

UNIVERSITÉ CADI AYYAD
FACULTÉ POLY-DISCIPLINAIRE DE SAFI
DÉPARTEMENT DES SCIENCES DE LA TERRE

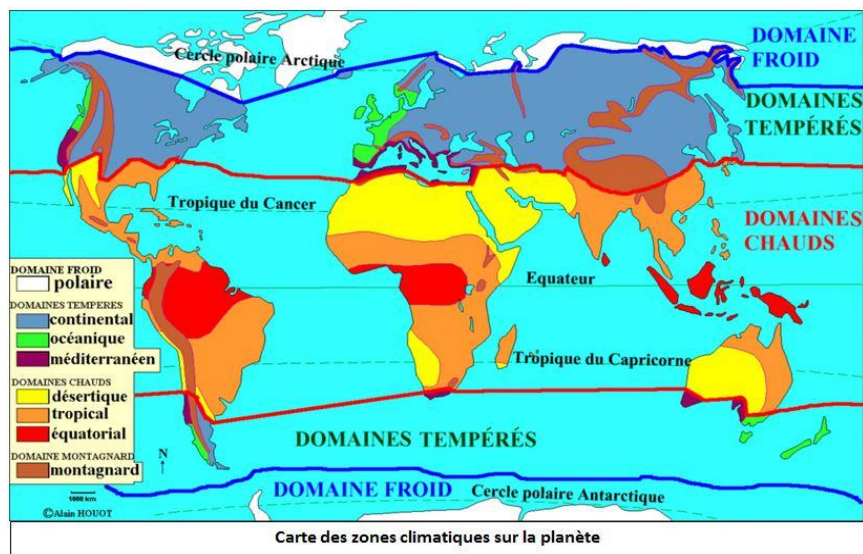


Filière
Sciences de la vie (SVI)
Semestre 2

Module M10 : Géodynamique externe

POLYCOPIE DE COURS DE GEODYNAMIQUE EXTERNE

Chapitre 2 : Notions de climatologie



Chapitre 2 : Notions de climatologie

1. Définitions

Le climat est la succession des conditions météorologiques ou des états de l'atmosphère propres à un lieu, observé sur de longues périodes (10 ans au moins et 30 ans si possible). En effet, Sur des années, des décennies et des millénaires, les scientifiques étudient comment les **températures**, les **précipitations**, les **vents**, la **pression atmosphérique** évoluent. Souvent ce sont des tous petits changements mais qui, au fil des années, deviennent de vraies tendances.

Le climat, selon la définition de l'Organisation météorologique mondiale (OMM) est la "synthèse des conditions météorologiques dans une région donnée, caractérisée par les statistiques à long terme des variables de l'état de l'atmosphère".

La climatologie est la science qui étudie les climats de la terre. Elle cherche les causes qui expliquent les différents climats et les fluctuations qui les accompagnent. Le climat joue un rôle essentiel dans la répartition des végétaux et des animaux et dans la formation des sols, par le jeu de l'altération des matériaux géologiques et de la décomposition ou de la conservation de la matière organique.

La météorologie, est la science qui étudie à court terme les conditions de l'atmosphère.

2. L'Atmosphère

2.1 Composition de l'atmosphère

La terre est considérée comme un solide entouré d'une enveloppe liquide discontinue qu'on appelle hydrosphère suivie d'une **enveloppe gazeuse** appelée **atmosphère**.

L'atmosphère est l'enveloppe extérieure de la terre. Elle est constituée essentiellement d'un mélange gazeux (**Tableau. 2**). Elle comprend : 78% d'azote (N₂), important pour la vie et la nutrition des plantes), 21% d'oxygène (O₂, indispensable à la respiration), près de 1% d'argon (Ar) et 0,03% de gaz carbonique (CO₂).

L'atmosphère contient d'autres constituants permanents en proportions faibles : d'hélium, d'hydrogène, de krypton, de méthane, de monoxyde de carbone, de néon, d'ozone et de xénon. Le mélange reste à peu près constant, sauf vers 30 à 40 km d'altitude où se concentre l'ozone (O₃) dans ce qu'on appelle « la couche d'ozone ».

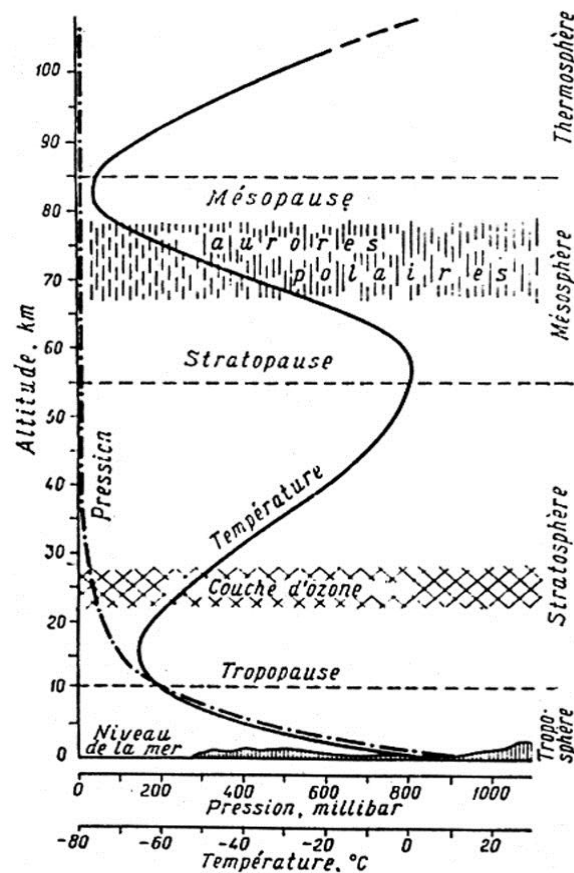
Elle contient aussi de l'eau, sous ses trois phases et des particules solides (pollens, poussières, cristaux de sel, etc.). La proportion de ces différents éléments varie avec l'altitude et cela détermine la variation verticale des paramètres climatiques comme la température, l'humidité, la pression. L'atmosphère joue un rôle capital dans l'apparition et l'évolution de la vie et détermine l'intensité des processus géologiques à la surface du globe.

Nom du gaz	% présent
Azote (N ₂)	78 %
Oxygène (O ₂)	21 %
Argon (A)	0,93 %
Vapeur d'eau (H ₂ O)	0 - 4 %
Gaz carbonique (CO ₂)	0,033 %
Néon (Ne)	0,0018 %
Krypton (Kr)	0,000114 %
Hydrogène (H)	0,00005 %
Oxyde d'azote (N ₂ O)	0,00005 %
Xénon (Xe)	0,0000087 %
Ozone (O ₃)	0 - 0,000001 %

Tableau 2. Composition actuelle de l'atmosphère (près de la surface)

2.2. Les couches de l'atmosphère

L'atmosphère est divisée en différentes couches selon leurs propriétés physiques (température et pression) bien qu'il n'y est pas de limites nettes entre elles. On peut distinguer du bas vers le haut (**Fig. 23**):



**Coupe verticale l'atmosphère
jusqu'à une altitude de 100 km**

Fig. 23

La troposphère

De 0 à 10 km : C'est la partie où nous vivons. Elle est le siège des phénomènes météorologiques et climatiques. La pression et la température y diminuent avec l'altitude jusqu'à une limite qu'on appelle la **tropopause** (9 km aux pôles et 17km en équateur)

La stratosphère

De 10 à 50 km : C'est dans cette partie que se trouve la couche d'ozone qui absorbe les rayonnements nuisibles provenant du soleil (ultraviolets) ce qui entraîne une augmentation de la température jusqu'à sa limite supérieure appelée **stratopause**.

