

Chapitre 1.

Généralité :

- sur Météorologie agricole

1) Définition de la météorologie

La météorologie est l'étude des phénomènes atmosphériques tels que les nuages, les dépressions et les précipitations pour comprendre comment ils se forment et évoluent.

Le mot vient du grec antique où **météore** désigne les particules en suspension dans l'atmosphère et logos veut dire discours ou connaissance.

C'est une discipline qui traite principalement de la mécanique des fluides appliquée à l'air mais qui fait usage de différentes autres branches de la physique, de la chimie et des mathématiques. À l'origine purement descriptive, la météorologie est rapidement devenue un lieu d'application de ces disciplines. La météorologie moderne permet d'établir des prévisions de l'évolution du temps en s'appuyant sur des modèles mathématiques à court comme à long terme. Elle est également appliquée pour la prévision de la qualité de l'air, pour les changements climatiques et pour l'étude dans plusieurs domaines de l'activité humaine (construction, trafic aérien, navigation, etc.)

Les principaux farceurs observés sont la pression atmosphérique; l'humidité, le vent, les précipitations et les nuages

La subdivision de la météorologie est en fonction du phénomène étudié, la technique utilisée, et la région étudiée ou ces phénomènes se produisent

Donc ses missions principales sont:

- ✓ Elle doit archiver et conserve en mémoire les phénomènes qui se déroulent au sein de l'atmosphère terrestre (c'est la climatologie).
- ✓ Elle décrit à tout moment le temps qui il fait (c'est l'observation).
- ✓ Elle prévoit l'évolution des phénomènes météorologiques (c'est l'observation).

2) Définition de la climatologie.

La climatologie est certes une science différente de la météorologie mais elle est nécessaire aux météorologues pour déterminer le climat présent dans un endroit précis de la planète

La climatologie est une étude très scientifique du climat dans une région particulière ; la climatologie entraîne des observations et des relevés d'un maximum de paramètres possibles comme la température, les précipitations ou la vitesse maximale du vent ; ces observations et ces relevés doivent avoir été fait sur 30 ans pour avoir une idée précise sur le climat du lieu ou on pratique les observations et les relevés.

1. Atmosphère et la pression Atmosphérique

A). Qu'est-ce que l'atmosphère? L'atmosphère est la couche d'air qui entoure le globe terrestre. L'atmosphère est un peu comme un océan. Alors que l'océan recouvre une bonne partie des fonds marins, l'atmosphère pour sa part repose sur toute la surface du globe

1.2. La composition de l'atmosphère

L'atmosphère est constituée principalement d'un mélange gazeux:

a) **L'air sec** : il comprend essentiellement

-de l'azote (N₂) : 78,084%,

-de l'oxygène (O₂): 20,9646%,

-de l'argon (Ar) : (0,934) %

- du dioxyde de carbone (CO₂): 0.035%

- Des quantités proportionnellement infimes, d'hélium, d'hydrogène, de krypton, de méthane, de monoxyde de carbone, de néon, d'ozone et de xénon.

La composition de l'air sec est pratiquement constante en terme de proportion jusqu'à

Une altitude de 80 kilomètres. Cependant on note que:

- la teneur de l'air en gaz carbonique est très variable, elle dépend de l'activité

industrielle dans les basses couches ;

- La proportion d'Ozone au voisinage de la mer est très faible, elle devient plus importante en altitude, la couche d'Ozone s'étend en moyenne entre 15 km au-dessus des régions polaires et 30-40km à l'équateur.

L'Ozone (O₃) est une forme triatomique de O₂ ; on la trouve d'une part dans la troposphère et d'autre part dans la stratosphère il se produit par la recombinaison des atomes libres de O₂ dissociés par l'énergie du rayonnement ultra violet (0.1 à 0.4 μ m). Il est un puissant filtre à radiation mais il est instable il réagit avec nombre de composants présents dans l'atmosphère qui peuvent produire des réactions chimiques redonnant de l'oxygène.

- b) **la vapeur d'eau:**

Dans l'atmosphère, l'eau est le seul corps que l'on rencontre sous trois états gazeux (la vapeur d'eau), liquide (les gouttelettes des nuages), solide (les cristaux des

nuages). A l'état gazeux, la vapeur d'eau intervient dans des proportions pouvant atteindre 0,1% en Sibérie à 5% dans les régions maritimes équatoriales.

c) **Les impuretés** (pollution atmosphérique):

Les impuretés dans l'atmosphère sont de deux sortes:

- Les aérosols: les causes sont soit naturelles (vents de sable, poussière volcanique, pollen, ..) soit dues aux activités humaines (fumées d'usines, ...)
- Les gaz polluants: anhydride sulfureux, oxyde de carbone, hydrocarbure, les Chloro-Fluoro-Carbones (CFCs), les Hydro-Fluoro-Carbones (HFCs), ...

Ils jouent un rôle important dans la condensation et l'absorption du rayonnement solaire.

Les constituants de l'air atmosphérique peuvent être classés en deux catégories :

- ✓ **Permanents** : se trouvent en proportion constante jusqu'au 25m d'altitudes, Comme N₂, O₂ et les gaz rares.
- ✓ **Variables: dont** les constituants leur teneur varient dans l'atmosphère, tels que le dioxyde de carbone (CO₂), ozone et surtout la vapeur d'eau.

Le dioxyde de carbone et l'ozone sont des constituants pouvant subir quelques variations selon le lieu et l'époque. Cependant leur concentration étant faible dans l'atmosphère, ces variations ne modifient pas notablement la composition chimique de l'air sec, ni sa masse molaire (variations considérées donc comme négligeables).

TAB. I.1 : ÉVOLUTION DE LA TENEUR DE L'ATMOSPHÈRE EN GAZ DITS « À EFFET DE SERRE » (DAUTRAN, 1991)

Type de gaz	CO ₂	CH ₄	N ₂ O	CFC ₁₁	CFC ₁₂
Unités	ppmv	ppmv	ppbv	ppbv	pptv
Avant période industrielle	280	0,80	288	0	0
1990	354	1,70	310	280	484
Accroissement annuel	0,5 %	0,25 %	0,25 %	4 %	4 %
Durée du séjour atmosphérique (an)	50-200	10	150	60	120

ppmv (ppm) = 10⁻⁶ partie par million en volume ; ppbv = 10⁻⁹ partie par milliard en volume ; pptv = 10⁻¹² partie par billion en volume

2. - Masse et limite de l'atmosphère

la masse de l'atmosphère pèse environ 1 Kg / cm².

La masse volumique de l'air est toujours décroissante vers le haut ce qui se traduit par une baisse également décroissante de la pression (masse de l'air par unité de surface).

On est donc conduit à considérer que telle fraction de la masse totale de l'atmosphère se situe au dessous de telle altitude. Ainsi, la moitié de la masse de l'atmosphère se situe au dessous de 5500 m, les 2/3 au dessous de 8400 m, les 3/4 au dessous de 10300 m, les 9/10 au dessous de 16100 m etc...

A très haute altitude (500 à 1000 km), existe une zone de transition entre l'atmosphère et l'espace, zone d'où les molécules peuvent s'échapper vers l'espace sans que des chocs avec d'autres molécules ne les renvoient dans l'atmosphère.

Il ne possède pas de limite supérieure, la plus récente investigation donne une grandeur de limite de 60-000 à 1.000.000 km

3. Subdivision de L'atmosphère

Atmosphère est subdivisée en certains nombres de sphères séparés par des pauses.

On distingue: troposphère, stratosphère, mésosphère et thermosphère.

3.1- Troposphère :

La troposphère s'étend de la surface jusqu'à 10-16 km d'épaisseur environ. C'est dans cette couche qu'on retrouve la plus grande partie des phénomènes météorologiques. La composition de l'air dans cette couche se remarquablement constante, elle aussi le siège des phénomènes liés directement « au temps ».

Au fur et à mesure qu'on s'élève dans la troposphère la température décroît ou diminue de façon régulière d'environ 6 degrés Celsius tous les 1000 mètres.

Elle contient 80 à 90% de la masse totale de l'air et la quasi-totalité de la vapeur d'eau (90%) C'est la couche où se produisent, les phénomènes météorologiques (nuages, pluies...)

Cette région se caractérise par une décroissance de la température avec l'altitude (de 6-7 C°/1 Km dans la première moitié et de 7-8 C°/ 1Km ensuite) en moyenne 0.65 C° / 100 mètre.

La limite supérieure de la troposphère est la **Tropopause** (surface fictive qui sépare la troposphère et la stratosphère).

Son altitude est variable en fonction avec la latitude.

- à l'équateur se trouve à l'altitude de 16-18km.
- aux pôles, entre 6-8 Km.
- aux latitudes moyenne (50° de latitude), elle se trouve vers 11Kmd'altitude.

Suivant la situation atmosphérique générale, les saisons et les types de masses d'air son altitude varie entre 7-13 Km. La température au niveau de la tropopause est de – 45° C aux pôles est de –80°C à l'équateur figure 3).

3.2. Stratosphère.

Elle s'étend de la tropopause jusqu'à une altitude relativement de 50Km. Elle abrite une bonne partie de la couche d'ozone.

La caractéristique principale de cette couche est qu'au fur et à mesure qu'on s'élève à l'intérieur, la température reste presque constante jusqu'au à 20Km. c'est se qu'on appelle la couche **isotherme**, ensuite la température augmente lentement puis rapidement pour atteindre le point de congélation. C'est la limite de la stratosphère qui est la **stratopause** ou on relève de la température voisine de 0°C).

