

2-Les données climatologiques

Sources de données, exploitation des données, leurs applications, images satellites

2.1.1. Pluvirosité – Précipitations

Les précipitations regroupent les différentes formes sous lesquelles l'eau solide ou liquide contenue dans l'atmosphère se dépose à la surface du globe (**Tab.1**)

Tableau 1. Taille des éléments constituants les différents types de précipitations
(modifié d'après De Parcevaux et al., 1990 ; Beltrando et Chémery 1995)

Type de précipitation	taille des "éléments"
Pluie	0,5 à 6 mm
Bruine	< 0,5 mm
Grêle	5 à 50 mm
Grésil	particules de glace (< 5 mm)
Neige	taille variable ; 1 cm de neige fraîche = 1 mm de pluie

Le refroidissement de l'air entraîne une augmentation de l'humidité. Au fur et à mesure que l'air s'élève, l'humidité augmente. Lorsque l'air est saturé d'eau, il doit se débarrasser de cet excès. Le phénomène de condensation commence. Les noyaux de condensation amorcent la formation des gouttelettes d'eau. Ils peuvent être d'origines très différentes comme les particules de sel marin, la fumée d'industries chimiques, la poussière... etc. Les gouttelettes d'eau se forment par condensation de vapeur d'eau autour du noyau. Elles croissent ensuite par collision les unes avec les autres. Lorsqu'elles sont suffisamment lourdes, elles tombent vers le sol. Elles augmentent en taille lorsqu'elles rencontrent d'autres gouttelettes sur leur passage, elles deviennent des gouttes de pluie. Le diamètre d'une gouttelette dans un nuage est d'environ 10 microns et de 3 mm pour les gouttes de pluie. La formation de grêlons dépend de la présence de forts courants d'air ascendants. Les gouttelettes de pluie qui commençaient à tomber sont alors renvoyées dans le nuage. Ces dernières vont alors geler et se recouvrir d'un revêtement de vapeur d'eau gelée. On peut trouver simultanément dans un nuage des gouttelettes d'eau et des cristaux de glace, même à une température négative. Lorsque le cristal croît, sa masse augmente. Lorsqu'il devient assez lourd pour vaincre les mouvements ascendants, il tombe vers le sol et capture à son passage d'autres cristaux. C'est le flocon de neige. Formées à partir d'un noyau glacogène, les particules de neige ont leur structure qui évolue en fonction de la température. La pluvirosité est mesurée par différents types de pluviomètres (**fig.1**).



Figure1 : A-Pluviomètre à lecture directe B- pluviomètre électronique

Le pluviomètre à lecture directe est formé de deux parties en matière plastique s'emboîtant l'une dans l'autre : une partie supérieure opaque, en forme d'entonnoir à fond perforé, sert à recueillir la pluie sur une surface de 400 cm² et une partie inférieure transparente, qui emmagasine l'eau recueillie et indique la hauteur d'eau tombée par lecture directe sur une échelle graduée. Le Pluviomètre sans fil peut avoir une longue portée de 100 m entre l'afficheur et le collecteur de pluie, il affiche le cumul total et le cumul quotidien simultanément. Il comporte de nombreuses autres fonctions : alarme pluie, historique, température intérieure, etc.

Généralement, les pluies caractérisent un phénomène discontinu : les périodes pluvieuses alternent avec les périodes sans pluie, sans qu'il soit possible de préciser ni leur durée ni la façon dont elles se répartissent au cours de l'année. Les expressions météorologiques de « mois sec » ou de « mois pluvieux », fondées uniquement sur la considération des moyennes pluviométriques doivent être considérées avec précautions quand on s'intéresse à des processus biologiques. Le mois constitue également une unité de temps arbitraire qui ne cadre pas forcément avec la répartition inégale des pluies au cours de l'année. De plus, pour un même total annuel, des pluies régulièrement réparties sur l'ensemble de l'année auront des répercussions très différentes sur le comportement des essences que des précipitations soudaines très abondantes sur une courte période. Ainsi, outre les totaux mensuels ou annuels, il est également important en écologie de considérer le nombre de jours de pluie (pluie > 0,1 mm), la durée des précipitations (jours, heures, minutes) et l'intensité (en mm d'eau par heure).

2.1.1.1 Les fronts

Deux masses d'air de température différente qui se rencontrent, ne se mélangent pas, car les différences de températures conduisent à des différences de densité. La ligne de rencontre entre ces deux masses d'air s'appelle un **front**.

Fronts froids (fig 2) : Si une masse d'air froid suit une masse d'air chaud et que la première se déplace plus vite que la seconde, elle s'introduit sous la masse d'air chaud, l'élève et forme le front. L'air froid descendant donc au sol, il force l'air chaud, plus léger, à s'élèver en hauteur. En s'éloignant de la terre, l'air chaud se refroidit et ne peut plus retenir autant de vapeur. Cet air chaud étant chargé d'humidité, il se formera alors des nuages et l'humidité retombera sous forme de pluie, neige ou grêle. Ce type de front donne souvent des orages et des averses brusques. Après son passage, de l'air froid et dense envahit la région, la pression monte donc, la température se refroidit et le ciel s'éclaircit.

