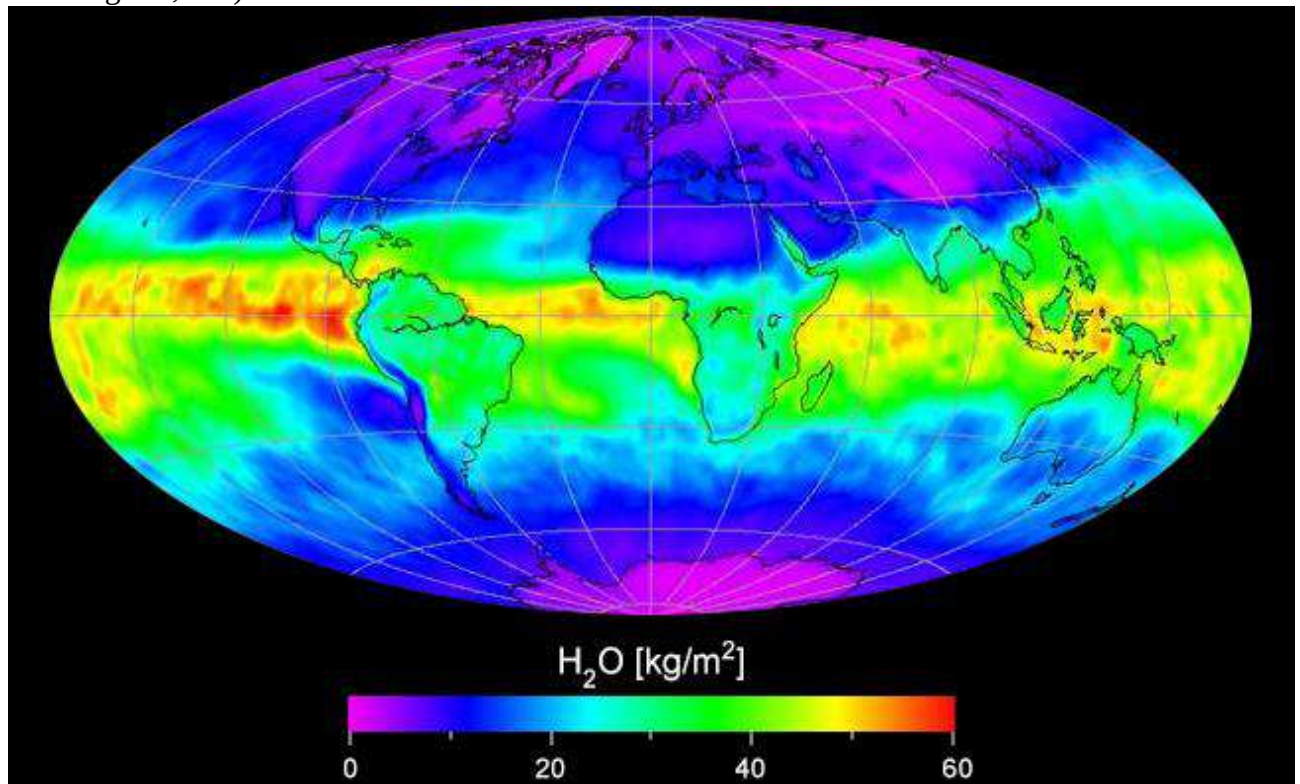


Figure 22 : Concentration moyenne mensuelle de la vapeur d'eau contenue dans l'atmosphère (mois de mars 2010)

1.3.2.2 Air sec

L'air sec est un mélange de gaz contenant principalement de l'azote, de l'oxygène, de l'argon, du gaz carbonique et, en faibles quantités, un certain nombre d'autres gaz (néon, hélium, krypton, hydrogène, etc.) (Tableau 1&Figure 7).

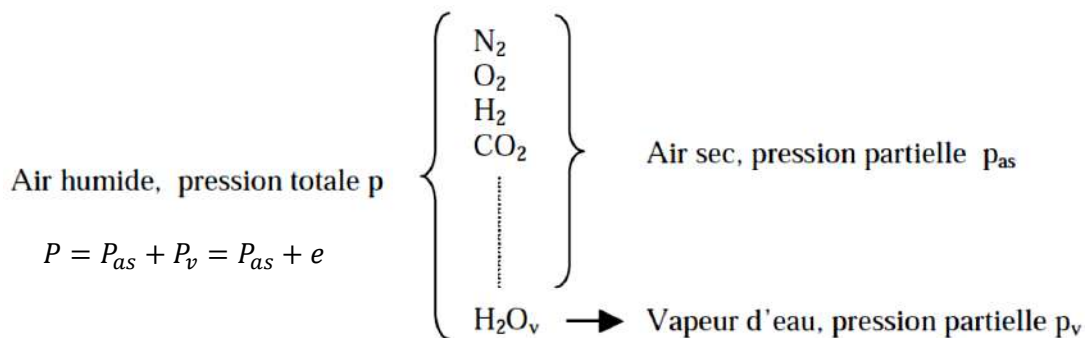
1.3.2.3 Air humide

Une particularité de l'eau, essentielle, est que ce corps est le seul présent dans l'atmosphère à présenter des changements d'état aux températures habituellement rencontrées sur notre planète : ainsi, aux températures usuelles sur Terre, on voit quotidiennement de la vapeur d'eau se condenser (liquéfaction : condensation), et de l'eau liquide parfois se changer en glace (solidification) ; et on voit non moins couramment de l'eau liquide s'évaporer (vaporisation) (Tableau 1 & Figure 30).

L'air humide est le nom donné à l'air par les scientifiques utilisant l'air comme vecteur de vapeur d'eau tels que les climatologues...

L'air humide sera caractérisé par plusieurs grandeurs dont on gardera traditionnellement :

- La température (dite température sèche)
- La température humide ou température de thermomètre humide
- La température de rosée ou point de rosée
- L'humidité absolue ou teneur en eau
- L'humidité relative
- L'enthalpie



1.3.2.4 Tension de vapeur

La pression de l'air atmosphérique P est la somme des pressions partielles de l'air sec p_{as} et de la vapeur d'eau p_v :

$$P_{Totale} = p_{as} + p_v \quad 1.10$$

La pression partielle de la vapeur d'eau dans l'air e est appelée : tension de vapeur d'eau :

$$P = p_{as} + e \quad 1.11$$

Cette équation est vraie tant que la vapeur d'eau n'est pas saturante, c'est-à-dire tant qu'il n'y a pas d'équilibre entre la phase gazeuse et la phase liquide (Figure 30).

1.3.2.5 Humidité spécifique

Soit un volume V_a d'air humide à la température T_a et à la pression P_a . Il est constitué par le mélange de la masse m_{as} d'air sec et de la masse m_v de vapeur d'eau. Sa masse totale m est donc :

$$m = m_{as} + m_v \quad 1.12$$

L'humidité spécifique est la concentration massique en vapeur d'eau dans l'air. Elle est égale au quotient de la masse de la vapeur d'eau par la masse totale de l'air humide :

$$q = \frac{m_v}{m_{as} + m_v} \quad 1.13$$

Le rapport de mélange est, en revanche, le quotient de la masse de la vapeur d'eau par la masse de l'air sec :

$$r = \frac{m_v}{m_{as}} \approx \varepsilon \frac{e}{P} \quad 1.14$$

Comme m_v est petit devant m_{as} , l'humidité spécifique est peu différente du rapport de mélange r . L'humidité spécifique, comme le rapport de mélange, peuvent s'exprimer en fonction de la pression partielle de vapeur d'eau dans l'air (e) de la pression atmosphérique P et du rapport (ε) des masses molaires (M_v) de la vapeur d'eau et (M_{as}) de l'air :

$$r \approx q \approx \varepsilon \frac{e}{P} \approx 0,622 \cdot \frac{e}{P} \text{ ou encore } q \approx \frac{0,622 \cdot e}{P - 0,378 \cdot e} \quad 1.15$$

Où P est la pression atmosphérique en Pa.

Dans cette équation q est exprimé en kg/kg. Très souvent, l'unité choisie pour q est le g/kg. Le terme de droite doit donc être multiplié par 1000 afin d'obtenir des g/kg. Ce qui correspond à la masse de la vapeur d'eau par rapport à une masse d'air sec.

1.3.2.6 L'humidité relative

L'humidité relative, H_r , est le rapport (généralement exprimé en pourcentage) de la tension de vapeur sur la tension de vapeur saturante, soit :

$$H_r = \frac{e}{e_s} \text{ ou } H_r = \frac{e}{e_s} \cdot 100 [\%] \quad 1.16$$

1.3.2.7 La tension de vapeur saturante

La valeur maximale de tension de vapeur, qui est stable d'un point de vue thermodynamique, se nomme **tension de vapeur saturante**, et est désignée par e_s . Dans la plupart des conditions naturelles, la tension de vapeur saturante correspond à la quantité maximale de vapeur d'eau que peut contenir l'atmosphère à une température donnée. A ce stade, toute vapeur d'eau additionnelle doit être déchargée par condensation, sous forme de gouttelettes d'eau ou de petits cristaux de glace.

Différentes formules d'approximation ont été proposées pour représenter la variation de la tension de vapeur saturante de l'eau en fonction de la température. Une formule a été mise au point par Alt (1978). Elle est valable pour l'ensemble de la gamme des températures observées en météorologie et donne une très bonne estimation de la tension de vapeur. C'est pourquoi elle est de plus en plus utilisée :

$$e_s = 6,1070 \left[1 + \sqrt{2} \cdot \sin\left(\frac{T}{3}\right) \right]^{8,827} \quad 1.17$$

T est exprimé en $^{\circ}\text{C}$ et e_s est donné en hPa .

Cette formule peut être inversée pour calculer la température du point de rosée T_d :

$$T_d = 3 \arcsin \left\{ \frac{1}{\sqrt{2}} \left[\left(\frac{e}{6,1070} \right)^{\frac{1}{8,827}} - 1 \right] \right\} \quad 1.18$$

Le point de rosée T_d est la température à laquelle il faut refroidir un volume d'air, à pression et humidité constantes, pour qu'il devienne saturé, tout refroidissement additionnel entraînant une condensation.

1.3.2.8 L'humidité absolue

L'humidité absolue est le rapport de la masse de vapeur d'eau en kg contenue dans un volume. C'est en fait la masse volumique de la vapeur d'eau. Elle a la dimension d'une masse volumique et se note h_a . La loi des gaz parfaits permet de lier la tension de vapeur à l'humidité absolue comme suit :

D'après l'équation de la masse volumique de la vapeur d'eau :

$$\rho_v = \frac{M_v \cdot e}{R \cdot T} \quad 1.19$$

$$\Rightarrow \rho_v \cdot R \cdot T = M_v \cdot e \quad 1.20$$

$$\Rightarrow e = \frac{\rho_v \cdot R \cdot T}{M_v} \quad 1.21$$

$$\Rightarrow e = \rho_v \cdot R_v \cdot T \quad 1.22$$

R : constante des gaz parfaits ($R = 8,314 \, 462 \, J \cdot K^{-1} \cdot mol^{-1}$), La masse molaire de l'hydrogène est : $M(H_2) = 2 \times 1,008 = 2,016 \, kg / kmol$, celle de l'oxygène : $M(O_2) = 2 \times 16 = 32 \, kg / kmol$. La masse molaire de la vapeur d'eau est : $M_v = 0,018016 \, kg / mol$ car $[M(H_2O) = 16 + 2,016 = 18,016 \, kg / kmol = 0,018016 \, kg / mol]$. On trouve :

$$R_v = \frac{R}{M_v} = \frac{8,314 \, 462}{0,018016} = 461,5043294849023 \approx 461,5 [J / kg \cdot K].$$

Il en résulte que :

$$\Rightarrow e \approx 461,5 \cdot \rho_v \cdot T \quad 1.23$$

L'humidité absolue est donc :

$$\rho_v = \frac{1}{461,5} \cdot \frac{e}{T} \quad 1.24$$

Si encore on considère que :

$$R_v = \frac{R}{M_v} \text{ et } R_{as} = \frac{R}{M_{as}}, \text{ où : } M_{as} = 0,028965338 \text{ kg/mol.}$$

L'équation 1.24 peut aussi s'écrire de la façon suivante :

$$\rho_v = 217 \cdot \frac{e}{T}$$

e : étant la tension de la vapeur d'eau dans l'atmosphère en millibars

T : la température absolue en °C.

1.3.2.9 Les nuages

Un nuage est un ensemble de minuscules particules d'eau liquide (gouttelettes) ou solide (glace) ou les deux à la fois en suspension dans l'atmosphère. Il peut aussi comporter des particules liquides non aqueuses (acides), des particules solides provenant de vapeurs industrielles, de poussières, de fumées, de sel...

Les gouttelettes d'eau sont formées en atmosphère saturée par condensation de la vapeur d'eau en présence de particules solides en suspension appelées noyaux de condensation. Ces noyaux de condensation jouent le rôle de catalyseur et sont d'origines variées :

- minérale : suie volcanique, cristaux de sable,
- marine : cristaux de sel marin,
- humaine : combustions industrielles, pollution.

Les gouttelettes présentes sont caractérisées par :

- la vitesse de chute de quelques mm/s à 10 mm/s,
- diamètre de 2 à 200 microns,
- distance séparant deux gouttelettes : 1,4 mm,

Selon la teneur en eau on distingue :

- un nuage stable : gouttelettes nombreuses mais de petit diamètre et eau condensée de l'ordre de 0,5 g/kg de nuage,
- nuage instable : gouttelettes moins nombreuses mais de diamètre important (40 microns en moyenne) et eau condensée de l'ordre de 5 g/kg de nuage.