La cause de l'augmentation de température est due à l'absorption des rayons de courte longueur d'onde par l'ozone. Les mouvements de l'air y sont beaucoup moindres. Il s'agit d'un environnement beaucoup plus calme.

3.3. La mésosphère.

Au delà la stratopause se situe la mésosphère, occupe une région de 50 jusqu'au 80km .Dans cette couche atmosphérique nous assistons à un refroidissement ou diminution des températures avec l'altitude, on enregistre des températures les plus basse de l'atmosphère, de –90 °C environ **c'est : la mésopause.**

3.4. La thermosphère

La couche la plus haute est la thermosphère. Elle commence de 80-100 km et va jusqu'à 1280 kilomètre l'altitude.

La pression y devient presque nulle et les molécules d'air sont très rares. L'ultraviolet solaire de très courtes longueurs d'onde (entre 100 et 200 nm) est absorbé entre 100 et 150 kilomètres d'altitude par l'oxygène moléculaire.

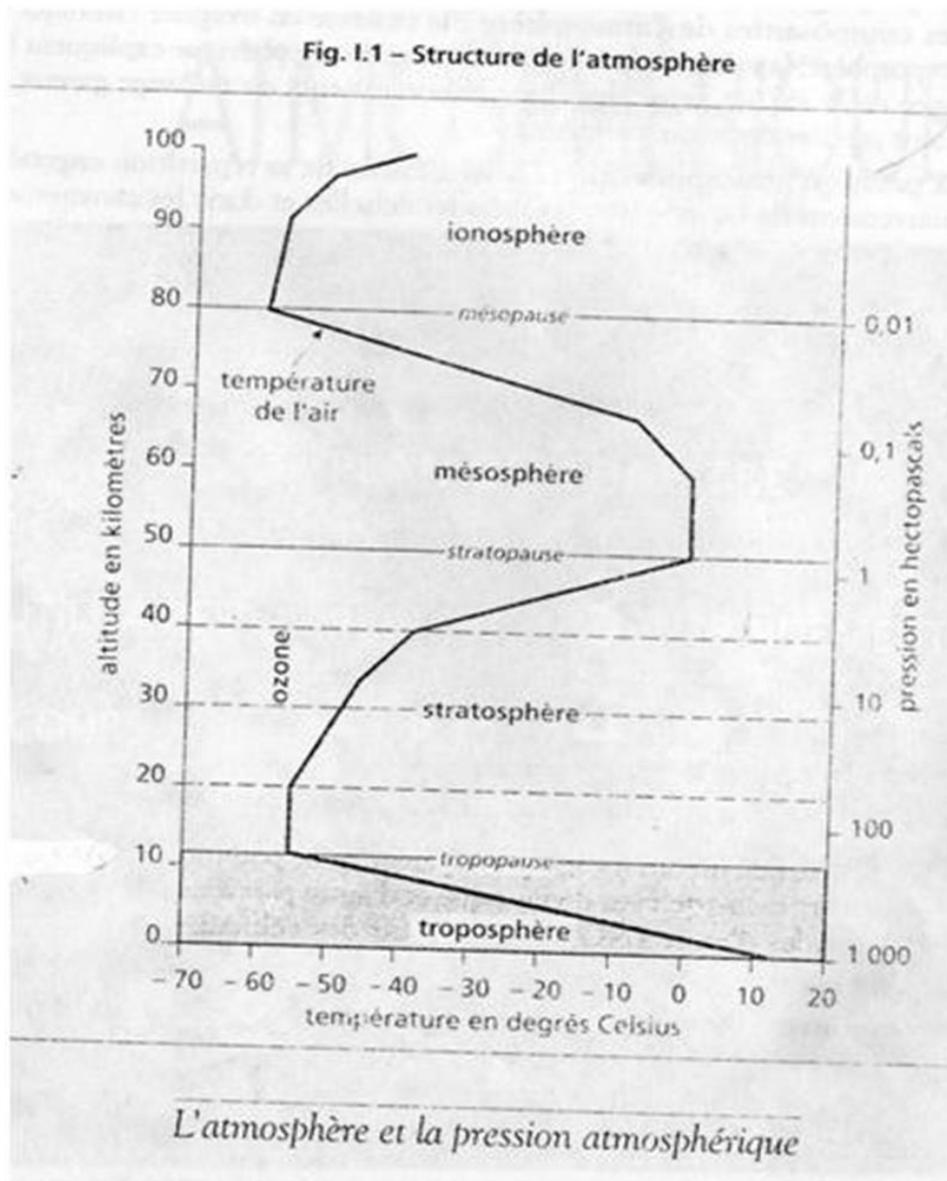
La température augmente avec l'altitude et se maintient jusqu'à la "**thermopause**" situé de 250 kilomètre à 500 kilomètres. La température oscille entre 300°C et 1600°C suivant l'énergie reçue par le Soleil. Les températures sont élevées, mais comme la densité de matière est extrêmement faible il ferait très froid pour nous puisque les quelques molécules d'air ne sont pas assez pour transférer une chaleur convenable pour nous.

La thermosphère est composée de deux parties :

- **Ionosphère).** La partie inférieure de la thermosphère de 80 km jusqu'à 640 km est appelée l'ionosphère. L'ionosphère réfléchit les ondes courtes
- **L'exosphère** Au dessus de l'ionosphère jusqu'au plus haut de l'atmosphère soit de 640 kilomètres jusqu'à 10.000 kilomètres on a l'exosphère. C'est la

thermosphère externe, où l'atmosphère fusionne avec l'espace dans l'air extrêmement mince.

Le graphique suivant montre les variations de la température de l'atmosphère (°C) en fonction de l'altitude (Km).



B) La Pression Atmosphérique

1. Définition

La pression atmosphérique est la pression de l'air en un point quelconque l'air exerce une pression à la surface de la planète donc c'est la pression atmosphérique..

Sur la Terre, la pression atmosphérique moyenne au niveau de la mer dépend essentiellement de la masse de l'atmosphère, Elle demeure proche de l'atmosphère normale, de 101 325 Pascale ou bien 1013.25h Pa =1013.25m bar ou bien 1.013 bar .

Remarque (1 hectopascal = 1 millibar).

En Sibérie, le maximum record de pression fut relevé à 1083,8 hPa (anticyclone).

Dans le Pacifique, le minimum record fut relevé à 867 hPa au coeur d'un cyclone tropical.

2. Mesure de la pression

La pression atmosphérique se mesure à l'aide d'un **baromètre à mercure**, d'un **hypsomètre** ou d'un **altimètre**.

Elle a été longtemps mesurée en mm Hg en raison de l'utilisation courante de baromètre à colonne de mercure.

Depuis l'adoption du pascal comme unité de pression, les météorologues utilisent un multiple de cette unité, l'hectopascal (1 hPa = 100 Pa), nouvelle dénomination du millibar (1 bar = 100 000 Pa).

3. Variation

3.1 Variation avec l'altitude.

L'expérience de Pascal démontre que la hauteur de la colonne de mercure diminue avec l'altitude, c.-à-d. que la pression diminue.

Il a été démontré qu'à 0 Km d'altitude la pression est de 1013.2 hPa , la température : 15 C°, à 3 km la pression est de 700hPa et la température : -4.5C°, à 5.5km elle est de 500 hPa, la température : -20.4 C° puis à 15 km elle est de 121.1 hPa et la température :-56.5.

Cela, montre qu'il y a une diminution de la pression et de la température avec l'altitude

3.2 .Variation diurne.

Les variations diurnes de la pression se présentent sous forme d'une onde à double oscillation

Elle croit de 4 à 10 heures et de 16 à 22 heures, et elle décroît de 10 à 16 heures et de 22 à 4 heures. L'amplitude de cette oscillation varie suivant la latitude elle est négligeable aux pôles, inférieure à 1 mb latitudes moyennes et elle peut être supérieure à 4 mb à l'équateur voir fig. 1

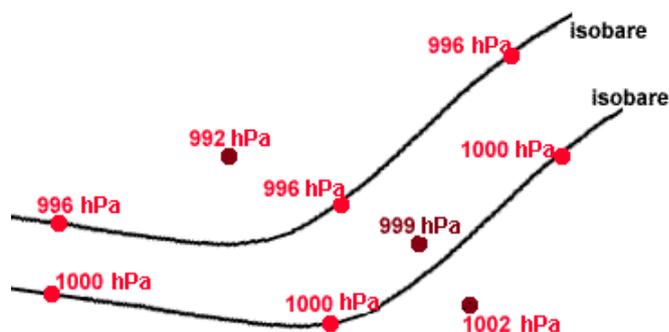
4. Distribution de la pression

Sur un plan horizontal, la pression est enregistrée par des baromètres est souvent supérieure ou inférieure à la pression normale.

La répartition de la pression est matérialisée sur les cartes météorologiques par des **isobares** ou des **lignes d'égaux de pression**,

Si on reporte sur une carte les pressions enregistrées dans les stations météorologiques, il devient possible de relier les lignes continues les lieux qui ont une même pression atmosphérique. C'est le même principe que l'on dessine des courbes de niveau ou des lignes d'égaux d'altitude pour présenter le relief de la terre.

En fonction de l'échelle de la carte, les isobares sont dessinées à intervalles de 2.4 ou 5 mb. Voir figure 2



Plus les isobares sont distancées, plus le vent est faible. Quand elles sont rapprochées, le vent est fort.