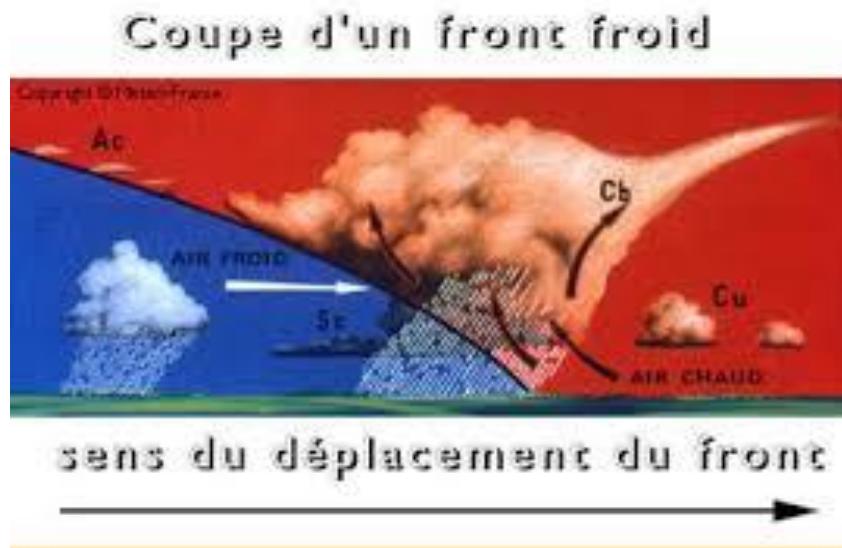


Figure 2 : front froid

Fronts chauds (fig3) : Ce type de front est créé chaque fois qu'une masse d'air chaud, se déplaçant plus rapidement qu'une masse d'air froid, chasse cette dernière. L'air chaud étant plus léger, il a moins de force et se superpose donc à la masse d'air froid (i.e. il glisse au-dessus et l'usera peu à peu). Au fur et à mesure que l'air chaud s'élève, il se décharge de son humidité, des nuages apparaissent... Le passage d'un front chaud occasionne la formation progressive de nuages bas et s'accompagne d'une pluie fine qui tombera pendant plusieurs heures ou, en hiver, il est responsable des bonnes chutes de neige. Après cette pluie, le ciel s'éclaircit de nouveau et l'arrivée d'air chaud entraîne une baisse de pression et une hausse de la température. Les changements associés aux fronts chauds se font plus graduellement que lors du passage des fronts froids.

Coupe d'un front chaud

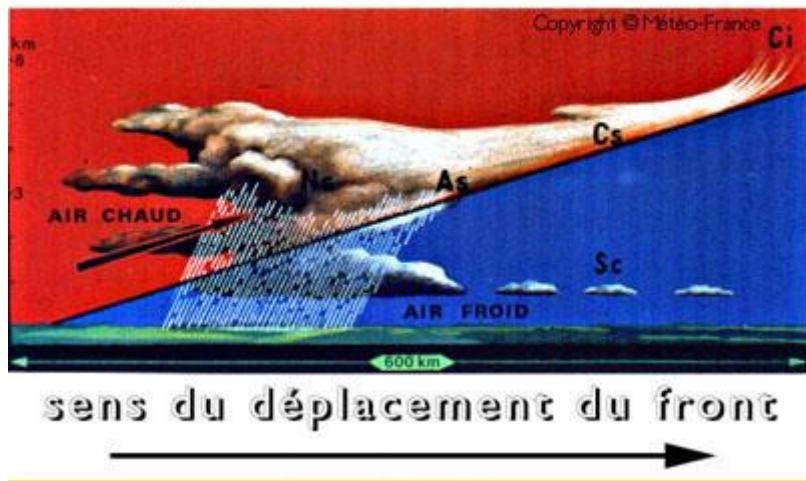


Figure 3 : front chaud

Fronts occlus (fi 4) : quand une masse d'air chaud écartée par la rencontre de deux masses d'air froid qui la soulève.

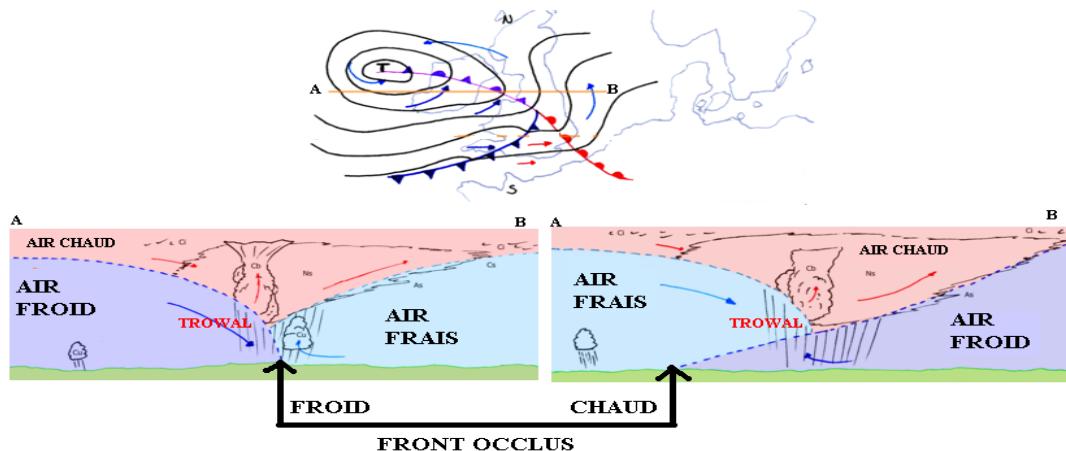


Figure 4 : front occlus

2.1.2. Températures

C'est le paramètre le plus crucial qui conditionne toutes les activités physiologiques et les réactions chimiques. La température de l'air dépend du rayonnement solaire, de la pression de l'atmosphère, de sa composition en gaz. Les variations de la température de l'air sont fortement tamponnées par l'humidité atmosphérique et c'est en zone aride que les plus fortes amplitudes thermiques journalières sont observées. Les mesures thermiques sont fonction de facteurs environnementaux stricts (cités ci-dessus). A cet effet, il faut faire attention à ce que ces mesures ne soient pas influencées par d'autres facteurs tel que le rayonnement solaires incident réfléchi par le sol. La température est exprimée en Degrés absolu (°K) ou en degré Celsius (°C) ou encore degrés Fahrenheit (°F), les règles de conversion sont les suivantes : $^{\circ}\text{K} = 273,15 + ^{\circ}\text{C}$, $^{\circ}\text{F} = (1,8 \cdot ^{\circ}\text{C}) + 32$, $^{\circ}\text{C} = 0,56 \cdot (^{\circ}\text{F} - 32)$