La mésosphère

De 50 à 80 km : la température décroît jusqu'à -80°C , la densité de l'air y est faible mais encore suffisante pour brûler les météorites qui pénètrent dans l'atmosphère. Sa limite supérieure est appelée **mésopause**.

La thermosphère

Au delà de 80 km, Dans cette couche, la température augmente avec l'altitude et peut atteindre environ 100 degrés Celsius. La thermosphère atteint des milliers de kilomètres d'altitude et disparaît graduellement dans l'espace. La thermosphère est la région où près des pôles se forment les aurores boréales et australes. La pression y devient presque nulle et les molécules d'air sont très rares.

3. Paramètres climatiques

3.1 Le rayonnement solaire

Les facteurs qui déterminent le climat sont assez variés : **le relief** (montagne ou plaines), **la proximité de la mer**, etc. Mais ce qui influence le plus le climat, c'est la **manière dont** l'énergie solaire **est** distribuée à la surface de la terre. Cette énergie n'est pas uniforme sur toute la surface de la terre, elle dépend de trois importants paramètres :

- la durée d'illumination ;
- l'angle d'inclinaison des rayons par rapport au sol ;
- la traversée de l'atmosphère.

La durée d'illumination est l'intervalle qui s'écoule entre le lever et le coucher du Soleil. Elle varie, en dehors de l'équateur à cause de l'inclinaison de l'axe de rotation par rapport à la verticale au plan de l'écliptique.

Près de l'équateur, l'angle d'inclinaison des rayons solaire par rapport au sol est important. Les températures sont élevées donc l'énergie reçue au sol est importante (**Fig. 24, 26**). Le soleil apparaît le plus souvent très haut dans le ciel (**Fig. 25**).

Près des pôles, au Nord et au Sud, l'angle d'inclinaison des rayons solaire par rapport au sol est faible, L'énergie reçue au sol est faible (**Fig. 24, 26**). Le soleil reste très bas dans le ciel, (**Fig. 25**).

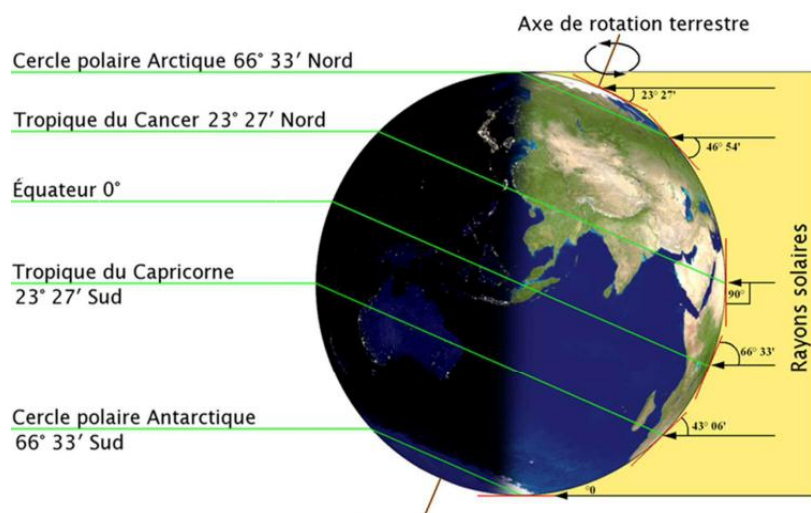


Fig. 24 Relation entre l'angle d'inclinaison et la répartition de l'énergie au sol dans l'espace

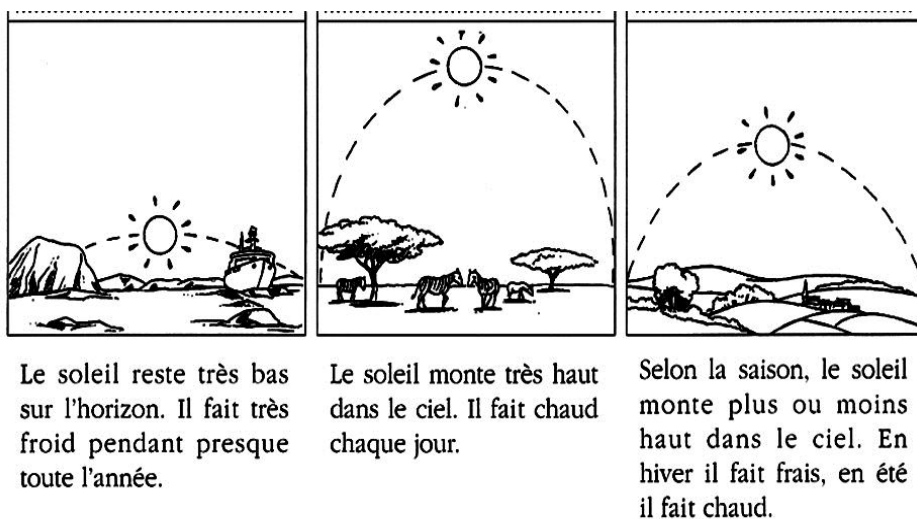


Fig. 25.

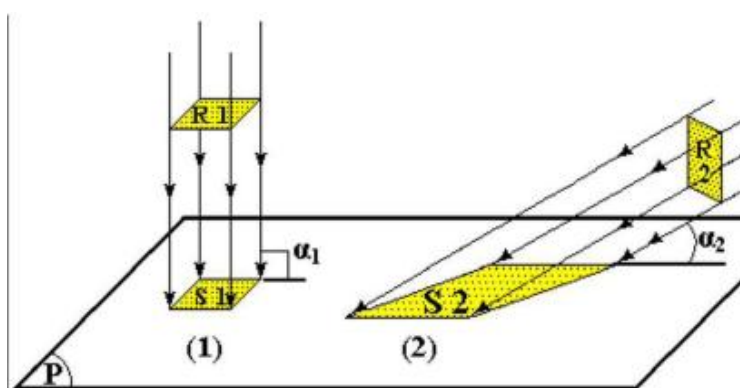


Fig. 26

A l'échelle de la journée :

- Au lever et au coucher du soleil, les rayons sont très inclinés (tendent vers 0°), la quantité d'énergie interceptée par unité de surface est faible (**Fig. 27**);

- A la mi-journée, l'angle d'inclinaison des rayons par rapport au sol, est maximal, les rayons sont concentrés à la surface, la quantité d'énergie par unité de surface est grande (**Fig. 27**).

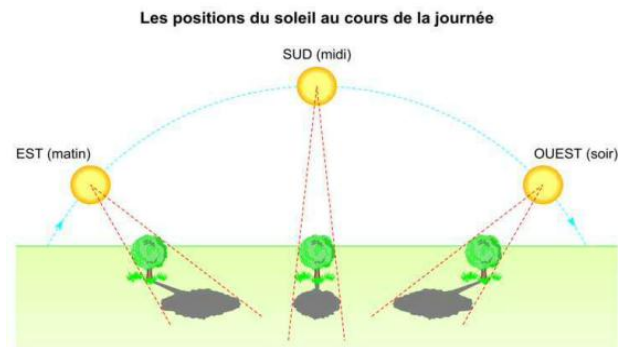


Fig. 27

Au cours de l'année :

Au solstice de 21 juin, à midi, les rayons solaires sont perpendiculaires au tropique du cancer (latitude $23^{\circ}27' N$) (**Fig. 24**)

Au Solstice de 23 décembre, l'angle d'inclinaison est inversé et c'est le tropique du capricorne (latitude $23^{\circ}27' S$) qui bénéficie d'un rayonnement optimal.

3.1.1 Les différents domaines climatiques de la terre

D'après l'étude de la distribution de l'énergie solaire à la surface de la terre, il en ressort trois grandes zones climatiques (**Fig. 28, 29**) : Zone **froide**, Zone **tempérée** et zone **chaude**. A l'intérieur de ces trois domaines se dégagent différents climats (**Fig. 30**) dont les principales caractéristiques sont montrées dans le tableau ci-dessous.