Les isobares font apparaître des configurations types schématisées sur la figure :

4.1. Dépression ou zone de basse pression (cyclone)

Suite d'isobares fermées, plus au moins circulaires, entourant un minimum de pression. La pression décroît au fur à mesure que l'on s'approche du centre. Une dépression peut avoir quelques centaines de mètres à centaines de kilomètres de diamètre

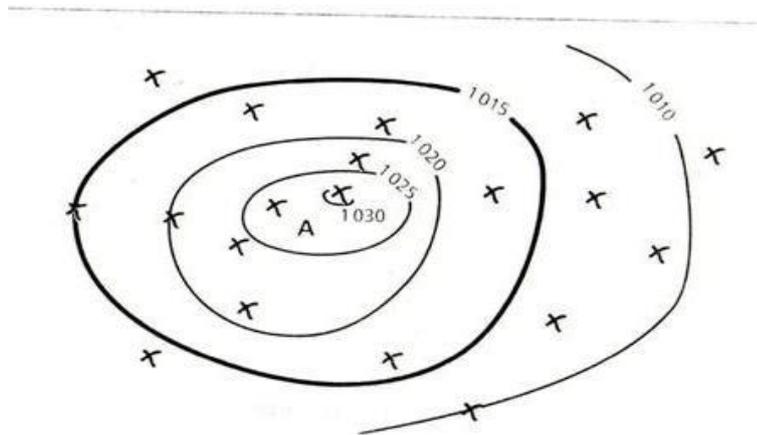
Elle s'indique par L (low) ou par D (dépression) sur la carte météorologique.

4.2. Zone de haute pression ou Anticyclone

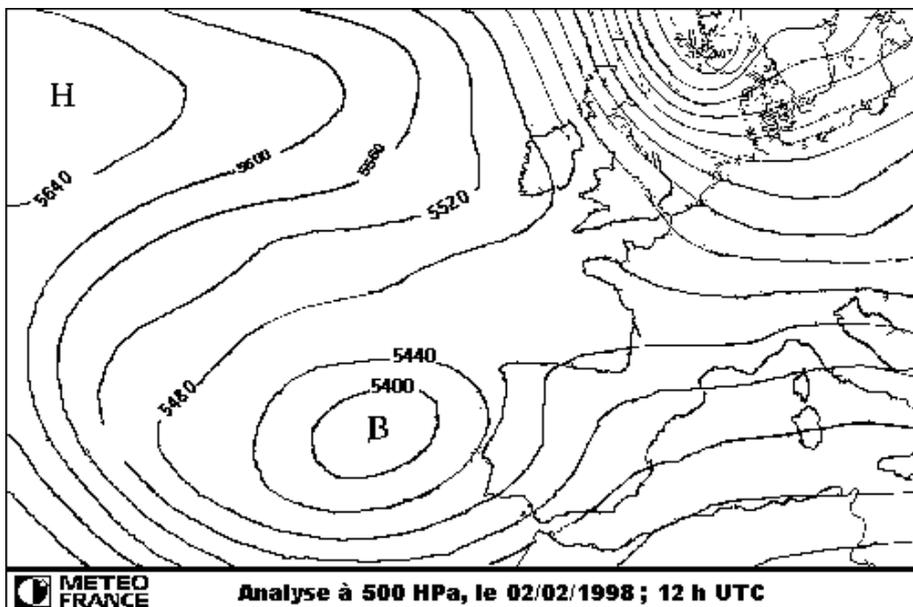
Suite d'isobares fermées, plus au moins circulaires, entourant un maximum de pression. La pression croît au fur à mesure que l'on s'approche du centre. Les dimensions sont comparables de la dépression

Elle s'indique par H (high) ou par A (Anticyclone) sur la carte météorologique.

Fig. I.6 – Champ de pression

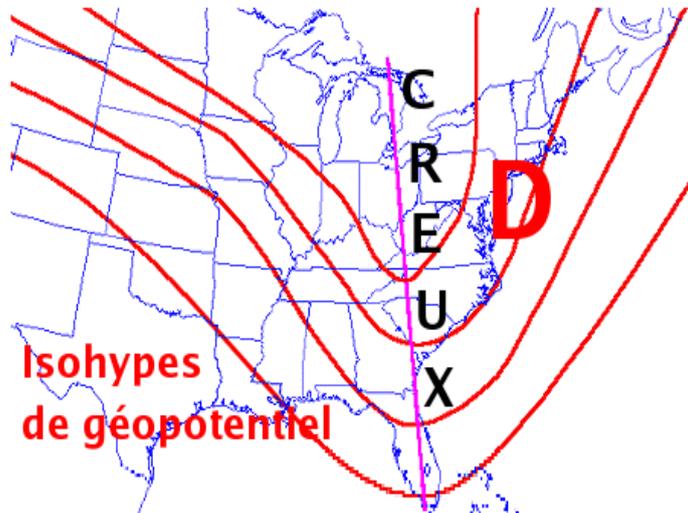


Voir figure 3



4.3. Creux ou thalweg

Le creux s'étend depuis la dépression le long d'un axe passant par son centre. Les isobares forment un « V » où la pression décroît en allant vers la concavité.



Remarque les dépressions et les creux dans la pression atmosphérique sont généralement associés au mauvais temps.

Gradient de pression

Est la distance entre deux isobares donnée, est analogue à celui de pente du terrain, il s'exprime en mb / km ou mb/ degré de latitude.

Le gradient de pression est plus faible que la distance entre les isobares est grande, et d'autant plus élevé que cette même distance est petite.

2. Les Vents.

1. Définition

Le vent est un mouvement de l'atmosphère. Il peut apparaître sur n'importe quelle planète disposant d'une atmosphère. Ces mouvements de masses d'air sont provoqués par deux phénomènes se produisant simultanément :

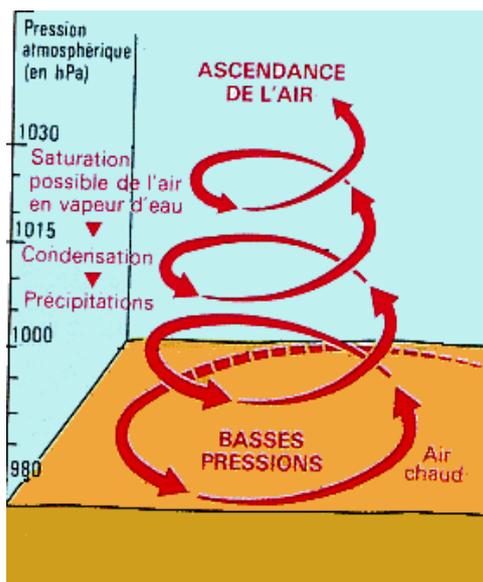
- ✓ un réchauffement inégalement réparti de la surface de la planète par l'énergie solaire .
- ✓ la rotation de la planète.

Donc le vent est un déplacement d'air né des différences de pression entre deux point, il s'écoule des anticyclones vers les dépressions par un « **appel de vide** »

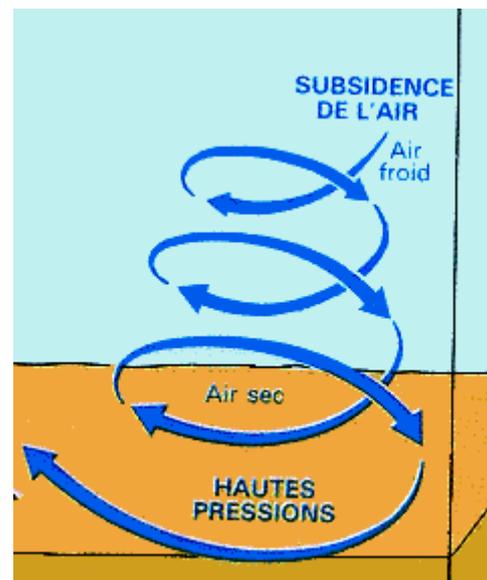
Au sol ;

- Dans un anticyclone, l'air afflue du haut vers le bas il est **subsident**.
- Dans une dépression, l'air il monte il s'ascend. Voir la figure 1

L'air qui s'élève se refroidit. Plus l'air est chaud plus l'air est légers et inverse.



L'air tropical qui est chauffée devient moins dense donc plus légère et s'élève en altitude. Alors des basses pressions se forment au niveau de la mer équatoriale.



Dans les régions polaires c'est tout l'inverse. Les masses d'air se refroidissent et deviennent plus denses donc plus lourdes et descend. Alors des hautes pressions se forment au niveau de la mer.

2. Mesure du vent

La vitesse du vent est mesurée avec un anémomètre. et sa direction est mesurée par une girouette. Au sol et en altitude, le vent est mesuré en km/h, en mètres/seconde ou en nœuds.

Pour les prévisions terrestres, on utilise les termes suivants:

- Léger (0 à 9 km/h)
- Modéré (10 à 40 km/h)
- Fort/venteux (41 à 60 km/h)
- Très fort/coups de vent (61 à 90 km/h)
- Très fort/force de tempête (plus de 91 km/h) Force d'ouragan (plus de 115 km/h)

3. Loi de BUY –BALLOT.

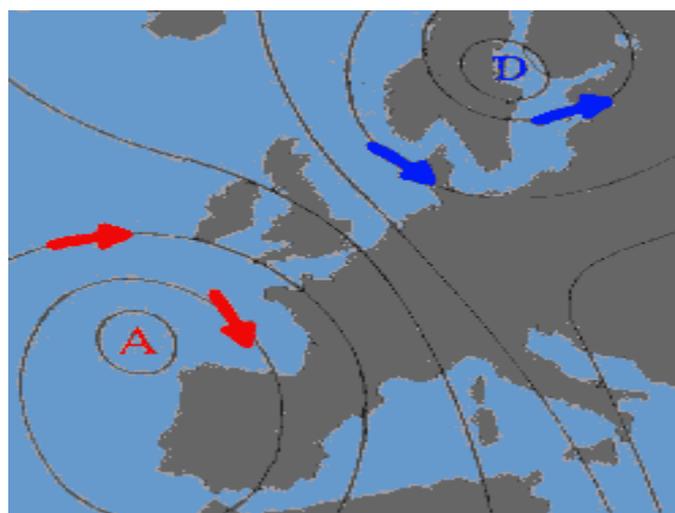
Cette loi donne la direction du vent en fonction du champ de pression.