La température et sa variation diurne varient en fonction du lieu de l'observation : Latitude, stations maritimes ou continental, hauteur de la station, nébulosité. Outre les mesures de températures maximale et minimale. La température la plus élevée (57,8°C) a été enregistrée en Libye le 13 septembre 1922. Cependant, la température la plus basse (moins 89,2°C) a été enregistrée en Antarctique le 21 juillet 1983.

Le thermomètre est l'instrument météorologique le plus utilisé. Le principe de fonctionnement d'un thermomètre utilise la propriété qu'ont certains corps de se dilater ou de se contracter selon la température. Il existe des thermomètres à alcool pour les mesures des extrêmes (max et min), le thermomètre à mercure, et enfin, les thermomètres électroniques (fig.4). Les thermographes furent utilisés pour suivre l'évolution des températures au cours d'une période donnée et pour enregistrer les max et les min, il comporte un système mécanique d'enregistrement sur un ruban de papier. Actuellement, ces instruments sont rarement utilisés à cause des thermomètres plus sophistiqués. Autrefois, les températures journalières étaient obtenues par le calcul de la moyenne arithmétique de la température max et min. Actuellement, au niveau des stations automatiques, elles sont calculées en rapport avec huit mesures tri-horaires obtenues chaque 24h.

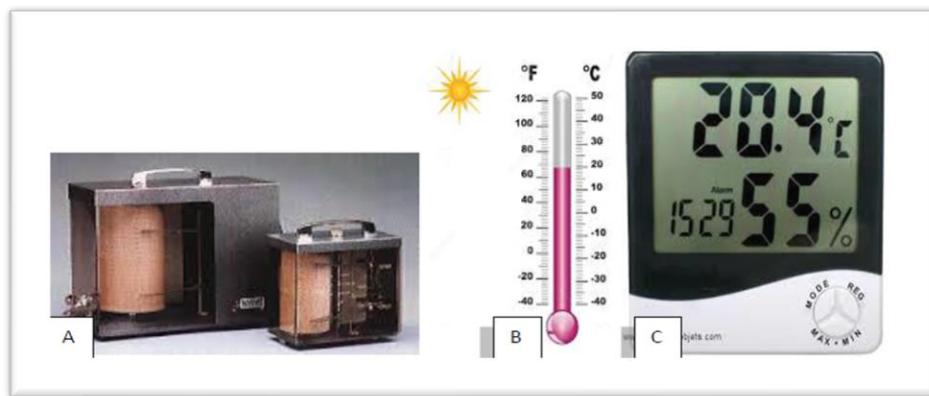


Figure 5. Différents appareils de mesures thermiques : (A) thermographe, (B) thermomètre à mercure, (C) thermomètre électronique

2.1.3 Pression atmosphérique

La pression atmosphérique correspond au poids exercé par une colonne d'air sur une surface donnée. Ainsi, une colonne d'air de section de 1 m², du sol jusqu'au sommet de l'atmosphère, pèse environ 10000 kg. La pression atmosphérique est mesurée en hectopascal (hPa). Autrefois, on employait le millibar (mb) ou encore le millimètre de mercure (mmHg). L'instrument de mesure de la pression atmosphérique est le baromètre. Les pressions atmosphériques mesurées en un lieu donné sont ramenées au niveau de la mer et les baromètres sont calés pour indiquer la pression au niveau de la mer. Cette correction revient à ajouter le poids de la colonne d'air manquante entre l'altitude du point de mesure et le niveau de la mer. Les cartes détaillant la pression atmosphérique régnant sur une région à un moment donné décrivent la situation atmosphérique au niveau du sol ou plutôt à un géopotentiel de zéro mètre d'altitude. Il s'agit en fait de la situation qui serait observée si tous les points d'analyse de cette région étaient ramenés au niveau de la mer. Cela permet de

pouvoir comparer des choses comparables puisque la pression varie fortement en fonction de l'altitude de l'observation. C'est la raison pour laquelle on parle toujours de « **pression réduite au niveau de la mer** ». Il faut d'ailleurs veiller à régler son baromètre en fonction de l'altitude du lieu où l'observation est réalisée et ceci en tenant compte de la baisse de la pression en fonction de l'altitude.

2.1.3.1 Isobares

L'illustration ci-dessous, présente des lignes fermées autour d'un centre d'action et identifiée par un nombre de référence. Ce sont des lignes reliant les points de même pression (ramenée au niveau de la mer) et appelées **isobares** (fig.6).

