

# CHAPITRE -IV - LE VENT

## I - PREAMBULE

### RAPPEL : CONDITION D'EQUILIBRE D'UN FLUIDE

Un fluide est en équilibre si un plan horizontal quelconque supporte la même pression en tous points. Dans l'atmosphère, il faudrait donc que les surfaces d'égale pression soient horizontales .

Conséquence de l'inclinaison des surfaces d'égale pression

Si nous considérons le mouvement de l'air à l'échelle synoptique c'est-à-dire la circulation sur plusieurs centaines de kilomètres , le vent apparait comme la composante horizontale de l'écoulement par rapport au sol. Or les surfaces d'égale pression au lieu d'être horizontales sont inclinées et l'air se déplace des hautes pressions ( H.P. ) vers les basses pressions (B.P.)

## II - APPROCHE DE DEFINITION , MESURE ET EXPRESSION DU VENT

### 1) APPROCHE DE DEFINITION DU VENT

Le vent résulte donc de l'inégalité des pressions en différents points au même instant. Les mouvements de l'air appelés « vents », proviennent des différences de pression mentionnées dans l'atmosphère . Les vents tendent à rétablir l'équilibre de pression et , en conséquence , vont se diriger des hautes pressions vers les basses pressions . Mais la rotation de la terre intervient et apporte une forte déviation à la direction du vent .

### 2) MESURE ET EXPRESSION DU VENT ( REPRESENTATION )

En un lieu ( donné ) et à un instant donnés , on définit et on représente le vent par un vecteur , ayant :

- une origine ,
- une direction,
- un sens ,
- une intensité ,force ou vitesse exprimée en nœud ou knot ( en anglais )

Exemple : un vent de NORD-OUEST , d'INTENSITE 10 NŒUDS OU KNOTS

( voir CROQUIS OU SCHEMA No 1 )

La direction ( origine , direction , sens )

L'intensité ( vitesse , force )

en unités du système international ( USI ) ; ou encore en degré sur l'ECHELLE BEAUFORT .

1 NŒUD = 1 MILLE/HEURE = 1852 m/h.

Les vitesses de vent se rapportent au vent moyen et non aux rafales . Les rafales peuvent dépasser le vent moyen de 50% .

### **III- ECHELLE MARITIME DES VENTS ( ECHELLE BEAUFORT )**

L'échelle de Beaufort établie par l'Amiral Francisco Beaufort , qui comprend 12 degrés d'intensité croissante et chacun d'eux désigné soit par un numéro de l'échelle ou par un nom d'origine nautique , permet d'apprécier les conséquences du vent à chaque niveau d'intensité, sur la mer et l'environnement maritime. ( voir document échelle anémométrique Beaufort

### **IV - APPAREILS DE MESURE DES PARAMETRES DU VENT**

#### **1) MESURE DE LA DIRECTION ( GIROUETTE )**

Les girouettes , les banderoles : l'équipement le plus élémentaire est une longue bande d'étoffe attachée au bout d'un mat. La banderole est de forme triangulaire et la girouette , une manche en forme de tronc conique ouvert aux extrémités . Elles sont beaucoup utilisées dans les aérodromes ). Les girouettes sont munies de figures indiquant les quatre (4) points cardinaux et la direction d'où souffle le vent. ( voir photo , croquis ou schémas annexés au cours )

#### **2) MESURE DE LA VITESSE ( ANEMOMETRE )**

Les anémomètres : le plus courant est l'anémomètre en casserole , qui consiste en une sorte de croix à trois (3) ou quatre (4) branches ( à 120° dans le premier cas et 90° dans le second ) qui peut tourner sur un axe vertical et porte sur chaque branche une petite casserole . Lorsque le vent tombe sur les casseroles , il fait tourner l'appareil qui actionne un compteur qui, à son tour , indique directement le parcours en mètres. Si nous prenons un intervalle de 100 secondes , en divisant la lecture de l'appareil par 100 , nous obtenons la vitesse du vent en mètres par seconde. ( voir croquis , photos et schémas annexés au présent cours )

#### **3 ) VENT APPARENT ET VENT REEL**

La détermination du vent à bord d'un navire a pour conséquence le fait que l'observateur n'est pas fixe parce que ballotté par la vitesse du navire . Par conséquent le vent qui est observé à bord n'est pas le vent réel mais c'est le vent apparent.

Le vent réel est le vent que détermine l'observateur lorsqu'il est arrêté.

Le vent apparent , est la résultante de la vitesse du vent réel et celle du navire. Si on ajoute la vitesse du navire à la vitesse du vent, si celui -ci souffle de la proue ou dans le cas contraire , on soustrait on la vitesse du navire à celle du vent venant de la poupe, on obtiendra la vitesse apparente du vent.