Elle se résume de la manière suivante :

- Dans l'hémisphère nord, un observateur placé dos au vent, aux hautes pressions à sa droite et les basses pressions à sa gauche. Dans l'hémisphère sud est l'inverse.

- Dans l'hémisphère nord, le vent tourne dans le sens d'aiguille d'une montre dans les hautes pressions et dans l'hémisphère sud ces sens de circulation sont inversés.

- L'air quitte les anticyclones (A) en tournant dans le sens d'une aiguille d'une montre et pénètre dans les dépressions (D) en tournant en sens inverse d'une aiguille d'une montre, dans l'hémisphère nord. **Voir figure 2**



4. Les lois du mouvement horizontal.

Le vent résulte de l'équilibre des forces suivantes

4.1. La force du gradient de pression

La force qui résulte de la différence de pression entre deux points est le gradient de pression.

Cette force est toujours exercée de la haute vers la basse pression.

Cette force est d'autant plus grande que les isobares sont rapprochées.

4.2. La force de Coriolis

Le mathématicien français Coriolis, remarque que la trajectoire d'un corps se déplaçant sur une surface animée d'un mouvement de rotation est déviée vers la droite ou vers la gauche suivant le sens de déplacement et le sens de rotation. La terre tourne d'ouest en est autour de son axe.

Donc La rotation de la Terre exerce une force constante qui fait légèrement dévier l'air vers la droite dans l'hémisphère Nord. On l'appelle force de Coriolis.

En surface ne soufflent pas exactement des anticyclones vers les dépressions. La force de Coriolis dévie les vents de leur trajectoire théorique vers la droite dans l'hémisphère nord et vers la gauche dans l'hémisphère sud. Cette déviation est nulle à l'équateur et maximales aux pôles.

On en déduit donc que le vent, en présence de la force de Coriolis et du gradient, souffle parallèlement aux isobares autour d'un centre de basse pression, donc de façon lévogyre, tandis qu'il sera dextrogyre autour d'un centre de haute pression.

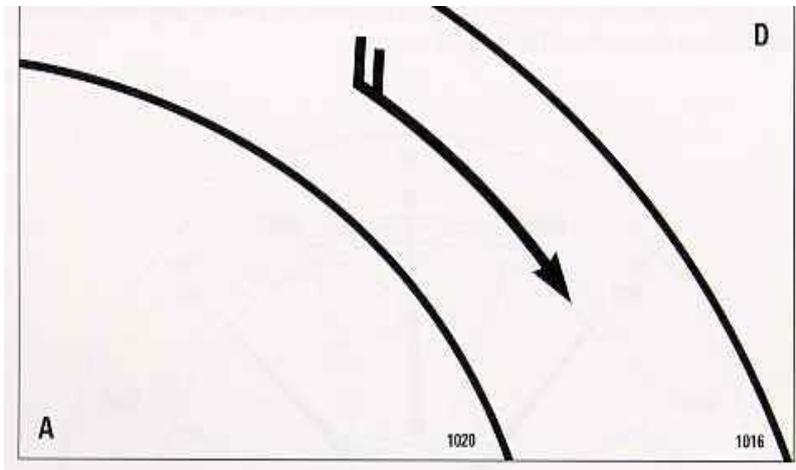


Figure 2 Relation entre la direction du vent et les isobares reliées à l'anticyclone A, dans un environnement où il n'y a pas de frottement.

4.3. La force de frottement

Cette force n'intervient qu'au sol. En surface, une force peu négligeable s'exerce sur le déplacement de l'air; elle le ralentit et peut en modifier considérablement la trajectoire. Il s'agit de la force de frottement. La rugosité de la surface (relief forêt, immeubles), force les mouvements à l'ascendance

À partir de 3000 pieds, 1000 m, au-dessus du sol cet effet s'estompe et les vents circulent parallèlement aux isobares.

5. Vents de brise de mer et brise de terre

Les brises de mer et brise de terre leur existence est liée au réchauffement inégal de la terre ferme et des plans d'eau.

- **Brise de mer** : Le jour, par temps ensoleillé, la température de l'air au-dessus du sol devient vite supérieure à la température de l'air marin. la terre se réchauffe plus vite que la mer. L'air chaud est plus léger s'élève donc de la terre et de l'air froid, situé au-dessus de l'eau, se déplace vers la terre pour le remplacer. ***Le vent se déplace donc de la terre vers la mer.***
- **Brise de terre** Inversement, la nuit, la terre perdant sa chaleur plus rapidement que l'eau, le vent se déplace donc de la terre vers la mer: c'est alors la brise de terre.

Ces phénomènes très locaux ne se produisent que lorsque les vents dominants sont faibles.

Les brises de terre sont généralement beaucoup moins fortes que les brises de mer, dû au fait que la température des masses d'air varie plus lentement que le jour; ce qui crée une certaine stabilité.

Le vent d'une brise de mer peut atteindre 25 noeuds, 50 km/h, et ses effets sont parfois ressentis jusqu'à 25 kilomètres à l'intérieur des terres.

Chapitre 3 : Le climat et classification

1. Le temps : est considéré comme l'état physique de l'atmosphère en un lieu donné et à un moment donné. Il se décrit en fonction de divers éléments météorologiques exprimés en valeurs instantanées (pression, température, ...) ou en valeurs moyennes ou cumulées sur des courtes périodes (vent: moyen du vent sur 10 minutes, durée d'insolation au cours d'une journée, etc.).

2. Le climat est l'aspect du temps sur une longue période en un domaine spatial déterminé. C'est un ensemble ordonné des états de l'atmosphère et de leurs interactions avec la surface sur une période donnée et sur une étendue déterminée.

L'Organisation Météorologique Mondiale (OMM) définit le climat comme:

un ensemble d'éléments météorologiques pris sur une période donnée qui concourent à donner caractère et individualité météorologiques à un domaine spatial déterminé.

Le climat sera donc caractérisé par différents critères statistiques des paramètres météorologiques. Ces paramètres sont appelés éléments du climat.

3. Éléments et Facteurs du climat:

3.1. Les éléments du climat: des paramètres physiques et des observations visuelles qui caractérisent le climat: ils résultent :

- Soit directement de la lecture ou de l'enregistrement d'un appareil de mesure: Thermomètre, pluviomètre, ...
- Soit des observations visuelles codifiées directement par l'observateur: on peut citer par exemple la détermination de la couverture nuageuse ou de la morphologie du type de nuages.

3.2. Les facteurs du climat: sont des facteurs qui agissent sur la variabilité des éléments du climat. On distingue:

- **Les facteurs astronomiques** : qui font intervenir la rotation de la Terre sur elle-même et autour du soleil, entraînant une variation de la quantité d'énergie solaire reçue au niveau de la surface Terrestre au cours d'une journée et au cours de l'année.
- **Les facteurs météorologiques** : qui tiennent compte de la circulation générale, de l'effet des masses d'air, etc.

- **les facteurs géographiques** : qui regroupent l'effet d'altitude, de la position par rapport à la mer, la latitude, la végétation et les étendues d'eau ,etc.
- **Les facteurs anthropogéniques** : parmi lesquels le rejet de gaz carbonique dans l'atmosphère tient un rôle important.

Remarques:

- La distinction entre les éléments du climat et les facteurs du climat est assez artificielle.
Elle n'est d'ailleurs pas toujours bien nette.
- Ceux sont les facteurs climatiques relativement constants qui permettent de déterminer la partie prévisible des variations atmosphériques.

4. Les éléments du climat:

I. Le rayonnement solaire:

Le rayonnement solaire est caractérisé par la durée d'insolation et l'intensité de la radiation globale.

La durée d'insolation pour un jour donnée est fonction de la latitude du lieu de mesure et du jour de l'année. Elle peut être réduite par le relief, la nébulosité, la brume, le brouillard, la fumée dense, ...

II. La nébulosité:

Au cours de la journée et en contact avec une masse nuageuse, le rayonnement solaire (S) est réparti en rayonnement réfléchi (R), rayonnement diffus (D) et rayonnement absorbé (A) et donc seule une partie de l'énergie solaire atteint la surface du sol.

Ainsi, au cours de la journée, un ciel nuageux permet la diminution du réchauffement de la surface terrestre.

Au cours de la nuit, un ciel nuageux permet la réduction de la perte d'énergie de la Terre par rayonnement infra - rouge et donc diminution du refroidissement de la Terre.

III. La température de l'air:

La température de l'air usuelle est la température de l'air mesurée à l'ombre, dans un abri météorologique, à une altitude de 1m50.

Le choix de ce niveau d'altitude revient au fait que l'air s'échauffe en contact direct avec le sol. Ainsi, la température de l'air est maximale près du sol; elle s'affaiblit en altitude avec un gradient fort près du sol. Ce gradient devient nul près de 1m50.

Dans les premières couches d'air au dessus du sol, la température du sol est supérieure à celle de l'air pendant le jour et inférieure pendant la nuit.