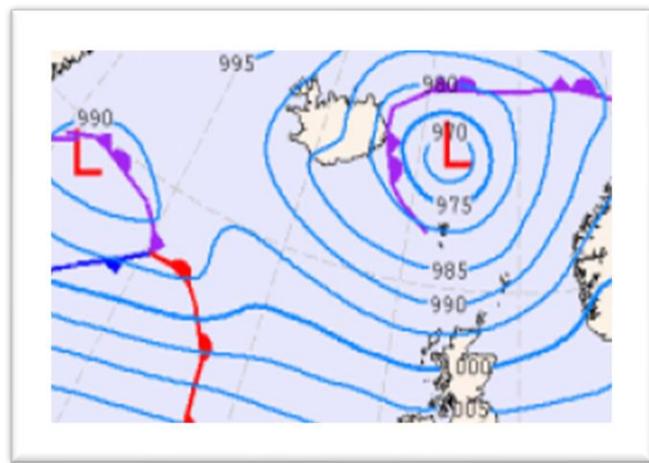


Figure 6. Lignes isobares

2.1.3.2 Baromètre.

Il existe plusieurs types de baromètres, parmi les plus utilisés on site :

- Le baromètre à mercure : de plus en plus rare du fait de la législation sur le mercure ; indique la pression exacte du lieu. Il faut corriger cette pression de l'altitude pour obtenir la pression au niveau de la mer.

- Le baromètre anéroïde contient une ou plusieurs capsules à vide (capsule de Vidie) qui s'écrase plus ou moins en fonction de la pression. Cette variation est amplifiée par un mécanisme déplaçant une aiguille sur un cadran (fig.7). Le barographe est un baromètre affichant, sur écran ou sur papier millimétré pour les anciens modèles (fig.8), la courbe de la pression en fonction du temps.

C'est à partir de mesures simples de la pression atmosphérique que sont établies les prévisions fiables à 80%. Les stations météo ne se basent quant à elles que sur les variations de pression à la fois des dernières 24 heures et des dernières 6 heures pour afficher l'icône correspondant au temps prévu. Ainsi par exemple, une diminution constante de la pression atmosphérique annoncera de la

pluie tandis qu'une diminution plus importante en peu de temps annoncera l'arrivée d'une tempête, de vents violents ou d'un orage.



Figure 7. Baromètre anéroïde



Figure 8. Barographe

2.1.3.3 Variation de la pression atmosphérique

Au niveau de la mer, la pression moyenne est de 1 013,25 hPa. $1\ 013,25\ \text{hPa} = 1013,25\ \text{mb} = 760\ \text{mmHg}$. Généralement, la pression ramenée au niveau de la mer varie au cours du temps. En météorologie, on appelle dépression un centre de basse pression et anticyclone un centre de haute pression. Plus on s'élève en altitude, moins il y a d'air au-dessus de nos têtes et donc plus la pression baisse. En moyenne, la pression atmosphérique diminue de 1 hPa tous les 8 mètres.

2.1.4. Humidité relative de l'air

L'humidité de l'air est la quantité de vapeur d'eau contenue dans l'air atmosphérique. La tension de la vapeur d'eau (e), mesurée en Pascal (Pa), représente la pression partielle de la vapeur d'eau dans l'air considéré comme un mélange gazeux. A une température donnée, cette quantité ne peut dépasser une valeur déterminée, d'autant plus élevée que la température est elle-même plus élevée. Cette valeur pour laquelle l'air est saturé est appelée tension maximum de la vapeur d'eau (ew) pour cette température. La différence ($ew-e$) est le déficit de saturation de l'air. A chaque instant, le rapport de la tension de la vapeur d'eau (e), réellement observée à cet instant, à la tension maximum de la vapeur d'eau (ew), correspondant à la température de l'air et à la pression atmosphérique au même moment, représente l'humidité relative (U) ou degré hygrométrique de l'air. L'humidité relative compare donc la quantité d'eau présente dans l'air à la quantité qu'il faudrait pour saturer cet air à une température donnée. Par exemple, si l'humidité relative est de 50 %, cela signifie que l'air contient la moitié de la quantité maximale de vapeur d'eau qu'il peut contenir. L'humidité relative de l'air est la grandeur la plus utilisée en climatologie car c'est elle qui renseigne le plus sur l'éloignement de l'air de son point de saturation et correspond aux impressions courantes d'humidité et de sécheresse. D'une façon générale, on considère qu'un air est sec quand son humidité relative est inférieure à 35% et qu'il est humide quand celle-ci est supérieure à 70%. En effet, la tension de vapeur d'eau (e) est sensiblement constante au sein d'une masse d'air. En revanche, la tension maximale (ew) est une fonction croissante de la température. Plus la

température de l'eau est élevée, plus il doit y avoir de molécules d'eau dans l'air pour que la saturation soit atteinte. Ce qui veut dire que, pour une même quantité de vapeur d'eau dans l'air, l'humidité relative sera plus grande si la température est basse. Le rapport e/ew est donc minimal au moment du maximum de température et maximal au moment du minimum de température. 1 m³ d'air peut contenir au maximum environ : 1 g d'eau à -20 °C, 5 g d'eau à 0 °C, 18 g d'eau à 20°C, 30 g d'eau à 30 °C, avec une température de 5°C, l'air qui contiendrait 6 g/m³ de vapeur d'eau nous paraîtrait très humide car la saturation à cette température se fait à 6,8 g/m³ et le rapport e/ew serait donc égal à 88 %. Par contre à 22,5°C, l'air ayant le même degré hygrométrique serait ressenti comme extrêmement sec, puisque la tension maximale ne serait atteinte qu'à 20 g/m³. Le rapport e/ew serait alors seulement de 30 %. Il est encore une donnée intéressante à connaître, à l'époque des gelées de printemps notamment : c'est la température du point de rosée, température jusqu'à laquelle l'air doit s'abaisser pour que la quantité de vapeur d'eau qu'il contient devienne saturante. A ce moment, toute nouvelle baisse de température, sous l'action du rayonnement nocturne par exemple, provoque la condensation de la vapeur d'eau en excès : on observe sur les plantes de la rosée (ou de la gelée blanche, si la température est suffisamment basse), d'où l'expression de « point de rosée ».