Fig. 28

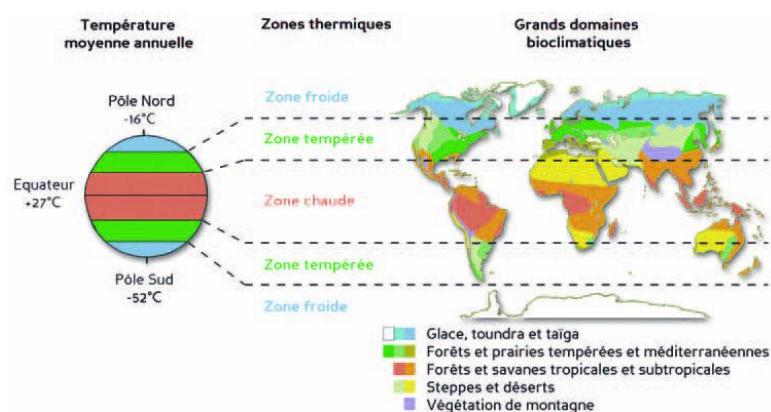


Fig. 29

Type de climat	Caractéristiques
Zone froide	
Climat polaire	<p>Climat le plus froid de la Terre ; une saison – l’hiver, la nuit dure dix mois (très peu de soleil); température moyenne annuelle de – 15,4°C vents violents et glacés; le pôle Sud est plus froid que le pôle Nord; certaines régions désertiques polaires n’ont pas de précipitations.</p> <p>Emplacement : <u>hémisphère Nord</u> : régions côtières nordiques de latitude 66 degrés Nord jusqu’au pôle Nord (Au Canada, les régions côtières nordiques sur l’océan Arctique et la baie d’Hudson; le Groenland, l’Islande; régions côtières nordiques de la Norvège, de la Finlande et de la Russie) <u>hémisphère Sud</u> : entre la latitude 66 degrés Sud et le pôle Sud (tout le continent de l’Antarctique)</p>
Zone tempérée	
Climat continental	<p>Climat tempéré avec quatre saisons distinctes; des changements de température brusques; hivers longs et rigoureux avec des journées courtes; printemps bref; été chaud avec de longues journées ensoleillées; automne frais, venteux et pluvieux; température moyenne annuelle de 4,2°C.</p> <p>Emplacement : dans <u>l’hémisphère Nord</u>, la plupart du Canada et des États-Unis, la plupart des pays de l’Europe et de l’Asie de latitude 23 degrés Nord jusqu’au cercle polaire à 66 degrés Nord.</p>
Climat méditerranéen	<p>climat tempéré à deux saisons : un été chaud et sec, et un hiver doux et humide; température moyenne annuelle de 13,7°C.</p> <p>Emplacement : dans <u>l’hémisphère Nord</u>, la côte Pacifique de la Californie aux États- Unis; Italie et les côtes nord de la mer Méditerranée en Europe; la côte sud de l’Espagne; les régions côtières de l’Algérie et du Maroc dans <u>l’hémisphère Sud</u>, les régions côtières du sud-ouest de l’Australie; la région côtière du sud de l’Afrique du Sud, une partie de la côte Ouest du Chili</p>
Climat océanique	<p>climat tempéré influencé par la mer; hivers doux et humides et étés frais; précipitations tout au long de l’année mais plus abondantes l’hiver; température moyenne annuelle de 10,4°C.</p> <p>Emplacement : hémisphère Nord : région côtière pacifique des États-Unis et du Canada; la plupart des Îles britanniques, et régions côtières atlantiques au sud de l’Europe de l’Ouest (Espagne, Portugal, France) hémisphère Sud : région côtière du Chili, de la Nouvelle-Zélande, du sud de l’Australie</p>
Zone chaude	
Climat équatorial	<p>chaleur et humidité constantes jour et nuit; pluies abondantes toute l’année; la longueur des jours est presque toujours la même; la température ne varie pas beaucoup, moyenne entre 24°C et 26°C .</p> <p>Emplacement : régions de latitude sud et de latitude nord très près de l’équateur (latitude de moins de 20 degrés Nord ou 20 degrés Sud) nord du Brésil, Équateur, Colombie, sud du Venezuela; Congo; Madagascar; Indonésie, Singapour, Malaisie, Philippines, Thaïlande; Nouvelle-Guinée</p>
Climat désertique	<p>climat chaud et aride; précipitations rares et température élevée pendant la journée mais avec de très grands écarts de température entre le jour (45°C) et la nuit (0°C); température moyenne annuelle de 19,8°C; ensoleillé</p>

	<p>toute l'année; précipitations moins de 250 millimètres par an.</p> <p>Zone subtropicale la plupart du nord de l'Afrique</p> <p><u>Emplacement</u> : l'équateur : Égypte, Arabie Saoudite, Libye, Soudan, Tchad, Niger, Mali et l'Éthiopie) des régions du sud de l'Afrique (Afrique du Sud, Namibie, Botswana, Zimbabwe); l'intérieur nord-ouest de l'Australie région nord-ouest de l'Inde, régions du Pakistan, de l'Afghanistan, Iran, Irak sud de la Chine.</p>
Climat tropical	<p>températures chaudes toute l'année; précipitations varient selon les régions et déterminent les saisons : une saison sèche, et une saison des pluies; température moyenne annuelle de 23,5°C.</p> <p>près des tropiques du Cancer et de Capricorne)</p>
Zone tempérée et zone chaude	
Climat de montagnes	<p>climat modifié par l'altitude dans toutes les zones climatiques; grand écart de température entre le jour et la nuit (il peut faire aussi froid la nuit que dans le climat polaire); précipitations abondantes sur les côtés exposés au vent et dans les endroits les plus élevés.</p> <p><u>Emplacement</u> : aux plus hautes altitudes dans les grandes chaînes de montagnes du monde l'Himalaya au sud de l'Asie (Inde, Chine, Tibet; les Alpes en Europe (France, Suisse, Italie, Autriche, Allemagne); le Caucase et l'Oural en Russie; la Cordillère des Andes en Amérique du Sud (Chili, Pérou, Équateur, Argentine, Colombie, Bolivie); les Pyrénées (France, Espagne); la Cordillère américaine et les Rocheuses de l'Ouest du Canada et des États-Unis</p>