Remarques:

- Si la mesure de T est faite au soleil, on risque de mesurer la température du matériel thermomètre.
- La T_{min} se produit vers le lever du soleil (ou peu après le lever du soleil [une demi heure]).
- La T_{max} se produit deux heures après le méridien (le midisoleil).
- La température de l'air sous abri ne correspond pas étroitement aux sensations de chaleur (ou du froid) par les êtres vivants (l'homme par exemple). Cette sensation est, certes, liée à la température, mais aussi à l'humidité, vent, ... (i.e. indice de confort)
- Nombreux facteurs agissent sur la variation diurne de la température; on peut citer la nébulosité, l'altitude, la latitude la saison, la nature du sol, le relief avec toutes ses caractéristiques (forme, exposition, orientation), le degré de continentalité, l'état de l'atmosphère.
- L'amplitude thermique annuelle augmente en fonction de la latitude.

IV. Les précipitations:

Les précipitations constituent avec la température les éléments les plus importants qui définissent le climat d'un lieu donné. Ils ont une grande influence sur la vie de l'homme et des animaux ainsi que sur les économies des pays.

D'après certains auteurs, rien qu'avec le cumul annuel des précipitations on peut classer les climats en:

- climat désertique : $RR < 120$ mm
- climat aride : $120 \text{ mm} < RR < 250$ mm
- climat semi aride : $250 \text{ mm} < RR < 500$ mm
- climat modérément humide : $500 \text{ mm} < RR < 1000$ mm
- climat humide : $1000 \text{ mm} < RR < 2000$ mm
- climat excessivement humide: $RR > 2000$ mm

Mais les précipitations sont caractérisées non seulement par leur quantité, mais aussi par: leur nature physique (pluie, neige, grêle, grésil), leur fréquence (une fois par ans ou 100 fois par an ?!), leur durée de chute (dix minute ou 24 heures?!), leur intensité (10mm/heure ou 100mm/heure?!), leur répartition dans le temps (exp. jours successifs) et dans l'espace (échelle locale ou synoptique?!).

Cet ensemble de caractéristiques influence sur l'absorption du sol, le drainage, les crues des cours d'eau, l'utilité agricole, la sécurité humaine, etc.

Remarques: (en général)

- Les quantités des précipitations augmentent en se rapprochant de la mer (à latitude égale)
- Elles augmentent avec l'altitude: les cartes des précipitations coïncident avec celles hypsométriques (cartes d'altitude).
- Au relief, les versants "au vent" sont plus arrosés que les versants "sous le vent" (pour des pentes assez élevées. Bien entendu, pour des vents apportant de l'air humide.
- ***La distribution des précipitations à la surface du globe est caractérisée par:***
- entre 20 S et 20N : fortes précipitations (1500 mm - 3000 mm)

- entre 20 et 30° latitude : zones sèches (< 200 mm) avec quelques régions pluvieuses.
- entre 30 et 40° latitude : entre 400 et 800 mm
- aux hautes latitudes > 70°: faibles précipitations (< 200 mm)

V. Evaporation:

L'évaporation concerne aussi bien les précipitations qui arrivent au sol que l'eau contenu dans le sol.

Elle a un rôle biologique puisqu'elle influence la respiration et la transpiration. Elle est liée à différents facteurs tel que: la température (même sens de variation), humidité relative, pression, mouvement de l'air (vent, turbulence), forme et dimension de la surface d'évaporation, épaisseur de la lame d'eau.

L'évaporation peut être estimée à partir de la vitesse du vent, la radiation solaire, la tension de vapeur d'eau, etc. ...

Remarques:

- L'évaporation augmente si l'air est peu humide et plus agité.
- L'évaporation provoque la formation du brouillard et des nuages

VI. L'humidité de l'air:

Elle s'exprime par la tension de la vapeur d'eau (e) et par l'humidité relative (U : exprimée en pourcentage [degré hygrométrique])

La variation de U et de e en fonction du temps et de l'espace est très complexe, mais en général:

- e et U ont une distribution zonale,
- $e = 20$ mm de mercure dans les zones équatoriales; $e < 5$ mm dans les zones polaires.
- U est de l'ordre de 85% sur les zones équatoriales, très faible sur les zones subtropicales

(notamment sur les zones continentales) et élevée dans les moyennes latitudes et dépend de la saison.

VII. La pression atmosphérique:

La pression est le poids de la colonne d'air qui surmonte l'unité de surface sur laquelle elle s'exerce. Sa variation temporelle est liée à celle de la température et son gradient génère le vent (force et direction).

VIII. Le vent:

Le vent est le résultat de la différence de pression entre deux zones voisines. Il provoque le déplacement des masses d'air et transporte ainsi les caractères climatiques. On rappelle par exemple les moussons indiennes qui sont de deux sortes: les moussons humides et pluvieuses dont l'air circule de l'océan vers le continent et les moussons sèches dont l'air circule du continent vers l'océan.

Remarque:

Un vent fort, en contact avec la surface de l'eau ou du corps humain favorise le phénomène de l'évaporation (l'énergie cinétique est perdue en chaleur).

IX. La transparence de l'air (ou la visibilité horizontale):

Elle change en fonction de l'humidité de l'air, sa pureté et sa stabilité. Ainsi une diminution de la visibilité est produite par l'absorption et la diffusion de la lumière (par les constituants de l'atmosphère).

En météorologie, on parle de brouillard lorsque la visibilité est inférieure à 1000 m et de brume lorsqu'elle est comprise entre 1000m et 5000m.

La stabilité de l'atmosphère, en présence d'un air humide ou impure, favorise une mauvaise

visibilité.

5 Les échelles spatiales du climat.

Les climats régionaux.

L'échelle des climats régionaux ou mésoclimats, qui s'applique à des régions de plusieurs milliers de kilomètres carrés, soumises à certains phénomènes météorologiques bien particuliers (Sirocco, vent venu du désert) du fait de l'interaction entre la circulation générale et le relief. Le climat de l'Alsace, asséché par l'effet de foehn, fournit un exemple typique de climat régional.

Les climats locaux.

L'échelle de ces climats s'applique à des sites qui s'étendent sur quelques dizaines de kilomètres carrés tout au plus en moyenne. Cette échelle du climat reste en rapport étroit avec les particularités environnementales d'un espace peu étendu. La présence de reliefs (monts induisant des vallées, relief de cuesta,...), d'étendues aquatiques (lacs, océan, rivière,...) va influencer sur les phénomènes de vents, d'humidité et de d'écarts de température.

Les microclimats.

Cette échelle, enfin, concerne des sites peu étendus grands d'une centaine de mètres carrés, parfois beaucoup moins. Les traits spécifiques de la topographie et de l'environnement à petite échelle — bâtiments et obstacles divers, couvert végétal, niches rocheuses... — modifient dans ce cas sur des aires réduites, mais de façon parfois très notable, les caractéristiques générales du courant aérien, de l'ensoleillement, de la température et de l'humidité.

6. Types du climat

En tenant compte principalement de la latitude et de la végétation, on a divisé les principales régions de la terre qui ont des caractéristiques climatiques semblables, en 5 classes principales.

1. Les climats tropicaux humides

Ce sont des régions situées entre les tropiques. Moyenne des températures: entre 20 et 25°C (elle ne descend jamais en dessous de 15°C). Précipitations abondantes et

fortes: entre 2000 et 10000 mm par an. Végétation luxuriante qui accroît l'humidité de l'air par sa transpiration.

Il y a 3 types de climats tropicaux:

Le climat équatorial.

C'est le climat des zones équatoriales d'Amérique centrale, d'Amazonie, du Congo, de la Guinée, de Madagascar, de beaucoup d'îles de l'océan Pacifique et de l'archipel de la Sonde. Les températures y sont élevées et des précipitations continues. La saison sèche n'existe pas. Il y a des espèces très variées de végétation: au sol, des plantes très jeunes et herbacées; un peu plus haut, des buissons et des arbustes et enfin des arbres toujours verts qui peuvent atteindre jusqu'à 50 m de haut. Il faut remarquer que le sol des forêts équatoriales est pauvre en humus à cause des pluies constantes et de la rapidité avec laquelle les plantes absorbent les produits nutritifs issus de la décomposition. Les animaux qui vivent dans ces régions sont de petites tailles.

Le climat de la savane.

C'est le climat des régions comprises entre la forêt équatoriale et les déserts. La température y est très élevée. Il y a une saison des pluies suivies de deux longues saisons sèches de 3 mois chacune (de fin novembre à février et de juillet à septembre).

Ce genre de climat favorise de vastes étendues d'herbes et de buissons. Il y a peu d'espèces arborées mais elles sont capables de résister à la sécheresse.

Les animaux sont moins nombreux que dans la forêt équatoriale mais ils sont de plus grande taille.

Les moussons.

C'est un climat équatorial influencé par les moussons. On le rencontre en Asie du sud, dans le bassin amazonien, dans certaines régions de l'Afrique centrale et à Madagascar. Il y a deux saisons : la saison des pluies (de mai à octobre), quand la mousson souffle de la mer et amène de fortes précipitations et la saison sèche (d'octobre à mai), quand le vent vient du continent avec un air très peu humide. La jungle est constituée de plantes caduques (les feuilles tombent pendant la saison sèche). Les animaux qui y vivent sont de taille moyenne et grande.

2. Les climats arides

Ils sont caractérisés par un manque d'eau considérable et une température élevée. Les déserts occupent un cinquième des terres.

Il y a 3 types de climats désertiques:

Le climat désertique chaud.