La mesure de l'humidité relative de l'air s'effectue sous abri, généralement à l'aide d'un psychromètre. Cet appareil comporte un thermomètre entouré d'une mousseline mouillée en permanence (Température humide) et un thermomètre sec (Température sèche). Le thermomètre mouillé indique normalement une température plus basse que celle du thermomètre sec. C'est que de l'eau s'évapore du coton imbibé et on sait que l'évaporation produit un refroidissement. À cause de l'évaporation, l'eau qui reste dans le coton se refroidit et le thermomètre indique une température plus basse que le thermomètre sec (fig.9).

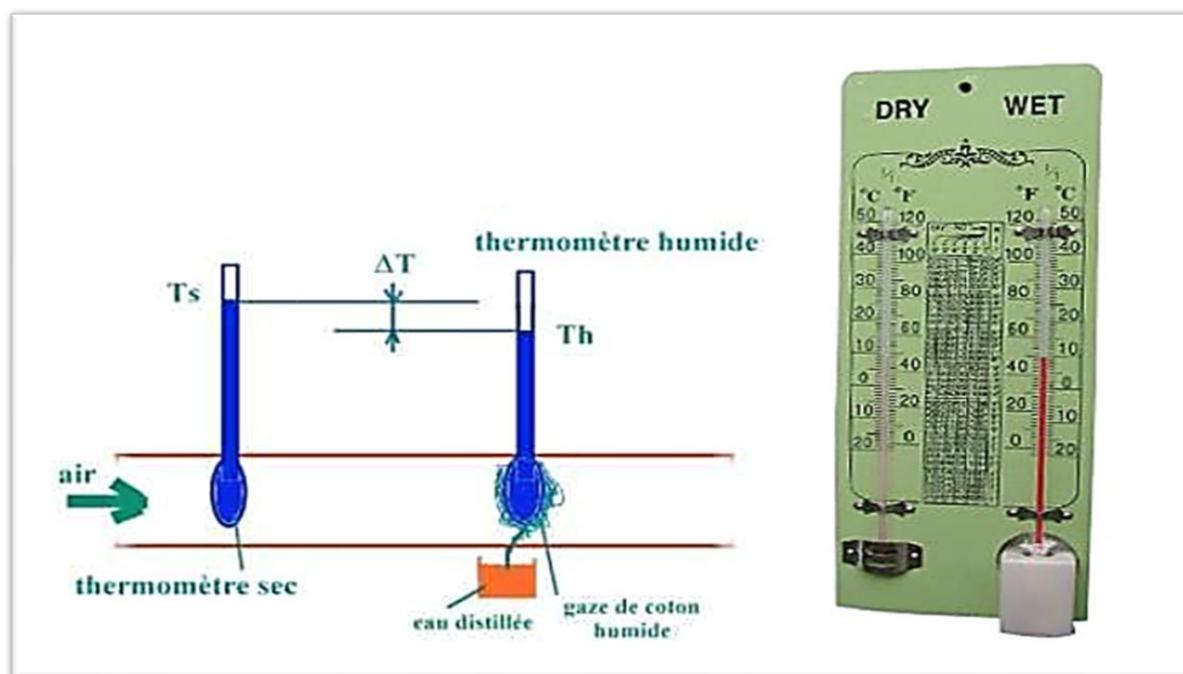


Figure 9. Principe de fonctionnement d'un psychromètre

Plus l'air est sec, plus il y a d'eau qui s'évapore du coton et plus la température du thermomètre mouillé est basse. La différence de température entre les deux thermomètres est donc d'autant plus grande que l'air est sec. Au contraire, si l'air est très humide, peu d'eau s'évaporera du coton et la température du thermomètre mouillé diminuera moins. Lorsque l'air est saturé (100 % d'humidité relative), il n'y a pas d'évaporation et le thermomètre mouillé indique la même température que le thermomètre sec. On détermine à partir de tables, la valeur de l'humidité. Par exemple, une T sèche de 2°C et une T humide de 1°C correspondent à une humidité relative (=degré hygrométrique) de 82% (dif = 2-1 = 1°C) (Tab.2).

Tableau 2. Table psychrométrique

T° sèche (°C)	Humidité relative (%)					
	Différence entre T° sèche et T° humide (°C)					
	0	0.5	1	1.5	2	2.5
-5	100	87	74	61	48	35
-4	100	87	75	63	51	38
-3	100	88	76	65	53	42
-2	100	89	78	68	56	45
-1	100	89	79	68	58	48
0	100	90	80	70	60	50
1	100	90	81	71	62	53
2	100	91	82	73	64	55
3	100	91	83	74	65	57
4	100	92	83	75	67	59
5	100	92	84	76	68	61
6	100	92	85	77	70	62
7	100	93	85	78	71	64