Tableau 3. Les types de climats et leurs caractéristiques

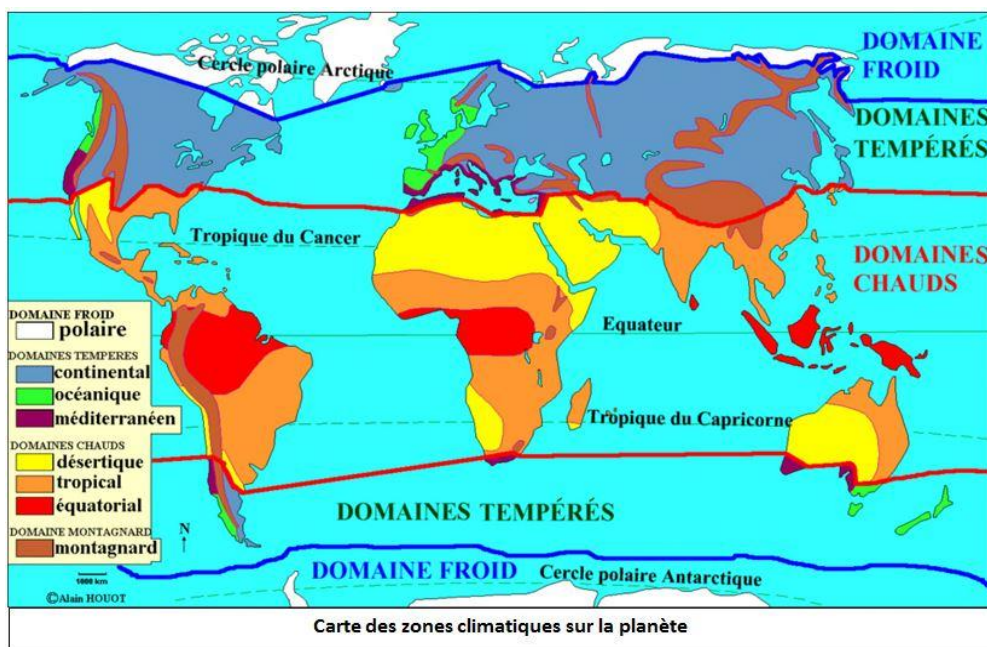


Fig. 30

3.1.2 Bilan énergétique de la terre

Le bilan radiatif de la Terre dresse un inventaire de **l'énergie** (qui provient principalement du **rayonnement solaire**), reçue et perdue par le système climatique de la **Terre, sol-atmosphère-**

océans. L'énergie produite au centre de la Terre représentant à peine 0,01 % de l'énergie totale reçue par la surface de la Terre.

Le rayonnement solaire reçu par les couches les plus élevées de l'atmosphère est d'environ **340 $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$** en moyenne annuelle. Le Soleil émet de la lumière sous forme d'un **spectre d'émission** s'étend de **0,2 à 4 micromètres**, c'est-à-dire de l'**ultraviolet** à l'**infrarouge** en passant par le **visible**. Le soleil est la principale source de production de chaleur de la terre. En effet, la totalité de l'énergie disponible à la surface de la terre provient du soleil et l'état de l'atmosphère qui conditionne les situations météorologiques dépend des échanges énergétiques qui s'y déroulent. L'énergie solaire est donc le moteur des phénomènes climatiques. L'atmosphère absorbe, réfléchit ou diffuse de l'énergie solaire reçue par la terre. L'atmosphère est donc un système ouvert avec des entrées (**gains**) et des sorties (**pertes**). En d'autres termes, à la surface de la terre, l'essentiel de la chaleur provient directement du rayon solaire. Mais la terre ne connaît ni échauffement ni refroidissement qui lui soit propre. Cela signifie que la quantité d'énergie renvoyée vers l'espace est égale à celle reçue du soleil (**Fig. 31**).

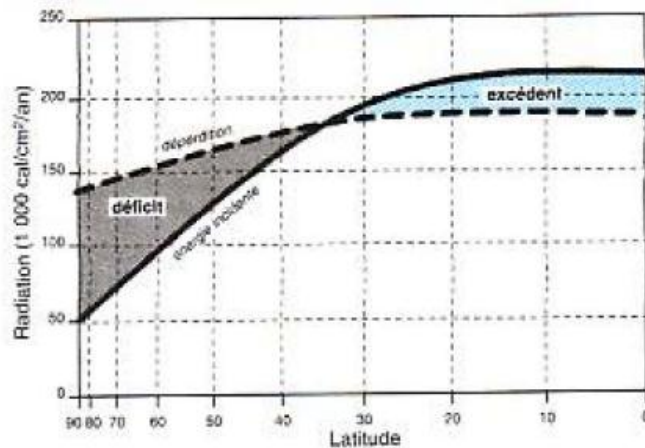


Fig. 31. Bilan Radiatif selon les Latitudes dans l'Hémisphère Nord

Bilan global d'énergie ou bilan pertes et gains énergétiques. (Fig. 32)

A la limite de l'atmosphère, la Constante solaire est de 2 langley (ly) ou 1400 watts/m. Cela correspond à un flux d'énergie de 350 – 400 w/m en moyenne globale annuelle (correspondant à une température au sol de 6 000 K (degré Kelvin). Ainsi, si la constante est de 100% on aura :

Gains

- 3% : interception par la Stratosphère (Ozone et autres gaz)
- 15% : interception par la Troposphère (vapeur d'eau, CO₂ et aérosol)
- 55% : diffusion de l'atmosphère (dont 21% vers la surface de la terre)
- 27% : arrive directement au sol

En réalité, 48% de la radiation solaire parviennent directement à la base de l'atmosphère ; ainsi

D'autres sources indiquent :

- 31% de l'énergie reçue sont immédiatement réfléchis (25% par les nuages et 6% par le sol du fait de leur albédo)
- 26% de l'énergie reçue sont absorbées par l'atmosphère et les nuages, ce qui entraîne
- leur réchauffement

- Les 43% restant sont absorbés par le sol et le réchauffement.

Ainsi réchauffé, le sol remet cette énergie sous forme d'un rayonnement infrarouge qui est intercepté par les basses couches nuageuses de l'atmosphère (effet de serre) puis renvoyé vers l'espace.

Pertes (par rayonnement nocturne infra rouge)

- 21% : réflexion par l'albédo atmosphérique
- 4% : réflexion par l'albédo terrestre
- 6% : rediffusion vers l'espace à partir de l'atmosphère
- 26% : émission par les nuages
- 6% : émission directe de la surface de la terre.

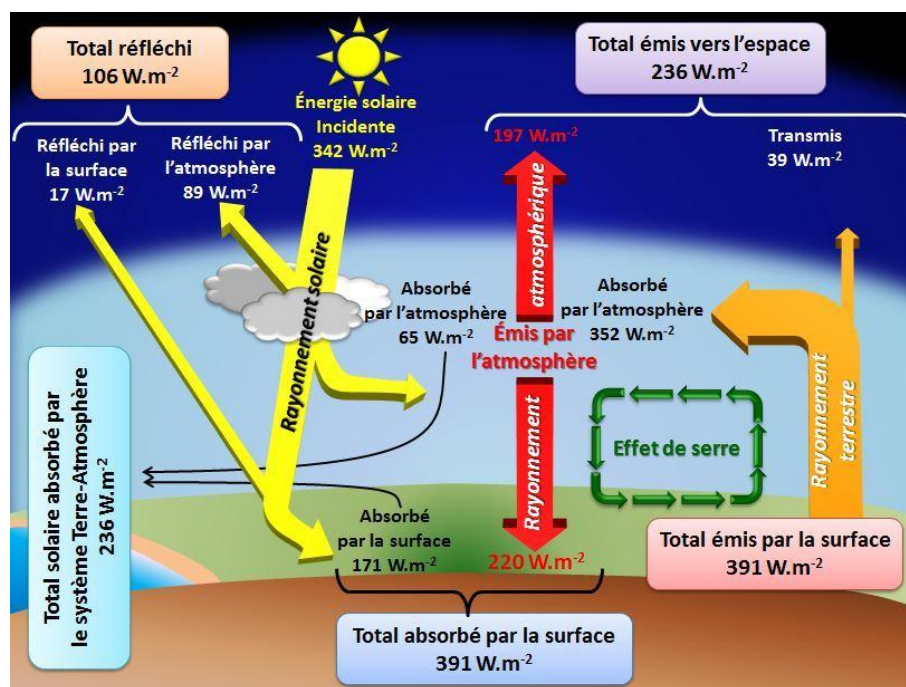


Fig. 32

L'absorption de l'énergie solaire en un point de la surface terrestre dépend de la nature du sol. Afin d'apprécier la quantité d'énergie absorbée par rapport à l'énergie incidente, on utilise la notion d'Albédo qui est :

Albédo = le rapport lumière réfléchie/lumière incidente.