### **V-CIRCULATION , DEVIATION**

## **1) CIRCULATION ET DEVIATION DU VENT PAR RAPPORT AUX PRESSIONS**

l'air se dirige des zones à hautes pressions vers les zones à basses pressions , c'est ce que nous appelons vent. Le vent souffle donc à cause de l'existence d'un gradient horizontal de la pression .

Si la terre ne tournait pas , le vent soufflerait en ligne droite . En réalité et comme conséquence du mouvement circulaire de la terre , le vent est dévié de sa trajectoire rectiligne sous l'effet d'une nouvelle force , la force de CORIOLIS .

La force de Coriolis fait que le vent , dans l'hémisphère Nord , est dévié vers la droite et dans l'hémisphère Sud vers la gauche .

- La circulation du vent dans les anticyclones ( ou autour des anticyclones ) se fait dans le sens des aiguilles d'une montre dans l'hémisphère Nord et dans l'hémisphère Sud , dans le sens contraire des aiguilles d'une montre , avec une trajectoire divergente du centre à la périphérie .
- Le vent dans les cyclones ou dépressions ( ou autour d'une dépression ) tourne dans le sens contraire des aiguilles d'une montre, dans l'hémisphère Nord et dans le sens des aiguilles d'une montre dans l'hémisphère Sud , avec une trajectoire convergente de la périphérie au centre .

## **2) LE GRADIENT BAROMETRIQUE HORIZONTAL**

L'écartement des isobares définit le gradient barométrique horizontal . C'est le quotient de la différence de pression entre deux isobares consécutives par la distance qui les sépare . Plus les isobares sont serrées dans une dépression , plus le gradient est fort et plus la dépression est dangereuse car plus creuse ou plus profonde . ( voir documents photos , croquis , schémas annexés au cours )

## **3) DETERMINATION DE LA DIRECTION DU VENT – REGLE DE BUYS BALLOT**

les considérations théoriques aboutissent à la même conclusion que la loi fondamentale empiriquement formulée par le marin hollandais Buys Ballot du XVIII<sup>ème</sup>

siècle : « quand un observateur est placé dos au vent , les hautes pressions sont à sa droite , un peu vers l'arrière et les basses pressions à sa gauche , un peu vers l'avant » . Ce qui se traduit clairement par l'énoncé suivant : « Dans l'hémisphère Nord , le vent tourne autour des centres de basses pressions dans le sens inverse des aiguilles d'une montre et autour des hautes pressions , dans le sens des aiguilles d'une montre » . Dans l'hémisphère Sud , cette règle est inversée.

## **4 ) LA FORCE DU VENT , LES ISOBARES ET LA FORCE DE FROTTEMENT**

La direction du vent est donnée par la loi de Buys Ballot , mais il faut tenir compte, dans les basses couches , de la force de frottement due aux aspérités du relief ou de vagues et aux turbulences de l'air . En raison du frottement , la direction du vent n'est pas parallèle

aux isobares rectilignes ou tangente aux isobares curvilignes . Le vent est incliné d'un certain angle , vers l'intérieur dans le cas d'une dépression , et vers l'extérieur dans le cas d'un anticyclone . Sur terre, cet angle est d'environ  $20^\circ$  à  $30^\circ$  et sur mer de l'ordre de  $15^\circ$  .

Les considérations théoriques ont montré que la force du vent est proportionnelle au gradient de pression et inversement proportionnelle au sinus de la latitude du lieu où il souffle . On trouve donc sur les cartes météorologiques un abaque donnant la force du vent « géostrophique » en fonction du gradient et de la latitude .Connaissant ainsi , le vent géostrophique ou vent théorique , on peut passer au vent réel en tenant compte de la force de frottement.

## **VI- INFLUENCES THERMIQUES ET OROGRAPHIQUES SUR LE VENT**

### **1) INFLUENCES OU EFFETS DES DIFFERENCES LOCALES DE TEMPERATURE SUR LE VENT .**

Pendant le jour , au voisinage , des cotes et principalement en été , le sol se réchauffe beaucoup plus vite que la surface de la mer . L'air au contact du sol devient plus léger et s'élève , un gradient de pression s'établit dans les basses couches , dirigé de la mer vers la terre et le courant qui en résulte est la « brise de mer ».

Pendant la nuit , au contraire , le sol perdant rapidement sa chaleur par rayonnement devient , par rapport à la mer , un centre froid , le gradient est inversé , donnant naissance à « la brise de terre » .

Ces courants alternés , de courtes durées , ne se propagent guère à plus de 30 à 40 kilomètres à l'intérieur des terres ; leur extension en mer est encore moindre . En altitude , ils disparaissent ,généralement à une hauteur ( variant de 150 à 300 mètres ) au dessus de laquelle se manifeste le courant inverse de retour .

Les brises de mer se font sentir d'abord au large et s'étendent progressivement jusqu'à la cote . Leur force est maximum dans l'après -midi et peut atteindre 4 ou 5 Beaufort dans les régions tropicales , en raison de l'intensité de l'insolation .