Les cristaux de glace sont formés par cristallisation d'une gouttelette d'eau autour d'une particule solide appelée noyau glaçogène pour $T < 0^\circ\text{C}$. Ces noyaux sont issus de cendres volcaniques, suie ou sable et ont une structure cristalline analogue à la glace :

- diamètre des cristaux : légèrement supérieur à celui des gouttelettes,
- vitesse de chute : le mm/s sans mouvement ascendant,
- distance séparant deux cristaux : voisine de celle des gouttelettes,
- nombre : variable selon la température :
 - -3°C : apparition de cristaux,
 - -12°C : les cristaux augmentent en nombre (un cristal pour 10 m^3 de nuage),
 - -32°C : augmentation marquée de leur nombre (10 pour 10 m^3 de nuage),
 - -41°C : augmentation systématique et brutale (il n'existe plus d'eau en surfusion)

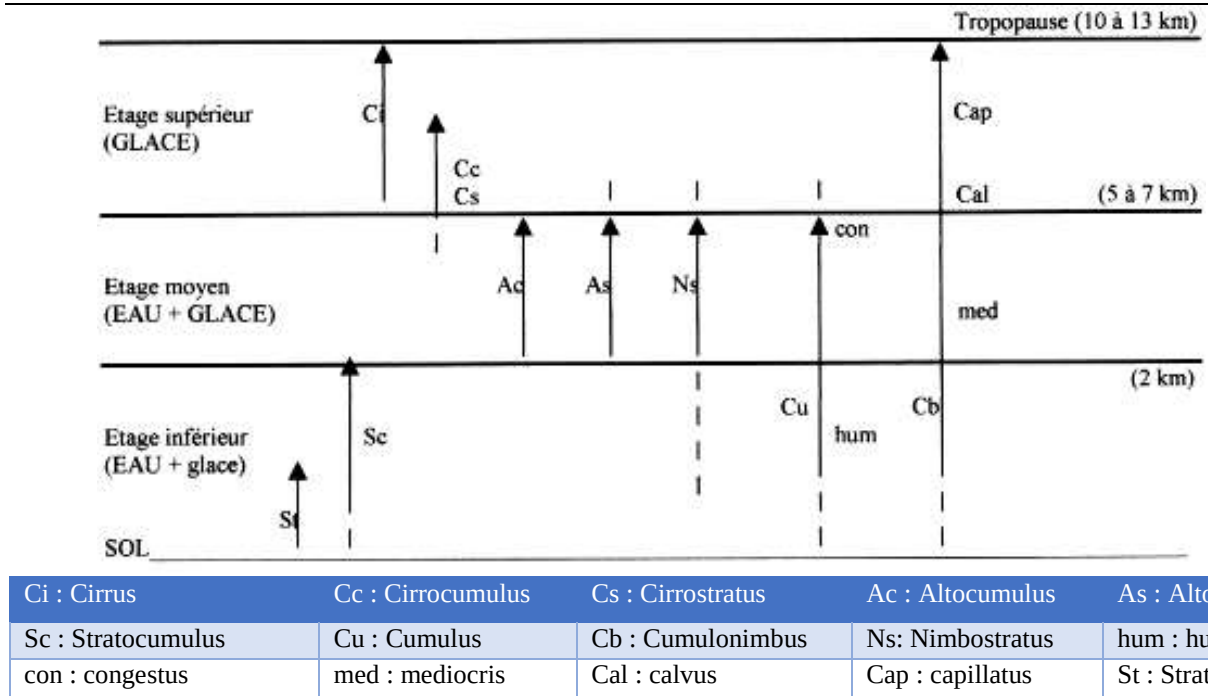


Figure 23 : Situation des nuages et types de nuages

La concentration en gouttes d'eau d'un nuage est le nombre de gouttes d'eau par volume, généralement exprimé en centimètre cube (Wallace, 2006) :

où N est le nombre total de gouttes d'eau dans le volume V de nuage. Pour convertir ceci en contenu en eau liquide :

Avec la masse d'eau contenue dans une parcelle d'air.

La quantité d'eau que contient un nuage est très importante (mais variables selon le type de nuage et sa dimension). Les nuages qui ont une très faible densité, comme les **cirrus**, contiennent très peu d'eau liquide puisque ce sont des nuages de glace situés à haute altitude. Contrairement aux **cumulonimbus** qui sont des nuages à contenus en eau liquide très élevés.

On aura, M_c = le contenu en eau liquide, en g/m^3 (Thompson, 2007) :

Le Tableau 2, montre que les cumulonimbus sont des nuages à contenus en eau liquide très élevés.

Tableau 2 : Contenu en eau liquide des nuages

Type de nuage	
cirrus	0,03
brouillard	0,05
stratus	0,25-0,30
cumulus	0,25-0,30
stratocumulus	0,45
cumulonimbus	1,0-3,0

Le nuage ne tombe pas pour deux raisons : le nuage flotte sur des couches d'air plus denses que lui et l'air humide continue de le pousser vers le haut, l'empêchant de tomber.

1.3.2.10 Pression de l'air

Le poids de l'air exerce à la surface de la Terre une force, c'est la pression atmosphérique. Si l'atmosphère était équi-répartie tout autour de la terre, elle exercerait une pression de 1013,25 hPa au niveau de la mer. Cette valeur arrondie à **1015 hPa** est appelée **pression normale**.

D'après l'Organisation de l'Aviation Civile Internationale (OACI), l'**air sec** type est défini sur les bases suivantes :

- l'air est considéré comme un gaz parfait ;
- il est exempt de vapeur d'eau ;
- les constantes physiques sont les suivantes :
 - masse molaire M_a : $28,964\,55 \cdot 10^{-3} \text{ kg.mol}^{-1}$,
 - pression atmosphérique au niveau de la mer : 101 325 Pa,
 - température au niveau de la mer : 15 °C,
 - masse volumique au niveau de la mer : $1,226 \text{ kg.m}^{-3}$,
 - constante universelle des gaz parfaits : $8,314\,3 \text{ J.mol}^{-1}.\text{K}^{-1}$,

Une estimation de la pression atmosphérique (en pascals) en fonction de l'altitude (z) peut être obtenue par la relation :

$$p(z) = 1,197\,45 \cdot 10^{-8} \cdot (288,15 - 0,006\,5 \cdot z)^{5,255\,88}$$

D'après la Figure 24, le poids du cylindre :

$$F = mg = \rho Shg$$

qui exerce sur sa base une pression :

$$P = \frac{F}{S} = \rho hg$$

Soit un cylindre vertical de base S_0 découpé dans l'atmosphère. La pression qui s'applique sur cette base du fait du poids de cette colonne d'air est P_0 .

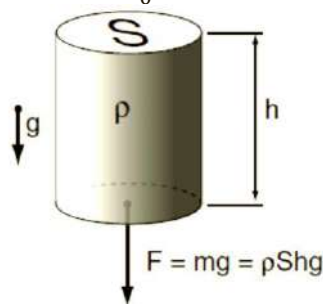


Figure 24 : Poids d'un cylindre

Pour une petite élévation d'altitude dh , cette pression va diminuer de :

$$dP = -\rho \cdot g \cdot dh$$

1.27

Pour calculer cette diminution, il faut faire intervenir l'équation d'état qui relie les trois paramètres permettant de caractériser l'état d'une certaine masse m d'air : sa pression P , sa température (en K) T , son volume V :

$$P.V = n.R.T = \frac{m}{M}R.T \quad 1.28$$

n : nombre de moles

R : constante des gaz parfaits ($R = 8,314 J.K^{-1}.mol^{-1}$)

Métant la masse molaire de l'air atmosphérique (air sec $M_a = 0,029 kg.mol^{-1}$; vapeur d'eau $M_w = 0,018 kg.mol^{-1}$).

L'expression de la masse volumique ρ de l'air :

$$\rho = \frac{m}{V} = \frac{M.P}{R.T} \quad 1.29$$

Pour l'air sec, sous une pression (1013,25 hPa) $\rho = 1,29 kg.m^{-3}$ à $0^\circ C$ (273 K) et $\rho = 1,19 kg.m^{-3}$ à $25^\circ C$ (298 K).

Combinant les expressions 5 et 7, on trouve :

$$dP = -\frac{M.P}{R.T} \cdot g \cdot dh \quad 1.30$$

$$\Rightarrow \frac{dP}{P} = -\frac{M.g}{R.T} \cdot dh \quad 1.31$$

Si, dans un premier temps, on néglige l'influence de la variation de la température avec l'altitude, c'est-à-dire en posant T constant, on peut écrire, en intégrant :

$$\int \frac{dP}{P} = -\frac{M.g}{R.T} \cdot \int dh \quad 1.32$$

Soit :

$$\text{Log} \left(\frac{P}{P_0} \right) = -\frac{M.g.h}{R.T} \quad 1.33$$

Soit :

$$P = -P_0 \cdot e^{\left(\frac{M.g.h}{R.T} \right)} \quad 1.34$$

La pression atmosphérique diminue donc de façon exponentielle avec l'altitude en conséquence de deux phénomènes physiques en opposition :

1. la force gravitationnelle retient les particules gazeuses de l'atmosphère près du sol,
2. les collisions entre les particules d'air favorisent l'expansion générale des gaz (dilatation).

En tenant compte de la variation de la température de l'air en fonction de l'altitude avec un taux de variation constant :

$$\lambda = \frac{dT}{dh} \quad 1.35$$

Si T_0 étant la température à la base de la colonne d'air :

$$\Rightarrow \lambda \cdot \int_0^h dh = \int_{T_0}^T dT \quad 1.36$$

$$\Rightarrow T = T_0 + \lambda \cdot h \quad 1.37$$

Cela permet d'écrire :

$$\frac{dP}{P} = -\frac{M \cdot g}{R \cdot T} \cdot \frac{dT}{\lambda} \quad 1.38$$

$$\Rightarrow \int \frac{dP}{P} = -\frac{M \cdot g}{R \cdot \lambda} \cdot \int \frac{dT}{T} \quad 1.39$$

Soit :

$$\Rightarrow \text{Log} \left(\frac{P}{P_0} \right) = -\frac{M \cdot g}{R \cdot \lambda} \cdot \text{Log} \left(\frac{T}{T_0} \right) \quad 1.40$$

$$\Rightarrow e^{\text{Log} \left(\frac{P}{P_0} \right)} = \left(e^{\text{Log} \left(\frac{T}{T_0} \right)} \right)^{-\frac{M \cdot g}{R \cdot \lambda}} \quad 1.41$$

$$\Rightarrow \frac{P}{P_0} = \left(\frac{T}{T_0} \right)^{-\frac{M \cdot g}{R \cdot \lambda}} \quad 1.42$$

et

$$\Rightarrow \frac{T}{T_0} = 1 + \frac{\lambda \cdot h}{T_0} \quad 1.43$$

donc

$$P = P_0 \cdot \left(1 + \frac{\lambda \cdot h}{T_0} \right)^{-\frac{M \cdot g}{R \cdot \lambda}} \quad 1.44$$

En aéronautique, des atmosphères standards avec des valeurs conventionnelles on été définies. L'atmosphère standard ISA (*International standard atmosphere*) utilise les valeurs suivantes :

- Masse molaire de l'air : $M = 0,0289644 \text{ kg/mol}$
- Accélération de la pesanteur (supposée constante) : $g = 9,80665 \text{ m/s}^2$
- Constante des gaz parfaits : $R = 8,31432 \text{ J/mol.K}$
- et, pour T_0 (température à la base) et λ (gradient de température), les valeurs qui se trouvent dans le tableau ci-dessous pour les différentes couches de l'atmosphère.

Tableau 3 : Atmosphère standard internationale (ISA)

Couche	Niveau	Altitude géopotentielle de la base de la couche (en km)	Altitude géométrique de la base de la couche (en km)	Gradient thermométrique dans la couche (en °C/km)	Température de la base de la couche (en °C)	Pression à la base de la couche (en hPa)
0	Troposphère	0,0	0,0	-6,5	+15,0	1 013,25
1	Tropopause	11,000	11,019	+0,0	-56,5	226,32
2	Stratosphère	20,000	20,063	+1,0	-56,5	54,749
3	Stratosphère	32,000	32,162	+2,8	-44,5	8,6802
4	Stratopause	47,000	47,350	+0,0	-2,5	1,1091

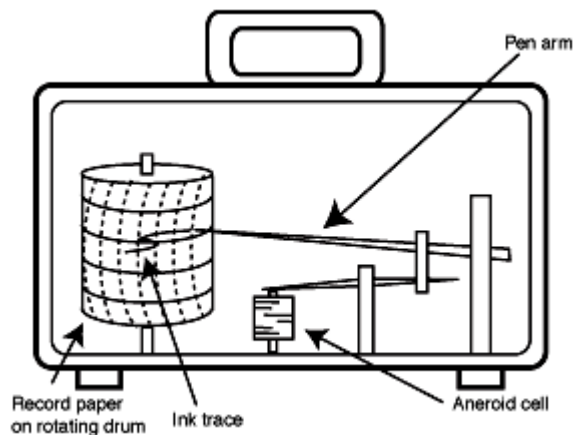


Figure 25 : Barographe de mesure de pression atmosphérique

1.3.2.11 Variation horizontale des pressions à la surface de la terre

1.3.2.11.1 Le champ de pression

Sur un plan horizontal, la pression enregistrée par les baromètres est souvent supérieure ou inférieure à la pression normale. Si on reporte sur une carte les pressions enregistrées dans les stations météorologiques, il devient possible de relier par des lignes continues les lieux qui ont une même pression atmosphérique. A intervalle de 5 hPa et en interpolant on dessine des isolignes appelées **isobares**. On utilise le terme d'aires **anticycloniques** pour définir les régions de **hautes pressions** et d'aires **dépressionnaires** pour les régions de **basses pressions** définies de part et d'autre de l'isobare 1015 hPa (Figure 26).

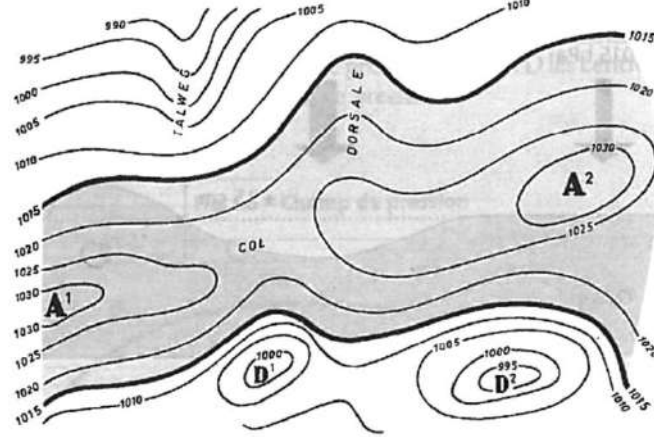


Figure 26 : Un exemple de champ de pression en surface

1.3.2.12 Le vent

Les vents résultent de gradients de pression ou de gradients thermiques dans l'atmosphère. Ces écoulements prennent plusieurs heures à se développer. Au début, l'écoulement suit le gradient de pression maximum, soit du lieu de haute pression vers le lieu de basse pression. Ces deux lieux sont en général suffisamment distancés pour que la force de Coriolis agisse sur les écoulements pour les dévier vers la droite dans l'hémisphère nord et vers la gauche dans l'hémisphère sud. A terme, le vent s'oriente presque parallèlement au gradient de pression (Figure 27).

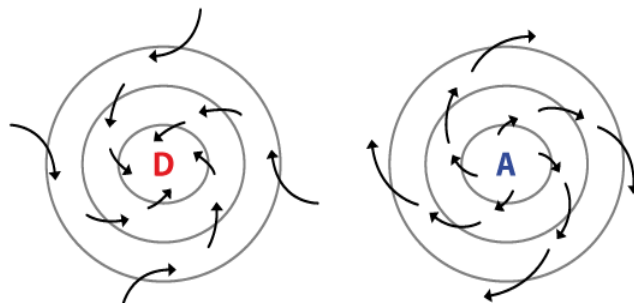


Figure 27 : Effet de Coriolis à l'hémisphère Nord

Les vents qui préoccupent l'hydrologue sont ceux de la couche limite planétaire, qui s'étend au plus sur les 3 premiers kilomètres de la troposphère, là où se trouve la majorité de l'eau atmosphérique. Le vent affecte les précipitations en déplaçant les masses d'air et facilite l'évaporation en renouvelant l'air en contact avec la source de vapeur d'eau.