2.1.5 Ensoleillement

L'ensoleillement est la durée pendant laquelle un lieu subit le rayonnement direct du soleil. Il dépend de la position géographique du lieu (latitude) et de la nébulosité. Le climat lumineux d'un lieu dépend de la durée, de l'horaire de distribution, de l'intensité et de la qualité de l'insolation. La durée d'insolation se mesure généralement à l'aide d'un héliographe (fig.10). Cet instrument enregistre la durée d'insolation, c'est-à-dire les intervalles de temps pendant lesquels le soleil est visible ou pendant lesquels le rayonnement solaire atteint une intensité suffisante pour produire des ombres portées sur le sol ; cette intensité correspond à un éclairement énergétique égal ou supérieur à 120 W.m⁻². L'héliographe Campbell-Stokes est une sphère de verre à la surface focale de laquelle on place une bande de carton de couleur et de texture définies. L'effet thermique du rayonnement solaire direct concentré par la sphère produit une brûlure, un brunissement ou une décoloration du carton suivant l'intensité du rayonnement. La somme de ces traces permet d'estimer la durée réelle d'insolation. La durée maximale théorique d'insolation (par ciel clair) est le temps compris entre le lever et le coucher du soleil. La fraction d'insolation est le rapport de la durée effective à la durée maximale théorique.

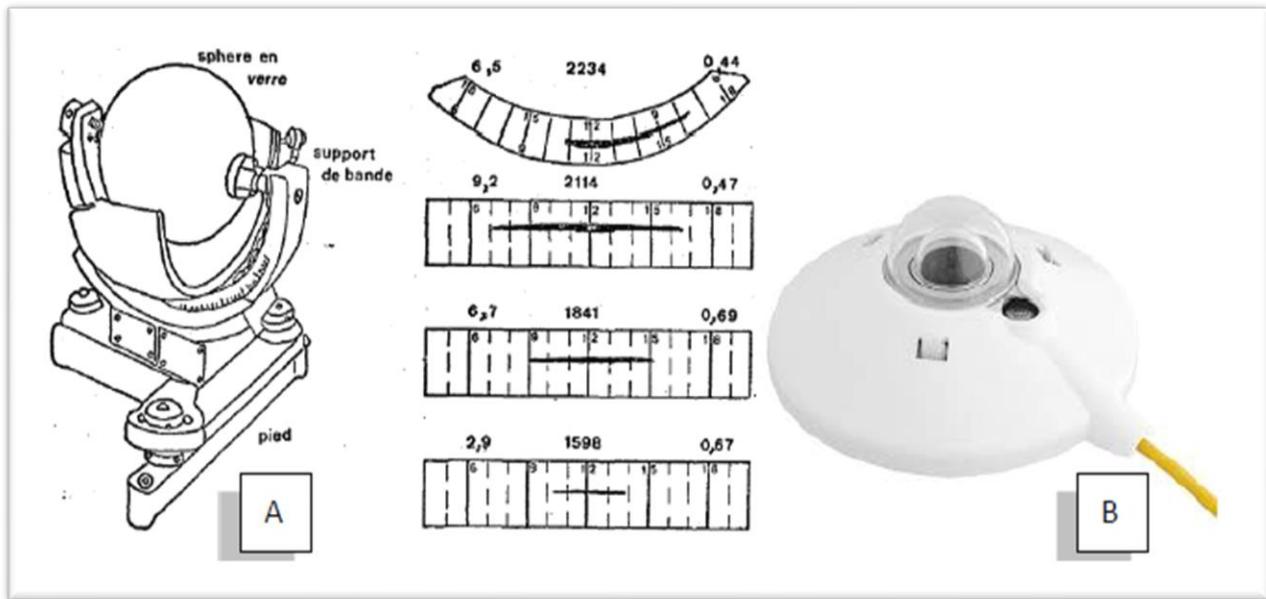


Figure 10. Appareils de mesure de l'ensoleillement.

Héliographe Campbell-Stokes (A), Pyranomètre (B)

Les mesures de Rayonnement Global (R_g) ou mesure de la quantité d'énergie solaire en lumière visible, reçue au sol (en $W.m^{-2}$), sont réalisées à l'aide de pyranomètre. En fait, récemment les pyranomètres peuvent jouer aussi le rôle d'un héliographe et de quantifier également la durée d'insolation.

2.1.6 Nébulosité

Selon les conditions atmosphériques, la condensation de la vapeur d'eau peut former des ensembles d'aspects très divers. On peut établir une classification de ces types de nébulosité selon leur altitude et leur développement (fig.11). Près du sol, on a des brouillards et des brumes, loin du sol on distinguera des nuages formant principalement des couches, à différentes altitudes, et des nuages se développant verticalement. Les termes utilisés pour décrire les nuages proviennent du latin et se rapportent à leur forme (stratus : en couche ; cumulus : accumulation ; cirrus : formant des cheveux ; nimbus : nuage).

2.1.6.1 Nuages bas (base typiquement au-dessous de 2 km)

Les stratus, ne se distinguent guère d'un brouillard que par leur altitude. D'ailleurs un brouillard matinal peut évoluer en stratus. Les stratocumulus sont des stratus à structure globulaire, souvent à arrangement régulier. Les nimbostratus sont des nuages bas, épais, sombres, à aspect déchiré, générateurs de pluies continues.

2.1.6.2 Nuages d'altitude moyenne (base typiquement entre 2 et 7 km)

Les altostratus sont des nuages étendus, gris, peu denses, à aspect souvent fibreux, générateurs de pluies fines et continues. Les altocumulus ressemblent à des altostratus, mais montrent une structure globulaire.

2.3.6.3 Nuages de haute altitude (base typiquement entre 5 à 14 km)

Les cirrus, sont des nuages peu épais, clairs, très bien caractérisés par un aspect fibreux. Ils sont signe de beau temps s'ils sont peu serrés et détachés les uns des autres. Les cirrostratus, sont des voiles blanchâtres étendus donnant au ciel un aspect laiteux. Le soleil peut y montrer un halo. Ils annoncent du mauvais temps. Les cirrocumulus sont des groupes de petits nuages globulaires, assemblés généralement en alignements parallèles.