Les brises de terre et de mer sont souvent masquées par les vents généraux . Lorsque les deux courants ont la même direction , leurs effets conjugués peuvent produire des effets très violents .

On sait ,d'autre part , que les forces de frottement diminuent nettement au dessus de la mer . Les observations du vent fournies par les stations côtières , peuvent donc différer sensiblement de celles qui seraient faites au large , il y a donc lieu de les exploiter avec précaution .

Les chutes de température provoquées par l'air relativement frais qu'apportent les brises peuvent être brusques et de grandes amplitudes, dans les régions où le contraste océan-continent (brise de mer) et où le rayonnement nocturne (brise de terre des côtes désertiques) sont particulièrement marqués ou intenses.

## **2) INFLUENCES DU RELIEF SUR LE VENT**

Suivant sa forme, le relief modifie le vent en surface de diverses manières :

- Le vent s'engouffrant dans un détroit encaissé ou vallée subit une accélération, d'autant plus forte que le rétrécissement est plus accentué.
- Le vent heurtant une montagne tendra à être partiellement dévié et à s'élever. Il y aura une zone d'ascendance sur la face au vent de la montagne, suivie d'une zone de vents rabattants sur la face sous le vent.

## **VII – CIRCULATION ET MESURE DU VENT EN ALTITUDE.**

### **1) CIRCULATION DU VENT EN ALTITUDE**

Les cartes topographiques ou cartes contours, ou de niveaux d'une surface isobarique, en altitude, permettent de calculer la force du vent en altitude; ce vent orienté selon la loi de Buys Ballot, est tangent aux isohypses et sa force est d'autant plus élevée que les lignes de niveaux sont plus resserrées.

En règle générale, au dessus de 1000 mètres, l'effet de frottement s'annule et, dans la troposphère, la vitesse du vent croît avec l'altitude. Le principe de la circulation générale en altitude est donné par la figure, sous titrée en objet. voir les croquis, schémas, figures, photos, annexés à ce présent cours.

A 6000 mètres, on trouve des vents d'ouest autour des pôles jusqu'à la latitude 30° Nord ou Sud et des vents d'Est dans la ceinture équatoriale. Au-dessus des Alizés, vers 2000 mètres, on trouve les contre-alizés.

### **2) MESURES DU VENT EN ALTITUDE ( sondages aérologiques )**

#### **• RADAR VENT**

On mesure le vent en altitude, par les sondages aérologiques. On suit la trajectoire d'un ballon taré, gonflé à l'hydrogène ou à l'hélium dont la vitesse ascensionnelle est considérée comme constante. On munit le ballon d'un réflecteur radar et on le suit au radar. On mesure ainsi l'angle de site et la distance que l'on porte sur le graphique de dépouillement permettant de déterminer le vent en altitude.

#### **• RADIO VENT**

Cette méthode perfectionnée nécessite un matériel particulier et du personnel entraîné. Sous le ballon est suspendu un petit émetteur (Baro contacteur ou radio

sonde) , un récepteur ( radio théodolite ) se trouve sur le navire . Lorsque l'accord est obtenu , on connaît avec précision l'azimut , le site, et donc l'altitude du ballon .

## **VIII – CIRCULATION GENERALE DU VENT**

On entend par circulation générale du vent dans l'atmosphère , l'étude des grands courants aériens qui circulent autour du globe terrestre . Comme le vent , ces grands courants s'établissent en tenant compte de la répartition des pressions sur le globe et de la rotation de la terre , qui dévie les vents , sur leur droite dans l'hémisphère Nord , sur leur gauche dans l'hémisphère Sud .

Voir figures , croquis, schémas, dessins , photos annexés au présent cours et sous titrés en objet : circulation générale du vent ) . La figure montre en partant du de l'équateur :

- A l'Equateur , une zone de basses pressions , puisque l'air est très chaud , correspondant à des calmes équatoriaux ,.
- De chaque coté de l'équateur , une zone de vents réguliers , alizés du Nord –Est dans l'hémisphère Nord , alizés du Sud-est dans l'hémisphère Sud . Ces vents vont des hautes pressions vers les basses pressions et sont déviés par la rotation de la terre .
- Dans les régions subtropicales , deux zones symétriques de hautes pressions correspondant aux calmes subtropicaux .
- Dans les régions tempérées , deux zones symétriques de basses pressions avec des vents dominants d'ouest .
- Près des calottes polaires , qui sont des zones de hautes pressions puisque l'air est très froid, on rencontre , près de l'Arctique des vents dominants de Nord –Est et près de l'Antarctique des vents dominants de Sud-est .

Enfin à cette circulation générale théorique se superposent :

- × les vents dus à l'effet des centres d'action permanents ou saisonniers
- × les vents qui se développent dans les perturbations et obéissent à la loi de Buys – Ballot
- × les vents locaux produits par les contrastes de température ou relief .