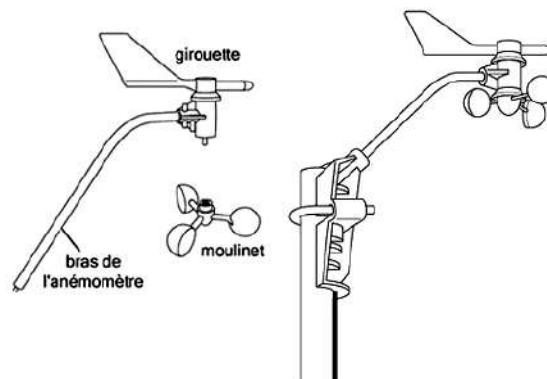


Figure 28 : Mesure de la vitesse et de la direction du vent

Tableau 4 : Echelle de Beaufort de la force du vent

Nombre de Beaufort (degré)	Terme Générique (descriptif)	Vitesse du vent à 10 m de hauteur (en km/h)	Que se passe-t-il ? (A terre et en mer) Critères visuels
0	Calme	Moins de 2	La fumée s'élève verticalement ; la mer est comme un miroir.
1	Très légère brise	2 à 6	Il se forme des rides mais il n'y a pas d'écume ; fumées inclinées.
2	Légère brise	6 à 11	Vaguelettes courtes ; leurs crêtes ne déferlent pas ; les girouettes tournent.
3	Petite brise	12 à 19	Très petites vagues ; écume d'aspect vitreux ; moutons épars ; branches agitées.
4	Jolie brise	20 à 30	Petites vagues devenant plus longues et moutons nombreux ; feuilles soulevées.
5	Bonne brise	31 à 39	Vagues modérées, allongées ; moutons nombreux ; les petits arbres se balancent.
6	Vent frais	40 à 50	Des lames se forment ; crêtes d'écume blanche plus étendues.
7	Grand frais	50 à 61	La mer grossit ; l'écume est soufflée en traînées ; lames déferlantes ; marche difficile vent debout.
8	Coup de vent	62 à 74	Lames de hauteur moyenne ; de leurs crêtes se détachent des tourbillons d'embruns.
9	Fort coup de vent	75 à 87	Grosses lames ; leur crête s'écroule et déferle en rouleaux ; ardoises des toits arrachées.
10	Tempête	88 à 102	Très grosses lames à longues crêtes et panache ; déferlement en rouleaux intense et brutal. Arbres déracinés.
11	Violente tempête	103 à 119	Lames exceptionnellement hautes ; mer recouverte de bancs d'écume blanche ; visibilité réduite.
12	Ouragan	Plus de 120	Air plein d'écume et d'embruns ; mer entièrement blanche ; visibilité très réduite ; toitures emportées.

1.3.2.13 Profil logarithmique de vitesse

L'équation du profil logarithmique vertical de vitesse du vent dans une couche limite turbulente est donné par la relation suivante :

$$v(h) = \frac{v^*}{k} \cdot \ln\left(\frac{h}{z_0}\right) \quad 1.45$$

Cette équation n'est valide que pour ($h \gg z_0$)

z_0 : la longueur de rugosité de la surface

v^* : la vitesse de frottement (indépendante de la hauteur h), est la constante de von Kârmân ($k \approx 0,4$)

Pour des distances à la surface supérieures à quelques dizaines de centimètres la loi logarithmique constitue une bonne approximation des profils réels, à condition toutefois que le gradient thermique vertical soit faible ou nul (problème de stabilité verticale de l'atmosphère discuté plus loin).

Le Tableau 5, donne quelques valeurs du paramètre de rugosité correspondant à différents types de surfaces.

Tableau 5 : Valeur du paramètre de rugosité pour différents types de surfaces naturelles

Type de surface	z_0 (m)
Eau libre	0,002 – 0,006
Sol nu	0,005 – 0,020
Gazon ras (1 cm de haut)	0,001
Gazon dense (10 cm de haut)	0,023
Prairie (0,5 m de haut)	0,05 – 0,07
Blé (1 m de haut)	0,10 – 0,16
Plaine cloisonnée par des haies	0,2 – 1,0

1.3.2.14 Profil de vitesse en puissance

Pour simplifier la résolution mathématique de l'équation logarithmique de la vitesse, on recourt souvent à une simple fonction de puissance au lieu du profil logarithmique :

$$\frac{v(h_2)}{v(h_1)} = \left(\frac{h_2}{h_1}\right)^n \quad 1.46$$

Cette loi empirique très simple est souvent utilisée par les météorologistes pour représenter le profil de vitesse dans les basses couches de l'atmosphère à partir d'une mesure de vitesse de vent à un niveau de référence h_1 (généralement égal à 10 m). L'exposant n varie en fonction de la rugosité de la surface de 0,1 pour une surface d'eau très lisse à 0,40 au centre d'une zone urbaine. Il dépend également de la stabilité de l'atmosphère et tend vers 1 en atmosphère très stable.

1.3.2.15 Transport par les vents et les courants

Les nuages formés par évaporation peuvent être transportés par les vents et les courants. Ces mouvements d'air sont générés par le gradient de pression qui existe entre les centres de hautes et basses pressions. L'existence de ces centres est directement reliée au gradient de température entre des endroits exposés différemment au soleil.

1.3.2.16 Classifications empiriques et classifications génétiques

1.3.2.16.1 Classifications empiriques

De nombreuses classifications empiriques ont été proposées dont nous n'examinerons, celle de Martonne et celle de Köppen.

1.3.2.16.2 Classification des climats de Martonne

La classification d'Emmanuel de Martonne est fondée sur un indice d'aridité qu'il a défini en 1926. Cet indice se calcule par la formule :

Indice mensuel

$$I = \frac{P}{T + 10}$$

1.47

Indice annuel

$$I = 12 \cdot \frac{P}{T + 10}$$

1.48

où P est le total annuel des précipitations en mm (mensuelles si I mensuel) et T la température moyenne annuelle en °C (ou mensuelle). Élaboré principalement pour qualifier les zones arides, il n'est pas utilisable dans les régions froides : en effet, il n'est pas défini pour $T = -10$ °C et il est négatif pour $T < -10$ °C.

Tableau 6 : Caractérisation du climat

Valeur de I		Type de climat	Type de végétation potentielle
0	5	Hyper aride	Désert absolu
5	10	Aride	Désert
10	20	Semi-aride	Steppe
20	30	Semi-humide	Prairie naturelle, forêt
30	40	Humide	Forêt
40	55	Humide	Forêt

1.1.2.1 Le quotient pluviothermique indice d'Emberger

Emberger a proposé l'indice suivant pour les climats de la région méditerranéenne :

Indice annuel

$$Q = \frac{P}{\frac{(M+m)}{2} (M - m)} \cdot 1000$$

1.49

P : pluviosité annuelle [mm]

M = moyenne des températures maxima du mois le plus chaud ;

m = moyenne des températures minima du mois de plus froid.

(Les températures sont utilisées à partir du 0 absolu.)

Cette formule combine trois facteurs climatiques primordiaux (moyenne des températures extrêmes, précipitation et valeur de l'évaporation grâce à l'amplitude extrême $M - m$) est précieuse pour comprendre les variations floristiques et phytosociologiques de la région étudiée.

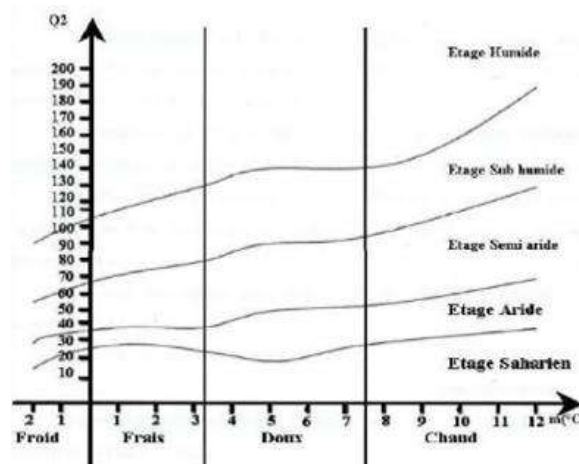


Figure 29 : Climagramme d'EMBERGER

Chapitre 2: Notions d'hydrologie

2.1 La vapeur d'eau dans l'air (Diagramme de phases de l'eau)

Comme tous les corps simples, l'eau peut se présenter sous différents états (ou phases) dont les propriétés physiques varient de façon continue. Ce sont principalement l'Etat solide (neige ou glace), l'état liquide (pluie), l'état gazeux (vapeur d'eau). Ces états ne dépendent que de la pression et de la température (Figure 30).

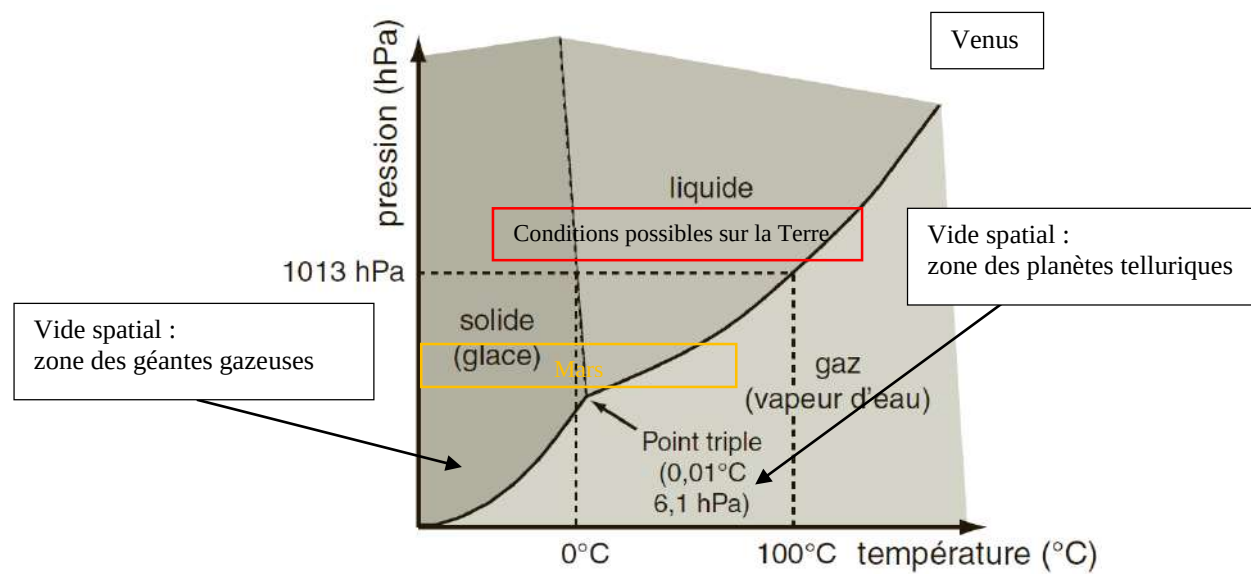
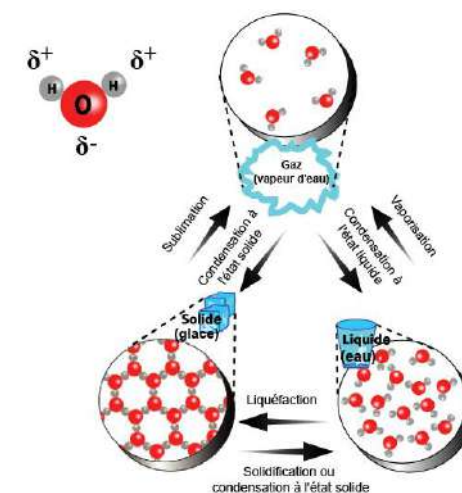


Figure 30 : Diagramme de phases de l'eau seule (système à un corps)



2.2 Cycle de l'eau et ses composantes

Les planétoïdes, comètes et astéroïdes qui ont formé la planète Terre par leur accréation contenaient toute l'eau de notre planète. Après cette accréation, qui s'est terminée il y a 4,55 milliards d'années, la Terre a connu une période intense de dégazage qui a libéré l'eau sous forme de vapeur par l'intermédiaire des volcans. Aussi longtemps que la température terrestre s'est maintenue au-dessus de 100°C, cette vapeur fut gardée dans l'atmosphère, créant un effet de serre important. Quand la température est descendue sous les 100 °C, la vapeur atmosphérique a condensé pour former les océans présents il y a quelques 3,8 Ga comme en témoignent les premières roches sédimentaires, des roches qui nécessitent la présence d'eau pour se former (altération de massifs rocheux, érosion, transport et dépôt des particules). Une faible quantité de vapeur d'eau est demeurée dans l'atmosphère, suffisamment pour maintenir un certain niveau d'effet de serre (avec le CO₂ venant aussi des volcans) sans lequel notre planète serait une boule de glace. Cela explique aussi que la lithosphère et l'asthénosphère contiennent un immense volume d'eau.

La circulation annuelle de l'eau constitue le plus grand déplacement d'une substance chimique à la surface de la Planète. Par les processus de l'évaporation-précipitation et la circulation océanique, l'eau transfère, des tropiques aux pôles, une grande partie de l'énergie calorifique reçue par la Terre et constitue ainsi le régulateur des températures du globe. La quantité d'eau disponible annuellement est le facteur déterminant de la croissance des plantes terrestres. Le ruissellement des eaux continentales transfère les produits de l'altération physique et chimique vers les océans.

Le cycle complet (externe et interne) de l'eau à l'échelle du globe terrestre est représenté sur la Figure 31. Selon les conditions de température et de pression, l'eau se retrouve sous trois états : solide, liquide et vapeur (Figure 30).