Type de surface	Albédo (0 à 1)	Albédo en %
Surface de lac	0.02 à 0.04	2 à 4
mer	0.05 à 0.15	5 à 15
Sol sombre	0.05 à 0.15	5 à 15
Glace	0.30 à 0.40	30 à 40
Neige fraîche	0.75 à 0.90	75 à 90
Albédo moyen de Terre	0.30	30

Tableau.4 Albédo de quelques types de surface

3.2. Température

En physique, elle se définit de plusieurs manières : comme fonction croissante du degré d'agitation thermique des particules (en théorie cinétique des gaz), par l'équilibre des transferts thermiques entre plusieurs systèmes (en thermodynamique et en physique statistique). La température est une variable importante dans les disciplines comme: la météorologie et la climatologie, la médecine, et la chimie. La température est une grandeur physique mesurée à l'aide d'un thermomètre et étudiée en thermométrie. Dans la vie courante, elle est liée aux sensations de froid et de chaud.

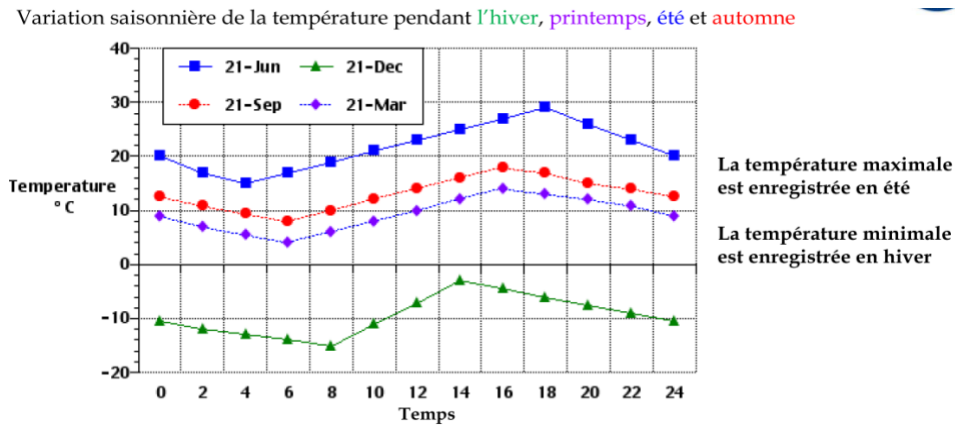


Fig. 33

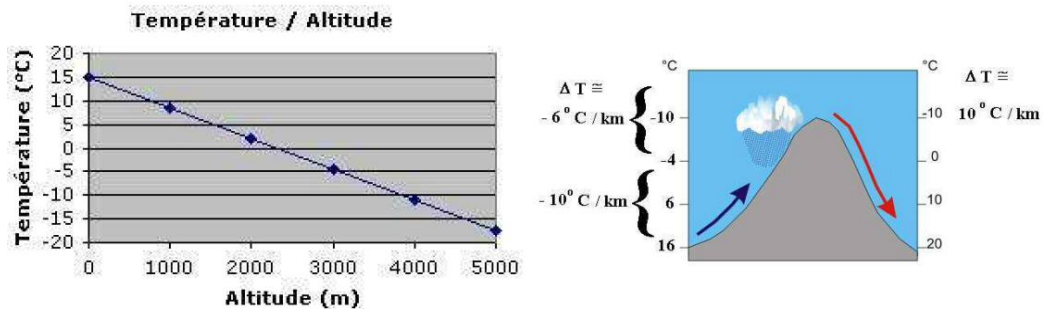


Fig. 34 et 35

Variation latitudinale de la température

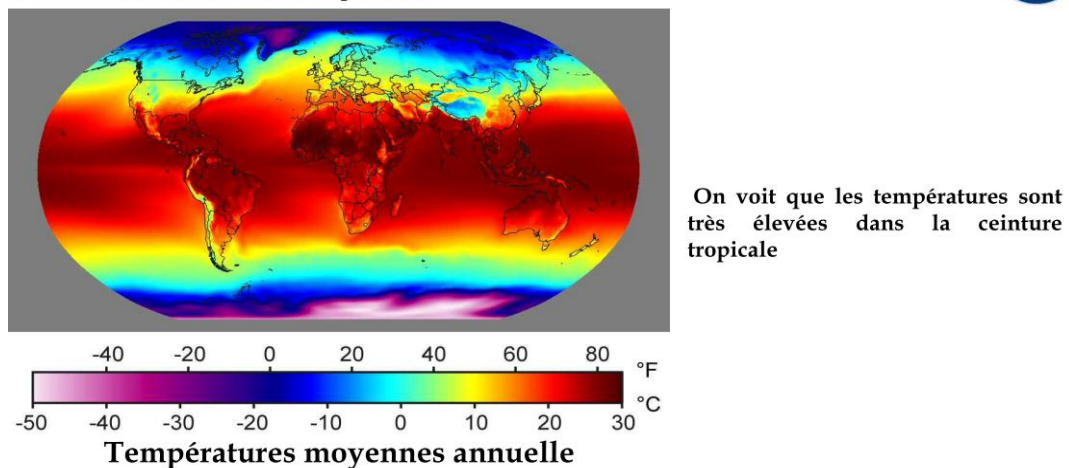


Fig. 36

3.2.1 Répartition de la température dans les océans

L'océan stocke la chaleur sur Terre, bien mieux que les continents et bien plus que l'atmosphère. C'est une des raisons principales de la grande influence de l'océan **sur le climat**.

Les températures sont beaucoup plus basses sur les continents que sur les océans. L'océan étant un puissant régulateur thermique, il joue un rôle déterminant pour le climat.

L'océan absorbe les radiations du soleil et les emmagasine sous forme de chaleur, constituant un immense réservoir thermique, plus de mille fois plus importante que celui de l'atmosphère ! Les tropiques reçoivent plus de chaleur que les autres régions du globe, car ils sont à la verticale du soleil. Entraînés par les vents, les courants océaniques de surface vont déplacer ces eaux chaudes vers les régions polaires, où elles vont plonger dans les profondeurs et revenir lentement dans les régions tropicales.

3.2.2 Répartition de la température en fonction de la continentalité

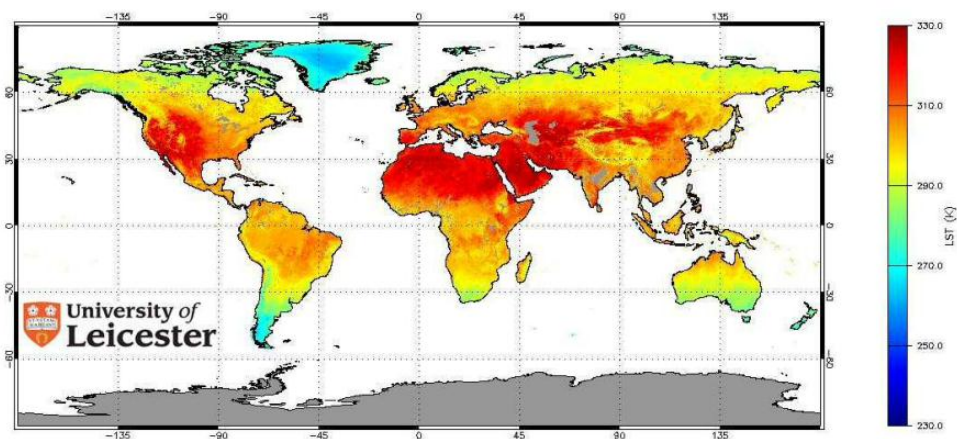


Fig. 37

La surface d'un continent se refroidit et se réchauffe plus rapidement que celle des océans

3.3. Vents et circulation atmosphérique

3.3.1 Mouvements horizontaux: La circulation générale découle à la fois de la rotation de la Terre (1670 km/h) et du déséquilibre énergétique entre les pôles et la zone intertropicale.