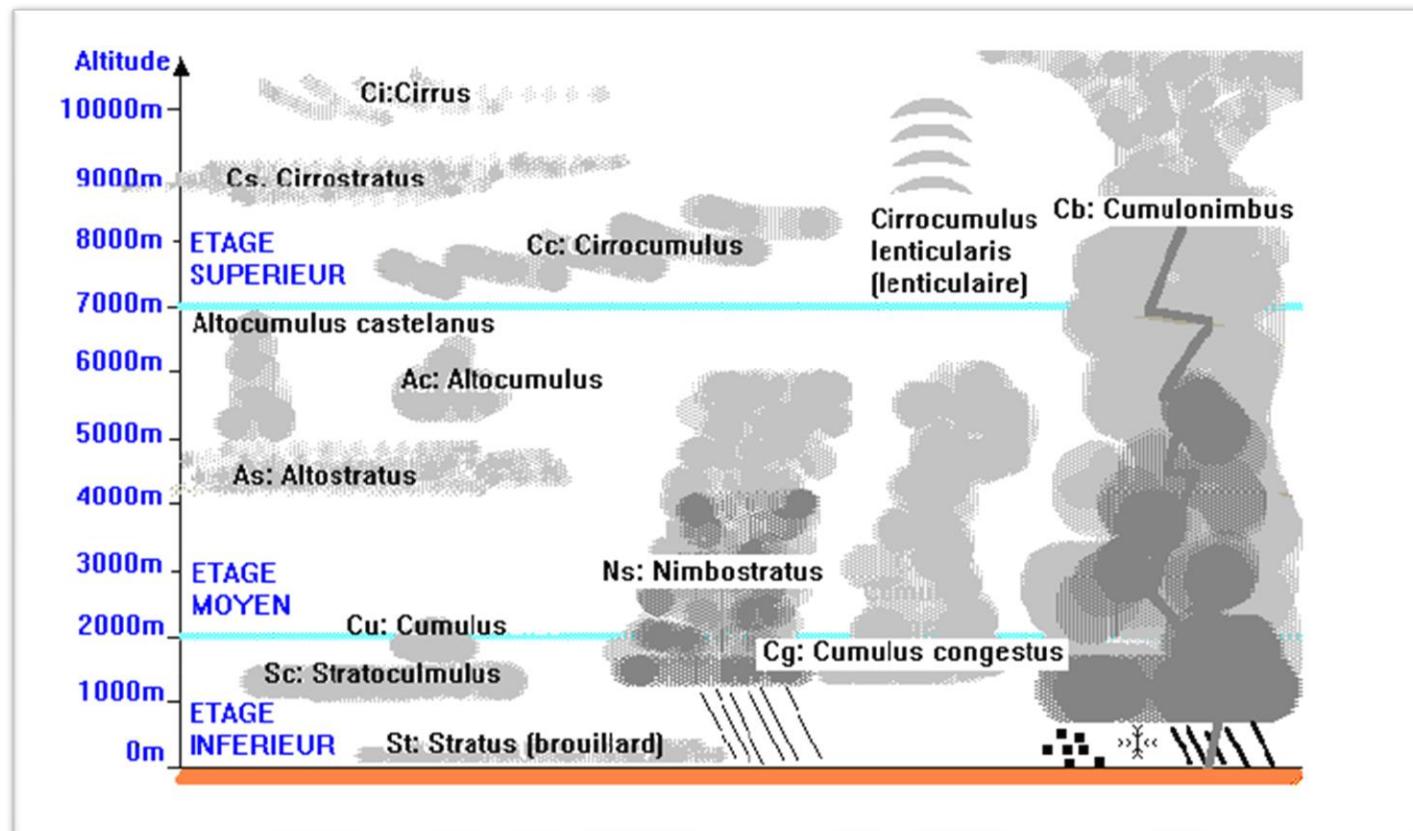


Figure 11. Différents types de nuages

La nébulosité correspond à la quantité de nuages. Elle est déterminée par observation au sol, et est renseigné en nombre de huitièmes de ciel couvert par chaque couche nuageuse et par l'ensemble des nuages (il s'agit donc de diviser mentalement le ciel en huit quadrants, et d'estimer le nombre de parties couvertes par des nuages).

2.1.7 Vent

Le vent est la conséquence du déplacement de l'air. C'est la résultante des forces de pression. Il est caractérisé par sa vitesse, exprimée généralement en kilomètre par heure (km/h), ou en noeuds, et sa direction ou provenance, indiquée en degré par rapport au Nord ou à l'aide d'une rose des vents. L'appareil de mesure de la vitesse du vent est un anémomètre. Sa direction est déterminée à l'aide d'une girouette ou d'une manche à air. Selon la convention internationale, on mesure la vitesse et la direction du vent sur une tour à 10 mètres au-dessus du sol. L'anémomètre est constitué de trois coupelles en forme de demi-sphères orientées dans le même sens et qui sont libres de

tourner. La plupart des anémomètres modernes (fig. 11) comprennent un système électronique interne qui calcule le nombre de tours que font les coupelles ou les hélices pendant un temps précis. Le vent peut avoir une action mécanique (érosion du sol, déformation des arbres...) ou physiologique. Le vent exerce sur toute surface fixe située dans l'atmosphère une force de pression dynamique proportionnelle au carré de sa vitesse et fonction de sa direction par rapport à cette surface. Pour une paroi perpendiculaire à la direction du vent, les pressions exercées sont présentées ci-dessous (Tab.3).

