

ÎLES (EFFET DES)

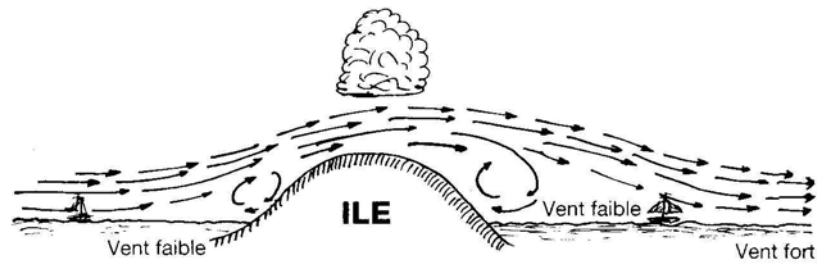
Le changement du paramètre de rugosité entre la surface océanique et les îles entraîne des perturbations locales de la circulation atmosphérique dans les basses couches. L'île, suivant son importance (étendue, forme, relief) peut scinder le courant général en deux courants dérivés (Fig.1) si le flux général est assez fort (de l'ordre de 20 nœuds ou plus).

Il se crée une zone de renforcement du vent de part et d'autre de l'île tandis que l'on constate la création de vent plus faible, contraire au vent et sous le vent de l'île. Cela est la conséquence de l'apparition de deux « rotors » ou tourbillons de vent à axe horizontal dus à la présence de l'île. On constate également la présence d'une autre zone de vent fort, sous le vent de l'île, et située plus ou moins loin de l'île. Cette distance dépend étroitement de la hauteur de l'île et de la vitesse du vent. D'une manière générale, on peut estimer cette zone à environ 10 à 15 fois la hauteur de l'île. Enfin, entre le rotor et la zone de vent fort, il se forme une zone de vent faible.

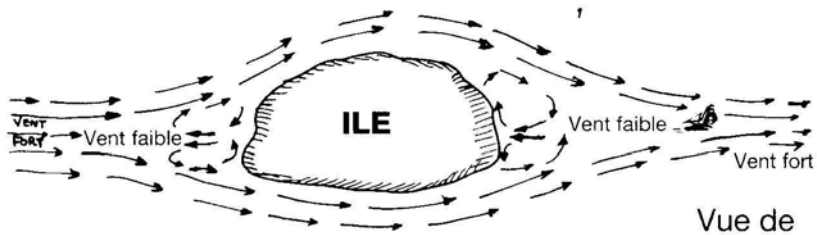
Des ascendances dues aux contrastes thermiques prennent naissance. Si l'humidité est suffisante, des nuages apparaissent sur l'île et donnent des averses, voire des orages. Les nuages sont du type cumulus ou cumulonimbus. Un autre type de nuages est observé lorsque le flux d'air, après son passage, ondule sous le vent de l'île. Avec chaque ondulation apparaissent des nuages d'étage moyen du type altocumulus.

Un autre phénomène peut apparaître lorsque les vents sont inférieurs à 20 nœuds (Fig.2). Lorsque le vent rencontre une île, le changement du paramètre de rugosité entraîne une modification de la direction : on observe une direction infléchie vers la dépression. Cela crée une divergence sur le bord de l'île, tournée vers les hautes pressions relatives, et une convergence sur le bord de l'île plus proche de la dépression. Par voie de conséquence sur ce dernier bord, on constate un renforcement du vent alors que sur l'autre bord le vent faiblit. Enfin, la direction du vent constatée sur l'île se propage sous le vent de l'île. Ce phénomène affecte une zone comprise entre 1 et 4 milles. Ensuite, le courant atmosphérique général se rétablit.

Lorsque les îles ont des superficies et/ou un relief importants, elles peuvent dévier la trajectoire de certaines perturbations, voire même les bloquer. Les plus importantes d'entre elles peuvent modifier les caractères et la structure des perturbations ou des cyclones tropicaux.



Profil



Vue de
dessus
Fig. 1

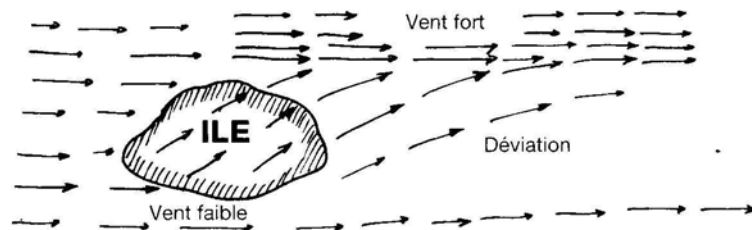


Fig. 2

INSTABILITÉ

Ce terme s'applique à l'état atmosphérique pris sur une verticale. Il est souvent utilisé comme synonyme d'instabilité hydrostatique pour laquelle toute particule d'air légèrement éloignée de son niveau initial est soumise à une force hydrostatique tendant à l'en éloigner davantage en amplifiant son mouvement.