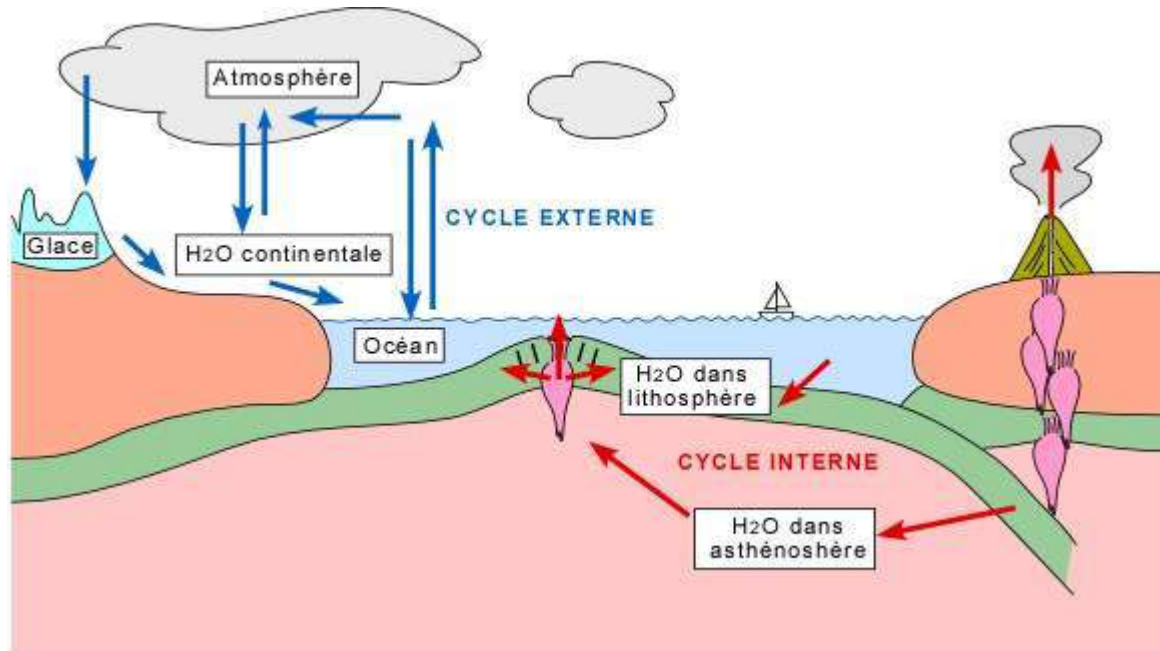


Figure 31 : Cycle complet de l'eau

Les flèches bleues les flux du cycle externe, et les flèches rouges les flux du cycle interne

2.2.1 Cycle global de l'eau à la surface de la Terre (cycle externe)

Le cycle externe est celui qui est observable directement. L'énergie solaire transforme l'eau liquide en vapeur. L'évaporation se fait principalement au-dessus des océans (84%). Les vents et autres

mouvements de l'atmosphère redistribuent la vapeur d'eau ; celle-ci retombe sous forme de pluie qui, au niveau des continents, ruisselle et retourne à l'océan. Une certaine quantité d'eau est stockée sous forme de glace. L'eau (liquide et solide) constitue l'agent essentiel de l'altération et la désagrégation des roches de la croûte terrestre et contribue ainsi au recyclage de plusieurs éléments.

La circulation de l'eau à la surface de la Terre ou cycle global de l'eau, assure les échanges entre les quantités d'eau stockées sous trois états :

- solide(glaciers...),
- liquide(lacs, rivières, océans...),
- gazeux (vapeur d'eau).

Les températures et la pression atmosphérique permettent ce changement d'un état à l'autre (Figure 30). Ces changements d'état se font entre des territoires emboîtés, de tailles décroissantes globe terrestre, continents ou océans et systèmes hydrologique (Figure 32).

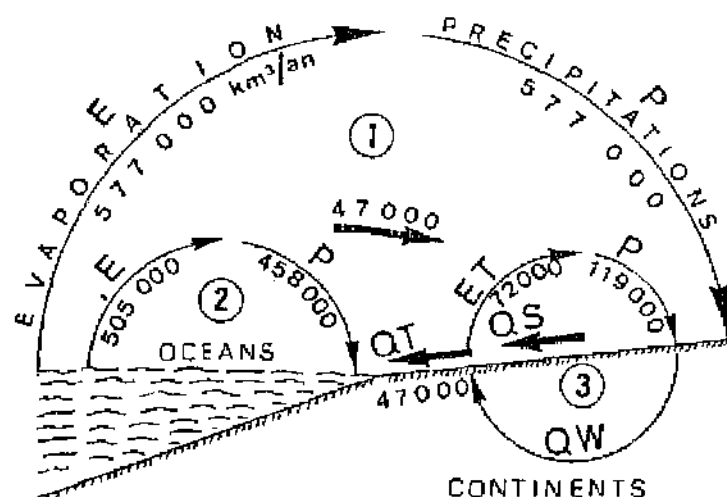
Le stock d'eau de l'hydrosphère est inégalement réparti entre 5 grands réservoirs (Tableau 7) :

- 1) océans ($1370\,000\,000\text{ km}^3$),
- 2) glaces,
- 3) eaux souterraines,
- 4) eaux de surface des continents,
- 5) eau de l'atmosphère.

Ces grands réservoirs, par leur quantité d'eau, jouent quatre rôles régulateurs physique (thermique en particulier), hydrodynamique, chimique et biologique. Le rôle principal revient au réservoir océan : circulation de l'eau, homogénéisation de la température du globe et puissance de l'évaporation, moteur du cycle de l'eau.

Les mouvements de l'eau sont causés par :

- énergie solaire : évaporation, transport atmosphérique par les vents, courants marins produits par différence de densité (température et salinité),
- gravité (retour de l'eau continentale au milieu océanique, courants de densité) et attraction universelle (marées),
- gradient géothermique terrestre: remontée des eaux profondes par thermo-siphon,
- frottement des vents sur la surface de l'eau (courants marins de surface),
- interférence de la déviation de Coriolis produite par la rotation de la Terre.



BILAN GLOBAL: $P = E$

Figure 32 : Cycle de l'eau et quantités d'eau en mouvement en km³/an. Le cycle global (1) se subdivise en cycles de deuxième ordre, océanique (2) et continental (3). Des échanges de 47 000 km³/an équilibrent le bilan de ces deux cycles secondaires

Tableau 7 : Capacités des réservoirs d'eau à la surface de la Terre

Grands réservoirs	Volumes d'eau stockés			
	Totaux		Eau douce	
	km³	%	km³	%
OCEANS	1340000000	96,4		
GLACES Calottes glaciaires, glaciers et neiges éternelles	24000000	1,72	24000000	60
EAUX SOUTERRAINES				
Aquifères :				
tranche 0-200 m	10000000			
tranche 0-2000 m	24000000	1,72	16000000	40
tranche 0-5000 m	60000000			
Humidité du sol	16500	0,001	16500	0,04
EAUX DE SURFACE DES CONTINENTS				
Lacs, grands réservoirs	176400	0,013	90000	0,22
Lits des cours d'eau	2120	0,00015	2120	0,005
ATMOSPHERE	13000	0,001	13000	0,03
EAU BIOLOGIQUE	1120	0,0001	1120	0,003
GLOBE Hydrosphère	1390000000		40000000*	

* soit 2,9 pour cent de l'eau du globe.

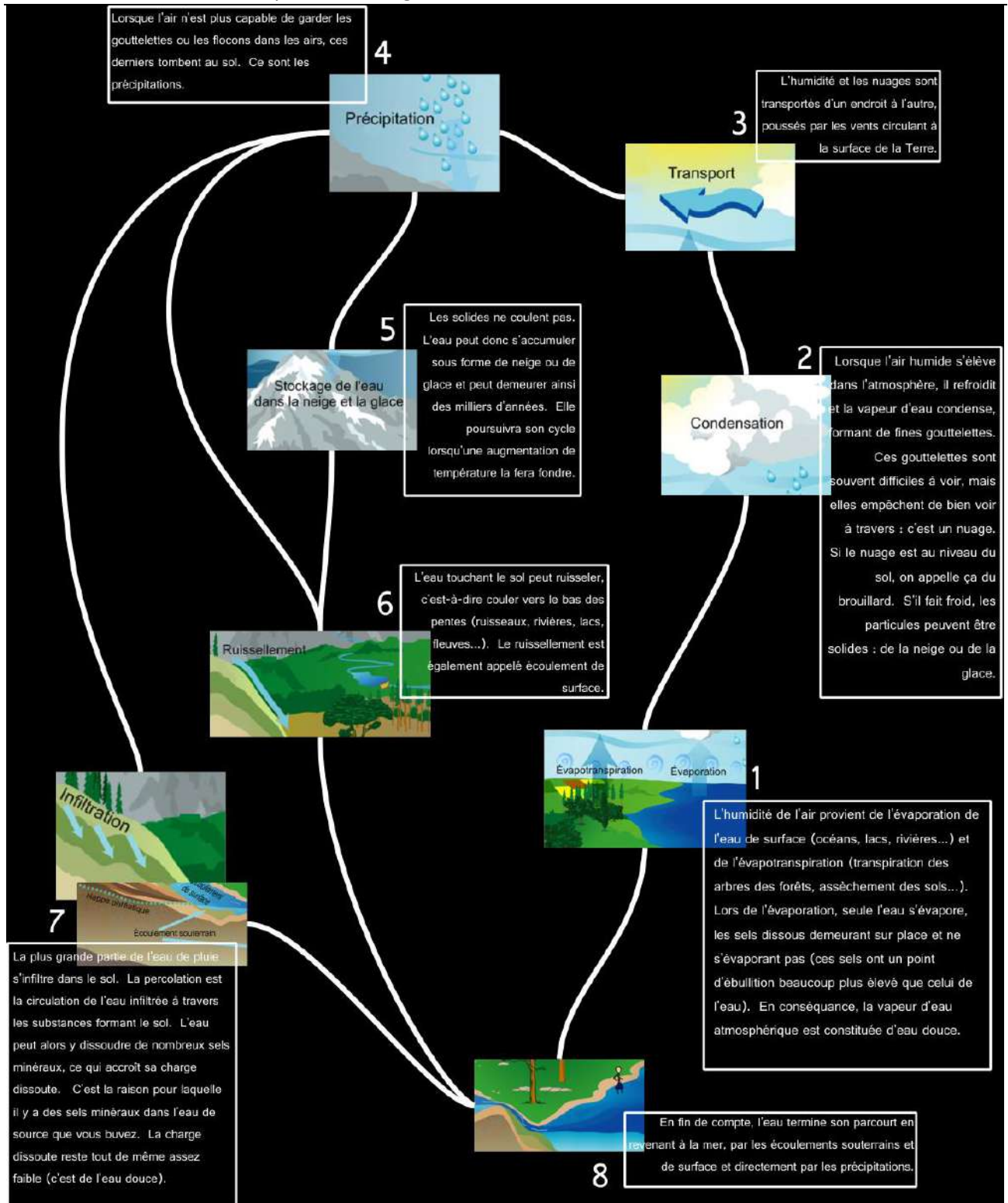


Figure 33 : Etapes du cycle de l'eau

2.2.2 Cycle de l'eau interne

Le cycle interne est celui qui concerne la circulation de l'eau entre l'océan, la lithosphère et l'asthénosphère. Un important volume d'eau s'infiltre dans les pores et les fractures de la couverture sédimentaire sur la lithosphère ; on évalue à 330.10^6 km^3 ce réservoir. Un autre volume important d'eau s'infiltre dans les fractures de la lithosphère. On n'a qu'à penser à ce système de pompage que constituent les sources hydrothermales au niveau des dorsales médio-océaniques. Cette eau est un

agent fort efficace de l'altération chimique des basaltes océaniques, modifiant les propriétés physico-chimiques et la composition de la croûte océanique et contribuant à la composition chimique de l'eau de mer. La subduction de la lithosphère dans l'asthénosphère introduit aussi de l'eau dans cette dernière. Les minéraux du manteau même contiennent une énorme quantité d'eau. Ensemble, lithosphère et asthénosphère contiennent un volume d'eau évalué à 400.10^6 km^3 .

On se rend donc compte à quel point l'eau paraît être une denrée rare sur terre en analysant les 3 sphères de la Figure 34. En effet, le diamètre de la GRANDE SPHERE est de 1 385 km et son volume est de $1\,391\,000\,000 \text{ km}^3$. Cette grande sphère contient l'ensemble des océans, mers, lacs, fleuves, rivières, calottes polaires, glaciers, ainsi que l'eau dans l'atmosphère. Sur la SPHERE DE TAILLE MOYENNE, il s'agit de l'eau douce qui représente une très faible part du total : environ 35 millions de km^3 . Enfin, LE PETIT POINT BLEU fait moins de 60 km de diamètre. Il contient toute l'eau douce disponible pour la vie terrestre. C'est dans cette minuscule réserve que 7 milliards d'hommes puisent pour boire, irriguer leurs cultures, abreuver leurs animaux d'élevage, faire tourner leurs usines, alimenter leurs centrales électriques, etc.

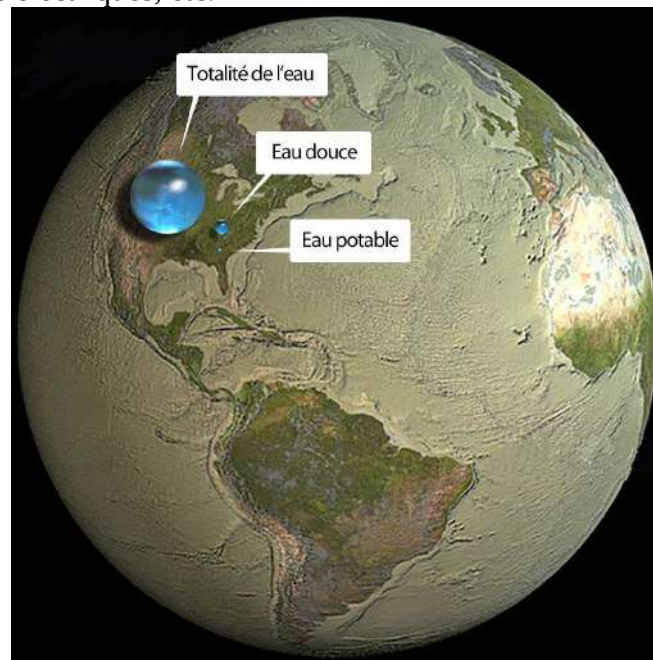


Figure 34 : Représentativité de l'eau douce en boule bleue minime par rapport à la surface de la Terre

2.2.3 Les composantes du cycle de l'eau

Les éléments qui composent le cycle de l'eau sont respectivement : les précipitations, l'évaporation, l'évapotranspiration, l'interception, le ruissellement ou écoulement de surface, l'infiltration et la percolation.

2.2.3.1 Les précipitations

Les précipitations : eaux météoriques qui tombent sur la surface de la terre, sous forme liquide (bruine, pluie, averse) et / ou solide (neige, grésil, grêle) ainsi que les précipitations déposées ou occultes (rosée, gelée blanche, givre,...).

2.2.3.2 L'évaporation et évapotranspiration

L'évaporation : passage de la phase liquide à la phase vapeur, il s'agit de l'évaporation physique.

L'évapotranspiration : englobe les processus d'évaporation et de transpiration de la végétation.

2.2.3.3 L'interception

L'interception : processus selon lequel la pluie (ou dans certains cas la neige) est retenue par la végétation, et repart par évaporation directe, sans entrer dans le cycle d'eau du bassin versant.

2.2.3.4 Le stockage dans les dépressions

Le stockage dans les dépressions : processus au cours duquel l'eau est retenue dans les creux et les dépressions du sol pendant une averse.

2.2.3.5 Le ruissellement

Le ruissellement ou écoulement de surface : mouvement de l'eau sur ou dans les premiers horizons du sol (écoulement de subsurface), consécutif à une précipitation.

2.2.3.6 L'infiltration et la percolation

L'infiltration : mouvement de l'eau pénétrant dans les couches superficielles du sol.

La percolation : mouvement profond de l'eau dans les sols faisant suite à l'infiltration.