Ils se situent autour du tropique du Cancer.

Ce sont les déserts africains, d'Amérique du sud, australiens et d'Asie du sud-ouest. L'écart des températures entre le jour et la nuit est très grand (40°C le jour, 0°C la nuit). Il n'y a aucune précipitation à cause de la présence continue d'anticyclones qui

empêchent la formation de nuages. La flore comprend uniquement de buissons et de plantes éphémères sauf les oasis où la présence de nappes d'eau permet aux palmiers de pousser. La faune se compose de reptiles, d'insectes et de très rares mammifères.

Le climat désertique froid.

La Mongolie, la Patagonie et l'Anatolie sont des régions dont le climat est désertique froid.

Le climat pré désertique.

Ce sont les régions situées dans la zone de transition entre la savane et le désert. Le climat est moins chaud et moins sec que le désert et permet la survie d'herbes et de buissons qui peuvent résister à la chaleur.

3. Les climats tempérés chauds

La zone tempérée se caractérise par de vraies saisons avec des températures et des précipitations très variables.

Il y a 3 types de climats tempérés:

Le climat tempéré océanique.

Ce sont les terres entre le Golfe du Mexique, le centre de l'Argentine, le sud de l'Afrique et la côte du sud-est de l'Australie. Températures moyennes annuelles élevées; précipitations abondantes en été, plus rares et neigeuses en hiver. Végétation: forêt subtropicale avec des plantes méditerranéennes ou tropicales.

Le climat méditerranéen.

Il concerne les côtes européennes ainsi que les côtes de la mer Noire, de la Californie, du sud de l'Australie et du centre du Chili. Les étés sont chauds; l'air est sec et les précipitations sont rares. Pendant la saison froide, il y a des pluies et des précipitations même neigeuses. Ce phénomène est dû aux anticyclones estivaux qui se déplacent et apportent du beau temps, de la chaleur et peu de précipitations alors qu'en hiver les dépressions descendent des latitudes plus élevées. La végétation change en fonction des régions de la terre. En Europe, ce sont des sous-bois d'arbustes et de plantes toujours vertes (olivier, figuier, amandier, bruyère, genévrier, ..) et une végétation qui se développe de manière sauvage: « le maquis méditerranéen ». En Australie, la flore est complètement différente: conifères, eucalyptus,...

Le climat tempéré frais.

Il est répandu en Europe sur les côtes de l'océan Atlantique et en Amérique, le long des côtes de l'océan Pacifique. Les étés sont plutôt frais et les hivers doux. Les précipitations sont constantes presque toute l'année et plus on se déplace vers le nord, plus l'hiver est court et l'été long. Ces changements entre l'intérieur et la côte sont dus à l'influence des courants marins chauds et les masses d'air qui se déplacent de l'océan vers les côtes. Végétation: grands bois de conifères et arbres de haute futaie (ormes, châtaigniers, bouleaux, érables) mais quand on monte vers le nord, prairies et arbustes toujours verts.

4. Les climats tempérés froids

Ce sont les zones tempérées des régions du nord ou du centre du continent. Les étés sont chauds et les hivers très froids.

Il y a 2 types de climats tempéré froid:

Le climat tempéré froid avec été chaud.

Ce sont les régions internes de l'Amérique du nord; en Europe, il va jusqu'en Russie centrale; en Asie, on le trouve au nord de la Chine et dans une partie de la Sibérie. Les étés sont chauds et les hivers très froids. Il n'y a presque pas de saisons intermédiaires. Les précipitations sont constantes mais pas intenses toute l'année; elles deviennent neigeuses en hiver. Verglas et neige restent au sol une bonne partie de l'année, ce qui influence la végétation: au sud, chênes et hêtres; au nord, grandes prairies: les steppes qui sont vertes en été et jaune paille en hiver.

Le climat tempéré froid avec hiver long.

On le rencontre dans tous les continents aux latitudes les plus élevées: Canada, Alaska, les pays scandinaves, une grande partie de la Russie. Les hivers sont longs et rigoureux avec des températures de -50°C . La neige couvre le sol presque toute l'année. En été, la température ne dépasse jamais 20°C mais provoque un dégel formant un espèce de marais. La flore est formée d'une variété de conifères résineux et toujours verts: la taïga

5. Les climats nivaux ou polaires

Au-delà des cercles polaires, le climat se caractérise par des hivers glaciaux et longs et des étés froids, avec des températures à peine au-dessus de 0°C .

Au fur et à mesure qu'on remonte vers les pôles, il n'y a qu'une seule longue nuit de six mois et un seul long jour pour les six autres.

Il y a 2 types de climats nivaux:

Le climat semi-nival.

On le trouve dans tous les continents de l'hémisphère austral et boréal. Les températures ne dépassent pas 5°C même en été. Il y a très peu de précipitations, toutes à caractère neigeux. L'air est sec et tout au long de l'année, le sol est couvert de neige et de glace. En été, le soleil fait fondre la couche superficielle, mais les couches inférieures restent glacées et sont appelées « permafrost ». Pendant l'hiver, il souffle un vent froid et fort: le blizzard. Sur le sol, il n'y a que des muscs et des lichens: c'est la toundra.

Le climat avec gel éternel.

On est aux pôles et la température ne dépasse jamais 0°C . Les glaces ne fondent pas (au pôle sud, en juillet 1958, la température la plus basse a atteint -93°C). Il n'y

a quasi pas de précipitations et la flore est pour ainsi dire inexistante. On trouve ce même type de climat sur les glaciers mais les températures sont moins extrêmes.

Ces mouvements généraux de l'atmosphère, liés à la déclinaison du soleil **et** à la répartition des terres **et** des océans, se traduisent par les phénomènes de *moussons* dus aux déplacements saisonniers des *zones intertropicales de convergence** nord **et** sud qui séparent ces masses d'air. Ils provoquent des modifications profondes **et** brutales du climat qu'on verra au paragraphe 8 à propos des régimes des pluies.

2. Rayonnements solaire **et** thermique

Le rayonnement solaire constitue la source de toute vie. Mais l'énergie incidente arrivant à la limite supérieure de l'atmosphère est profondément modifiée **en** qualité **et en** quantité par la présence de celle-ci.

Nous verrons aussi que les rayonnements de *grande longueur d'onde* (d'origines atmosphérique **et** terrestre), généralement nommés « rayonnements thermiques », jouent un rôle très important dans le bilan radiatif au niveau du sol **et** dans ce qu'on nomme actuellement *l'effet de serre*.

2.1. Rayonnement solaire extra-atmosphérique

La courbe 1 de la figure II.3 présente la répartition spectrale des ondes électromagnétiques d'origine solaire au sommet de l'atmosphère ter-

2.1. Rayonnement solaire extra-atmosphérique

La courbe 1 de la figure II.3 présente la répartition spectrale des ondes électromagnétiques d'origine solaire au sommet de l'atmosphère ter-

Éléments sous droits d'ai

restre. La bande d'émission extra-terrestre du rayonnement solaire (R_{g_0}) est située pour l'essentiel **entre 0,2 et 4 μm** ; les *pyranomètres* n'enregistrent que le rayonnement entre 0,3 et 3 μm en raison des limites imposées par le verre pyrex ; plus de 99 % se situent dans cette gamme de rayonnement, dite de *courtes longueurs d'onde*. Il faut bien distinguer l'émission solaire de l'émission de *grande longueur d'onde* de la terre et de l'atmosphère, qui se situe surtout entre 5 et 100 μm .

L'ultra-violet (UV) arrivant dans la haute atmosphère comprend trois fractions qui sont reçues différemment au sol :

L'ultra-violet court (UV C) inférieur à 0,29 μm , est **totalement** absorbé par l'ozone de la haute atmosphère ; il est léthal pour toute vie organisée, (d'où les inquiétudes dues à sa réduction dans le « trou d'ozone antarctique »).

L'ultra-violet moyen (UV B) est fortement diffusé par l'atmosphère et ses aérosols ; au sol par ciel clair et air sec il représente 2 % de l'énergie et augmente avec l'altitude.

La quantité d'ultra-violet proche (UV A, entre 0,35 et 0,39 μm), dépend du *type de temps*. Il représente 6 % du rayonnement incident par ciel clair.

Le rayonnement visible (Vis) ou *photosynthétiquement actif, (PAR*)* se situe entre 0,39 et 0,7 μm . La photosynthèse utilise surtout le bleu (0,4 à 0,45 μm) et le rouge (0,63-0,68 μm).

L'infra-rouge solaire est souvent subdivisé en *IR proche*, entre 0,7 et 1,36 μm , *IR moyen*, entre 1,36 et 1,9 μm , et *IR lointain*, au-delà de 1,9 μm . Ces limites correspondent aux deux *bandes principales d'absorption* de l'eau par l'atmosphère dans l'infra-rouge solaire.

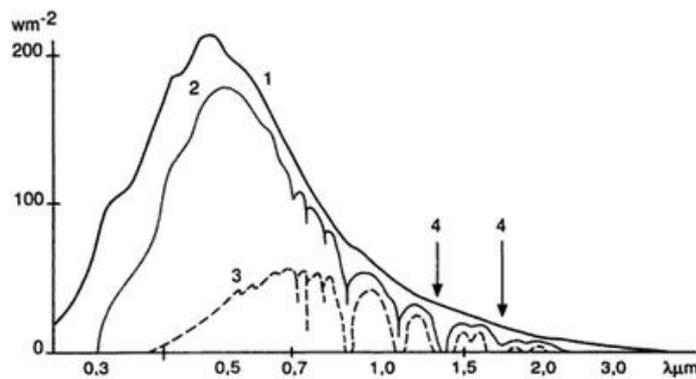


Figure II.3. Spectres solaires reçus au sommet de l'atmosphère **et** au sol, **en** fonction de la hauteur apparente du soleil (d'après BECKER, 1979). Abscisses logarithmiques, μm ; ordonnées, $W \cdot m^{-2}$. (1) à la limite supérieure de l'atmosphère ; (2) soleil au zénith ; (3) soleil à 7° au-dessus de l'horizon ; (4) bandes d'absorption de l'eau.