On distingue :

- L'instabilité absolue : c'est un type d'instabilité hydrostatique qui existe tant en atmosphère saturée qu'en atmosphère non saturée.
- L'instabilité conditionnelle : c'est un type d'instabilité hydrostatique qui n'existe que pour l'air saturé.
- L'instabilité latente : c'est une instabilité conditionnelle qui n'existe que si des particules d'air saturé sont déplacées vers le haut jusqu'à atteindre une altitude critique.

- L'instabilité potentielle : c'est une instabilité conditionnelle d'une partie d'une colonne d'air en état de stabilité hydrostatique qui n'apparaît que si elle est soulevée jusqu'à saturation complète.

L'instabilité de l'atmosphère est responsable du développement des courants ascendants importants qui donnent naissance dans la majorité des cas à des nuages du type cumulonimbus générateurs d'orages.

INTERFACE OCEAN - ATMOSPHERE

Le rayonnement solaire qui arrive à la surface des océans a été en partie absorbé par l'atmosphère dans des proportions qui dépendent étroitement de la nébulosité du ciel. Comme la température des océans demeure à peu près constante, l'énergie reçue doit être compensée par des pertes thermiques équivalentes. Mais certaines parties océaniques interceptent plus d'énergie qu'elles n'en perdent, alors que d'autres cèdent plus d'énergie qu'elles n'en reçoivent. Ainsi à l'échelle planétaire, il s'établit un transfert d'énergie entre les zones à bilans positifs et négatifs. Ces transferts se réalisent soit par l'eau (grâce aux courants marins), soit par l'air (à cause de l'existence des vents).

Les pertes de chaleur sont réalisées par différents processus

- rayonnement de la surface de la mer vers l'atmosphère : cette énergie, renvoyée vers l'atmosphère, contribue à son bilan radiatif. Ce rayonnement est analogue au rayonnement solaire mais il est plus faible (de l'ordre de 10^{-5} par unité de surface rayonnante en raison de la température moyenne de surface des océans - environ 290°K) avec une longueur d'onde plus grande (de l'ordre de 10 μ en infrarouge).

- évaporation : phénomène qui prélève à l'océan de la chaleur sous forme de chaleur latente de vaporisation et qui la transfère à l'atmosphère.

- transfert de chaleur par conduction ou par convection dans le sens océan-atmosphère, si l'eau de mer est plus chaude que l'air. Dans le cas contraire, le sens de l'échange s'inverse.

Ces deux derniers types de transfert d'énergie se font par diffusion turbulente dans la couche limite inférieure de l'atmosphère en contact direct avec l'océan. C'est ce que l'on appelle l'interface. Le vent favorise ces transferts, tout comme l'instabilité des basses couches de l'atmosphère (cas qui se produit lorsque la température de l'océan est plus élevée que celle de l'air).

L'absorption du rayonnement solaire par la couche océanique superficielle se fait sur une dizaine de centimètres environ. Le refroidissement prélève au départ de la chaleur dans la pellicule superficielle de la mer, ce qui peut avoir des répercussions profondes dans l'océan. En effet, ces refroidissements entraînent une augmentation de la densité de l'eau dans la pellicule limite tandis que l'évaporation provoque une

augmentation de la salinité de l'eau de mer, ce qui agit également sur sa densité. Une instabilité s'établit en surface. L'extension verticale des mouvements engendrés par ce phénomène peut être importante. Toutes les évolutions des caractéristiques physiques des masses d'air ont leur origine dans l'interface océan-atmosphère. Nous sommes dans le domaine de la météocéanographie qui intéresse à la fois les deux sciences. C'est la raison pour laquelle de grandes campagnes de mesures sont conduites conjointement afin de mieux analyser et surtout de mieux comprendre la mécanique des échanges de l'interface.

INVERSION DE TEMPÉRATURE

La température de l'air décroît avec l'altitude, mais, dans certaines situations météorologiques, cette loi s'inverse et donne une température verticale thermique avec croissance de la température avec l'altitude. On dit qu'il y a une « inversion de température ». Ce phénomène crée un véritable couvercle thermique qui empêche tout mouvement vertical dans les basses couches de l'atmosphère. Une telle inversion existe au sommet des nappes de brouillards. Elles ne se dissipent que lorsque cette inversion est détruite. On trouve également des inversions de températures au sommet des formations nuageuses du type stratus.

Aux latitudes tempérées (c'est-à-dire approximativement entre les 30° et 60° Nord et Sud) on trouve des inversions de températures dans les premières centaines de mètres au-dessus de la surface terrestre lorsque la nuit a été claire durant plusieurs heures et par vent faible. En hiver, dans un anticyclone, la surface d'inversion peut s'étendre en hauteur sur plusieurs centaines de mètres et durer de nombreux jours. Dans cette situation, des brouillards denses, persistants et givrants (lorsque les températures sont inférieures à zéro degré) se forment.

Une inversion de température dans l'atmosphère signifie une stabilité de cette atmosphère favorable à un temps calme et brumeux.