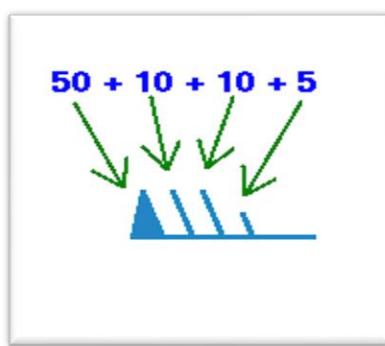
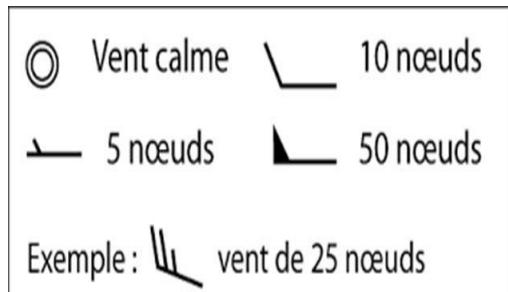
Tableau 3. Echelles de mesure du vent

Force Beaufort	Echelle de couleurs	Termes descriptifs français (english)	Vitesse du vent	
			Nœuds	km/h
0		calme (<i>calm</i>)	< 1	< 1
1		très légère brise (<i>light air</i>)	1 - 3 Nds	1 - 5 km/h
2		légère brise (<i>light breeze</i>)	4 - 6 Nds	6 - 11 km/h
3		petite brise (<i>gentle breeze</i>)	7 - 10 Nds	12 - 19 km/h
4		jolie brise (<i>moderate breeze</i>)	11 - 15 Nds	20 - 28 km/h
5		bonne brise (<i>fresh breeze</i>)	16 - 20 Nds	29 - 38 km/h
6		vent frais (<i>strong breeze</i>)	21 - 26 Nds	39 - 49 km/h
7		grand vent frais (<i>moderate gale</i>)	27 - 33 Nds	50 - 61 km/h
8		coup de vent (<i>fresh gale</i>)	34 - 40 Nds	62 - 74 km/h
9		fort coup de vent (<i>strong gale</i>)	41 - 47 Nds	75 - 88 km/h
10		tempête (<i>storm</i>)	48 - 55 Nds	89 - 102 km/h
11		violente tempête (<i>violent storm</i>)	56 - 63 Nds	103 - 117 km/h
12		Ouragan (<i>hurricane</i>)	> 64 Nds	> 118 km/h

Sur une carte de vents un bâtonnet indique la force moyenne et la direction du vent.

La **force** est donnée par les petites barres qui l'accompagnent sur une des extrémités.

Une petite barre indique 5 nœuds, une grande barre indique 10 nœuds. Une fois arrivé à 50 nœuds, le tout est remplacé par un triangle plein. La **direction** est donnée par l'autre extrémité du bâtonnet. Il est possible de trouver le vent à différentes altitudes.



La rose des vents

Les roses des vents sont des graphiques qui caractérisent la vitesse et la direction des vents à un endroit donné. Présenté dans un format circulaire, la longueur de chaque "rayon" autour du cercle indique la fréquence temporelle que le vent souffle d'une direction particulière (direction dominante). Les couleurs le long des rayons indiquent les catégories de vitesse du vent.

Figure 12.

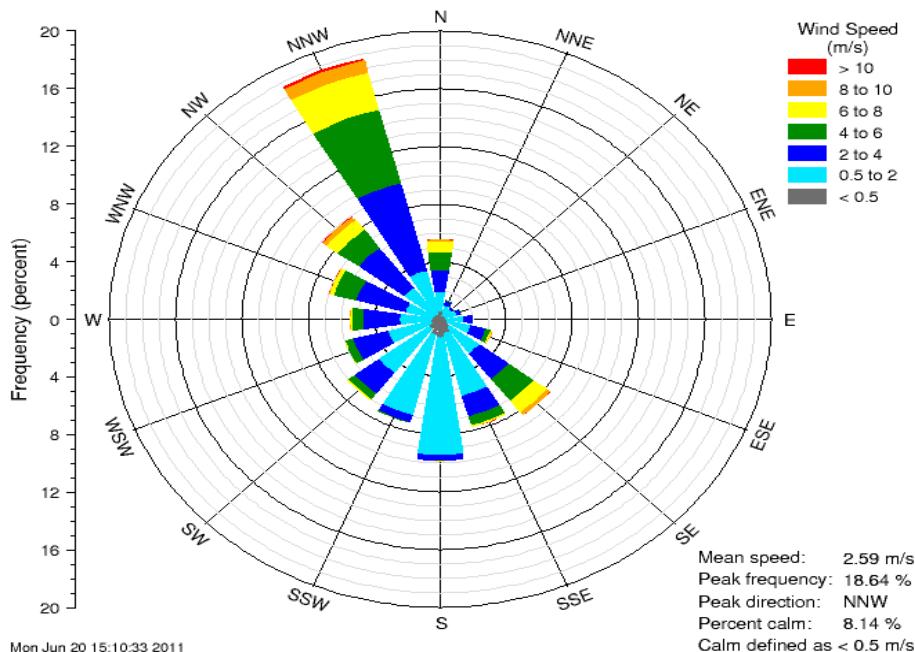


Figure 12. Appareils de mesure du vent

2.2. Mesures en altitude

Pression atmosphérique ; Vent ; Température