2.2. Rayonnement solaire arrivant au sol

On peut l'étudier **en** fonction de sa répartition spectrale, ou de ses caractéristiques de diffusion **et** de réflexion.

Etude de sa répartition par longueurs d'ondes.

On a vu que le rayonnement solaire reçu au sol se situe entre 0,29 et 4 μm environ. La figure II.3 (d'après BECKER, 1979) présente le spectre solaire (1) reçu au sommet de l'atmosphère et au sol (2) par ciel clair à midi et (3) au lever ou au coucher du soleil, exprimé en $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$. On indique l'emplacement des deux principales bandes d'absorption par l'eau à 1,4 et 1,9 μm . Elle augmente avec la *masse atmosphérique* (longueur du chemin apparent que les rayons solaires parcourent à travers l'atmosphère, PERRIN DE BRICHAMBAUT, 1963). Par gamme de longueurs d'onde on peut tabler au sol sur les énergies suivantes, par ciel clair et soleil au zénith :

Ultra-violet, $80 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$; Visible, $510 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$; Infra-rouge solaire, $570 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$.

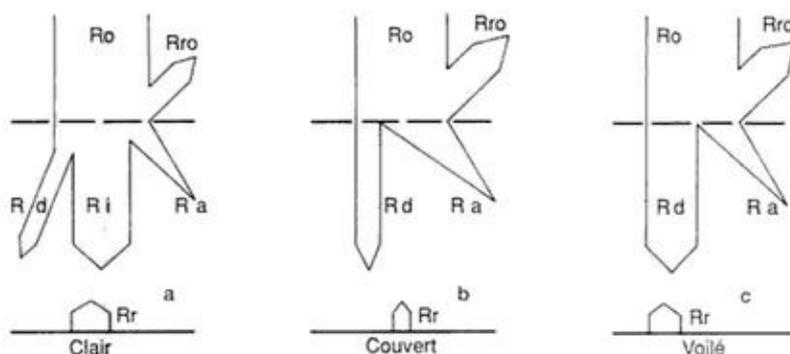


Figure II.4. Modifications subies par le rayonnement solaire R_o dans sa traversée de l'atmosphère pour des ciels clair, couvert ou voilé, exprimés en valeurs relatives. R_{ro} : rayonnement réfléchi par la haute atmosphère ; R_a : rayonnement solaire absorbé par l'atmosphère ; R_d : rayonnement diffus ; R_i rayonnement direct.

Composantes énergétiques du rayonnement solaire

La figure II.4 schématise les modifications subies par les rayonnements d'origine solaire de courte longueur d'onde entre le sommet de l'atmosphère **et** le sol.

Le *Rayonnement global* ($R_g = R_i + R_d$) représente l'énergie solaire totale reçue au sol sur une surface horizontale.

Le *Rayonnement direct* (R_i) est unidirectionnel : il provient directement du soleil **et** tout obstacle l'intercepte.

Le *Rayonnement diffus* (R_d) est dû à la diffusion du rayonnement solaire par les aérosols **et** les nuages de l'atmosphère.

Le *Rayonnement réfléchi* (R_r) correspond à la fraction du rayonnement réfléchi par l'eau, le sol **et** la végétation ; elle est fortement diffuse ; quand on l'exprime **en fraction du rayonnement global**, on parle d'*albedo*.

2.3. Modifications des composantes du rayonnement solaire dues à des aérosols, des brumes ou des nuages

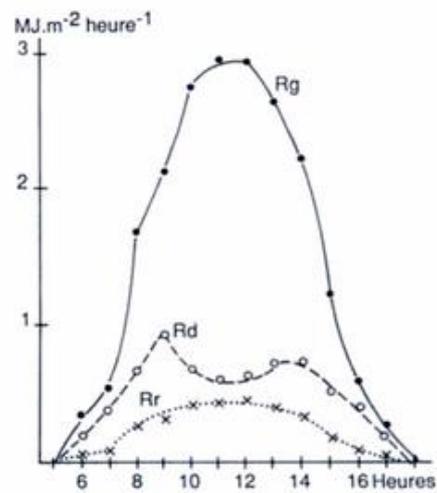
En zones tropicales les variations annuelles de l'énergie solaire reçue au sol dépendent principalement de l'enneuagement, la durée du jour variant assez peu (fig. II.5). **En** saison sèche, avec une atmosphère sèche mais poussiéreuse, on peut noter des augmentations considérables du rayonnement diffus, sans réduction notable de l'énergie globale (OUEDRAOGO & BALDY, 1976).

En climat méditerranéen, **par ciel clair**, le rayonnement global comporte 10 à 30 % de rayonnement diffus (BALDY & BOULAHYA, 1983) (fig. II.6). Dès que l'atmosphère contient des aérosols, des polluants, des poussières, **et** plus encore si le ciel est couvert, le pourcentage du *rayonnement diffus* dans le *global* augmente ; l'énergie solaire incidente diminue généralement. **Par ciel couvert**, la quantité d'énergie incidente est fortement réduite : elle peut représenter moins de 10 % de l'énergie reçue à la même heure par ciel clair ; par ciel brumeux ou couvert, elle est constituée essentiellement (ou totalement) de rayonnement diffus.

On verra au chapitre VI quelles modifications qualitatives **et** quantitatives subit l'énergie solaire **en** pénétrant à l'intérieur des peuplements.

$M \text{ m}^{-2} \text{ heure}^{-1}$

Figure II.6. Composantes du rayonnement global à Oran (Algérie), pour une journée de ciel clair. Rayonnements : Rg = global ; Rd = diffus ; Rr = réfléchi. (BALDY & BOULAHYA, 1983).



Certaines tiennent compte de la latitude du lieu, d'autres de l'état de la masse d'air. La méthode la plus employée est celle d'ANGSTROM modifiée par PRESCOTT (*In* : PERRIN DE BRICHAMBAUT, 1963). Elle s'exprime comme suit :

$$R_g = R_{g_0}(ah/H + b) \text{ avec :}$$

- R_g = rayonnement global incident, en MJ.m² par jour ;
- R_{g_0} = rayonnement solaire arrivant à la limite supérieure de l'atmosphère (donnée astronomique) ;
- H = durée astronomique du jour ;
- h = durée réelle d'insolation ;
- a, b = coefficients empiriques.

Quand $h/H = 0$, b correspond à la valeur moyenne du rayonnement diffus ; quand $h/H = 1$, $(a + b)$ correspond à la pureté moyenne du ciel, c'est-à-dire au *coefficient standard d'extinction* du ciel clair au point de mesure (OUEDRAOGO *et al.*, 1981). Le tableau II.1 présente quelques coefficients obtenus en régions tropicales. D'autres ont été publiés par la FAO (DOORENBOS & PRUITT, 1977).

4. Températures de l'air, du sol et de la surface des corps

4.1. Température de l'air

A un instant donné, la température de l'air dérive de la température de surface de la terre, c'est-à-dire de la quantité d'énergie reçue du soleil, absorbée par la surface du sol et la végétation et transformée en chaleur sensible, mais aussi de l'origine de la masse d'air au lieu de mesure, et de l'état de turbulence de l'atmosphère.

Les températures diminuent en fonction de l'altitude

Leur gradient *moyen* est de 0,6 °C par 100 m ; cette valeur peut se modifier localement assez notablement et les réductions altitudinales des températures minimales et maximales sont souvent différentes : BALDY & ELAMAMI (1965) ont trouvé dans le cas particulier de la Tunisie centrale des gradients de 0,4 °C pour les minimums, et de 0,5 °C pour les maximums, et des effets marqués dus à l'éloignement de la mer et à l'orientation locale de

Leur gradient moyen est de $0,5^{\circ}\text{C}$ par 100 m , mais celui-ci peut se modifier localement assez notablement et les réductions altitudinales des températures minimales et maximales sont souvent différentes : BALDY & ELAMAMI (1965) ont trouvé dans le cas particulier de la Tunisie centrale des gradients de $0,4^{\circ}\text{C}$ pour les minimums, et de $0,5^{\circ}\text{C}$ pour les maximums, et des effets marqués dus à l'éloignement de la mer et à l'orientation locale de la station ; ce dernier est souvent nommé « effet de continentalité » (fig. II.9).

Oscillations quotidiennes et saisonnières des températures

On distinguera ici les oscillations quotidiennes des températures (amplitudes thermiques nycthémérales ou amplitudes diurnes) de leurs variations saisonnières ou annuelles (amplitudes thermiques saisonnières ou annuelles) :

En régions équatoriales à climat humide toute l'année, les amplitudes de températures sont généralement inférieures à 5°C , aux échelles de temps quotidienne comme saisonnière (fig. II.10 a, Libreville, Gabon). Des exceptions existent, sur les littoraux péruvien et équatorien par exemple.

En régions intertropicales à une ou deux saisons sèches, deux cas peuvent se rencontrer :

– Des climats à atmosphère fortement humide, même pendant les saisons sèches : les amplitudes nyctémérales y sont faibles (moins de 10 °C). Selon les situations locales, les amplitudes annuelles peuvent être assez marquées, voisines de 10 °C, ou ne pas dépasser 5 °C (fig. II.10 b, Dar es Salaam).