2.3 Bassin versant

Le bassin versant est l'unité géographique qui peut être considéré comme un " système " est une surface élémentaire hydrologiquement close, c'est-à-dire qu'aucun écoulement n'y pénètre de l'extérieur et que tous les excédents de précipitations s'évaporent ou s'écoulent par une seule section à l'exutoire.

Le bassin versant en une section droite d'un cours d'eau défini comme la totalité de la surface topographique drainée par ce cours d'eau et ses affluents à l'amont de cette section. Il est entièrement caractérisé par son exutoire, à partir duquel nous pouvons tracer le point de départ et d'arrivée de la ligne de partage des eaux qui le délimite.

Généralement, la ligne de partage des eaux correspond à la ligne de crête. On parle alors de *bassin versant topographique* (Figure 35).

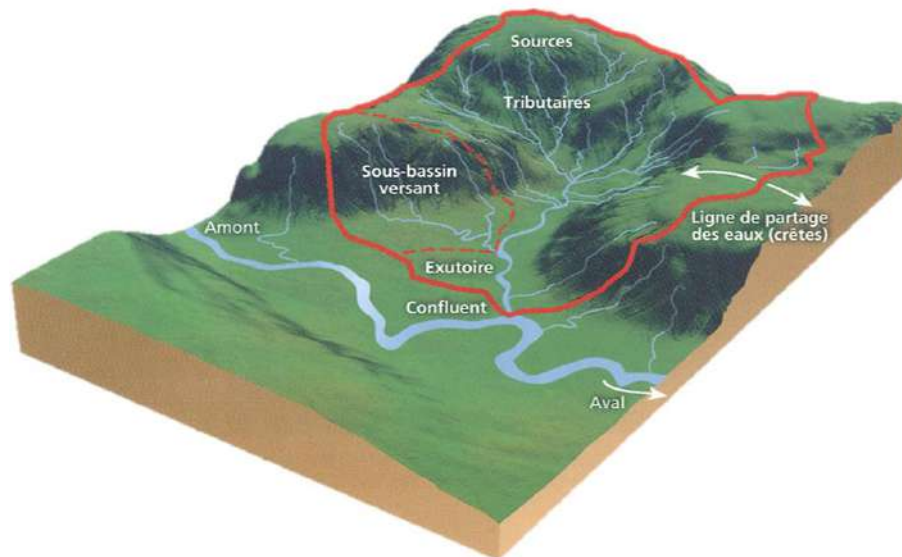


Figure 35 : Bassin versant topographique

2.3.1 Les caractéristiques géométriques

2.3.1.1 La surface

Le bassin versant étant l'aire de réception des précipitations et d'alimentation des cours d'eau, les débits vont être en partie reliés à sa surface.

La surface du bassin versant peut-être mesurée par superposition d'une grille dessinée sur papier transparent, par l'utilisation d'un planimètre ou, mieux, par des techniques de digitalisation.

2.3.1.2 La forme

La forme d'un bassin versant influence l'allure de l'hydrogramme à l'exutoire du bassin versant. Par exemple, une forme allongée favorise, pour une même pluie, les faibles débits de pointe de crue, ceci en raison des temps d'acheminement de l'eau à l'exutoire plus importants. Ce phénomène est lié à la notion de *temps de concentration*.

En revanche, les bassins en forme d'éventail (bv_1), présentant un temps de concentration plus court (t_{c1}), auront les plus forts débits de pointe, comme le montre la figure suivante :

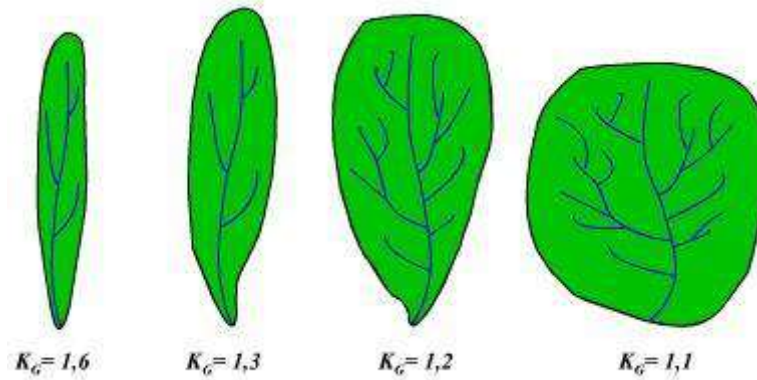


Figure 36 : Influence de la forme du bassin versant sur l'hydrogramme de crue

Il existe différents indices morphologiques permettant de caractériser le milieu, mais aussi de comparer les bassins versants entre eux. Citons à titre d'exemple l'*indice de compacité de Gravelius* (1914) K_G , défini comme le rapport du périmètre du bassin au périmètre du cercle ayant la même surface :

$$K_G = \frac{P}{2 \cdot \sqrt{\pi \cdot A}} \approx 0,28 \cdot \frac{P}{\sqrt{A}} \quad (2.2)$$

Avec :

K_G est l'indice de compacité de Gravelius,

A : surface du bassin versant [km^2],

P : périmètre du bassin [km].

Cet indice se détermine à partir d'une carte topographique en mesurant le périmètre du bassin versant et sa surface. Il est proche de 1 pour un bassin versant de forme quasiment circulaire et supérieur à 1 lorsque le bassin est de forme allongée, tel qu'illustré par la Figure 36.

2.3.1.3 Le relief

L'influence du relief sur l'écoulement se conçoit aisément, car de nombreux paramètres hydrométéorologiques varient avec l'altitude (précipitations, températures, etc.) et la morphologie du bassin. En outre, la pente influe sur la vitesse d'écoulement. Le relief se détermine lui aussi au moyen d'indices ou de caractéristiques suivants :

2.3.1.3.1 La courbe hypsométrique

La courbe hypsométrique fournit une vue synthétique de la pente du bassin, donc du relief. Les différentiels de hauteur réfèrent à la répartition de l'altitude dans le bassin versant. Cette distribution décrit le pourcentage de l'aire totale du bassin au-dessus ou au-dessous d'une hauteur donnée. Les différentiels de hauteur sont indicateurs de la rapidité avec laquelle le bassin versant draine les précipitations, particulièrement en ce qui a trait aux écoulements de surface. Plus le différentiel est élevé entre les hauteurs maximale et minimale, plus le drainage du bassin est susceptible d'être rapide. On peut tirer plusieurs paramètres d'une courbe hypsométrique, notamment les altitudes moyenne et médiane, ainsi que la pente moyenne. L'altitude moyenne (h_{moy}) est décrite comme suit :

$$h_{\text{moy}} = \frac{1}{A_{\text{tot}}} \sum_{i=1}^{n-1} A_i \left(\frac{h_i + h_{i+1}}{2} \right)$$

où A_{tot} est l'aire totale du bassin versant, A_i est l'aire entre les deux hauteurs h_i et h_{i+1} , et ce, pour une discrétisation comprenant n hauteurs (h_1 et h_n sont respectivement les hauteurs minimale et maximale). Toute l'information nécessaire à l'application de l'équation 3.1 peut être déduite d'une courbe hypsométrique. L'*altitude médiane* (h_{med}) correspond à 50 % de l'aire du bassin versant. À défaut de sources d'information plus fiables, les caractéristiques de hauteur peuvent offrir des indications quant à la végétation et au type de sol. Par exemple, la végétation est moins dense en altitude, mais les précipitations sont plus importantes qu'au niveau de la mer à cause de l'effet orographique des montagnes.

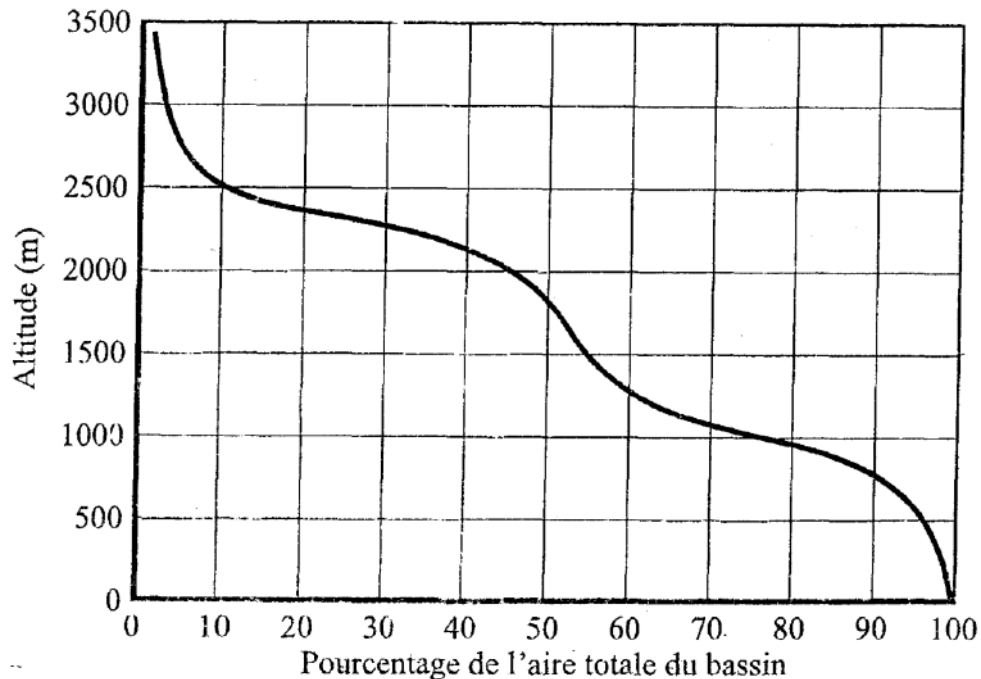


Figure 37 : Courbe hypsométrique d'un bassin versant

La *pente moyenne du bassin* (s_{moy}) est alors établie comme suit :

$$s_{moy} = \frac{2(h_{moy} - h_{min})}{L}$$

où L est la longueur du cours d'eau principal et h_{min} est la hauteur minimale du bassin versant. La pente moyenne corrobore l'information donnée par la courbe hypsométrique en tenant compte de la compacité du bassin exprimée ici par la longueur du cours d'eau principal. Plus la pente est élevée, plus le drainage du bassin est susceptible d'être rapide.

2.3.1.4 Le réseau hydrographique

Le réseau hydrographique se définit comme l'ensemble des cours d'eau naturels ou artificiels, permanents ou temporaires, qui participent à l'écoulement. Le réseau hydrographique est sans doute une des caractéristiques les plus importantes du bassin. Le réseau hydrographique peut prendre une multitude de formes. La différenciation du réseau hydrographique d'un bassin est due à quatre facteurs principaux.

- **La géologie** : par sa plus ou moins grande sensibilité à l'érosion, la nature du substratum influence la forme du réseau hydrographique. Le réseau de drainage n'est habituellement pas le même dans une région où prédominent les roches sédimentaires, par comparaison à des roches ignées (i.e. des "roches de feu" dénommées ainsi car ces roches proviennent du refroidissement du magma). La structure de la roche, sa forme, les failles, les plissements, forcent le courant à changer de direction.
- **Le climat** : le réseau hydrographique est dense dans les régions montagneuses très humides et tend à disparaître dans les régions désertiques.
- **La pente du terrain**, détermine si les cours d'eau sont en phase érosive ou sédimentaire. Dans les zones plus élevées, les cours d'eau participent souvent à l'érosion de la roche sur laquelle ils s'écoulent. Au contraire, en plaine, les cours d'eau s'écoulent sur un lit où la sédimentation prédomine.
- **La présence humaine** : le drainage des terres agricoles, la construction de barrages, l'endiguement, la protection des berges et la correction des cours d'eau modifient continuellement le tracé originel du réseau hydrographique.

2.4 Bilan hydrologique

L'estimation des quantités d'eau passant par chacune des étapes du cycle hydrologique peut donc se faire à l'aide d'une équation de bilan appelée bilan hydrologique qui représente le bilan des quantités d'eau entrant et sortant d'un système défini dans l'espace (entité naturelle en générale) et dans le temps, à savoir l'année hydrologique (période d'une année très souvent différente de l'année civile).

L'**équation du bilan hydrique** se fonde sur l'équation de continuité et peut s'exprimer comme suit, pour une période et un espace donné :

$$P + S = R + E + (S \pm \Delta S)$$

Avec :

P : précipitations (liquide et solide) [mm] ou [m³] ;

S : ressources disponibles à la fin de la période précédente (eaux souterraines, humidité du sol, neige, glace) [mm] ;

R : ruissellement de surface et écoulements souterrains [mm] ;

E : évaporation (y compris évapotranspiration) ;

$S \pm \Delta S$: ressources accumulées à la fin de la période étudiée [mm].

Sous sa forme la plus générale et pour une période déterminée (mois, année), ce bilan peut s'écrire encore sous la forme simplifiée suivante :

$$E = I - O \pm \Delta S$$

E : évaporation [mm] ou [m³/s],
 I : flux d'eau entrant [mm] ou [m³/s],
 O : flux d'eau sortant [mm] ou [m³/s],
 ΔS : variation de stockage [mm] ou [m³/s].

Si l'on considère que la variation de stock est nulle d'une année à une autre, la différence entre les débits entrants (les précipitations) et sortants correspond au déficit d'écoulement. Ce déficit d'écoulement représente essentiellement les pertes dues à l'évaporation.

Il peut être estimé à l'aide de mesures (pluies et débits) ou de méthodes de calcul (formules de Turc et Coutagne).

Chapitre 3 Notions d'hydrogéologie

Hydrogéologie est la science des eaux souterraine, comprise dans les sciences de la Terre : connaissance des conditions géologiques et hydrologiques et des lois physiques qui régissent l'origine, la présence, les mouvements et les propriétés des eaux souterraines.

C'est aussi les applications de ces connaissances aux actions humaines sur les eaux souterraines, notamment à leur prospection, à leur captage et à leur protection.

3.1 L'eau souterraine (Figure 38)

L'eau souterraine est toute eau présente dans le sous-sol (à l'exception de *l'eau de constitution*). Elle désigne principalement l'eau présente dans la *zone saturée* du sous-sol, l'eau constituant les *nappes souterraines*, mais n'exclut pas l'eau de la *zone non saturée* (*eau suspendue*). Eau suspendue (ou *eau vadose*) représente toute eau présente, fixée ou en mouvement, dans la *zone non saturée* du sous-sol.

3.1.1 Aquifère et nappe (Figure 38)

3.1.1.1 Aquifère

Un aquifère est un corps qui peut être une couche, ou un massif de roches *perméables* comportant une *zone saturée* -ensemble du milieu solide et de l'eau contenue-, suffisamment conducteur d'eau souterraine pour permettre l'écoulement significatif d'une *nappe souterraine* et le captage de quantités d'eau appréciables. Un *aquifère* peut comporter une *zone non saturée*.