Cette différence de pression est à l'origine des vents. La pression en un point de la surface terrestre est le poids de la colonne d'air qui s'exerce en ce point. Elle subit des variations qui sont à l'origine d'individus de haute pression (=Anticyclones) et d'individus de basse pression (Dépressions).

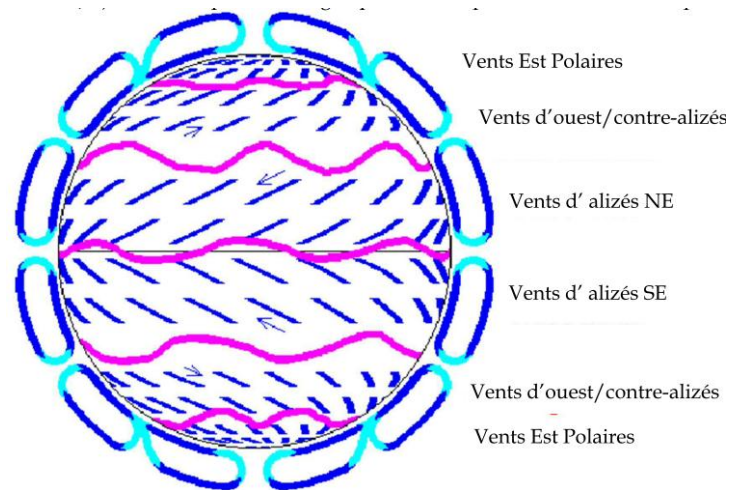


Fig. 38

Anticyclone

C'est l'endroit où la pression est la plus haute. Cette zone se forme de la façon suivante: l'air au-dessus d'une région froide (pôles) est également froid. Il tend donc à descendre au sol, puisqu'il est alourdi par le froid. Ceci provoque au niveau du sol une zone de haute pression, appelée anticyclone. Habituellement, lors d'un anticyclone, le ciel est dégagé. Ce système engendre, en été du beau temps, mais en hiver, occasionne un ciel clair et du temps froid ou un ciel nuageux.

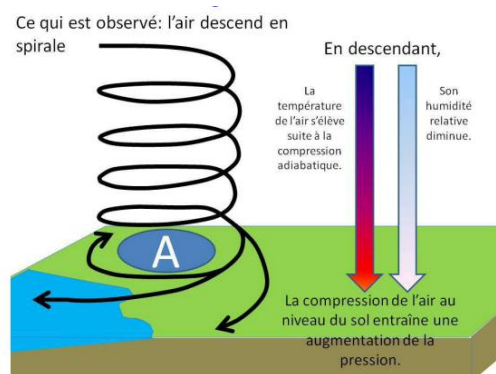


Fig. 39

Dépression

L'air s'élève à mesure qu'il se réchauffe, car la chaleur le rend plus léger. Ceci provoque au niveau du sol une zone de basse pression, appelée dépression. Habituellement, dans une dépression, le ciel est nuageux. Ce système engendre généralement du mauvais temps, des vents violents et de la pluie abondante.

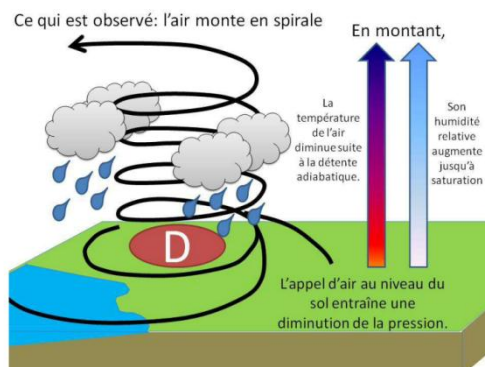


Fig. 40

En absence de la rotation de la Terre le vent circule droit de A vers D.

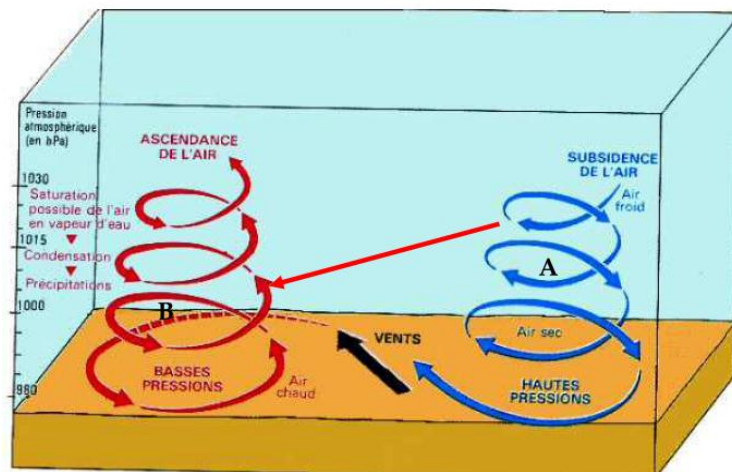


Fig. 41

L'air provenant des anticyclones (zone de hautes pressions) se dirige vers les dépressions. Ce mouvement ne se fait pas en ligne droite car la terre tourne sur elle-même. La trajectoire du vent est déviée vers la droite dans l'hémisphère Nord et vers la gauche dans l'hémisphère Sud. Cette déviation est due à la force de Coriolis. Dans l'hémisphère Nord, le vent sort des anticyclones et tourne autour dans le sens des aiguilles d'une montre. Il rentre dans les dépressions en tournant dans le sens inverse des aiguilles d'une montre. En observant les lignes isobares sur une carte météo, on peut connaître la direction du vent.

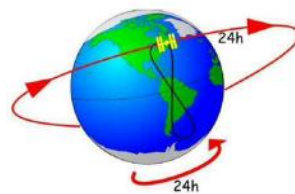


Fig. 42

- Mouvements horizontaux: Influence de la rotation de la Terre (force de Coriolis et vitesse du vent)

Pour un observateur terrestre, emporté dans le mouvement de rotation de la Terre, les vents de surface ne soufflent pas exactement des anticyclones vers les dépressions. En effet, la rotation de la terre développe une force appelée force de Coriolis (Gaspard Coriolis est un mathématicien français du 18-19 ème siècle) qui dévie les vents (ou tout corps en mouvement) de leur trajectoire théorique vers la droite dans l'hémisphère nord et vers la gauche dans l'hémisphère sud (Fig. 4.1 et Fig. 4.2). Cette déviation est nulle à l'équateur et maximale aux pôles. Elle est constante et à effet cumulatif si le parcours est long. En simplifiant, on peut énoncer la règle de Buys Ballot :

- dans l'hémisphère boréal, l'air quitte les anticyclones en tournant dans le sens des aiguilles d'une montre et pénètre dans les dépressions en tournant en sens inverse des aiguilles d'une montre ;
- dans l'hémisphère austral, l'air quitte les anticyclones en tournant dans le sens inverse des aiguilles d'une montre et pénètre dans les dépressions en tournant dans le sens des aiguilles d'une montre.