– Des climats contrastés, où la saison sèche correspond à des masses d'air sec. Les amplitudes thermiques nyctémérales sont généralement considérables, égales ou supérieures à 20 °C ; la saison des pluies est évidemment due à l'arrivée de masses d'air humide. Les amplitudes nyctémérales y sont généralement supérieures à 10 °C et l'amplitude thermique moyenne annuelle est inférieure ou égale à 10 °C (fig. II.10 c, Odiène).

Les climats méditerranéen et pampéen (au voisinage des 30° parallèles N ou S) se caractérisent par des amplitudes thermiques quotidiennes et annuelles importantes. Les amplitudes nyctémérales dépendent de la saison et de la teneur en vapeur d'eau des masses d'air : elles peuvent passer de moins de 10 °C en hiver, ou dans une masse d'air humide, à plus de 20 °C dans de l'air sec. Elles restent supérieures à 10 °C en été, même dans des masses d'air humide (fig. II.11 a Alger et b Buenos-Aires).

4.2. Températures dans le sol

Elles évoluent de façon analogue aux températures de l'air, mais avec un retard qui dépend de la **profondeur** du point de mesure (à un mètre, on observe à peu près la température moyenne du mois précédent), et de l'**humidité du sol** : un sol humide conduit beaucoup mieux la chaleur qu'un sol sec, et sa *capacité calorifique* est plus grande que celle du sol sec. De

Elle peut être inférieure à celle de l'air sous abri, si le sol est humide, si le végétal, bien alimenté en eau, a une faible résistance stomatique et s'il est situé dans une masse d'air présentant un déficit notable de pression de vapeur. La surface du sol ou du végétal tend alors vers la température du point de rosée ; elle se rapproche de celle du *thermomètre mouillé*. Pendant des nuits claires, c'est aussi le cas d'un végétal ou d'un sol sec en surface.

Elles ont une très grande *variabilité spatio-temporelle*. La figure II.18 schématise la circulation verticale de l'air dans une ligne de grain. Sur sa trajectoire, les *pluviométries locales* peuvent passer en quelques km de 0 mm à plus de 50 mm. Les reliefs, des bandes boisées, des masses d'eau, modifient cette répartition : la carte II.3 reprise de SOME (1989), exprime la variabilité d'un orage unitaire sur une *zone* de quelques kilomètres carrés.

Cette variabilité spatiale a des conséquences considérables pour l'agriculture : selon la profondeur de sol utile, la pluviométrie tombée *et* la fraction des pluies infiltrée, sans pertes par percolation profonde, *et* donc disponible à certaines phases critiques de son développement, le rendement d'une culture sera optimal ou presque nul.

7.3. Notions d'évapotranspirations potentielle *et* réelle

Elles sont couramment utilisées, *en* agronomie comme *en* hydrologie, mais leurs définitions respectives sont souvent encore mal précisées. Nous indiquerons ci-dessous le sens que nous attachons à chaque sigle.

Des recherches *et* des mises au point très détaillées de l'ensemble des processus physiques de l'évapotranspiration dans les conditions naturelles ont été développées depuis une vingtaine d'années. Les méthodes d'étude à appliquer à ce paramètre, *et* les résultats obtenus ont été publiés notamment par FRERE & POPOV (1979), PERRIER (1975), RIOU (1975), SEGUIN (1975), *et* STIGTER & KISAMO (1978).

L'évapotranspiration potentielle (ETP)* correspond à un concept de nature *météorologique*, essentiellement **physique** : *c'est* le potentiel de transformation *en* chaleur latente de vaporisation de l'eau de l'ensemble des quantités d'énergie radiative *et* advective disponible à un instant donné dans les conditions du climat local. **Elle ne tient pas compte de l'état de la végétation**, prise comme un invariant de référence, l'albedo, ni de la variabilité de la fonction du vent : il existe une « Evapotranspiration de référence » au milieu du Sahara, *en* l'absence de toute végétation. Pour plus de détails, on renvoie aux travaux cités *en* bibliographie à la fin de ce chapitre.

L'évapotranspiration réelle (ETR)* est une donnée essentiellement *physiologique* : *c'est* la quantité d'eau qui passera de la phase liquide à la phase vapeur au sein d'un ensemble végétal, compte-tenu à chaque instant des possibilités d'alimentation *en* eau par le sol, des capacités de transit de cette eau à travers les tissus des plantes vers les organes transpirants, *et* de la demande climatique (exprimée par l'ETP). L'ETR dépend donc de l'ETP, des caractéristiques physiologiques *et* de l'état phénologique des plantes.

Quand l'ensemble végétal se trouve **en conditions optimales**, c'est-à-dire quand il subit le minimum de contraintes, on parlera d'*évapotranspiration réelle maximale (ETM)**. Cette dernière correspond sensiblement à la mesure faite sur des lysimètres engazonnés bien alimentés **en eau**, tels que ceux décrits par THORNTHWAITE (1948) ; mais les dimensions (hauteur **et** surface homogène) de la végétation introduisent un paramètre supplémentaire.

7.2. Evaporation **et** transpiration de l'eau

L'évaporation d'une surface est un phénomène énergétique qui fait passer l'eau de la phase liquide à la phase vapeur.

On nomme *transpiration* ce même phénomène de vaporisation de l'eau quand il se produit au travers de stomates, au contact entre la surface d'un végétal, la couche limite laminaire de l'air au voisinage de cette surface, **et** la couche limite turbulente de l'atmosphère située au-delà.

Evaporation (Ev) **et** transpiration (Tr) transforment donc l'énergie incidente (solaire **et** thermique) **en** chaleur latente de vaporisation (L), **et** représentent **en** climat humide un élément essentiel du bilan d'énergie.

L'énergie absorbée non transformée par Ev **et** Tr donne de la chaleur sensible qui chauffe le corps considéré **et** l'air ambiant à son voisinage.

On verra dans l'*annexe instrumentale* les conditions d'utilisation des *appareils de mesure* ou d'estimation de l'évaporation, **et en** particulier les plus utilisés dans les stations météorologiques : l'*évaporomètre de Piche* **et** les *bacs d'évaporation « U.S. Type A »* **et** « type Colorado ».

De nombreux auteurs proposent des coefficients ou formules de passage d'un appareil (piche, bacs, station météorologique) à l'*évapotranspiration potentielle (ETP)**. Ils dépendent des conditions d'environnement de l'abri ou des bacs. Ils sont référencés dans la bibliographie à la fin de ce chapitre.

7. Bilan d'énergie, évaporation **et** évapotranspiration

7.1. Le bilan d'énergie radiative

Cette notion correspond à la somme des énergies de courte **et** grande longueur d'onde que reçoit, réfléchit **et** émet une surface. La figure II.16 présente les termes du bilan d'énergie radiative pour 24 heures à Oran (Algérie) **en** hiver **et en** été. A chaque instant, la *somme des flux* reçus ou perdus par la surface naturelle (eau libre, sol nu ou couvert de végétation) est **nulle** : $R_n = \Phi_s + \Phi_L + \Phi_c$ où,

R_n = Rayonnement net

Φ_s = le flux de chaleur sensible dans l'air

Φ_L = le flux de chaleur latente correspondant à l'évaporation du système ou à la formation de la rosée

Φ_c = le flux de chaleur accumulée dans le sol.

On verra dans la 2^e Partie que dans des peuplements pluristratifiés, forêts ou agroforêts, les termes du bilan d'énergie s'appliquent pour chaque strate de végétation.

Compte-tenu de l'intensité des énergies présentes, ce bilan détermine la valeur T_s de la température de la surface considérée (sol, feuille ou couvert). La température est d'autant plus élevée que l'air (T_a) est plus chaud **et** plus humide : c'est-à-dire que la concentration de vapeur d'eau dans l'air (e_a) est forte, **et** donc que l'écart entre la température de l'air T_a **et** celle du **thermomètre mouillé** T_w est faible, que l'énergie radiative nette (R_n) est plus intense, que les échanges convectifs, traduits par la vitesse du vent horizontal U , est plus faible **et** enfin que le déficit **en** eau au niveau des surfaces est plus grand (corps plus sec) (PERRIER, 1974).

En climat aride **et** chaud les phénomènes d'origine convective **et** advective entrant dans le calcul de l'évapotranspiration d'une végétation pourront être égaux à ceux dus au *rayonnement net*. Ils sont nommés généralement *énergie advective*.

44 TYPOLOGIE, DÉFINITIONS **ET** MÉTHODES D'ÉTUDE DES CULTURES MULTIPLES

6. Vitesse, direction **et** turbulence du vent

En un point donné, les vitesses **et** directions des vents dépendent des gradients de pression existant à chaque instant (fig. II.14).

En régions tropicales, les vents sont généralement assez faibles **en** moyenne ; on note cependant une évolution assez marquée au cours de la journée : elle peut être due à des effets de brises de terre **et** de mer, **en** bordure de côte, **et** à des effets thermiques, **en zone** plus intérieure.

Les statistiques météorologiques montrent que, pour une latitude donnée, on peut trouver de nombreux exemples de régimes de vents différents, selon l'orientation relative des masses montagneuses **et** des côtes, l'existence de courants marins, **et** de nombreux effets locaux.

A titre d'exemple, la figure II.15 présente l'évolution des vitesses du vent pour deux journées, **en** saison des pluies **et** **en** saison sèche pour trois stations du Burkina Faso.