Un *aquifère* est un corps géométriquement défini et non un milieu indéfini. Selon la complexité de sa structure et selon le phénomène hydrodynamique dont on considère qu'il est le siège, un *aquifère* est schématisable par un modèle - ou système- uni-, bi- ou tridimensionnel, homogène ou hétérogène : *aquifère monocouche*, *bicouche*, *tricouche*, *multicouche* ; *aquifère compartimenté* ; *aquifère stratifié*.

3.1.1.2 Nappe d'eau souterraine

Une nappe d'eau souterraine ou *nappe*, ou *nappe souterraine* est l'ensemble des eaux comprises dans la *zone saturée* d'un *aquifère*, dont toutes les parties sont en *liaison hydraulique*.

Une *nappe* peut recevoir différents qualificatifs relatifs à son gisement, à ses conditions hydrodynamiques, ou à des caractéristiques de l'eau : une nappe alluviale, une nappe captive ou libre, une nappe artésienne, une nappe salée, une nappe thermique.

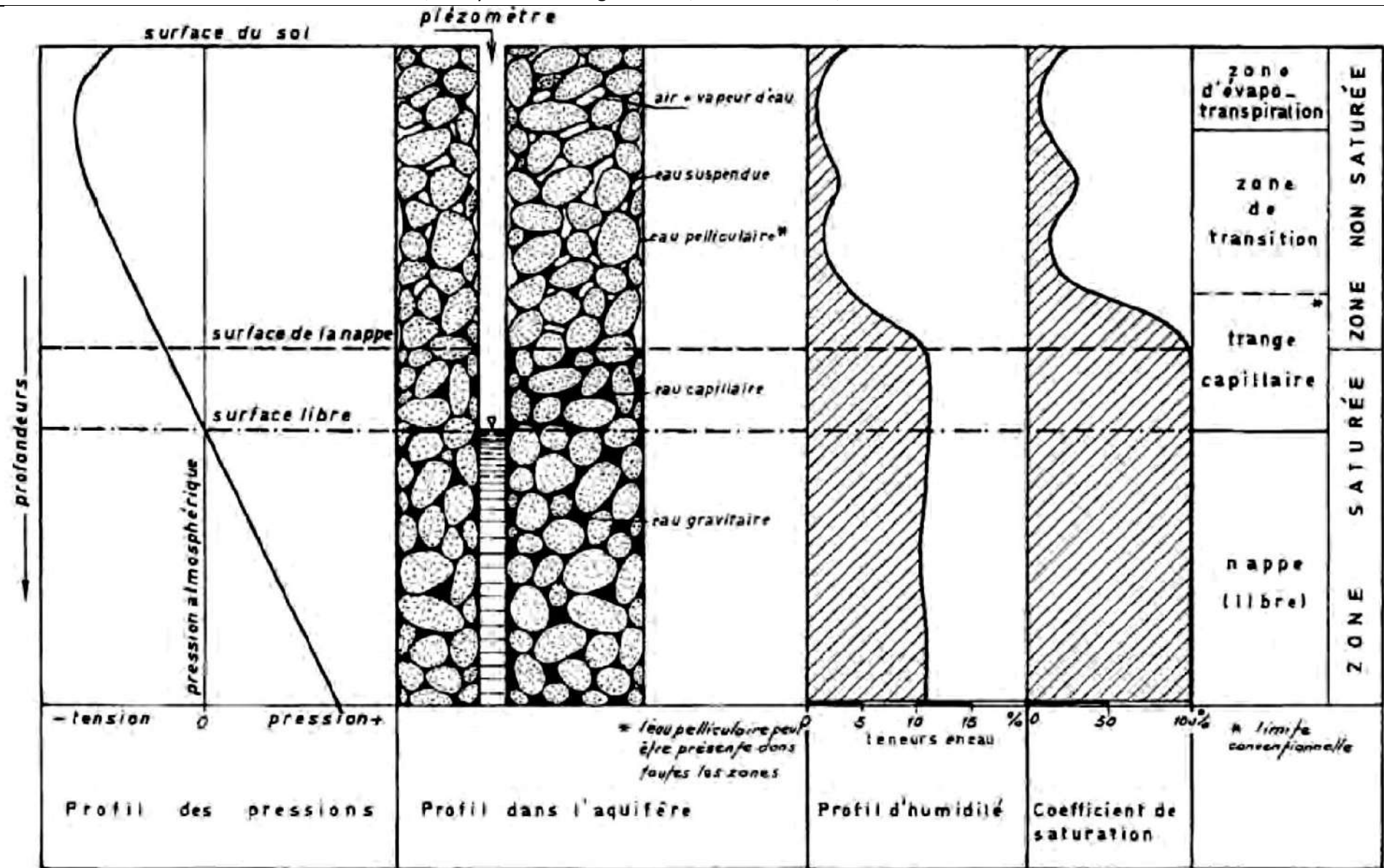


Figure 38 : Zonalité sol/eau souterraine

3.1.1.2.1 Les principales nappes d'eau souterraines (Figure 39)

3.1.1.2.1.1 Nappe libre

Une nappe libre est une nappe à *surface libre*, comprise dans un *aquifère* qui comporte une *zone non saturée* de caractéristiques semblables à celles de la *zone saturée*, et une *zone de fluctuation*.

Une *nappe phréatique* est proprement une nappe atteinte et exploitée par les *puits* ordinaires. En pratique il s'agit d'une *nappe* généralement *libre* à surface peu profonde.

3.1.1.2.1.2 Nappe captive

Nappe captive est une nappe, ou partie d'une nappe, sans *surface libre*, donc soumise en tous points à une pression supérieure à la pression atmosphérique, et dont la *surface piézométrique* est supérieure au toit de *l'aquifère*, à couverture moins perméable, qui la contient.

Une *nappe captive* comprise dans un *aquifère semi-captif* peut être dénommée *nappe semi-captive*.

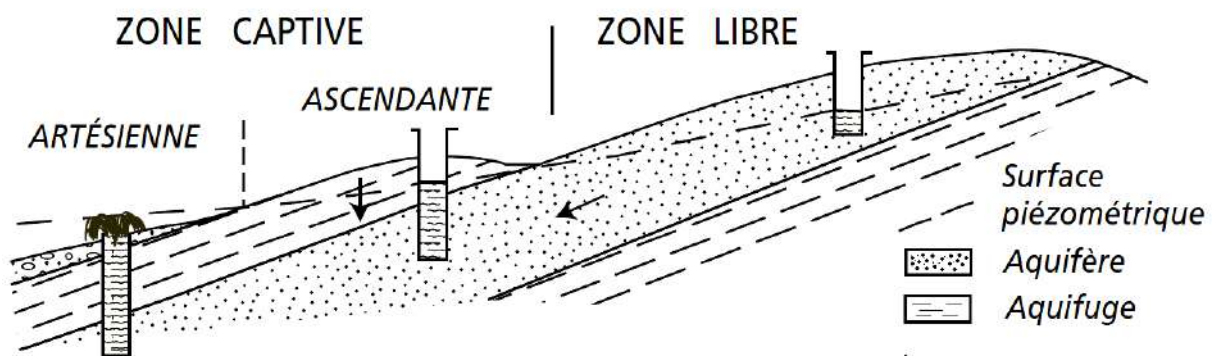


Figure 39 : Nappe libre et nappe captive.

3.1.2 Approvisionnement en eau

L'approvisionnement en eau d'un particulier ou d'une collectivité implique au préalable la découverte d'une ressource en eau de qualité, son captage, son transport, son traitement (même pour les eaux de qualité) et sa distribution collective et individuelle (réseau public, plomberie domestique), avant sa consommation au sens large du terme.

Il y a lieu de remarquer que l'eau, quel que soit son usage, n'est que très partiellement consommée par l'utilisateur. Elle ne fait que transiter pour la plus grande part, en se polluant. L'approvisionnement en eau a ainsi pour conséquence, tout au moins pour les collectivités, la création d'une pollution. Il ne peut donc être dissocié de la collecte et de l'épuration des eaux usées.

3.1.2.1 Le captage

Le captage des eaux superficielles concerne les eaux des oueds, des barrages de dérivation. Les dispositifs de captage peuvent être munis d'appareillages de protection (grilles fixes, grilles mécaniques à décolmatage automatique, massifs de gravier).

Le captage des eaux souterraines concerne les sources, des nappes peu profondes se fait par puits munis ou non de galeries, des nappes profondes (profondeurs supérieures à 50 m) ne peut, pour des raisons économiques, être effectué par des puits de type classique ; il faut faire appel à la technique des forages et introduire dans le sol des conduites (généralement verticales) jusqu'au gîte aquifère.

3.1.2.2 Transport

Dans les cas les plus favorables, et qui deviennent de plus en plus rares, le lieu de captage est très voisin des lieux d'utilisation. De plus en plus souvent, on est obligé d'amener l'eau captée sur de très longues distances : canal amenant l'eau, aqueduc, adduction...

Le transport se fait à surface libre (canaux ou aqueducs à écoulement libre) ou sous pression (conduites en charge) et souvent en ouvrages mixtes : canal (couvert ou non) dans les parties de faibles variations de relief, conduite pour la traversée des vallées, tunnel pour la traversée d'obstacles montagneux. Les adductions de moyenne ou faible importance sont quant à elles généralement réalisées avec des conduites en charge.

3.1.2.3 Traitement des eaux potables

Traiter les eaux, c'est maîtriser les organismes et les substances qui y sont contenus de façon à rendre l'eau propre à l'usage que l'on a l'intention d'en faire. L'eau est destinée à la consommation humaine (eau potable), elle ne doit pas contenir, au robinet du consommateur, un nombre ou une concentration de micro-organismes, de parasites ou toutes autres substances constituant un danger potentiel pour la santé des personnes.

Le traitement de l'eau avant d'être consommée, l'eau doit être rendue potable. Elle subit pour cela plusieurs traitements qui permettent d'éliminer les impuretés qu'elle contient.

Pour diminuer ou supprimer les organismes et substances, il faut les éliminer de l'eau par séparation, les détruire ou encore les modifier. Les méthodes de séparation sont fournies par les techniques courantes du génie chimique : coagulation-floculation, décantation, flottation, filtration sur milieu granulaire ou sur membrane. Les modifications et les destructions sont obtenues par des méthodes d'attaque chimique et biologique. C'est en organisant ces procédés, aussi bien du point de vue technique que du point de vue économique, que seront conçues des lignes de traitements (ou filières de traitement) bien adaptées à chaque cas et optimisées.

3.1.2.4 Qualité de l'eau

Les qualités exigibles d'une eau d'alimentation impliquent la garantie de son innocuité vis-à-vis de l'homme et des animaux qui seront appelés à la consommer. Les exigences des consommateurs, très rigoureuses dans certains pays et plus particulièrement dans certaines contrées ou villes habituées à des eaux de qualité organoleptique excellente, s'atténuent par accoutumance et peuvent s'adapter à des conditions particulières.

Une eau potable doit présenter un certain nombre de caractères physiques, chimiques, biologiques et en outre répondre à des critères organoleptiques essentiels (elle doit être incolore, insipide, inodore, fraîche) appréciés par le consommateur.

Les eaux souterraines sont d'autant plus pures (particulièrement sur le plan bactériologique) qu'elles se trouvent situées à une grande profondeur, surtout lorsqu'elles sont protégées par une couche

imperméable de l'introduction plus ou moins directe des eaux de surface. Ces dernières (cours d'eau, lacs, réservoirs) sont toujours sujettes à des contaminations temporaires ou permanentes. Elles ont l'inconvénient d'avoir une température assez variable, élevée pendant la saison chaude, et ne peuvent être livrées à la consommation sans traitement préalable.

3.1.2.5 Relevage et distribution

Le relevage est obtenu au moyen de pompes entraînées par des moteurs électriques ou Diesel. L'adduction débouche à sa partie aval soit sur un réservoir ou une chaîne de réservoirs tampons, soit directement sur un réseau de distribution qui fragmente et partage le débit sur la grande surface où se trouvent répartis les consommateurs.

Le réseau de distribution est fait de conduites de diamètre moyen en fonte, acier, plastique renforcé de fibres de verre.

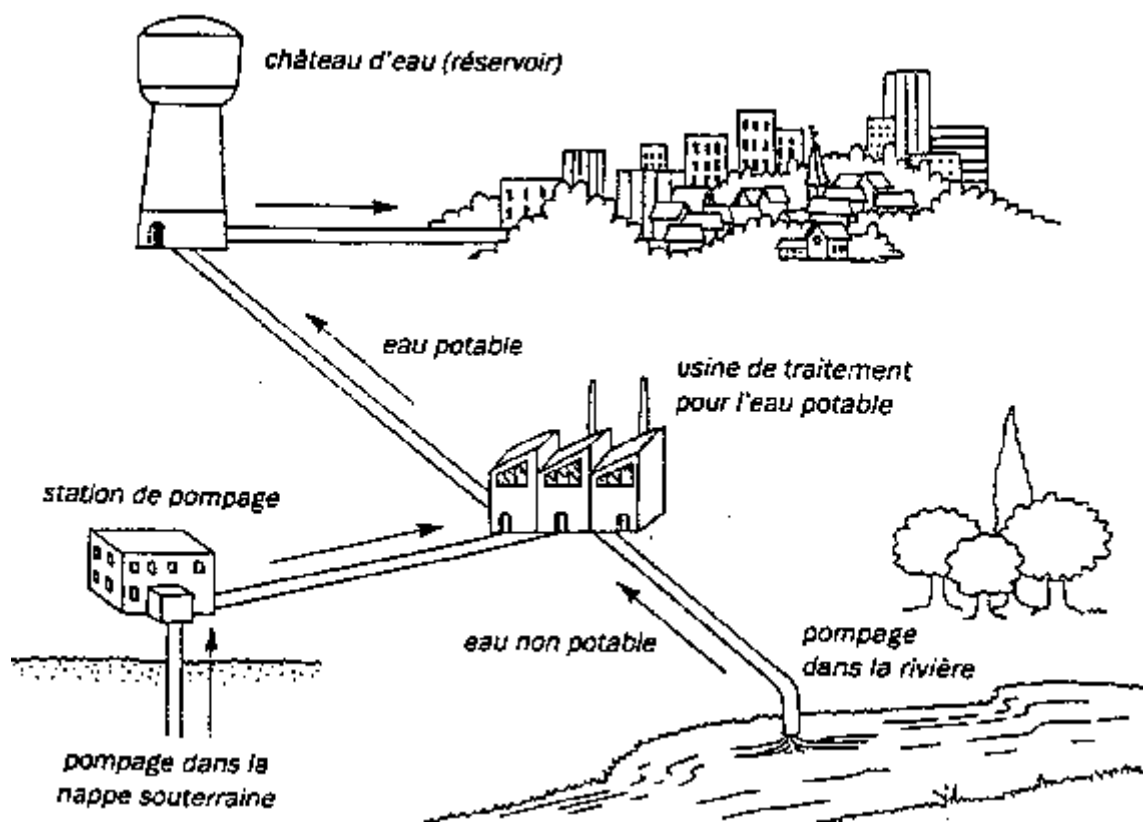


Figure 40 : Approvisionnement en eau potable d'une ville

3.1.3 Types d'eau dans les aquifères

L'eau existe sous forme gazeuse dans l'atmosphère (Chapitre I), sous forme liquide dans les océans, les cours d'eau (Chapitre II) et les aquifères (Chapitre III), sous forme solide dans les neiges, glaciers (Chapitre II), calottes et banquises (Chapitre II), mais elle est aussi présente dans la plupart des roches (Chapitre III) :

- eau de constitution qui entre dans la formule des minéraux ;
- eau adsorbée, fixée électriquement aux surfaces ioniques, et extractible ou non par les racines des plantes ;

- eau de rétention capillaire les plantes peuvent mobiliser cette eau au niveau de leurs racines.
- eau gravitaire qui peut circuler dans les pores et discontinuités ouverts des roches. C'est le domaine de l'hydrogéologie. Elle peut occuper d'importants volumes souterrains et constituer des réserves de plus en plus sollicitées (Figure 41).