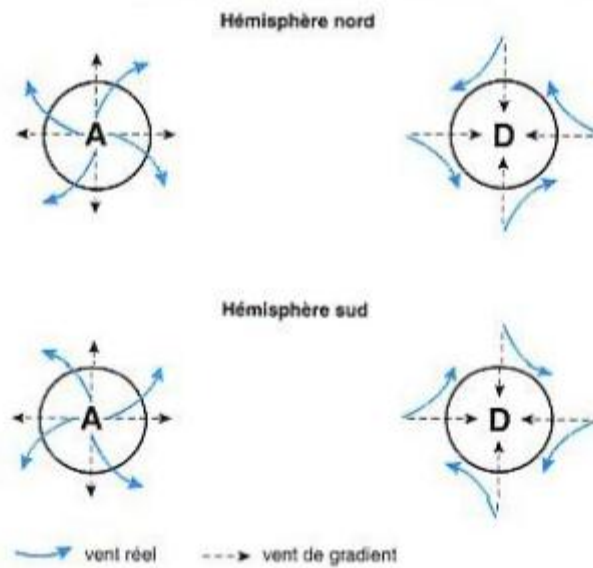


Fig. 43 Règle de Buys Ballot

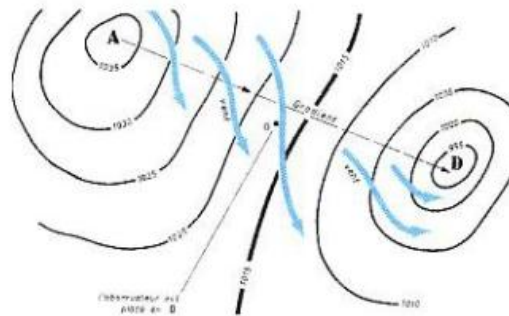


Fig. 44 Déviation des vents de surface dans l'hémisphère Nord

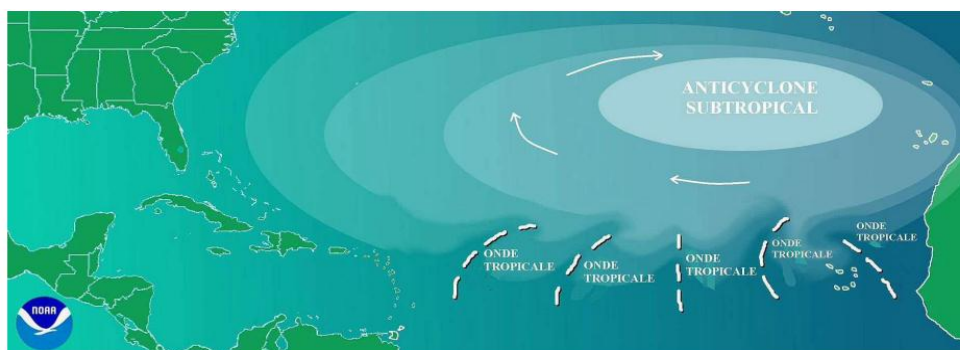


Fig. 45

Le sens de rotation des vents (anticyclones) est lié à la force de Coriolis : il tourne dans le sens horaire dans l'hémisphère nord et dans le sens anti-horaire dans l'hémisphère sud. C'est ce qui définit également la circulation anticyclonique. La formation d'un anticyclone se nomme anticyclogénèse et sa dissipation anticyclolyse. L'intensité du vent dépend de la répartition géographique de la pression.

L'étude d'une carte isobarique permet de déterminer la force du vent :

- Des isobares très proches correspondent à des vents forts.

- Des isobares espacées ou mal organisées (marais barométrique) correspondent à des vents faibles ou de direction variable.

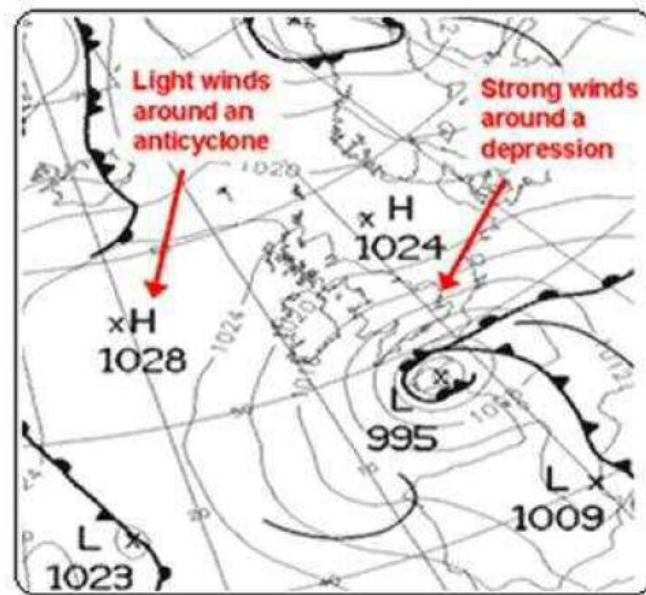


Fig. 46

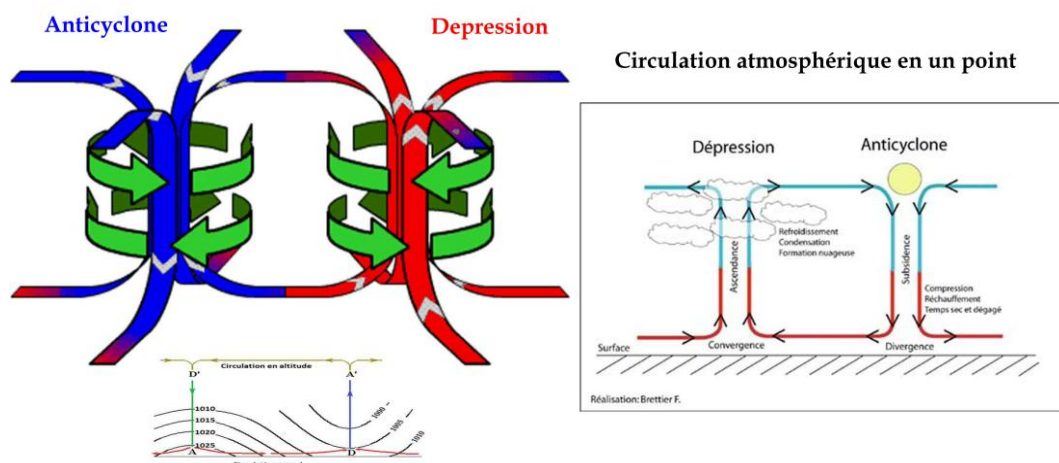


Fig. 47

3.4 Précipitations et Perturbations

3.4.1. L'Eau dans l'Atmosphère (humidité de l'atmosphère)

Dans la troposphère, l'air contient toujours de l'eau sous forme vapeur et la teneur en eau de l'air s'appelle l'humidité. On distingue deux types d'humidité : l'humidité absolue (en g/m^3) et l'humidité spécifique (en g/kg).

La vapeur d'eau est l'eau (H_2O) sous forme gazeuse. Elle est parfaitement invisible. L'air le plus limpide et le plus sec contient toujours une certaine quantité de vapeur d'eau.

On pourrait définir le contenu de l'air en vapeur d'eau, comme le rapport de la masse de vapeur d'eau au volume de l'air qui la contient, soit :

$$\text{Humidité} = \frac{\text{Masse de vapeur d'eau (g)}}{\text{Volume de vapeur (m}^3\text{)}}$$

On utilise aussi parfois la notion « d'humidité spécifique q »

L'humidité spécifique, notée q , est la masse de vapeur d'eau m_v rapportée à la masse m de la particule d'air humide, (avec encore, $m = m_a + m_v$).

$$\text{Humidité spécifique (q)} = \frac{m_v}{m}$$

C'est le rapport de la masse d'eau dans l'air sur la masse d'air humide. Contrairement à l'humidité relative ou absolue, l'humidité spécifique se conserve lors d'un changement d'altitude ou de température de la masse d'air tant qu'il n'y a ni condensation ni évaporation.

La quantité maximale de vapeur d'eau que peut emmagasiner une unité de volume d'air est limitée et sa valeur maximale constitue l'humidité saturante qui varie avec la pression et la température de l'air : à 1015 hPa et 30°C, elle est de 30 g/m³ ; mais de 9 g/m³ à 1015 hPa et 10°C. A pression constante, plus l'air est chaud et plus il peut emmagasiner de vapeur d'eau. Le rapport entre l'humidité absolue à l'humidité spécifique est l'humidité relative (en %) (**Fig. 48**).