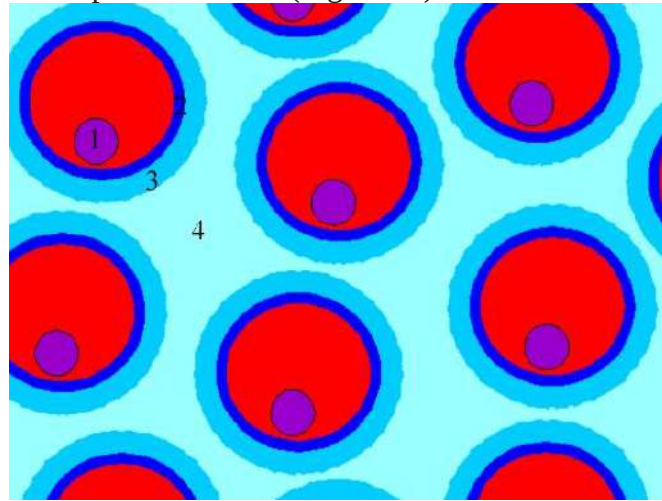


Figure 41 : les types d'eau dans le sol

1) eau de constitution ; 2) eau adsorbée ; 3) eau de rétention capillaire ; 4) eau gravitaire.

3.1.4 Caractéristiques hydrogéologiques du complexe eau/réservoir

Les paramètres de la fonction réservoir de l'aquifère peuvent être mesurés en laboratoire et sur le terrain. En laboratoire, le complexe eau/réservoir ou aquifère, est caractérisé par un paramètre hydrodynamique important, la porosité efficace. Sur le terrain, les pompages d'essai, l'étude des fluctuations de la surface piézométrique, déterminent les paramètres hydrodynamiques de l'emménagement souterrain, dont le principal est le coefficient d'emménagement.

3.1.4.1 Porosité efficace

La porosité efficace, exprimée en pourcentage, est le rapport du volume d'eau gravitaire que le réservoir peut contenir à l'état saturé, puis libérer sous l'effet d'un égouttage complet, à son volume total.

$$\text{Porosité efficace} = \frac{\text{Volume d'eau gravitaire}}{\text{Volume total}}$$

3.1.4.2 Valeurs et facteurs de la porosité efficace

Les valeurs de la porosité efficace sont données dans les tableaux ci-dessous.

Tableau 8 : Quelques caractéristiques de sédiments meubles.

Types de sédiments	d ₁₀ [mm]	Porosité (n) %	Porosité efficace (n _e) %	Coefficient de perméabilité K [m/s]
Gravier moyen	2.5	45	40	3.10 ⁻¹
Sable gros	0.250	38	34	2.10 ⁻³
Sable moyen	0.125	40	30	6.10 ⁻⁴

Sable fin	0.09	40	28	7.10^{-4}
Sable très fin	0.045	40	24	2.10^{-5}
Sable silteux	0.005	32	5	1.10^{-9}
Silt	0.003	36	3	3.10^{-8}
Silt argileux	0.001	38	-	1.10^{-9}
Argile	0.0002	47	-	5.10^{-10}

Tableau 9 : Valeurs de la porosité efficace moyenne pour les principaux réservoirs

Types de réservoirs	Porosité efficace %
Gravier gros	30
Gravier moyen	25
Gravier fin	20
Gravier + sable	15 à 25
Alluvions	8 à 10
Sable gros	20
Sable moyen	15
Sable fin	10
Sable très fin	5
Sable gros + silt	5
Silt	2
Vases	0.1
Calcaire fissuré	2 à 10
Craie	2 à 5
Grès fissuré	2 à 15
Granite fissuré	0.1 à 2
Basalte fissuré	8 à 10
schistes	0.1 à 2

3.1.4.3 Facteurs de la porosité efficace

Il est utile de relier la porosité efficace aux caractéristiques physiques des réservoirs. Celles-ci constituent la trame de la distribution spatiale des données ponctuelles. Les trois facteurs principaux de la porosité efficace sont :

- Les diamètres respectifs des grains,
- L'arrangement des grains,
- La surface spécifique des grains.

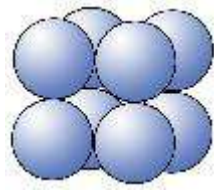
L'examen des tableaux précédents dégage 2 faits :

La porosité efficace, la granulométrie étant uniforme, diminue avec le diamètre des grains ;

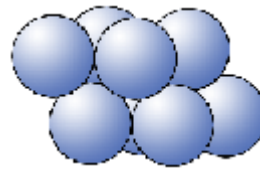
La porosité efficace diminue lorsque la granulométrie est variée. Pour un sédiment mixte, elle est, en générale, plus faible que celle de l'un quelconque des constituants, d'où la prise en compte du diamètre efficace d_{10} .

L'arrangement des grains exprime leur disposition dans l'espace. La porosité est fortement influencée par l'arrangement des grains. Elle décroît de 47.6% pour l'arrangement cubique, le plus lâche, à 25.9%

pour l'arrangement rhomboédrique le plus tassé. Une conséquence est la diminution de la porosité avec la profondeur (Figure 42).



Arrangement cubique



Arrangement rhomboédrique

Figure 42 : La porosité totale, donc la porosité efficace, dépend de l'arrangement des grains. Elle décroît de 47,6 % pour le type cubique, à 25,9 % pour le type rhomboédrique.

Les forces de liaison entre l'eau et le réservoir ont une intensité maximale à la surface des grains. La grandeur de cette surface est donc importante. C'est pourquoi un paramètre a été défini, la surface spécifique des grains. La porosité efficace croît avec la surface spécifique des grains.

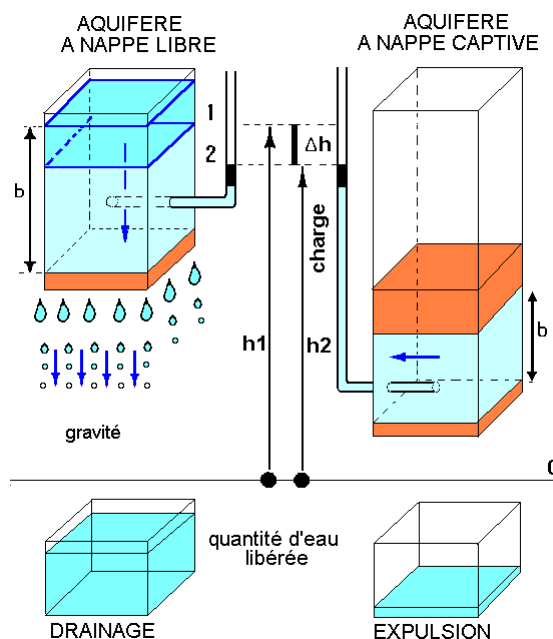
3.1.4.4 Définition des paramètres hydrodynamiques du complexe eau/réservoir

3.1.4.4.1 Emmagasinement souterrain

Des études et expérimentations, sur le terrain, permettent de mesurer, en place et sur un volume important, les paramètres de l'emmagasinement de l'eau dans les réservoirs.

Sous l'effet d'un abaissement unitaire de niveau piézométrique, entraînant une différence de charge, l'eau est libérée du réservoir :

- dans l'aquifère à nappe libre par l'action de la force de gravité
- dans l'aquifère à nappe captive par expulsion de l'eau



Le coefficient d'emmagasinement, noté S (sans dimension), est le rapport du volume d'eau libérée ou emmagasinée par unité de surface de l'aquifère 1m^2 à la variation de charge hydraulique, Δh , correspondante.

Dans l'aquifère à nappe libre, le coefficient d'emmagasinement est égal, en pratique, à la porosité efficace. Par contre dans l'aquifère à nappe captive, il est 100 à 1000 (voir 10000) fois plus petit.

Il varie de 0.2 à 0.01 pour les nappes libres et de 0.001 à 0.0001 pour les nappes captives.

3.1.5 Les eaux dans les roches karstiques

3.1.5.1 Définition du karst

À la fois relief, hydrosystème et ressource en eau, le karst est un milieu particulier, défini comme l'ensemble des formes superficielles et souterraines engendrées par la dissolution *de certaines roches, et notamment les roches carbonatées*, un phénomène appelé karstification.

Le karst est donc présenté comme un modelé typique, défini dans le Kras de Slovénie, dont les conditions de formation comprennent une lithologie soluble et un drainage souterrain. La roche est suffisamment résistante pour permettre la conservation des formes de dissolution.

La conséquence hydrogéologique est l'existence d'un aquifère atypique, très hétérogène et anisotrope à toutes les échelles.

3.1.5.2 Processus de formation et mise en place d'un karst (karstification)

Le karst résulte de la dissolution d'une roche carbonatée par de l'eau. Les minéraux carbonatés et les roches qu'ils constituent sont bien moins solubles que les évaporites. (Tableau 10). La solubilité de la calcite dans l'eau augmente avec la pression partielle du CO_2 (Tableau 10).

Tableau 10 : Solubilité des carbonates dans l'eau pure comparée à celle d'autres sels et solubilité de la calcite dans l'eau associée à une phase gazeuse contenant du CO_2

- calcite CaCO_3 : $K_s = 3,80 \cdot 10^{-9}$	5 mg/l	- $p\text{CO}_2 = 0$	5 mg/l
- aragonite CaCO_3 : $K_s = 6,09 \cdot 10^{-9}$	5,5 mg/l	- $p\text{CO}_2 = 0,03 \cdot 10^{-2}$ (atmosphère)	50 mg/l
- magnésite MgCO_3 : $K_s = 5,75 \cdot 10^{-9}$	5,5 mg/l	- $p\text{CO}_2 = 0,1 \cdot 10^{-2}$ (sol de montagne)	115 mg/l
- dolomite $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$: $K_s = 10^{-17}$	1,5 mg/l	- $p\text{CO}_2 = 1 \cdot 10^{-2}$ (sol, climat tempéré)	215 mg/l
- gypse $(\text{CaSO}_4, 2\text{H}_2\text{O})$: $K_s = 2,5 \cdot 10^{-5}$	1500 mg/l	- $p\text{CO}_2 = 3 \cdot 10^{-2}$ (sol, climat méditerranéen)	315 mg/l
- anhydrite CaSO_4 : $K_s = 2,831 \cdot 10^{-5}$	2200 mg/l	- $p\text{CO}_2 = 10 \cdot 10^{-2}$ (production de CO_2 profond)	650 mg/l
- halite NaCl : $K_s = 10^{-3}$	310 000 mg/l		
Ks : constante de dissociation			

L'eau chargée en acide résultant de la dissolution du dioxyde de carbone (CO_2) produit par la végétation dans les sols va dissoudre les minéraux des roches carbonatées (calcaire et dolomie).

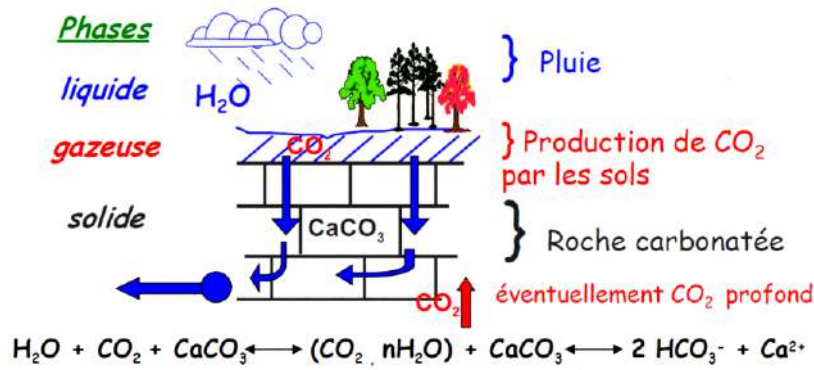


Figure 43 : Création de vides dans la roche (karstification)

3.1.5.3 Morphologie karstique

La morphologie karstique se distingue des autres paysages par :

- Ensemble de formes de surface (**exokarst**) et de formes souterraines (**endokarst**) intégrées les unes aux autres.
- En surface, pas de vallées, sinon démantelées et sèches, mais des **dépressions fermées** plus ou moins profondes et plus ou moins étendues, de 10 m à plusieurs km de diamètre.

Le type de relief affectant les pays calcaires, et principalement dû à la dissolution de leurs roches par les eaux météoriques chargées de gaz carbonique. Dans les reliefs des pays calcaires, on distingue des formes suivantes (Figure 44) :

1. Formes de surface : le lapiaz (ou lapiés, lapiès, lapiez) est une surface creusée de cannelures ou de rigoles, larges de 1 cm à 1 m, séparées par des lames tranchantes. **Le relief ruiniforme** est constitué de blocs bizarrement sculptés par la dissolution, séparés par des couloirs qui forment parfois d'inextricables labyrinthes. **La doline** est une dépression circulaire dont le fond plat est occupé par de la terra rossa, résidu argileux rouge de la dissolution des calcaires. La coalescence de plusieurs dolines donne un **ouvala**. **Le poljé** est une dépression de très grande taille à terra rossa et dont le fond plat est parfois accidenté par des reliefs résiduels ou **hums**. **Les vallées sèches** sont fréquentes et dues à l'enfoncement souterrain d'une grande partie du réseau hydrographique, les rivières aériennes ayant creusé de profonds canyons. **Les avens** sont des gouffres qui s'ouvrent sur les profondeurs. **Les embuts**, ou puits absorbants, sont de petits avens souvent situés dans des dolines et par où l'eau peut s'engouffrer ; on les appelle **ponors** dans les poljés.

2. Formes souterraines : les cavités sont dues principalement au travail des rivières souterraines selon les joints des terrains (stratification ou diaclases). Les eaux peuvent provenir de l'absorption d'une rivière aérienne par une perte, et ressortir sous forme d'une source à fort débit ou **résurgence**. Elles peuvent aussi avoir comme origine unique l'infiltration, et la source correspondante est alors nommée **exurgence**. Ces rivières se raccordent à un cours d'eau aérien constituant, localement, leur niveau de base. Elles tendent ainsi à s'enfoncer avec lui de telle sorte qu'on a souvent un réseau de galeries souterraines étagées, les plus hautes qui sont en principe les plus anciennes, étant, la plupart du temps au moins, vides d'eau. La surface de ces rivières est souvent libre, mais il arrive que l'eau touche le sommet de la galerie : on a alors un **siphon** ou **voûte mouillante**. Les galeries s'élargissent parfois en salles, souvent dues à des éboulements de la voûte. De nombreuses concrétions de calcite (**stalagmites**, **stalactites**, **colonnades**, **draperies**) ornent plafonds et planchers.

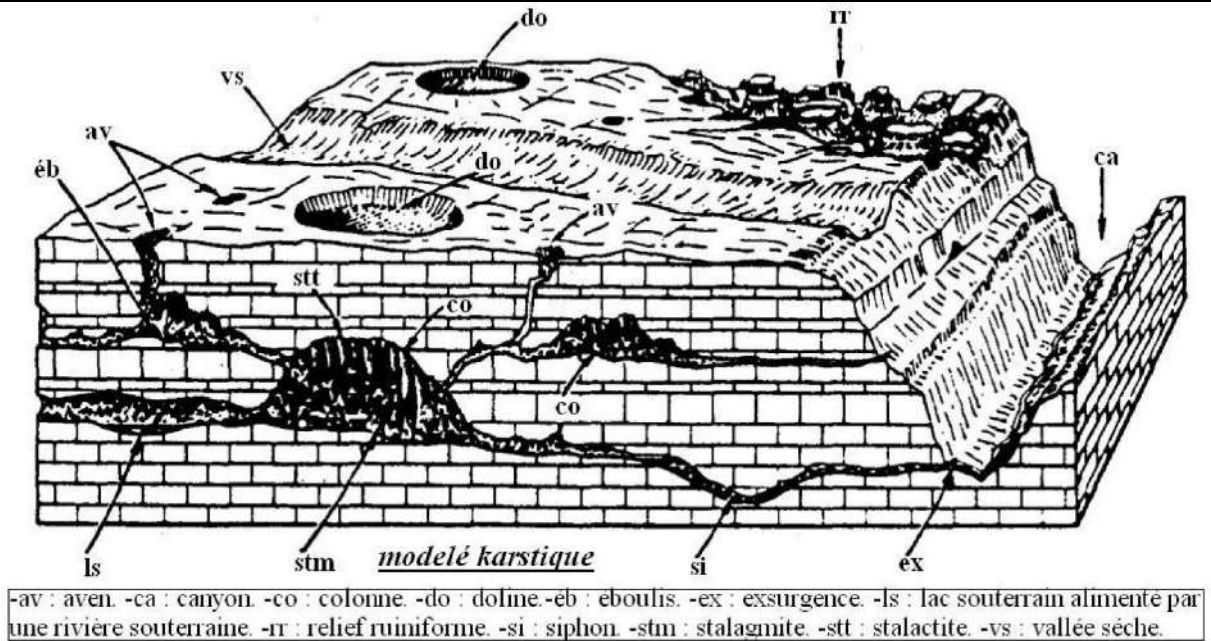


Figure 44 : Modelé karstique.

3.1.5.4 Facteurs influençant la karstification

La karstification du calcaire est conditionnée par des facteurs physico-chimiques et biologiques.

3.1.5.5 Facteurs physico-chimiques

Ces facteurs sont la variation de la teneur en CO_2 de l'air et de l'eau. Le facteur temps intervient aussi.

3.1.5.6 Facteurs biologiques

La teneur en CO_2 varie avec la respiration des plantes, la fermentation, les putréfactions.

3.1.5.7 Aquifère karstique

Aquifère karstique est un *aquifère* dont les conditions et le comportement correspondent au karst : hétérogénéité, discontinuités (compartimentage du réservoir), prédominance de l'écoulement des eaux souterraines par chenaux et conduits de grande dimension (*conduits karstiques*) à fonction collectrice ou distributrice, existence possible de cavités de grande capacité ; large prépondérance de l'écoulement souterrain dans l'écoulement total du domaine correspondant.

Dans un *aquifère karstique* la fonction conductrice est assurée pour l'essentiel par le réseau de *conduits karstiques* interconnectés, tandis que la fonction capacitive est assurée principalement par le milieu aquifère fissuré et/ou poreux divisé par le réseau, et accessoirement par des cavités.

Un cas théorique d'un aquifère calcaire karstique comprend de haut en bas (Figure 45) :

- Zone dénoyée ;
- Zone noyée : la tranche horizontale inférieure de matériau aquifère, saturée d'eau.
- Substratum imperméable : la base imperméable du système aquifère.

Ces deux zones sont séparées par une surface libre horizontale plane à l'échelle régionale, qui correspond à la surface hydrostatique des terrains.

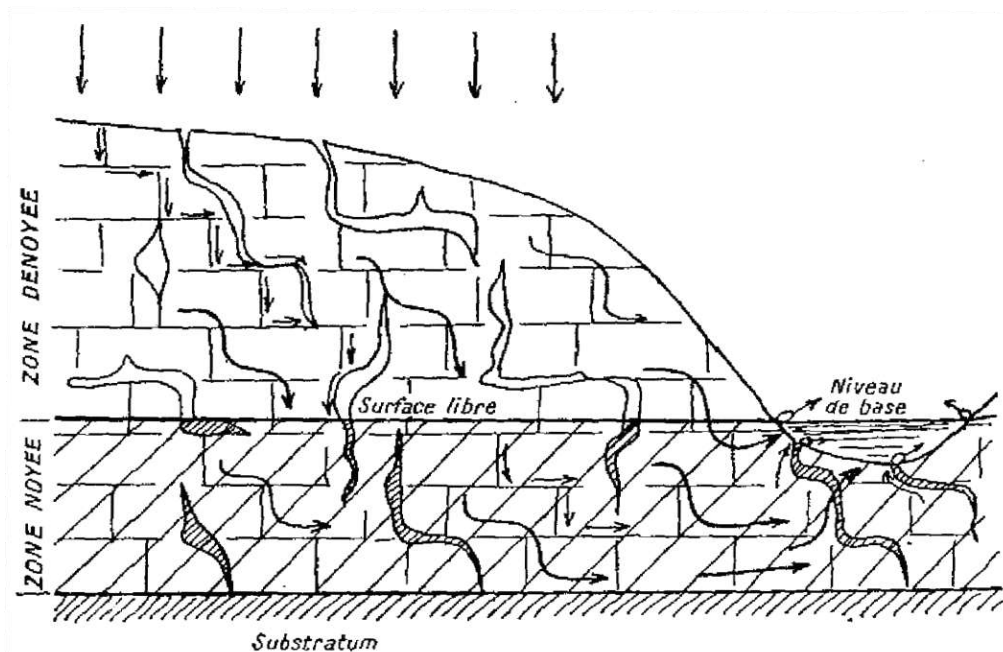


Figure 45 : Schéma de la circulation des eaux souterraines dans un massif calcaire avec écoulement latéral.

3.1.6 Hydrothermalisme continental

3.1.6.1 Définitions

L'hydrothermalisme est le processus de circulations des eaux chaudes liées à la fin d'une éruption volcanique, ou à celle de la cristallisation d'un magma, et aux sources qui peuvent, éventuellement en résulter.

3.1.6.2 Fonctionnement du système

Les systèmes hydrothermaux se concentrent dans les régions du globe où l'on observe un flux thermique important différent du flux thermique moyen local et l'existence de roches perméables ou fracturées.

L'hydrothermalisme constitue un cas particulier chez les eaux souterraines. On sait que la température du sous-sol augmente avec la profondeur. Cette augmentation de température est de l'ordre de 30°C par kilomètre (3°C par 100 mètres) dans la plupart des terrains où il n'y a pas eu de magmatisme récent : c'est ce que l'on appelle le **gradient géothermique**.

Dans les terrains qui ont connu récemment du magmatisme (volcanisme, par exemple), le gradient géothermique est beaucoup plus élevé que $30^{\circ}\text{C}/\text{km}$. Des eaux chaudes à très chaudes peuvent remonter à la surface, donnant lieu à de l'hydrothermalisme (Figure 46).

Les eaux de pluies s'infiltrent dans les fractures de la croûte, sont réchauffées et, comme dans le cas de l'hydrothermalisme des fonds océaniques, elles sont ramenées à la surface grâce à ce flux de chaleur qui établit une cellule de convection.

Les eaux hydrothermales sont acides et produisent énormément de dissolution. Elles créent des réseaux de cavités dans le sous-sol qui est composé par endroits de rhyolite (roche volcanique) et ailleurs de calcaires.

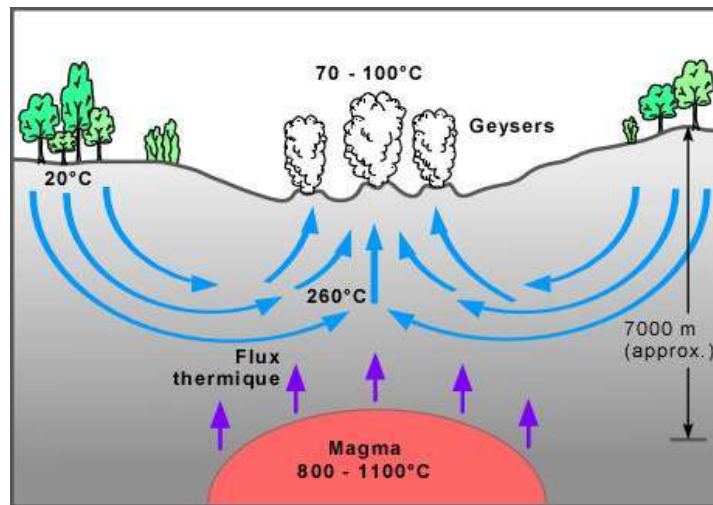


Figure 46 : Formation d'un geyser.

3.1.6.3 Quelques manifestations de l'hydrothermalisme terrestre,

3.1.6.3.1 Hydrothermalisme à Yellowstone

Le point chaud sous Yellowstone produit un flux de chaleur à travers la croûte continentale 30 fois supérieur au flux de chaleur normal pour la croûte continentale. C'est cette chaleur qui réchauffe **les eaux souterraines**.

L'hydrothermalisme à Yellowstone est causé par la présence de geysers, sources chaudes, **lacs d'eau** chaude, étangs de boue, fumerolles, ainsi que plusieurs types de dépôts siliceux et calcaires et autres composants précipités chimiquement à partir des eaux chaudes.

A Yellowstone, se trouve la plus grande concentration mondiale de geysers, environ 300 qui représentent les 2/3 des geysers de la planète. Les scientifiques ont démontré qu'il existait à 8000 m sous le Yellowstone la plus grande chambre magmatique jamais découverte. Remplie de magma et de gaz dissous à **haute pression**, elle pousse lentement le plateau de la caldera **vers le haut**. Smith découvrit également qu'à une profondeur de 5 km, la chaleur dépassait 350°C. L'écorce devenait conductrice et ressemblait à du plastique. A terme elle ne pourra jamais supporter le stress provoqué par la pression et la chaleur du magma qui, rappelons-le est à 1500°C. En fait, les fumerolles, les sources hydrothermales et les geysers que l'on observe un peu partout à travers le parc représentent **des fissures** et des cheminées très localisées dans la caldera à travers lesquelles le super volcan "fuit" et libère lentement son excès de pression. Les photographies qui suivent permettent de voir tous ces phénomènes qui composent ce lieu magique de notre planète.

3.1.6.3.2 Dépôts formés par les eaux hydrothermales

Les solutions hydrothermales (= hydro-thermalytes), à 100-400°C et sous pression, contiennent divers corps avec Fe, Ti, Cu, Pb, Zn, Sn, Hg, U, ... Ces corps issus du magma ou prélevés dans les roches encaissantes peuvent ensuite précipiter et se concentrer en filons.



**UNIVERSITE MOULAY ISMAIL
FACULTE DES SCIENCES DE MEKNES
DEPARTEMENT DE GEOLOGIE
SCIENCES DE LE TERRE ET DE L'UNIVERS
STVU SII**

TD 1 Paramètres climatiques

Exercice 1

Une masse d'air de température uniforme (isotherme) de 275 K, quelle est la pression atmosphérique au sommet du mont Everest (altitude de 8839 m) ?

Exercice 2

Considérons de l'air ayant une pression de 97,3 kPa, une température de 23°C et une humidité relative de 86 %. Calculer l'humidité spécifique.

Exercice 3

Quelles sont les pressions atmosphériques associées à une masse d'air de température uniforme égale à 26 °C et aux altitudes suivantes : 70 m ; 238 m ; 33 m ; 116 m ; 159 m ; 1200 m?

Tracer la courbe de variation d'altitude en fonction de la pression (hPa).

Exercice 4

Une radiosonde dans l'atmosphère a fourni les observations données au tableau :

Tableau : Température et pression de l'air

Température (°C)	20,0	16,0	11,6	6,2	3,4
Pression (kPa)	100	90	80	70	60

Quelle est la précipitation potentielle entre les couches atmosphériques de 70 et 90 kPa? Poser comme hypothèse que l'air est saturé d'eau à tous les niveaux de pression.



**UNIVERSITE MOULAY ISMAIL
FACULTE DES SCIENCES DE MEKNES
DEPARTEMENT DE GEOLOGIE
SCIENCES DE LE TERRE ET DE L'UNIVERS
STU S6
HYDROGEOLOGIE II**

TD 2 Traçage d'une courbe hypsométrique

Exercice

La courbe hypsométrique décrit le pourcentage de l'aire totale du bassin au-dessus ou au-dessous d'une hauteur donnée.

Les paramètres de la courbe sont : l'altitude moyenne, l'altitude médiane et la pente moyenne.

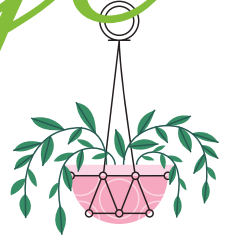
À partir des données de répartition hypsométrique présentées au tableau ci-dessous.

Tableau 11 : Données de répartition hypsométrique

Hauteur des courbes de niveau (m)	Superficie entre les courbes (km ²)
305 à 315	5
315 à 325	16
325 à 335	29
335 à 345	57
345 à 355	32
355 à 365	17
365 à 375	11
375 à 385	14
385 à 415	7

Déterminer les altitudes médiane et moyenne, de même que la pente moyenne du bassin versant, si la longueur du cours d'eau principal (oued) est de 12 km.

Bon courage



LIENS UTILES 🙌

Visiter :

1. <https://biologie-maroc.com>

- Télécharger des cours, TD, TP et examens résolus (PDF Gratuit)

2. <https://biologie-maroc.com/shop/>

- Acheter des cahiers personnalisés + Lexiques et notions.
- Trouver des cadeaux et accessoires pour biologistes et géologues.
- Trouver des bourses et des écoles privées

3. <https://biologie-maroc.com/emploi/>

- Télécharger des exemples des CV, lettres de motivation, demandes de ...
- Trouver des offres d'emploi et de stage