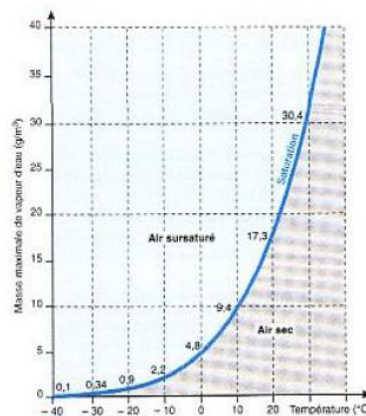


Fig. 48 Capacité Hygrométrique de l'Air et Température à 1015 hPa

L'eau se présente sous forme gazeuse dans l'air ; elle provient de l'évaporation à la surface des nappes d'eau et de la transpiration des êtres vivants. Là où l'eau liquide est disponible (en quantité) et où l'air est chaud et sec, c'est à dire sur les océans intertropicaux, l'atmosphère pompe 1 à 2 m/an. Au dessus du Sahara l'absence d'eau limite l'évaporation de même qu'au dessus des glaciers continentaux, la sublimation (passage de l'état solide à l'état gazeux) est très faible. Lors de l'étape ultérieure de ce cycle atmosphérique, les vents assurent les transferts des océans vers les continents et des latitudes subtropicales vers d'autres latitudes si bien que l'hétérogénéité, dictée par la température, s'atténue. L'eau dans l'atmosphère provient du couple évaporation (évapotranspiration) et condensation. En effet, en météorologie le terme précipitation désigne des cristaux de glace ou des gouttelettes d'eau qui ayant été soumis à des processus de condensation et d'agrégation à l'intérieur des nuages sont donc devenus trop lourds pour demeurer en suspension dans l'atmosphère ; par conséquent ils tombent au sol. Lorsque

l'eau se condense (gouttelettes d'eau ou cristaux de glace), elle se signale à la vue par les nuages dans le ciel ou par la rosée au sol.

Nuages (ou eau condensée) : une masse d'air se sature lorsque son cheminement au-dessus d'une nappe d'eau accroît progressivement sa teneur en vapeur d'eau. La saturation intervient également à la suite d'un refroidissement. La nuit, l'air se refroidit et peut atteindre le seuil de condensation ou point de rosée; il en est de même lors d'une ascendance, car la température de l'air baisse avec l'altitude. Lorsque la saturation est atteinte, l'eau gazeuse se condense sous forme solide ou liquide sur le sol, les végétaux ou autour de poussières (noyaux de condensation). Ce changement d'état s'accompagne de libération de chaleur latente (600 cal/g) et en altitude se forment les nuages. Les plus élevés (cirrus) sont constitués de cristaux de glace. Dans les nuages bas (stratus) et les nuages à développement vertical (cumulus) se côtoient cristaux et gouttelettes. La nébulosité présente une très forte hétérogénéité conditionnée par les mouvements verticaux de l'air (dépression, versant au vent d'un relief, etc.) à toutes les échelles.

3.4.2. Les Précipitations

Mécanismes des précipitations : le refroidissement d'une masse d'air par contact ou la nuit permet la condensation sur le sol ou les végétaux. Selon la température et l'épaisseur d'air saturé se forment de la rosée, du givre, du brouillard, du brouillard givrant. Dans les nuages, les gouttelettes en suspension n'amorcent leur chute qu'après avoir grossi par coalescence. Les cristaux bénéficient d'une condensation plus rapide à partir de l'air ambiant. Lorsque la masse critique est atteinte, la chute s'amorce. Notons que précipitation n'est pas synonyme de pluie ; la neige et la grêle sont des précipitations de glace en cristaux. Les précipitations existent donc sous plusieurs formes :

- solide : neige (à 0 °C et moins), grêle (à 0° et plus) dans les pays froids et tempérés ;
- gazeuse : brouillards et brumes humides, rosée ;
- liquide : pluie ; c'est la forme la plus fréquente dans les pays chauds.

Les précipitations se mesurent avec soit un pluviomètre (mm/h), soit un pluviographe (mm/jour) pour la pluie ; et avec un nivomètre pour la neige. La mesure de la pluie en mm correspond à un litre d'eau réparti uniformément sur 1 m². Les précipitations sont fonction de la température de la vapeur d'eau dans la basse atmosphère. Leur origine suit le cycle suivant : Evaporation / Condensation (saturation de l'air) / Rosée / Brouillard au sol, nuages en altitude / Ascendance / Précipitation.

Evaporation et humidité : l'évaporation se fait de deux façons (**Fig. 49**) :

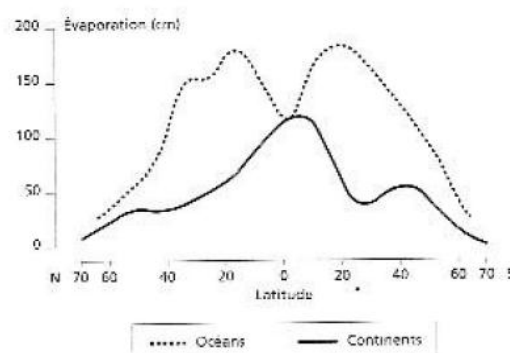


Fig. 49

- évaporation physique au-dessus des nappes d'eau (possibilité d'évaporation au-dessus des glaciers continentaux appelée sublimation qui est le passage de l'état solide à l'état vapeur) ;
- évapotranspiration physiologique (transpiration) des organismes vivants (végétaux surtout).

NB : les océans, rivières et plans d'eau sont les principaux pourvoyeurs d'eau atmosphérique. Les régions déficitaires en énergie connaissent une très faible évaporation. Ce sont les vents qui assurent les transferts des régions sources vers les régions qui manquent de vapeur d'eau.

Condensation et nuages : la condensation suit la saturation de l'air c'est à dire la teneur en vapeur d'eau de l'air augmente fortement. La saturation intervient aussi à la suite d'un refroidissement soit par contact d'un courant marin froid, soit par ascendance (thermique ou dynamique). Le seuil de condensation maximale est appelé point de rosée. Dès que l'air est saturé, il y a croissance des gouttes d'eau : en volume, en nombre et en poids. La vapeur d'eau peut se condenser sous forme solide ou liquide et ce processus dégage de la chaleur. En altitude se forment alors des nuages de plusieurs types dont les principaux sont :

- les cirrus : les plus élevés (souvent constitués de cristaux de glace)
- les stratus : les plus bas
- les cumulus : à grand développement vertical

NB : notons que tous les nuages ne s'accompagnent pas de précipitation

Précipitations : pour qu'il y ait précipitation, il faut que les gouttelettes qui constituent les nuages grossissent, s'agglomèrent et tombent par rupture de gravité (car devenues lourdes). La quantité de précipitation (pluie ou neige) qui tombe, est fonction de la quantité de vapeur d'eau contenue dans la basse atmosphère. Les précipitations sous forme de neige interviennent exclusivement dans les hautes latitudes et dans les hautes montagnes et elles ont lieu quand les températures atteignent ou dépassent légèrement 0°C. En effet, la neige se forme au cours d'une condensation progressive en milieu froid avec une forte humidité et des températures assez basses au sol ou au niveau du nuage ou de l'air ambiant. Ailleurs, seule l'ascendance de l'air peut engendrer une précipitation et on distingue plusieurs types d'ascendances:

- orographiques liées à la présence de reliefs et obstacles naturels ;
- convectives liées à la différence de température entre l'air et le substrat ;
- frontales liées à la rencontre de masses d'air de température et d'humidité différentes ;
- convergentes liées à des vents de direction contraire, mais de températures identiques.

